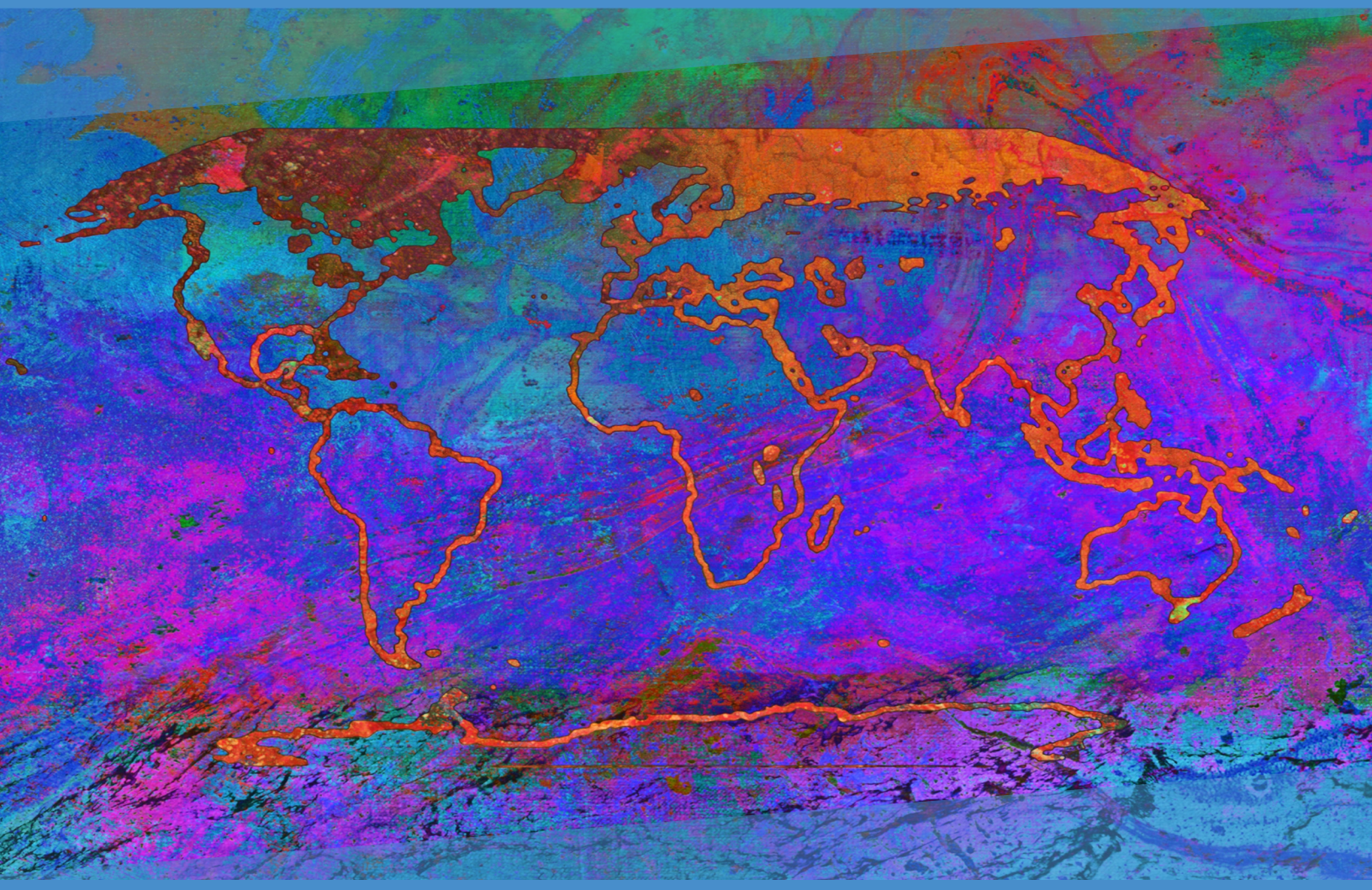
giec

GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR l'évolution du climat

Changement climatique 2021

Les bases scientifiques physiques

Résumé à l'intention des décideurs, Résumé technique, Questions fréquentes et Glossaire



GTI

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

OMM PNUE

Changement climatique 2021
Les bases scientifiques physiques

Résumé à l'intention des décideurs
Résumé technique
Foire aux questions
Glossaire

Contribution du Groupe de tra-vail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Publié sous la direction de

Valérie Masson-Delmotte
Coprésidente du Groupe de travail I

Panmao Zhai
Coprésident du Groupe de travail I

Anna Pirani
Responsable de l'Unité d'appui technique

Sarah L. Connors
Responsable de l'équipe scientifique

Clotilde Péan
Responsable des opérations

Yang Chen
Conseiller scientifique senior

Leah Goldfarb
Conseillère scientifique senior

Melissa I. Gomis
Conseillère scientifique senior

J.B. Robin Matthews
Conseiller scientifique senior

Sophie Berger
Conseillère scientifique

Mengtian Huang
Conseillère scientifique

Ozge Yelekçi
Conseillère scientifique

Rong Yu
Conseillère scientifique

Baiquan Zhou
Conseiller scientifique

Elisabeth Lonnoy
Assistante de projet

Thomas K. Maycock
Rédacteur scientifique

Tim Waterfield
Responsable informatique

Katherine Leitzell
Responsable de la communication

Nada Caud
Responsable de la vulgarisation scientifique

Unité d'appui technique du Groupe de tra-vail I

© 2021, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.
Il est possible de se procurer des exemplaires électroniques du présent rapport sur le site Web du GIEC www.ipcc.ch

ISBN 978-92-9169-263-7

Illustration artistique de la couverture : *Changing* (Changement) par Alisa Singer. www.environmentalgraphiti.org © 2021 Alisa Singer

Avant-propos, préface et hommage

Avant-propos

Il est sans équivoque que les activités humaines ont réchauffé notre climat. Les changements récents sont rapides, s'intensifient, et sont sans précédent sur des siècles à des millénaires. Chaque incrément supplémentaire de réchauffement amplifiera ces changements, avec des conséquences à long terme et irréversibles, en particulier pour l'élévation du niveau de la mer. Comme l'a déclaré le Secrétaire général des Nations Unies, António Guterres, « les preuves sont irréfutables » et « nous voyons les signaux d'alarme sur chaque continent et dans chaque région ».

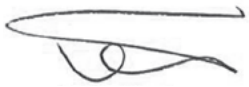
La contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) nous met face à la réalité du changement climatique. Nous avons aujourd'hui une image beaucoup plus claire des climats passés, présents et futurs, et ces informations sont essentielles pour comprendre ce vers quoi nous allons, ce qui peut être fait et quelles sont les multiples facettes d'un climat qui change auxquelles chaque région doit se préparer. Si les émissions de gaz à effet de serre ne sont pas fortement réduites au cours des prochaines décennies, le niveau de réchauffement planétaire dépassera 1,5°C puis 2°C au cours du 21ème siècle.

La nouvelle structure du rapport du Groupe de travail I intègre, dans chaque chapitre, les multiples éléments scientifiques probants, et fournit des connaissances solides, pertinentes pour l'élaboration des politiques, s'appuyant sur une évaluation approfondie des sujets clés. Par cette approche plus holistique, ce rapport permet de mieux comprendre le système climatique, tant pour ce qui est des changements passés que futurs, et met davantage l'accent sur les informations climatiques régionales, essentielles pour éclairer les stratégies d'adaptation et de gestion des risques. Encore aujourd'hui, de nombreuses décisions restent fondées sur l'expérience de la variabilité passée du climat. Ce rapport fournit une base solide pour prendre en compte, dans les décisions actuelles, les changements à venir, avec un renforcement de la pertinence des services climatiques, afin de renforcer l'adaptation et la résilience face au changement climatique et de réduire les émissions de gaz à effet de serre.

Ce rapport est le fruit d'efforts extraordinaires déployés par tous ses contributeurs, dans des circonstances exceptionnelles. La pandémie de COVID-19, qui a débuté pendant la relecture de la deuxième version du rapport, a perturbé le processus. Mais la réaction rapide du Groupe de travail I, rendue possible par le travail acharné des auteurs, des éditeurs de relecture et des assistants scientifiques intervenant en appui aux différents chapitres, du personnel de l'Unité d'appui technique et des membres du Bureau, a permis de livrer un rapport qui répond aux normes de qualité scientifique les plus exigeantes, grâce au large processus de relecture approfondi, avec une évaluation exhaustive, robuste, rigoureuse et transparente des connaissances les plus récentes issues des sciences du climat. Nous saluons les efforts supplémentaires qui ont été déployés, notamment par tous les relecteurs de la communauté scientifique et par les représentants des gouvernements qui se sont adaptés à une nouvelle façon de travailler afin de produire ce rapport essentiel. Nous remercions particulièrement les coprésidents du Groupe de travail I, Valérie Masson-Delmotte et Panmao Zhai, pour leur leadership tout au long de ce processus. Leurs efforts exceptionnels ont permis de mettre aujourd'hui un rapport clair et solide à la disposition du monde entier.

Cette contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du GIEC fait état d'importantes nouvelles avancées des sciences du climat qui d'une valeur inestimable pour les négociations climatiques et la prise de décision touchant au climat et met l'accent sur les conditions clés qui, du point de vue des bases scientifiques physiques, sont nécessaires pour limiter le réchauffement planétaire et éclairer l'évaluation des risques et l'adaptation régionale. Le rapport a été accueilli favorablement lors de la vingt-sixième session de la Conférence des Parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. Il étayera également l'inventaire mondial de 2023. À moins de réduire fortement les émissions mondiales de gaz à effet de serre, l'objectif de limiter le réchauffement largement en dessous de 2 °C et proche de 1,5 °C sera hors de portée.

La science est sans équivoque, les changements sont sans précédent, et il n'y a plus de temps à perdre.



Petteri Taalas
Secrétaire général
Organisation météorologique mondiale



Inger Andersen
Directrice exécutive
Programme des Nations Unies pour l'environnement

Préface

Cette contribution du Groupe de travail I (GTI) au sixième Rapport d'évaluation (AR6) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) s'appuie sur l'évaluation complète et détaillée des bases scientifiques physiques du changement climatique, à partir des éléments probants de plus de 14 000 publications scientifiques disponibles au 31 janvier 2021.

Ce rapport reflète les récentes avancées des sciences du climat résultant des progrès et de l'intégration de multiples éléments probants, notamment les observations in situ et à distance, les informations paléoclimatiques, la compréhension des facteurs climatiques , et des processus et rétroactions physiques, chimiques et biologiques, la modélisation du climat à l'échelle globale et régionale, ainsi que des progrès des méthodes d'analyse et les connaissances acquises dans le domaine en pleine expansion des services climatiques.

Ce rapport du GTI de l'AR6 s'appuie sur la contribution du GTI au cinquième Rapport d'évaluation (AR5) du GIEC publié en 2013 et les rapports spéciaux de l'AR61 parus en 2018 et en 2019.

Ce rapport examine l'état actuel du climat dans une perspective à long terme, la compréhension de l'influence humaine, l'état des connaissances sur les futurs climatiques possibles, les informations climatiques pertinentes pour l'évaluation des risques et l'adaptation régionale, ainsi que ce qui est nécessaire, du point de vue des sciences physiques, pour limiter le changement climatique dû aux activités humaines.

Cadrage du rapport

Dans le cadre du processus de cadrage et d'approbation de la structure du sixième Rapport d'évaluation du GIEC, la structure de la contribution du GTI a évolué par rapport à celle des précédents rapports d'évaluation du GTI, de sorte à refléter à la fois les développements des sciences du climat, et l'évaluation des informations climatiques globales et régionales pertinentes pour éclairer la prise de décision.

Parmi les nouveaux sujets clés évalués par le GTI figurent la réponse planétaire à de nouveaux scénarios d'émissions illustratifs, des trames de climat physique, les éventualités de faible probabilité mais à fort impact et les conditions physiques du climat qui ont une incidence sur la société et/ou les écosystèmes (les « facteurs climatiques générateurs d'impact »).

L'intégration de multiples éléments probants consolide la compréhension des changements passés, présents et futurs du système climatique et la distillation des informations sur le changement climatique à l'échelle régionale. La nouvelle structure du rapport du GTI est conçue pour faciliter cette intégration dans l'intérêt d'une évaluation approfondie des sujets clés et faire ressortir l'évolution des connaissances touchant au changement climatique global et régional. Cela englobe l'information climatique pertinente pour l'évaluation des risques, pour l'adaptation régionale et pour l'atténuation. Elle est aussi conçue pour éclairer la prise de décision de manière non prescriptive et pour faciliter l'intégration des principales conclusions du GTI dans les rapports des autres groupes de travail pour l'AR6.

Plan du rapport

Le rapport comprend treize chapitres thématiques et leurs suppléments, dix annexes (dont le glossaire du rapport, élaboré en concertation avec les groupes de travail II et III,), un résumé technique intégratif et un résumé à l'intention des décideurs. L'Atlas interactif en ligne est une innovation de cette évaluation du Groupe de travail I (https://interactive-atlas.ipcc.ch), outil inédit qui permet de manière flexible d'interagir, dans l'espace et dans le temps, avec des informations sur le changement climatique observé et prévu, ce qui renforce l'accessibilité des données évaluées dans ce rapport pour les parties prenantes et les utilisateurs.

Le Résumé à l'intention des décideurs et le Résumé technique renferment, entre accolades, des renvois vers les chapitres et les sections précises où se trouve l'évaluation détaillée. Ces documents de synthèse permettent de naviguer dans l'ensemble du rapport et résument les principales conclusions qui ont été tirées de la littérature et de l'évaluation sous-jacentes.

L'introduction (chapitre 1) du rapport situe l'évaluation réalisée par le GTI dans le cadre plus large de l'AR6 et du contexte mondial de la politique climatique et présente les concepts clés, les éléments probants et les principales avancées. Le reste du rapport est structuré en trois volets. Le premier s'intéresse au changement climatique à grande échelle (chapitres 2 à 4). On y trouve une évaluation actualisée et poussée des connaissances sur l'état présent du système climatique, l'influence humaine et les projections des changements futurs pour des indicateurs clés de grande échelle du système climatique. Le chapitre 2 évalue les changements à grande échelle observés dans le système climatique, et les situe par rapport à la perspective à long terme du contexte paléoclimatique. Le chapitre 3 met à jour l'évaluation de l'influence humaine sur le système climatique, en tenant compte de la variabilité naturelle, de la performance des modèles et de la détection et l'attribution. Le chapitre 4 traite des projections climatiques mondiales à des horizons temporels allant du court terme (2021-2040), au moyen terme (2041-2060), au long terme (2081-2100) et au-delà.

Le deuxième volet du rapport est consacré aux composantes et processus du système climatique qui jouent un rôle fondamental dans le climat planétaire et régional (chapitres 5 à 9), notamment les cycles planétaires du carbone et des autres cycles biogéochimiques, de l'énergie et de l'eau ; les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) et leur lien avec la qualité de l'air ; et les changements qui concernent l'océan, la cryosphère et le niveau de la mer. Le chapitre 5 porte sur les bilans biogéochimiques planétaires du dioxyde de carbone, du méthane et de l'oxyde nitreux, ainsi que sur les rétroactions du

carbone et d'autres éléments biogéochimiques. Le chapitre 6 évalue les changements survenus dans les émissions et l'abondance des différents SLCF, la manière dont ces changements affectent le bilan énergétique de la Terre par le biais du forçage radiatif et des rétroactions du système climatique, les implications du changement climatique sur la qualité de l'air et les implications de l'atténuation des SLCF pour le climat et la qualité de l'air. Le chapitre 7 porte sur le bilan énergétique de la Terre, et les progrès réalisés dans les observations, la compréhension et la quantification du forçage radiatif effectif, ainsi que l'évaluation des rétroactions et de la sensibilité du climat. Le chapitre 8 évalue les changements observés et projetés dans le cycle global de l'eau, la compréhension physique de la complexité de sa réponse à de multiples facteurs et les implications pour la disponibilité des ressources en eau. Les processus physiques qui sous-tendent les changements globaux et régionaux dans l'océan, la cryosphère et le niveau de la mer, ainsi que la compréhension des changements observés et projetés depuis l'AR5 et le Rapport spécial sur l'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique, sont évalués dans le chapitre 9.

Le dernier volet du rapport (chapitres 10 à 12 et Atlas) est dédié à l'évaluation et à la distillation de l'information climatique régionale à partir de multiples éléments probants d'échelle sous-continentale à locale (y compris le climat urbain) ; l'exercice prend appui sur les informations des chapitres précédents sur la compréhension des processus et du climat à grande échelle, avec une attention particulière sur les changements régionaux récents et projetés du climat moyen, des extrêmes et des facteurs climatiques générateurs d'impact. Le chapitre 10 évalue les fondements de la distillation de l'information climatique régionale à partir de multiples éléments probants et de l'interaction entre les causes anthropiques et la variabilité interne aux échelles régionales. Le chapitre 11 traite des changements des extrêmes météorologiques et climatiques à l'échelle globale et régionale, y compris les changements observés et leur attribution, ainsi que les changements projetés. Le chapitre 12 examine les conditions climatiques susceptibles d'entraîner des impacts et des risques dans toutes les régions du monde. Les changements du climat moyen à l'échelle régionale, notamment les tendances observées et leur attribution, ainsi que les changements projetés des températures et des précipitations, sont évalués dans le chapitre consacré à l'Atlas.

L'Atlas interactif permet de réaliser des analyses flexibles, dans l'espace et dans le temps, des variables climatiques, des indices d'extrêmes et des facteurs climatiques générateurs d'impact, y compris les jeux de données sur lesquels reposent les conclusions de l'évaluation dans les chapitres du rapport et les synthèses des changements régionaux.

Certains chapitres renferment des études de cas régionales spécifiques, notamment les changements pluviométriques au Sahel et en Afrique de l'Ouest, dans le sud-ouest de l'Amérique du Nord et le sud-est de l'Amérique du Sud ; l'information climatique pertinente pour les ressources en eau dans les petites îles, pour la sécheresse au Cap, la mousson d'été en Inde, le réchauffement estival en Méditerranée et la région himalayenne de l'Hindou Kouch ; les processus et les tendances propres au climat urbain ; et l'influence de l'Arctique sur le climat des latitudes moyennes.

Tous les chapitres contiennent des Foires aux Questions (FAQ) qui sont basées sur l'évaluation et sont rédigées dans un langage accessible à un plus large public ; elles peuvent servir de ressources pour l'enseignement et à la vulgarisation.

Chaque chapitre s'accompagne d'un matériel supplémentaire, disponible en ligne ; cela fournit traçabilité et transparence pour les aspects techniques de l'évaluation, comme la description des jeux de données, des modèles ou des méthodologies qui sous-tendent les analyses du chapitre.

La démarche

Le rapport d'évaluation du GTI a vu le jour grâce aux efforts concertés de centaines d' experts de premier plan dans le domaine des sciences du climat et a été préparé conformément aux principes et procédures du GIEC.

Une réunion de cadrage consacrée au sixième Rapport d'évaluation s'est tenue en mai 2017 et les grandes lignes des contributions des trois groupes de travail ont été approuvées lors de la 46e session du Groupe d'experts en septembre 2017. Les gouvernements et les organisations ayant le statut d'observateur auprès du GIEC ont nommé des experts pour l'équipe d'auteurs. L'équipe formée de 198 auteurs coordonnateurs principaux et auteurs principaux et 36 éditeurs de relecture, sélectionnés par le Bureau du Groupe de travail I, a été acceptée lors de la 55e session, en janvier 2018, du Bureau du GIEC. Au cours de la préparation du rapport, quelques changements ont été apportés afin de combler certaines lacunes pour des domaines clés d'expertise et pour remplacer les auteurs qui n'étaient plus disponibles. De plus, 615 auteurs contributeurs ont fourni des informations aux équipes d'auteurs, à leur demande.

Les versions préliminaires élaborées par les auteurs ont fait l'objet de deux séries de relecture et de révision, suivis d'une dernière série de commentaires de gouvernements sur le Résumé à l'intention des décideurs. Au total, 78 007 commentaires écrits ont été soumis par 1 891 experts et 47 gouvernements. Les éditeurs de relecture de chaque chapitre ont suivi le processus de relecture afin de veiller à ce que tous les commentaires soient dûment pris en considération. Tous les commentaires et les réponses qui y ont été apportées sont disponibles en ligne, sur le site Web consacré au rapport.

Trois réunions en personne des auteurs principaux ont eu lieu dans le but de stimuler la progression et la coordination du processus d'évaluation. Elles se sont avérées cruciales pour assurer l'intense coordination entre chapitres qu'implique la nouvelle structure du rapport.

Nous nous sommes efforcés de favoriser un environnement inclusif permettant d'obtenir un processus d'évaluation rigoureux et transparent. Ces efforts ont notamment consisté à accorder une plus grande attention aux biais implicites et aux questions techniques, afin d'améliorer la participation de toutes et tous et à d'accroître l'accessibilité des informations évaluées.

Pour la première fois au sein du GIEC, le GTI a recommandé d'observer les principes FAIR (données localisables, accessibles, interopérables et réutilisables) pendant l'évaluation, afin de rassembler et de conserver les données évaluées et incluses dans le rapport. Cette initiative était motivée par l'intérêt d'accroître la transparence et l'accessibilité de l'évaluation, de soutenir la mise en œuvre du protocole de traitement des erreurs adopté par le GIEC et d'assurer la conservation à long terme des informations numériques évaluées. Ce processus a bénéficié de l'étroite collaboration mise en place avec l'Équipe spéciale du GIEC pour les données servant aux évaluations du changement climatique (TG-Data), mise en place en mars 2018.

L'Organisation mondiale de la Santé a déclaré la pandémie de COVID-19 alors que débutait la relecture du deuxième projet de texte. À la suite d'une large consultation avec les pays membres du GIEC, les auteurs et la communauté scientifique, y compris les rédacteurs en chef de revues scientifiques, l'échéancier du rapport a été repoussé de quatre mois compte tenu, d'une part, des retards et difficultés rencontrées par les auteurs et les scientifiques et, d'autre part, de la dynamique et du rythme de l'évaluation à préserver. Le processus de relecture est indispensable pour assurer la rigueur, l'objectivité et l'exhaustivité de l'évaluation. Les ajustements apportés à l'échéancier ont facilité une large participation des scientifiques et des gouvernements au processus. La rigueur et la qualité scientifique de l'évaluation ont été maintenues malgré la pandémie.

La quatrième réunion d'auteurs, qui devait se tenir en juin 2020, a été remplacée par d'intenses échanges virtuels destinés à examiner les commentaires touchant le deuxième projet de texte et les sujets transverses recoupant plusieurs chapitres. Une dernière réunion virtuelle des auteurs principaux a eu lieu en février 2021 pour finaliser le rapport. Les réunions de rédaction du Résumé à l'intention des décideurs se sont également déroulées en ligne.

L'incidence de la COVID-19 sur le processus d'évaluation a exigé d'innover sur plusieurs plans dans le souci de faciliter la collaboration virtuelle à l'échelle internationale : assistance et formation supplémentaires offertes aux participants et aux facilitateurs, aide aux participants ayant des difficultés de connexion à Internet, davantage de préparation à l'avance, réunions plus courtes et plus ciblées, dotées d'ordres du jour et d'objectifs clairs et dédoublées en fonction des fuseaux horaires des participants, degré élevé de transparence – notamment en transmettant des résumés écrits des réunions et des décisions et en accordant assez de temps pour les contributions asynchrones aux discussions et au processus de prise de décision.

L'identification et la compréhension des obstacles à la participation découlant d'un recours élargi aux activités en ligne, ainsi que le respect des pratiques inclusives, ont nécessité une attention prioritaire dans ces conditions inédites. Nous nous sommes familiarisés avec les méthodes propres à faciliter la participation et l'inclusion et nous avons jugé nécessaire d'encourager ces approches tout au long de la démarche d'évaluation, à la fois pendant et entre les réunions, afin de bâtir une communauté de pratique plus forte dans ce contexte international exceptionnel. Il s'agit là d'un acquis important pour les cycles d'évaluation à venir.

La préparation du rapport du GTI de l'AR6 a également profité des recommandations issues de plusieurs réunions d'experts du GIEC. La première réunion était centrée sur l'évaluation de l'information climatique pour les régions (co-organisée en 2018 par le GTI et le GTII, accueillie par l'ICTP de Trieste, Italie), afin de définir le cadrage de l'Atlas interactif. La deuxième réunion a porté sur les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (co-organisée en 2018 par l'Équipe spéciale pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre et le GTI, au siège de l'Organisation météorologique mondiale à Genève, Suisse) ; on y a recensé les progrès scientifiques de la compréhension des émissions et des effets climatiques des SLCF et déterminé les améliorations à apporter aux méthodologies et aux inventaires d'émissions. La troisième réunion, consacrée à l'atténuation, à la soutenabilité et aux scénarios de stabilisation du climat (organisée par le GTIII en 2019 à Addis-Abeba, Éthiopie), a conduit à une coordination entre les groupes de travail en lien avec les scénarios. Les recommandations en matière de clarté et de lisibilité issues de la réunion d'experts du GIEC sur la communication (organisée en 2016 par le Secrétariat du GIEC à Oslo, Norvège) ont été prises en compte pour élaborer les orientations techniques, les formations et les ressources destinées aux auteurs, en particulier pour préparer le texte et les figures des Foires aux Questions (FAQ) et du Résumé à l'intention des décideurs.

Le Résumé à l'intention des décideurs a été approuvé ligne par ligne pendant la toute première session virtuelle d'approbation organisée par le GIEC, à la 14e session du Groupe de travail I tenue du 26 juillet au 6 août 2021, et le rapport a été accepté à la 54e session du GIEC, le 6 août 2021.

Remerciements

Nous sommes très reconnaissants aux auteurs coordonnateurs principaux et aux auteurs principaux de la rigueur exceptionnelle et du dévouement dont ils ont fait preuve à titre bénévole tout au long du processus, produisant l'évaluation la plus complète jamais réalisée de la compréhension physique du changement climatique. Nous remercions les éditeurs de relecture qui ont veillé avec les équipes d'auteurs à ce que les chapitres tiennent pleinement compte des apports fournis dans le cadre du processus de relecture. Nous exprimons notre sincère gratitude à tous les relecteurs gouvernementaux et experts, det notamment plusieurs relectures par des groupes de scientifiques en début de carrière. Nous remercions les nombreux auteurs contributeurs pour leurs apports et leur appui important aux auteurs.

Des remerciements particuliers sont adressés aux assistants scientifiques intervenant en appui aux différents chapitres du rapport, qui ont largement dépassé nos attentes : Kari Alterskjaer, Lisa Bock, Katherine Dooley, Gregory Garner, Mathias Hauser, Tim Hermans, Lijuan Hua, Carley Iles, Maialen Iturbide, Laurice Preciado Jamero, Martin Jury, Megan Kirchmeier Young, Chaincy Kuo, Hui-Wen Lai, Alice Lebehot, Elizaveta Malinina Rieger, Sebastian Milinkski, Therese Myslinski, Tamzin Palmer, Browdie Pearson, Stephane Senesi, Jérôme Servonnat, Chris Smith, David Smyth, Sabin Thazhe Purayil, Emilie Vanvyve, Tania Villasenor Jorquera, Hui Wan et Kyung- Sook Yu. Ces assistants scientifiques, recrutés par le ou les auteurs coordonnateurs principaux auxquels ils rendaient directement compte,

ont procuré un appui technique aux chapitres, vérifiant et compilant les références, produisant les versions successives des figures, vérifiant la traçabilité, cernant les doublons ou les incohérences entre les chapitres et assurant l'édition technique, entre autres choses.

Nous remercions les vice-présidents du Bureau du GTI de leur dévouement, leurs conseils et leur sagesse, tout au long de la préparation du rapport, ainsi que de leur soutien à la coordination entre les groupes de travail : Edvin Aldrian, Fatima Driouech, Gregory Flato, Jan Fuglestvedt, Muhammad I. Tariq, Carolina Vera et Noureddine Yassaa.

Nous sommes reconnaissants aux pays et institutions qui ont accueilli les réunions d'auteurs du GTI, à savoir l'Administration météorologique chinoise pour la première réunion, Environnement Canada pour la deuxième et Météo France pour la troisième. Nous remercions également le Ministère de la science, la technologie, la connaissance et l'innovation et le Ministère de l'environnement du Chili qui ont offert d'accueillir la quatrième réunion d'auteurs, qui n'a pu se dérouler en personne du fait de la pandémie de COVID-19.

L'appui apporté par les gouvernements et les institutions, de même que les contributions au fonds d'affectation spéciale du GIEC, a été vivement apprécié car il a permis la participation des équipes d'auteurs pour l'élaborer de ce rapport. Le fonctionnement efficace de l'Unité d'appui technique du GTI a été rendu possible par le généreux soutien financier du gouvernement français et par le soutien administratif et informatique fourni par l'Université Paris-Saclay, l'Institut Pierre-Simon-Laplace (IPSL) et le Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE). Nous tenons à remercier l'Agence norvégienne pour l'environnement pour son soutien à l'élaboration des graphiques du Résumé à l'intention des décideurs. Nous remercions la bibliothèque du Programme des Nations Unies pour l'environnement d'avoir offert aux auteurs un service d'accès à la littérature scientifique.

L'approbation du Résumé à l'intention des décideurs du GTI a pris place dans un contexte inédit, les restrictions de voyage imposées par la COVID-19 rendant impossible une session plénière en personne. Nous saluons l'appui et les conseils prodigués par le Comité exécutif du GIEC et les efforts infatigables déployés par le groupe spécial mis sur pied afin de seconder les coprésidents dans la préparation de la session d'approbation. Sous la direction de Ko Barrett, vice-présidente du GIEC, le groupe spécial réunissait Fatima Driouech, Greg Flato et Edvin Aldrian, vice-présidents du GTI, Anna Pirani et Sarah Connors de l'Unité d'appui technique du GTI et Ermira Fida du Secrétariat du GIEC. Il a rédigé pour les participants des instructions sur le déroulement de la session et un plan de réunion soigneusement pensé afin de permettre le processus d'approbation en ligne.

Cette approbation a eu lieu pour la première fois virtuellement et a nécessité plus de 186 heures de réunions en ligne. Nous remercions tous les participants pour l'esprit de collaboration remarquable et le travail rigoureux qui ont marqué la session. Les vice-présidents du GIEC, Ko Barrett, Thelma Krug et Youba Sokona, n'ont ménagé aucun effort pour faciliter les échanges entre les auteurs et les délégations et ont apporté un soutien essentiel au succès du processus d'approbation. Nous sommes également reconnaissants aux vice-présidents du GTI, ainsi qu'à Mark Howden et Andy Reisinger, respectivement vice-président du GTII et du GTIII, et à Jim Skea, coprésident du GTIII, pour l'aide qu'ils ont apportée au bon déroulement des discussions. Plusieurs membres des Unités d'appui technique du GTII et du GTIII, d'anciens stagiaires et des assistants scientifiques affectés à la préparation des chapitres ont aidé l'Unité d'appui technique du GTI à accomplir cet effort de coordination herculéen.

Nous remercions très chaleureusement l'appui collégial et collaboratif apporté par Melinda Tignor, Elvira Poloczanska, Katja Mintenbeck, Bard Rama, Almut Niebuhr, Vincent Möller, Sina Löschke, Komila Nabiyeva, Andrés Alegría, Stefanie Langsdorf, Andrew Okem, Marlies Craig, Anka Mühle, Philisiwe Manqele, Stefan Weisfeld, Jussi Savolainen et Mallou de l'Unité d'appui technique du Groupe de travail II ; Roger Fradera, Raphael Slade, Alaa Al Khourdajie, Minal Pathak, Sigourney Luz, Malek Belkacemi, David McCollum, Renée van Diemen, Shreya Some, Purvi Vyas, Juliette Malley et Géninha Lisboa de l'Unité d'appui technique du Groupe de travail III ; et Noémie Le Prince-Ringuet de l'Unité d'appui technique du Rapport de synthèse.

Nous saluons l'étroite collaboration établie avec les auteurs et les membres du Bureau des Groupes de travail II et III, y compris leur apport en tant qu'auteurs collaborateurs à de nombreuses parties du rapport. Nous remercions les coprésidents Debra Roberts, Hans-Otto Portner, Jim Skea et Priyadarshi R. Shukla de l'esprit d'équipe et de collégialité entre les groupes de travail qui a caractérisé l'AR6. Notre reconnaissance va également à Eduardo Calvo Buendía et Kyoto Tanabe, coprésidents de l'Équipe spéciale pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre, pour leur appui et leur collaboration.

Nous remercions Hoesung Lee, Président du GIEC, Abdalah Mokssit, Secrétaire du GIEC, et le personnel du Secrétariat du GIEC : Ermira Fida, Jonathan Lynn, Judith Ewa, Mxolisi Shongwe, Jennifer Lew Schneider, Jesbin Baidya, Werani Zabula, Nina Peeva, Melissa Walsh, Joelle Fernandez, Laura Biagioni et Oksana Ekzarkho pour leurs conseils et leur soutien à la mise en œuvre des nombreuses facettes du processus du GIEC. Nous sommes reconnaissants d'avoir pu travailler ensemble à de multiples activités de communication. Nous remercions Sue Escott de nous avoir aidés sans relâche à améliorer la façon de communiquer les conclusions de l'évaluation.

Nous tenons à souligner l'appui offert par l'équipe de SHIFT Collaborative – en les personnes de Stacy Barter et Michelle Colussi – et l'appui généreux du Gouvernement canadien s'agissant de la formation et des outils sur les pratiques inclusives dans un contexte de prise de décision par consensus ; nous les avons mis à profit pour rendre le processus d'évaluation plus inclusif, y compris lors du passage à un mode purement virtuel. Nous avons apprécié la présence à nos côtés de Jessica O'Reilly et Mark Vardy, qui ont réalisé tout au long de la démarche une étude ethnographique de la façon dont les auteurs mènent à bien une évaluation du GIEC ; nous attendons avec impatience les résultats de leurs travaux.

L'un des grands accomplissements du rapport est l'Atlas interactif du GTI, mis au point par l'équipe chargée du chapitre correspondant. L'Atlas est dédié à la mémoire de Gemma Teresa Narisma, qui a assuré la codirection de ce chapitre inédit avec son leadership exceptionnel et sa vaste expérience de la recherche sur le climat régional. Le développement et la mise en œuvre technique de l'Atlas ont bénéficié d'une contribution en nature du Gouvernement espagnol par le biais de l'Institut de physique de Cantabrie (du Conseil supérieur des recherches scientifiques), en

partenariat avec Predictia Intelligent Data Solutions. Nous saluons le financement reçu du programme espagnol de recherche et développement (réf. PID2019-111481RB-I00). Nous exprimons notre gratitude aux centres de modélisation et aux institutions qui produisent et communiquent les jeux de données utilisés dans ce travail. L'Atlas interactif a été mis en ligne le 9 août 2021, date de parution du rapport ; le site a été consulté par plus d'un demi-million d'utilisateurs pendant le premier mois.

L'Unité d'appui technique du GTI a entrepris d'archiver les données et les codes du rapport sur les conseils et avec l'aide d'un large groupe de contributeurs. Nous sommes redevables envers les membres de l'Équipe spéciale pour les données servant aux évaluations du changement climatique de leur supervision, leurs conseils avisés et leurs encouragements constants, notamment les coprésidents de l'Équipe spéciale, David Huard et Sebastian Vicuna, et les membres représentant la communauté scientifique du GTI, Michio Kawamiya, Silvina Solman, José Manuel Guttierez et Nana Ama Browne Klutse. Pour la préparation de l'archivage des données et des codes afférents aux figures, nous remercions tout particulièrement Lina Sitz, notre contractante dévouée.

Le Centre de diffusion des données (DDC) du GIEC a été indispensable à l'accomplissement de cette tâche. S'agissant de l'archivage des données des figures, nous sommes redevables à Charlotte Pascoe, Kate Winfield et Martin Jukes du Centre d'analyse des données environnementales du Royaume-Uni (CEDA). Nous remercions Martina Stockhause du Centre allemand de calcul climatique (DKRZ) pour l'archivage des données des modèles climatiques utilisées dans le rapport et les jeux de données intermédiaires évalués. La société MetadataWorks a procédé au transfert des métadonnées relatives aux données/codes archivés dans le catalogue du GIEC, ce dont nous le remercions. Enfin, nous saluons l'aide financière fournie par les gouvernements du Royaume-Uni et de l'Allemagne, sans laquelle il n'aurait pas été possible d'archiver les données au DDC.

Nous adressons des remerciements spéciaux à l'équipe de conception visuelle du Résumé à l'intention des décideurs, Tom Johansen et Angela Morelli de Information Design Lab et Jordan Harold et Irene Lorenzoni du Centre Tyndall pour la recherche sur le changement climatique, ainsi qu'à Nigel Hawtin pour l'appui à la conception graphique du rapport. Nous tenons à remercier Alisa Singer d'avoir créé l'œuvre d'art Changing (Changement), inspirée d'une figure scientifique, qui illustre la couverture du rapport.

Nous tenons à remercier tout particulièrement l'Unité d'appui technique du GTI, dont le dévouement inlassable, le professionnalisme et l'enthousiasme ont permis de produire le rapport. Ce dernier n'aurait pas vu le jour sans la détermination des membres de l'Unité d'appui technique, tous nouveaux au sein du GIEC, qui ont relevé le défi sans précédent du sixième Rapport d'évaluation et ont joué un rôle central dans tous les aspects de la préparation : Anna Pirani, Clotilde Péan, Sarah Connors, Yang Chen, Robin Matthews, Melissa Gomis, Sophie Berger, Leah Goldfarb, Rong Yu, Baiquan Zhou, Ozge Yelekci, Nada Caud, Katherine Leitzell, Tom Maycock, Mengtian Huang, Elisabeth Lonnoy, Tim Waterfield et Diego Cammarano.

Nous saisissons cette occasion pour remercier les anciens membres de l'Unité d'appui technique du GTI Wilfran Moufouma-Okia, Roz Pidcock et Rodrigro Manzanas. Nous saluons également l'apport de Margot Eyraud, Evéa Piedagnel, Mathilde Mousson et Felix Chavelli, stagiaires au sein de l'Unité d'appui technique.

Nous souhaitons exprimer notre sincère reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à l'évaluation du GTI malgré les conditions particulières dues à la pandémie de COVID-19, les contraignant à travailler à leur domicile dans des conditions si difficiles.

Enfin, au nom de tous les participants à cette expérience sans précédent, nous remercions pour leur compréhension et leur soutien les collègues, amis et familles qui ont également pris part à cette aventure intense.

Ce rapport montre que l'ampleur du changement climatique à venir dépend des décisions que nous prenons aujourd'hui, et décrit ce à quoi nous devons nous préparer. Nous souhaitons qu'il soit largement utilisé pour fournir des connaissances fondées sur les éléments probants afin d'éclairer la prise de décision, mais aussi pour l'enseignement et la formation, et pour améliorer la littéracie climatique dans le monde.



Valérie Masson-Delmotte
Coprésidente du Groupe de travail I, GIEC



Panmao Zhai
Coprésident du Groupe de travail I, GIEC

Hommage

Sir John Hougthon

(30 décembre 1931 – 15 avril 2020)



La contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) intitulé *Changement climatique 2021 : Les bases scientifiques physiques* est dédiée à la mémoire de Sir John Hougthon, l'une des grandes figures de la création du GIEC en 1988, qui a présidé et coprésidé les travaux du Groupe de travail I sur les trois premiers rapports d'évaluation, de 1988 à 2002.

M. Hougthon a largement concouru, par ses travaux, à l'attribution du prix Nobel de la paix au GIEC en 2007, partagé avec l'ancien Vice-Président américain Al Gore. Il a contribué au développement des sciences du climat et à la mise en place d'une coopération internationale fondée sur la recherche climatique. Il a tenu un rôle essentiel pour garanti une interface science-politique robuste, au sein des processus du GIEC ; mais son rôle dans la recherche scientifique internationale s'est étendu au-delà du GIEC, notamment en contribuant à la création du Programme mondial de recherche sur le climat, qu'il a présidé de 1982 à 1984.

Sir John savait communiquer brillamment avec ses collègues scientifiques, les décideurs et le grand public, expliquant les faits et les menaces du changement climatique avec clarté et franchise..

Contents

Partie liminaire

Avant-propos v

Préface vii

Hommage xiii

RID

Résumé à l'intention des décideurs 3

RT

Résumé technique 39

FAQs

Foires aux questions 167

Glossaire

Glossaire 241

Résumé à l'intention des décideurs

RID

Résumé à l'intention des décideurs

Équipe de rédaction:

Richard P. Allan (Royaume-Uni), Paola A. Arias (Colombie), Sophie Berger (France/Belgique), Josep G. Canadell (Australie), Christophe Cassou (France), Deliang Chen (Suède), Annalisa Cherchi (Italie), Sarah L. Connors (France/ Royaume-Uni), Erika Coppola (Italie), Faye Abigail Cruz (Philippines), Aïda Diongue-Niang (Sénégal), Francisco J. Doblas-Reyes (Espagne), Hervé Douville (France), Fatima Driouech (Maroc), Tamsin L. Edwards (Royaume-Uni), François Engelbrecht (Afrique du Sud), Veronika Eyring (Allemagne), Erich Fischer (Suisse), Gregory M. Flato (Canada), Piers Forster (Royaume-Uni), Baylor Fox-Kemper (États-Unis d'Amérique), Jan S. Fuglestvedt (Norvège), John C. Fyfe (Canada), Nathan P. Gillett (Canada), Melissa I. Gomis (France/Suisse), Sergey K. Gulev (Fédération de Russie), José Manuel Gutiérrez (Espagne), Rafiq Hamdi (Belgique), Jordan Harold (Royaume-Uni), Mathias Hauser (Suisse), Ed Hawkins (Royaume-Uni), Helene T. Hewitt (Royaume-Uni), Tom Gabriel Johansen (Norvège), Christopher Jones (Royaume-Uni), Richard G. Jones (Royaume-Uni), Darrell S. Kaufman (États-Unis d'Amérique), Zbigniew Klimont (Autriche/Pologne), Robert E. Kopp (États-Unis d'Amérique), Charles Koven (États-Unis d'Amérique), Gerhard Krinner (France/Allemagne, France), June-Yi Lee (République de Corée), Irene Lorenzoni (Royaume-Uni /Italie), Jochem Marotzke (Allemagne), Valérie Masson-Delmotte (France), Thomas K. Maycock (États-Unis d'Amérique), Malte Meinshausen (Australie/Allemagne), Pedro M.S. Monteiro (Afrique du Sud), Angela Morelli (Norvège/Italie), Vaishali Naik (États-Unis d'Amérique), Dirk Notz (Allemagne), Friederike Otto (Royaume-Uni /Allemagne), Matthew D. Palmer (Royaume-Uni), Izidine Pinto (Afrique du Sud/Mozambique), Anna Pirani (Italie), Gian-Kasper Plattner (Suisse), Krishnan Raghavan (Inde), Roshanka Ranasinghe (Pays Bas/Sri Lanka, Australie), Joeri Rogelj (Royaume-Uni/Belgique), Maisa Rojas (Chili), Alex C. Ruane (États-Unis d'Amérique), Jean-Baptiste Sallée (France), Bjørn H. Samset (Norvège), Sonia I. Seneviratne (Suisse), Jana Sillmann (Norvège/Allemagne), Anna A. Sörensson (Argentine), Tannecia S. Stephenson (Jamaïque), Trude Storelvmo (Norvège), Sophie Szopa (France), Peter W. Thorne (Irlande/ Royaume-Uni), Blair Trewin (Australie), Robert Vautard (France), Carolina Vera (Argentine), Noureddine Yassaa (Algérie), Sönke Zaehle (Allemagne), Panmao Zhai (Chine), Xuebin Zhang (Canada), Kirsten Zickfeld (Canada/Allemagne)

Auteurs contributeurs:

Krishna M. AchutaRao (Inde), Bhupesh Adhikary (Népal), Edvin Aldrian (Indonésie), Kyle Armour (États-Unis d'Amérique), Govindasamy Bala (Inde/États-Unis d'Amérique), Rondrotiana Barimalala (Afrique du Sud/ Madagascar), Nicolas Bellouin (Royaume-Uni/France), William Collins (Royaume-Uni), William D. Collins (États-Unis d'Amérique), Susanna Corti (Italie), Peter M. Cox (Royaume-Uni), Frank J. Dentener (EU/Pays-Bas), Claudine Dereczynski (Brésil), Alejandro Di Luca (Australie, Canada/Argentine), Alessandro Dosio (Italie), Leah Goldfarb (France/États-Unis d'Amérique), Irina V. Gorodetskaya (Portugal/Belgique, Fédération de Russie), Pandora Hope (Australie), Mark Howden (Australie), A. K. M. Saiful Islam (Bangladesh), Yu Kosaka (Japon), James Kossin (États-Unis d'Amérique), Svitlana Krakovska (Ukraine), Chao Li (Chine), Jian Li (Chine), Thorsten Mauritsen (Allemagne/Danemark), Sebastian Milinski (Allemagne), Seung-Ki Min (République de Corée), Thanh Ngo Duc (Vietnam), Andy Reisinger (Nouvelle Zélande), Lucas Ruiz (Argentine), Shubha Sathyendranath (Royaume-Uni/Canada, citoyen indien d'outre-mer), Aimée B. A. Slangen (Pays-Bas), Chris Smith (Royaume-Uni), Izuru Takayabu (Japon), Muhammad Irfan Tariq (Pakistan), Anne-Marie Treguier (France), Bart van den Hurk (Pays-Bas), Karina von Schuckmann (France/Allemagne), Cunde Xiao (Chine)

Résumé à référencer comme suit:

GIEC, 2021 : Résumé à l'intention des décideurs. In: *Changement climatique 2021: les bases scientifiques physiques.* Contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [publié sous la direction de Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, et B. Zhou]. Cambridge University Press.

Introduction

Ce Résumé à l'intention des décideurs (RID) présente les principales conclusions de la contribution du Groupe de travail I (GTI) au sixième Rapport d'évaluation (AR6)[1] du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) concernant les bases scientifiques physiques du changement climatique. Ce Rapport s'appuie sur la précédente contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (AR5), en 2013, et sur les rapports spéciaux du GIEC de l'AR6 de 2018 et 2019[2] ; et il intègre de nouveaux éléments scientifiques postérieurs issus des sciences du climat[3].

Ce RID fournit un résumé de haut niveau de la compréhension de l'état actuel du climat, y compris la manière dont il est en train de changer et le rôle de l'influence humaine dans ces changements. Il présente également l'état des connaissances sur les évolutions futures possibles du climat, les informations climatiques pertinentes pour différentes régions et secteurs, ainsi que les conditions géophysiques permettant de limiter le changement climatique induit par les activités humaines.

En fonction des connaissances scientifiques, les conclusions principales peuvent être formulées comme des faits établis, ou être associées à un niveau de confiance, formulé selon le langage « calibré » défini par le GIEC[4].

Les bases scientifiques sur lesquelles se fonde chaque conclusion principale se trouvent dans les sections des chapitres du Rapport principal et leur synthèse intégrée présentée dans le Résumé technique (ci-après RT) ; ces références sont indiquées entre accolades. L'Atlas interactif du GTI de l'AR6 permet d'explorer cette synthèse des résultats clés et les informations sur le changement climatique qui les sous-tendent, dans les diverses régions de référence du GTI[5].

A. L'état actuel du climat

Depuis l'AR5, les améliorations apportées aux estimations issues des observations et aux informations extraites des archives paléoclimatiques fournissent une vue d'ensemble de chacune des composantes du système climatique et de leurs changements en cours. De nouvelles simulations issues de modèles climatiques, de nouvelles analyses, et des méthodes intégrant de multiples éléments probants ont permis de mieux comprendre l'influence humaine sur un plus grand jeu de variables climatiques, y compris les extrêmes météorologiques et climatiques. Les périodes examinées dans cette section dépendent de la disponibilité des produits d'observations, des archives paléoclimatiques et des études scientifiques évaluées par les pairs.

A.1 Il est sans équivoque que l'influence humaine a réchauffé l'atmosphère, l'océan et les terres. Des changements généralisés et rapides se sont produits dans l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et la biosphère. {2.2, 2.3, encadré thématique 2.3, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.8, 5.2, 5.3, 6.4, 7.3, 8.3, 9.2, 9.3, 9.5, 9.6, encadré thématique 9.1} (figure RID.1, figure RID.2)

A.1.1 Les augmentations des concentrations de gaz à effet de serre (GES) bien mélangés dans l'atmosphère, observées depuis environ 1750, résultent, sans équivoque, des activités humaines. Depuis 2011 (date des dernières mesures prises en compte dans l'AR5), les concentrations atmosphériques ont continué à augmenter, pour atteindre, en 2019, des moyennes annuelles de 410 parties par million (ppm) pour le dioxyde de carbone (CO_2), 1866 parties par milliard (ppb) pour le méthane (CH_4) et 332 ppb pour le protoxyde d'azote (N_2O)[6]. Au cours des six dernières décennies, les terres émergées et l'océan ont absorbé une proportion

---

1 Décision GIEC/XLVI-2.

2 Les trois Rapports spéciaux sont les suivants: 1) « Réchauffement planétaire de 1,5 °C. Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre, dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté » (SR1.5) ; 2) « Changement climatique et terres émergées : Rapport spécial du GIEC sur le changement climatique, la désertification, la dégradation des sols, la gestion durable des terres, la sécurité alimentaire et les flux de gaz à effet de serre dans les écosystèmes terrestres» (SRCCL) ; 3) « Rapport spécial du GIEC sur l'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique » (SROCC).

3 Cette évaluation se fonde sur la littérature scientifique retenue pour publication à l'échéance du 31 janvier 2021.

4 Chaque conclusion se fonde sur une évaluation des éléments probants et de leur degré de concordance. Cinq qualificatifs sont utilisés pour exprimer le degré de confiance : très faible, faible, moyen, élevé et très élevé. Le degré de confiance d'un résultat est indiqué après celui-ci, entre parenthèses et en italique, comme ceci : *(degré de confiance moyen)*. Les qualificatifs ci-après sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : *quasi-certain* (probabilité de 99 à 100 %), *très probable* (90 à 100 %), *probable* (66 à 100 %), à *peu près aussi probable qu'improbable* (33 à 66 %), *improbable* (0 à 33 %), *très improbable* (0 à 10 %), *extraordinairement improbable* (0 à 1 %). D'autres qualificatifs peuvent également être utilisés le cas échéant : *extrêmement probable* (95-100 %) ; *plus probable qu'improbable* (>50-100 %) ; et *extrêmement improbable* (0-5 %). La probabilité évaluée est indiqué en italique, par exemple : *très probable*. Cette terminologie est conforme à celle du cinquième Rapport d'évaluation (AR5). Sauf indication contraire, les crochets [de x à y] indiquent la fourchette estimée comme *très probable*, correspondant à l'intervalle de confiance à 90 %.

5 L'Atlas interactif est disponible sur le site https://interactive-atlas.ipcc.ch.

6 Pour les autres GES, les concentrations en 2019 étaient les suivantes : hydrocarbures perfluorés (PFC) : 109 parties par trillion (ppt) équivalent CF_4 ; hexafluorure de soufre (SF_6) : 10 ppt ; trifluorure d'azote (NF_3) : 2 ppt ; hydrofluorocarbones (HFC) : 237 ppt équivalent HFC-134a ; autres gaz du protocole de Montréal (principalement les chlorofluorocarbones (CFC) et les hydrochlorofluorocarbones (HCFC)) : 1032 ppt équivalent CFC-12. Les augmentations par rapport à 2011 sont de : 19 ppm pour le CO_2, 63 ppb pour le CH_4 et 8 ppb pour le N_2O.

presque constante des émissions de CO_2 d'origine anthropique (environ 56 % par an à l'échelle globale), avec des différences régionales (*degré de confiance élevé*)[7].
{2.2, 5.2, 7.3, RT.2.2, encadré RT.5}

A.1.2 Chacune des quatre dernières décennies a été successivement plus chaude que toutes celles qui l'ont précédée depuis 1850. La hausse de la température à la surface du globe[8] au cours des deux premières décennies du 21e siècle (2001–2020) est de 0,99 °C [0,84–1,10 °C] par rapport à 1850–1900[9]. Elle est plus élevée de 1,09 °C [0,95–1,20 °C] sur la période 2011–2020 qu'en 1850–1900, avec un réchauffement plus prononcé au-dessus des terres émergées (1,59 °C [1,34–1,83 °C]) qu'à la surface de l'océan (0,88 °C [0,68–1,01 °C]). La hausse estimée de la température à la surface du globe depuis l'AR5 est principalement due à la poursuite du réchauffement depuis la période 2003–2012 (+0,19 °C [0,16–0,22 °C]). En outre, des améliorations méthodologiques et l'utilisation de nouveaux jeux de données ont contribué pour environ 0,1 °C à l'estimation réactualisée du réchauffement dans l'AR6[10].
{2.3, encadré thématique 2.3} (figure RID.1)

A.1.3 La fourchette *probable* de l'augmentation de la température à la surface du globe due à l'ensemble des activités humaines entre 1850–1900 et 2010–2019[11] est de 0,8 °C à 1,3 °C, avec une meilleure estimation de 1,07 °C. La fourchette *probable* du réchauffement dû aux GES bien mélangés est de 1,0 °C à 2,0 °C, celle de l'effet refroidissant des autres facteurs humains (principalement les aérosols) est de 0,0 °C à 0,8 °C, l'effet des facteurs naturels se situe entre –0,1 °C et +0,1 °C et l'effet de la variabilité interne entre –0,2 °C et +0,2 °C. Il est *très probable* que les GES bien mélangés sont le principal facteur[12] du réchauffement de la troposphère depuis 1979 et *extrêmement probable* que l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique dû aux activités humaines a été le principal facteur du refroidissement de la basse stratosphère entre 1979 et le milieu des années 1990.
{3.3, 6.4, 7.3, RT 2.3, encadré thématique RT.1, RT.2.3} (figure RID.2)

A.1.4 Les précipitations moyennées à l'échelle mondiale sur les terres émergées ont *probablement* augmenté depuis 1950, avec un rythme plus rapide depuis les années 1980 (*degré de confiance moyen*). Il est *probable* que l'influence humaine a contribué à la structure spatiale des changements observés de précipitations depuis le milieu du 20e siècle et il est *extrêmement probable* qu'elle a contribué à la structure des changements observés de salinité de l'océan de surface. Les trajectoires des tempêtes aux latitudes moyennes se sont *probablement* déplacées vers les pôles dans les deux hémisphères depuis les années 1980, avec une forte saisonnalité de ces tendances (*degré de confiance moyen*). Dans l'hémisphère sud, l'influence humaine a *très probablement* contribué au déplacement vers le pôle du courant-jet extratropical (un phénomène étroitement lié aux trajectoires des tempêtes) durant l'été austral.
{2.3, 3.3, 8.3, 9.2, RT 2.3, RT 2.4, encadré RT 6}

A.1.5 L'influence humaine est *très probablement* le principal facteur du recul des glaciers à l'échelle planétaire depuis les années 1990 et de la diminution de l'étendue de la glace de mer de l'Arctique entre 1979–1988 et 2010–2019 (diminutions d'environ 40 % en septembre et d'environ 10 % en mars). L'étendue de la glace de mer de l'Antarctique ne montre pas de tendance significative entre 1979 et 2020, en raison de tendances régionales de signe opposé et d'une forte variabilité interne. L'influence humaine a *très probablement* contribué à la diminution du manteau neigeux printanier de l'hémisphère nord depuis 1950. Il est *très probable* qu'elle a contribué à la fonte en surface de la calotte glaciaire du Groenland observée au cours des deux dernières décennies, mais il n'existe que *des éléments probants limités*, avec un *degré de concordance moyen*, quant à l'influence humaine sur la perte de masse de la calotte glaciaire antarctique.
{2.3, 3.4, 8.3, 9.3, 9.5, RT.2.5}

A.1.6 Il est *quasi-certain* que la partie supérieure de l'océan mondial (0–700 m) s'est réchauffée depuis les années 1970 et il est *extrêmement probable* que l'influence humaine en est le principal facteur. Il est *quasi-certain* que les émissions de CO_2 d'origine

---

7 Les terres émergées et les océans ne sont pas des puits substantiels pour les autres GES.

8 Dans le présent RID, le terme « température à la surface du globe » désigne aussi bien la température moyenne à la surface du globe que la température moyenne de l'air à la surface du globe. Il est estimé, avec *un degré de confiance élevé*, que les changements de ces grandeurs physiques diffèrent d'au maximum 10 %, mais le *degré de confiance* concernant le signe d'une éventuelle différence entre leurs tendances à long terme est *faible*, en raison d'éléments contradictoires. {encadré thématique RT.1}

9 La période 1850–1900 est la période le plus ancienne pour laquelle les observations sont suffisamment complètes à l'échelle planétaire pour estimer la température à la surface du globe. Comme dans l'AR5 et le SR1.5, elle est utilisée ici comme une approximation des conditions préindustrielles.

10 Depuis l'AR5, des progrès méthodologiques et de nouveaux jeux de données ont permis une représentation spatiale plus complète des changements de la température de surface, y compris dans l'Arctique. Ces progrès, accompagnés d'autres améliorations, ont conduit à réévaluer à la hausse (d'environ 0,1 °C) l'estimation du changement de température à la surface du globe, mais cet ajustement ne représente donc pas un réchauffement physique supplémentaire depuis l'AR5.

11 La période mentionnée ici ne coïncide pas avec celle du paragraphe A.1.2, car les études d'attribution se fondent sur cette période légèrement antérieure. Le réchauffement observé jusqu'en 2010-2019 s'élève à 1,06 °C [0,88–1,21 °C].

12 Dans le présent RID, l'expression « principal facteur » signifie « responsable de plus de 50 % du changement ».

humaine sont le principal facteur de l'acidification actuelle des eaux de surface en haute mer à l'échelle mondiale. Depuis le milieu du 20e siècle, les niveaux d'oxygène ont chuté dans la couche supérieure de nombreuses régions océaniques (*degré de confiance élevé*), et l'influence humaine a contribué à cette diminution (*degré de confiance moyen*).
{2.3, 3.5, 3.6, 5.3, 9.2, RT.2.4}

A.1.7 Sur l'ensemble du globe, le niveau moyen de la mer s'est élevé de 0,20 m [0,15 à 0,25 m] entre 1901 et 2018. Le rythme moyen de cette élévation était de 1,3 mm/an [0,6 à 2,1 mm/an] entre 1901 et 1971. Il est passé à 1,9 mm/an [0,8–2,9 mm/an] entre 1971 et 2006, puis a encore augmenté pour atteindre 3,7 mm/an [3,2–4,2 mm/an] entre 2006 et 2018 (*degré de confiance élevé*). L'influence humaine est *très probablement* le principal facteur de cette élévation depuis au moins 1971.
{2.3, 3.5, 9.6, encadré thématique 9.1, encadré RT.4}

A.1.8 Les changements survenus dans la biosphère terrestre depuis 1970 sont cohérents avec le réchauffement planétaire : dans les deux hémisphères, les zones climatiques se sont déplacées vers les pôles, et la saison de croissance de la végétation s'est allongée en moyenne jusqu'à deux jours par décennie depuis les années 1950 dans les régions extratropicales de l'hémisphère nord (*degré de confiance élevé*).
{2.3, RT.2.6}

L'influence humaine a réchauffé le climat à un rythme sans précédent depuis au moins 2000 ans.

Changement de la température à la surface du globe par rapport à la période 1850–1900

a) Changement de la température à la surface du globe (moyenne décennale) reconstruit (1-2000) et **observé** (1850–2020)

b) Changement de la température à la surface du globe (moyenne annuelle) observé et simulé en considérant les facteurs humains et naturels et les facteurs naturels uniquement (1850–2020 pour les deux)

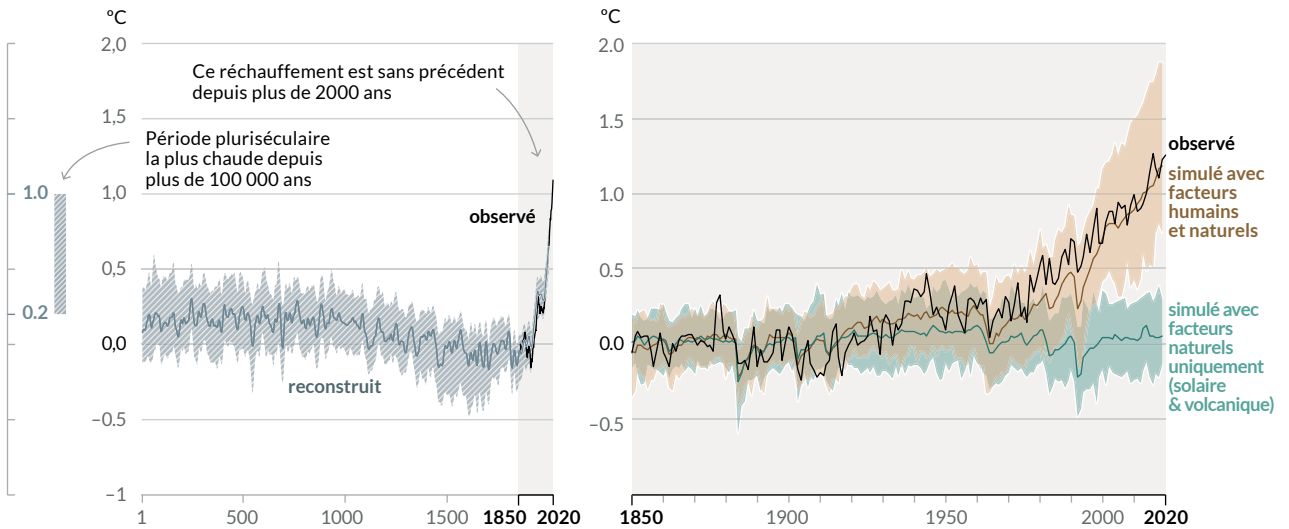


Figure RID.1 | Historique des changements de température à l'échelle planétaire et causes du réchauffement récent.

Panneau (a) Changements de la température à la surface du globe reconstruits à partir des archives paléoclimatiques (courbe grise pleine, années 1–2000) **et issus des observations directes** (courbe noire pleine, 1850–2020), par rapport à 1850–1900 et en moyenne décennale. La barre verticale de gauche indique les variations de température estimées (fourchette *très probable*) au cours de la période pluriséculaire la plus chaude depuis au moins 100 000 ans, et qui s'est produite il y a environ 6500 ans, pendant la période interglaciaire actuelle (Holocène). La dernière période interglaciaire, qui remonte à il y a environ 125 000 ans, est la précédente période passée la plus récente susceptible d'avoir connu une température plus élevée. Ces périodes chaudes passées ont été causées par des variations orbitales lentes (plurimillénaires). L'enveloppe grise hachurée, striée de lignes diagonales blanches, indique les fourchettes *très probables* des reconstructions de température.

Panneau (b) Changements de la température à la surface du globe au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à 1850–1900 et en moyenne annuelle, comparés aux changements simulés par les modèles climatiques de la phase 6 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP6) (voir encadré RID.1) en réponse aux facteurs humains et naturels conjugués (ligne marron) ou aux facteurs naturels uniquement (activité solaire et volcanique, ligne verte). Les lignes pleines colorées indiquent la moyenne multi-modèle, et les enveloppes colorées indiquent la fourchette *très probable* des températures simulées. (Voir la figure RID.2 pour l'évaluation des 'contributions 'au réchauffement).

{2.3.1 ; encadré thématique 2.3 ; 3.3 ; RT.2.2 ; encadré thématique TS.1, figure 1a}

Le réchauffement observé est dû aux émissions issues des activités humaines, le réchauffement dû aux gaz à effet de serre étant partiellement masqué par le refroidissement dû aux aérosols

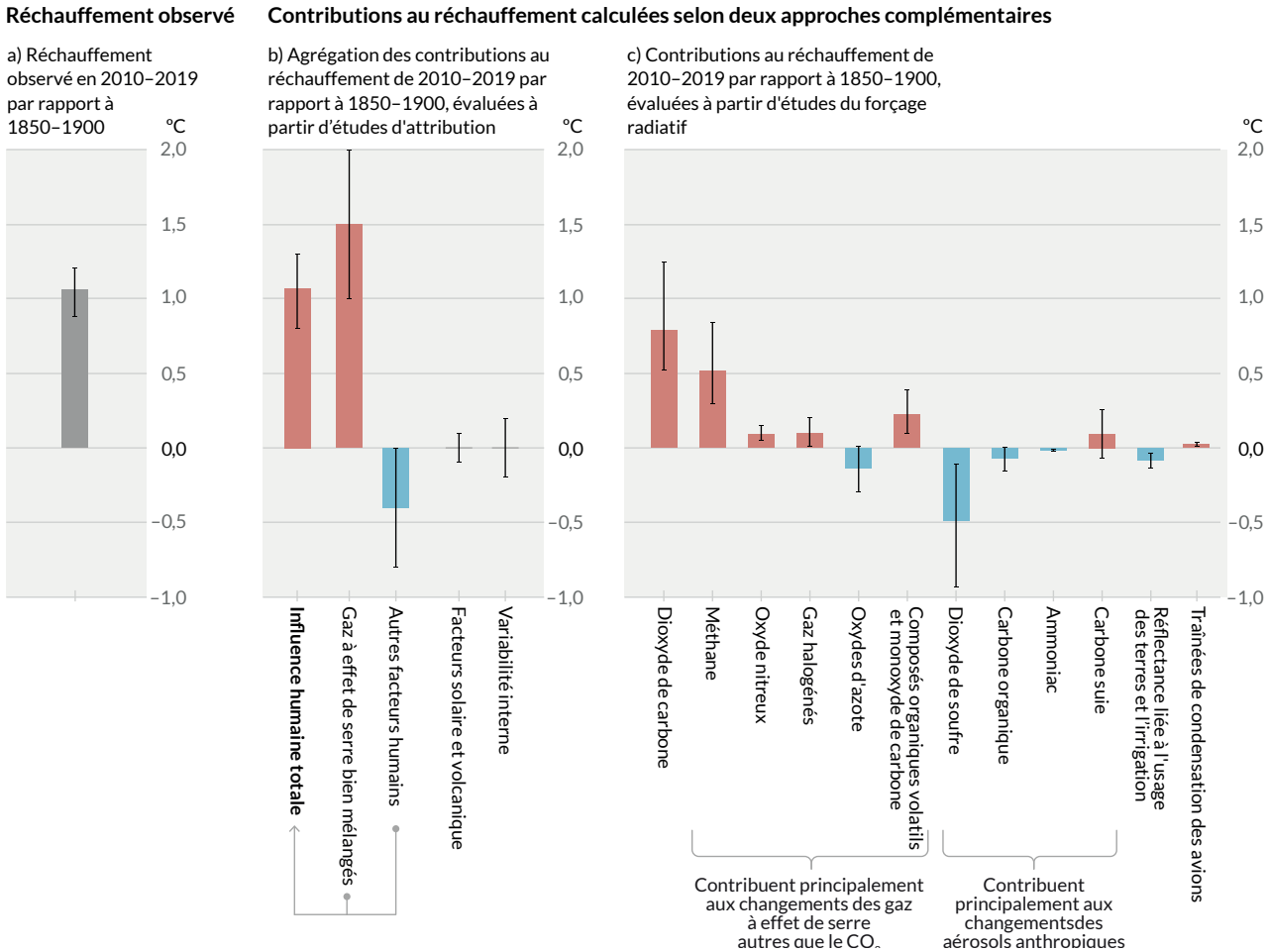


Figure RID.2 | Evaluation des contributions au réchauffement observé sur la période 2010–2019 par rapport à la période 1850–1900.

Panneau (a) Réchauffement planétaire observé (augmentation de la température à la surface du globe) et fourchette *très probable*.

Panneau (b) Eléments probants provenant des études d'attribution, qui synthétisent les informations provenant des modèles climatiques et des observations. Le panneau montre les changements de température attribuées : à l'influence humaine totale ; aux changements de concentration des gaz à effet de serre bien mélangés ; aux autres facteurs humains dus aux aérosols, à l'ozone et au changement d'affectation des terres (réfléctance liée à l'usage des terres), aux facteurs solaires et volcaniques, et à la variabilité interne du climat. Les moustaches indiquent les fourchettes *probables.*

Panneau (c) Eléments probants provenant de l'évaluation du forçage radiatif et de la sensibilité du climat. Ce panneau montre les changements de température dus à chaque composante de l'influence humaine : les émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols et de leurs précurseurs, les changements d'affectation des terres (réflectance liée à l'usage des terres et irrigation), et les traînées de condensation des avions. Les moustaches indiquent les fourchettes *très probables*. Les estimations tiennent compte des émissions directes dans l'atmosphère comme de leurs effets éventuels sur d'autres facteurs climatiques. En ce qui concerne les aérosols, tant les effets directs (*via* le rayonnement) que les effets indirects (*via* l'interaction avec les nuages) sont pris en compte.

{encadré thématique 2.3, 3.3.1, 6.4.2, 7.3}

A.2 L'ampleur des changements récents dans l'ensemble du système climatique, et l'état actuel de nombreux aspects du système climatique, sont sans précédent depuis plusieurs siècles à plusieurs milliers d'années. {2.2, 2.3, encadré thématique 2.1, 5.1} (figure RID.1)

A.2.1 En 2019, les concentrations atmosphériques de CO_2 ont été les plus élevées depuis au moins 2 millions d'années (*degré de confiance élevé*) et les concentrations de CH_4 et de N_2O ont été les plus élevées depuis au moins 800 000 ans (*degré de confiance très élevé*). Depuis 1750, les augmentations des concentrations de CO_2 (47 %) et de CH_4 (156 %) dépassent largement – et les augmentations de N_2O (23 %) sont similaires à – l'ampleur de leurs variations naturelles plurimillénaires entre les périodes glaciaires et interglaciaires des derniers 800 000 ans au moins (*confiance très élevée*).
{2.2, 5.1, RT.2.2}

A.2.2 La température à la surface du globe a augmenté plus rapidement depuis 1970 que sur toute autre période de 50 ans au cours des 2000 dernières années au moins (*degré de confiance élevé*). Les températures de la décennie la plus récente (2011–2020) ont dépassé celles de la période chaude pluriséculaire la plus récente, il y a environ 6500 ans[13] [avec une élévation de 0,2 °C à 1 °C par rapport à 1850–1900] (*degré de confiance moyen*). Il faut remonter à il y a environ 125 000 ans pour trouver une période chaude avec une variation de température pluriséculaire [+0,5 °C à 1,5 °C par rapport à 1850–1900] qui englobe celle observée pour la décennie la plus récente (*degré de confiance moyen*).
{2.3, encadré thématique 2.1, encadré thématique RT.1} (figure RID.1)

A.2.3 Sur la période 2011–2020, l'étendue moyenne annuelle de glace de mer de l'Arctique a atteint son niveau le plus bas depuis au moins 1850 (*degré de confiance élevé*). À la fin de l'été, l'étendue de la glace de mer arctique est la plus basse depuis au moins mille ans (*degré de confiance moyen*). Le caractère planétaire du recul des glaciers depuis les années 1950, un phénomène qui touche simultanément la quasi-totalité des glaciers du monde, est sans précédent depuis au moins 2000 ans (*degré de confiance moyen*).
{2.3, RT.2.5}

A.2.4 Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe s'est élevé plus rapidement depuis 1900 qu'au cours de tout autre siècle au cours des trois derniers millénaires (*degré de confiance élevé*). L'océan mondial s'est réchauffé plus rapidement au cours du siècle dernier que depuis la fin de la dernière déglaciation (il y a environ 11 000 ans) (*degré de confiance moyen*). Une augmentation du pH des eaux de surface en haute mer s'est produite à long terme au cours des 50 derniers millions d'années (*degré de confiance élevé*). Cependant, un pH des eaux de surface en haute mer aussi bas que celui des dernières décennies est inhabituel au cours des 2 derniers millions d'années (*degré de confiance moyen*).
{2.3, RT.2.4, encadré RT.4}

A.3 Le changement climatique d'origine humaine affecte déjà de nombreux extrêmes météorologiques et climatiques dans toutes les régions du monde. Les preuves des changements observés dans les extrêmes tels que les vagues de chaleur, les précipitations extrêmes, les sécheresses et les cyclones tropicaux, et notamment de leur attribution à l'influence humaine, se sont accumulées depuis l'AR5. {2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, encadré 8.1, encadré 8.2, encadré 9.2, 10.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, 12.3} (figure RID.3)

A.3.1 Il est *quasi-certain* que les extrêmes chauds (y compris les vagues de chaleur) sont devenus plus fréquents et plus intenses dans la plupart des terres émergées depuis les années 1950, tandis que les extrêmes froids (y compris les vagues de froid) sont devenus moins fréquents et moins sévères, le changement climatique d'origine humaine étant, avec un *degré de confiance élevé*, le principal facteur[14] de ces changements. Certains extrêmes chauds observés au cours de la dernière décennie auraient été *extrêmement improbables* sans l'influence humaine sur le système climatique. La fréquence des vagues de chaleur marines a approximativement doublé depuis les années 1980 (*degré de confiance élevé*) et l'influence humaine a *très probablement* contribué à la plupart d'entre elles depuis au moins 2006.
{encadré 9.2, 11.2, 11.3, 11.9, TS.2.4, RT.2.6, encadré RT.10} (figure RID.3)

A.3.2 La fréquence et l'intensité des précipitations extrêmes ont augmenté depuis les années 1950 sur la plupart des terres émergées pour lesquelles les données d'observation sont suffisantes pour procéder à une analyse des tendances (*degré de confiance élevé*), et le changement climatique d'origine humaine en est *probablement* le principal facteur. Le changement climatique

13 Comme indiqué à la section B.1, même dans le cadre du scénario d'émissions très basses SSP1-1.9, il est estimé que les températures futures resteront plus élevées que celles de la décennie la plus récente jusqu'en 2100 au moins, et seront donc plus chaudes que celles de la période d'il y a 6500 ans, à l'échelle du siècle.

14 Dans le présent RID, « principal facteur » signifie « responsable de plus de 50 % du changement ».

d'origine humaine a contribué à l'augmentation des sécheresses de type agricole et écologique[15] dans certaines régions, en raison de l'augmentation de l'évapotranspiration[16] au-dessus des terres émergées (*degré de confiance moyen*). {8.2, 8.3, 11.4, 11.6, 11.9, RT.2.6, encadré RT.10} (figure RID.3)

A.3.3 La diminution des précipitations[17] de la mousson globale au-dessus des terres émergées entre les années 1950 et les années 1980 est en partie attribuée aux émissions d'aérosols d'origine humaine dans l'hémisphère nord, mais l'augmentation observée depuis lors est due à l'augmentation des concentrations de GES et à la variabilité interne décennale à pluri décennale (*degré de confiance moyen*). En Asie du Sud, en Asie de l'Est et en Afrique de l'Ouest, l'augmentation des précipitations de mousson due au réchauffement résultant des émissions de GES a été contrebalancée par une diminution des précipitations de mousson due au refroidissement entraîné par les émissions d'aérosols issus des activités humaines au cours du 20e siècle (*degré de confiance élevé*). L'augmentation des précipitations de la mousson d'Afrique de l'Ouest depuis les années 1980 est en partie due à l'influence croissante des GES et à la réduction de l'effet refroidissant produit par les émissions d'aérosols issus des activités humaines en Europe et en Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*). {2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, encadré 8.1, encadré 8.2, 10.6, encadré RT.13}

A.3.4 Il est *probable* que la proportion de cyclones tropicaux majeurs (catégories 3–5), à l'échelle globale, a augmenté au cours des quatre dernières décennies et que la latitude à laquelle les cyclones tropicaux atteignent leur intensité maximale sur le bassin ouest du Pacifique Nord s'est déplacée vers le nord ; ces changements ne peuvent pas être expliqués par la seule variabilité interne (*degré de confiance moyen*). Un *degré de confiance faible* est associé à l'évaluation des tendances à long terme (pluridécennales à centennales) de la fréquence des cyclones tropicaux de toutes catégories. Les études d'attribution d'évènements et la compréhension physique indiquent que le changement climatique d'origine humaine entraîne une augmentation des précipitations extrêmes associées aux cyclones tropicaux (*degré de confiance élevé*), mais, les limitations des données d'observation disponibles empêchent de détecter clairement des tendances passées à l'échelle mondiale. {8.2, 11.7, encadré RT.10}

A.3.5 L'influence humaine a *probablement* augmenté l'occurrence d'événements extrêmes composites[18] depuis les années 1950. Cela comprend une fréquence accrue des vagues de chaleur coïncidant avec des sécheresses à l'échelle mondiale (*degré de confiance élevé*), des conditions météorologiques propices aux incendies dans plusieurs régions de tous les continents habités (*degré de confiance moyen*) et des inondations composites à certains endroits (*degré de confiance moyen*). {11.6, 11.7, 11.8, 12.3, 12.4, RT.2.6, tableau RT.5, encadré RT.10}

15 Sécheresse agricole et écologique (selon le biome affecté) : période caractérisée par un déficit anormal d'humidité du sol résultant d'un manque de précipitations conjugué à un excès d'évapotranspiration et qui, pendant la saison de croissance, affecte la production des cultures ou plus largement les fonctions écosystémiques. Les changements observés pour les sécheresses météorologiques (déficits de précipitations) et les sécheresses hydrologiques (déficits de ruissellement et débit des cours d'eau) sont distincts des changements observés pour les sécheresses agricoles et écologiques et sont traités dans le rapport complet de l'AR6 (chapitre 11).

16 Processus combinés par lesquels l'eau est transférée à l'atmosphère à partir des plans d'eau, des surfaces englacées, des sols nus et de la végétation qui composent la surface de la Terre (voir le glossaire).

17 Le domaine de la mousson globale est défini comme la zone où l'amplitude annuelle des précipitations (été local moins hiver local) est supérieure à 2,5 mm par jour (voir le glossaire). Les précipitations de la mousson globale au-dessus des terres émergées sont définies comme les précipitations moyennes associées à la mousson globale qui tombent sur les terres émergées.

18 Les événements extrêmes composites correspondent à la conjonction de multiples facteurs et/ou aléas contribuant à un risque pour la société ou l'environnement. On peut citer à titre d'exemple les vagues de chaleur coïncidant avec des sécheresses, les inondations composites (par exemple, une surcote marine due à une onde de tempête combinée à des précipitations et/ou un débit fluvial extrêmes), des conditions météorologiques composites propices aux incendies (par exemple, une conjonction de conditions chaudes, sèches et venteuses) ou des événements extrêmes simultanés en différents lieux.

Le changement climatique affecte déjà toutes les régions habitées de la planète, l'influence humaine contribuant à de nombreux changements observés des extrêmes météorologiques et climatiques

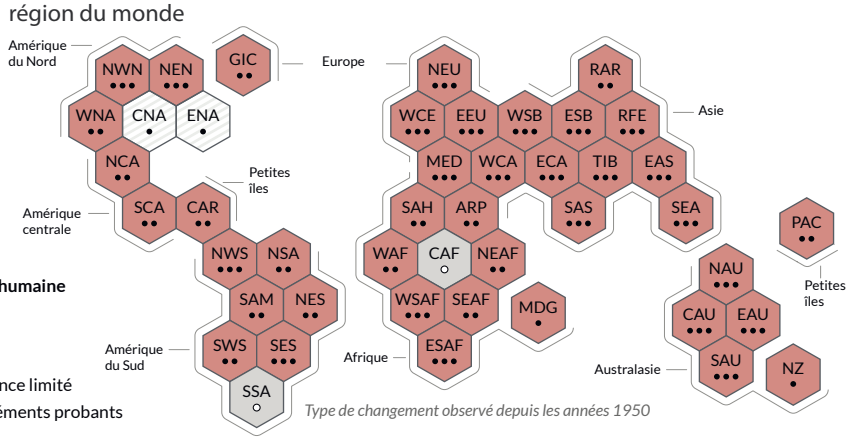
(a) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **extrêmes chauds** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé
dans les extrêmes chauds

- Augmentation (41)
- Diminution (0)
- Faible degré de concordance pour ce type de changement (2)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (2)

Degré de confiance associé à la contribution humaine
au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'un nombre limité d'éléments probants



Type de changement observé depuis les années 1950

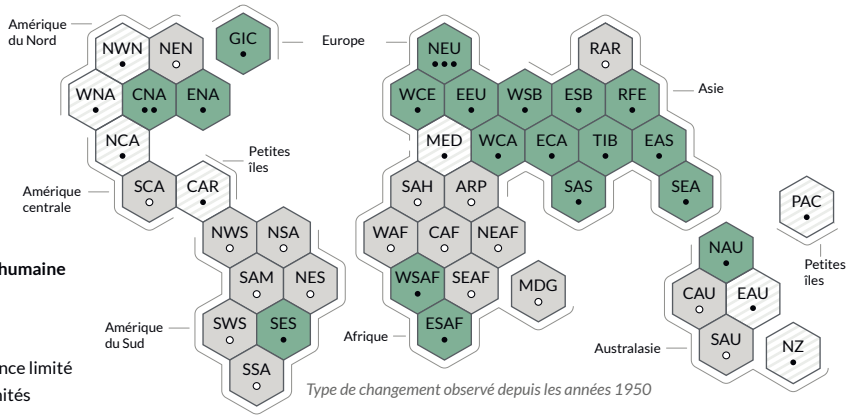
(b) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **précipitations extrêmes** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé
dans les precipitations extrêmes

- Augmentation (19)
- Diminution (0)
- Faible degré de concordance pour ce type de changement (8)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (18)

Degré de confiance associé à la contribution humaine
au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'éléments probants limités



Type de changement observé depuis les années 1950

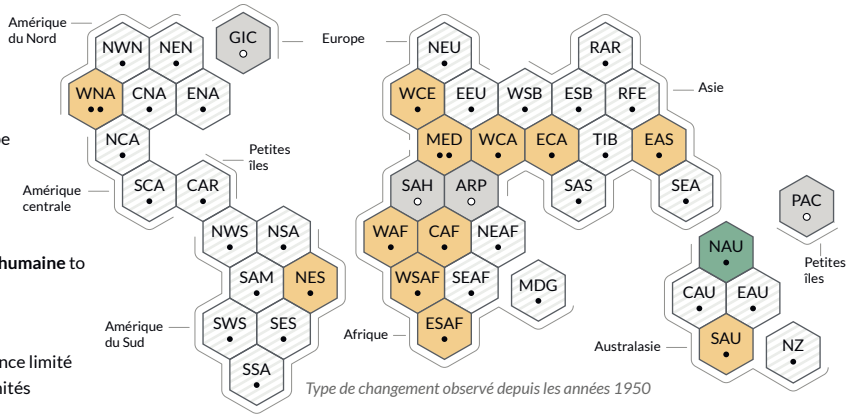
(c) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **sécheresses de type agricole et écologique** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé
dans les sécheresses de type agricole et écologique

- Augmentation (12)
- Diminution (1)
- Faible degré de concordance pour le type de changement (28)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (4)

Degré de confiance associé à la contribution humaine to
au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'éléments probants limités



Type de changement observé depuis les années 1950

Chaque hexagone correspond à l'une des régions de référence du GTI du GIEC dans l'AR6.

NWN *Nord-Ouest Amérique du Nord*

Régions de référence du GTI du GIEC dans l'AR6 : **Amérique du Nord : NWN** *(Nord-Ouest de l'Amérique du Nord)*, ***NEN*** *(Nord-Est de l'Amérique du Nord)*, ***WNA*** *(Ouest de l'Amérique du Nord)*, ***CNA*** *(Centre de l'Amérique du Nord)*, ***ENA*** *(Est de l'Amérique du Nord)*, **Amérique centrale : NCA** *(Nord de Amérique centrale)*, ***SCA*** *(Sud de Amérique centrale)*, ***CAR*** *(Caraïbes)*, **Amérique du Sud : NWS** *(Nord-Ouest de l'Amérique du Sud)*, ***NSA*** *(Nord de l'Amérique du Sud)*, ***NES*** *(Nord-Est de l'Amérique du Sud)*, ***SAM*** *(Mousson d'Amérique du Sud)*, ***SWS*** *(Sud-Ouest de l'Amérique du Sud)*, ***SES*** *(Sud-Est de l'Amérique du Sud)*, ***SSA*** *(Sud de l'Amérique du Sud)*, **Europe : GIC** *(Groenland/Islande)*, ***NEU*** *(Nord de l'Europe)*, ***WCE*** *(Europe du centre et de l'ouest)*, ***EEU*** *(Est de l'Europe)*, ***MED*** *(Méditerranée)*, **Afrique : MED** *(Méditerranée)*, ***SAH*** *(Sahara)*, ***WAF*** *(Afrique de l'Ouest)*, ***CAF*** *(Afrique centrale)*, ***NEAF*** *(Nord-Est de l'Afrique)*, ***SEAF*** *(Sud de l'Afrique de l'Est)*, ***WSAF*** *(Sud-Ouest de l'Afrique)*, ***ESAF*** *(Est de l'Afrique du Sud)*, ***MDG*** *(Madagascar)*, **Asie : *RAR*** *(Arctique russe)*, ***WSB*** *(Ouest de la Sibérie)*, ***ESB*** *(Est de la Sibérie)*, ***RFE*** *(Extrême-Orient russe)*, ***WCA*** *(Ouest de l'Asie centrale)*, ***ECA*** *(Est de l'Asie centrale)*, ***TIB*** *(Plateau tibétain)*, ***EAS*** *(Est de l'Asie)*, ***ARP*** *(Péninsule arabique)*, ***SAS*** *(Sud de l'Asie)*, ***SEA*** *(Asie du Sud-Est)*, **Australasie : NAU** *(Nord de l'Australie)*, ***CAU*** *(Centre de l'Australie, **EAU** (Est de l'Australie)*, ***SAU*** *(Sud de l'Australie)*, ***NZ*** *(Nouvelle-Zélande)*, **Petites îles : CAR** *(Caraïbe)*, ***PAC*** *(Petites îles du Pacifique)*

Figure RID.3 | Synthèse de l'évaluation de changements régionaux observés et de leur attribution.

Les régions habitées faisant l'objet de l'évaluation par le GTI de l'AR6 du GIEC sont représentées sous forme d'**hexagones** de même taille, situés à leur emplacement géographique approximatif (voir la légende pour les acronymes régionaux). Toutes les évaluations sont effectuées pour l'ensemble de la région concernée et pour la période allant des années 1950 à aujourd'hui. Les évaluations effectuées à d'autres échelles temporelles ou à des échelles spatiales plus locales sont susceptibles de différer de celles qui sont présentées dans la figure. Les **couleurs** de chaque panneau correspondent aux quatre résultats de l'évaluation des changements observés. La présence de hachures (blanches et gris clair) dans un hexagone signale un *degré de cohérence faible* sur le type de changement pour la région dans son ensemble. La couleur grise indique des données et/ou des études publiées limitées, et, par conséquent, l'impossibilité d'établir une évaluation pour l'ensemble de la région. Les autres couleurs indiquent au minimum un *degré de confiance moyen* associé à la variation observée. Le **degré de confiance** avec lequel chacun des changements observés est attribué à l'influence humaine est établi sur la base de l'évaluation de la détection de tendances et de leur attribution, et des études publiées d'attribution d'événements. Il est indiqué par le nombre de points : trois points pour un *degré de confiance élevé*, deux points pour un *degré de confiance moyen* et un point pour un *degré de confiance faible* (un seul point plein : *degré de concordance limitée* ; cercle unique : *éléments probants limités*).

Panneau (a) Pour les extrêmes chauds, les éléments probants s'appuient principalement sur l'évolution de métriques basées sur les températures maximales quotidiennes ; les études menées à l'échelle régionale exploitant d'autres indices (durée, fréquence et intensité des vagues de chaleur) sont utilisées à titre complémentaire. Les hexagones rouges indiquent les régions où l'augmentation observée des extrêmes chauds est établie avec au minimum un ***degré de confiance moyen***.

Panneau (b) Pour les précipitations extrêmes, les éléments probants reposent principalement sur les changements d'indices basés sur les hauteurs de précipitations pour un jour ou pour cinq jours dans le cadre d'études menées à l'échelle mondiale ou régionale. Les hexagones verts indiquent les régions où l'augmentation observée des précipitations extrêmes est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*.

Panneau (c) Les sécheresses de type agricole et écologique sont évaluées sur la base des changements observés ou simulés de l'humidité de la colonne totale de sol, complétés par des éléments probants concernant les changements de l'humidité de surface du sol, du bilan hydrique (précipitations moins évapotranspiration) et d'indices déterminés par les précipitations et de la demande évaporative atmosphérique. Les hexagones jaunes indiquent les régions où l'augmentation observée de ce type de sécheresse est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*. Les hexagones verts indiquent les régions où la diminution observée des sécheresses de type agricole et écologique est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*.

Pour toutes les régions, le tableau RT 5 présente un éventail plus large de changements observés en plus de ceux illlustrés sur cette figure. Il convient de noter que le sud de l'Amérique du Sud (SSA) est la seule région qui ne présente pas de changements observés dans les métriques illustrées sur cette figure, mais qu'elle est affectée par une augmentation observée de la température moyenne, une diminution observée du gel et une augmentation observée des vagues de chaleur marines.

{11.9 ; Atlas.1.3.3 ; figure Atlas.2 ; tableau RT.5 ; encadré RT.10, figure.1}

A.4 L'amélioration de la compréhension des processus climatiques, des éléments probants paléoclimatiques, et de la réponse du système climatique au forçage radiatif croissant conduit à une meilleure estimation de la sensibilité climatique à l'équilibre établie à 3 °C, avec une fourchette plus étroite que dans l'AR5. {2.2, 7.3, 7.4, 7.5, 9.4, 9.5, 9.6, encadré 7.2, 9.4, 9.5, 9.6, encadré thématique 9.1}

A.4.1 Le forçage radiatif d'origine humaine, de 2,72 W m^{-2} [1,96 à 3,48 W m^{-2}] en 2019 par rapport à 1750, a réchauffé le système climatique. Ce réchauffement est principalement dû à l'augmentation des concentrations de GES, partiellement réduit par le refroidissement dû à l'augmentation des concentrations d'aérosols. Le forçage radiatif a augmenté de 0,43 W m^{-2} (19 %) par rapport à l'AR5, dont 0,34 W m^{-2} sont dus à l'accroissement des concentrations de GES depuis 2011. Le reste de l'écart est dû à une meilleure compréhension scientifique et à une modification de l'évaluation du forçage imputable aux aérosols, qui intègre la diminution de leur concentration et une amélioration de son calcul (*degré de confiance élevé*).
{2.2, 7.3, RT.2.2, RT.3.1}

A.4.2 Le forçage radiatif net d'origine humaine est positif et entraîne une accumulation d'énergie supplémentaire (réchauffement) dans le système climatique, qui est partiellement réduite par une perte d'énergie vers l'espace accrue, en réponse au réchauffement de surface. Le taux moyen d'accumulation d'énergie observée dans le système climatique est passé de 0,50 W m^{-2} [0,32 à 0,69 W m^{-2}] en 1971–2006[19] à 0,79 W m^{-2} [0,52 à 1,06 W m^{-2}] en 2006–2018[20] (*degré de confiance élevé*). Le réchauffement de l'océan représente 91 % de l'accumulation d'énergie dans le système climatique, tandis que le réchauffement des terres émergées, la fonte des glaces et le réchauffement de l'atmosphère en représentent respectivement environ 5 %, 3 % et 1 % (*degré de confiance élevé*).
{7.2, encadré 7.2, RT.3.1}

A.4.3 L'accumulation de chaleur dans le système climatique a provoqué l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe du fait de la fonte des glaces continentales et de la dilatation thermique due au réchauffement des océans. La dilatation thermique explique 50 % de l'élévation du niveau de la mer entre 1971 et 2018, tandis que la perte de masse des glaciers y a contribué à hauteur de 22 %, celle des calottes glaciaires à hauteur de 20 % et la variation du stockage d'eau terrestre à hauteur de 8 %. Le rythme de perte de masse des calottes glaciaires a augmenté d'un facteur 4 entre la période 1992–1999 et la période

19 Augmentation cumulée d'énergie de 282 ZJ [177 à 387 ZJ] sur la période 1971–2006 (1 ZJ = 10^{21} joules).

20 Augmentation cumulée d'énergie de 152 ZJ [100 à 205 ZJ] sur la période 2006–2018.

2010–2019. Ensemble, les pertes de masse des calottes glaciaires et des glaciers représentent la contribution prépondérante à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe entre 2006 et 2018 (*degré de confiance élevé*).
{9.4, 9.5, 9.6, encadré thématique 9.1}

A.4.4 La sensibilité climatique à l'équilibre est une grandeur physique importante, utilisée pour quantifier la réponse du climat au forçage radiatif. Sur la base de multiples éléments probants[21], la fourchette *très probable* de la sensibilité climatique à l'équilibre se situe entre 2 °C (*degré de confiance élevé*) et 5 °C (*degré de confiance moyen*). La meilleure estimation résultant de l'évaluation de l'AR6 est de 3 °C, avec une fourchette *probable* de 2,5 °C à 4 °C (*degré de confiance élevé*), contre 1,5 °C à 4,5 °C dans l'AR5, qui n'avait pas fourni de meilleure estimation.
{7.4, 7.5, RT.3.2}

B. Futurs climatiques possibles

Un ensemble de cinq nouveaux scénarios d'émissions illustratifs a été choisi pour examiner de manière cohérente, au sein de ce rapport, la réponse du climat à un éventail plus large d'évolutions futures des gaz à effet de serre (GES), de l'affectation des terres et des polluants atmosphériques que celui considéré dans l'AR5. Cet ensemble de scénarios alimente les projections des modèles climatiques concernant les changements du système climatique. Ces projections tiennent compte de l'activité solaire et du forçage de fond dû aux volcans. Les résultats pour le 21e siècle sont fournis pour le court terme (2021–2040), le moyen terme (2041–2060) et le long terme (2081–2100) par rapport à la période 1850–1900, sauf indication contraire.

Encadré RID.1 | Scénarios, modèles climatiques et projections

Encadré RID.1.1 : Le présent rapport évalue la réponse du climat à cinq scénarios illustratifs qui couvrent l'éventail des évolutions futures possibles des facteurs anthropiques du changement climatique disponibles dans la littérature scientifique. Ces scénarios débutent en 2015 et incluent des scénarios[22] d'émissions de GES élevées et très élevées (SSP3-7.0 et SSP5-8.5), avec des émissions de CO_2 atteignant près du double des niveaux actuels d'ici à 2100 et 2050, respectivement, des scénarios d'émissions de GES intermédiaires (SSP2-4.5) avec des émissions de CO_2 qui restent proches des niveaux actuels jusqu'au milieu du siècle, et des scénarios d'émissions très basses et basses de GES, avec des émissions de CO_2 diminuant jusqu'à des émissions nettes égales à zéro vers ou après 2050, suivies de niveaux variables d'émissions nettes négatives de CO_2[23] (SSP1-1.9 et SSP1-2.6), comme l'illustre la figure RID 4. Les émissions varient d'un scénario à l'autre en fonction des hypothèses socio-économiques, du niveau d'atténuation du changement climatique et, s'agissant des aérosols, et des précurseurs non méthaniques d'ozone , des mesures de contrôle de la pollution atmosphérique. D'autres hypothèses peuvent aboutir à des émissions et des réponses climatiques similaires, mais les hypothèses socio-économiques et la faisabilité ou la probabilité des divers scénarios ne font pas partie de cette évaluation.
{1.6, encadré thématique 1.4, RT.1.3} (figure RID.4)

Encadré RID.1.2 : Ce rapport évalue les résultats des modèles climatiques participant à la phase 6 du Project d'intercompariason de modèles couplés (CMIP6) du Programme mondial de recherches sur le climat. Ces modèles bénéficient d'une représentation nouvelle et améliorée de processus physiques, chimiques et biologiques, ainsi qu'une résolution plus élevée, par rapport aux modèles climatiques examinés dans les précédents rapports d'évaluation du GIEC. Les simulations de l'état moyen récent de la plupart des indicateurs de grande échelle du changement climatique et de nombreux autres aspects au sein du système climatique s'en trouvent améliorées. Certaines différences persistent par rapport aux observations, par exemple vis-à-vis de la structure régionale des précipitations. Les simulations historiques CMIP6 évaluées dans ce rapport ont une moyenne d'ensemble du changement de la température à la surface du globe qui se situe à moins de 0,2 °C des observations sur la majeure partie de la période historique, et le réchauffement observé s'inscrit dans la fourchette *très probable* de l'ensemble CMIP6. Toutefois, certains modèles de CMIP6 simulent un réchauffement qui

21 La compréhension des processus climatiques, des enregistrements instrumentaux, des paléoclimats et des contraintes émergentes basées sur les modèles (voir le glossaire).

22 Dans le présent rapport, les cinq scénarios illustratifs sont désignés par l'abréviation SSPx-y, où "SSPx" renvoie à la trajectoire socio-économique partagée (SSP) décrivant les tendances socio-économiques à la base du scénario, et "y" renvoie au niveau approximatif du forçage radiatif (en watts par mètre carré, ou W m^{-2}) résultant du scénario en 2100. Une comparaison détaillée avec les scénarios utilisés dans les précédents rapports du GIEC est fournie dans la section RT 1.3, et les sections 1.6 et 4.6. Les SSP qui sous-tendent les scénarios de forçage spécifiquement utilisés pour forcer les modèles climatiques ne sont pas évaluées par le GTI. Néanmoins, le label SSPx-y assure la traçabilité par rapport aux publications scientifiques où ces trajectoires de forçage spécifiques sont utilisées en entrée des modèles climatiques. Le GIEC est neutre en ce qui concerne les hypothèses sous-jacentes aux SSP, qui ne recouvrent pas tous les scénarios possibles. Des scénarios alternatifs peuvent être envisagés ou élaborés.

23 Des émissions nettes négatives de CO_2 sont atteintes lorsque les éliminations anthropiques de CO_2 dépassent les émissions anthropiques (voir le glossaire).

se situe soit au-dessus, soit au-dessous de la fourchette évaluée comme *très probable* du réchauffement observé. {1.5, encadré thématique 2.2, 3.3, 3.8, RT.1.2, encadré thématique RT.1} (figure RID.1b, figure RID.2)

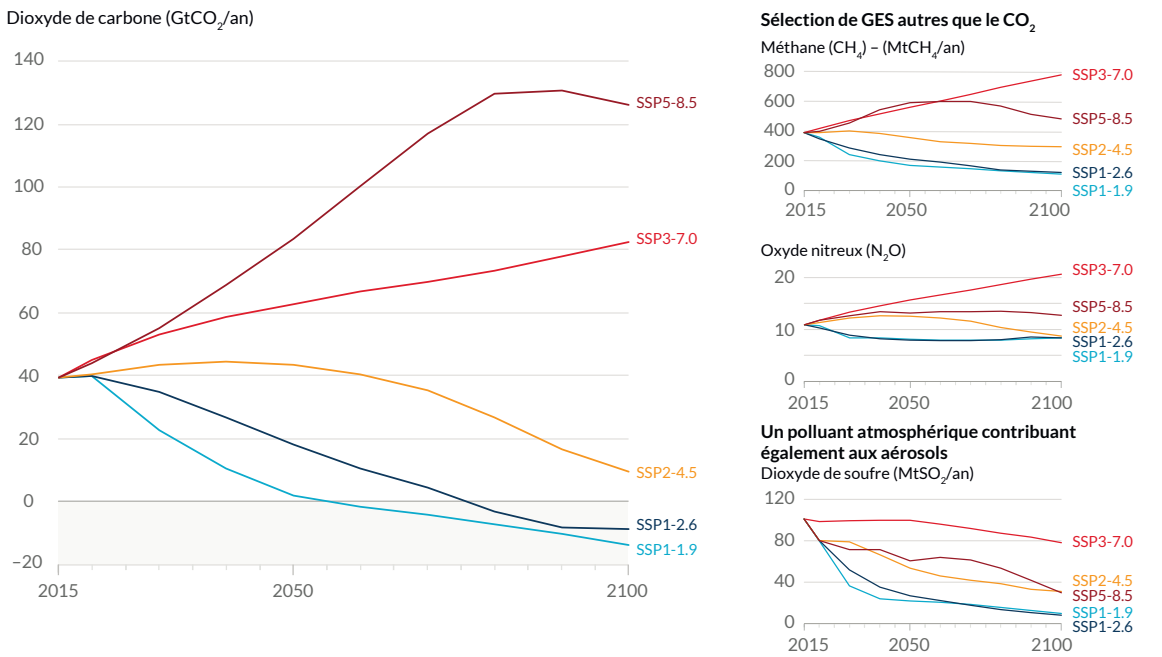
Encadré RID.1.3 : Les modèles CMIP6 pris en compte dans le présent rapport présentent une fourchette de sensibilité climatique plus large que celle des modèles CMIP5 et que la fourchette *très probable* évaluée dans l'AR6, établie à partir de multiples éléments probants. Ces modèles CMIP6 présentent également une sensibilité climatique moyenne plus élevée que les modèles CMIP5 et que la meilleure estimation résultant de l'évaluation de l'AR6. Les valeurs plus élevées de la sensibilité climatique de CMIP6 par rapport à CMIP5 peuvent être imputées à l'effet amplificateur de la rétroaction des nuages qui est plus important d'environ 20 % dans CMIP6.
{encadré 7.1, 7.3, 7.4, 7.5, RT.3.2}

Encadré RID.1.4 : Pour la première fois dans un rapport du GIEC, les évaluations des changements futurs de la température à la surface du globe, du réchauffement de l'océan et du niveau de la mer sont construites en combinant les projections multi-modèles avec des contraintes issues des observations s'appuyant sur le réchauffement passé simulé, ainsi que sur l'évaluation de la sensibilité climatique de l'AR6. Pour d'autres variables, il n'existe pas encore de méthodes aussi robustes permettant de contraindre les projections. Néanmoins, pour un niveau donné de réchauffement planétaire, il est possible d'identifier des structures géographiques robustes sont identifiées dans les projections de nombreuses variables, communes aux scénarios considérés, et indépendantes du moment où ce niveau de réchauffement planétaire est atteint.
{1.6, 4.3, 4.6, encadré 4.1, 7.5, 9.2, 9.6, encadré thématique 11.1, encadré thématique RT.1}

(Encadré RID.1 suite)

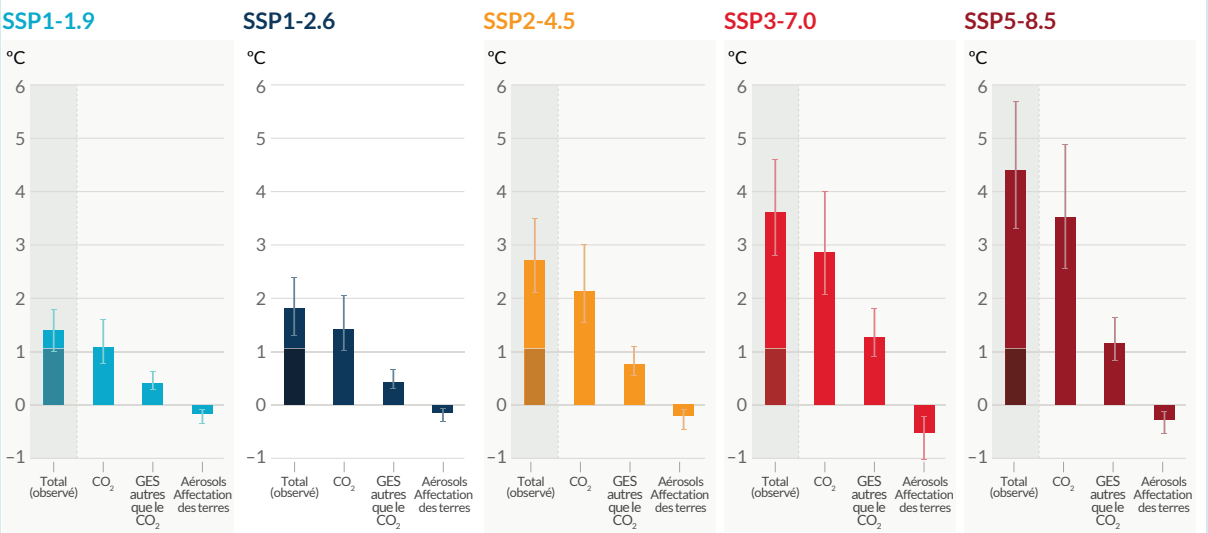
Les émissions futures entraînent un réchauffement supplémentaire à venir, le réchauffement total étant dominé par les émissions de CO_2 passées et à venir

(a) Emissions annuelle futures de CO_2 (à gauche) et d'un sous-ensemble de facteurs clés autres que le CO_2 (à droite), pour cinq scénarios illustratifs



(b) Contribution des différentes émissions à l'augmentation de la température à la surface du globe, et rôle dominant des émissions de CO_2

Changement de la température à la surface du globe en 2081–2100 par rapport à 1850–1900 (°C)



Réchauffement total (le réchauffement observé à ce jour est plus sombre), réchauffement dû au CO_2, réchauffement dû aux GES autres que le CO_2, refroidissement dû aux changements des aérosols et de affectation des terres.

Figure RID.4 | Émissions anthropiques futures des principaux facteurs du changement climatique et contributions au réchauffement par groupes de facteurs pour les cinq scénarios illustratifs utilisés dans ce rapport.

Les cinq scénarios sont SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5.

Panneau (a) Émissions anthropiques (d'origine humaine) annuelles sur la période 2015–2100. Sont représentées ici les trajectoires d'émissions de dioxyde de carbone (CO_2) de tous les secteurs ($GtCO_2$/an) (graphique de gauche) et d'un sous-ensemble de trois facteurs clés autres que le CO_2 pris en compte dans les scénarios : le méthane (CH_4, $MtCH_4$/an, graphique en haut à droite) ; le protoxyde d'azote (N_2O, Mt N_2O /an, graphique du milieu à droite) ; et le dioxyde de soufre (SO_2, $MtSO_2$/an, graphique en bas à droite, contribuant aux aérosols d'origine anthropique dans le panneau (b).

Panneau (b) Les contributions au réchauffement, par groupe de facteurs anthropiques et par scénario, sont indiquées par un changement de la température à la surface du globe (°C) en 2081–2100 par rapport à 1850–1900, avec indication du réchauffement observé à ce jour. Les barres et les moustaches représentent, respectivement, les valeurs médianes et la fourchette *très probable*. Dans les diagrammes à barres des divers scénarios, les barres représentent : le réchauffement planétaire total (°C ; barre « Total ») (voir tableau RID.1) ; les contributions au réchauffement (°C) dues aux variations du CO_2 (barre « CO_2 ») et aux gaz à effet de serre (GES) autres que le CO_2 ; (barre « GES autres que le CO_2 » : comprenant les gaz à effet de serre bien mélangés et l'ozone) ; et le refroidissement net dû à d'autres facteurs anthropiques (barre « Aérosols et affectation des terres » : aérosols anthropiques, changement de réflectance dû à des changements d'affectation des terres et d'irrigation, et traînées de condensation des avions) (voir la figure RID 2, panneau (c), pour les contributions au réchauffement à ce jour pour les divers facteurs). La meilleure estimation du réchauffement observé en 2010–2019 par rapport à 1850–1900 (voir figure RID 2, panneau (a) est représentée par la partie plus sombre de la barre « Total ». Dans le panneau (b), les contributions au réchauffement sont calculées selon la méthode présentée dans le tableau RID 1 pour la barre « Total ». Pour les autres barres, la contribution des différents groupes de facteurs au changement de température à la surface du globe est calculée à l'aide d'un émulateur des processus physiques du climat qui s'appuie sur les évaluations de la sensibilité climatique et du forçage radiatif.

{encadré thématique 1.4 ; 4.6 ; figure 4.35 ; 6.7 ; figures 6.18, 6.22 et 6.24 ; 7.3 ; encadré thématique 7.1 ; figure 7.7 ; encadré RT.7 ; figures RT.4 et RT.15}

B.1 La température à la surface du globe continuera à augmenter au moins jusqu'au milieu de ce siècle, dans tous les scénarios d'émissions considérés. Un réchauffement planétaire de 1,5 °C et 2 °C sera dépassé au cours du 21e siècle, sauf si des réductions importantes des émissions de CO_2 et d'autres gaz à effet de serre ont lieu au cours des prochaines décennies.

{2.3, encadré thématique 2.3, encadré thématique 2.4, 4.3, 4.4, 4.5} (figure RID.1, figure RID.4, figure RID.8, tableau RID.1, encadré RID.1)

B.1.1 En moyenne sur la période 2081–2100, la température à la surface du globe sera *très probablement* supérieure de 1,0 °C à 1,8 °C à celle de 1850–1900 pour le scénario de très basses émissions de GES (SSP1-1.9), de 2,1 °C à 3,5 °C pour le scénario d'émissions de GES intermédiaires (SSP2-4.5) et de 3,3 °C à 5,7 °C pour le scénario d'émissions très élevées de GES (SSP5-8.5)[24]. La dernière fois que la température à la surface du globe s'est maintenue à 2,5 °C ou plus au-dessus du niveau de 1850–1900 s'est produite il y a plus de 3 millions d'années (*degré de confiance moyen*).
{2.3, encadré thématique 2.4, 4.3, 4.5, encadré RT.2, encadré RT.4, encadré thématique RT.1} (tableau RID.1)

Tableau RID.1 | Evaluation des changements de la température à la surface du globe, sur la base de multiples éléments probants, pour une sélection de périodes de 20 ans et pour les cinq scénarios d'émissions illustratifs considérés. Les écarts de température par rapport à la température moyenne à la surface du globe durant la période 1850–1900 sont exprimés en °C. Ils incluent la réévaluation du réchauffement historique observé pour la période de référence 1986–2005 de l'AR5, qui est dans l'AR6 supérieur de 0,08 °C [– 0,01 à + 0,12 °C] à celui de l'AR5 (voir la note de bas de page 10). Les changements relatifs à la période de référence récente (1995–2014) peuvent être calculés approximativement en soustrayant 0,85 °C, correspondant à la meilleure estimation du réchauffement observé entre 1850–1900 et 1995–2014.
{Encadré thématique 2.3, 4.3, 4.4, encadré thématique RT.1}

	Court terme, 2021–2040		Moyen terme, 2041–2060		Long terme, 2081–2100	
Scénarios	Meilleure estimation (°C)	Fourchette *très probable* (°C)	Meilleure estimation (°C)	Fourchette *très probable* (°C)	Meilleure estimation (°C)	Fourchette *très probable* (°C)
SSP1-1.9	1,5	1,2 to 1,7	1,6	1,2 to 2,0	1,4	1,0 to 1,8
SSP1-2.6	1,5	1,2 to 1,8	1,7	1,3 to 2,2	1,8	1,3 to 2,4
SSP2-4.5	1,5	1,2 to 1,8	2,0	1,6 to 2,5	2,7	2,1 to 3,5
SSP3-7.0	1,5	1,2 to 1,8	2,1	1,7 to 2,6	3,6	2,8 to 4,6
SSP5-8.5	1,6	1,3 to 1,9	2,4	1,9 to 3,0	4,4	3,3 to 5,7

B.1.2 D'après l'évaluation de multiples éléments probants, un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport à 1850–1900 serait dépassé au cours du 21e siècle dans le cas des scénarios d'émissions de GES élevées et très élevées considérés dans ce rapport (SSP3-7.0 et SSP5-8.5, respectivement). Il est *extrêmement probable* qu'un réchauffement planétaire de 2 °C serait dépassé dans le cas du scénario intermédiaire d'émissions de GES (SSP2-4.5). Dans le cas des scénarios d'émissions très basses et basses de GES, il est *extrêmement improbable* qu'un réchauffement planétaire de 2 °C soit dépassé (SSP1-1.9) ou *improbable* qu'il le soit

24 Sauf indication contraire, les changements de la température à la surface du globe correspondent à des moyennes glissantes sur 20 ans.

(SSP1-2.6)[25]. Le franchissement d'un niveau de réchauffement planétaire de 2 °C à moyen terme (2041–2060) est *très probable* dans le cas du scénario d'émissions très élevées de gaz à effet de serre (SSP5-8.5), *probable* dans le cas du scénario d'émissions élevées (SSP3-7.0) et *plus probable qu'improbable* dans le cas du scénario d'émissions intermédiaires (SSP2-4.5)[26]. {4.3, encadré thématique RT 1} (tableau RID.1, figure RID.4, encadré RID.1)

B.1.3 Un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport à 1850–1900 serait dépassé au cours du 21e siècle dans le cas des scénarios d'émissions de GES intermédiaires, élevées et très élevées considérés dans ce rapport (SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5, respectivement). Pour les cinq scénarios illustratifs, à court terme (2021–2040), le fait de dépasser un niveau de réchauffement planétaire de 1,5 °C est *très probable* dans le cas du scénario d'émissions de GES très élevées (SSP5-8.5), *probable* dans le cas des scénarios d'émissions intermédiaires et élevées (SSP2-4.5 et SSP3-7.0), *plus probable qu'improbable* dans le cas du scénario d'émissions basses (SSP1-2.6) et le fait d'atteindre ce niveau de réchauffement est *plus probable qu'improbable* dans le cas du scénario avec des émissions de GES très basses (SSP1-1.9)[27]. De plus, pour ce scenario d'émissions très basses de GES (SSP1-1.9), il est *plus probable qu'improbable* que la température à la surface du globe redescende en-dessous de 1,5 °C vers la fin du 21e siècle, avec un dépassement temporaire de tout au plus 0,1 °C au-dessus d'un niveau de réchauffement de 1,5 °C. {4.3, encadré thématique RT.1} (tableau RID.1, figure RID.4)

B.1.4 Pour une année donnée, la température à la surface du globe peut fluctuer au-dessus ou en-dessous de la tendance à long terme d'origine humaine du fait de l'importante variabilité naturelle[28]. L'occurrence d'années individuelles pour lesquelles la température à la surface du globe dépasse un certain niveau, par exemple 1,5 °C ou 2 °C, par rapport à 1850–1900, n'implique pas que ce niveau de réchauffement planétaire ait été atteint[29]. {4.3, encadré thématique RT.1} (tableau RID.1, figure RID.4)

B.2 Il existe une relation directe entre l'amplification de nombreux changements au sein du système climatique et l'augmentation du réchauffement planétaire. Il s'agit notamment de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des extrêmes chauds, des vagues de chaleur marines, des précipitations extrêmes et, dans certaines régions, des sécheresses de type agricole et écologique ; de l'augmentation de la proportion de cyclones tropicaux intenses ; et de la diminution de la glace de mer de l'Arctique, du manteau neigeux et du pergélisol. {4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 8.2, 8.4, encadré 8.2, 9.3, 9.5, encadré 9.2, 11.1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.9, encadré thématique 11.1, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11} (figure RID.5, figure RID.6, figure RID.8)

B.2.1 Il est *quasi-certain* que le réchauffement sera plus prononcé au-dessus des terres émergées qu'à la surface des océans (*probablement* 1,4 à 1,7 fois plus). Il est *quasi-certain* que le réchauffement de l'Arctique sera plus prononcé que le réchauffement à la surface du globe, avec un *degré de confiance élevé* que son rythme de réchauffement sera plus de deux fois supérieur au rythme de réchauffement planétaire. {2.3, 4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 11.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, encadré thématique RT.1, RT.2.6} (figure RID.5)

B.2.2 Chaque incrément supplémentaire de réchauffement planétaire entraîne la poursuite de l'amplification des changements dans les extrêmes. Par exemple, chaque demi-degré supplémentaire de réchauffement planétaire entraîne clairement une augmentation perceptible de l'intensité et de la fréquence des extrêmes chauds, y compris les vagues de chaleur (*très probable*), et des précipitations extrêmes (*degré de confiance élevé*), ainsi que des sécheresses de type agricole et écologique[30] dans certaines régions (*degré de confiance élevé*). Des changements perceptibles de l'intensité et de la fréquence des sécheresses météorologiques sont constatés dans certaines régions pour chaque demi-degré supplémentaire de réchauffement planétaire, avec davantage de régions présentant des augmentations que des diminutions (*degré de confiance moyen*). Dans certaines

25 Les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6, qui démarrent en 2015, correspondent à des émissions de GES respectivement très basses et basses, avec des émissions de CO_2 diminuant jusqu'à des émissions nettes égales à zéro vers ou après 2050, suivies de niveaux variables d'émissions nettes négatives de CO_2.

26 Sauf indication contraire, les changements de la température à la surface du globe correspondent à des moyennes glissantes sur 20 ans.

27 L'évaluation présentée dans l'AR6 pour déterminer le moment où un niveau donné de réchauffement planétaire sera franchi pour la première fois s'appuie sur la prise en compte des scénarios illustratifs, des multiples éléments probants intégrés dans l'évaluation de la réponse future de la température à la surface du globe au forçage radiatif, et de l'amélioration de l'estimation du réchauffement historique. L'évaluation présentée dans l'AR6 n'est donc pas directement comparable au RID du SR1.5, qui indiquait qu'un réchauffement planétaire de 1,5 °C serait *probablement* atteint entre 2030 et 2052, à partir d'une simple extrapolation linéaire du rythme de réchauffement du passé récent. En réponse à des scénarios similaires au SSP1-1.9 plutôt qu'avec une extrapolation linéaire, l'estimation du rapport SR1.5 du moment où un niveau de réchauffement planétaire de 1,5 °C est franchi pour la première fois est proche de la meilleure estimation de ce rapport.

28 La variabilité naturelle fait référence aux fluctuations climatiques qui se produisent sans aucune influence humaine, c'est-à-dire la variabilité interne du climat, combinée à sa réponse aux facteurs naturels externes tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'activité solaire et, sur des échelles de temps plus longues, les effets orbitaux et la tectonique des plaques (voir le glossaire).

29 La variabilité interne, pour une une année donnée, est estimée à environ ± 0,25 °C (fourchette de 5 à 95 %, *degré de confiance élevé*).

30 Les projections de changements des sécheresses de type agricole et écologique sont principalement évaluées sur la base de l'humidité de la colonne totale de sol. Voir la note de bas de page 15 pour leur définition et leur lien avec les précipitations et l'évapotranspiration..

régions, la hausse du réchauffement planétaire accentue l'accroissement de la fréquence et de l'intensité des sécheresses hydrologiques (*degré de confiance moyen*). L'occurrence de certains extrêmes, sans précédent dans les séries d'observations, augmentera pour chaque hausse supplémentaire du réchauffement planétaire, même pour un niveau de réchauffement de 1,5 °C. Dans les projections, les changements de fréquence, exprimés en pourcentage d'occurrence, sont plus importants pour les événements les plus rares (*degré de confiance élevé*).
{8.2, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.9, encadré thématique 11.1, encadré thématique 12.1, RT.2.6} (figure RID.5, figure RID.6)

B.2.3 Il est projeté que certaines régions des latitudes moyennes, certaines régions semi-arides ainsi que la région de la mousson sud-américaine connaîtront l'augmentation la plus forte de la température des jours les plus chauds, à un rythme environ 1,5 à 2 fois plus important que celui du réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). Il est projeté que l'Arctique connaîtra la plus forte augmentation de la température des jours les plus froids, à un rythme environ trois fois supérieur à celui du réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). Pour chaque hausse supplémentaire du réchauffement planétaire, la fréquence des vagues de chaleur marines continuera à augmenter (*degré de confiance élevé*), en particulier dans l'océan tropical et l'Arctique (*degré de confiance moyen*).
{encadré 9.2, 11.1, 11.3, 11.9, encadré thématique 11.1, encadré thématique 12.1, 12.4, RT.2.4, RT.2.6} (figure RID.6)

B.2.4 Il est *très probable* que les précipitations extrêmes s'intensifieront et deviendront plus fréquents dans la plupart des régions pour chaque hausse supplémentaire du réchauffement planétaire. A l'échelle mondiale, il est projeté que les précipitations journalières extrêmes s'intensifieront d'environ 7 % pour chaque degré (°C) de réchauffement planétaire supplémentaire (*degré de confiance élevé*). Il est projeté que la proportion de cyclones tropicaux intenses (catégorie 4–5) et la vitesse maximale des vents des cyclones tropicaux les plus intenses augmenteront avec la hausse du réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*).
{8.2, 11.4, 11.7, 11.9, encadré thématique 11.1, encadré RT.6, RT.4.3.1} (figure RID.5, figure RID.6)

B.2.5 Dans les projections, tout réchauffement supplémentaire amplifie le dégel du pergélisol et la perte du manteau neigeux saisonnier, des glaces continentales et de la glace de mer arctique (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* que l'Arctique sera pratiquement libre de glace de mer[31] au mois de septembre au moins une fois avant 2050 pour les cinq scénarios illustratifs considérés dans ce rapport – avec des récurrences plus fréquentes pour des niveaux de réchauffement plus élevés. Le *degré de confiance est faible* concernant la diminution projetée de la glace de mer de l'Antarctique.
{4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, encadré 8.2, 9.3, 9.5, 12.4, encadré thématique 12.1, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.11, RT.2.5} (figure RID.8)

31 Une étendue moyenne mensuelle de glace de mer inférieure à 1 million de km², ce qui représente environ 15 % de l'étendue moyenne de la glace de mer observée en septembre entre 1979 et 1988.

Pour chaque incrément de réchauffement planétaire, les changements s'accentuent pour les moyennes régionales de la température, des précipitations et de l'humidité du sol

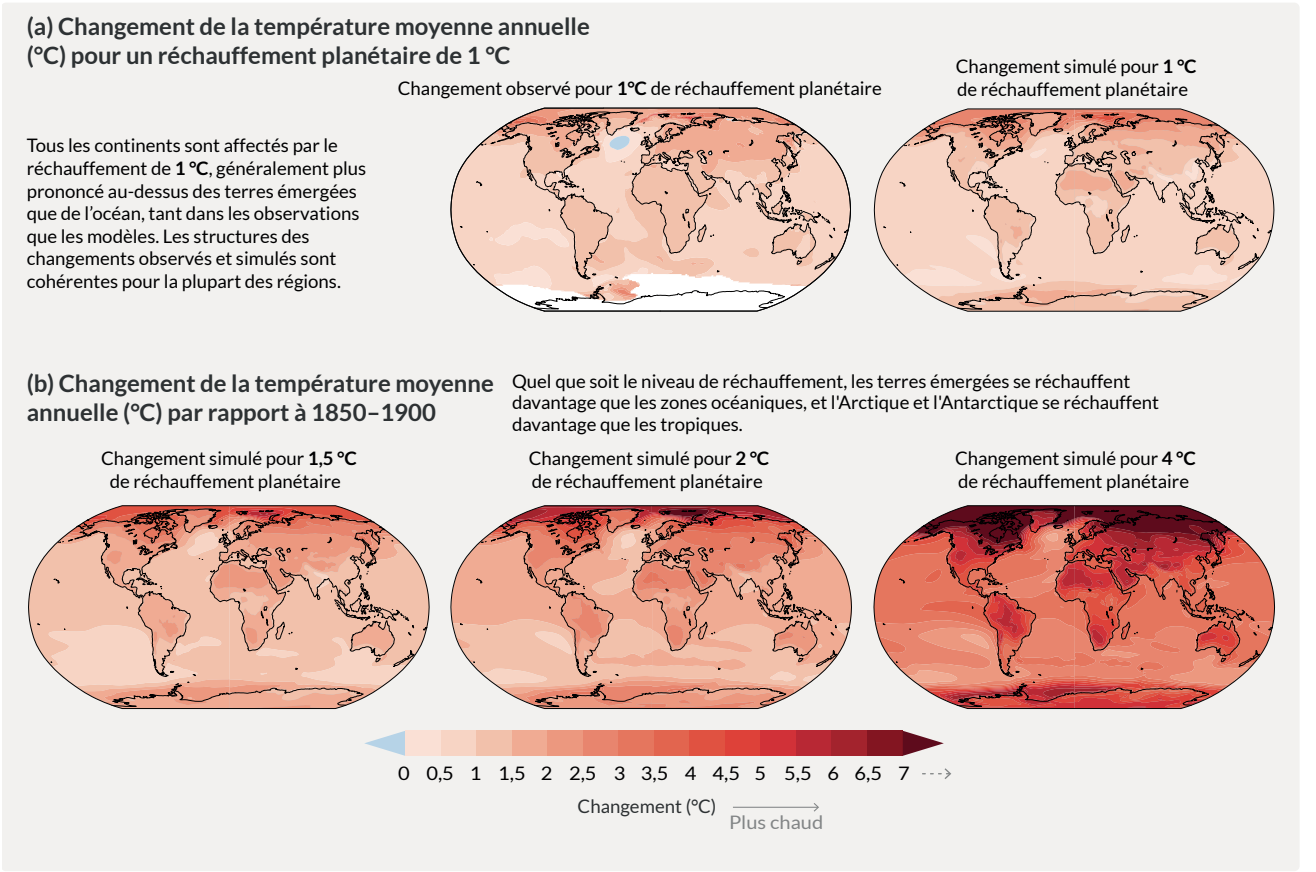
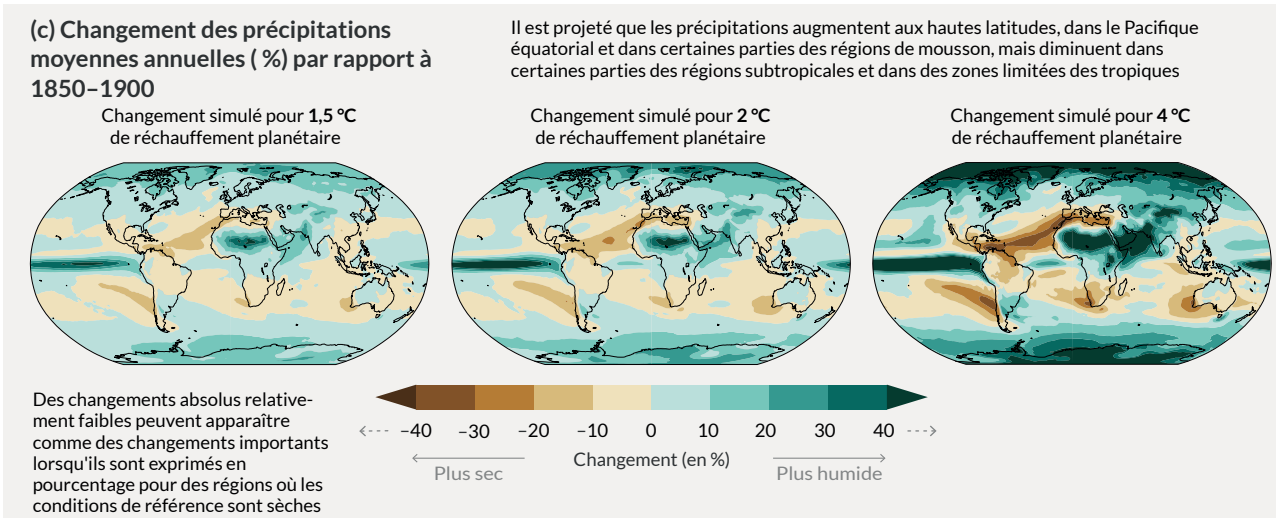
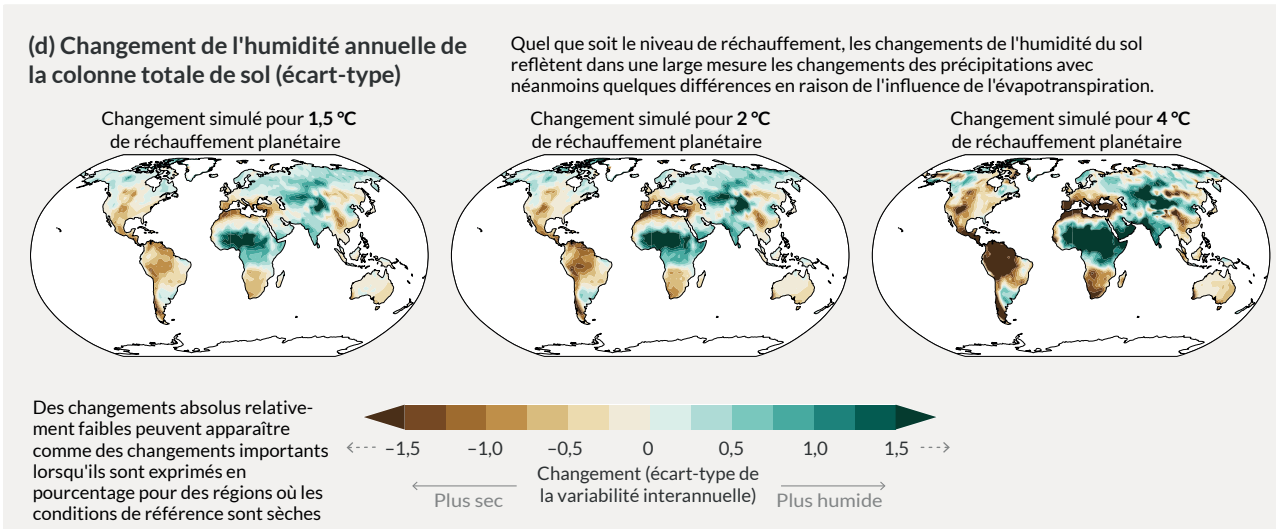


Figure RID.5 | Changements de la température moyenne annuelle en surface, des précipitations et de l'humidité du sol.

Panneau (a) Comparaison des changements observés et simulés de la température moyenne annuelle de surface. La **carte de gauche** montre les changements de la de température moyenne annuelle de surface observés au cours de la période 1850–2020 par degré Celsius de réchauffement planétaire (°C). Les changements de la température annuelle moyenne en surface observés localement (c'est-à-dire au point de grille) sont régressés linéairement par rapport à la température à la surface du globe pour la période 1850–2020. Les données relatives aux observations de température proviennent de Berkeley Earth, le jeu de données offrant la plus grande couverture spatiale et la plus haute résolution horizontale. La régression linéaire est appliquée à toutes les années pour lesquelles des données sont disponibles au point de grille correspondant. Cette méthode de régression a été utilisée pour prendre en compte l'intégralité des séries chronologiques d'observations et ainsi réduire le rôle de la variabilité interne à l'échelle des points de grille. Les zones marquées en blanc sont celles pour lesquelles la couverture temporelle est de 100 ans ou moins, et, donc, trop courte pour procéder à une régression linéaire fiable. La **carte de droite** est basée sur les simulations issues de modèles climatiques. Elle présente les changements multi-modèles des températures moyennes annuelles simulées pour un niveau de réchauffement planétaire de 1 °C (changement de la température à la surface du globe moyenné sur 20 ans par rapport à 1850–1900). Les triangles situés à chaque extrémité de la barre de couleur indiquent les valeurs hors limites, c'est-à-dire les valeurs supérieures ou inférieures aux bornes indiquées.





Panneau (b) Changement simulé de la moyenne annuelle de la température (en °C), panneau (c) des précipitations (en %), panneau (d) de l'humidité de la colonne totale du sol (en écart-type de la variabilité interannuelle) pour des niveaux de réchauffement planétaire de 1,5 °C, 2 °C et 4 °C (changement de la température à la surface du globe moyennée sur 20 ans, par rapport à 1850–1900). Les changements simulés correspondent au changement moyen multi-modèle de la phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP6) (changement médian pour l'humidité du sol) pour le niveau de réchauffement planétaire correspondant, suivant la même méthode que pour la carte de droite du panneau (a). **Dans le panneau (c)**, des changements positifs élevés en pourcentage dans les régions sèches peuvent correspondre à des changements absolus faibles. **Dans le panneau (d)**, l'unité est l'écart-type de la variabilité interannuelle de l'humidité du sol sur la période 1850–1900. L'écart-type est une métrique couramment utilisée pour caractériser la sévérité des sécheresses. Une réduction projetée d'un écart-type de l'humidité moyenne du sol correspond à des conditions d'humidité du sol typiques de sécheresses qui se produisaient environ une fois tous les six ans en 1850–1900. Dans le panneau (d), de grands changements dans des régions sèches présentant une faible variabilité interannuelle dans les conditions de référence peuvent correspondre à un faible changement absolu. Les triangles situés à chacune des extrémités des barres de couleur indiquent les valeurs hors limites, c'est-à-dire les valeurs supérieures ou inférieures aux bornes indiquées. Les résultats de tous les modèles atteignant le niveau de réchauffement correspondant dans l'un des cinq scénarios illustratifs (SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5) sont moyennés. Les cartes des changements de la température et des précipitations moyennes annuelles pour un niveau de réchauffement planétaire de 3 °C sont présentées dans les figure 4.31 et 4.32 de la section 4.6.Les cartes correspondant aux panneaux (b), (c) et (d), et comprenant des zones hachurées signalant le niveau de concordance entre les modèles à l'échelle de chaque point de grille, se trouvent respectivement aux figures 4.31, 4.32 et 11.19 ; comme le souligne l'encadré thématique Atlas.1, ces zones hachurées à l'échelle du point de grille ne fournissent pas d'informations pertinentes pour des échelles spatiales plus grandes (par exemple, pour les régions de référence de l'AR6) où les signaux agrégés sont moins affectés par la variabilité de petite échelle, ce qui entraîne une augmentation de la robustesse.

{figure 1.14, 4.6.1, encadré thématique 11.1, encadré thématique Atlas.1, RT.1.3.2, figures RT 3 et RT 5}

La fréquence et l'intensité des extrêmes augmentent, dans les projections, pour chaque incrément supplémentaire de réchauffement planétaire

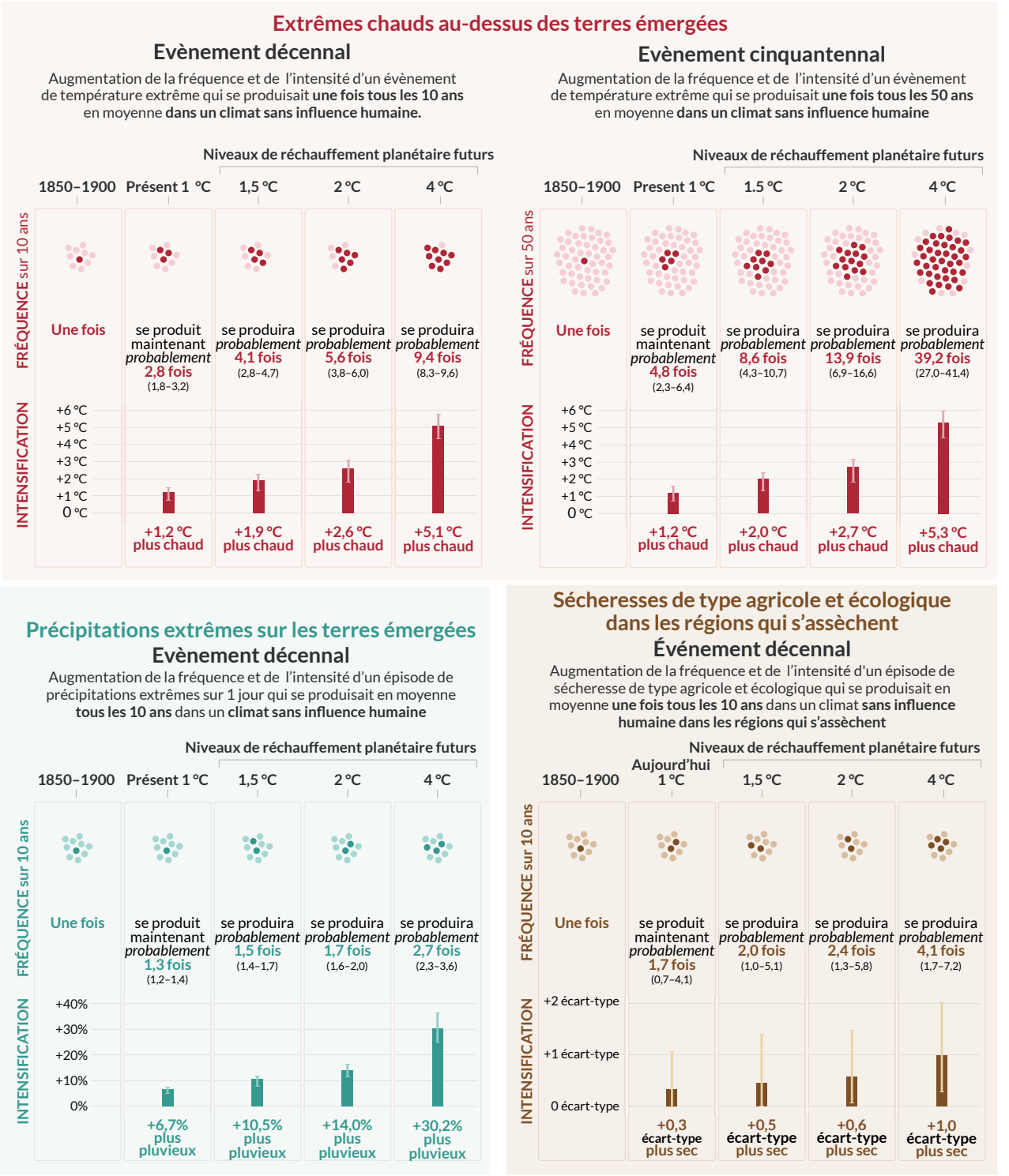


Figure RID.6 | Projections des changements de l'intensité et de la fréquence des extrêmes chauds et des précipitations extrêmes sur les terres émergées, ainsi que des sécheresses de type agricole et écologique dans les régions qui s'assèchent.

Les projections de ces changements sont présentées pour des niveaux de réchauffement planétaire (de 1 °C, 1,5 °C, 2 °C et 4 °C) par rapport à 1850–1900, période représentative d'un climat sans influence humaine. La figure indique la fréquence et l'intensification d'événements extrêmes ayant une période de retour de dix ou cinquante ans par rapport à la période de référence (1850–1900) pour différents niveaux de réchauffement planétaire.

Les extrêmes chauds sont définis par des températures maximales quotidiennes sur les terres émergées qui n'ont été dépassées en moyenne qu'une seule fois par décennie (événement décennal) ou qu'une fois en 50 ans (événement cinquantennal) au cours de la période de référence 1850–1900. Les **épisodes de précipitations extrêmes** se caractérisent par des hauteurs de précipitations quotidiennes sur les terres émergées qui n'ont été dépassées en moyenne qu'une

fois par décennie pendant la période de référence 1850–1900. Un épisode de sécheresse de type agricole et écologique est défini par une moyenne annuelle de l'humidité de la colonne totale du sol inférieure au 10e percentile de la période de référence (1850–1900). Ces extrêmes sont définis à l'échelle de la maille du modèle. Pour les extrêmes chauds et les précipitations extrêmes, les valeurs sont présentées pour l'ensemble des terres émergées. Pour les sécheresses de type agricole et écologique, les résultats sont présentés uniquement pour les régions qui s'assèchent, à savoir les régions de l'AR6 pour lesquelles une augmentation des sécheresses de type agricole et écologique est projetée avec au minimum un *degré de confiance moyen* pour un niveau de réchauffement de 2 °C par rapport à la période de référence 1850–1900, dans la phase 6 du Projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6). Ces régions comprennent l'ouest de l'Amérique du Nord, le centre de l'Amérique du Nord, le nord de l'Amérique centrale, le sud de l'Amérique centrale, les Caraïbes, le nord de l'Amérique du Sud, le nord-est de l'Amérique du Sud, la zone de mousson sud-américaine, le sud-ouest de l'Amérique du Sud, le sud de l'Amérique du Sud, l'Europe du centre et de l'ouest, la Méditerranée, l'Afrique du sud-ouest, l'Afrique du sud-est, Madagascar, l'est de Australie, le sud de l'Australie (les Caraïbes n'ont pas été prises en compte pour l'élaboration de la figure du fait d'un trop petit nombre de mailles correspondant entièrement à des terres émergées). Les régions qui ne s'assèchent pas ne présentent ni augmentation ni diminution généralisées de l'intensité des sécheresses. Les projections de changements des sécheresses de type agricole et écologique de l'ensemble multi-modèles de la phase 5 de CMIP (CMIP5) diffèrent de celles de CMIP6 dans certaines régions, notamment dans certaines parties de l'Afrique et de l'Asie. Les évaluations des projections de changements relatifs aux sécheresses météorologiques et hydrologiques sont fournies au chapitre 11.

Dans la **section « fréquence »,** chaque année est représentée par un point. Les points sombres indiquent les années au cours desquelles le seuil défini comme extrême est dépassé, tandis que les points clairs sont les années où ce seuil ne l'est pas. Les valeurs correspondent aux médianes (en gras) et à leurs fourchettes respectives, de 5 à 95 %, qui s'appuient sur l'ensemble multi-modèles des simulations CMIP6 selon différents scénarios de trajectoires socio-économiques partagées. Par souci de cohérence, le nombre de points sombres est basé sur l'arrondi vers le haut de la médiane. Dans la **section « intensité »,** les médianes et leurs fourchettes respectives (de 5 à 95 %), qui se fondent également sur l'ensemble multi-modèles des simulations CMIP6, apparaissent sous la forme de barres, respectivement sombres et claires. Les changements d'intensité des extrêmes chauds et des précipitations extrêmes sont exprimés, respectivement, en degrés Celsius et en pourcentage. Pour ce qui est des sécheresses de type agricole et écologique, les changements d'intensité sont exprimés sous forme de fractions de l'écart-type de l'humidité du sol moyenne annuelle.

{11.1 ; 11.3 ; 11.4 ; 11.6 ; 11.9 ; figures 11.12, 11.15, 11.6, 11.7 et 11.18}

B.3 Il est projeté que la poursuite du réchauffement planétaire intensifiera davantage le cycle global de l'eau, notamment sa variabilité, les précipitations de la mousson globale et la sévérité des épisodes humides et secs.

{4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, encadré 8.2, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, Atlas.3} (figure RID.5, figure RID.6)

B.3.1 Le renforcement des éléments probants depuis l'AR5 montre que le cycle global de l'eau continuera à s'intensifier à mesure de la hausse de la température planétaire (*degré de confiance élevé*), les projections indiquant une augmentation de la variabilité des précipitations et des écoulements d'eau de surface dans la plupart des régions continentales, au cours d'une même saison (*degré de confiance élevé*) et d'une année à l'autre (*degré de confiance moyen*). Il est projeté, d'ici à 2081–2011, par rapport à 1995–2014, que les précipitations annuelles moyennes sur les terres émergées à l'échelle mondiale augmenteront de 0 à 5 % dans le cas du scénario de très basses émissions de GES (SSP1-1.9), de 1,5 à 8 % dans le cas du scénario d'émissions de GES intermédiaires (SSP2-4.5) et de 1 à 13 % dans le cas du scénario d'émissions très élevées de GES (SSP5-8.5) (*fourchettes probables*). Il est projeté que les précipitations augmenteront aux hautes latitudes, dans le Pacifique équatorial et dans certaines parties des régions de mousson, mais diminueront dans certaines parties des régions subtropicales et dans des zones limitées des tropiques pour les scénarios SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5 (*très probable*). Dans les projections, la portion des terres émergées de la planète présentant une augmentation ou une diminution détectable des hauteurs moyennes de précipitations saisonnières augmentera (*degré de confiance moyen*). Dans les régions dominées par la neige, à l'échelle mondiale, il y a *un degré de confiance élevé* dans un début plus précoce de la fonte des neiges printanière, avec des débits de pointe plus élevés, au détriment des écoulements d'été.
{4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, Atlas.3, RT.2.6, RT.4.3, encadré RT.6} (figure RID.5)

B.3.2 Un climat plus chaud intensifiera les évènements météorologiques et climatiques ainsi que les saisons très humides et très secs, avec des implications pour les inondations ou les sécheresses (*degré de confiance élevé*), mais l'emplacement et la fréquence de ces évènements dépendent des projections de changements de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale, notamment les moussons et les trajectoires des tempêtes aux latitudes moyennes. Il est *très probable* que la variabilité des précipitations liée à El Niño-oscillation australe sera amplifiée d'ici à la seconde moitié du 21e siècle, dans le cas des scénarios SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5.
{4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, 8.5, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, RT.2.6, RT.4.2, encadré RT.6} (figure RDI.5, figure RDI.6)

B.3.3 Dans les projections, les précipitations de mousson augmentent à moyen ou long terme à l'échelle mondiale, en particulier en Asie du Sud et du Sud-Est, en Asie de l'Est et en Afrique de l'Ouest, à l'exception de l'extrême ouest du Sahel (*degré de confiance élevé*). Il est projeté que le démarrage de la saison de mousson sera plus tardif en Amérique du Nord, en Amérique du Sud et en Afrique de l'Ouest (*degré de confiance élevé*) et son retrait plus tardif en Afrique de l'Ouest (*degré de confiance moyen*).
{4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, encadré 8.2, encadré RT.13}

B.3.4 Aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud, le déplacement vers le sud et l'intensification des trajectoires des tempêtes estivales et des précipitations associées sont *probables* dans le cas des scénarios d'émissions élevées de GES (SSP3-7.0, SSP5-8.5), mais,

à court terme, l'effet de la reconstitution de la couche d'ozone stratosphérique contrebalance ces changements (*degré de confiance élevé*). Il y a un *degré de confiance moyen* quant à la poursuite du déplacement vers le pôle des tempêtes et des précipitations associées dans le Pacifique Nord, tandis qu'il y a *un degré de confiance faible* quant aux changements projetés de trajectoires des tempêtes dans l'Atlantique Nord.
{4.4, 4.5, 8.4, RT.2.3, RT.4.2}

B.4 Pour les scénarios où les émissions de CO_2 augmentent, il est projeté que les puits de carbone océaniques et terrestres seront moins efficaces pour ralentir l'accumulation de CO_2 dans l'atmosphère. {4.3, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6} (Figure RID.7)

B.4.1 Alors qu'il est projeté que les puits de carbone naturels terrestres et océaniques absorbent, en termes absolus, une quantité de plus en plus grande de CO_2 dans les scénarios d'émissions plus élevées, que dans les scénarios d'émissions plus basses, ces puits de carbone deviennent moins efficaces, c'est-à-dire que la proportion des émissions absorbées par les terres émergées et l'océan diminue à mesure que le cumul des émissions de CO_2 augmente. Il en résulte, dans les projections, une fraction plus élevée du CO_2 émis restant dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*).
{5.2, 5.4, encadré RT.5} (figure RID.7)

B.4.2 Dans le cas du scénario intermédiaire qui stabilise les concentrations de CO_2 dans l'atmosphère au cours de ce siècle (SSP2-4.5), les projections climatiques montrent une diminution des taux d'absorption du CO_2 par les terres émergées et l'océan au cours de la seconde moitié du 21e siècle (*degré de confiance élevé*). Dans le cas de scénarios d'émissions de GES très basses ou basses (SSP1-1.9, SSP1-2.6), qui entraînent un pic, puis une diminution des concentrations de CO_2 au cours du 21e siècle, les terres émergées et l'océan commenceraient à absorber moins de carbone en réponse à la baisse de concentrations du CO_2 dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*) pour devenir une faible source nette d'ici à 2100 dans le cas du scénario SSP1-1.9 (*degré de confiance moyen*). Il est très *improbable* que l'ensemble des puits terrestre et océanique se transforme en source d'ici 2100 dans le cas de scénarios sans émissions nettes négatives (SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5)[32].
{4.3, 5.4, 5.5, 5.6, encadré RT.5, RT.3.3}

B.4.3 L'ampleur des rétroactions entre le changement climatique et le cycle du carbone s'accroît, mais devient aussi plus incertaine, pour les scénarios d'émissions élevées de CO_2 (*degré de confiance très élevé*). Toutefois, les projections des modèles climatiques montrent que les incertitudes relatives aux concentrations atmosphériques de CO_2 d'ici à 2100 sont dominées par les différences entre les scénarios d'émissions (*degré de confiance élevé*). D'autres réponses des écosystèmes au réchauffement qui ne sont pas encore entièrement prises en compte dans les modèles climatiques, comme les flux de CO_2 et de CH_4 provenant des zones humides, du dégel du pergélisol et des incendies de forêt, renforceraient encore l'augmentation des concentrations de ces gaz dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*).
{5.4, encadré RT.5, RT.3.2}

32 Ces projections d'ajustements des puits de carbone en réponse à la stabilisation ou à la diminution du CO_2 atmosphérique sont pris en compte dans le calcul des budgets carbone résiduels.

La proportion des émissions de CO_2 absorbée par les puits de carbone terrestres et océaniques est plus faible pour les scénarios correspondant à des émissions cumulées de CO_2 plus élevées

Émissions totales cumulées de CO_2 **absorbées par les terres émergées et l'océan** (couleurs) et restant dans l'atmosphère (gris) selon les cinq scénarios illustratifs entre 1850 et 2100.

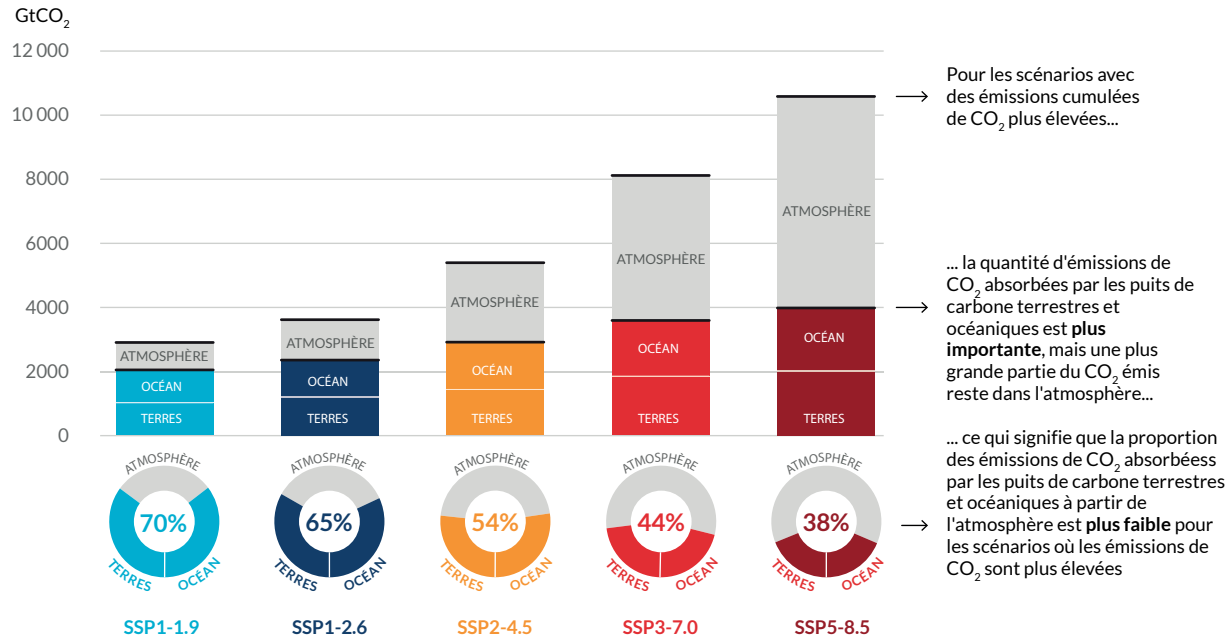


Figure RID.7 | Émissions anthropiques cumulées de CO_2 absorbées par les puits terrestres et océaniques d'ici à 2100 pour les cinq scénarios illustratifs.

Les émissions cumulées de dioxyde de carbone (CO_2) anthropiques (d'origine humaine) absorbées par les puits terrestres et océaniques sont simulées de 1850 à 2100 pour les cinq scénarios illustratifs (SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5) par les modèles climatiques de la phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP6) dans des configurations où les concentrations sont prescrites. Les puits de carbone terrestres et océaniques répondent aux émissions passées, actuelles et futures ; ce sont donc les puits cumulés de 1850 à 2100 qui sont présentés ici. Au cours de la période historique (1850–2019), les puits terrestres et océaniques observés ont absorbé 1430 $GtCO_2$ (59 % des émissions).

Le **diagramme en barres** illustre les quantités cumulées entre 1850 et 2100 d'émissions de CO_2 ($GtCO_2$) d'origine anthropique restant dans l'atmosphère (partie grise) et absorbées par les terres émergées et l'océan (partie colorée) en 2100 selon les projections. **Le diagramme circulaire** illustre la proportion des émissions anthropiques cumulées de CO_2 absorbées par les puits terrestres et océaniques et celle restant dans l'atmosphère en 2100. Les valeurs en pourcentage indiquent la proportion des émissions cumulées de CO_2 d'origine anthropique absorbées par l'ensemble des puits terrestres et océaniques combinés en 2100. Le total des émissions de carbone d'origine anthropique est calculé en ajoutant les émissions mondiales nettes liées à l'usage des terres de la base de données des scénarios CMIP6 aux autres émissions sectorielles calculées sur la base des simulations de modèles climatiques avec des concentrations prescrites de CO_2[33]. La quantité de CO_2 absorbé par les terres émergées et l'océan depuis 1850 est calculée sur la base de la productivité nette des biomes terrestres, corrigée des pertes de CO_2 dues aux changements d'affectation des terres par l'ajout des émissions correspondantes, et du flux net de CO_2 océanique.

{5.2.1 ; tableau 5.1 ; 5.4.5 ; figure 5.25 ; encadré RT.5 ; encadré RT.5, figure 1}

B.5 De nombreux changements dus aux émissions de gaz à effet de serre passées et à venir sont irréversibles à l'échelle de siècles à millénaires, en particulier les changements concernant l'océan, les calottes glaciaires et le niveau de la mer à l'échelle du globe. {2.3, encadré thématique 2.4, 4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, 9.4, 9.5, 9.6, encadré 9.4} (figure.RID.8)

B.5.1 Les émissions passées de GES depuis 1750 entraînent inexorablement un réchauffement de l'océan mondial qui va se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance élevé*). L'ampleur du réchauffement *probable* de l'océan varie de 2 à 4 (SSP1-2.6) à 4 à 8 fois (SSP5-8.5) celui survenu entre 1971 et 2018. Sur la base de multiples éléments probants, la stratification des couches supérieures de l'océan (*quasi-certain*), l'acidification de l'océan (*quasi-certain*) et la désoxygénation de l'océan (*degré de confiance élevé*) continueront à augmenter au cours du 21e siècle, le rythme de ces changements dépendant des émissions futures. Les changements de température de l'océan mondial (*degré de confiance très élevé*), l'acidification de l'océan profond (*degré de*

33 Les autres émissions sectorielles sont calculées comme étant le résidu de la quantité nette de CO_2 absorbée par les terres émergées et l'océan ainsi que les changements des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère prescrits pour les simulations CMIP6. Ces émissions calculées sont des valeurs nettes, qui ne distinguent pas les émissions brutes d'origine anthropique des quantités éliminées, qui sont incluses implicitement.

confiance très élevé) et la désoxygénation de l'océan profond (*degré de confiance moyen*) sont irréversibles à l'échelle de siècles à millénaires.
{4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, RT.2.4} (figure RID.8)

B.5.2 Les glaciers de montagne et les glaciers polaires vont inexorablement continuer à fondre pendant des décennies ou des siècles (*degré de confiance très élevé*). La perte de carbone du pergélisol entraînée par son dégel est irréversible à l'échelle de siècles (*degré de confiance élevé*). Au cours du 21e siècle, il est *quasi-certain* que la perte de glace de la calotte glaciaire du Groenland se poursuivra, et cela est *probable* pour la calotte glaciaire Antarctique. Il y a un *degré de confiance élevé* sur le fait que le total de la perte de glace de la calotte glaciaire de l'Antarctique augmentera avec le cumul des émissions. Il existe des *éléments probants limités* concernant des éventualités de faible probabilité mais à fort impact (résultant de processus d'instabilité des calottes glaciaires, caractérisés par une incertitude profonde, et, dans certains cas, faisant intervenir des points de bascule) qui augmenteraient fortement la perte de glace de la calotte glaciaire antarctique durant des siècles dans le cas de scénarios d'émissions élevées de GES[34].
{4.3, 4.7, 5.4, 9.4, 9.5, encadré 9.4, encadré RT.1, RT.2.5}

B.5.3 Il est *quasi-certain* que l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe se poursuivra au cours du 21e siècle. Par rapport à 1995–2014, l'élévation *probable* du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe d'ici à 2100 est de 0,28 à 0,55 m dans le cas du scénario de très basses émissions de GES (SSP1-1.9) ; de 0,32 à 0,62 m dans le cas du scénario de basses émissions de GES (SSP1-2.6) ; de 0,44 à 0,76 m dans le cas du scénario d'émissions de GES intermédiaires (SSP2-4.5) ; et de 0,63 à 1,01 m dans le cas du scénario d'émissions de GES très élevées (SSP5-8.5). Par rapport à la même période de référence, l'élévation *probable* d'ici à 2150 est de 0,37 à 0,86 m dans le cas du scénario d'émissions très faibles (SSP1-1.9) ; de 0,46 à 0,99 m dans le cas du scénario d'émissions faibles (SSP1-2.6) ; de 0,66 à 1,33 m dans le cas du scénario intermédiaire (SSP2-4.5) ; et de 0,98 à 1,88 m dans le cas du scénario d'émissions très élevées (SSP5-8.5) (*degré de confiance moyen*)[35]. Une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe supérieure à la fourchette *probable* – approchant 2 m d'ici à 2100 et 5 m d'ici à 2150 dans le cas d'un scénario d'émissions de GES très élevées (SSP5-8.5) (*degré de confiance faible*) – ne peut être exclue en raison de l'incertitude profonde liée aux processus des calottes glaciaires.
{4.3, 9.6, encadré 9.4, encadré RT 4} (figure RID.8)

B.5.4 À plus long terme, le niveau de la mer va inéluctablement continuer à s'élever pendant des siècles à des millénaires, du fait de la poursuite du réchauffement de l'océan profond et de la fonte des calottes glaciaires, et restera élevé pendant des milliers d'années (*degré de confiance élevé*). Au cours des 2000 prochaines années, le niveau moyen de la mer à l'échelle globale s'élèvera d'environ 2 à 3 m si le réchauffement est limité à 1,5 °C, de 2 à 6 m s'il est limité à 2 °C et de 19 à 22 m pour un réchauffement de 5 °C, et continuera à augmenter au cours des millénaires suivants (*degré de confiance faible*). Les projections de l'élévation plurimillénaire du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe moyen de la mer sont cohérentes avec les niveaux reconstruits pendant les périodes climatiques chaudes du passé : une élévation *probable* de 5 à 10 m de plus qu'aujourd'hui il y a environ 125 000 ans, lorsque les températures planétaires étaient supérieures de 0,5 °C à 1,5 °C (*très probable*) à celles de 1850–1900 ; et une élévation *très probable* de 5 à 25 m de plus qu'aujourd'hui il y a environ 3 millions d'années, lorsque les températures planétaires étaient de 2,5 à 4 °C plus élevées (*degré de confiance moyen*).
{2.3, encadré thématique 2.4, 9.6, encadré RT.2, encadré RT.4, encadré RT.9}

34 Les éventualités de faible probabilité mais à fort impact sont des évènements dont la probabilité d'occurrence est faible ou mal connue (comme dans le contexte d'une incertitude profonde) mais dont les impacts potentiels sur la société et les écosystèmes seraient considérables. Un point de bascule est un seuil critique au-delà duquel un système se réorganise, souvent de manière soudaine et/ou irréversible (voir le glossaire). {1.4, encadré thématique 1.3, 4.7}

35 Pour comparer à la période de référence 1986–2005 utilisée dans l'AR5 et le SROCC, ajouter 0,03 m à ces estimations de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe. Pour comparer à la période de référence de 1900 utilisée à la figure RID 8, ajouter 0,16 m.

Les activités humaines affectent toutes les composantes majeures du système climatique, certaines réagissant pendant des décennies et d'autres pendant des siècles.

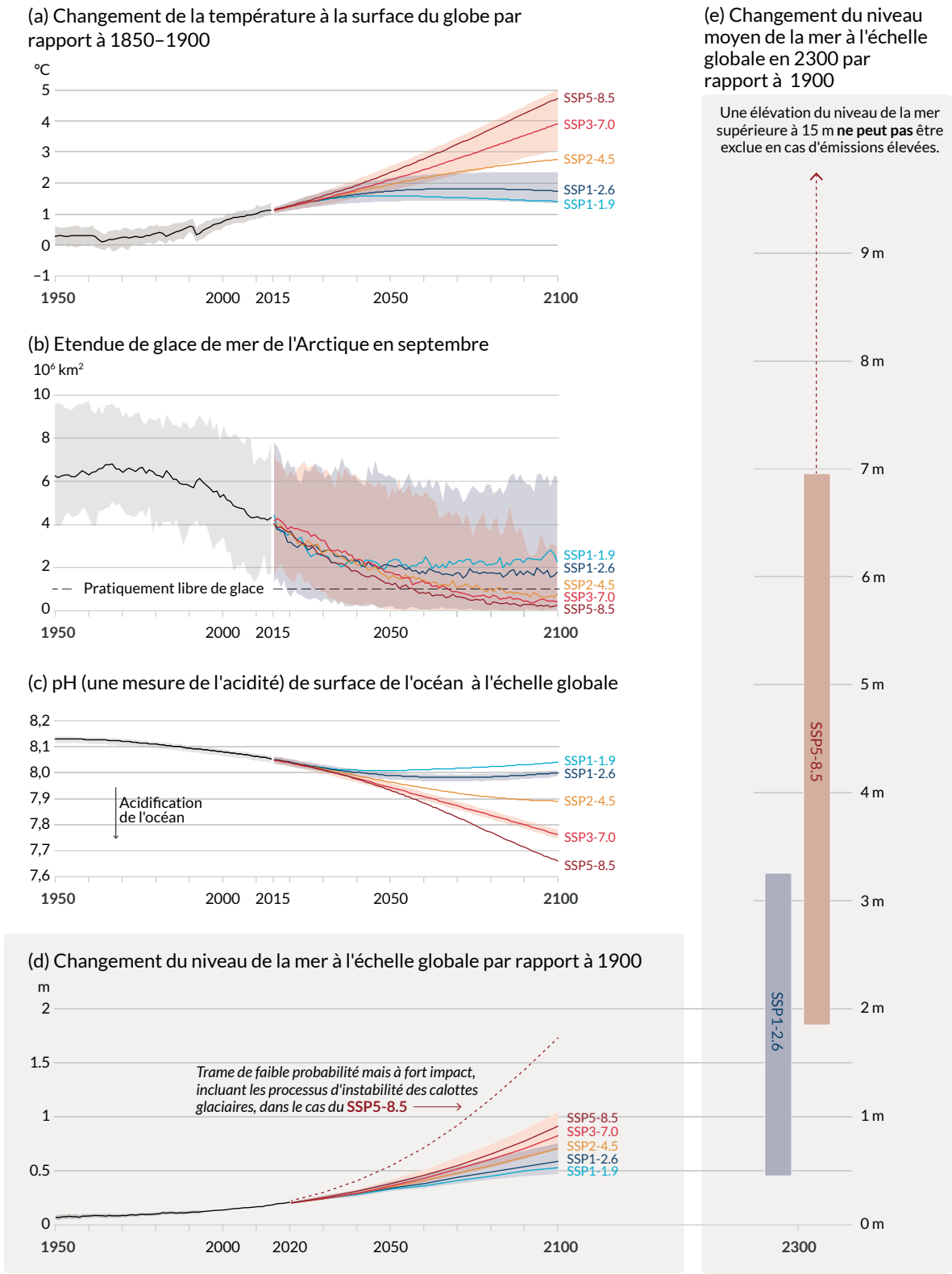


Figure RID.8 | Sélection d'indicateurs du changement climatique planétaire, pour les cinq scénarios illustratifs utilisés dans ce rapport.

Les projections pour chacun des cinq scénarios sont indiquées en couleur. Les zones ombrées représentent les fourchettes d'incertitude. Plus de détails sont fournis pour chaque panneau ci-dessous. Les courbes noires correspondent aux simulations historiques (panneaux a, b, c) ou aux observations (panneau (d). Ces valeurs historiques sont incluses dans tous les graphiques pour fournir le contexte des changements projetés.

Panneau (a) Changements de la température à la surface du globe en °C par rapport à 1850–1900. Ces changements ont été obtenus en combinant les simulations des modèles CMIP6 (Phase 6 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés), aux contraintes issues des observations basées sur le réchauffement passé simulé, et à la réévaluation de la sensibilité climatique à l'équilibre (voir encadré RID 1). Les changements par rapport à 1850–1900, basés sur des moyennes sur des périodes de 20 ans, sont calculés en ajoutant 0,85 °C (la hausse de la température à la surface du globe entre 1850–1900 et 1995–2014) aux changements simulés par rapport à 1995–2014. Les fourchettes *très probables* sont indiquées pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0.

Panneau (b) Etendue de glace de mer de l'Arctique en septembre, en 10^6 km^2, issue des simulations des modèles CMIP6. Les fourchettes *très probables* sont indiquées pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0. Dans le cas des des scénarios avec des émissions de GES intermédiaires ou élevées, il est projeté que l'Arctique sera pratiquement libre de glace vers le milieu de ce siècle.

Panneau (c) pH de surface de l'océan à l'échelle globale (une mesure de l'acidité) issu sur des simulations des modèles CMIP6. Les fourchettes *très probables* sont indiquées pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0.

Panneau (d) Changement du niveau moyen de la mer à l'échelle globale en mètres, par rapport à 1900. Les changements historiques sont issus des observations (à l'aide de marégraphes avant 1992, puis d'altimètres par la suite) et les changements futurs sont évalués de manière cohérente avec l es contraintes issues des observations à partir de l'émulation de CMIP, et de modèles de calottes glaciaires et de glaciers. Les fourchettes *probables* sont indiquées pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0. Seules les fourchettes *probables* sont évaluées pour les changements du niveau de la mer en raison de la difficulté à estimer la distribution résultant de processus associés à une incertitude profonde. La courbe en pointillés indique l'impact potentiel de ces processus associés à une incertitude profonde. Elle représente le 83e percentile des projections SSP5-8.5 incluant des processus liés aux calottes glaciaires de faible probabilité mais à fort impact, qui ne peuvent être exclus ; du fait du *faible degré de confiance* qui accompagne les projections de ces processus, cette courbe ne s'inscrit pas dans une fourchette *probable*. Les changements par rapport à 1900 sont calculées en ajoutant 0,158 m (élévation moyenne du niveau de la mer à l'échelle globale, observée entre 1900 et la période 1995–2014) aux changements simulés et observée par rapport à la période 1995–2014.

Panneau (e) Changement du niveau moyen de la mer à l'échelle globale en 2300, exprimée en mètres, par rapport à 1900. Seuls les scénarios SSP1-2.6 et SSP5-8.5 font l'objet de projections à l'horizon 2300, car les simulations qui s'étendent au-delà de 2100 sont trop peu nombreuses pour que les résultats soient robustes. Les fourchetttes entre le 17e et le 83e percentile sont ombrées. La flèche en pointillés illustre le 83e percentile des projections SSP5-8.5 incluant des processus liés aux calottes glaciaires à faible probabilité mais à fort impact, qui ne peuvent être exclus.

Le panneau (b) comme le panneau (c) sont basés sur des simulations uniques de chacun des modèles et comportent donc une composante de variabilité interne. Les panneaux (a), (d) et (e) sont basés sur des moyennes à long terme, avec par conséquent des contributions basses de la variabilité interne.

{4.3 ; figures 4.2, 4.8 et 4.11 ; 9.6 ; figure 9.27 ; figures.RT 8 et RT.11 ; encadré RT.4, figure 1}

C. Informations climatiques pour l'évaluation des risques et l'adaptation régionale

Les informations climatiques physiques caractérisent la manière dont le système climatique répond aux interactions entre l'influence humaine, les facteurs naturels et la variabilité interne. Les connaissances portant sur la réponse du climat et l'éventail des éventualités, y compris celles à faible probabilité mais à fort impact, éclairent les services climat iques dans le cadre de l'évaluation des risques liés au climat et de la planification des mesures d'adaptation. Les informations climatiques physiques, que ce soit à l'échelle mondiale, régionale ou locale, sont élaborées sur la base de multiples éléments probants, notamment des produits d'observation, des résultats de modèles climatiques et des diagnostics sur mesure.

C.1 Les facteurs naturels et la variabilité interne moduleront les changements d'origine humaine, en particulier à l'échelle régionale et à court terme, mais auront peu d'effet sur le réchauffement planétaire à l'échelle du siècle. Il est important de tenir compte de ces modulations pour se préparer à tout l'éventail des changements possibles.

{1.4, 2.2, 3.3, encadré thématique 3.1, 4.4, 4.6, encadré thématique 4.1, encadré 7.2, 8.3, 8.5, 9.2, 10.3, 10.4, 10.6, 11.3, 12.5, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, encadré thématique Atlas.2}

C.1.1 L'enregistrement historique de la température à la surface du globe montre que la variabilité décennale a renforcé et masqué les changements sous-jacents à long terme d'origine humaine, et cette variabilité persistera à l'avenir (*degré de confiance très élevé*). Par exemple, la variabilité interne décennale et les variations des facteurs solaires et volcaniques ont partiellement masqué le réchauffement de surface d'origine humaine durant la période 1998–2012, avec des empreintes régionales et saisonnières prononcées (*degré de confiance élevé*). Néanmoins, l'accumulation de chaleur dans le système climatique s'est poursuivie au cours de cette période, comme en témoignent à la fois le réchauffement continu de l'océan mondial (*degré de confiance très élevé*) et l'accroissement continu des extrêmes chauds sur les terres émergées (*degré de confiance moyen*).
{1.4, 3.3, encadré thématique 3.1, 4.4, encadré 7.2, 9.2, 11.3, encadré thématique RT.1} (figure RID.1)

C.1.2 Les changements dus à l'influence humaine projetés pour le climat moyen et les facteurs climatiques générateurs d'impacts (CID, pour "climatic impact-drivers"[36]), seront soit amplifiés soit atténués par la variabilité interne (*degré de confiance élevé*)[37]. Un refroidissement à court terme par rapport au climat actuel pourrait se produire en tout lieu et serait cohérent avec l'augmentation de la température à la surface du globe due à l'influence humaine (*degré de confiance élevé*).
{1.4, 4.4, 4.6, 10.4, 11.3, 12.5, Atlas.5, Atlas.10, Atlas.11, RT.4.2}

C.1.3 Pour les précipitations moyennes de nombreuses régions terrestres, la variabilité interne est en grande partie responsable de l'amplification et l'amoindrissement des changements d'origine humaine à l'échelle décennale à multi décennale observés (*degré de confiance élevé*). Aux échelles globale et régionale, les variations à court terme des moussons seront dominées par les effets de la variabilité interne (*degré de confiance moyen*). En plus de l'influence de la variabilité interne, les projections des changements à court terme des précipitations à l'échelle mondiale comme régionale sont incertaines en raison de l'incertitude des modèles et de l'incertitude des forçages liés aux aérosols d'origine naturelle et anthropique (*degré de confiance moyen*).
{1.4, 4.4, 8.3, 8.5, 10.3, 10.4, 10.5, 10.6, Atlas.4, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, encadré thématique Atlas.2, RT.4.2, encadré RT.6, encadré RT.13}

C.1.4 Sur la base des éléments probants paléoclimatiques et historiques, il est *probable* qu'au moins une grande éruption volcanique explosive se produira au cours du 21e siècle[38]. Une telle éruption entraînerait une diminution de la température à la surface du globe et des précipitations, en particulier sur les terres émergées, pendant un à trois ans, altérerait la circulation de la mousson globale, modifierait les précipitations extrêmes et affecterait de nombreux CID (*degré de confiance moyen*). Si une telle éruption se produisait, elle masquerait donc temporairement et partiellement le changement climatique d'origine humaine.
{2.2, 4.4, encadré thématique 4.1, 8.5, RT.2.1}

C.2 Avec la poursuite du réchauffement climatique, il est projeté que chaque région subira de plus en plus de changements multiples et simultanés de facteurs climatiques générateurs d'impacts. Les changements de plusieurs de ces facteurs seraient plus généralisés pour 2 °C que pour 1,5 °C de réchauffement planétaire et encore plus généralisés et/ou prononcés pour des niveaux de réchauffement planétaire plus élevés.
{8.2, 9.3, 9.5, 9.6, encadré 10.3, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.7, 11.9, encadré 11.3, encadré 11.4, encadré thématique 11.1, 12.2, 12.3, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11} (tableau RID.1, figure RID.9)

C.2.1 Il est projeté que toutes les régions[39] vont subir de nouvelles augmentations des CID chauds et de nouvelles diminutions des CID froids (*degré de confiance élevé*). De nouvelles réductions sont projetées pour le pergélisol, la neige, les glaciers et les calottes glaciaires, la glace de lac, et la glace de mer arctique (*degré de confiance moyen à élevé*)[40]. Ces changements seraient plus importants pour un réchauffement planétaire de 2 °C ou davantage que pour 1,5 °C (*degré de confiance élevé*). Par exemple, il est projeté que les seuils de chaleur extrême critiques pour l'agriculture et la santé seront dépassés plus fréquemment pour les niveaux de réchauffement planétaire les plus élevés (*degré de confiance élevé*).
{9.3, 9.5, 11.3, 11.9, encadré thématique 11.1, 12.3, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, RT 4.3} (tableau RID.1, figure RID.9)

C.2.2 Pour un réchauffement planétaire de 1,5 °C, il est projeté que les précipitations extrêmes et les inondations associées s'intensifieront et deviendront plus fréquentes dans la plupart des régions d'Afrique et d'Asie (*degré de confiance élevé*), d'Amérique du Nord (*degré de confiance moyen à élevé*)[39] et d'Europe (*degré de confiance moyen*). De plus, il est projeté que les sécheresses de type agricole et écologique deviendront plus fréquentes et/ou plus sévères que durant la période 1850–1900 dans quelques régions de tous les continents habités, à l'exception de l'Asie (*degré de confiance moyen*) ; il est projeté que les sécheresses météorologiques augmenteront également dans quelques régions (*degré de confiance moyen*). Il est projeté qu'un petit nombre de régions subira une augmentation ou une diminution des précipitations moyennes (*degré de confiance moyen*).
{11.4, 11.5, 11.6, 11.9, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, RT.4.3} (tableau RID.1)

---

36 Les facteurs climatiques générateurs d'impact (CID, pour « climatic impact-drivers ») sont des conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des évènements ou des extrêmes) qui affectent la société ou les écosystèmes d'une certaine façon. Selon la tolérance du système concerné, ces facteurs et leurs changements peuvent avoir un effet préjudiciable, bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système et des régions qui sont en interaction. Les catégories de CID incluent la chaleur et le froid, l'humidité et la sécheresse, le vent, la neige et la glace, le littoral et la haute mer.

37 Les principaux phénomènes impliqués dans la variabilité interne sont El Niño-oscillation australe, la variabilité décennale du Pacifique et la variabilité atlantique pluridécennale, du fait de leur influence régionale.

38 Sur la base des reconstructions des derniers 2500 ans, les éruptions avec un forçage négatif plus fort que -1 W m^{-2} se produisent en moyenne deux fois par siècle.

39 Les régions dont il est question ici sont les régions de référence du GTI de l'AR6, qui sont utilisées dans ce rapport pour présenter synthétiquement les informations à l'échelle de régions sous-continentales et océaniques. Sauf indication contraire, les changements sont comparés aux moyennes des 20 à 40 dernières années. {1.4, 12.4, Atlas.1}.

40 Le degré de confiance ou de probabilité spécifique dépend de la région considérée. Ces précisions sont disponibles dans le Résumé technique et dans le rapport complet.

C.2.3 Pour un réchauffement planétaire de 2 °C ou davantage, le niveau de confiance associé aux changements de sécheresses, de précipitations moyennes et et extrêmes augmente, tout comme l'ampleur de ces changements, par rapport à leurs caractéristiques pour un réchauffement de 1,5 °C. Il est projeté que les précipitations extrêmes et les inondations associées deviendront plus intenses et plus fréquentes dans les îles du Pacifique et dans de nombreuses régions d'Amérique du Nord et d'Europe (*degré de confiance moyen à élevé*)[39]. Des tendances similaires sont également attendues dans certaines régions d'Australasie et d'Amérique centrale et du Sud (*degré de confiance moyen*). Pour plusieurs régions d'Afrique, d'Amérique du Sud et d'Europe, il est projeté que les sécheresses de type agricole et écologique deviendront plus fréquentes et/ou plus sévères (*degré de confiance moyen à élevé*)[39] ; des augmentations similaires sont également attendues en Australasie, en Amérique centrale et du Nord, et dans les Caraïbes (*degré de confiance moyen*). Il est projeté qu'un petit nombre de régions d'Afrique, d'Australasie, d'Europe et d'Amérique du Nord seront affectées par une augmentation des sécheresses hydrologiques, et il est projeté que plusieurs régions connaîtront une augmentation ou une diminution des sécheresses météorologiques, avec davantage de régions concernées par une augmentation (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les précipitations moyennes augmenteront dans toutes les régions polaires, de même que dans toutes les régions du nord de l'Europe et d'Amérique du Nord, dans la plupart des régions d'Asie et dans deux régions d'Amérique du Sud (*degré de confiance élevé*).
{11.4, 11.6, 11.9, encadré thématique 11.1, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.5, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.11, RT 4.3} (tableau RID.1, figure RID.5, figure RID.6, figure RID.9)

C.2.4 Il est projeté qu'un plus grand nombre de CID changeront dans un plus grand nombre de régions pour 2 °C par rapport à 1,5 °C de réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). Les changements affectant spécifiquement certaines régions comprennent l'intensification des cyclones tropicaux et/ou des tempêtes extratropicales (*degré de confiance moyen*), l'augmentation des inondations fluviales (*degré de confiance moyen à élevé*)[40], la diminution des précipitations moyennes et l'augmentation de l'aridité (*degré de confiance moyen à élevé*)[40], et l'augmentation des conditions météorologiques propices aux incendies (*degré de confiance moyen à élevé*)[40]. Dans la plupart des régions, un degré de confiance faible est associé aux changements potentiels futurs d'autres CID, tels que la grêle, les pluies verglaçantes, les orages violents, les tempêtes de sable, les chutes de neige extrêmes et les glissements de terrain.
{11.7, 11.9, encadré thématique 11.1, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, Atlas.4, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.10, RT.4.3.1, TS.4.3.2, RT.5} (tableau RID.1, figure RID.9)

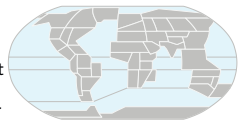
C.2.5 Il est *très probable*, voire *quasi-certain*[40], que l'élévation relative moyenne régionale du niveau de la mer se poursuivra tout au long du 21e siècle, sauf dans quelques régions où le taux de soulèvement géologique du sol est important. Pour environ deux tiers du littoral mondial, les projections de l'élévation relative régionale du niveau de la mer se situent à ± 20 % de l'élévation moyenne à l'échelle du globe (*degré de confiance moyen*). En raison de l'élévation relative du niveau de la mer, il est projeté que les événements de niveau marin extrême qui, dans un passé récent, se produisaient une fois par siècle, se produiront au minimum annuellement d'ici à 2100, pour plus de la moitié des sites où se trouvent des marégraphes (*degré de confiance élevé*). L'élévation relative du niveau de la mer contribue à l'accroissement de la fréquence et la sévérité des inondations côtières dans les zones de faible altitude et à l'érosion côtière le long de la plupart des littoraux sableux (*degré de confiance élevé*).
{9.6, 12.4, 12.5, encadré thématique 12.1, encadré RT.4, RT.4.3} (figure RID.9)

C.2.6 Les villes intensifient localement le réchauffement dû aux activités humaines. La poursuite de l'urbanisation, conjuguée à l'augmentation de la fréquence des extrêmes chauds, augmentera la sévérité des vagues de chaleur (*degré de confiance très élevé*). L'urbanisation entraîne également une augmentation des précipitations moyennes et extrêmes au-dessus et en aval des villes (*degré de confiance moyen*) ainsi qu'une intensification du ruissellement qui en résulte (*degré de confiance élevé*). Dans les villes côtières, la conjonction de l'augmentation de la fréquence des événements de niveau marin extrême (en raison de l'élévation du niveau de la mer et des ondes de tempête) et des évènements de précipitations /écoulements fluviaux extrêmes augmentera la probabilité d'occurrence d'inondations (*degré de confiance élevé*).
{8.2, encadré 10.3, 11.3, 12.4, encadré RT.14}

C.2.7 Il est projeté que de nombreuses régions subiront une augmentation de la probabilité d'événements composites avec un réchauffement planétaire plus élevé (*degré de confiance élevé*). En particulier, il est probable que la concomitance de vagues de chaleur et de sécheresses sera plus fréquente. Les évènements extrêmes se produisant simultanément en plusieurs lieux, y compris dans des zones de production agricole, deviennent plus fréquents pour 2 °C ou davantage que pour 1,5 °C de réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*).
{11.8, encadré 11.3, encadré 11.4, 12.3, 12.4, encadré thématique 12.1, RT.4.3} (tableau RID.1)

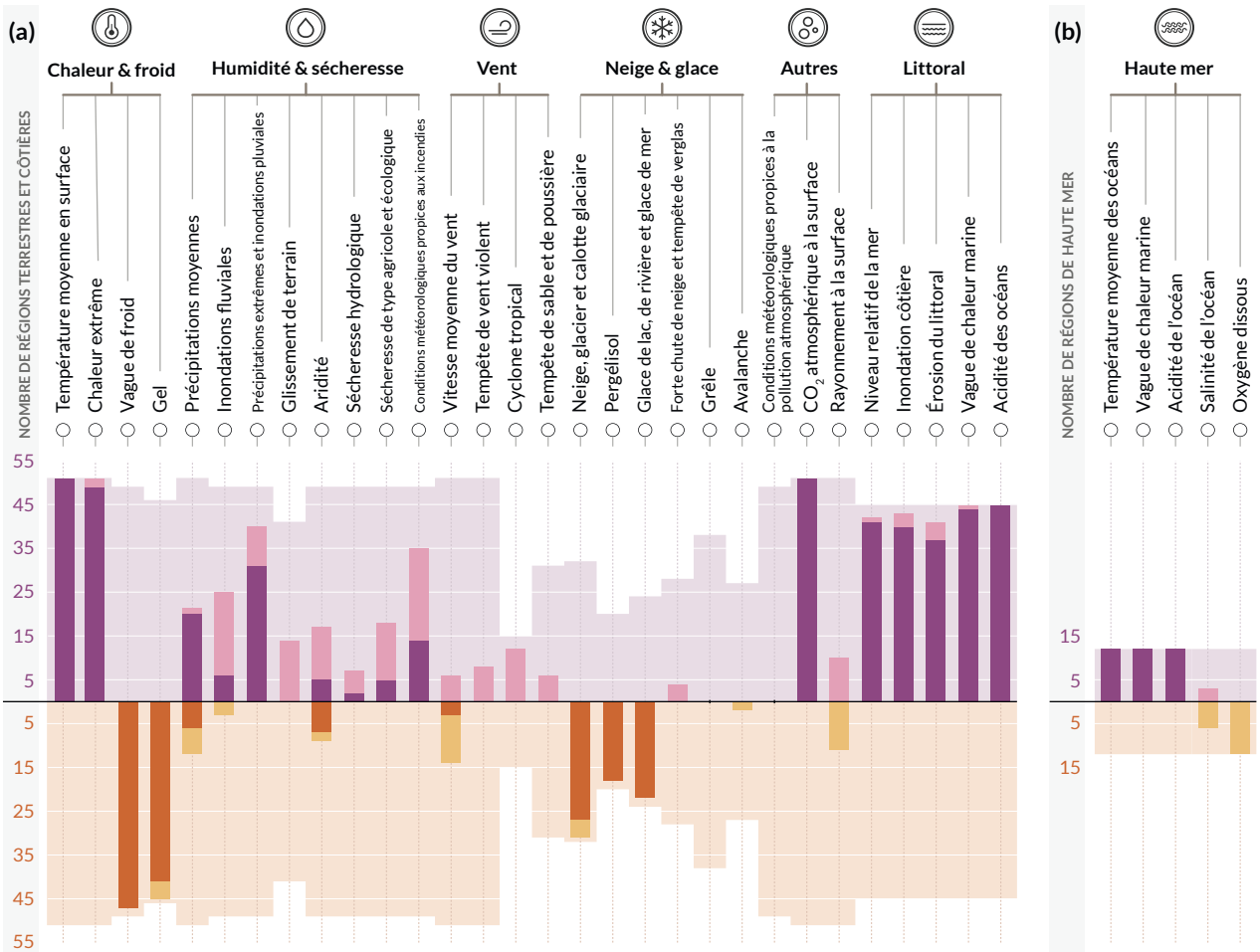
Des changements de multiples **facteurs climatiques générateurs d'impact** sont projetés **dans toutes les régions du monde**

Les **facteurs climatiques générateurs d'impact (CID)** sont des conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des évènements, des extrêmes) qui affectent la société ou les écosystèmes d'une certaine façon. Selon la tolérance du système concerné, ces facteurs et leurs changements peuvent avoir un effet préjudiciable, bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système et des régions qui sont en interaction. Les CID sont groupés en sept types, qui sont récapitulés sous les icônes de la figure. Il est projeté que toutes les régions subiront des changements d'au moins 5 CID. Il est projeté que presque toutes les régions (96 %) connaîtront des changements d'au moins 10 CID, et la moitié des régions seront concernées par des changements d'au moins 15 CID. Pour de nombreux CID, leurs changements sont très variables selon la zone géographique, et il est donc projeté que chaque région connaîtra une combinaison spécifique de changements de CID. Chaque barre du graphique représente une combinaison géographique spécifique de changements qui peuvent être explorés dans l'Atlas interactif du GTI.



interactive-atlas.ipcc.ch

Nombre de régions terrestres et côtières (a) et de **régions de haute mer (b)** pour lesquelles il est projeté une **augmentation** ou une **diminution** de chaque facteur climatique générateur d'impact (CID), avec un *degré de confiance* **élevé** (ombrage foncé) ou un *degré de confiance* ***moyen*** (ombrage clair).



LÉGENDE DU DIAGRAMME EN BARRES

- Régions avec une **augmentation** associée à un *degré de confiance* ***élevé***
- Régions avec une **augmentation** associée à un *degré de confiance* ***moyen***
- Régions avec une **diminution** associée à un *degré de confiance* ***élevé***
- Régions avec une **diminution** associée à un *degré de confiance* ***moyen***

LÉGENDE DE L'ENVELOPPE OMBRAGÉE CLAIRE

La hauteur de l'enveloppe claire autour de chaque barre représente le nombre maximal de régions pour lesquelles le CID est pertinent. Cette enveloppe est symétrique par rapport à l'axe des x, indiquant le nombre maximal possible de régions susceptibles de connaître une augmentation (partie supérieure) ou une diminution (partie inférieure) de ce CID.

EVALUATION DES CHANGEMENTS FUTURS

Les changements se rapportent à une période de 20 à 30 ans centrée autour de 2050 et/ou correspondant à un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport à une période similaire entre 1960-2014 ou 1850-1900.

Figure RID.9 | Synthèse du nombre de régions de référence du GTI de l'AR6 pour lesquelles sont projetés des changements des facteurs climatiques générateurs d'impacts.

Au total, 35 facteurs climatiques générateurs d'impact (CID) regroupés en sept types sont présentés : chaleur & froid ; humidité & sécheresse ; vent ; neige & glace ; littoral ; haute mer ; autres. Pour chaque CID, la barre du diagramme ci-dessous indique le nombre de régions de référence du GTI de l'AR6 où un changement est projeté. Les **couleurs** indiquent le sens du changement et le degré de confiance associé à ce changement : le violet indique une augmentation, tandis que le brun indique une diminution. Une couleur foncée indique un *degré de confiance élevé*. Une couleur claire indique un *degré de confiance moyen*. Les plages plus claires qui entourent les barres indiquent le nombre maximum de régions concernées dans leur ensemble par chaque CID.

Le **panneau (a)** montre les 30 CID pertinents pour les **régions terrestres et côtières**, tandis que le **panneau (b)** montre les cinq CID pertinents pour les **régions de haute mer**. Les vagues de chaleur marines et l'acidité de l'océan sont évaluées pour les régions côtières dans le panneau (a) et pour les régions de haute mer dans le panneau (b). Les changements se rapportent à une période de 20 à 30 ans autour de 2050 et/ou correspondant à un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport à

une période similaire entre les années 1960 et 2014, à l'exception des sécheresses hydrologiques et des sécheresses de type agricole et écologique, pour lesquelles les comparaisons se rapportent à la période 1850–1900. Les régions sont définies dans l'Atlas.1 et l'Atlas interactif (voir https://interactive-atlas.ipcc.ch/).
{11.9, 12.2, 12.4, Atlas.1, tableau RT.5, figures RT.22 et RT.25} (tableau RID.1)

C.3 Des éventualités à faible probabilité, telles que des effondrements de calotte glaciaire, des changements abrupts de circulation océanique, certains événements extrêmes composites ainsi qu'un réchauffement nettement supérieur à la fourchette évaluée comme *très probable* du réchauffement futur, ne peuvent être exclues et font partie de l'évaluation des risques.
{1.4, encadré thématique 1.3, 4.3, 4.4, 4.8, encadré thématique 4.1, 8.6, 9.2, encadré 9.4, 11.8, encadré 11.2, encadré thématique 12.1} (tableau RID.1)

C.3.1 Si le réchauffement planétaire est supérieur à la fourchette évaluée comme *très probable* pour un scénario d'émissions de GES donné, y compris pour les scénarios d'émissions de GES faibles, alors les changements à l'échelle mondiale comme régionale de nombreux aspects du système climatique, tels que les précipitations régionales et d'autres CID, dépasseront également leurs fourchettes évaluées comme *très probables* (*degré de confiance élevé*). De telles éventualités de fort réchauffement, à faible probabilité, sont associées à des impacts potentiellement très importants, notamment du fait de vagues de chaleur et des précipitations extrêmes plus fréquentes et plus intenses, et des risques élevés pour les systèmes humains et écologiques, en particulier pour les scénarios d'émissions élevées de GES.
{encadré thématique 1.3, 4.3, 4.4, 4.8, encadré 9.4, encadré 11.2, encadré thématique 12.1, RT.1.4, encadré RT.3, encadré RT.4} (Tableau RID.1)

C.3.2 Des éventualités à faible probabilité, mais à fort impact[34] pourraient se produire à l'échelle mondiale et régionale, même pour un réchauffement planétaire situé dans la fourchette *très probable* pour un scénario d'émissions de GES donné. La probabilité que surviennent des éventualités de faible probabilité mais à fort impact augmente avec le niveau de réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). Des réponses abruptes et des points de bascule du système climatique, tels qu'une forte augmentation de la fonte de la calotte glaciaire de l'Antarctique et du dépérissement des forêts, ne peuvent être exclus (*degré de confiance élevé*).
{1.4, 4.3, 4.4, 4.8, 5.4, 8.6, encadré 9.4, encadré thématique 12.1, RT.1.4, RT.2.5, encadré RT.3, encadré RT.4, encadré RT.9} (Tableau RID.1)

C.3.3 Si le réchauffement planétaire s'accentue, certains événements extrêmes composites[18] à faible probabilité d'occurrence dans le contexte climatique passé ou actuel deviendront plus fréquents, et il y aura une plus forte probabilité que se produisent des événements d'une intensité, d'une durée, et/ou d'une étendue spatiale sans précédent dans les séries d'observations (*degré de confiance élevé*).
{11.8, encadré 11.2, encadré thématique 12.1, encadré RT.3, encadré RT.9}

C.3.4 Pour l'ensemble des scénarios d'émissions, il est *très probable* que la circulation méridienne océanique de l'Atlantique s'affaiblira au cours du 21e siècle. Si cet affaiblissement au cours du 21e siècle est caractérisé par un *degré de confiance élevé*, il n'y a qu'un *degré de confiance faible* concernant l'amplitude de cette tendance. Il y a un *degré de confiance moyen* dans le fait qu'il n'y aura pas d'effondrement abrupt de cette circulation avant 2100. Un tel effondrement, s'il devait se produire, entraînerait *très probablement* des modifications abruptes de caractéristiques régionales du climat et du cycle de l'eau, tels qu'un déplacement vers le sud de la ceinture des précipitations tropicales, un affaiblissement des moussons africaines et asiatiques, un renforcement des moussons de l'hémisphère sud et un assèchement de l'Europe.
{4.3, 8.6, 9.2, RT.2.4, encadré RT.3}

C.3.5 Des phénomènes naturels imprévisibles et rares qui ne sont pas liés à l'influence humaine sur le climat peuvent engendrer des éventualités de faible probabilité mais à fort impact. Par exemple, une succession de grandes éruptions volcaniques explosives en quelques décennies s'est produite dans le passé, provoquant d'importantes perturbations climatiques à l'échelle mondiale et régionale pendant plusieurs décennies. De tels événements ne peuvent être exclus à l'avenir, mais, en raison de leur imprévisibilité inhérente, ils ne sont pas inclus dans le jeu de scénarios illustratifs pris en compte dans ce rapport.
{2.2, encadré thématique 4.1, encadré RT.3} (encadré RID.1)

D. Limiter le changement climatique à venir

Depuis la publication de l'AR5, les estimations des budgets carbone résiduels ont été améliorées grâce à une nouvelle méthodologie, présentée pour la première fois dans le SR1.5, à des données actualisées et à l'intégration des résultats issus de multiples éléments probants. Un large éventail de niveaux possibles de contrôle de la pollution de l'air dans les scénarios est utilisé pour évaluer de manière cohérente les effets de diverses hypothèses sur les projections du climat et de la pollution atmosphérique. Un aspect novateur est la capacité à déterminer le moment où les réponses du climat à des réductions d'émissions deviendraient discernables vis-à-vis de la variabilité climatique naturelle, y compris la variabilité interne et les réponses aux facteurs naturels.

D.1 Du point de vue des sciences physiques, limiter le réchauffement planétaire d'origine humaine à un niveau donné nécessite de limiter les émissions cumulées de CO_2, en atteignant au minimum des émissions nettes de CO_2 égales à zéro , tout en réduisant fortement les émissions des autres gaz à effet de serre. Diminuer fortement, rapidement et de manière soutenue les émissions de CH_4 limiterait également l'effet de réchauffement induit par la baisse de la pollution due aux aérosols et améliorerait la qualité de l'air.
{3.3, 4.6, 5.1, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6, encadré 5.2, encadré thématique 5.1, 6.7, 7.6, 9.6} (figure RID.10, tableau RID.2)

D.1.1 Ce rapport réaffirme avec un *degré de confiance élevé* la conclusion de l'AR5 selon laquelle il existe une relation quasi-linéaire entre les émissions anthropiques cumulées de CO_2 et le réchauffement planétaire qu'elles provoquent. Il est évalué que chaque tranche de 1000 $GtCO_2$ d'émissions cumulées de CO_2 provoque une élévation *probable* de 0,27 °C à 0,63 °C de la température à la surface du globe, la meilleure estimation étant de 0,45 °C[41]. Cette fourchette est plus étroite que dans l'AR5 et le SR1.5. Cette grandeur est désignée par le terme *réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de* CO_2 (TCRE). Cette relation implique qu'il est nécessaire d'atteindre des émissions anthropiques[42] nettes de CO_2 égales à zéro pour stabiliser l'élévation de la température planétaire d'origine humaine à quelque niveau que ce soit, mais que limiter la hausse de la température planétaire à un niveau donné impliquerait de respecter un budget carbone correspondant à une limitation des émissions cumulées de CO_2[43]. {5.4, 5.5, RT.1.3, RT.3.3, encadré RT.5} (figure RID.10)

41 Dans les publications scientifiques, les données sont présentées en utilisant des unités de degrés Celsius par pétagrammes de carbone (°C / 1000 PgC), et la fourchette *probable* de la TCRE rapportée dans l'AR6 est de 1,0 °C à 2,3 °C par 1000 PgC, la meilleure estimation étant de 1,65 °C.

42 Situation dans laquelle les émissions anthropiques de CO_2 sont compensées par les éliminations anthropiques de CO_2 sur une période donnée.

43 Le terme « budget carbone » désigne la quantité maximale d'émissions anthropiques mondiales nettes cumulées de CO_2 qui permettrait de limiter le réchauffement planétaire à un niveau donné avec une probabilité donnée, compte tenu de l'effet des autres forçages climatiques anthropiques. Cette quantité est appelée *budget carbone total* quand elle est exprimée à partir de la période préindustrielle, et *budget carbone résiduel*, quand elle est exprimée à partir d'une date récente donnée (voir le glossaire). Les émissions cumulées historiques de CO_2 ont déterminé dans une large mesure le niveau de réchauffement à ce jour, tandis que les émissions futures provoqueront un réchauffement supplémentaire à l'avenir. Le budget carbone résiduel indique la quantité de CO_2 qui pourrait encore être émise tout en maintenant le réchauffement au-dessous d'un niveau de température donné.

Chaque tonne d'émissions de CO_2 accroît le réchauffement de la planète

Augmentation de la température à la surface du globe depuis 1850–1900 (°C) en fonction des émissions cumulées de CO_2 ($GtCO_2$)

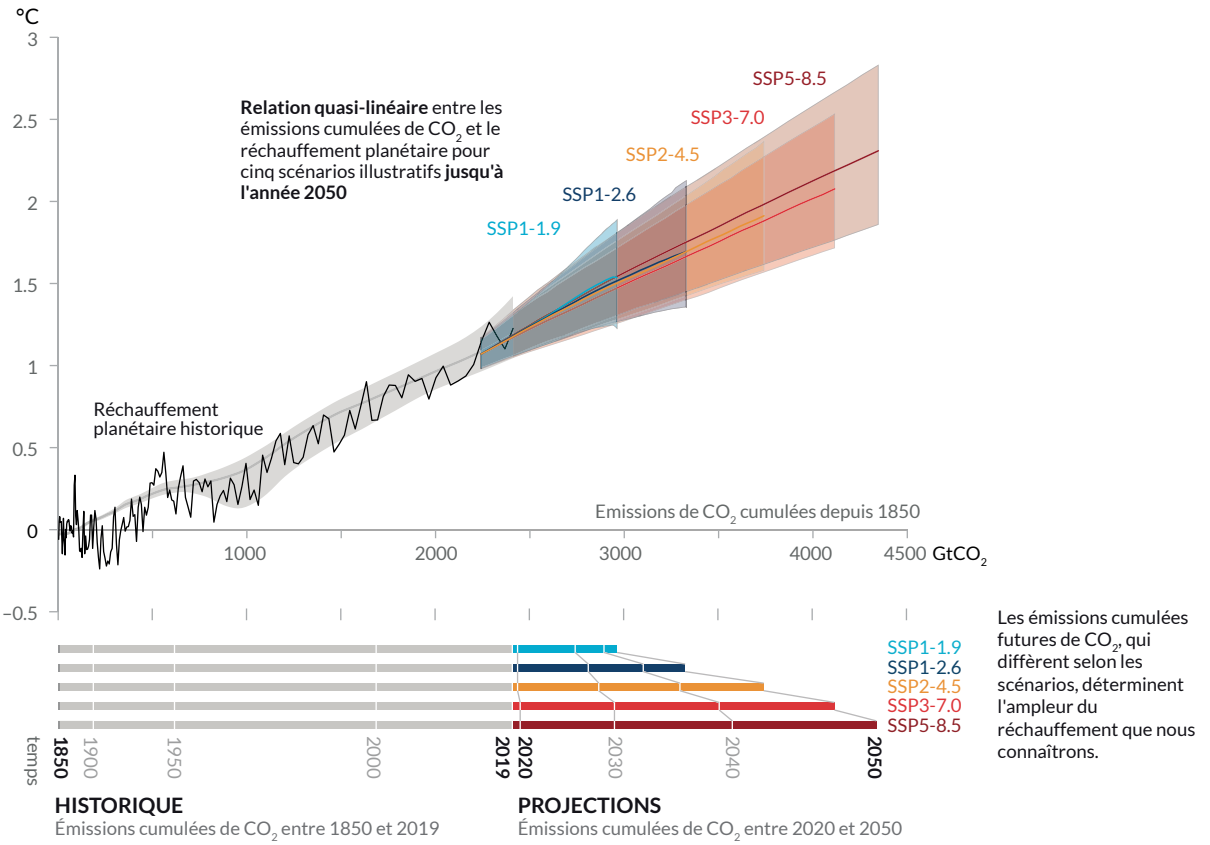


Figure RID.10 | Relation quasi-linéaire entre les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation de la température à la surface du globe.

Panneau supérieur : les données historiques (fine courbe noire) indiquent l'élévation observée de la température à la surface du globe (exprimée en degrés Celsius, °C) depuis 1850–1900 en fonction des émissions historiques cumulées de dioxyde de carbone (CO_2) exprimées en $GtCO_2$ entre 1850 et 2019. La plage grise autour de sa courbe centrale donne une estimation correspondante du réchauffement de surface historique dû aux activités humaines (voir figure RID 2). Les zones colorées indiquent la fourchette *très probable* des projections de température à la surface du globe et les lignes centrales colorées plus épaisses donnent l'estimation médiane en fonction des émissions cumulées de CO_2 entre 2020 et 2050 pour l'ensemble des scénarios illustratifs (SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5 ; voir la figure RID 4). Les projections se fondent sur les émissions cumulées de CO_2 de chaque scénario respectif, et la projection du réchauffement planétaire prend en compte l'influence de tous les forçages anthropiques. La relation est illustrée pour la gamme d'émissions cumulées de CO_2 pour laquelle la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE) restera constante avec un *degré de confiance élevé*, et pour la période entre 1850 et 2050 au cours de laquelle les émissions mondiales nettes de CO_2 restent positives dans tous les scénarios illustratifs, car l'application quantitative de la TCRE pour estimer l'évolution de la température n'est étayée que par des éléments probants limités dans le cas d'émissions nettes négatives de CO_2.

Panneau inférieur: Valeurs historiques et projections des émissions cumulées de CO_2 (exprimées en $GtCO_2$) pour les divers scénarios.

{Section 5.5, figure 5.31, figure RT.18}

D.1.2 Au cours de la période 1850–2019, un total de 2390 ± 240 (fourchette *probable*) $GtCO_2$ de CO_2 anthropique a été émis. Les budgets carbone résiduels ont été estimés pour plusieurs limites de température planétaire et divers niveaux de probabilité, à partir de la valeur estimée de la TCRE et de son incertitude, des estimations du réchauffement historique, des variations du réchauffement projeté dû aux émissions autres que le CO_2, des rétroactions du système climatique (telles que les émissions dues au dégel du pergélisol) et du changement de la température à la surface du globe après l'atteinte d'émissions anthropiques mondiales de CO_2 nettes égales à zéro.
{Sections 5.1, 5.5, encadré 5.2, RT.3.3} (Tableau RID.2)

Réchauffement planétaire entre 1850–1900 et 2010–2019 (°C)		Émissions historiques cumulées de CO_2 de 1850 à 2019 ($GtCO_2$)					
1,07 (0,8–1,3 ; fourchette *probable*)		2390 (± 240 ; fourchette *probable*)					
Réchauffement planétaire approximatif par rapport à 1850–1900 jusqu'à la limite de température (°C)[a]	Réchauffement planétaire supplémentaire par rapport à 2010–2019 jusqu'à la limite de température (°C)	Estimation des budgets carbone résiduels à partir du début de 2020 ($GtCO_2$) *Probabilité de limiter le réchauffement planétaire à la limite de température*[b]					Variations des réductions des émissions autres[c] que le CO_2
		17%	*33%*	*50%*	*67%*	*83%*	
1,5	0,43	900	650	500	400	300	Une réduction plus ou moins importante des émissions connexes autres que le CO_2 peut augmenter ou diminuer les valeurs indiquées à gauche de 220 $GtCO_2$ ou plus.
1,7	0,63	1450	1050	850	700	550	
2,0	0,93	2300	1700	1350	1150	900	

Tableau RID.2 | Estimations des émissions historiques de dioxyde de carbone (CO_2) et des budgets carbone résiduels. Les budgets carbone résiduels estimés sont calculés à partir du début de l'année 2020 et s'étendent jusqu'à ce que des émissions nettes mondiales de CO_2 égales à zéro soient atteintes. Ils font référence aux émissions de CO_2, tout en tenant compte de l'effet sur le réchauffement planétaire des émissions autres que celles de CO_2. Dans ce tableau, le réchauffement planétaire fait référence à l'augmentation de la température à la surface du globe due aux activités humaines, ce qui exclut l'effet de la variabilité naturelle sur la température à l'échelle globale au cours d'années individuelles.

{Tableau 3.1, 5.5.1, 5.5.2, encadré 5.2, tableau 5.1, tableau 5.7, tableau 5.8, tableau RT.3}

[a] Les valeurs pour chaque incrément de 0,1 °C de réchauffement sont disponibles dans les tableaux RT 3 et 5.8.

[b] Ce degré de probabilité se fonde sur l'incertitude liée à la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE) et sur les rétroactions supplémentaires du système Terre, et indique la probabilité que le réchauffement planétaire ne dépasse pas les niveaux de température indiqués dans les deux colonnes de gauche. Les incertitudes liées au réchauffement historique (± 550 $GtCO_2$), au forçage non imputable au CO_2 et à la réponse aux forçages autres que CO_2 (± 220 $GtCO_2$) sont partiellement prises en compte dans l'incertitude évaluée dans la TCRE, mais les incertitudes liées aux émissions récentes depuis 2015 (±20 $GtCO_2$) et à la réponse du climat lorsque des émissions nettes de CO_2 égales à zéro sont atteintes (±420 $GtCO_2$) sont distinctes.

[c] Les estimations du budget carbone résiduel tiennent compte du réchauffement dû aux facteurs autres que le CO_2, selon les implications des scénarios évalués dans le SR1.5. Dans sa contribution à l'AR6, le Groupe de travail 3 évaluera l'atténuation des émissions autres que le CO_2.

D.1.3 Plusieurs facteurs qui déterminent les estimations du budget carbone résiduel ont été réévalués et leurs mises à jour sont minimes depuis le SR1.5. Une fois révisées pour tenir compte des émissions enregistrées depuis les rapports précédents, les estimations des budgets carbone résiduels sont donc semblables à celles du SR1.5, mais plus importantes que celles de l'AR5 en raison des améliorations méthodologiques[44].
{5.5, encadré 5.2, RT.3.3} (tableau RID.2)

D.1.4 L'élimination anthropique de CO_2 (CDR) a le potentiel d'éliminer du CO_2 de l'atmosphère et de le stocker durablement dans des réservoirs (*degré de confiance élevé*). La CDR vise à compenser des émissions résiduelles pour atteindre des émissions nettes de CO_2 ou de GES égales à zéro ou, si elle est mise en œuvre à une échelle telle que les éliminations anthropiques dépassent les émissions anthropiques, pour abaisser la température de surface. Les méthodes de CDR peuvent avoir des effets potentiellement considérables sur les cycles biogéochimiques et le climat, ce qui peut soit affaiblir soit renforcer le potentiel de ces méthodes pour éliminer du CO_2 et amoindrir le réchauffement, et peut également affecter la disponibilité et la qualité de l'eau, la production alimentaire et la biodiversité[45] (*degré de confiance élevé*).
{5.6, encadré thématique 5.1, RT.3.3}

D.1.5 Une élimination anthropique de CO_2 (CDR, pour *« carbon dioxide removal »*) conduisant à des émissions mondiales nettes négatives abaisserait la concentration atmosphérique de CO_2 et inverserait l'acidification de l'océan de surface (*degré de confiance élevé*). Les éliminations et les émissions anthropiques de CO_2 sont partiellement compensées par respectivement des relargages ou des absorptions de CO_2 depuis ou par les réservoirs de carbone terrestres et océaniques (*degré de confiance très élevé*). La CDR diminuerait le CO_2 atmosphérique d'une quantité approximativement égale à l'augmentation due à une émission anthropique de la même ampleur (*degré de confiance élevé*). La diminution du CO_2 atmosphérique résultant d'éliminations

44 Par rapport à l'AR5, et compte tenu des émissions enregistrées depuis l'AR5, les estimations de l'AR6 sont supérieures d'environ 300 à 350 $GtCO_2$ pour le budget carbone résiduel compatible avec une limitation du réchauffement à 1,5 °C ; pour 2 °C, la différence est d'environ 400-500 $GtCO_2$.

45 Les effets négatifs et positifs potentiels du CDR pour la biodiversité, l'eau et la production alimentaire sont spécifiques à chaque méthode et dépendent souvent considérablement du contexte local, des modalités de gestion, de l'utilisation antérieure des terres et de l'échelle de mise en oeuvre. Les Groupes de travail 2 et 3 du GIEC évaluent le potentiel de CDR et les effets écologiques et socio-économiques des méthodes de CDR dans le cadre de leurs contributions à l'AR6.

anthropiques de CO_2 pourrait être jusqu'à 10 % inférieure à l'augmentation du CO_2 atmosphérique résultant d'une quantité équivalente d'émissions de CO_2, selon la quantité totale de CDR (*degré de confiance moyen*).
{5.3, 5.6, RT.3.3}

D.1.6 Si des émissions mondiales de CO_2 nettes négatives étaient atteintes et maintenues, l'augmentation de la température de surface globale induite par le CO_2 s'inverserait progressivement, mais d'autres changements climatiques se poursuivraient selon leur tendance actuelle pendant des décennies à des millénaires (*degré de confiance élevé*). Par exemple, il faudrait plusieurs siècles à millénaires pour que l'évolution du niveau moyen de la mer à l'échelle globale s'inverse, même en cas d'émissions nettes négatives de CO_2 considérables (*degré de confiance élevé*).
{4.6, 9.6, RT.3.3}

D.1.7 Dans les cinq scénarios illustratifs, les changements simultanés des émissions de CH_4 et de précurseurs d'aérosols et d'ozone, qui contribuent également à la pollution atmosphérique, entraînent un réchauffement planétaire net en surface à court et à long terme (*degré de confiance élevé*). À long terme, ce réchauffement net est moindre dans les scénarios intégrant des mesures de contrôles de la pollution de l'air combinées à une réduction forte et soutenue des émissions de CH_4 (*degré de confiance élevé*). Dans les scénarios d'émissions de GES basses ou très basses, les réductions présumées des émissions d'aérosols anthropiques entraînent un réchauffement net, tandis que les réductions des émissions de CH_4 et des autres précurseurs d'ozone induisent un refroidissement net. En raison de la courte durée de vie du CH_4 et des aérosols, leurs effets climatiques se compensent partiellement, et les réductions des émissions de CH_4 contribuent également à l'amélioration de la qualité de l'air par la baisse à l'échelle planétaire de l'ozone de surface (*degré de confiance élevé*).
{6.7, encadré RT.7} (figure RID.2, encadré RID.1)

D.1.8 Atteindre des émissions mondiales nettes de CO_2 égales à zéro, de sorte que les émissions anthropiques de CO_2 soient contrebalancées par des éliminations anthropiques de CO_2, est indispensable pour stabiliser l'élévation de la température à la surface du globe induite par le CO_2. Cela n'est pas la même chose que de ramener les émissions nettes de GES à zéro, lorsque les émissions anthropiques de GES, pondérées par une métrique, sont égales aux éliminations anthropiques de GES, pondérées par la même métrique. Pour une trajectoire d'émissions de GES donnée, les trajectoires de chaque GES déterminent la réponse du climat[46], tandis que le choix de la métrique[47] d'émissions utilisée pour calculer les émissions et les éliminations agrégées des différents GES affecte le moment auquel ce calcul des émissions nettes agrégées des GES atteint zéro. Les trajectoires d'émissions de GES qui atteignent et maintiennent une valeur nette égale à zéro définie par le potentiel de réchauffement global sur 100 ans entraînent une baisse de la température de surface après un pic antérieur (*degré de confiance élevé*).
{4.6, 7.6, encadré 7.3, RT.3.3}

D.2 Les scénarios d'émissions de GES très basses ou basses (SSP1-1.9 et SSP1-2.6) aboutissent, en quelques années, à des effets discernables sur les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols et sur la qualité de l'air, par rapport aux scénarios d'émissions de GES élevées et très élevées (SSP3-7.0 ou SSP5-8.5). Entre ces scénarios contrastés, des différences discernables commenceraient à émerger de la variabilité naturelle sur une vingtaine d'années pour les tendances de la température à la surface du globe, et sur des périodes plus longues pour de nombreux autres facteurs climatiques générateurs d'impact (*degré de confiance élevé*). {4.6, 6.6, 6.7, encadré thématique 6.1, 9.6, 11.2, 11.4, 11.5, 11.6, encadré thématique 11.1, 12.4, 12.5} (figure RID.8, figure RID.10)

D.2.1 En 2020, les baisses d'émissions liées aux mesures visant à limiter la propagation du COVID-19 ont eu des effets temporaires mais détectables sur la pollution atmosphérique (*degré de confiance élevé*), associés à une légère augmentation transitoire du forçage radiatif total, principalement due à la diminution du refroidissement causé par les aérosols provenant des activités humaines (*degré de confiance moyen*). Les réponses du climat à l'échelle mondiale et régionale à ce forçage transitoire ne sont toutefois pas détectables au-dessus de la variabilité naturelle (*degré de confiance élevé*). Les concentrations de CO_2 atmosphérique ont continué à augmenter en 2020, sans diminution détectable du taux de croissance du CO_2 observé (*degré de confiance moyen*)[48].
{encadré thématique 6.1, RT.3.3}

46 Terme général désignant la manière dont le système climatique répond à un forçage radiatif (voir le glossaire).

47 Le choix de la métrique d'émissions dépend des objectifs pour lesquels ces gaz ou agents de forçage sont comparés. Le présent rapport inclut les valeurs réactualisées des métriques d'émissions et évalue de nouvelles méthodes pour l'agrégation des gaz.

48 Pour les autres GES, il n'a pas été possible d'évaluer les changements détectables de leur taux de croissance atmosphérique en 2020 faute de publications scientifiques disponibles au moment de l'évaluation.

D.2.2 Réduire les émissions de GES entraîne également une amélioration de la qualité de l'air. Toutefois, à court terme[49], même dans les scénarios avec une forte réduction des GES, tels que les scénarios d'émissions de GES basses et très basses (SSP1-2.6 et SSP1-1.9), ces améliorations ne sont pas suffisantes, dans de nombreuses régions polluées, pour respecter les lignes directrices sur la qualité de l'air définies par l'Organisation mondiale de la santé (*degré de confiance élevé*). Les scénarios comprenant des réductions ciblées d'émissions de polluants atmosphériques conduisent à des améliorations plus rapides de la qualité de l'air, en quelques années, que ceux qui ne visent que la réduction des émissions de GES. Toutefois, à partir de 2040, des améliorations supplémentaires sont projetées dans les scénarios combinant les efforts de réduction de la pollution atmosphérique et et des émissions de GES, l'ampleur des effets positifs variant selon les régions (*degré de confiance élevé*).
{6.6, 6.7, encadré RT.7}

D.2.3 Les scénarios avec des émissions très basses ou basses de GES (SSP1-1.9 et SSP1-2.6) auraient des effets rapides et soutenus pour limiter le changement climatique d'origine anthropique , par rapport aux scénarios avec des émissions de GES élevées ou très élevées (SSP3-7.0 ou SSP5-8.5), mais les réponses précoces du système climatique peuvent être masquées par la variabilité naturelle. En ce qui concerne la température à la surface du globe, il est *probable* que des différences pour ses tendances sur 20 ans émergeraient à court terme entre un scénario avec très basses émissions de GES (SSP1-1.9) et un scénario de fortes ou très fortes émissions de GES (SSP3-7.0 ou SSP5-8.5). La réponse de nombreuses autres variables climatiques émergerait de la variabilité naturelle ultérieurement à différents moments au cours du 21e siècle (*degré de confiance élevé*).
{4.6, encadré thématique RT.1} (figure RID.8, figure RID.10)

D.2.4 Les scénarios avec de très basses ou basses émissions de GES (SSP1-1.9 et SSP1-2.6) entraîneraient, au-delà de 2040 pour un ensemble de CID[36], des changements bien moindres que les scénarios avec des émissions de GES élevées ou très élevées (SSP3-7.0 et SSP5-8.5). D'ici à la fin du siècle, les scénarios avec de très basses ou basses émissions de GES limiteraient fortement les changements de plusieurs CID, tels que l'augmentation de la fréquence des événements extrêmes de niveau marin, des précipitations extrêmes et des inondations pluviales, et des dépassements de seuils de chaleur dangereux, tout en limitant le nombre de régions où ces dépassements surviennent, par rapport aux scénarios avec de fortes émissions de GES (*degré de confiance élevé*). Ces changements seraient également plus restreints dans le cas de scénarios de très basses émissions que dans le cas de scénarios de basses émissions, ainsi que dans le cas de scénarios d'émissions intermédiaires (SSP2-4.5) par rapport à des scénarios d'émissions élevées ou très élevées (*degré de confiance élevé*).
{9.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.9, encadré thématique 11.1, 12.4, 12.5, RT.4.3}

49 Court terme : 2021–2040

Résumé technique

RT

Résumé technique

Auteurs coordinateurs :
Paola A. Arias (Colombie), Nicolas Bellouin (Royaume-Uni/France), Erika Coppola (Italie), Richard G. Jones (Royaume-Uni), Gerhard Krinner (France/Allemagne, France), Jochem Marotzke (Allemagne), Vaishali Naik (États-Unis d'Amérique), Matthew D. Palmer (Royaume-Uni), Gian-Kasper Plattner (Suisse), Joeri Rogelj (Royaume-Uni/Belgique), Maisa Rojas (Chili), Jana Sillmann (Norvège/Allemagne), Trude Storelvmo (Norvège), Peter W. Thorne (Irlande/Royaume-Uni), Blair Trewin (Australie)

Auteurs :
Krishna Achuta Rao (Inde), Bhupesh Adhikary (Népal), Richard P. Allan (Royaume-Uni), Kyle Armour (États-Unis d'Amérique), Govindasamy Bala (Inde/États-Unis d'Amérique), Rondrotiana Barimalala (Afrique du Sud/Madagascar), Sophie Berger (France/Belgique), Josep G. Canadell (Australie), Christophe Cassou (France), Annalisa Cherchi (Italie), William Collins (Royaume-Uni), William D. Collins (États-Unis d'Amérique), Sarah L. Connors (France/Royaume-Uni), Susanna Corti (Italie), Faye Cruz (Philippines), Frank J. Dentener (UE/Pays-Bas), Claudine Dereczynski (Brésil), Alejandro Di Luca (Australie, Canada/Argentine), Aida Diongue Niang (Sénégal), Francisco J. Doblas-Reyes (Espagne), Alessandro Dosio (Italie), Hervé Douville (France), François Engelbrecht (Afrique du Sud), Veronika Eyring (Allemagne), Erich Fischer (Suisse), Piers Forster (Royaume-Uni), Baylor Fox-Kemper (États-Unis d'Amérique), Jan S. Fuglestvedt (Norvège), John C. Fyfe (Canada), Nathan P. Gillett (Canada), Leah Goldfarb (France/États-Unis d'Amérique), Irina Gorodetskaya (Portugal/Fédération de Russie, Belgique), Jose Manuel Gutierrez (Espagne), Rafiq Hamdi (Belgique), Ed Hawkins (Royaume-Uni), Helene T. Hewitt (Royaume-Uni), Pandora Hope (Australie), AKM Saiful Islam (Bangladesh), Christopher Jones (Royaume-Uni), Darrell S. Kaufman (États-Unis d'Amérique), Robert E. Kopp (États-Unis d'Amérique), Yu Kosaka (Japon), James Kossin (États-Unis d'Amérique), Svitlana Krakovska (Ukraine), June-Yi Lee (République de Corée), Jian Li (Chine), Thorsten Mauritsen (Suède, Danemark), Thomas K. Maycock (États-Unis d'Amérique), Malte Meinshausen (Australie/Allemagne), Seung-Ki Min (République de Corée), Pedro M. S. Monteiro (Afrique du Sud), Thanh Ngo-Duc (Viet Nam), Friederike Otto (Royaume-Uni/Allemagne), Izidine Pinto (Afrique du Sud/Mozambique), Anna Pirani (Italie), Krishnan Raghavan (Inde), Roshanka Ranasinghe (Pays-Bas/Sri Lanka, Australie), Alex C. Ruane (États-Unis d'Amérique), Lucas Ruiz (Argentine), Jean-Baptiste Sallée (France), Bjørn H. Samset (Norvège), Shubha Sathyendranath (Royaume-Uni/Canada, Royaume-Uni, citoyen indien d'outre-mer), Sonia I. Seneviratne (Suisse), Anna A. Sörensson (Argentine), Sophie Szopa (France), Izuru Takayabu (Japon), Anne-Marie Treguier (France), Bart van den Hurk (Pays-Bas), Robert Vautard (France),

Karina von Schuckmann (France/Allemagne), Sönke Zaehle (Allemagne), Xuebin Zhang (Canada), Kirsten Zickfeld (Canada/Allemagne)

Auteurs contributeurs:
Guðfinna Aðalgeirsdóttir (Islande), Lincoln M. Alves (Brésil), Terje Berntsen (Norvège), Sara M. Blichner (Norvège), Lisa Bock (Allemagne), Gregory G. Garner (États-Unis d'Amérique), Joelle Gergis (Australie), Sergey K. Gulev (Fédération de Russie), Mathias Hauser (Suisse), Flavio Lehner (États-Unis d'Amérique/Suisse), Chao Li (Chine), Marianne T. Lund (Norvège), Daniel J. Lunt (Royaume-Uni), Sebastian Milinski (Allemagne), Gemma Teresa Narisma (Philippines), Zebedee R. J. Nicholls (Australie), Dirk Notz (Allemagne), Sophie Nowicki (États-Unis d'Amérique/France, États-Unis d'Amérique), Bette Otto-Bliesner (États-Unis d'Amérique), Brodie Pearson (États-Unis d'Amérique/Royaume-Uni), Adam S. Phillips (États-Unis d'Amérique), James Renwick (Nouvelle-Zélande), Stéphane Sénési (France), Lucas Silva (Portugal/Suisse), Aimee B. A. Slangen (Pays-Bas), Thomas F. Stocker (Suisse), Claudia Tebaldi (États-Unis d'Amérique), Laurent Terray (France), Sabin Thazhe Purayil (Inde), Andrew Turner (Royaume-Uni), Steven Turnock (Royaume-Uni), Carolina Vera (Argentine),Cunde Xiao (Chine), Panmao Zhai (Chine)

Éditeurs-réviseurs :
Valérie Masson-Delmotte (France), Gregory M. Flato (Canada), Noureddine Yassa (Algérie)

Résumé technique à référencer comme suit :
Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestvedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann,S. Zaehle, X. Zhang et K. Zickfeld, 2021 : Résumé technique. In : *Changement climatique 2021 : Les bases scientifiques physiques.* Contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou (dir. pub.)], Cambridge University Press, Cambridge (Royaume-Uni) et New York (NY, États-Unis d'Amérique), p. 33-144. doi : 10.1017/9781009157896.002..

Table des matières

Introduction 42

Encadré RT.1 | Notions essentielles à ce rapport 44

RT.1 Un climat qui change 49

RT1.1 Le contexte d'un climat qui change 49

Encadré RT.2 | Paléoclimats 51

RT.1.2 Avancées des sciences du climat 53

RT.1.3 Évaluer le changement climatique à venir 59

RT.1.4 Information climatique, de l'échelle globale à régionale, pour l'évaluation des impacts et des risques 65

Encadré thématique RT.1 | Changement de la température à la surface du globe 67

RT.2 Changement climatique à grande échelle : climat moyen, variabilité et extrêmes 72

RT.2.1 Changements dans l'ensemble du système climatique global 72

RT.2.2 Changements des facteurs affectant le système climatique 76

RT.2.3 Températures de l'air en altitude et circulation atmosphérique 79

Encadré RT.3 | Trames de faible probabilité mais fort réchauffement 81

RT.2.4 L'océan 83

RT.2.5 La cryosphère 86

Encadré RT.4 | Niveau de la mer 88

Encadré RT.5 | Le cycle du carbone 90

RT.2.6 Climat des terres émergées, incluant la biosphère et les extrêmes 93

Encadré RT.6 | Cycle de l'eau 96

Infographie RT.1 | Futurs climatiques 99

RT.3 Comprendre la réponse du système climatique et ses implications pour limiter le réchauffement global 101

RT.3.1 Forçage radiatif et bilan d'énergie 101

RT.3.2 Sensibilité du climat et rétroactions du système Terre 104

RT.3.3 Stabilisation de la température, émissions nettes égales à zéro et atténuation 109

Encadré RT.7 | Réponses du climat et de la qualité de l'air aux facteurs de forçage climatique à courte durée de vie dans les trajectoires socio-économiques partagées 115

Encadré RT.8 | Réponse du système Terre à la modification du rayonnement solaire 117

Encadré RT.9 | Irréversibilité, points de bascule et changements abrupts 119

RT.4 Changement climatique à l'échelle régionale 120

RT.4.1 Elaboration et communication des informations sur le changement climatique à l'échelle régionale 120

Encadré RT.10 | Attribution des évènements 122

Encadré RT.11 | Services climatiques 125

Encadré RT.12 | Multiples éléments probants servant à évaluer le changement climatique régional et Atlas interactif 125

RT.4.2 Facteurs de variabilité et de changement climatiques à l'échelle régionale 128

Encadré RT.13 | Moussons 134

RT.4.3 Changement climatique à l'échelle régionale et implications pour les extrêmes climatiques et les facteurs climatiques générateurs d'impacts 137

Encadré RT.14 | Zones urbaines 163

Introduction

La contribution du Groupe de travail I (GTI) au sixième Rapport d'évaluation (AR6) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) évalue les bases scientifiques physiques du changement climatique. Dans ce cadre, ce Résumé technique (RT) a été conçu pour faire le lien entre l'évaluation approfondie présentée dans les chapitres du rapport du GTI et son Résumé à l'intention des décideurs (RID). Il s'appuie notamment sur les résumés des différents chapitres et de l'Atlas et fait la synthèse des principales conclusions tirées de multiples éléments probants (analyses des observations, résultats de modèles, informations paléoclimatiques, compréhension des processus physiques, chimiques et biologiques et des composantes du système climatique, entre autres). L'ensemble des conclusions et des figures présentées ici sont étayées par les chapitres sous-jacents du rapport, dont les sections pertinentes sont indiquées par les renvois donnés entre accolades.

Tout au long de ce Résumé technique, les principales conclusions de l'évaluation sont présentées en employant la terminologie type définie par le GIEC pour décrire l'incertitude (chapitre 1, encadré 1.1). Deux approches « calibrées » servent à communiquer le degré de certitude attaché aux principales conclusions, en fonction de l'appréciation que les comités de rédaction ont faite des connaissances scientifiques sous-jacentes :

i) La confiance[1] est une mesure qualitative de la validité d'un résultat, selon la nature, la quantité, la qualité et la cohérence des éléments probants (par ex., données, compréhension des mécanismes, théorie, modèles, avis d'experts) et selon leur degré de concordance.
ii) La probabilité[2] est une mesure quantitative de la confiance dans un résultat, exprimée en termes probabilistes (par ex. selon l'analyse statistique des observations ou des résultats de modèles, ou les deux, selon l'avis d'experts formulé par l'équipe d'auteurs ou à partir d'une étude quantitative méthodique des avis d'experts, ou les deux).

Quand le degré de confiance scientifique est suffisant, les conclusions peuvent également être formulées comme un exposé de faits, sans qualificatif d'incertitude. Dans tous les rapports du GIEC, le langage « calibré » est clairement signalé par les caractères en italique.

Dans la section RT.1, la présentation du contexte et des avancées des sciences du climat est suivie par l'encadré thématique RT.1 sur le changement de la température à la surface du globe. La section RT.2 fournit des informations sur les changements passés et futurs à grande échelle dans toutes les composantes du système climatique. La section suivante résume la connaissance et la compréhension des forçages, des rétroactions et des réponses du climat. L'infographie RT.1 adopte la forme d'une trame narrative pour intégrer les conclusions sur les futurs climatiques possibles. Enfin, la section RT.4 fait la synthèse des informations climatiques à l'échelle régionale[3]. L'annexe VIII fournit la liste des acronymes employés dans le rapport du GTI.

Le texte placé au début d'une section, de couleur bleu foncé avec une barre verticale bleue à gauche comme ici, résume les résultats examinés dans cette section.

Le rapport du GTI de l'AR6 encourage les meilleures pratiques en matière de traçabilité et de reproductibilité, notamment par l'adoption des principes FAIR (Findable, Accessible, Interoperable, Reusable) s'agissant des données scientifiques, qui doivent donc être localisables, accessibles, interopérables et réutilisables. Chaque chapitre comprend (dans son matériel supplémentaire) un tableau de données qui documente les données sources et les codes utilisés pour générer les figures et tableaux. En outre, un recueil de données et de codes du rapport est librement accessible en ligne via un archivage à long terme[4].

Les principes FAIR sont au cœur de l'Atlas interactif[5] du GTI, un outil en ligne qui vient compléter le rapport du GTI en fournissant des analyses spatiales et temporelles flexibles des informations sur le changement climatique passé, observé et projeté. Cet Atlas interactif comprend un volet sur l'information régionale, en appui à de nombreux chapitres du rapport, et un volet de synthèse régionale, qui accompagne ce Résumé technique et le Résumé à l'intention des décideurs.

1 Dans ce Résumé technique, les termes suivants décrivent les éléments probants disponibles : limités, moyens ou robustes ; et leur degré de concordance : faible, moyen ou élevé. Cinq qualificatifs sont utilisés pour exprimer le degré de confiance : très faible, faible, moyen, élevé et très élevé. Le degré de confiance d'un résultat est indiqué après celui-ci, en italique, comme ceci : (*degré de confiance moyen*). Pour un ensemble donné d'éléments probants et leur concordance, différents niveaux de confiance peuvent être attribués, mais une augmentation de la robustesse des éléments probants et de leur concordance est corrélée à une augmentation du niveau de confiance (voir l'encadré 1.1 du chapitre 1 pour plus de précisions).

2 Dans le Résumé technique, les qualificatifs ci-après sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasi certain (probabilité de 99 à 100 %), *très probable* (90 à 100 %), probable (66 à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (33 à 66 %), improbable (0 à 33 %), très improbable (0 à 10 %), extraordinairement improbable (0 à 1 %). D'autres qualificatifs peuvent également être utilisés le cas échéant : extrêmement probable (95-100 %) ; plus probable qu'improbable (>50-100 %) ; et extrêmement improbable (0-5 %). La probabilité évaluée est indiquée en italique, par exemple : *très probable* (voir l'encadré 1.1 du chapitre 1 pour plus de précisions). Sauf indication contraire, l'incertitude est quantifiée tout au long du rapport du GTI avec des intervalles d'incertitude à 90 %. L'intervalle d'incertitude à 90 %, qui est donné entre crochets [x - y], correspond à une probabilité de 90 % que la valeur estimée soit incluse dans la fourchette en question. L'intervalle englobe la valeur médiane, et il y a une probabilité combinée estimée à 10 % que la valeur se trouve au-dessous de la limite inférieure (x) et au-dessus de la limite supérieure (y) de la fourchette. La distribution sera souvent considérée comme symétrique par rapport à la meilleure estimation correspondante, mais ce n'est pas toujours le cas. Dans ce rapport, un intervalle d'incertitude évaluée à 90 % est appelé « fourchette *très probable* ». De même, un intervalle d'incertitude évaluée à 66 % est appelé « fourchette *probable* ».

3 Les matrices régionales de traçabilité qui permettent de localiser les résultats synthétisés dans la section RT.4 se trouvent dans le matériel supplémentaire (SM) du chapitre 10.

4 Les archives de données sont disponibles à l'adresse : https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/3234e9111d4f4354af00c3aaecd879b7.

5 https://interactive-atlas.ipcc.ch/

S'agissant de la représentation de la robustesse et de l'incertitude dans les cartes, la méthode choisie dans l'AR6[6] diffère de celle suivie dans le cinquième Rapport d'évaluation (AR5). Ce choix s'appuie sur de nouvelles recherches concernant la visualisation de l'incertitude et sur des enquêtes auprès des utilisateurs.

6 Les figures de l'AR6 utilisent l'une des approches ci-après. Pour les observations, l'absence de symboles « x » dans une zone indique une signification statistique, tandis que les symboles « x » indiquent un caractère non significatif. Pour les projections de modèles, la méthode offre deux variantes plus ou moins complexes. Dans l'approche simple, l'absence de lignes superposées signale un *degré de concordance élevé* (≥ 80 %), tandis que la présence de barres obliques (///) signale un *degré de concordance faible* (< 80 %). Dans l'approche fine, l'absence de lignes superposées dans une zone indique un signal robuste (≥ 66 % des modèles montrent un changement supérieur au seuil de variabilité et ≥ 80 % de tous les modèles s'accordent sur le signe du changement), les barres obliques inversées (\\\) indiquent l'absence de signal robuste et les lignes croisées indiquent des signaux contradictoires (c'est-à-dire un changement significatif mais un *degré de concordance faible*). L'encadré thématique Atlas.1 explique plus en détail la méthode employée pour visualiser la robustesse et l'incertitude dans les cartes de l'AR6

Encadré RT.1 | Notions essentielles à ce rapport

Cet encadré décrit brièvement les notions fondamentales qui concernent l'évaluation du GTI de l'AR6, notamment leur emploi dans le Résumé technique et le Résumé à l'intention des décideurs. Le glossaire (annexe VII) renferme de plus amples informations sur ces notions, ainsi que les définitions de nombreux autres termes et concepts importants qui apparaissent dans ce rapport.

Aspects relatifs à l'évaluation du changement climatique

Réchauffement planétaire : Le réchauffement planétaire désigne l'augmentation de la température à la surface du globe par rapport à une situation de référence, laquelle dépend de l'application. Des niveaux spécifiques de réchauffement planétaire, tels 1,5 °C, 2 °C, 3 °C ou 4 °C, sont définis comme les changements de la température à la surface du globe par rapport aux années 1850-1900 qui servent de référence (première période sur laquelle on dispose d'observations fiables offrant une couverture géographique suffisante). Ils permettent d'évaluer et de communiquer des informations sur les changements planétaires et régionaux, en relation avec les scénarios, et servent de base commune aux évaluations réalisées par les Groupes de travail II et III. (Section RT.1.3, encadré thématique RT.1) {1.4.1, 1.6.2, 4.6.1, encadrés thématiques 1.5, 2.3, 11.1 et 12.1, sections 3 à 11 de l'Atlas, Glossaire}

Émergence : L'émergence désigne l'occurrence ou l'apparition de conditions nouvelles d'une variable climatique particulière dans une région donnée. Cette notion est souvent exprimée par le rapport entre le changement d'une variable climatique et l'amplitude des variations naturelles de cette variable (souvent appelé rapport « signal/bruit », l'émergence survenant à un seuil défini de ce rapport). L'émergence peut être exprimée par le moment ou par le niveau de réchauffement planétaire auquel apparaissent les conditions nouvelles ; il est possible de l'estimer à partir d'observations ou de simulations de modèles. (Sections RT.1.2.3 et RT.4.2) {1.4.2, FAQ 1.2, 7.5.5, 10.3, 10.4, 12.5.2, encadré thématique Atlas.1, Glossaire}

Émissions cumulées de dioxyde de carbone (CO_2) : Quantité totale nette de CO_2 émise dans l'atmosphère du fait des activités humaines. Étant donné la relation quasi linéaire qui existe entre les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation de la température à la surface du globe, ce paramètre permet de comprendre l'influence des émissions de CO_2 passées et futures sur la température à la surface du globe. Un terme connexe – le budget carbone résiduel – désigne la quantité totale nette de CO_2 qui pourrait être émise à l'avenir par les activités humaines tout en maintenant le réchauffement planétaire à un niveau spécifique, par exemple 1,5 °C, compte tenu également de la contribution au réchauffement d'autres facteurs que le CO_2. Le budget carbone résiduel est exprimé à partir d'une date récente spécifiée, tandis que le budget carbone total est exprimé à partir de la période préindustrielle. (Sections RT.1.3 et RT.3.3) {1.6.3, 5.5, Glossaire}

Émissions nettes de CO_2 égales à zéro : Situation dans laquelle la quantité de CO_2 émise dans l'atmosphère par les activités humaines est égale à la quantité de CO_2 éliminée de l'atmosphère par les activités humaines pendant une période donnée. Les émissions nettes de CO_2 deviennent négatives lorsque les éliminations anthropiques excèdent les émissions anthropiques. (Section RT.3.3) {Encadré 1.4, Glossaire}

Influence humaine sur le système climatique

Déséquilibre du bilan d'énergie de la Terre : Dans un climat stable, la quantité d'énergie que la Terre reçoit du Soleil est en équilibre approximatif avec la quantité d'énergie qui est renvoyée vers l'espace sous forme de lumière solaire réfléchie et de rayonnement thermique. Les « facteurs climatiques », telle l'augmentation des gaz à effet de serre ou des aérosols, interfèrent avec cet équilibre et font gagner ou perdre de l'énergie au système. La force d'un facteur climatique est quantifiée par son forçage radiatif effectif (ERF), mesuré en W m^{-2}. Un ERF positif entraîne un réchauffement, un ERF négatif entraîne un refroidissement. Ce réchauffement ou refroidissement peut à son tour modifier le déséquilibre énergétique par le biais de nombreuses rétroactions climatiques positives (amplificatrices) ou négatives (modératrices). (Sections RT.2.2, RT.3.1 et RT.3.2) {2.2.8, 7.2, 7.3, 7.4, encadré 7.1, encadré 7.2, Glossaire}

Attribution : L'attribution consiste à évaluer l'apport relatif des différents facteurs à l'origine d'un changement observé dans les variables climatiques (température à la surface du globe, niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, par exemple) ou à l'origine d'un évènement météorologique ou climatique extrême. Les facteurs de causalité attribués comprennent les activités humaines (comme l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols ou le changement d'usage des terres), les facteurs externes naturels (les influences de l'activité solaire ou volcanique) et, dans certains cas, la variabilité interne. (Sections RT.1.2.4 et RT.2, encadré RT.10) {Encadré thématique « Attribution » dans le chapitre 1 ; 3.5 ; 3.8 ; 10.4 ; 11.2.4 ; Glossaire}.

Changement inéluctable (à long terme) : Changements au sein du système climatique résultant des activités humaines passées,

Encandré RT.1 (suite)

présentes et futures qui se poursuivront pendant longtemps (siècles à millénaires) même dans le cas de fortes réductions des émissions de gaz à effet de serre. Certains aspects du système climatique, dont la biosphère terrestre, l'océan profond et la cryosphère, réagissent beaucoup plus lentement aux changements de concentrations de gaz à effet de serre que les températures de surface. C'est pourquoi d'importants changements inéluctables sont déjà associés aux émissions passées de gaz à effet de serre. Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, par exemple, continuera de s'élever pendant des milliers d'années même si les émissions futures nettes de CO_2 s'établissent à zéro et si le réchauffement planétaire cesse ; en effet, l'énergie excédentaire due aux émissions passées continuera de se propager vers l'océan profond, et les glaciers et les calottes glaciaires continueront de fondre. (Section RT.2.1, encadré RT.4, encadré RT.9) {1.2.1, 1.3, encadré 1.2, encadré thématique 5.3}

Information climatique pour l'évaluation du changement climatique et des risques à l'échelle régionale

Distillation : Opération consistant à synthétiser les informations sur le changement climatique obtenues à partir de multiples éléments probants provenant de sources diverses et prenant en compte le contexte et les valeurs des utilisateurs. Elle accroît la facilité d'utilisation, l'utilité et la pertinence des informations climatiques, renforce la confiance des parties prenantes et élargit l'assise des éléments probants sur lesquels s'appuient les services climatiques. Elle est particulièrement pertinente dans le contexte de la coproduction d'informations climatiques d'échelle régionale en appui à la prise de décision. (Section RT.4.1, encadré RT.11) {10.1, 10.5, 12.6}

Risque (lié au changement climatique) : La notion de risque occupe une place centrale dans la manière dont le GIEC évalue et communique aux décideurs la possibilité de conséquences néfastes pour les systèmes humains ou écologiques, compte tenu de la diversité des valeurs et des objectifs associés à ces systèmes. S'agissant du changement climatique, les risques peuvent découler des impacts potentiels du changement climatique, ainsi que des réponses humaines vis-à-vis du changement climatique. Le GTI contribue au cadre commun d'évaluation de risque au sein du GIEC en évaluant les informations climatiques pertinentes, dont les facteurs climatiques générateurs d'impacts et les éventualités de faible probabilité mais à fort impact. (Sections RT.1.4 et RT.4.1, encadré RT.4) {Encadrés thématiques 1.3 et 12.1, Glossaire}

Facteurs climatiques générateurs d'impacts (CID) : Conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des évènements extrêmes) qui peuvent être reliées directement à des impacts sur des systèmes humains ou écologiques, sans préjuger du fait que ces impacts soient préjudiciables (aléas dans le contexte des risques climatiques) ou fournissent de potentielles opportunités. Un ensemble d'indicateurs peut cerner les caractéristiques d'un facteur climatique générateur d'impacts pertinentes pour une application ou un secteur particulier et peuvent montrer des dépassements de seuils de tolérance identifiés. (Sections RT.1.4 et RT.4.3) {12.1 à 12.3, FAQ 12.1, Glossaire}

Trames : Terme employé à la fois en relation avec les scénarios (concernant la trajectoire future des émissions ou des développements socio-économiques) et pour décrire les trajectoires plausibles de conditions ou évènements météorologiques et climatiques, notamment ceux liés à des niveaux de risque élevés. Les trames de climat physique sont introduites dans l'AR6 pour étudier les incertitudes que comportent le changement climatique et la variabilité naturelle du climat, élaborer et communiquer des informations climatiques régionales intégrées et adaptées au contexte et aborder les questions associées à une incertitude profonde[7], y compris les éventualités de faible probabilité mais à fort impact. (Section RT.1.4, encadré RT.3, infographie RT.1) {1.4.4, encadré 10.2, Glossaire}

Éventualités de faible probabilité mais à fort impact : Éventualités/évènements dont la probabilité d'occurrence est faible ou mal connue (comme dans le contexte d'une incertitude profonde), mais dont les impacts potentiels sur la société et les écosystèmes seraient considérables. Pour mieux informer l'évaluation des risques et la prise de décision, ces éventualités à faible probabilité sont prises en compte si elles sont associées à des conséquences très importantes et peuvent donc constituer des risques substantiels, même si ces conséquences ne représentent pas nécessairement l'issue la plus probable. (Section RT.1.4, encadré RT.3, figure RT.6) {1.4.4, 4.8, encadré thématique 1.3, Glossaire}

Dans le cadre du sixième cycle d'évaluation, le GIEC a produit trois rapports spéciaux en 2018 et 2019 : le Rapport spécial sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C (SR1.5), le Rapport spécial sur l'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique (SROCC) et le Rapport spécial sur le changement climatique et les terres émergées (SRCCL).

7 Bien qu'il ne s'agisse pas d'une notion essentielle dans le rapport du GTI, l'incertitude profonde a le sens suivant dans le Résumé technique : Une situation d'incertitude profonde existe lorsque les experts ou des parties concernées ne connaissent pas ou ne peuvent pas se mettre d'accord sur : 1) les modèles conceptuels adéquats pour décrire les relations entre les principales caractéristiques du fonctionnement d'un système, 2) les distributions de probabilité utilisées pour décrire l'incertitude liée aux variables et paramètres clés, et/ou 3) la manière de pondérer et d'évaluer différents types de résultats plus ou moins favorables (Lempert *et al.*, 2003). Lempert, R. J., Popper, S. W. et Bankes, S. C. (2003) : *Shaping the next hundred years: New methods for quantitative long-term strategy analysis (MR-1626-RPC)*, Santa Monica, CA : The RAND Pardee Center.

Le rapport du GTI de l'AR6 procure une évaluation complète et approfondie des bases scientifiques physiques du changement climatique ; il prolonge les évaluations précédentes ainsi que ces rapports spéciaux et examine les nouvelles informations et connaissances scientifiques publiées récemment[8], y compris les jeux de données d'observation plus longs et les nouveaux scénarios et résultats de modèles.

La structure du rapport du GTI a été conçue de sorte à mettre en évidence l'évolution des connaissances et à faciliter l'intégration de multiples sources d'éléments probants, améliorant ainsi la confiance dans les conclusions.

Le rapport a été soumis au processus de relecture critique par les pairs (« peer-review ») et par les gouvernements (l'annexe X renferme la liste des réviseurs experts). L'introduction approfondie du chapitre 1 est suivie par une série de chapitres consacrés à la connaissance du climat à grande échelle (chapitres 2 à 4), ce qui inclut les observations et les éléments probants paléoclimatiques, les causes des changements observés et les projections ; à cette partie vient s'ajouter le chapitre 11 sur les changements à grande échelle des extrêmes. La deuxième série de chapitres (chapitres 5 à 9) est axée sur la compréhension des principaux processus et composantes du système climatique, ce qui inclut les cycles planétaires du carbone, de l'énergie et de l'eau, les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie et leur lien avec la qualité de l'air, et les changements qui concernent l'océan, la cryosphère et le niveau de la mer. La dernière série de chapitres (chapitres 10 à 12 et Atlas) est dédiée à l'évaluation et à la distillation des informations climatiques régionales à partir de multiples éléments probants, de l'échelle sous-continentale à l'échelle locale (y compris le climat urbain), avec un accent mis sur les changements régionaux récents et projetés du climat moyen, les extrêmes et les facteurs climatiques générateurs d'impacts. À l'aide de cartes, de séries temporelles et de statistiques d'ensemble, le nouvel Atlas interactif en ligne offre à l'utilisateur la possibilité d'interagir de manière flexible avec les informations climatiques sous la forme de cartes, de séries temporelles et de statistiques de synthèse, pour un ensemble de régions de référence du GTI actualisées. Le rapport comprend également 34 questions fréquentes et les réponses destinées au grand public (https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/faqs).

Ensemble, ce Résumé technique et les chapitres du rapport visent à fournir une image complète des progrès des connaissances survenus depuis la contribution du GTI au cinquième Rapport d'évaluation. De multiples éléments probants scientifiques confirment que le climat change sous l'influence humaine. Les progrès notables réalisés dans la capacité de comprendre les changements passés, les tendances actuelles et les futurs possibles devraient permettre une prise de décision mieux éclairée.

La section ci-après résume quelques résultats nouveaux ainsi que les mises à jour majeures que les conclusions clés de ce rapport introduisent par rapport aux rapports antérieurs (AR5, SR1.5, SRCCL et SROCC). Les sections du Résumé technique à consulter pour plus de détails figurent entre parenthèses à la fin de chaque point.

Quelques actualisations et/ou résultats nouveaux depuis l'AR5

- **L'influence humaine sur le système climatique[9] est désormais un fait établi :** Le quatrième Rapport d'évaluation (AR4) notait en 2007 que « le réchauffement du système climatique est sans équivoque » et l'AR5 énonçait en 2013 que « l'influence de l'homme sur le système climatique est clairement établie ». La synthèse des éléments probants sur l'ensemble du système climatique renforce cette conclusion. Il ne fait aucun doute que l'augmentation du CO_2, du méthane (CH_4) et de l'oxyde nitreux (N_2O) dans l'atmosphère au cours de la période industrielle est le fruit des activités humaines et que l'influence humaine est le principal facteur[10] de nombreux changements observés dans l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et la biosphère. (Sections RT.1.2, RT.2.1 et RT.3.1)
- **Réchauffement planétaire observé à ce jour :** L'amélioration des relevés d'observation et l'occurrence d'une succession d'années très chaudes depuis l'AR5 ont donné lieu à une hausse substantielle du niveau estimé de réchauffement planétaire à ce jour. À eux seuls, les changements survenus entre l'AR5 et l'AR6 dans la compréhension des observations se traduisent par une hausse d'environ 0,1 °C du réchauffement estimé depuis 1850-1900. Pour la décennie 2011-2020, l'augmentation de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 est évaluée à 1,09 °C [0,95 - 1,20 °C][11]. Les estimations du moment où seront franchis certains niveaux de réchauffement planétaire et les estimations des budgets carbone résiduels sont actualisées en conséquence. (Section RT.1.2, encadré thématique RT.1)
- **Éléments probants paléoclimatiques :** L'AR5 montrait que nombre des changements observés depuis les années 1950 sont sans précédent depuis des décennies, voire des siècles ou des millénaires. Les éléments probants paléoclimatiques les plus récents renforcent cette évaluation ; au cours des dernières décennies, les indicateurs clés du système climatique atteignent de plus en plus souvent des niveaux inédits depuis des siècles ou des millénaires et changent à un rythme sans précédent depuis au moins 2 000 ans. (Encadré RT.2, section RT.2)

8 Cette évaluation se fonde sur la littérature scientifique retenue pour publication à l'échéance du 31 janvier 2021.

9 Ce terme renvoie aux activités humaines qui provoquent des changements dans le système climatique en perturbant le bilan énergétique de la Terre (forçage anthropique). L'influence humaine résulte des émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols, de précurseurs de l'ozone troposphérique et de substances appauvrissant l'ozone stratosphérique, ainsi que des changements d'usage des terres.

10 Dans le présent Résumé technique, l'expression « principal facteur » signifie « responsable de plus de 50 % du changement ».

11 Sauf indication contraire, l'incertitude est quantifiée tout au long du rapport du GTI avec des intervalles d'incertitude à 90 %. L'intervalle d'incertitude à 90 %, qui est donné entre crochets [x - y], correspond à une probabilité de 90 % que la valeur estimée soit incluse dans la fourchette en question. L'intervalle englobe la valeur médiane et il y a une probabilité combinée estimée à 10 % que la valeur se trouve au-dessous de la limite inférieure (x) et au-dessus de la limite supérieure (y) de la fourchette. La distribution sera souvent considérée comme symétrique par rapport à la meilleure estimation correspondante, mais ce n'est pas toujours le cas. Dans ce rapport, un intervalle d'incertitude évaluée à 90 % est appelé « fourchette *très probable* ». De même, un intervalle d'incertitude évaluée à 66 % est appelé « fourchette *probable* »

- **Évaluation actualisée du réchauffement récent :** L'AR5 faisait état d'une augmentation de la température moyenne à la surface du globe plus lente pendant la période 1998-2012 que le taux calculé depuis 1951. À partir de jeux de données d'observation actualisés révélant une tendance plus marquée entre 1998 et 2012 que les évaluations antérieures, on estime maintenant avec un *degré de confiance élevé* que la tendance de la température à la surface du globe relevée entre 1998 et 2012 concorde avec les ensembles de simulations de modèles climatiques ; par ailleurs, on estime avec un *degré de confiance très élevé* que le rythme plus lent d'augmentation de la température à la surface du globe relevé au cours de cette période était un phénomène temporaire induit par la variabilité interne et due à des facteurs naturels, qui a compensé en partie la tendance au réchauffement de surface anthropique pendant cette période, tandis que l'absorption de chaleur continuait de s'accroître dans l'océan. Depuis 2012, un fort réchauffement a été observé, avec une période de cinq ans entre 2016 et 2020 qui se trouve être la période de cinq ans la plus chaude dans les relevés instrumentaux depuis au moins 1850 (*degré de confiance élevé*). (Section RT.1.2, encadré thématique RT.1)
- **Ampleur de la réponse du système climatique** : Il a été possible, dans ce rapport, de réduire les fourchettes d'incertitude établies de longue date pour les métriques qui quantifient la réponse du système climatique au forçage radiatif, comme la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) ou la réponse transitoire du climat (TCR), grâce à des avancées considérables (dont une baisse de 50 % de la fourchette d'incertitude pour les rétroactions nuageuses) et à une meilleure intégration de multiples éléments probants, y compris les informations paléoclimatiques. L'amélioration de la quantification touchant le forçage radiatif effectif, la réponse radiative du système climatique et l'accumulation d'énergie observée dans le système Terre depuis cinq décennies font apparaître une concordance plus étroite entre les estimations indépendantes des facteurs climatiques, les rétroactions climatiques combinées et l'accumulation d'énergie observée, par rapport à l'AR5. (Section RT.3.2)
- **Amélioration des contraintes sur les projections du changement climatique :** Pour la première fois dans un rapport du GIEC, le changement futur de la température à la surface du globe est établi de manière systématique en combinant les projections basées sur des scénarios (sur lesquelles était centré l'AR5) avec les contraintes observationnelles basées sur des simulations passées du réchauffement, ainsi que l'évaluation actualisée de l'ECS et de la TCR. De plus, les prévisions initialisées ont également été utilisées pour la période 2019-2028. L'inclusion de ces éléments probants réduit l'incertitude évaluée pour chaque scénario. (Section RT.1.3, encadré thématique RT.1)
- **Qualité de l'air :** L'AR5 évaluait que les projections de la qualité de l'air sont principalement régies par les émissions de gaz précurseurs, dont le CH_4. Les nouveaux scénarios explorent une diversité d'options futures en matière de gestion de la pollution atmosphérique. L'AR6 fait état de modifications rapides et récentes de la répartition géographique des émissions d'une partie de ces précurseurs, confirme la conclusion de l'AR5 et montre que les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie ont un effet de réchauffement plus grand dans les scénarios où la pollution atmosphérique est très élevée. (Sections RT.1.3 et RT.2.2, encadré RT.7)
- **Effets des facteurs de forçage climatique à courte durée de vie sur le réchauffement planétaire :** L'AR5 évaluait le forçage radiatif des composés émis. L'AR6 a élargi la démarche en évaluant les ERF basés sur les émissions en tenant également compte des interactions aérosols-nuages. Les meilleures estimations de l'ERF attribué aux émissions de dioxyde de soufre (SO_2) et de CH_4 sont nettement plus élevées que dans l'AR5, tandis que celle du carbone suie est nettement plus basse. L'ampleur de l'incertitude concernant l'ERF dû aux émissions de carbone suie a également été réduite par rapport à l'AR5. (Section RT.3.1)
- **Cycle global de l'eau :** L'AR5 estimait que les influences anthropiques ont *probablement* affecté le cycle global de l'eau depuis 1960. Le chapitre consacré à ce sujet dans l'AR6 (chapitre 8) conclut avec un *degré de confiance élevé* que le changement climatique d'origine humaine a entraîné des changements détectables dans le cycle global de l'eau depuis le milieu du XX^{e} siècle, grâce à une meilleure compréhension de la réponse aux changements des aérosols et des gaz à effet de serre. De plus, dans l'AR6, il est projeté, avec un *degré de confiance élevé,* une augmentation de la variabilité du cycle de l'eau dans la plupart des régions du monde, quel que soit le scénario d'émissions. (Encadré RT.6)
- **Évènements extrêmes :** L'AR5 a évalué que l'influence humaine avait été détectée dans les changements de certains extrêmes climatiques. Le chapitre 11 de l'AR6 consacré à cette question conclut qu'il est désormais établi que les émissions de gaz à effet de serre d'origine humaine ont entraîné une augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité de certains extrêmes météorologiques et climatiques depuis 1850, notamment les températures extrêmes. Par rapport à l'AR5, les preuves des changements observés dans plusieurs catégories d'extrêmes, tels que les précipitations extrêmes, les sécheresses, les cyclones tropicaux et les extrêmes composites (y compris les conditions propices aux incendies), et de leur attribution à l'influence humaine se sont accumulées depuis l'AR5 (Sections RT.1.2 et RT.2.1, encadré RT.10)

Quelques actualisations et/ou résultats nouveaux depuis l'AR5 et le SR1.5

- **Moment où sera franchi un niveau de réchauffement planétaire de 1,5 °C :** Les approches utilisées dans le SR1.5 et dans le présent rapport sont légèrement différentes. Le SR1.5 évaluait que la fourchette *probable* pour l'atteinte d'un niveau de réchauffement planétaire de 1,5 °C (pour une période de 30 ans) se situait de 2030 à 2052, en supposant un rythme de réchauffement continu et constant. Dans l'AR6, en combinant l'estimation révisée à la hausse du réchauffement planétaire à ce jour et l'évaluation de la réponse du climat à tous les scénarios pris en compte, l'estimation centrale du franchissement d'un niveau de réchauffement planétaire de 1,5°C (pour une période de 20 ans) se situe au début des années 2030, soit dans le bas de la fourchette *probable* évaluée dans le SR1.5, sous réserve de l'absence d'éruption volcanique majeure. (Section RT.1.3,

encadré thématique RT.1)

- **Budgets carbone résiduels :** Selon l'évaluation de l'AR5, la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 se situait *probablement* entre 0,8 °C et 2,5 °C pour chaque tranche de 1 000 GtC (1 gigatonne de carbone (GtC) = 1 pétagramme de carbone (PgC) = 3,664 gigatonnes de dioxyde de carbone ($GtCO_2$)), fourchette également utilisée dans le SR1.5. L'évaluation de l'AR6, basée sur de multiples éléments probants, aboutit à une fourchette *probable* plus étroite qui va de 1,0 °C à 2,3 °C par tranche de 1 000 GtC. Cela a été pris en compte dans les estimations actualisées des budgets carbone résiduels (voir la section RT.3.3.1), conjointement avec des améliorations méthodologiques et la prise en compte des observations récentes. (Sections RT.1.3 et RT.3.3)
- **Effet des facteurs de forçage climatique à courte durée de vie sur le réchauffement planétaire au cours des prochaines décennies :** Le SR1.5 indiquait que, dans les trajectoires limitant le réchauffement planétaire à 1,5 °C, la réduction des émissions d'aérosols qui ont un effet refroidissant sur le climat contrebalancerait en partie les effets de l'atténuation des gaz à effet de serre pendant deux à trois décennies. L'AR6 actualise l'évaluation de l'AR5 concernant l'effet de refroidissement net des aérosols et confirme que les changements des facteurs de forçage climatique à courte durée de vie entraîneront *très probablement* un réchauffement supplémentaire au cours des deux prochaines décennies, quel que soit le scénario. (Section RT.1.3, encadré RT.7)
- **COVID-19 :** Les baisses temporaires des émissions associées en 2020 au confinement imposé par la COVID-19 ont eu un effet radiatif net faible et positif (réchauffement). Les réponses du climat à ce forçage ne sont toutefois pas décelables à l'échelle globale et régionale, elles n'excèdent pas la variabilité climatique interne en raison du caractère temporaire des réductions d'émissions. (Section RT.3.3)

Quelques actualisations et/ou résultats nouveaux depuis l'AR5, le SRCCL et le SROCC

- **Concentration atmosphérique de méthane :** Le SRCCL signalait une reprise de l'accroissement de la concentration atmosphérique de CH_4 depuis 2007. L'AR6 fait état d'une croissance plus rapide sur la période 2014-2019 et estime que la progression depuis 2007 est largement due aux émissions provenant des secteurs des combustibles fossiles et de l'agriculture (dominée par l'élevage). (Section RT.2.2)
- **Puits de carbone terrestre et océanique :** Le SRCCL estimait que la persistance du puits de carbone terrestre était incertaine du fait du changement climatique. Selon l'AR6, les puits de carbone terrestre et océanique devraient continuer à croître jusqu'en 2100 parallèlement à la hausse des concentrations atmosphériques de CO_2 ; il est projeté toutefois que la fraction des émissions absorbée par les terres et l'océan diminuera à mesure qu'augmentera la concentration de CO_2, la plage d'incertitude étant beaucoup plus grande pour le puits terrestre. L'AR5, le SR1.5 et le SRCCL ont évalué les options et les scénarios relatifs à l'élimination de dioxyde de carbone. L'AR6 montre que la réponse du cycle du carbone est asymétrique dans le cas d'impulsions d'émissions ou d'éliminations, ce qui signifie que des émissions de CO_2 seraient plus efficaces pour augmenter le CO_2 atmosphérique que des éliminations de CO_2 ne le seraient pour diminuer le CO_2 atmosphérique. (Section RT.3.3, encadré RT.5)
- **Accentuation de la stratification océanique[12] :** L'analyse affinée des observations disponibles dans l'AR6 conduit à réévaluer le rythme auquel progresse la stratification dans les 200 premiers mètres de l'océan mondial, qui est deux fois plus élevé que celui estimé dans le SROCC pour la période 1970-2018. (Section RT.2.4)
- **Perte d'oxygène projetée dans l'océan :** Dans les nouvelles projections évaluées dans l'AR6, la diminution future de l'oxygène dans les couches superficielles de l'océan est nettement plus élevée en 2080-2099 que cela n'avait été évalué dans le SROCC. (Section RT.2.4)
- **Perte de glace des glaciers et des calottes glaciaires :** Depuis le SROCC, les changements des glaciers, déterminés à l'échelle planétaire, ont amélioré les estimations de la perte de masse des glaciers au cours des 20 dernières années, et les estimations de la perte de masse des calottes du Groenland et de l'Antarctique ont été prolongées jusqu'en 2020. (Section RT.2.5)
- **Changement observé dans le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe :** Les nouvelles estimations fondées sur les observations qui ont été publiées depuis le SROCC conduisent à une estimation de l'élévation du niveau de la mer, entre 1901 et 2018, qui est maintenant cohérente avec la somme des composantes individuelles et qui concorde avec le bilan d'énergie global. (Encadré RT.4)
- **Changement projeté du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe :** Les projections de l'AR6 concernant le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe reposent sur les projections de la dilatation thermique de l'océan et sur les estimations des contributions des glaces continentales, de manière cohérente avec l'évaluation de l'ECS et des changements de la température à la surface du globe. Elles sont étayées par de nouvelles comparaisons des modèles de glaces continentales et par la prise en compte de processus associés à un *degré confiance faible* pour caractériser l'incertitude profonde liée à la perte future de glace provenant de l'Antarctique. Les projections de l'AR6 basées sur de nouveaux modèles et de nouvelles méthodes concordent globalement avec les résultats du SROCC. (Encadré RT.4)

12 Une augmentation de la stratification réduit les échanges verticaux de chaleur, de salinité, d'oxygène, de carbone et de nutriments. La stratification est un indicateur important de la circulation océanique.

RT.1 Un climat qui change

Cette section présente l'évaluation des bases scientifiques physiques du changement climatique dans l'AR6 et décrit le contexte climatique dans lequel se déroule cette évaluation, les progrès récents survenus dans la science du climat et l'intérêt des informations climatiques globales et régionales pour estimer les impacts et les risques. Les scénarios d'émissions futures et les niveaux de réchauffement planétaire sont présentés car ils sont utilisés tout au long de ce rapport pour l'intégration des évaluations, et leurs applications pour les projections climatiques futures sont brièvement évoquées. La science des paléoclimats permet de placer dans une perspective à long terme les changements climatiques observés depuis 150 ans et les changements prévus au XXI[e] siècle et au-delà (encadré RT.2). L'évaluation des changements passés, présents et futurs de la température à la surface du globe par rapport aux situations initiales ou périodes de référence[13] utilisées tout au long du rapport est résumée dans l'encadré thématique RT.1.

RT.1.1 Le contexte d'un climat qui change

Ce rapport évalue les nouveaux éléments probants scientifiques dans un monde dont le système climatique évolue rapidement à cause, essentiellement, de l'influence humaine. Les cinq cycles d'évaluation conduits par le GIEC depuis 1990 ont mis en évidence, de manière complète et cohérente et à partir d'éléments toujours plus nombreux pour l'étayer, que le système climatique change. Le quatrième Rapport d'évaluation, paru en 2007, a été le premier à conclure que le réchauffement était sans équivoque. Des changements continus ont été mis en évidence dans toutes les principales composantes du système climatique : l'atmosphère, les terres émergées, la cryosphère, la biosphère et l'océan (section RT.2). De multiples éléments probants indiquent que les changements climatiques récents de grande échelle sont sans précédent dans un contexte plurimillénaire et qu'ils présentent un caractère inéluctable à l'échelle millénaire pour les composantes du système climatique caractérisées par une réponse lente, qui vont entraîner, à l'échelle planétaire, une poursuite de la perte de glace, de l'augmentation du contenu thermique de l'océan, de l'élévation du niveau de la mer et de l'acidification de l'océan profond (encadré RT.2 ; section RT.3.2) {1.2.1, 1.3, encadré 1.2, 2.2, 2.3, figure 2.34, 5.1, 5.3, 9.2, 9.4-9.6, appendice 1.A}

Le système climatique de la Terre évolue depuis des millions d'années, et les éléments probants tirés des archives naturelles permettent de placer dans une perspective à long terme les changements observés et les changements projetés pour les prochains siècles. Les reconstructions du climat passé montrent également que la concentration de CO_2 atmosphérique et la température à la surface du globe sont fortement couplées (figure RT.1), à partir des éléments probants issus des enregistrements provenant d'une diversité de données indirectes (« proxies ») à de multiples échelles de temps (encadré RT.2, section RT.2). Des niveaux de réchauffement planétaire (voir l'encadré « Notions essentielles ») sans précédent depuis des millions d'années pourraient être atteints d'ici à 2300, en fonction de la trajectoire d'émissions suivie (section RT.1.3). Par exemple, d'ici à 2300, un scénario intermédiaire[14] utilisé dans ce rapport mène, avec un *degré de confiance moyen*, à des températures à la surface du globe qui dépassent de [2,3 °C à 4,6 °C] celles de 1850-1900, comme lors de la période chaude du Pliocène moyen [2,5 °C à 4 °C] il y a quelque 3,2 millions d'années ; quant au scénario SSP5-8.5 d'émissions élevées de CO_2, il entraîne des températures de [6,6 °C à 14,1 °C] plus élevées d'ici à 2300, valeurs qui recoupent celles de l'optimum climatique de l'Éocène inférieur [10 °C à 18 °C], il y a environ 50 millions d'années. {Encadrés thématiques 2.1 et 2.4, 2.3.1, 4.3.1.1, 4.7.1.2, 7.4.4.1}

13 Plusieurs situations initiales ou périodes de référence sont mentionnées tout au long du rapport. Une situation initiale renvoie à une période par rapport à laquelle sont calculées les anomalies (c'est-à-dire les écarts relativement à la valeur moyenne de la période de référence initiale). Il s'agit, par exemple, de l'année 1750 (utilisée pour les forçages radiatifs anthropiques), de la période 1850-1900 (approximation de la température à la surface du globe de la période préindustrielle, à partir de laquelle sont calculés les niveaux de réchauffement planétaire) ou de la période 1995-2014 (utilisée pour de nombreuses projections des modèles climatiques). Une période de référence est une période sur laquelle sont calculées plusieurs statistiques (par exemple, la période de référence à court terme 2021-2040). Les périodes de référence paléoclimatiques figurent dans l'encadré RT.2. {1.4.1, encadrés thématiques 1.2 et 2.1}

14 On trouvera à la section RT.1.3.1 un aperçu des scénarios de changement climatique utilisés dans ce rapport.

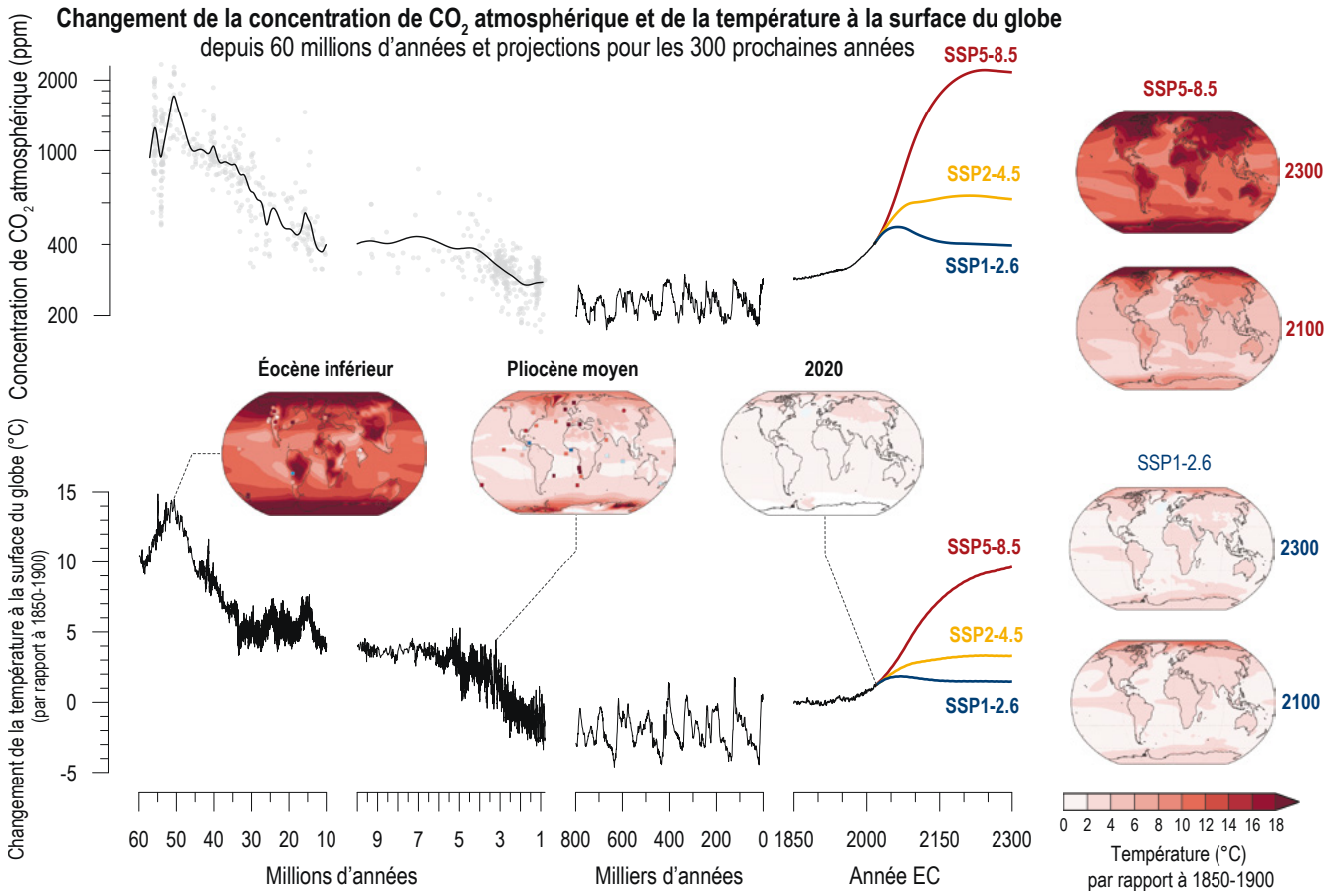


Figure RT.1 | Changement du CO_2 atmosphérique et de la température à la surface du globe (par rapport à 1850-1900) du passé lointain aux 300 prochaines années. *Le but de cette figure est de montrer que le CO_2 et la température covarient, dans le passé comme à l'avenir, et qu'il faut remonter des millions d'années en arrière pour trouver des concentrations de CO_2 et des températures similaires aux valeurs projetées.* Les concentrations de CO_2 présentes il y a des millions d'années sont reconstruites à partir de nombreuses données indirectes ou « proxies » (les points gris sont les données de la figure 2.3 de la section 2.2.3.1 avec ajustement par une spline cubique). Entre les 800 000 dernières années et le milieu du XX[e] siècle, les niveaux de CO_2 proviennent de l'air emprisonné dans la glace polaire ; les valeurs récentes proviennent de mesures directes dans l'air. La température à la surface du globe avant 1850 est estimée à partir des isotopes de l'oxygène de sédiments marins, l'une des multiples sources d'éléments probants utilisées pour évaluer les paléotempératures dans ce rapport. La température des 170 dernières années correspond à la moyenne évaluée dans l'AR6. L'évolution future des niveaux de CO_2 et de la température à la surface du globe est présentée pour trois scénarios de "trajectoires socio-économiques partagées" (SSP) jusqu'en 2300 de notre ère, à l'aide d'émulateurs de modèles du système Terre calibrés à partir de l'évaluation des températures à la surface du globe. Leurs trajectoires lisses ne rendent pas compte de la variabilité interannuelle à interdécennale, ni de la réponse transitoire à d'éventuelles éruptions volcaniques. Les cartes établies pour les deux périodes de référence paléoclimatiques s'appuient sur les moyennes multimodèles CMIP6 (phase 6 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés) et pré-CMIP6 et, pour comparaison, sur les données indirectes présentées au niveau des sites d'enregistrements (carrés et cercles pour les sites marins et terrestres respectivement). La carte pour 2020 est une estimation du réchauffement total observé depuis 1850-1900. Les cartes de droite montrent deux scénarios SSP en 2100 (2081-2100) et en 2300 (2281-2300 ; carte tirée des modèles CMIP6 ; température évaluée à la section 4.7.1). L'encadré thématique 2.1 présente brièvement les principaux forçages climatiques associés aux changements passés de la température du globe. (Section RT.1.3, figure RT.9, encadré thématique RT.1, encadré RT.2) {1.2.1.2 ; figures 1.14 et 1.5 ; 2.2.3 ; 2.3.1.1 ; 2.3.1.1.1 ; figures 2.4 et 2.5 ; encadré thématique 2.1, figure 1 ; 4.5.1 ; 4.7.1 ; encadré thématique 4.1 ; encadré thématique 7.1 ; figure 7.13}

La compréhension des éléments fondamentaux du système climatique est robuste et bien établie. Les scientifiques du XIX[e] siècle ont déterminé les principaux facteurs naturels qui influent sur le système climatique. Ils ont aussi émis l'hypothèse que le CO_2 dégagé par la combustion de combustibles fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel) pourrait conduire à un changement anthropique du climat. Depuis le début du XX[e] siècle, les principaux facteurs naturels d'évolution du climat, notamment les variations du rayonnement solaire incident, l'activité volcanique, les cycles orbitaux et les modifications des cycles biogéochimiques mondiaux, sont étudiés de manière systématique. D'autres facteurs anthropiques majeurs, tels les aérosols atmosphériques (fines particules solides ou gouttelettes liquides), le changement d'usage des terres et les gaz à effet de serre autres que le CO_2, ont été découverts dans les années 1970. Depuis les premières évaluations scientifiques systématiques réalisées dans les années 1970, l'incidence des activités humaines sur le réchauffement du système climatique est passée d'une théorie à un fait établi (voir également la section RT.2). Les preuves de l'influence humaine sur le changement climatique récent se sont étoffées entre le premier Rapport d'évaluation du GIEC en 1990 et la cinquième édition parue en 2013/14, et elles sont encore plus solides dans la présente évaluation (sections RT.1.2.4 et RT.2). Un plus grand nombre de changements qui affectent l'ensemble des composantes du système climatique, y compris le climat régional et les conditions extrêmes, peuvent désormais être attribués à l'influence humaine (voir les sections RT.2 et RT.4). {1.3.1–1.3.5, 3.1, 11.2, 11.9}

Encadré RT.2 | Paléoclimats

Dans le rapport du GTI, les éléments probants paléoclimatiques sont intégrés à l'ensemble des multiples éléments probants afin de mieux comprendre le système climatique. Ces données permettent de remonter dans le temps par rapport aux observations instrumentales des variables climatiques et des facteurs climatiques, ce qui procure la perspective à long terme nécessaire pour déterminer le caractère inédit des changements récents et projetés (section RT.2, figure RT.1). Les conditions climatiques préindustrielles complètent les éléments probants issus des projections de modèles en fournissant des exemples réels des caractéristiques climatiques correspondant à différents niveaux de réchauffement planétaire passés, avec des éléments probants empiriques sur la façon dont les composantes du système climatique à réponse lente se comportent sur des siècles et des millénaires – l'échelle de temps des changements climatiques inéluctables (encadré « Notions essentielles », encadré RT.4, encadré RT.9). Les informations sur l'état du système climatique au cours de plusieurs périodes de référence paléoclimatiques bien documentées aident à réduire la fourchette d'incertitude pour l'évaluation d'ensemble de la sensibilité de la Terre au forçage climatique (section RT.3.2.1). {Encadré thématique 2.1, FAQ 1.3, FAQ 2.1}

Périodes de référence paléoclimatiques. Plusieurs périodes de la longue évolution du climat de la Terre ont fait l'objet de recherches approfondies, car elles illustrent des états distincts et des transitions rapides du climat (encadré RT.2, figure 1). Ces périodes de référence paléoclimatiques font partie de l'ère géologique actuelle (le Cénozoïque, les derniers 65 millions d'années) et aident, dans les chapitres du rapport, à structurer l'évaluation des changements climatiques avant l'industrialisation. L'encadré thématique 2.1 décrit les périodes de référence, indique brièvement les forçages climatiques en jeu et précise dans quels chapitres il en est question. L'encadré thématique 2.4 résume les informations concernant l'une des périodes de référence, soit la période chaude du Pliocène moyen. L'Atlas interactif comprend les résultats des modèles CMIP6 (phase 6 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés conduit par le Programme mondial de recherche sur le climat) pour quatre périodes de référence paléoclimatiques.

Préalablement sélectionnés, trois indicateurs de l'état du climat global covarient au cours de multiples périodes de référence paléoclimatiques

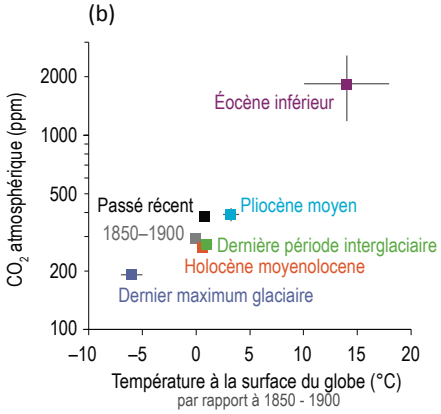
(a)

Période de référence (*Pour les résultats des modèles climatiques, voir l'Atlas interactif)	Époque	CO_2 (ppm)	Température (°C)	Niveau de la mer (m)
Passé récent	1995–2014 CE	360 ⟶ 397	0.66 à 1.00	0.15 à 0.25
Période préindustrielle approximative	1850–1900 CE	286 ⟶ 296	–0.15 à +0.11	–0.03 à 0.00
Dernier millénaire	850–1850 CE	278 à 285	–0.14 ~ 0.24	–0.05 à 0.03
Holocène moyen*	6.5–5.5 ka	260 à 268	0.2 à 1.0	–3.5 à +0.5
Dernière déglaciation	18–11 ka	193 ⟶ 271	Non évalué	–120 ⟶ –50
Dernier maximum glaciaire*	23–19 ka	188 à 194	–5 à –7	–134 à –125
Dernière période interglaciaire*	129–116 ka	266 à 282	0.5 à 1.5	5 à 10
Période chaude du Pliocène moyen*	3.3–3.0 Ma	360 à 420	2.5 à 4.0	5 à 25
Éocène inférieur	53–49 Ma	1150 à 2500	10 à 18	70 à 76
Maximum thermique du Paléocène-Éocène	55.9–55.7 Ma	900 ⟶ 2000	10 à 25	Non évalué

X à Y : fourchette très probable (exceptions notées dans la figure 2.34)
X ⟶ Y: du début à la fin de la période, sans indication d'incertitude
X ~ Y: valeurs la plus basse et la plus haute, sans indication d'incertitude

bas — 1850–1900 — Haut

(b)



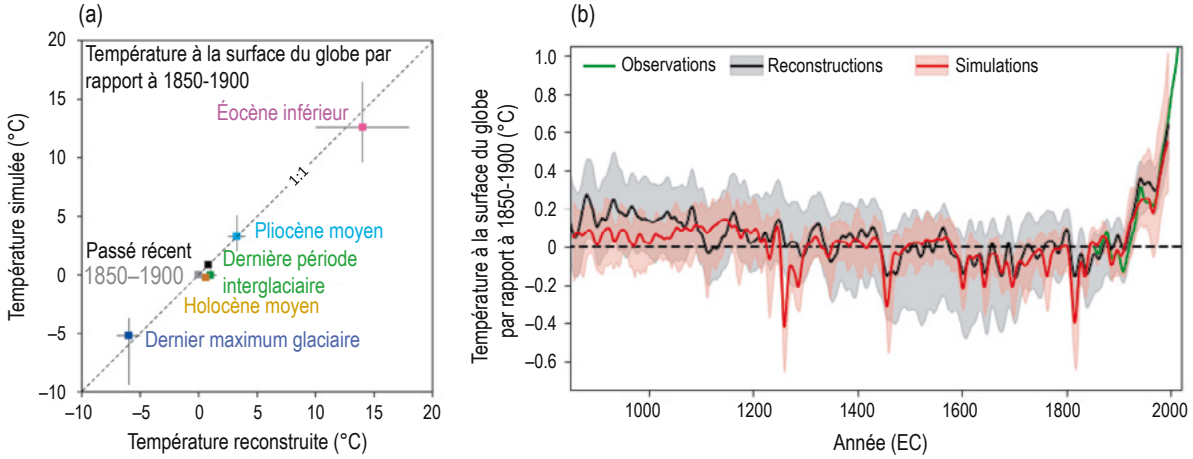
Encadré RT.2, figure 1 | Périodes de référence paléoclimatiques et récentes, avec quelques indicateurs clés. *Le but de cette figure est d'indiquer les périodes de référence paléoclimatiques étudiées dans ce rapport, de récapituler trois indicateurs clés du climat global et de comparer le CO_2 à la température planétaire au cours de multiples périodes.* **a)** Trois indicateurs climatiques de grande échelle (CO_2 atmosphérique, température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 et niveau moyen de la mer à l'échelle du globe par rapport à 1900), basés sur les évaluations du chapitre 2, avec un degré de confiance allant de *faible* à *très élevé*. **b)** Comparaison de la température à la surface du globe (par rapport à 1850-1900) et de la concentration de CO_2 atmosphérique (présentée sur une échelle logarithmique) au cours de plusieurs périodes de référence (points médians avec fourchettes à 5-95 %). {2.2.3, 2.3.1.1, 2.3.3.3, figure 2.34}

Modèles et reconstructions paléoclimatiques. Les modèles climatiques qui ciblent les périodes de référence paléoclimatiques ont été pris en compte par le GIEC depuis son premier Rapport d'évaluation. Dans le cadre du projet CMIP6-PMIP4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (projet de comparaison de la modélisation des paléoclimats)), de nouveaux protocoles de comparaison des modèles ont été définis pour plusieurs périodes de référence paléoclimatiques. Ces travaux de modélisation ont permis de mieux comprendre la réponse du climat à différents forçages externes, notamment les changements dans les mouvements de l'orbite et des plaques de la Terre, l'irradiance solaire, l'activité volcanique, la dimension des calottes glaciaires et les gaz à effet de serre atmosphériques. De même, les reconstructions quantitatives de variables climatiques à partir de données indirectes (« proxies ») que l'on compare aux simulations paléoclimatiques se sont améliorées à mesure que le nombre de sites d'étude et la variété des types de données indirectes ont augmenté et que les enregistrements ont été compilés dans de nouveaux jeux de données régionaux et mondiaux. {1.3.2, 1.5.1, encadrés thématiques 2.1 et 2.4}

Encadré RT.2 (suite)

Température à la surface du globe. La cohérence entre les modèles et les reconstructions s'est améliorée depuis l'AR5, grâce à l'actualisation des forçages climatiques, à l'amélioration des modèles, à une nouvelle appréciation des forces et des faiblesses des enregistrements issus d'un ensemble croissant de données indirectes et à l'amélioration des chronologies et de la robustesse des produits issus des données indirectes. S'agissant de la température à la surface du globe, le point médian de la fourchette évaluée par l'AR6 et la médiane des températures simulées par les modèles diffèrent en moyenne de 0,5 °C sur cinq périodes de référence ; ils se chevauchent à l'intérieur de leurs fourchettes à 90 % dans quatre cas sur cinq qui, ensemble, vont d'environ 6 °C [5 à 7 °C] plus froid pendant le dernier maximum glaciaire à environ 14 °C [10 à 18 °C] plus chaud pendant l'Éocène inférieur, par rapport à 1850-1900 (encadré RT.2, figure 2a). Les changements de la température selon la latitude, en réponse à divers forçages, montrent que l'amplification polaire (réchauffement plus marqué aux hautes latitudes que sur l'ensemble du globe) est une caractéristique saillante du système climatique qui se manifeste à travers de multiples états du climat ; la capacité qu'ont les modèles de simuler cette amplification polaire dans les climats chauds anciens s'est améliorée depuis l'AR5 (*degré de confiance élevé*). Au cours du dernier millénaire, et surtout depuis environ l'an 1 300 (ère commune), les anomalies simulées de la température à la surface du globe se situent nettement à l'intérieur de l'incertitude des reconstructions (*degré de confiance moyen*), sauf pendant de courtes périodes qui suivent immédiatement de grandes éruptions volcaniques, pour lesquelles les jeux de données de forçage ne concordent pas (encadré RT.2, figure 2b). {2.3.1.1, 3.3.3.1, 3.8.2.1, 7.4.4.1.2}

Les estimations de la température à la surface du globe, issues de relevés indirects (« proxies ») et de simulations de modèles, concordent pour de multiples périodes de référence



Encadré RT.2, figure 2 | Température à la surface du globe estimée à l'aide de relevés indirects (reconstructions) et de modèles climatiques (simulations). *Le but de cette figure est de montrer la cohérence entre les observations et les modèles pour la température planétaire pendant les périodes de référence paléoclimatiques.* **a)** Pour chacune des périodes de référence paléoclimatiques. **b)** Pour le dernier millénaire, avec les relevés instrumentaux de la température (moyenne évaluée par l'AR6, lissée sur 10 ans). Les incertitudes des modèles en a) et b) sont les fourchettes à 5-95 % des moyennes d'ensembles multimodèles ; les incertitudes des reconstructions sont les fourchettes à 5-95 % (*degré de confiance moyen*) a) des points médians et b) de la médiane d'ensemble multiméthode. {2.3.1.1, figure 2.34, figure 3.2c, figure 3.44}

Sensibilité du climat à l'équilibre. Les données paléoclimatiques apportent des éléments probants pour estimer la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS[15]) (section RT.3.2.1). Dans l'AR6, les améliorations des données relatives aux périodes de référence paléoclimatiques indiquent que l'ECS est *très probablement* supérieure à 1,5 °C et *probablement* inférieure à 4,5 °C, ce qui concorde largement avec d'autres éléments probants et aide à réduire la fourchette d'incertitude de l'évaluation globale de l'ECS. Certains modèles climatiques CMIP6 qui ont soit une ECS élevée (> 5 °C) soit une ECS faible (< 2 °C) simulent également des changements de la température passée à la surface du globe qui se situent hors de la plage des reconstructions issues de données indirectes pour les périodes de référence les plus froides et les plus chaudes. Depuis l'AR5, divers éléments probants indépendants, incluant des relevés indirects sur les périodes chaudes anciennes et les cycles glaciaires-interglaciaires, indiquent que la sensibilité au forçage croît avec l'augmentation de la température (section RT.3.2.2). {7.4.3.2, 7.5.3, 7.5.6, tableau 7.11}

Cycle de l'eau. De nouvelles reconstructions hydroclimatiques et comparaisons modèles-données ont permis de mieux comprendre les causes et les effets des changements à long terme de la circulation atmosphérique et océanique, y compris la variabilité de la

15 Dans ce rapport, la sensibilité du climat à l'équilibre désigne la variation à l'équilibre (état stable) de la température de surface après un doublement de la concentration de dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère par rapport aux valeurs préindustrielles.

Encandré RT.1 (suite)

mousson et les modes de variabilité (encadré RT.13, section RT.4.2). Les modèles climatiques sont capables de reproduire la variabilité décennale de la sécheresse à de vastes échelles régionales, notamment la sévérité, la persistance et l'étendue spatiale des méga-sécheresses passées que l'on connaît grâce aux enregistrements issus de données indirectes ou « proxies » (*degré de confiance moyen*). Certains points de divergence persistants subsistent toutefois, en ce qui concerne notamment l'ampleur des précipitations de la mousson d'Afrique au début de l'Holocène (les 11 700 dernières années), ce qui laisse entrevoir des lacunes persistantes dans nos connaissances. Les données paléoclimatiques montrent que, dans les climats correspondant à un niveau relativement élevé de CO_2, comme au Pliocène, la circulation de Walker au-dessus du Pacifique équatorial s'affaiblit, ce qui corrobore les projections issues des modèles (associées à un *degré de confiance élevé*) d'un affaiblissement des cellules de Walker d'ici à la fin du XXIe siècle. {3.3.2, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 8.5.2.1, 9.2}

Niveau de la mer et calottes glaciaires. Bien que les forçages associés aux réchauffements passés et futurs diffèrent, les éléments probants issus de la modélisation et des enregistrements paléoclimatiques montrent que la masse des calottes glaciaires et le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) ont réagi de manière dynamique sur plusieurs millénaires (*degré de confiance élevé*). Ces éléments aident à contraindre les estimations de la réponse inéluctable du GMSL au réchauffement planétaire (encadré RT.4). Ainsi, dans le cas d'un réchauffement planétaire passé d'environ [2,5 à 4 °C] par rapport à 1850-1900, comme pendant la période chaude du Pliocène moyen, le niveau de la mer excédait de [5 à 25 m] le niveau de 1900 (*degré de confiance moyen*) ; à des niveaux de réchauffement planétaire passés de [10 à 18 °C], comme pendant l'Éocène inférieur, l'essentiel de la planète était libre de glace (*degré de confiance élevé*). Les contraintes tirées de ces périodes chaudes passées, alliées à la compréhension physique, à la glaciologie et à la modélisation, indiquent une élévation inéluctable du GMSL à long terme sur 10 000 ans, atteignant 8 à 13 m en cas de pic prolongé de réchauffement planétaire atteignant 2 °C et jusqu'à 28 à 37 m pour 5 °C, ce qui dépasse l'estimation de l'AR5. {2.3.3.3, 9.4.1.4, 9.4.2.6, 9.6.2, 9.6.3.5}

Océan. Depuis l'AR5, une meilleure intégration des données paléo-océanographiques à la modélisation et à des analyses à plus haute résolution des changements transitoires ont permis de mieux comprendre les processus océaniques à long terme. Pendant le dernier maximum glaciaire, les températures de surface de la mer aux basses latitudes ont baissé davantage que cela n'avait été précédemment estimé, résolvant ainsi certaines incohérences relevées dans l'AR5. Ce contexte paléoclimatique corrobore l'évaluation selon laquelle la hausse constante du contenu thermique des océans (OHC) représente un changement inéluctable à long terme (voir l'encadré « Notions essentielles »), en grande partie irréversible à l'échelle humaine (*degré de confiance élevé*). Les estimations des variations passées de l'OHC à l'échelle du globe suivent généralement les variations des températures de surface de la mer autour de l'Antarctique, soulignant l'importance des processus de l'océan Austral pour la régulation des températures de l'océan profond. Les données paléoclimatiques, ainsi que d'autres indications de changements glaciaires-interglaciaires, montrent que le flux circumpolaire antarctique s'est renforcé et que la ventilation de l'eau de fond de l'Antarctique s'est accélérée pendant les intervalles de réchauffement, facilitant la libération dans l'atmosphère du CO_2 stocké dans les profondeurs océaniques. Les éléments probants paléoclimatiques font apparaître une réduction significative de la ventilation de l'océan profond associée à l'apport d'eau de fonte lors des périodes les plus chaudes. {2.3.1.1, 2.3.3.1, 9.2.2, 9.2.3.2}

Cycle du carbone. Les états passés du climat ont été associés à des différences substantielles dans les inventaires des différents réservoirs de carbone, dont l'atmosphère (section RT.2.2). Depuis l'AR5, la quantification des stocks de carbone s'est améliorée grâce à des données indirectes (« proxies ») sédimentaires nouvelles et aux analyses des isotopes stables de l'air piégé dans les glaces polaires. Le stockage terrestre de carbone a nettement diminué pendant le dernier maximum glaciaire, chutant de 300 à 600 PgC, voire de 850 PgC si l'on tient compte des interactions avec la lithosphère et les sédiments océaniques, réduction plus importante que celle qui était estimée précédemment, en raison d'un climat plus froid et plus sec. Dans le même temps, le stockage du carbone reminéralisé à l'intérieur de l'océan a augmenté pour atteindre jusqu'à 750 à 950 PgC, hausse suffisante pour contrebalancer l'élimination du carbone de l'atmosphère (200 PgC) et des réservoirs de la biosphère terrestre combinés (*degré de confiance élevé*). {5.1.2.2}

RT.1.2 Avancées des sciences du climat

RT.1.2.1 Produits basés sur les observations et leurs évaluations

Dans l'ensemble, les capacités d'observation ont continué de s'améliorer et de s'étendre depuis l'AR5, permettant d'accroître la cohérence entre les estimations indépendantes des facteurs climatiques, des rétroactions climatiques combinées et de l'augmentation observée de l'énergie et du niveau de la mer. Les enregistrements issus de données satellitaires et de réanalyses améliorées fournissent des éléments probants supplémentaires pour évaluer les changements à l'échelle globale et régionale. Cependant, il y a également eu des reculs dans la couverture ou la continuité de certaines données d'observation ainsi qu'un accès restreint aux données résultant de problèmes liés aux politiques de données. Certaines archives naturelles

du climat passé, telles que les glaciers tropicaux, ont également disparu (en partie à cause du changement climatique anthropique). {1.5.1, 1.5.2, 10.2.2}

Les observations du système Terre sont un facteur essentiel de progrès dans notre compréhension du changement climatique. Dans l'ensemble, les capacités d'observer le système climatique physique ont continué de s'améliorer et de s'étendre. Les améliorations sont particulièrement notables pour les réseaux d'observation de l'océan et les systèmes de télédétection. Les enregistrements obtenus par plusieurs techniques de mesure satellitaire récentes sont maintenant assez longs pour être pertinents pour les évaluations climatiques. Par exemple, il est possible d'obtenir sur l'ensemble du globe des profils à haute résolution verticale de la température et de l'humidité dans la haute troposphère et la stratosphère à partir du début des années 2000 grâce aux systèmes mondiaux de navigation par satellite, ce qui conduit à une réactualisation des estimations du réchauffement atmosphérique récent. L'amélioration des mesures du contenu thermique de l'océan, du réchauffement de la surface des terres émergées, de la perte de masse des calottes glaciaires et des variations du niveau de la mer permet de mieux boucler les bilans mondiaux de l'énergie et du niveau de la mer que dans l'AR5. S'agissant des réseaux d'observation en surface et par ballons, les réductions apparentes des données régionales résultent d'un ensemble de facteurs (problèmes de politique de données, difficultés à conserver et à communiquer les données, arrêt effectif des observations) et sont, dans une certaine mesure, contrebalancées par des améliorations ailleurs. Les limites des enregistrements d'observations d'évènements extrêmes et les lacunes spatiales des données restreignent actuellement l'évaluation de certains changements climatiques observés à l'échelle régionale. {1.5.1, 2.3.2, 7.2.2, encadré 7.2, encadré thématique 9.1, 9.6.1, 10.2.2, 10.6, 11.2, 12.4}

Les nouvelles reconstructions paléoclimatiques issues des archives naturelles ont permis de reconstituer de manière plus robuste la structure spatiale et temporelle des changements climatiques passés à plusieurs échelles de temps (encadré RT.2). Cependant, les archives paléoclimatiques (tels les glaciers tropicaux) et les archives naturelles modernes servant à l'étalonnage (par exemple les coraux et les arbres) disparaissent rapidement sous l'effet d'une multitude de contraintes, dont la hausse des températures (*degré de confiance élevé*). De grandes quantités d'observations instrumentales passées des conditions météorologiques et d'autres variables climatiques, tant sur terre qu'en mer, ne sont toujours pas numérisées ou accessibles, alors qu'elles pourraient combler les lacunes des jeux de données actuels. Cela comprend des mesures de la température (air et surface de la mer), de la pluviosité, de la pression en surface, de la vitesse et de la direction des vents, de l'ensoleillement et de nombreux autres paramètres qui remontent au XIX^{e} siècle. {1.5.1}

Les réanalyses combinent observations et modèles (par exemple un modèle de prévision numérique du temps) à l'aide de techniques d'assimilation des données permettant de fournir une estimation spatialement complète et dynamiquement cohérente de multiples variables qui décrivent l'évolution de l'état du climat. Depuis l'AR5, de nouvelles réanalyses ont été développées pour l'atmosphère et l'océan, alliant dans des proportions variables une résolution accrue, une extension des séries temporelles, une assimilation plus cohérente des données et davantage d'estimations des incertitudes disponibles. Il persiste des limites, par exemple dans la manière dont les réanalyses représentent les changements du cycle de l'eau à l'échelle globale. Les réanalyses régionales utilisent des modèles à haute résolution et domaine limité contraints par les observations régionales, les conditions aux limites provenant de réanalyses globales. Un *degré de confiance élevé* est associé au fait que les réanalyses régionales représentent mieux la fréquence des extrêmes et la variabilité des précipitations, de la température de l'air en surface et du vent en surface que les réanalyses globales et fournissent des estimations qui concordent mieux avec les observations indépendantes que les méthodes de descente d'échelle dynamique. {1.5.2, 10.2.1.2, annexe I}

RT.1.2.2 Performance des modèles climatiques

Ce rapport évalue les résultats des modèles climatiques qui participent à la phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP6) du Programme mondial de recherche sur le climat. Ces modèles bénéficient d'une représentation nouvelle et améliorée des processus physiques, chimiques et biologiques en jeu, ainsi que d'une résolution plus élevée que celle des modèles climatiques examinés dans les précédents rapports d'évaluation du GIEC. Cela a conduit à une amélioration de la simulation de l'état moyen récent de la plupart des indicateurs de grande échelle du changement climatique et de nombreux autres aspects au sein du système climatique. Certaines différences persistent par rapport aux observations, par exemple vis-à-vis de la structure régionale des précipitations. Les projections de l'augmentation de la température à la surface du globe, les caractéristiques spatio-temporelles du réchauffement et l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe issues des précédents rapports d'évaluation du GIEC et d'autres études sont globalement cohérentes avec les observations ultérieures, surtout si l'on tient compte des écarts entre les scénarios de forçage radiatif utilisés pour établir les projections et les forçages radiatifs qui se sont effectivement produits.

Les simulations historiques CMIP6 évaluées dans ce rapport ont une moyenne d'ensemble du changement de la température à la surface du globe qui se situe à moins de 0,2 °C des observations sur la majeure partie de la période historique, et le réchauffement observé se trouve dans la fourchette *très probable* de l'ensemble CMIP6. Certains modèles CMIP6 simulent toutefois un réchauffement qui se situe au-dessus ou au-dessous de la fourchette évaluée comme *très probable* du réchauffement observé. L'analyse de la capacité des modèles à simuler le réchauffement passé et les enseignements tirés des observations et de la théorie sont utilisés pour évaluer les projections du réchauffement planétaire (voir l'encadré thématique RT.1). L'accroissement de la résolution horizontale des modèles globaux améliore la représentation des caractéristiques de petite échelle et les statistiques des précipitations quotidiennes (*degré de*

***confiance élevé*). Les modèles du système Terre, qui incluent des rétroactions biogéochimiques supplémentaires, sont souvent aussi performants que les modèles climatiques globaux de moindre complexité qui ne tiennent pas compte de ces rétroactions supplémentaires (*degré de confiance moyen*). {1.3.6, 1.5.3, 3.1, 3.5.1, 3.8.2, 4.3.1, 4.3.4, 7.5, 8.5.1, 9.6.3.1}**

Les simulations de modèles climatiques coordonnées et rassemblées dans le cadre de la phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP6) conduit par le Programme mondial de recherche sur le climat, complétées par une série de résultats de la phase précédente (CMIP5), constituent un faisceau d'éléments probants central pour ce rapport. Les modèles CMIP6 de dernière génération disposent d'une meilleure représentation des processus physiques que les générations précédentes et d'un éventail plus large de modèles du système Terre qui représentent maintenant les cycles biogéochimiques. Par ailleurs, des modèles à plus haute résolution capables de mieux représenter les processus de petite échelle sont de plus en plus utilisés dans la recherche sur le changement climatique (figure RT.2, panneaux a et b). Les résultats d'initiatives coordonnées de modélisation du climat régional, telle l'expérience CORDEX (Expérience coordonnée de modélisation du climat régional), viennent compléter les modèles globaux CMIP et leur apportent une valeur ajoutée, notamment pour les secteurs à topographie complexe, les zones côtières et les petites îles, ainsi que pour les évènements extrêmes. {1.5.3, 1.5.4, 2.8.2, FAQ 3.3, 6.2.2, 6.4, 6.4.5, 8.5.1, 10.3.3, Atlas.1.4}

Les projections de l'augmentation de la température à la surface du globe et de la distribution spatiale du réchauffement communiquées dans les précédents rapports d'évaluation du GIEC et d'autres études sont globalement cohérentes avec les observations ultérieures (*éléments probants limités*, *degré de concordance élevé*), en particulier si l'on tient compte des écarts entre les scénarios de forçage radiatif utilisés pour établir les projections et les forçages radiatifs qui se sont effectivement produits (figure RT.3). Les projections du GMSL qui figuraient dans l'AR5 et le SROCC pour la période 2007-2018 se sont avérées cohérentes avec les tendances observées dans les valeurs du GMSL et les moyennes régionales pondérées issues des marégraphes. {1.3.6, 9.6.3.1}

Les simulations du climat moyen récent par les modèles CMIP6, sur lesquelles repose la présente évaluation, se sont améliorées par rapport aux modèles CMIP5 utilisés dans l'AR5 pour la plupart des indicateurs de grande échelle du changement climatique (*degré de confiance élevé*). Cela ressort clairement de la performance sur 18 indicateurs atmosphériques et terrestres de grande échelle simulés entre les trois générations de modèles (CMIP3, CMIP5 et CMIP6) lorsqu'ils sont confrontés aux données de réanalyses et d'observations (figure RT.2, panneau c). Les modèles du système Terre, caractérisés par des rétroactions biogéochimiques supplémentaires, sont souvent aussi performants voire plus performants que les modèles moins complexes et plus contraints qui n'intègrent pas ces rétroactions (*degré de confiance moyen*). {3.8.2, 10.3.3.3}

Le changement de la température à la surface du globe (moyenne multimodèle CMIP6) entre 1850-1900 et 2010-2019 est proche de la meilleure estimation du réchauffement observé. Certains modèles CMIP6 simulent toutefois un réchauffement qui se situe au-dessus ou au-dessous de la fourchette évaluée comme *très probable*. Les modèles CMIP6 reproduisent également les variations de la température de surface au cours du dernier millénaire, y compris le refroidissement qui suit les périodes d'activité volcanique intense (*degré de confiance moyen*). S'agissant de la température en altitude, le réchauffement de la haute troposphère tropicale continue d'être surestimé d'environ 0,1 °C par décennie entre 1979 et 2014 dans la plupart des modèles CMIP5 et CMIP6 (*degré de confiance moyen*), tandis que les écarts ont diminué entre les estimations simulées et les meilleures estimations, issues de données satellitaires, du changement de la température moyenne globale sur l'épaisseur de la stratosphère. {3.3.1}

Certains modèles CMIP6 montrent une amélioration de la représentation des nuages. Les modèles CMIP5 affichaient couramment un effet radiatif négatif de courtes longueurs d'onde des nuages qui était trop faible dans le climat actuel. Ces erreurs ont été réduites, notamment au-dessus de l'océan Austral, grâce à une simulation plus réaliste des gouttelettes d'eau surfondue en nombre suffisant et à l'augmentation correspondante de l'épaisseur optique des nuages. Une rétroaction négative de l'épaisseur optique des nuages en réponse au réchauffement en surface résulte d'un « éclaircissement » des nuages, via le changement actif de phase des particules nuageuses qui passent de l'état glacé à l'état liquide (augmentant l'effet radiatif de courtes longueurs d'onde des nuages) ; en conséquence, la rétroaction de courtes longueurs d'onde des nuages extratropicaux dans les modèles CMIP6 tend à être moins négative, ce qui améliore la cohérence avec les estimations fondées sur les observations (*degré de confiance moyen*). En général, les modèles CMIP6 représentent davantage de processus qui régissent les interactions aérosols-nuages que la génération précédente de modèles climatiques, mais seul un *degré de confiance moyen* peut être attribué au bénéfice de ces améliorations pour leur aptitude à simuler le forçage radiatif dû aux interactions aérosols-nuages. {6.4, 7.4.2, FAQ 7.2}

La simulation de la structure des précipitations par les modèles CMIP6 présente encore des lacunes, notamment sur l'océan tropical. L'accroissement de la résolution horizontale des modèles de climat globaux améliore la représentation des éléments de petite échelle et les statistiques des précipitations quotidiennes (*degré de confiance élevé*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que les modèles hydrologiques, régionaux et globaux à haute résolution représentent mieux les surfaces terrestres, y compris la topographie, la végétation et le changement d'usage des terres, ce qui peut améliorer la précision des simulations des changements régionaux dans le cycle terrestre de l'eau. {3.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 11.2.3}

Les modèles climatiques peuvent reproduire l'état moyen tel qu'observé récemment et l'augmentation généralisée des extrêmes de température à l'échelle de la planète et dans la plupart des régions (*degré de confiance élevé*), même si l'ampleur des tendances peut différer. On attribue un *degré de confiance élevé* à la capacité qu'ont les modèles de représenter la distribution spatiale à grande échelle des extrêmes de précipitations sur les terres émergées. Quant

à la simulation de l'intensité et de la fréquence des précipitations extrêmes, la performance globale des modèles CMIP6 est similaire à celle des modèles CMIP5 (*degré de confiance élevé*). {Encadré thématique 3.2, 11.3.3, 11.4.3}

La structure et l'ampleur des biais affectant la température moyenne multimodèle de l'océan n'ont pas changé de manière substantielle entre CMIP5 et CMIP6 (*degré de confiance moyen*). Depuis l'AR5, une meilleure concordance est constatée entre les estimations récentes observées et les simulations par les modèles des changements du contenu thermique dans les couches supérieures (< 700 m) de l'océan. Les modèles CMIP5 et CMIP6 reproduisent approximativement les circulations zonales et de retournement moyennes de l'océan Austral et la circulation de retournement moyenne de l'Atlantique Nord (AMOC). {3.5.1, 3.5.4, 9.2.3, 9.3.2, 9.4.2} Les modèles CMIP6 simulent mieux la sensibilité de l'étendue de la glace de mer arctique aux émissions anthropiques de CO_2 et représentent donc mieux l'évolution temporelle de la perte de glace de mer arctique observée par satellite (*degré de confiance élevé*). La capacité de modéliser les processus propres aux calottes glaciaires a considérablement progressé depuis l'AR5. En conséquence, un *degré de confiance moyen* est attribué à la représentation des processus fondamentaux liés au bilan de masse en surface et au recul de la ligne d'échouage (zone de transition entre une calotte glaciaire et une plate-forme de glace, où la glace commence à flotter) en l'absence d'instabilités. Cependant, un *degré de confiance faible* est associé aux simulations de l'instabilité des calottes glaciaires, de la désintégration des plates-formes de glace et de la fonte sous-glaciaire en raison de leur grande sensibilité au forçage océanique, incertain, et aux paramètres et conditions aux limites, également incertains. {1.5.3, 2.3.2, 3.4.1, 3.4.2, 3.8.2, 9.3.1, 9.3.2, 9.4.1, 9.4.2}

Les modèles CMIP6 sont capables de reproduire la plupart des aspects de la structure spatiale et de la variance du phénomène El Niño-oscillation australe (ENSO) et des modes de variabilité du bassin et du dipôle de l'océan Indien (*degré de confiance moyen*). Toutefois, certains processus sous-jacents sont encore mal représentés en dépit d'une légère amélioration dans CMIP6. Les modèles reproduisent très bien les caractéristiques spatiales et la variance observées du mode annulaire austral (SAM) et du mode annulaire boréal (NAM) (*degré de confiance élevé*). La tendance estivale du SAM est bien représentée, les modèles CMIP6 étant plus performants que les modèles CMIP5 (*degré de confiance moyen*). En revanche, la cause de la tendance vers une phase positive du NAM reste mal comprise. Dans le bassin de l'Atlantique tropical, qui contient le mode zonal et le mode méridional de l'Atlantique, des biais importants persistent pour l'état moyen et la variabilité modélisés. La performance des modèles reste limitée concernant leur capacité à représenter les anomalies de température de surface de la mer pour les modes décennaux de variabilité, malgré les améliorations survenues entre CMIP5 et CMIP6 (*degré de confiance moyen*) (voir également la section RT.1.4.2.2, tableau RT.4). {3.7.3–3.7.7}

Les simulations des puits de carbone terrestres mondiaux par les modèles du système Terre (ESM) se situent dans la fourchette des estimations basées sur les observations (*degré de confiance élevé*), mais la concordance à l'échelle globale masque d'importants désaccords régionaux. Il y a également un *degré de confiance élevé* dans le fait que les ESM simulent l'affaiblissement du flux net global de CO_2 vers l'océan au cours des années 1990, ainsi que son renforcement depuis les années 2000. {3.6}

Deux grandeurs importantes pour estimer la façon dont le système climatique réagit aux changements des concentrations de gaz à effet de serre (GES) sont la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) et la réponse transitoire du climat (TCR[16]). L'ensemble CMIP6 présente des plages de valeurs ECS et TCR plus larges que dans CMIP5 (voir la fourchette évaluée à la section RT.3.2). Il est possible, pour certains modèles, de relier ces valeurs de sensibilité plus élevées aux changements des rétroactions nuageuses en zone extratropicale (*degré de confiance moyen*). Divers émulateurs sont utilisés tout au long du rapport pour combiner les données des modèles CMIP6 et les évaluations indépendantes de l'ECS et de la TCR. Les émulateurs constituent une vaste catégorie de méthodes statistiques ou de modèles climatiques simples qui reproduisent le comportement d'ESM complexes afin de représenter les caractéristiques clés du système climatique, par exemple les projections globales de température de surface et de niveau de la mer. Dans l'AR6, les émulateurs servent principalement à l'extrapolation des informations issues des ESM et des contraintes observationnelles afin d'établir des projections sur un ensemble plus large de scénarios d'émissions, ce qui est possible grâce à leur efficacité de calcul. Le GTIII utilise également ces projections émulées pour classifier les scénarios. {Encadré 4.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6, encadré thématique 7.1, FAQ 7.2}

16 Dans ce rapport, la réponse transitoire du climat désigne la réaction de la température de surface dans le cas du scénario hypothétique où le dioxyde de carbone (CO_2) présent dans l'atmosphère augmente de 1 % an^{-1} depuis la période préindustrielle jusqu'au moment où la concentration de CO_2 atmosphérique a doublé.

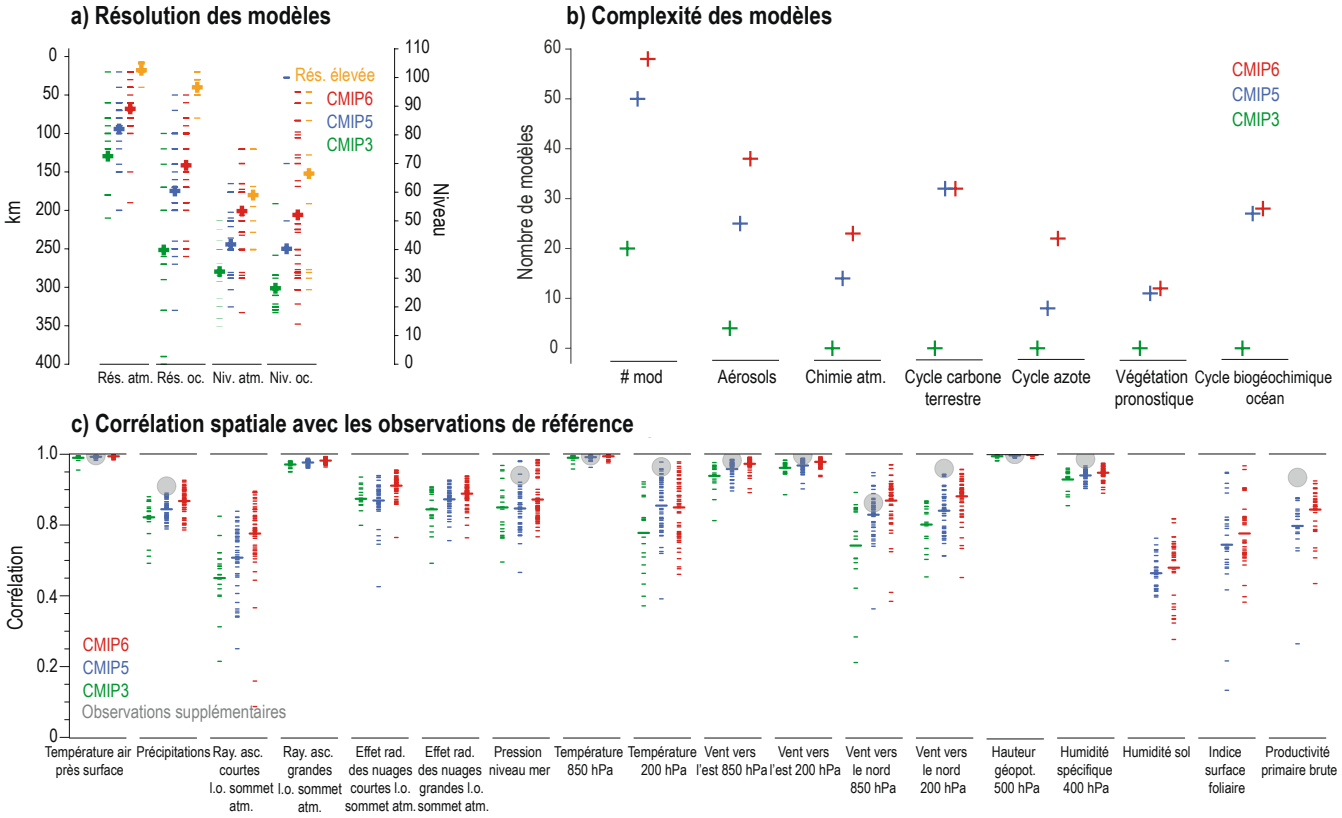


Figure RT.2 | Progrès des modèles climatiques. *Le but de cette figure est de montrer les améliorations apportées aux modèles climatiques actuels sur les plans de la résolution, de la complexité et de la représentation des variables clés.* **a)** Évolution de la résolution horizontale et des niveaux verticaux des modèles (d'après la figure 1.19). **b)** Évolution de l'inclusion des processus et de la résolution à partir de la phase 3 (CMIP3), de la phase 5 (CMIP5) et de la phase 6 (CMIP6 ; annexe II) du Projet de comparaison de modèles couplés. **c)** Corrélations spatiales centrées entre les modèles et les observations concernant la climatologie moyenne annuelle au cours de la période 1980-1999. Les résultats associés à chaque modèle CMIP3 (cyan), CMIP5 (bleu) et CMIP6 (rouge) (un membre de l'ensemble est utilisé) sont présentés par des lignes courtes, avec les moyennes d'ensemble correspondantes (lignes longues). Les corrélations sont établies entre les modèles et le principal jeu de données d'observation de référence (de gauche à droite : ERA5, GPCP-SG, CERES-EBAF, CERES-EBAF, CERES-EBAF, CERES-EBAF, JR-55, ERA5, ERA5, ERA5, ERA5, ERA5, ERA5, AIRS, ERA5, ESACCI-Soilmoisture, LAI3g, MTE). De plus, les corrélations entre le principal jeu de données de référence et les jeux de données d'observation supplémentaires (de gauche à droite : NCEP, GHCN, -, -, -, -, ERA5, HadISST, NCEP, NCEP, NCEP, NCEP, NCEP, NCEP, ERA5, NCEP, -, -, FLUXCOM) sont indiquées (cercles gris pleins) quand elles sont disponibles. Pour permettre une comparaison juste en tenant compte de la plage des résolutions des modèles, les corrélations spatiales ont été calculées après avoir ramené tous les jeux de données à une même résolution de 4° en longitude et 5° en latitude. (Développé à partir de la figure 3.43, produit avec ESMValTool version 2) {Figure 3.43}

RT.1.2.3 Compréhension de la variabilité du climat et des changements émergents

Les changements observés dans le climat sont sans équivoque à l'échelle du globe et sont de plus en plus manifestes aux échelles régionales et locales. Tant le rythme d'évolution à long terme que l'amplitude des fluctuations annuelles diffèrent selon les régions et selon les variables climatiques, ce qui affecte le moment où un changement émerge ou se dégage des variations naturelles (voir « Émergence » dans l'encadré « Notions essentielles »). Le signal du changement de température a émergé plus clairement dans les régions tropicales, où les variations d'une année à l'autre tendent à être faibles sur les terres émergées, que dans les régions où le réchauffement est plus important mais où les variations interannuelles sont grandes (*degré de confiance élevé*) (figure RT.3). Les changements à long terme d'autres variables ont émergé dans de nombreuses régions, par exemple certains extrêmes météorologiques et climatiques et l'étendue de la glace de mer en Arctique. {1.4.2, encadré thématique 3.1, 9.3.1, 11.3.2, 12.5.2}

Les jeux de données d'observation ont été étendus et améliorés depuis l'AR5, apportant davantage de preuves de l'évolution du climat et permettant de mieux estimer la variabilité naturelle du climat aux échelles décennales. Il y a un *degré de confiance très élevé* que le ralentissement du changement de la température à la surface du globe observé pendant la période 1998-2012, par rapport à 1951-2012, était temporaire, et un *degré de confiance élevé* qu'il était causé par la variabilité interne (en particulier la variabilité décennale dans le Pacifique) et par les variations de l'irradiance solaire et du forçage volcanique qui ont contrebalancé en partie le réchauffement anthropique pendant la même période. Le contenu thermique de l'océan mondial a continué d'augmenter tout au long de cette période, indiquant un réchauffement continu de l'ensemble du système climatique (*degré de confiance très élevé*). Les extrêmes chauds ont également continué d'augmenter sur les terres émergées pendant cette période (*degré de confiance élevé*). Même dans un climat qui se réchauffe constamment, des périodes de tendances

réduites et de tendances accrues de la température à la surface du globe continueront de survenir à l'échelle décennale pendant le XXIe siècle (*degré de confiance très élevé*). {Encadré thématique 3.1, 3.3.1, 3.5.1, 4.6.2, 11.3.2}

Depuis l'AR5, l'utilisation accrue de « grands ensembles », ou de multiples simulations avec le même modèle mais en modifiant les conditions initiales, permet de mieux appréhender les rôles respectifs de la variabilité interne et du changement forcé dans le système climatique. Les simulations et la compréhension des modes de variabilité climatique, y compris les téléconnexions, se sont améliorées depuis l'AR5 (*degré de confiance moyen*), et l'élargissement des ensembles permet de mieux quantifier l'incertitude des projections due à la variabilité interne du climat. {1.4.2, 1.5.3, 1.5.4, 4.2, 4.4.1, encadré 4.1, 8.5.2, 10.3.4, 10.4}

Il est possible de détecter les changements du climat régional même si les variations climatiques naturelles peuvent augmenter ou masquer temporairement le changement climatique anthropique aux échelles décennales. Bien que le forçage anthropique ait contribué à modifier les précipitations moyennes multidécennales dans plusieurs régions, la variabilité interne peut retarder l'émergence du signal anthropique de changements des précipitations à long terme dans de nombreuses régions terrestres (*degré de confiance élevé*). {10.4}

Les températures moyennes et les extrêmes chauds ont émergé au-dessus de la variabilité naturelle dans presque toutes les régions continentales (*degré de confiance élevé*). Des changements ont déjà affecté les variables liées à la température, comme les températures régionales, la durée de la saison de croissance de la végétation, les chaleurs extrêmes et le gel, et nombre de ces changements peuvent être attribués aux activités humaines (*degré de confiance moyen*). Plusieurs changements importants vis-à-vis des impacts n'ont pas encore émergé de la variabilité naturelle mais ils émergeront au cours du présent siècle, plus ou moins tôt selon le scénario d'émissions (*degré de confiance élevé*). L'acidification et la désoxygénation de l'océan ont déjà émergé dans la majeure partie de l'océan mondial, tout comme la réduction de la glace de mer arctique (*degré de confiance élevé*). {9.3.1, 9.6.4, 11.2, 11.3, 12.4, 12.5, Atlas.3–Atlas.11}

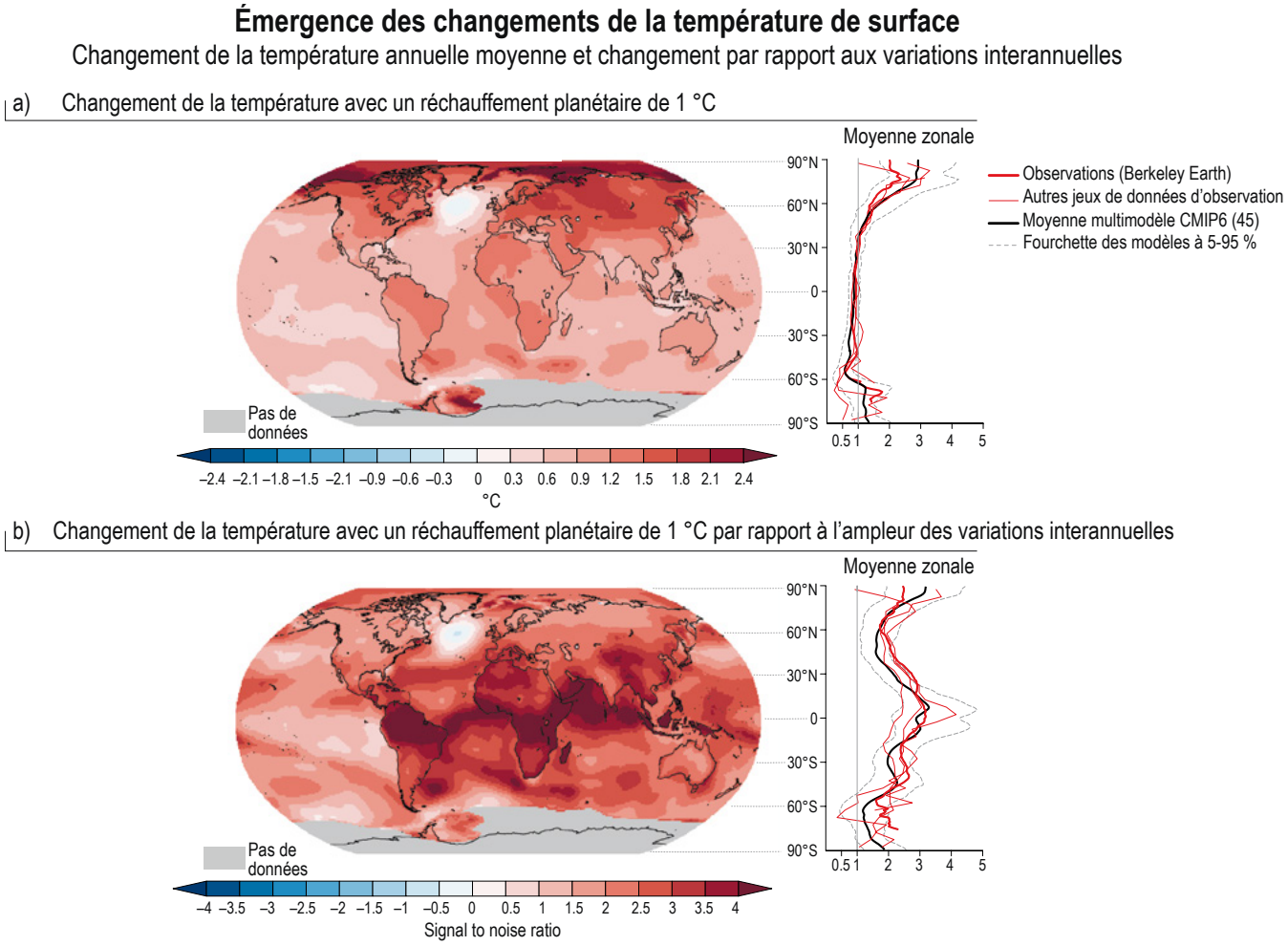


Figure RT.3 | Émergence des changements de la température au cours de la période historique. *Le but de cette figure est de montrer comment les changements de la température observés ont émergé et la concordance entre la structure de l'émergence et les simulations des modèles.* **a)** Changement de la température observé avec un réchauffement planétaire de 1 °C et **b)** rapport signal/bruit (changement de la température avec un réchauffement planétaire de 1 °C divisé par l'ampleur des variations interannuelles, en utilisant les données Berkeley Earth. Les panneaux de droite montrent les moyennes zonales des cartes et incluent les valeurs provenant de différents jeux de données d'observation (rouge) et des simulations CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) (noir, incluant la fourchette à 5-95 %) soumises au même traitement que les observations. {1.4.2, 10.4.3}

RT.1.2.4 Compréhension de l'influence humaine

Les preuves de l'influence humaine sur le changement climatique récent se sont peu à peu renforcées entre le deuxième et le cinquième rapport d'évaluation du GIEC et sont encore plus solides dans la présente évaluation, y compris aux échelles régionales et pour les valeurs extrêmes. Dans les travaux du GIEC, l'influence humaine désigne les activités humaines qui entraînent ou contribuent à une réponse climatique, par exemple les émissions de gaz à effet de serre d'origine humaine qui modifient les propriétés radiatives de l'atmosphère, entraînant un réchauffement des composantes atmosphérique, océanique et terrestre du système climatique. Parmi les autres activités humaines qui influent sur le climat figurent l'émission d'aérosols et d'autres facteurs de forçage climatique à courte durée de vie et le changement d'usage des terres (urbanisation, par exemple). Les progrès réalisés dans notre compréhension de l'influence humaine sont dus à l'allongement des jeux de données d'observation, à l'amélioration de l'information paléoclimatique, au renforcement du signal de réchauffement depuis l'AR5 et aux améliorations des modèles climatiques, de la compréhension physique et des techniques d'attribution (voir l'encadré « Notions essentielles »). Depuis l'AR5, l'attribution à l'influence humaine est devenue possible pour un plus large éventail de variables climatiques et de facteurs climatiques générateurs d'impact (CID, voir l'encadré « Notions essentielles »). De nouvelles techniques et analyses s'appuyant sur plusieurs éléments probants permettent d'attribuer avec plus de certitude à l'influence humaine les changements dans les extrêmes météorologiques et climatiques au niveau régional (*degré de confiance élevé*). {1.3, 1.5.1, appendice 1.A, 3.1-3.8, 5.2, 6.4.2, 7.3.5, 7.4.4, 8.3.1, 10.4, encadré thématique 10.3, 11.2-11.9, 12.4}

Combiner les éléments probants concernant l'ensemble du système climatique augmente le degré de confiance dans l'attribution du changement climatique observé à l'influence humaine et réduit les incertitudes que présentent les évaluations fondées sur des variables individuelles. {Encadré thématique 10.3}

Il a été établi depuis l'AR5 que l'accumulation d'énergie dans le système Terre constituait une mesure robuste du rythme du changement climatique global aux échelles de temps interannuelles à décennales. Le taux d'accumulation d'énergie équivaut au déséquilibre du bilan d'énergie de la Terre et peut être quantifié par les changements du bilan d'énergie global pour toutes les composantes du système climatique, y compris l'absorption de chaleur par l'océan mondial, le réchauffement de l'atmosphère, le réchauffement des terres émergées et la fonte des glaces. Le déséquilibre énergétique de la Terre (voir l'encadré « Notions essentielles ») présente une variabilité plus faible que les changements de la température à la surface du globe, ce qui permet de dégager et d'estimer les tendances avec plus d'exactitude. {Encadré 7.2 et section 7.2}

L'identification des éléments induits par les activités humaines qui contribuent au bilan énergétique procure une estimation implicite de l'influence humaine sur le changement climatique global (sections RT.2 et RT.3.1). {Encadré thématique « Attribution » dans le chapitre 1, 3.8, 7.2.2, encadré 7.2, encadré thématique 9.1}

Les changements climatiques régionaux peuvent être modérés ou amplifiés par un forçage régional dû au changement d'usage des terres et de couverture des sols ou aux concentrations d'aérosols et autres facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF). Par exemple, l'écart dans les tendances au réchauffement observées entre les villes et les environs peut être en partie attribué à l'urbanisation (*degré de confiance très élevé*). Les techniques classiques d'attribution permettent d'évaluer avec confiance l'influence humaine sur les changements climatiques de grande échelle (comme on l'a vu dans la section RT.2) ; les nouvelles techniques mises au point depuis l'AR5, notamment l'attribution d'évènements spécifiques, élargissent la confiance dans l'attribution de l'évolution des extrêmes climatiques au changement climatique (encadré RT.10). Plusieurs méthodes d'attribution corroborent la contribution de l'influence humaine à divers changements des précipitations moyennes multidécennales à l'échelle régionale (*degré de confiance élevé*). La compréhension des changements passés et futurs dans les extrêmes météorologiques et climatiques a progressé du fait de l'amélioration des jeux de données d'observation, de la compréhension physique des processus en jeu, d'une proportion croissante de publications scientifiques combinant différents éléments probants et d'une meilleure accessibilité de différents types de modèles climatiques (*degré de confiance élevé*) (voir les sections RT.2 et RT.4). {Encadré thématique « Attribution » dans le chapitre 1, 1.5, 3.2, 3.5, 5.2, 6.4.3, 8.3, 9.6, 10.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3, 10.5, 10.6, encadré thématique 10.3, encadré 10.3, 11.1.6, 11.2-11.9, 12.4}

RT.1.3 Évaluer le changement climatique à venir

Différentes approches peuvent être mises en oeuvre pour évaluer les changements climatiques futurs et synthétiser les connaissances liées à l'évaluation du changement climatique par le GTI, le GTII et le GTIII. Cela comprend : i) les scénarios, ii) les niveaux de réchauffement planétaire et iii) les émissions cumulées de CO_2 (voir l'encadré « Notions essentielles »). Les deux dernières approches permettent d'évaluer les projections indépendamment des scénarios et des trajectoires. D'autres choix, s'agissant par exemple des périodes de référence communes et des fenêtres temporelles sur lesquelles sont évalués les changements, peuvent également faciliter l'intégration au sein du rapport du GTI et dans l'ensemble de l'AR6 (voir la section RT.1.1). {1.4.1, 1.6, encadré thématique 1.4, 4.2.2, 4.2.4, encadré thématique 11.1}

RT.1.3.1 Scénarios de changement climatique

Ce rapport utilise de manière cohérente un ensemble de cinq scénarios illustratifs basés sur les trajectoires socio-économiques partagées, désignés SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5. Ces scénarios couvrent un éventail plus large d'évolution des gaz à

effet de serre et des polluants atmosphériques que dans les précédents rapports du GTI ; ils comprennent des trajectoires d'émissions élevées de CO_2 sans atténuation du changement climatique et de nouvelles trajectoires d'émissions faibles de CO_2 (figure RT.4). Dans ces scénarios, les différences en matière de contrôle de la pollution atmosphérique et les variations du niveau d'exigence en matière d'atténuation du changement climatique influent fortement sur les trajectoires d'émissions anthropiques de SLCF. Les modélisations reposant sur les trajectoires représentatives de concentration (RCP) qui ont été utilisées dans l'AR5 viennent compléter l'évaluation fondée sur les scénarios SSP, par exemple à l'échelle régionale.

Si on compare les simulations issues de CMIP5 (à l'aide des RCP) aux simulations issues de CMIP6 (basées sur les SSP), on voit qu'environ la moitié de la hausse du réchauffement simulé dans CMIP6, par rapport à CMIP5, provient du fait qu'une sensibilité climatique plus élevée est plus fréquente dans les versions CMIP6 des modèles ; l'autre moitié résulte d'un forçage radiatif plus important dans les scénarios correspondants (par exemple entre RCP8.5 et SSP5-8.5 ; *degré de confiance moyen*). La faisabilité ou la probabilité des divers scénarios ne fait pas partie de cette évaluation, qui se centre sur la réponse du climat à un large éventail de scénarios d'émissions. {1.5.4, 1.6, encadré thématique 1.4, 4.2, 4.3, 4.6, 6.6, 6.7, encadré thématique 7.1, Atlas.2.1}

La projection des changements climatiques à l'aide de modèles nécessite des informations sur les émissions ou les concentrations futures de gaz à effet de serre, d'aérosols et de substances appauvrissant la couche d'ozone, et sur l'usage des terres au fil du temps (figure RT.4). Ces informations peuvent provenir de scénarios, qui définissent des projections intrinsèquement cohérentes de ces grandeurs à partir d'hypothèses sur la manière dont les systèmes socio-économiques pourraient évoluer au XXIe siècle. Les émissions imputables aux sources naturelles, comme l'océan et la biosphère terrestre, sont généralement supposées constantes ou évoluant en réponse aux variations des forçages anthropiques ou au changement climatique projeté. Les forçages naturels, tels les changements passés de l'irradiance solaire et les éruptions volcaniques historiques, sont représentés dans les simulations modélisées qui portent sur l'ère historique. Les simulations des conditions futures qui sont évaluées dans ce rapport tiennent compte des changements projetés dans l'irradiance solaire, du forçage de fond moyen à long terme dû aux volcans, mais pas des éruptions volcaniques en tant que telles. Le GIEC recourt depuis longtemps aux scénarios pour procéder à l'étude systématique des futurs possibles et suivre la relation de cause à effet qui va des émissions anthropiques aux changements des concentrations atmosphériques, aux modifications du bilan énergétique de la Terre (« le forçage »), à l'évolution du climat global et finalement au changement des climats régionaux et des facteurs climatiques générateurs d'impact (figure RT.4, section RT.2, infographie RT.1). {1.5.4, 1.6.1, 4.2.2, 4.4.4, encadré thématique 4.1, 11.1}

L'incertitude des projections des changements climatiques qui résulte de l'évaluation de différentes conditions socio-économiques futures, appelée incertitude des scénarios, est analysée en recourant à un ensemble de scénarios. Conçus afin de couvrir un large éventail de conditions futures possibles, ces scénarios n'ont pas pour but de correspondre à la façon dont les évènements se dérouleront réellement et ne tiennent pas compte des impacts du changement climatique sur les trajectoires socio-économiques. Outre l'incertitude des scénarios, les projections des changements climatiques sont assujetties à l'incertitude de la réponse du climat (c'est-à-dire l'incertitude liée à notre compréhension des processus physiques clés et les incertitudes structurelles des modèles climatiques) et aux incertitudes irréductibles et intrinsèques associées à la variabilité interne. Selon les échelles spatiales et temporelles de la projection, et selon la variable étudiée, l'importance relative de ces incertitudes peut varier considérablement. {1.4.3, 1.6, 4.2.5, encadré 4.1, 8.5.1}

Les scénarios de l'AR6 couvrent une gamme d'émissions futures plus large que celle des scénarios de l'AR5, ils comprennent des scénarios d'émissions élevées de CO_2 sans atténuation du changement climatique et un scénario d'émissions faibles de CO_2 dans lequel les émissions nettes de CO_2 atteignent zéro vers le milieu du siècle (voir l'encadré « Notions essentielles »). Dans ce rapport, un ensemble de cinq scénarios illustratifs sont utilisés pour explorer l'évolution du climat au XXIe siècle et au-delà (section RT.2). Désignés SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5[17], ils couvrent une large gamme de niveaux de forçage radiatif en 2100. Ils débutent en 2015 et incluent des scénarios d'émissions élevées et très élevées de GES et d'émissions de CO_2 atteignant près du double des niveaux actuels d'ici à 2100 et 2050, respectivement (SSP3-7.0 et SSP5-8.5) ; des scénarios d'émissions intermédiaires de GES et d'émissions de CO_2 qui restent proches des niveaux actuels jusqu'au milieu du siècle (SSP2-4.5) ; des scénarios d'émissions très faibles et faibles de GES et d'émissions de CO_2 qui diminuent jusqu'à un niveau net égal à zéro aux alentours de 2050 ou après, puis des niveaux variables d'émissions nettes négatives de CO_2 (SSP1-1.9 et SSP1-2.6). Ces scénarios SSP apportent des données d'entrée avec un degré de détail sans précédent pour les simulations par ESM et permettent une évaluation plus poussée des facteurs et des réponses climatiques, en particulier parce que certains aspects (par exemple l'évolution temporelle des polluants, les émissions ou les changements d'usage des terres et de couverture des sols) couvrent un éventail plus large dans les SSP que dans les RCP de l'AR5. Les études de modélisation qui utilisent les RCP complètent l'évaluation basée sur les scénarios SSP, par exemple à l'échelle régionale (section RT.4). Les prolongements des scénarios reposent sur des hypothèses concernant l'évolution des émissions ou du forçage radiatif après 2100 qui sont indépendantes de la modélisation de la dynamique socio-économique, laquelle ne va pas au-delà de 2100. Des variantes de scénarios ont été utilisées en plus de la sélection principale pour étudier des dimensions particulières, comme la pollution atmosphérique ou le dépassement temporaire d'un niveau de réchauffement donné. {1.6.1, encadré thématique 1.4, 4.2.2, 4.2.6, 4.7.1, encadré thématique 7.1}

17 Dans ce rapport, les scénarios sont désignés par l'abréviation SSPx-y, où « SSPx » renvoie à la trajectoire socio-économique partagée (SSP) décrivant les tendances socio-économiques à la base du scénario et « y » renvoie au niveau cible approximatif du forçage radiatif (en W m^{-2}) résultant du scénario en 2100.

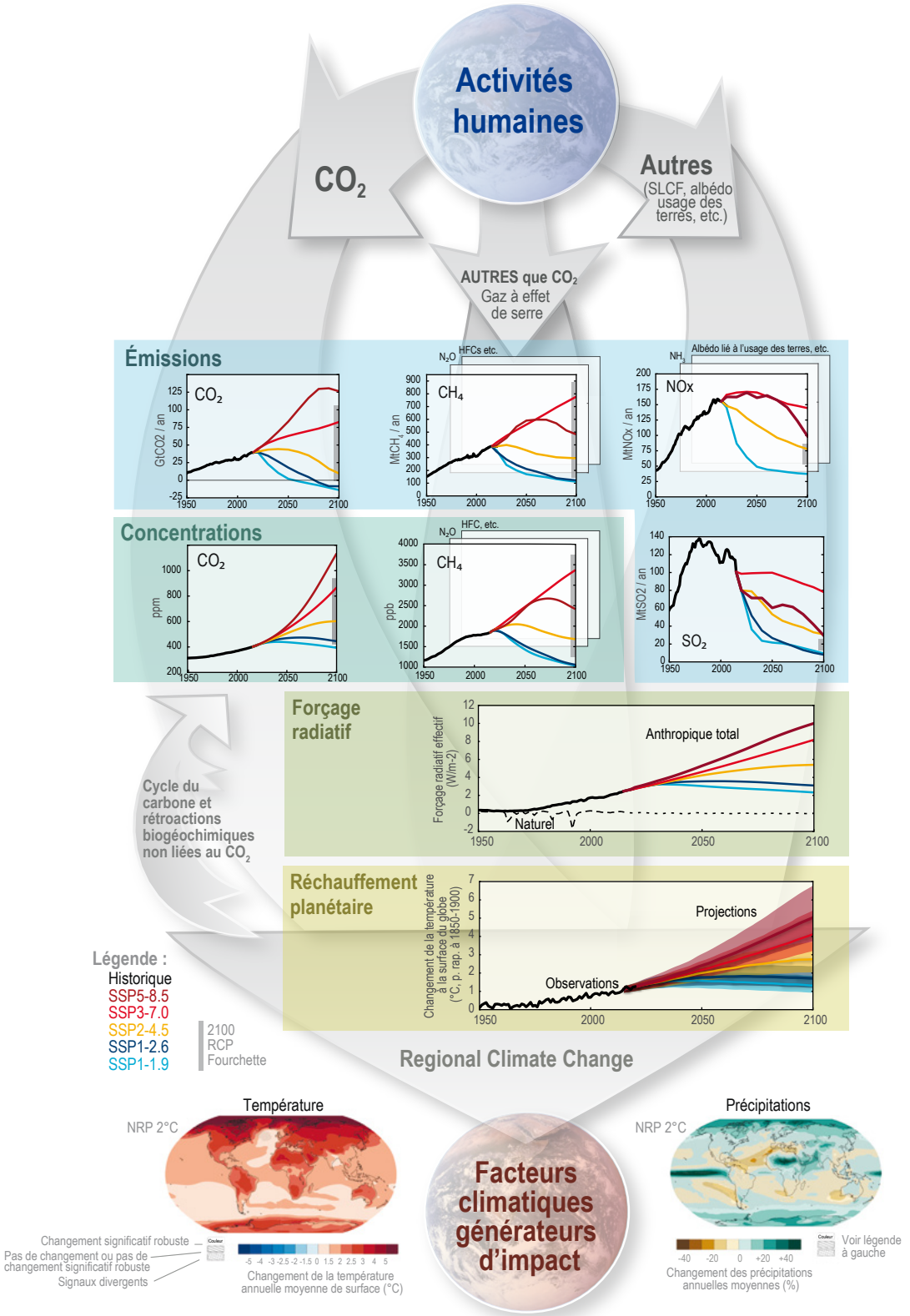


Figure RT.4 | La relation de cause à effet aboutissant au changement climatique. *Le but de cette figure est d'illustrer la chaîne de processus qui va des émissions anthropiques aux changements des concentrations atmosphériques, aux modifications du bilan énergétique de la Terre (le « forçage »), aux changements du climat global et enfin au climat régional et aux facteurs climatiques générateurs d'impact.* On y voit les cinq scénarios principaux des trajectoires socio-économiques partagées (SSP) ainsi que les fourchettes d'émissions et de concentrations correspondant aux précédents scénarios des trajectoires représentatives de concentration (RCP) en 2100 : émissions de dioxyde de carbone (CO_2) ($GtCO_2$ an^{-1}) en haut à gauche ; émissions de méthane (CH_4) au centre et émissions de dioxyde de soufre (SO_2) et d'oxydes d'azote (NO_x) en haut à droite (Mt an^{-1}) ; concentrations de CO_2 atmosphérique (ppm) et de CH_4 (ppb) sur la deuxième ligne à gauche et à droite ; forçage radiatif effectif d'origine naturelle et anthropique (W m^{-2}) sur la troisième ligne ; changements de la température de l'air à la surface du globe (°C) par rapport à 1850-1900 sur la quatrième ligne ; cartes des changements de température projetés (°C) et des changements des précipitations annuelles moyennes (%) avec un niveau de réchauffement planétaire (NRP) de 2 °C par rapport à 1850-1900 (voir également la figure RT.5), à gauche et à droite sur la ligne du bas. Le cycle du carbone et les rétroactions biogéochimiques non liées au CO_2 auront également une incidence sur la réponse finale aux émissions anthropiques (flèches à gauche). {1.6.1, encadré thématique 1.4, 4.2.2, 4.3.1, 4.6.1, 4.6.2}

Le scénario SSP1-1.9 se situe à l'extrémité inférieure des trajectoires d'émissions futures, qui se traduit par un réchauffement inférieur à 1,5 °C en 2100 et par un dépassement de température limité au-dessus de 1,5 °C au XXIe siècle (voir la figure RT.6). À l'autre extrémité se trouve le SSP5-8.5, qui représente le plus haut réchauffement des trajectoires d'émissions futures examinées dans la littérature scientifique. Les émissions de GES dans le SSP3-7.0 sont globalement moins élevées que dans le SSP5-8.5 mais, par exemple, les émissions de CO_2 y doublent encore presque d'ici à 2100 par rapport aux niveaux actuels. Les SSP2-4.5 et SSP1-2.6 sont des scénarios caractérisés par une plus forte atténuation du changement climatique et, par conséquent, des émissions de GES plus basses. Le SSP1-2.6 a été conçu pour contenir le réchauffement à moins de 2 °C. L'infographie RT.1 illustre les climats futurs selon différents SSP. Aucune probabilité n'est attachée aux scénarios évalués dans ce rapport et la meilleure information sur la faisabilité des différents scénarios, par rapport aux tendances actuelles, est fournie par la contribution du GTIII à l'AR6. Dans les articles consacrés à ces questions, la plausibilité de certains scénarios d'émissions élevées de CO_2, comme RCP8.5 ou SSP5-8.5, a été débattue à la lumière de l'évolution récente du secteur de l'énergie. Toutefois, les projections climatiques issues de ces scénarios restent utiles car on ne peut exclure les niveaux de concentration atteints dans RCP8.5 ou SSP5-8.5 et les climats futurs correspondants. Cela est dû à l'incertitude des rétroactions du cycle du carbone qui, dans des trajectoires d'émissions nominalement plus faibles, peut aboutir à des concentrations projetées qui excèdent les niveaux centraux de concentration généralement utilisés pour forcer les projections de modèles. {1.6.1 ; encadré thématique 1.4 ; 4.2.2, 5.4 ; SROCC ; chapitre 3 du rapport GTIII}

Les descriptions narratives socio-économiques qui sous-tendent les scénarios basés sur les SSP diffèrent dans le niveau de contrôle de la pollution atmosphérique considéré. Associée aux variations du niveau d'exigence en matière d'atténuation du changement climatique, cette différence a une forte incidence sur les trajectoires d'émissions anthropiques de SLCF, dont certains sont aussi des polluants atmosphériques.SSP1 et SSP5 supposent un contrôle strict de la pollution, anticipant un recul des émissions globales des précurseurs de l'ozone (à l'exception du méthane (CH_4)) et des aérosols et de la plupart de leurs précurseurs à moyen et long terme. Les réductions dues à la lutte contre la pollution atmosphérique sont encore plus importantes dans les scénarios qui supposent une décarbonation marquée, comme SSP1-1.9 ou SSP1-2.6. SSP2-4.5 est un scénario de contrôle moyen de la pollution dans lequel les émissions de polluants atmosphériques suivent les tendances actuelles, tandis que SSP3-7.0 est un scénario de faible contrôle de la pollution et de fortes hausses des émissions de polluants atmosphériques au XXIe siècle. Les émissions de méthane dans les scénarios basés sur les SSP varient selon le niveau d'exigence des mesures d'atténuation du changement climatique ; elles diminuent rapidement dans le SSP1-1.9 et le SSP1-2.6 mais ne reculent qu'après 2070 dans le SSP5-8.5. Les trajectoires SSP couvrent une gamme d'émissions de polluants atmosphériques plus large que les scénarios RCP (voir la figure RT.4), traduisant la possibilité de nettes différences régionales dans les politiques supposées de lutte contre la pollution. Leurs effets sur le climat et sur la pollution atmosphérique sont évalués dans l'encadré RT.7. {4.4.4, 6.6.1, figure 6.4, 6.7.1, figure 6.19}

Étant donné que les RCP sont également désignées par le niveau de forçage radiatif qu'elles atteignent en 2100, il est en principe possible de les relier aux scénarios principaux de l'AR6 (figure RT.4). On ne peut, cependant, comparer directement les RCP et les scénarios basés sur les SSP. Premièrement, les compositions gaz par gaz ne sont pas identiques ; par exemple, le SSP5-8.5 a des concentrations de CO_2 plus élevées mais des concentrations de CH_4 plus faibles que la RCP8.5. Deuxièmement, les trajectoires projetées au cours du XXIe siècle peuvent différer, même si elles aboutissent au même forçage radiatif en 2100. Troisièmement, le forçage radiatif effectif global (voir l'encadré « Notions essentielles ») n'est pas toujours semblable et tend à être plus élevé pour les SSP que pour les RCP qui portent la même désignation de forçage radiatif avec ajustement de la température stratosphérique. La comparaison des différences dans les projections CMIP5 et CMIP6 (encadré RT.1) qui ont été forcées respectivement par les RCP et les scénarios SSP montre qu'environ la moitié de l'écart dans le réchauffement simulé provient d'une sensibilité climatique accrue, plus répandue dans les versions CMIP6 des modèles ; le reste résulte d'un ERF supérieur dans les scénarios de même intitulé (par exemple RCP8.5 et SSP5-8.5 ; *degré de confiance moyen*) (voir la section RT.1.2.2). Dans SSP1-2.6 et SSP2-4.5, les changements d'ERF expliquent également la moitié environ des changements dans la plage de réchauffement (*degré de confiance moyen*). S'agissant de SSP5-8.5, la principale raison pour laquelle la valeur maximale du réchauffement projeté dans CMIP6 est plus élevée que pour RCP8.5 dans CMIP5 provient d'une sensibilité climatique plus élevée (*degré de confiance moyen*). Il convient de noter que l'AR6 utilise de multiples éléments probants, outre les résultats du CMIP6, pour évaluer la température à la surface du globe selon divers scénarios (voir l'analyse détaillée dans l'encadré thématique RT.1). {1.6, 4.2.2, 4.6.2.2, encadré thématique 7.1}

Les modèles du système Terre peuvent être forcés par les émissions anthropiques de CO_2 (simulations "forcées en émissions"), auquel cas la concentration de CO_2 atmosphérique est une variable projetée ; ils peuvent aussi l'être par des concentrations atmosphériques variables dans le temps (simulations "forcées en concentrations"). Dans les simulations forcées par les émissions, les changements du climat rétroagissent sur le cycle du carbone et modifient de manière interactive la concentration de CO_2 projetée dans chaque modèle ESM, ajoutant ainsi aux projections l'incertitude liée à la réponse du cycle du carbone au changement climatique. Les simulations forcées en concentrations reposent sur une estimation centrale des rétroactions du cycle du carbone, tandis que les simulations forcées en émissions aident à quantifier le rôle joué par l'incertitude des rétroactions. Les écarts entre simulations forcées en émissions et simulations forcées en concentrations effectuées par quelques modèles ESM pour le même scénario sont faibles et n'ont pas d'incidence sur les projections de la température à la surface du globe évaluées dans l'encadré thématique RT.1 et la section RT.2 (*degré de confiance élevé*). À la fin du XXIe siècle, les simulations forcées en émissions sont, en moyenne, inférieures de 0,1 °C environ aux simulations forcées en concentrations, reflètant des concentrations de CO_2 généralement moindres simulées par les modèles ESM forcés en émissions, et leur dispersion est plus grande d'environ 0,1 °C, reflétant la plage des concentrations de CO_2 simulées. Cependant, ces rétroactions climatiques liées au cycle du carbone influent bel et

bien sur la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE[18]), et leur quantification est cruciale pour estimer les bilans carbone résiduels compatibles avec les niveaux de réchauffement planétaire simulés par les ESM (voir la section RT.3). {1.6.1, encadré thématique 1.4, 4.2, 4.3.1, 5.4.5, encadré thématique 7.1}

RT.1.3.2 Niveaux de réchauffement planétaire et émissions cumulées de CO_2

La quantification de la structure de réponse spatialisée du changement climatique à divers niveaux de réchauffement planétaire (NRP), tels 1,5 °C ou 2 °C de plus qu'au cours de la période 1850-1900, est utile pour caractériser les changements du climat moyen, des extrêmes et des facteurs climatiques générateurs d'impact. Dans ce rapport, les niveaux de réchauffement planétaire servent de composante d'intégration indépendante du moment où le niveau de réchauffement est atteint et du scénario d'émissions ayant conduit à ce réchauffement. La structure de réponse de nombreuses variables climatiques à un NRP donné est cohérente entre différents scénarios. Ce n'est toutefois pas le cas pour les processus à réponse lente, tels que la perte de masse des calottes glaciaires et des glaciers, le réchauffement des profondeurs océaniques et l'élévation du niveau de la mer qui en résulte. La réponse de ces variables dépend du temps écoulé pour atteindre le NRP, diffère si le réchauffement est atteint dans un état de réchauffement transitoire ou après un dépassement temporaire du niveau en question et continuera d'évoluer sur des siècles à des millénaires même après la stabilisation du réchauffement planétaire. Les différents NRP sont étroitement reliés à des valeurs spécifiques d'émissions cumulées de CO_2, en raison de la relation quasi linéaire de ces dernières avec la température à la surface du globe. Ce rapport utilise principalement les NRP de 1,0 °C, 1,5 °C, 2,0 °C, 3,0 °C et 4,0 °C au-dessus des conditions de 1850-1900. {1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 5.5, encadré thématique 11.1, encadré thématique 12.1}

Pour de nombreux indicateurs du changement climatique, comme les précipitations et les températures extrêmes et moyennes de l'air en surface sur une année ou une saison, le niveau de réchauffement planétaire en surface donne une estimation juste de la structure géographique des changements, indépendamment des trajectoires précises d'émissions qui ont provoqué le réchauffement ou du moment où le niveau de réchauffement est atteint. Le NRP, défini comme l'augmentation de la température à la surface du globe, par exemple 1,5 °C ou 2 °C au-dessus de la moyenne 1850-1900, constitue donc un bon moyen d'intégrer l'information climatique indépendamment de scénarios ou de périodes spécifiques. {1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 11.2.4, encadré thématique 11.1}

L'utilisation des NRP permet de distinguer la contribution des changements de réchauffement planétaire des aspects régionaux de la réponse du climat, car les différences interscénarios des structures de réponse à un NRP donné sont souvent plus petites que l'incertitude des modèles et la variabilité interne. La relation entre le NRP et les structures de réponse est souvent linéaire, mais l'intégration de l'information peut également se faire dans le cas de changements non linéaires, comme la fréquence des extrêmes chauds. La condition à satisfaire est que la relation avec le NRP soit largement indépendante du scénario et de la contribution relative des agents de forçage radiatif. {1.6, 11.2.4, encadré thématique 11.1}

Le recours aux NRP pour intégrer l'information climatique présente certaines limites. Les variables qui réagissent rapidement au réchauffement, comme la température et les précipitations (y compris les valeurs extrêmes), la superficie de la glace de mer, le pergélisol et le manteau neigeux, présentent une faible dépendance à l'égard des scénarios pour un NRP donné ; au contraire, les variables à réponse lente, comme la masse des glaciers et des calottes glaciaires, le réchauffement des profondeurs océaniques et la contribution de ces derniers à l'élévation du niveau de la mer, dépendent fortement de la trajectoire de réchauffement suivie pour parvenir au niveau en question. Un NRP donné peut aussi être atteint avec différents équilibres entre les agents de forçage anthropiques, par exemple les émissions de gaz à effet de serre à longue durée de vie et les émissions de SLCF, et les structures de réponse peuvent dépendre de cette répartition. Enfin, une différence dans la réponse apparaît même dans le cas des variables liées à la température selon que le NRP est atteint dans un état transitoire de réchauffement rapide ou dans un état d'équilibre où le contraste de réchauffement terre-mer est moins prononcé. Dans ce rapport, les réponses climatiques à différents NRP sont calculées à partir des projections de modèles pour le XXIe siècle (voir la figure RT.5), qui ne sont généralement pas en équilibre. Le scénario SSP1-1.9 permet d'évaluer la réponse à un NRP d'environ 1,5 °C après une stabilisation à (relativement) court terme à la fin du XXIe siècle. {4.6.2, 9.3.1.1, 9.5.2.3, 9.5.3.3, 11.2.4, encadré thématique 11.1, encadré thématique 12.1}

Les niveaux de réchauffement planétaire sont très utiles comme dimension d'intégration à l'interface entre disciplines scientifiques et acteurs socio-économiques et sont justifiés par l'objectif à long terme de l'Accord de Paris de « [contenir] l'élévation de la température moyenne de la planète nettement en dessous de 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels et [de poursuivre] l'action menée pour limiter l'élévation des températures à 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels ». L'évolution des impacts agrégés en fonction des niveaux de température a également été largement utilisée et intégrée dans l'évaluation du GTII. Cela inclut les « motifs de préoccupation » et autres diagrammes à « dégradés de couleur » (de type « braises ardentes ») dans le rapport du GTII. L'usage des motifs de préoccupation a été élargi dans le SR1.5, le SROCC et le SRCCL en examinant explicitement les impacts différentiels pour des demi-degrés d'incréments de NRP et l'évolution du risque selon différentes hypothèses socio-économiques. {1.4.4, 1.6.2, 11.2.4, 12.5.2, encadré thématique 11.1, encadré thématique 12.1}

Le SR1.5 concluait : « Selon les projections des modèles climatiques, les caractéristiques climatiques régionales devraient présenter des différences robustes entre le moment présent et celui où le réchauffement planétaire atteindra 1,5 °C, et entre 1,5 °C et 2 °C ».

18 Variation transitoire de la température de surface par unité d'émissions cumulées de CO_2 (usuellement de 1 000 GtC).

Dans ce rapport, l'adoption d'un ensemble de NRP communs permet d'intégrer les projections climatiques, les impacts, les enjeux de l'adaptation et les défis de l'atténuation du changement climatique entre les trois groupes de travail, en référence à la période 1850-1900. Les NRP principalement examinés ici s'établissent à 1,0 °C (proche des conditions actuelles), 1,5 °C, 2,0 °C, 3,0 °C et 4,0 °C. {1.4, 1.6.2, encadré thématique 1.2, tableau 1.5, encadré thématique 11.1}.

Relier les scénarios et les niveaux de réchauffement planétaire

Dans ce rapport, les projections climatiques basées sur des scénarios sont traduites en NRP en agrégeant la réponse des modèles ESM à des NRP spécifiques pour tous les scénarios (voir la figure RT.5 et la figure RT.6). La structure de la réponse climatique liée à la période de 20 ans entourant le moment où chacune des simulations atteint un NRP donné est moyennée pour tous les modèles et scénarios qui atteignent ce niveau. La meilleure estimation et la fourchette *probable* du moment où un certain NRP est atteint dans le cas d'un scénario particulier (ou « moment de franchissement du NRP ») ne sont toutefois pas uniquement fondées sur les résultats de CMIP6 ; elles reposent sur une évaluation qui combine le réchauffement observé à ce jour, les résultats de CMIP6 et des éléments probants supplémentaires (voir l'encadré thématique RT.1). {4.3.4, encadré thématique 11.1, Atlas.2, Atlas interactif}

Les niveaux de réchauffement planétaire sont étroitement liés aux émissions cumulées de CO_2 (et d'équivalent CO_2 dans certains cas). Ce rapport confirme l'évaluation présentée dans la contribution du GTI à l'AR5 et dans le SR1.5, selon laquelle il existe une relation quasi linéaire entre les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation résultante de la température à la surface du globe (section RT.3.2). Cela signifie que la persistance des émissions de CO_2 entraînera la poursuite du réchauffement et des changements apparentés dans toutes les composantes du système climatique. Dans le cas d'une diminution des émissions cumulées de CO_2 (c'est-à-dire l'atteinte d'émissions nettes négatives), la relation est moins forte pour certaines composantes, tel le cycle hydrologique. Le rapport du GTI utilise les émissions cumulées de CO_2 pour comparer la réponse du climat selon les scénarios et établit un lien avec l'évaluation des trajectoires d'émissions par le GTIII. Les émissions cumulées de CO_2 présentent l'avantage d'être une caractéristique inhérente des scénarios d'émissions ; elles ne sont pas le résultat de projections basées sur des scénarios, où la relation de cause à effet entre les émissions et le changement de température comporte de grandes incertitudes (figure RT.4), par exemple l'incertitude dans l'ERF et la TCR. Elles peuvent également tisser un lien avec l'évaluation des options d'atténuation. Les émissions cumulées de CO_2 ne donnent pas d'information sur les émissions de gaz autres que le CO_2, mais il est possible d'inclure celles-ci dans certaines métriques afin d'estimer les émissions en équivalent CO_2. (Section RT.3.3) {1.3.2, 1.6, 4.6.2, 5.5, 7.6}

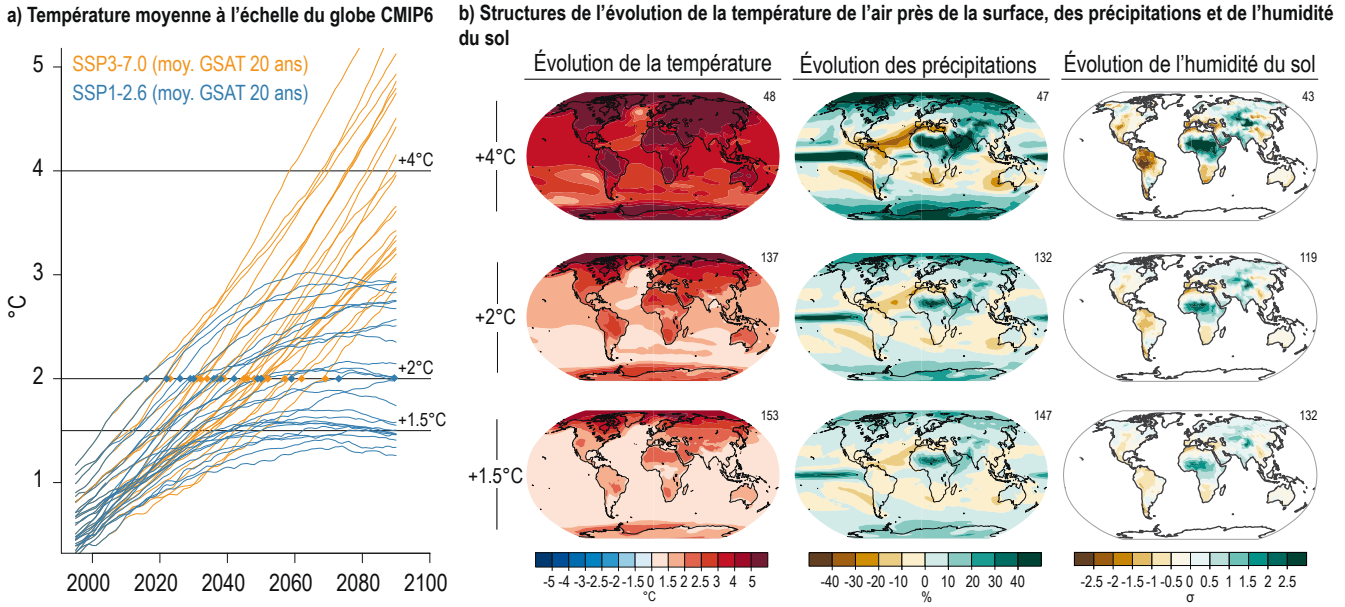


Figure RT.5 | Scénarios, niveaux de réchauffement planétaire et structures de changement. *Le but de cette figure est de montrer de quelle manière les scénarios sont reliés aux niveaux de réchauffement planétaire (NRP) et de donner des exemples de l'évolution des structures de changement selon les niveaux de réchauffement planétaire.* **a)** Exemple de NRP, défini comme la réponse de la température à la surface du globe aux émissions anthropiques dans les simulations non contraintes de CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), dans le cas de deux scénarios illustratifs (SSP1-2.6 et SSP3-7.0). Le moment où une simulation donnée atteint un NRP, par exemple +2 °C, par rapport à 1850-1900 est considéré comme le moment où l'année centrale d'une moyenne mobile sur 20 ans atteint pour la première fois ce niveau de réchauffement. Voir les points correspondant à +2 °C et noter que toutes les simulations n'atteignent pas tous les niveaux de réchauffement. L'évaluation du moment où un NRP est atteint prend en compte d'autres éléments probants, comme il en est question dans l'encadré thématique RT.1. **b)** Structures des réponses moyennes multimodèles et multisimulations de l'évolution de la température de l'air près de la surface, des précipitations (en pourcentage de changement) et de l'humidité du sol (en écarts types de la variabilité interannuelle) selon trois NRP. Le chiffre noté en haut à droite des panneaux correspond au nombre de simulations entrant dans le calcul des moyennes, en incluant tous les modèles qui atteignent le NRP correspondant dans l'une ou l'autre des cinq trajectoires socio-économiques partagées (SSP). Voir l'analyse présentée dans la section RT.2. {Encadré thématique 11.1}

RT.1.4 Information climatique, de l'échelle globale à régionale, pour l'évaluation des impacts et des risques

Le rapport du GTI de l'AR6 accorde une grande place à l'information régionale, mettant à profit la disponibilité accrue d'exercices coordonnés de projections d'ensembles par des modèles climatiques régionaux, ainsi que l'amélioration du niveau de sophistication et de la résolution des modèles climatiques mondiaux et régionaux (*degré de confiance élevé*). De multiples éléments probants peuvent servir à construire l'information climatique, de l'échelle globale à régionale, et peuvent faire l'objet d'une distillation au sein d'un processus de coproduction afin de répondre aux besoins des utilisateurs (*degré de confiance élevé*). Un cadre d'évaluation du risque, commun aux trois groupes de travail, a été mis en place au sein de l'AR6 en vue de mieux soutenir l'évaluation des risques, et les éventualités de faible probabilité mais à fort impact sont examinées de façon explicite par le GTI en utilisant des trames narratives de climat physique (voir l'encadré « Notions essentielles »).

Les facteurs climatiques générateurs d'impact sont des conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des évènements, des extrêmes) qui affectent la société ou des écosystèmes d'une certaine façon. Ils constituent l'apport du GTI au cadrage des risques, sans préjuger du fait que ces impacts offrent de potentielles opportunités ou soient préjudiciables (aléas, par exemple). Nombre de facteurs climatiques générateurs d'impact mondiaux et régionaux sont directement reliés aux niveaux de réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). {1.4.4, 1.5.2-1.5.4, encadré thématique 1.3, 4.8, 10.1, 10.5.1, encadré 10.2, encadré thématique 10.3, 11.2.4, 11.9, encadré 11.2, encadré thématique 11.1, 12.1-12.3, 12.6, encadrés thématiques 12.1 et 12.2, Atlas.1.3.3-1.3.4, Atlas.1.4, Atlas.1.4.4}.

Le changement climatique est un phénomène planétaire dont les manifestations diffèrent d'une région à l'autre. Les effets du changement climatique sont d'ordinaire ressentis aux échelles locale, nationale et régionale, qui sont aussi les échelles où la plupart des décisions sont prises. De plus en plus d'informations robustes sur l'évolution du climat sont disponibles à l'échelle régionale pour évaluer les impacts et les risques. Selon le contexte de l'information climatique, les secteurs géographiques étudiés dans l'AR6 peuvent être de vastes zones (sous-continents, bassins océaniques, etc.) ou des espaces typologiques (régions de mousson, littoraux, chaînes de montagnes, villes, etc.), comme c'est le cas dans la section RT.4. En outre, ce rapport inclut un nouvel ensemble de régions de référence du GTI de l'AR6 (figure RT.6, panneaux inférieurs). {1.4.5, 10.1, 11.9, 12.1-12.4, Atlas.1.3.3-1.3.4}

Les modèles climatiques globaux et régionaux sont d'importantes sources d'information climatique à l'échelle régionale. Depuis l'AR5, une évaluation plus complète de l'évolution passée et future d'une série de variables climatiques à l'échelle régionale a été rendue possible par la disponibilité accrue de projections d'ensemble coordonnées issues de modèles climatiques régionaux, ainsi que par l'augmentation du niveau de sophistication et de la résolution des modèles climatiques mondiaux et régionaux. À cela s'est ajoutée la réalisation d'études d'observation, d'attribution et de vulnérabilité sectorielle qui ont fourni, par exemple, des informations sur les seuils de tolérance pertinents pour l'évaluation des impacts. {10.3.3, 11.9, 12.1, 12.3, 12.6, Atlas.3-Atlas.11}

De multiples éléments probants dérivés d'observations, de simulations de modèles et d'autres méthodes peuvent servir à construire l'information climatique d'échelle régionale, comme le décrivent en détail les sections RT.4.1.1 et RT.4.1.2. En fonction du phénomène et du contexte particulier, ces sources et méthodologies comprennent la compréhension théorique des processus, des facteurs et des rétroactions pertinents du climat à l'échelle régionale ; les tendances dégagées d'observations provenant de multiples jeux de données ; et l'attribution de ces tendances à des facteurs spécifiques. Sont également utilisés des simulations issues de différentes catégories de modèles (notamment des modèles climatiques mondiaux et régionaux, des émulateurs, des méthodes de descente d'échelle statistique, etc.) et d'expériences (CMIP, CORDEX, grands ensembles de simulations à modèle unique avec différentes conditions initiales), des méthodes d'attribution et d'autres connaissances locales pertinentes (tels les savoirs autochtones) (voir l'encadré RT.11). {1.5.3, 1.5.4, encadré thématique 7.1, 10.2-10.6, 11.2, Atlas.1.4, encadré thématique 10.3}

L'information climatique tirée de multiples éléments probants peut faire l'objet d'une distillation au sein d'un processus de coproduction associant les utilisateurs, les parties concernées et les producteurs de l'information climatique, compte tenu du contexte particulier de la question examinée, des valeurs sous-jacentes et des défis de la communication entre différents publics. Le processus de coproduction est un élément essentiel des services climatiques, dont il est question à la section RT.4.1.2. {10.5, 12.6, encadré thématique 12.2}

Dans le souci d'éclairer le processus décisionnel à l'échelle locale ou régionale, un cadre commun d'évaluation du risque a été mis en place au sein de l'AR6. Des méthodologies ont été développées afin de bâtir des informations davantage axées sur les impacts et sur les risques et qui soient adaptées aux régions et aux parties prenantes. Les approches s'appuyant sur des trames narratives de climat physique servent à élaborer l'information climatique à partir de multiples éléments probants ; elles peuvent traiter explicitement des éventualités physiquement plausibles, mais de faible probabilité et à fort impact, et des incertitudes liées à la variabilité climatique dont il convient de tenir compte dans l'évaluation des risques (figure RT.6). {Encadré thématique 1.3, 4.8, encadré 9.4, 10.5, encadré 10.2, encadré 11.2, 12.1–12.3, 12.6, Glossaire}

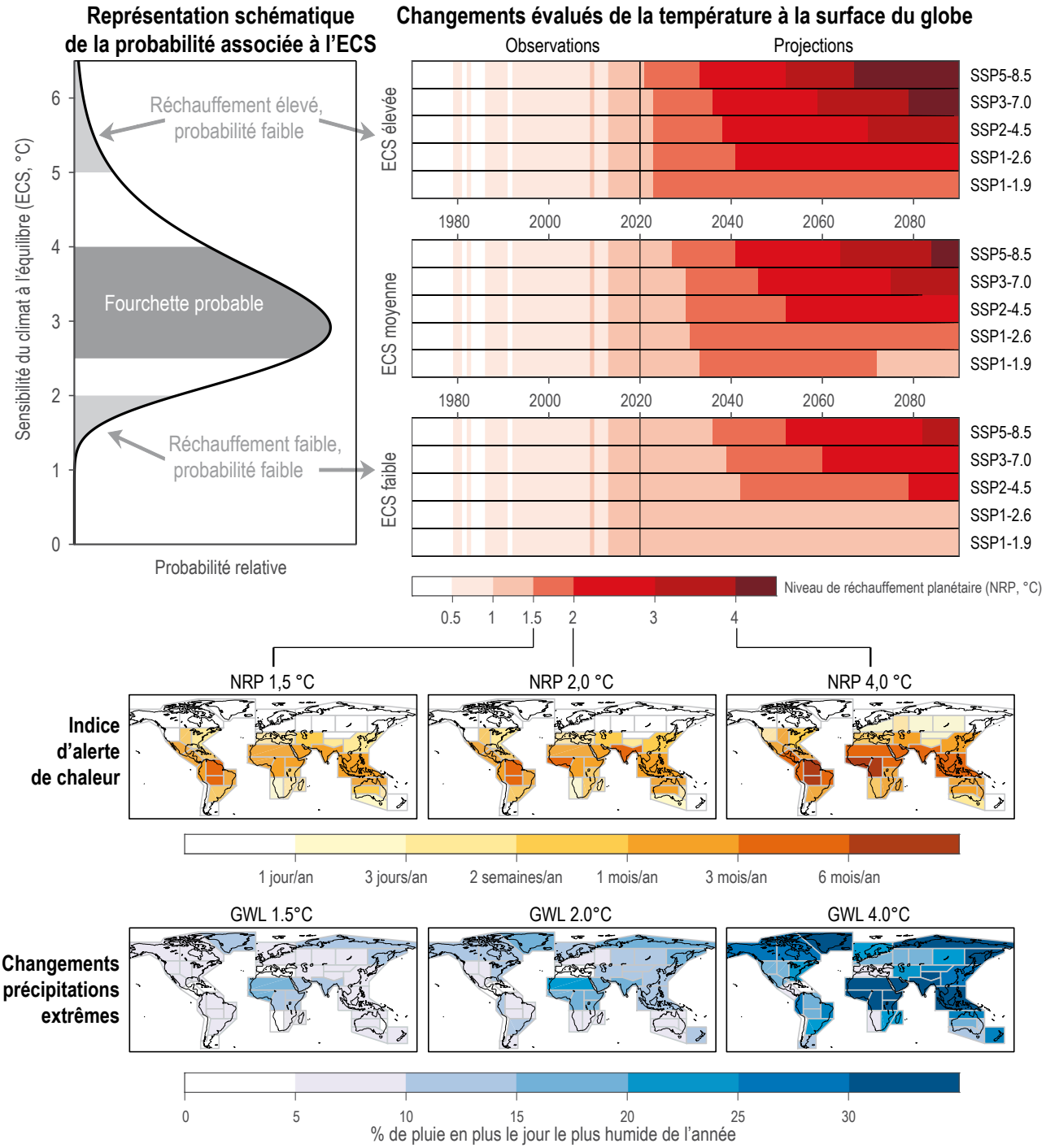


Figure RT.6 | Récapitulation graphique d'aspects essentiels du Résumé technique. *Le but de cette figure est de récapituler de nombreux aspects différents du Résumé technique touchant les changements observés et projetés de la température globale et les changements régionaux correspondants des facteurs climatiques générateurs d'impact qui présentent un intérêt pour l'évaluation des impacts et des risques.* **En haut à gauche :** Illustration schématique de la probabilité associée à la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS), selon l'évaluation de l'AR6 (voir le chapitre 7 et la section RT.3). Les valeurs ECS supérieures à 5 °C et inférieures à 2 °C sont dénommées respectivement « réchauffement élevé, probabilité faible » et « réchauffement faible, probabilité faible » (encadré RT.3). **En haut à droite :** Changements observés (voir l'encadré RT.1) et projetés de la température à la surface du globe, représentés par les niveaux de réchauffement planétaire (NRP) relativement à 1850-1900, en utilisant les séries chronologiques de probabilité évaluée à 95 % (haut), 50 % (milieu) et 5 % (bas) (voir le chapitre 4 et la section RT.2). **En bas :** Projections médianes CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) visant deux facteurs climatiques générateurs d'impact (voir la section RT.1.4) à trois NRP différents (colonnes 1,5 °C, 2 °C et 4 °C) dans les régions terrestres de l'AR6 (voir les chapitres 1 et 10, l'Atlas et la section RT.4). L'indice d'alerte de chaleur indique le nombre de jours par an, en moyenne dans chaque région, où un seuil d'alerte de chaleur de niveau « dangereux » pour la santé humaine serait émis selon l'Administration américaine pour les océans et l'atmosphère (NOAA HI41, voir le chapitre 12 et l'annexe VI). Les cartes de changement des précipitations extrêmes indiquent le changement en pourcentage de la quantité de pluie déversée le jour le plus pluvieux de l'année (Rx1jour, par rapport à 1995-2014, voir le chapitre 11) en moyenne dans chaque région quand le NRP indiqué est atteint. La section RT.4 examine d'autres facteurs climatiques générateurs d'impact. {1.4.4, encadré 4.1, 7.5, 11.4.3, 12.4}

Le cadre défini dans l'AR6 pour les facteurs climatiques générateurs d'impact facilite l'évaluation de conditions climatiques changeantes qui présentent un intérêt pour l'évaluation des impacts et des risques sectoriels. Les facteurs climatiques générateurs d'impact (CID) sont des conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des extrêmes, des évènements) qui affectent la société ou des écosystèmes d'une certaine façon et pourraient donc constituer une priorité en matière de fourniture d'informations climatiques. Par exemple, l'indice de chaleur que l'Administration américaine pour les océans et l'atmosphère (NOAA) utilise afin d'émettre des alertes est un indice de facteur générateur d'impact qui peut être associé aux conséquences néfastes du stress thermique pour la santé humaine (voir la figure RT.6). Selon la tolérance du système concerné, les CID et leurs changements peuvent avoir un effet préjudiciable (aléas dans le contexte des risques), bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système, des régions et des secteurs qui sont en interaction (en accord avec les chapitres sectoriels 2 à 8 du rapport du GTII). Chaque secteur est affecté par de multiples CID et chaque CID affecte de multiples secteurs. Le changement climatique a déjà modifié les profils des CID et entraîné des modifications de l'ampleur, de la fréquence, de la durée, de la saisonnalité et de l'étendue spatiale des indices correspondants (*degré de confiance élevé*) (voir les détails régionaux dans la section RT.4.3). {12.1-12.4, tableau 12.1, tableau 12.2, annexe VI}

De nombreux CID d'échelle globale et régionale, dont les extrêmes, sont directement reliés aux niveaux de réchauffement planétaire (NRP) et peuvent donc donner des indications sur les aléas associés aux risques principaux représentatifs et aux motifs de préoccupation évalués par le GTII de l'AR6. Cela comprend des aléas associés à la chaleur, au froid, à l'humidité et à la sécheresse (valeurs moyennes comme valeurs extrêmes), des aléas au sein de la cryosphère (manteau neigeux, étendue des glaces, pergélisol) et des aléas océaniques (vagues de chaleur marines) (*degré de confiance élevé*) (figure RT.6). Il est difficile de relier des NRP précis à des points de bascule et à des comportements irréversibles en raison des incertitudes des modèles et du manque d'observations, mais leur occurrence ne peut être exclue et la probabilité qu'ils surviennent augmente généralement aux niveaux de réchauffement plus élevés (encadré RT.1, section RT.9). {11.2.4, encadré 11.2, encadrés thématiques 11.1 et 12.1}

Encadré thématique RT.1 | Changement de la température à la surface du globe

Cet encadré synthétise les conclusions de l'évaluation de la température passée, présente et future à la surface du globe. La température moyenne à la surface du globe (GMST) et la température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT) sont les deux principales métriques de la température de surface utilisées dans les rapports du GIEC pour estimer le réchauffement planétaire. La GMST fusionne la température de surface de la mer (SST) dans les régions océaniques et la température de l'air à 2 m au-dessus des terres émergées et des zones de glace de mer ; elle est utilisée dans la plupart des estimations paléoclimatiques, historiques et actuelles. La métrique GSAT est la température de l'air à 2 m au-dessus de toutes les surfaces, elle constitue généralement le diagnostic tiré des modèles climatiques. Les changements de la GMST et de la GSAT au fil du temps diffèrent d'au maximum 10 % dans une direction ou l'autre (*degré de confiance élevé*), mais un *degré de confiance faible* est attribué au signe d'une éventuelle différence entre leurs tendances à long terme, à cause de désaccords dans les éléments probants issus des modèles et des observations directes, conjugués aux limites de notre compréhension théorique. Par conséquent, il est estimé actuellement que les changements à long terme de la GMST/GSAT sont identiques, avec une incertitude accrue dans les estimations de la GSAT. L'expression « température à la surface du globe » renvoie donc aux deux grandeurs dans le Résumé technique et le Résumé à l'intention des décideurs. {Encadré thématique 2.3}

La température à la surface du globe a augmenté de 0,99 °C [0,84 - 1,10 °C] entre 1850-1900 et les deux premières décennies du XXIe siècle (2001-2020) et de 1,09 °C [0,95 - 1,20 °C] entre 1850-1900 et 2011-2020. Les températures très élevées de la toute dernière décennie (2011-2020) dépassent la plage centennale la plus chaude reconstruite dans la période interglaciaire actuelle, il y a environ 6 500 ans [0,2 - 1 °C] (*degré de confiance moyen*). Il faut ensuite remonter à 125 000 ans environ, pendant la dernière période interglaciaire, pour trouver une plage de température pluriséculaire [0,5 - 1,5 °C] qui englobe les valeurs de 2011-2020 (*degré de confiance moyen*). La fourchette *probable* du changement de la température à la surface du globe dû aux activités humaines en 2010-2019 par rapport à 1850-1900 va de 0,8 °C à 1,3 °C, avec une estimation centrale de 1,07 °C, ce qui inclut la meilleure estimation du réchauffement observé pendant cette période, soit 1,06 °C avec une fourchette *très probable* de [0,88 - 1,21 °C], tandis que la fourchette *probable* du changement imputable au forçage naturel va seulement de -0,1 °C à +0,1 °C.

En moyenne sur la période 2081-2100, la température à la surface du globe sera *très probablement* supérieure de [1,0 - 1,8 °C] à celle de 1850-1900 dans le cas du scénario de faibles émissions de CO_2 (SSP1-1.9) et de [3,3 - 5,7 °C] pour le scénario d'émissions élevées de CO_2 (SSP5-8.5). Dans tous les scénarios évalués ici à l'exception du SSP5-8.5, l'estimation centrale du moment où le réchauffement à la surface du globe, en moyenne sur 20 ans, franchit le seuil de 1,5 °C se situe au début des années 2030, soit dans le bas de la fourchette *probable* (2030-2052) évaluée dans le SR1.5. Il est *plus probable qu'improbable*, dans le cas du scénario SSP1-1.9, que la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 reste inférieure à 1,6 °C tout au long du XXIe siècle, ce qui sous-entend que le niveau de 1,5 °C de réchauffement planétaire pourrait être dépassé temporairement de tout au plus 0,1 °C. D'ici à 2030, la température à la surface du globe au cours d'une année quelconque pourrait excéder 1,5 °C par rapport à 1850-1900,

Encandré thématique RT.1 (suite)

la probabilité étant comprise entre 40 et 60 % pour les scénarios étudiés ici (*degré de confiance moyen*). Une hausse de 2 °C de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 sera atteinte dans le cas du scénario SSP5-8.5, mais il est *extrêmement improbable* qu'elle le soit dans le cas du scénario SSP1-1.9. Des périodes de réduction et d'augmentation des tendances de la température à la surface du globe continueront de survenir à l'échelle décennale pendant le XXIe siècle (*degré de confiance très élevé*). L'effet qu'une forte atténuation aurait sur les tendances de la température à la surface du globe, pour une période de 20 ans, émergerait *probablement* à court terme (2021-2040), sous réserve de l'absence d'éruption volcanique majeure. (Figure RT.8, encadré thématique RT.1, figure 1) {2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 7.3}

Historique des températures de surface

Les innovations survenues dans les jeux de données, notamment la représentation plus complète des régions polaires, et la disponibilité de nouveaux jeux de données ont conduit à une évaluation révisée à la hausse du changement de température à la surface du globe par rapport aux estimations directement équivalentes présentées dans l'AR5. Il est estimé que les changements survenus dans la compréhension observationnelle entre l'AR5 et l'AR6 auraient, à eux seuls, modifié de 0,08 °C [-0,01 - 0,12 °C] l'évaluation des changements de température entre 1850-1900 et 1986-2005. La température à la surface du globe a augmenté de 0,85 °C [0,69 - 0,95 °C] entre 1850-1900 et 1995-2014, de 0,99 °C [0,84 - 1,20 °C] entre 1850-1900 et les deux premières décennies du XXIe siècle (2001-2020) et de 1,09 °C [0,95 - 1,20 °C] jusqu'à la dernière décennie (2011-2020). Chacune des quatre dernières décennies a, à son tour, été plus chaude que toute décennie antérieure depuis 1850. La hausse des températures a été plus rapide sur les terres émergées que sur l'océan depuis 1850-1900, le réchauffement atteignant 1,59 °C [1,34 - 1,83 °C] sur les terres émergées et 0,88 °C [0,68 -1,01 °C] sur l'océan en 2011-2020. {2.3.1, encadré thématique 2.3}

La température à la surface du globe pendant la période 1850-1900 est utilisée comme approximation des conditions préindustrielles, par souci de cohérence avec les rapports spéciaux de l'AR5 et l'AR6, sans ignorer que 1750 marque le début des influences anthropiques pour les forçages radiatifs. Il est *probable* que la période 1850-1900 a présenté un forçage anthropique net de 0,0 - 0,3 Wm^{-2} par rapport à 1750 (*degré de confiance moyen*) et que la période allant approximativement de 1750 à 1850-1900 a connu un changement de température à la surface du globe d'environ 0,1 °C (fourchette *probable* -0,1 - +0,3 °C, *degré de confiance moyen*), avec une composante anthropique de 0,0 °C à 0,2 °C (fourchette *probable*, *degré de confiance moyen*). {Encadré thématique 1.2, 7.3.5}

La température à la surface du globe a évolué au cours des temps géologiques (figure RT.1, encadré RT.2). Il y a environ 6 500 ans, la température à la surface du globe a commencé à diminuer de manière générale, tendance qui a culminé dans l'intervalle pluriséculaire le plus froid de la période postglaciaire (depuis à peu près 7 000 ans), qui est survenu entre 1450 et 1850 environ (*degré de confiance élevé*). Ces 50 dernières années, la température à la surface du globe a augmenté à un rythme sans précédent depuis au moins deux millénaires (*degré de confiance élevé*). Les températures très élevées de la toute dernière décennie (2011-2020) dépassent la plage centennale la plus chaude reconstruite pour la période interglaciaire actuelle, il y a environ 6 500 ans [0,2 - 1 °C] (*degré de confiance moyen*). Il faut ensuite remonter à 125 000 ans environ, pendant la dernière période interglaciaire, pour trouver une plage de température pluriséculaire [0,5 °C - 1,5 °C] qui englobe les valeurs de 2011-2020 (*degré de confiance moyen*) (encadré thématique RT.1, figure 1). Pendant la période chaude du Pliocène moyen, il y a 3,3 à 3,0 millions d'années, la température à la surface du globe était plus élevée de 2,5 °C à 4 °C (*degré de confiance moyen*). {2.3.1, encadré thématique 2.1 et 2.4}

Réchauffement actuel

L'ensemble des modèles CMIP6 reproduit les tendances et la variabilité observées depuis 1850 dans la température à la surface du globe avec des erreurs suffisamment faibles pour permettre la détection et l'attribution du réchauffement dû aux activités humaines (*degré de confiance très élevé*). Le réchauffement moyen à la surface du globe simulé par les modèles CMIP6 entre 1850-1900 et 2010-2019 est proche de la meilleure estimation du réchauffement observé, bien que certains de ces modèles simulent un réchauffement qui se situe hors de la fourchette observée évaluée comme *très probable*. {3.3.1}

La fourchette *probable* du changement de la température à la surface du globe dû aux activités humaines en 2010-2019 par rapport à 1850-1900 va de 0,8 °C à 1,3 °C, avec une estimation centrale de 1,07 °C (encadré thématique RT.1, figure 1), ce qui inclut la meilleure estimation du réchauffement observé pendant cette période, soit 1,06 °C avec une fourchette *très probable* de [0,88 - 1,21 °C], tandis que la fourchette *probable* du changement imputable au forçage naturel va seulement de -0,1 °C à +0,1 °C. Cette évaluation concorde avec une estimation de l'élévation de la température à la surface du globe d'origine humaine fondée sur les fourchettes évaluées des perturbations au sommet de l'atmosphère (forçage radiatif effectif) et avec les métriques des rétroactions de la réponse climatique (sensibilité du climat à l'équilibre et réponse transitoire du climat). Pendant la même période, le forçage dû aux gaz à effet

Encandré thématique RT.1 (suite)

de serre bien mélangés a probablement réchauffé la surface du globe de 1,0 °C à 2,0 °C, tandis que les aérosols et autres forçages anthropiques ont *probablement* refroidi la surface du globe de 0,0 °C à 0,8 °C. {2.3.1, 3.3.1, 7.3.5, encadré thématique 7.1}

Le ralentissement de la hausse de la température à la surface du globe observée pendant la période 1998-2012 (par rapport aux périodes précédentes et suivantes), parfois appelée « hiatus », a été temporaire (*degré de confiance très élevé*). L'augmentation de la température à la surface du globe entre 1998 et 2012 est aussi plus grande dans les jeux de données utilisés pour l'évaluation de l'AR6 que dans ceux dont on disposait au moment de l'AR5. Avec ces jeux de données d'observations actualisés et une comparaison cohérente, à l'identique, de la température simulée et observée à la surface du globe, toutes les estimations observées de la tendance 1998-2012 se situent à l'intérieur de la fourchette *très probable* des tendances CMIP6. De plus, le réchauffement du système climatique s'est poursuivi pendant cette période, comme le montrent le réchauffement continu de l'océan mondial (*degré de confiance très élevé*) et l'augmentation constante des extrêmes chauds au-dessus des terres émergées (*degré de confiance moyen*). La température à la surface du globe a présenté une forte hausse depuis 2012 et la période 2016–2020 a été la période de cinq ans la plus chaude depuis 1850 (*degré de confiance élevé*). {2.3.1, 3.3.1, 3.5.1, encadré thématique 3.1}

Changements futurs de la température à la surface du globe

Dans l'AR6, l'évaluation de l'évolution future de la température à la surface du globe est, pour la première fois dans un rapport du GIEC, établie de manière explicite en combinant les nouvelles projections pour les scénarios SSP avec les contraintes d'observation basées sur le réchauffement passé simulé, ainsi que les valeurs AR6 actualisées de la sensibilité du climat à l'équilibre et de la réponse transitoire du climat. De plus, ont été utilisées les prévisions climatiques initialisées à partir de l'état du climat observé pour la période 2019–2028. L'ajout d'éléments probants a réduit les fourchettes d'incertitude évaluées pour chaque scénario (encadré thématique RT.1, figure 1). {4.3.1, 4.3.4, encadré 4.1, 7.5}

À court terme (2021-2040), une hausse de 1,5 °C de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 est *très probable* dans le scénario SSP5-8.5, *probable* dans les scénarios SSP2-4.5 et SSP3-7.0 et *plus probable qu'improbable* dans les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6. Le moment de franchissement d'un niveau de réchauffement est défini ici comme le point médian de la première période de 20 ans au cours de laquelle la température moyenne à la surface du globe dépasse ce niveau. Dans tous les scénarios évalués ici à l'exception du SSP5-8.5, l'estimation centrale du franchissement du seuil de 1,5 °C se situe au début des années 2030. Cela correspond à la première partie de la fourchette *probable* (2030-2052) évaluée dans le SR1.5, qui supposait la poursuite du rythme de réchauffement de l'époque ; ce rythme a été confirmé dans l'AR6. Environ la moitié de cette différence provient d'un diagnostic de réchauffement historique plus élevé dans l'AR6. L'autre moitié est due au fait que, pour les estimations centrales de la sensibilité du climat, la plupart des scénarios montrent un réchauffement plus fort à court terme que le niveau « actuel » estimé dans le SR1.5 (*degré de confiance moyen*). En réponse à des scénarios analogues au SSP1-1.9 plutôt qu'avec une extrapolation linéaire, l'estimation dans le SR1.5 du moment où est franchi le niveau de réchauffement planétaire de 1,5°C est proche de l'estimation centrale de ce rapport. (Encadré thématique RT.1, tableau 1) {2.3.1, encadré thématique 2.3, 3.3.1, 4.3.4, encadré 4.1}

Il est *plus probable qu'improbable*, dans le cas du scénario SSP1-1.9, que la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 reste inférieure à 1,6 °C tout au long du XXIe siècle, ce qui implique que le niveau de 1,5 °C de réchauffement planétaire pourrait être dépassé temporairement de tout au plus 0,1 °C. Si la sensibilité du climat se situe près de la limite inférieure de la fourchette évaluée comme *très probable*, le niveau de réchauffement de 1,5 °C n'est pas franchi dans les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6 (*degré de confiance moyen*). D'ici à 2030, la température à la surface du globe au cours d'une année donnée, contrairement à la moyenne sur 20 ans, pourrait excéder 1,5 °C par rapport à 1850-1900, la probabilité étant comprise entre 40 % et 60 % pour les scénarios étudiés ici (*degré de confiance moyen*). (Encadré thématique RT.1, tableau 1) {4.3.4, 4.4.1, encadré 4.1, 7.5}

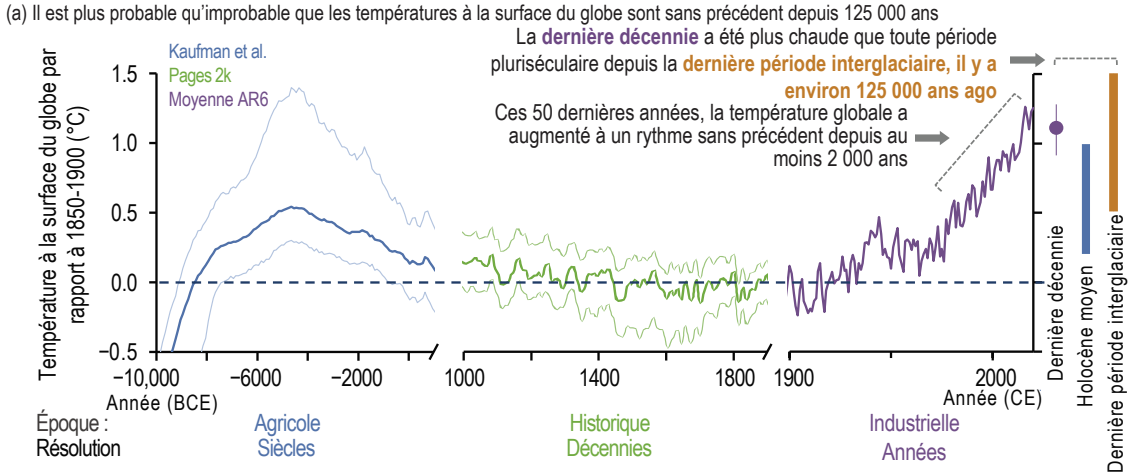
Au XXIe siècle, une hausse de 2 °C de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 sera dépassée dans le cas des SSP5-8.5 et SSP3-7.0 ; il est *extrêmement probable* que ce niveau sera franchi dans le cas du SSP2-4.5, mais il est *peu probable* qu'il le soit dans le cas du SSP1-2.6 et *extrêmement improbable* dans le cas du SSP1-1.9. Pour le moyen terme (2041-2060), le franchissement du niveau de réchauffement de 2°C est *très probable* dans le cas du SSP5-8.5, *probable* dans le cas du SSP3-7.0 et *plus probable qu'improbable* dans le cas du SSP2-4.5. (Encadré thématique RT.1, tableau 1) {4.3.4}

Des épisodes de réduction et d'augmentation des tendances de la température à la surface du globe continueront de survenir à l'échelle décennale pendant le XXIe siècle, mais sans influer sur le réchauffement à l'échelle centennale (*degré de confiance très élevé*). Si des mesures d'atténuation fortes sont prises à partir de 2020, comme reflété dans le SSP1-1.9, il est *probable* que leur effet sur les tendances à 20 ans de la température à la surface du globe émergera à court terme (2021-2040), en comparaison d'un scénario qui ne suppose aucune atténuation comme le SSP3-7.0 ou le SSP5-8.5. Tous les résultats concernant le franchissement du seuil de 1,5 °C supposent qu'aucune éruption volcanique majeure ne se produit à court terme (encadré thématique RT.1, tableau 1). {2.3.1, encadré

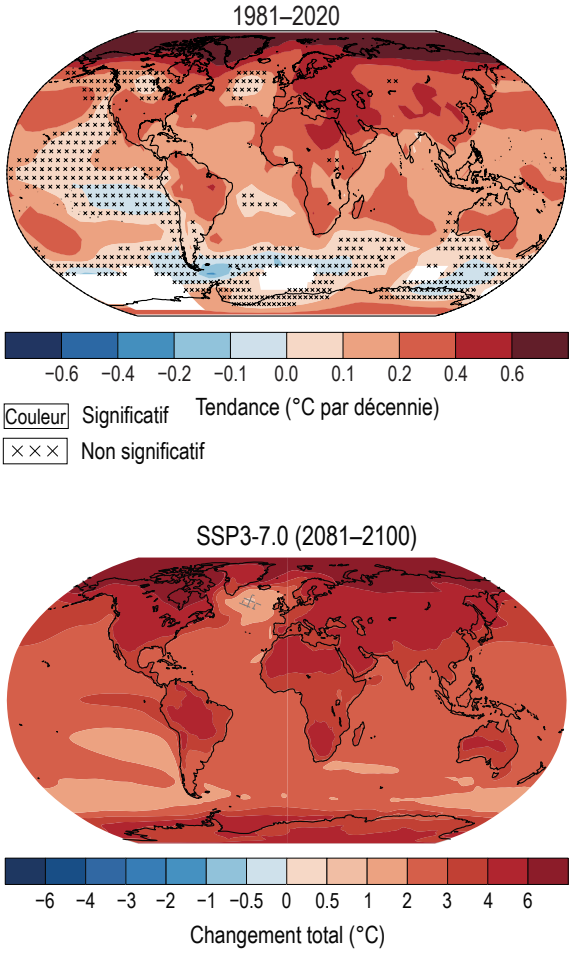
Encandré thématique RT.1 (suite)

Changements de la température de surface

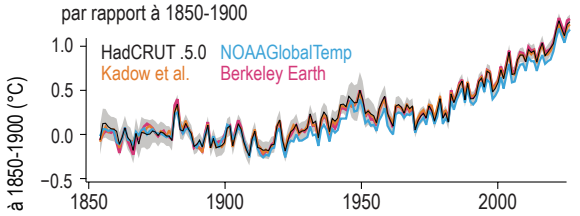
(a) Il est plus probable qu'improbable que les températures à la surface du globe sont sans précédent depuis 125 000 ans



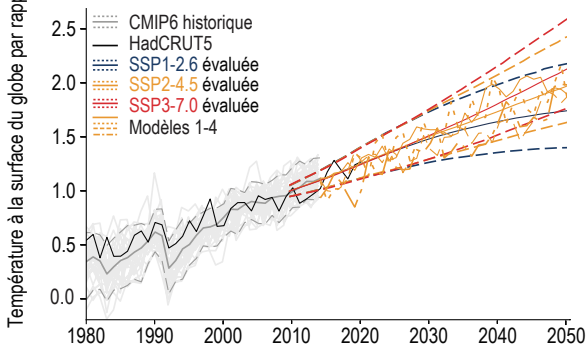
(b) Le réchauffement observé et projeté est plus prononcé sur les terres émergées que sur l'océan et atteint des valeurs maximales dans l'Arctique



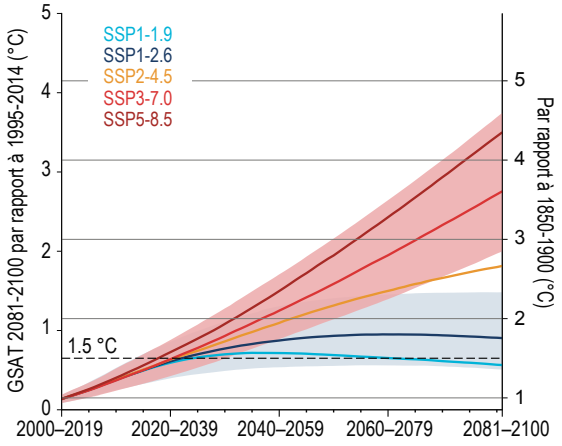
c) La température à la surface du globe s'est élevée de plus de 1 °C par rapport à 1850-1900



(d) La variabilité interne influera sur les rythmes de réchauffement à court terme



e) Le réchauffement en 2100 dépend du scénario



Encadré RT.1, figure 1 | Évolution passée et future de la température à la surface de la Terre)

Encandré thématique RT.1 (suite)

Encadré RT.1, figure 1 | (suite)– principaux résultats notés dans les panneaux. *Le but de cette figure est de montrer les changements observés dans la température à la surface du globe depuis l'Holocène jusqu'à aujourd'hui, ainsi que les changements projetés.* **a)** Température à la surface du globe pendant l'Holocène, divisé en trois périodes : i) de 12 000 à 1 000 ans (de 10 000 ans avant notre ère – AEC – à 1000 ans de notre ère – EC), par pas de temps de 100 ans, ii) de l'année 1000 à 1900 EC, avec lissage sur 10 ans et iii) de l'année 1900 à 2020 EC (moyenne des quatre jeux de données du panneau c). Les lignes épaisses montrent la médiane de la reconstruction multiméthode, avec les 5e-95e percentiles des membres de l'ensemble (lignes fines). Les barres verticales représentent les fourchettes (5e-95e percentiles) de la température à la surface du globe estimée pour la dernière période interglaciaire et l'Holocène moyen (*degré de confiance moyen*) (section 2.3.1.1). Toutes les températures sont indiquées par rapport à 1850-1900**. b)** Tendances spatiales (°C par décennie) pour (carte du haut) les données HadCRUTv5 sur la période 1981-2020 et (carte du bas, changement total) les changements moyens projetés multimodèles entre 1995-2014 et 2081-2100 dans le scénario SSP3-7.0. Les tendances observées ont été calculées là où existent des données à la fois dans la première et la dernière décennie et sur au moins 70 % de toutes les années de la période, à partir des moindres carrés ordinaires. Le caractère significatif est évalué par correction de modèle autorégressif AR(1) et indiqué par un pointillage. Les zones hachurées dans la carte du bas montrent les zones où les modèles divergent quant au caractère significatif des changements. **c)** Températures tirées des relevés instrumentaux de la période 1850-2020, y compris les moyennes annuelles pour les quatre jeux de données de la température à la surface du globe évalués dans la section 2.3.1.1.3 (voir les références dans le texte). L'ombrage gris montre l'incertitude associée à l'estimation HadCRUTv5. Toutes les températures sont indiquées par rapport à la période de référence 1850-1900. **d)** Évolution dans le passé récent et entre 2015 et 2050 du changement de la température annuelle moyenne à la surface du globe par rapport à 1850-1900, d'après les données HadCRUTv5 (en noir), les simulations historiques CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) (jusqu'en 2014, en gris, moyenne d'ensemble en trait plein, 5e et 95e percentiles en tirets, modèles individuels en trait fin) et les projections CMIP6 dans le cas du scénario SSP2-4.5, d'après quatre modèles dont la sensibilité du climat à l'équilibre est proche de la valeur centrale évaluée (en jaune, traits épais). Les fines lignes pleines de couleur montrent l'estimation centrale évaluée du changement sur 20 ans de la température à la surface du globe entre 2015 et 2050 selon trois scénarios, et les fines lignes pointillées de couleur les 5e et 95e quantiles correspondants. **e)** Changement projeté évalué du changement de la température à la surface du globe en moyenne mobile sur 20 ans pour cinq scénarios (estimation centrale en trait plein, fourchette *très probable* en ombré pour SSP1-2.6 et SSP3-7.0), par rapport à 1995-2014 (axe des ordonnées à gauche) et 1850-1900 (axe des ordonnées à droite). L'axe de droite est décalé vers le haut de 0,85 °C, soit l'estimation centrale du réchauffement observé en 1995-2014 par rapport à 1850-1900. L'axe de droite en e) est identique à l'axe des ordonnées en d). {2.3, 4.3, 4.4}

thématique 2.3, 4.3.4, 4.4.1, 4.6.3, encadré 4.1}

Au cours de la période 2081-2100, il est *très probable* que la température moyenne à la surface du globe excédera de [1,0 - 1,8 °C] celle de 1850-1900 pour le scénario de basses émissions de CO_2 (SSP1-1.9) et de [3,3 - 5,7 °C] pour le scénario d'émissions élevées de CO_2 (SSP5-8.5). S'agissant des scénarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 et SSP3-7.0, les fourchettes *très probables* correspondantes s'établissent respectivement à [1,3 - 2,4 °C], [2,1 - 3,5 °C] et [2,8 - 4,6 °C]. Les intervalles d'incertitude associées à la période 2081-2100 continuent d'être dominées par l'incertitude relative à la sensibilité du climat à l'équilibre et à la réponse transitoire du climat (*degré de confiance très élevé*) (encadré thématique RT.1, tableau 1). {4.3.1, 4.3.4, 4.4.1, 7.5}

Dans les projections CMIP6, la fourchette de changement de la température à la surface du globe est plus large que la fourchette évaluée (*degré de confiance élevé*) ; de plus, l'augmentation de la température à la surface du globe tend à être plus prononcée dans CMIP6 que dans CMIP5 (*degré de confiance très élevé*). {4.3.1, 4.3.4, 4.6.2, 7.5.6}

Encadré thématique RT.1, tableau 1 | Résultats de l'évaluation du changement moyen sur 20 ans de la température à la surface du globe à partir de multiples éléments probants. Le changement, en °C, est indiqué par rapport à la période de référence 1850-1900 pour les périodes définies (trois premières lignes) et comme la première période de 20 ans au cours de laquelle le changement de la température moyenne à la surface du globe dépasse le niveau spécifié par rapport à 1850-1900 (quatre dernières lignes). Les entrées donnent à la fois l'estimation centrale et, entre crochets, la fourchette *très probable* (5-95 %). La mention s.f. (sans franchissement) signifie que le seuil de réchauffement planétaire n'est pas dépassé pendant la période 2021-2100.

	SSP1-1.9	SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP3-7.0	SSP5-8.5
Court terme 2021–2040	1,5 [1,2 - 1,7]	1,5 [1,2 - 1,8]	1,5 [1,2 - 1,8]	1,5 [1,2 - 1,8]	1,6 [1,3 - 1,9]
Moyen terme 2041–2060	1,6 [1,2 - 2,0]	1,7 [1,3 - 2,2]	2,0 [1,6 - 2,5]	2,1 [1,7 - 2,6]	2,4 [1,9 - 3,0]
Long terme 2081–2100	1,4 [1,0 - 1,8]	1,8 [1,3 - 2,4]	2,7 [2,1 - 3,5]	3,6 [2,8 - 4,6]	4,4 [3,3 - 5,7]
1,5 °C	2025–2044 [2013–2032 à s.f.]	2023–2042 [2012–2031 à s.f.]	2021–2040 [2012–2031 à 2037–2056]	2021–2040 [2013–2032 à 2033–2052]	2018–2037 [2011–2030 à 2029–2048]
2 °C	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [2031–2050 à s.f.]	2043–2062 [2028–2047 à 2075–2094]	2037–2056 [2026–2045 à 2053–2072]	2032–2051 [2023–2042 à 2044–2063]
3 °C	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [2061–2080 à s.f.]	2066–2085 [2050–2069 à s.f.]	2055–2074 [2042–2061 à 2074–2093]
4 °C	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [s.f. à s.f.]	s.f. [2070–2089 à s.f.]	2075–2094 [2058–2077 à s.f.]

RT.2 Changement climatique à grande échelle : climat moyen, variabilité et extrêmes

Cette section résume les connaissances acquises sur le changement climatique à grande échelle observé et projeté (y compris la variabilité et les extrêmes), les facteurs en jeu et l'attribution aux activités humaines des modifications survenues. Elle décrit les changements de grande ampleur observés et projetés qui sont associés aux principales composantes du système climatique, soit l'atmosphère, l'océan (y compris le niveau de la mer), les terres émergées, la biosphère et la cryosphère, ainsi qu'aux cycles du carbone, de l'énergie et de l'eau. Chaque sous-section présente de manière intégrée, quand c'est possible, les changements passés reconstruits, les changements récents observés et attribués et les changements projetés à court et à long terme dans le climat moyen, la variabilité et les extrêmes. Plus d'informations sur les scénarios utilisés pour les projections sont données dans la section RT.1.3.1.

RT.2.1 Changements dans l'ensemble du système climatique global

Outre la température à la surface du globe (encadré thématique RT.1), une large palette d'indicateurs sont en train de changer rapidement dans toutes les composantes du système climatique (figure RT.7), beaucoup atteignant des niveaux sans précédent depuis des millénaires. Ces changements observés fournissent une image cohérente d'un monde qui se réchauffe, dont de nombreux aspects sont maintenant expressément attribués à l'influence humaine ; pour la première fois dans un rapport d'évaluation du GIEC, l'influence humaine sur les composantes atmosphériques, océaniques et terrestres du système climatique dans leur ensemble est évaluée comme étant sans équivoque (tableau RT.1, figure RT.7).

Il est *quasi certain* qu'une réduction rapide et prononcée des émissions mondiales de GES permettrait de limiter la hausse de la température à la surface du globe et les changements connexes. La poursuite des émissions de GES accroît fortement la probabilité que surviennent des changements potentiellement irréversibles dans le système climatique global (encadré RT.9), en ce qui concerne notamment la contribution des calottes glaciaires à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle du globe (*degré de confiance élevé*). {2.3, 3.8, 4.3, 4.6, 4.7, 7.2-7.4, encadré thématique 7.1, 9.2-9.6}

Les simulations (au moyen de modèles du système Terre) de la période historique débutant en 1850 ne parviennent à reproduire les changements observés dans divers indicateurs climatiques clés que lorsque les forçages anthropiques sont pris en compte (figure RT.7). Cela, ajouté aux connaissances théoriques actuelles et aux nombreuses études d'attribution formelles portant sur un éventail encore plus large d'indicateurs, sous-tend l'attribution sans équivoque à l'influence humaine du réchauffement observé de l'atmosphère, de l'océan et des terres émergées (tableau RT.1). {2.3, 3.8}

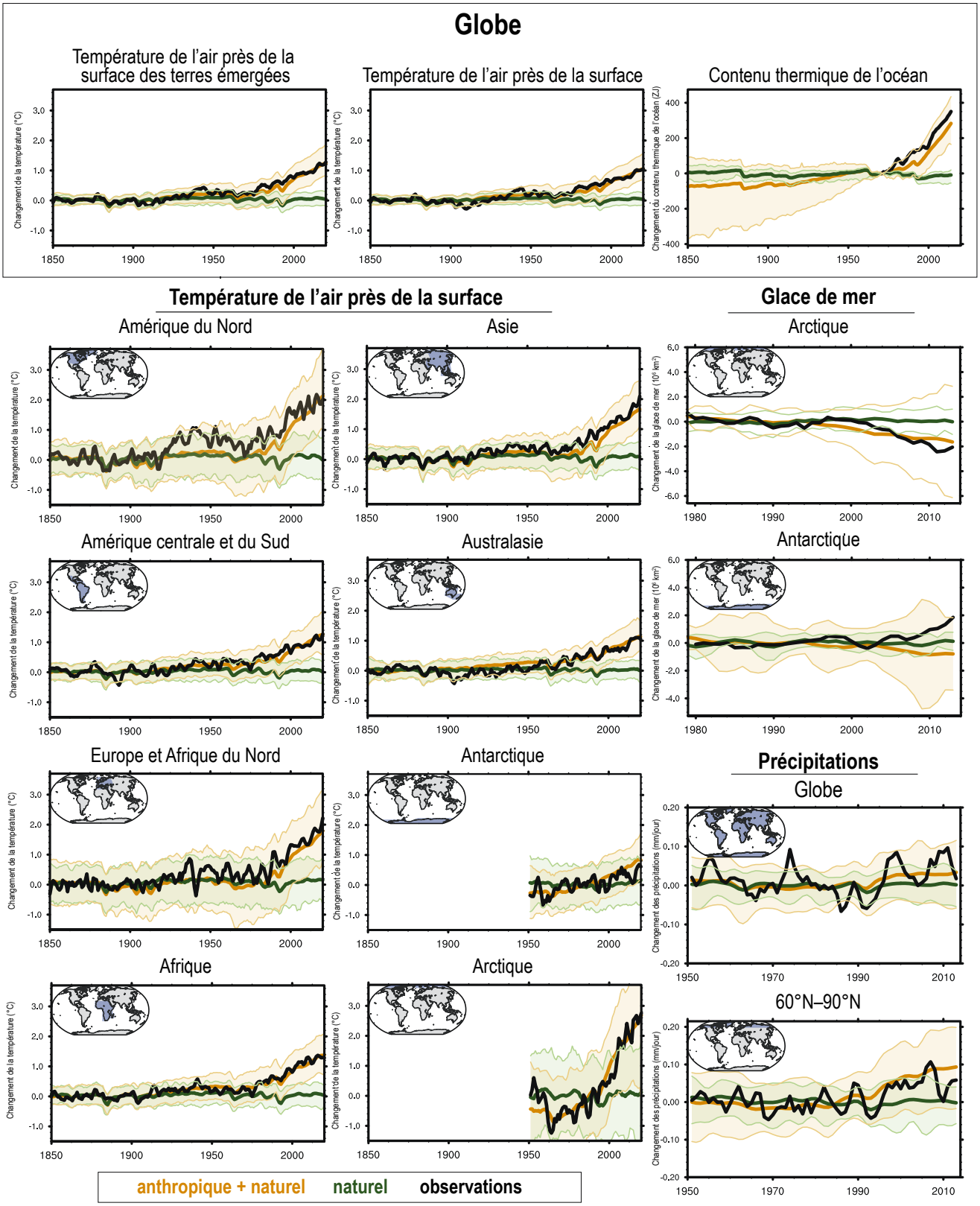


Figure RT.7 | Changements simulés et observés, par rapport à la moyenne 1850-1900, des principaux indicateurs à grande échelle du changement climatique dans les continents, les bassins océaniques et le globe jusqu'en 2014. *Le but de cette figure est de comparer les changements observés et simulés sur la période historique pour un ensemble de variables et de régions, avec et sans forçages anthropiques, à des fins d'attribution.* Les lignes noires correspondent aux observations, les lignes et les enveloppes orange montrent la moyenne multimodèle et les fourchettes des 5-95e percentiles dans les simulations historiques CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) qui incluent les forçages anthropiques et naturels, et les lignes et les enveloppes vertes montrent la moyenne multimodèle et les fourchettes des 5-95e percentiles correspondantes dans les simulations CMIP6 qui incluent uniquement les facteurs naturels. Les observations postérieures à 2014 (dont, par exemple, une forte diminution de la superficie de la glace de mer dans l'Antarctique qui ne donne lieu à aucune tendance globale significative depuis 1979) ne sont pas présentées car les simulations historiques CMIP6 s'achèvent en 2014. Un lissage par moyenne mobile sur 3 ans a été réalisé sur toutes les séries chronologiques d'observations. {3.8, figure 3.41}

Tableau RT.1 | Évaluation des changements observés des indicateurs à grande échelle du climat moyen pour l'ensemble des composantes du système climatique et de leur attribution à l'influence humaine. La couleur indique le degré de confiance évalué/la probabilité associée à la contribution humaine en tant que facteur ou principal facteur[19] (ce qui est signalé) lorsque l'information est disponible (voir la légende des couleurs). Les cellules à fond blanc renferment un texte explicatif. La section du chapitre donnant accès à des informations plus détaillées est indiquée dans chaque cellule du tableau.

Changement de l'indicateur	Évaluation du changement observé	Évaluation de la contribution humaine
Atmosphère et cycle de l'eau		
Hausse de la température moyenne de l'air à la surface du globe depuis 1850-1900	{2.3.1, encadré thématique 2.3}	La fourchette *probable* de la contribution humaine (0,8 - 1,3 °C) englobe le réchauffement observé (0,9 - 1,2 °C) {3.3.1}
Réchauffement de la troposphère depuis 1979	{2.3.1}	Principal facteur {3.3.1}
Refroidissement de la basse stratosphère	Depuis le milieu du XXe siècle {2.3.1}	Principal facteur, de 1979 au milieu des années 1990 {3.3.1}
Changements à grande échelle des précipitations et de l'humidité dans la haute troposphère	{2.3.1}	{3.3.2, 3.3.3}
Expansion de la circulation de Hadley (moyenne zonale) depuis les années 1980	{2.3.1}	Hémisphère Sud {3.3.3}
Océan		
Augmentation du contenu thermique de l'océan depuis les années 1970	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.1, encadré thématique 9.1}	Principal facteur {3.5.1}
Changement de la salinité depuis le milieu du XXe siècle	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.2}	{3.5.2}
Élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe depuis 1971	{2.3.3, 9.6.1}	Principal facteur {3.5.3}
Cryosphère		
Perte de glace de mer arctique depuis 1979	{2.3.2, 9.3.1}	Principal facteur {3.4.1}
Réduction du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère Nord depuis 1950	{2.3.2, 9.5.3}	{3.4.2}
Perte de masse du Groenland depuis les années 1990	{2.3.2, 9.4.1}	{3.4.3}
Perte de masse de l'Antarctique depuis les années 1990	{2.3.2, 9.4.2}	*Éléments probants limités, degré de concordance moyen* {3.4.3}
Recul des glaciers	{2.3.2, 9.5.1}	Principal facteur {3.4.3}
Cycle du carbone		
Amplitude accrue du cycle saisonnier du CO_2 atmosphérique depuis le début des années 1960	{2.3.4}	Principal facteur {3.6.1}
Acidification des eaux de surface de l'océan mondial	{SROCC, 5.3.2, encadré thématique 5.3}	Principal facteur {3.6.2}
Climat au-dessus des terres émergées (extrêmes, voir le tableau RT.12)		
Réchauffement moyen à 2 m au-dessus du sol depuis 1850-1900 (env. 40 % de plus que le réchauffement moyen à l'échelle du globe)	{2.3.1}	Principal facteur {3.3.1}
Synthèse		
Réchauffement du système climatique global depuis la période préindustrielle	{2.3.5}	{3.8.1}

Les changements à venir du climat pour un ensemble d'indicateurs atmosphériques, cryosphériques, océaniques et biosphériques dépendent des trajectoires d'émissions futures. Les résultats obtenus pour un large éventail d'indicateurs divergent de plus en plus au cours du XXIe siècle entre les différents SSP (section RT.1.3.1, figure RT.8). Étant donné la réponse lente de l'océan profond et des calottes glaciaires, ces divergences se poursuivent bien au-delà de 2100, et les choix effectués au XXIe siècle en matière d'émissions auront des répercussions sur l'élévation du GMSL pendant des siècles, voire des millénaires. Par ailleurs, il est *probable* qu'au moins une éruption volcanique majeure se produira au cours du XXIe siècle. Une telle éruption réduirait la température à la surface du globe pendant plusieurs années, diminuerait les précipitations sur les terres émergées, altérerait la circulation des moussons et modifierait les précipitations extrêmes, tant à l'échelle globale que régionale. {4.3, 4.7, 9.4, 9.6, encadré thématique 4.1}

19 Dans le présent Résumé technique, l'expression « principal facteur » signifie « responsable de plus de 50 % du changement ».

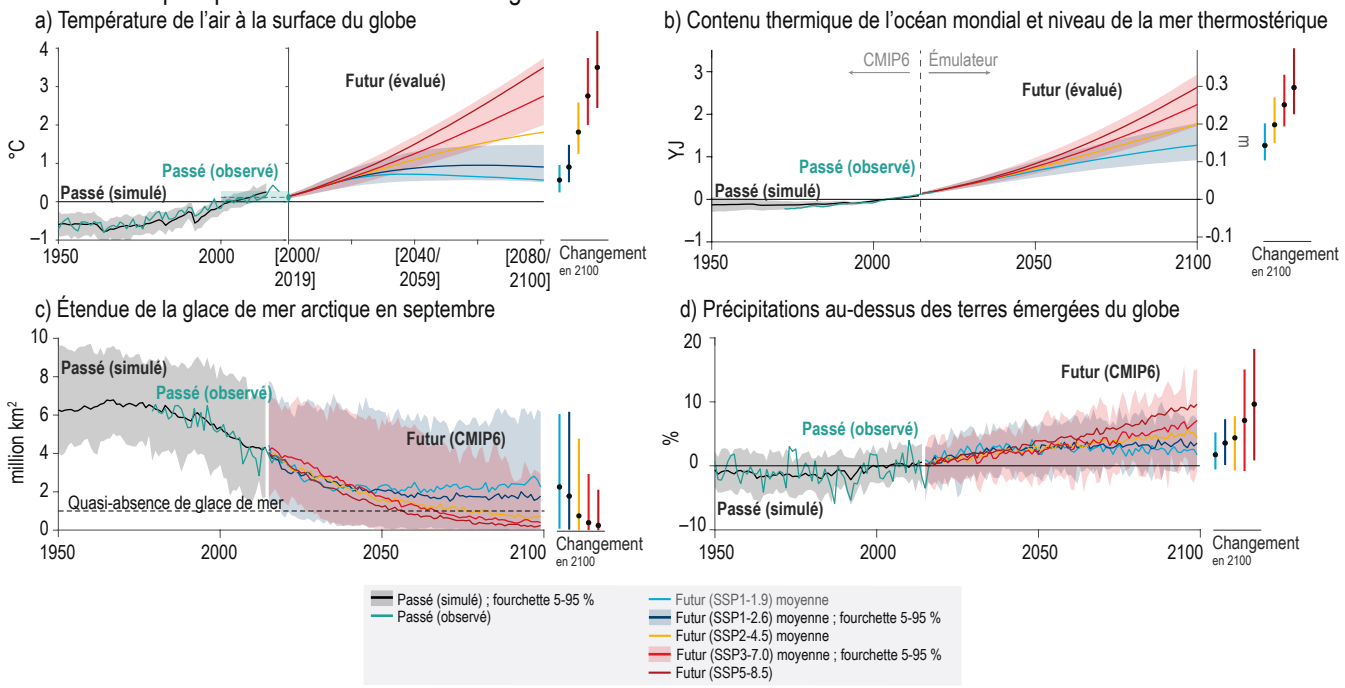


Figure RT.8 | Changements observés, simulés et projetés par rapport à la moyenne 1995-2014 de quatre indicateurs clés du système climatique jusqu'en 2100, selon le scénario de trajectoire socio-économique partagée (SSP). *Le but de cette figure est de montrer comment les choix futurs en matière d'émissions affectent plusieurs indicateurs clés emblématiques à grande échelle et de mettre en évidence l'importance de nos choix collectifs.* Les simulations passées reposent sur l'ensemble multimodèle CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés). Les projections reposent sur les fourchettes évaluées en fonction de multiples éléments probants pour **a)** la température à la surface du globe (encadré thématique RT.1) et **b)** le contenu thermique de l'océan mondial et la contribution de la variation thermostérique du niveau de la mer au changement du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (axe de droite) à l'aide d'un émulateur de modèle climatique (encadré thématique 7.1), et sur les simulations CMIP6 pour **c)** la glace de mer en septembre dans l'Arctique et **d)** les précipitations sur les terres émergées du globe. Les projections pour les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6 montrent que la réduction des émissions de gaz à effet de serre a pour effet de stabiliser la température à la surface du globe, l'étendue de la glace de mer arctique et les précipitations sur les terres émergées au XXIe siècle. Les projections pour le SSP1-2.6 montrent que la réduction des émissions a le potentiel de freiner nettement l'augmentation du contenu thermique de l'océan et l'élévation thermostérique du niveau de la mer au XXIe siècle, mais qu'une certaine augmentation est inévitable. Les crochets en abscisse dans le panneau a) indiquent les périodes de moyennes sur 20 ans qui ont été évaluées. {4.3, figure 4.2, 9.3, 9.6, figure 9.6}

Les enregistrements issus des observations font apparaître des changements d'une large palette d'extrêmes climatiques qui ont été reliés à l'influence humaine sur le climat (tableau RT.2). Il est possible, dans de nombreux cas, de relier directement la fréquence et l'intensité de l'évolution future des extrêmes à l'ampleur du réchauffement projeté. Les extrêmes présentent des changements généralisés sur les terres émergées depuis les années 1950, dont une augmentation globale *quasi certaine* des températures extrêmes de l'air et une intensification *probable* des précipitations extrêmes à l'échelle du globe. Il est *extrêmement probable* que l'influence humaine est le facteur qui contribue le plus à l'augmentation (la diminution) observée de la probabilité et de la sévérité des extrêmes chauds (froids) (tableau RT.2). La fréquence des évènements extrêmes de température et de précipitations du climat actuel changera avec le réchauffement, les extrêmes chauds devenant plus fréquents (*quasi certain*), les extrêmes froids devenant moins fréquents (*extrêmement probable*) et les extrêmes de précipitation devenant plus fréquents à la plupart des endroits (*très probable*). {9.6.4, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, encadré 9.2}

Tableau RT.2 | Récapitulation des changements observés dans les extrêmes, de leur attribution depuis 1950 (sauf indication contraire) et des changements projetés à +1,5 °C, +2 °C et +4 °C de réchauffement planétaire, à l'échelle globale et continentale. Une augmentation des extrêmes chauds renvoie à des journées et des nuits chaudes, à des épisodes chauds ou à des vagues de chaleur plus chauds et/ou plus fréquents sur la plupart des zones terrestres. Une diminution des extrêmes froids renvoie à des journées et des nuits froides, à des épisodes froids ou à des vagues de froid plus doux et/ou moins fréquents sur la plupart des zones terrestres. Les épisodes de sécheresse sont relatifs à une fraction importante des terres émergées. S'agissant des cyclones tropicaux, les changements observés et l'attribution renvoient aux catégories 3 à 5, tandis que les changements projetés renvoient aux catégories 4 à 5. Les tableaux 11.1 et 11.2 sont plus détaillés que ce tableau et renferment notamment des informations aux échelles régionales. En général, des niveaux de réchauffement plus élevés impliquent aussi des changements projetés plus grands des indicateurs tandis que le degré de confiance ne dépend pas du niveau de réchauffement et que ce tableau ne quantifie pas explicitement la sensibilité globale. Voir également l'encadré RT.10. {9.6, encadré 9.2, 11.3, 11.7}

Changement de l'indicateur	Observé (depuis 1950)	Attributed (since 1950)	Projected at GWL (°C)		
			+1.5	+2	+4
Extrêmes chauds : fréquence ou intensité	↑	✓ Principal facteur	↑	↑	↑
Extrêmes froids : fréquence ou intensité	↓	✓ Principal facteur	↓	↓	↓
Épisodes de fortes précipitations : fréquence, intensité et/ou quantité	↑ Sur la majorité des régions terrestres bien couvertes par les observations	✓ Principal facteur de l'intensification observée des fortes précipitations sur les régions terrestres	↑ sur la plupart des régions terrestres	↑	↑ sur la plupart des régions terrestres
Sécheresses de type agricole et écologique : intensité et/ou fréquence	↑ Dans certaines régions	✓ Dans certaines régions	↑ Dans plus de régions que les changements observés	↑ Dans plus de régions qu'avec un réchauffement planétaire de 1,5 °C	↑ Dans plus de régions qu'avec un réchauffement planétaire de 2 °C
Précipitations associées aux cyclones tropicaux	↑	✓	↑ +11 % du taux	↑ +14 % du taux	↑ +28 % du taux
Cyclones tropicaux : proportion de cyclones intenses	↑	✓	↑ +10 %	↑ +13%	↑ +20%
Événements composites : co-occurrence de vagues de chaleur et de sécheresses	↑ (Fréquence)	✓ (Fréquence)	↑ (Hausse de la fréquence et de l'intensité avec le réchauffement)		
Vagues de chaleur marines : intensité et fréquence	↑ (depuis 1900)	✓ (depuis 2006)	↑ Hausse maximale dans l'océan tropical et Arctique		
Niveaux marins extrêmes : fréquence	↑ (depuis 1960)	✓	↑ (Évaluation basée sur les scénarios pour le XXIe siècle)		

Voir le texte explicatif | *degré de confiance moyen* | *probable/degré de confiance élevé* | *très probable* | *extrêmement probable* | *quasi certain* | *fait*

RT.2.2 Changements des facteurs affectant le système climatique

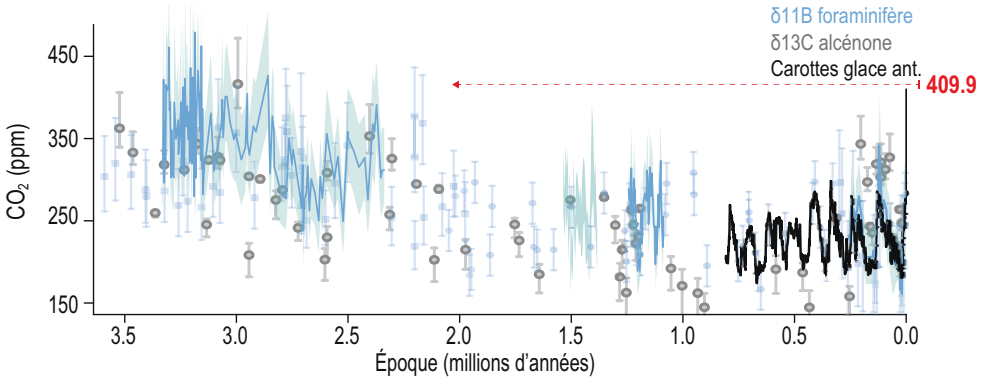
Les changements survenus depuis 1750 dans les facteurs qui affectent le système climatique sont dominés par l'effet de réchauffement lié à l'augmentation des concentrations de GES dans l'atmosphère et par l'effet de refroidissement lié aux aérosols, tous deux résultant des activités humaines. En comparaison, l'activité solaire et l'activité volcanique ont eu une influence négligeable à long terme. Les concentrations de CO_2, de méthane (CH_4) et d'oxyde nitreux (N_2O) ont atteint des niveaux inégalés depuis au moins 800 000 ans, et on estime avec un *degré de confiance élevé* que les concentrations actuelles de CO_2 sont sans précédent depuis au moins 2 millions d'années. Les concentrations moyennes d'aérosols anthropiques à l'échelle du globe ont atteint un pic à la fin du XX^e^ siècle avant de diminuer lentement aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, mais elles continuent d'augmenter en Asie du Sud et en Afrique de l'Est (*degré de confiance élevé*).

Le forçage radiatif effectif (ERF) anthropique total s'établissait à 2,72 W m^{-2} [1,96 - 3,48 W m^{-2}] en 2019 par rapport à 1750 (*degré de confiance moyen*), et il est *probable* qu'il a progressé à un rythme accru depuis les années 1970. {2.2, 6.4, 7.2, 7.3}

L'activité solaire est forte depuis 1900, mais pas exceptionnelle par rapport aux 9 000 dernières années (*degré de confiance élevé*). L'ampleur moyenne et la variabilité des aérosols d'origine volcanique depuis 1900 ne sont pas inhabituelles par rapport aux 2 500 dernières années au moins (*degré de confiance moyen*). Cependant, de fortes éruptions volcaniques sporadiques peuvent entraîner des baisses temporaires de la température à la surface du globe pendant 2 à 5 ans. {2.2.1, 2.2.2, 2.2.8, encadré thématique 4.1}

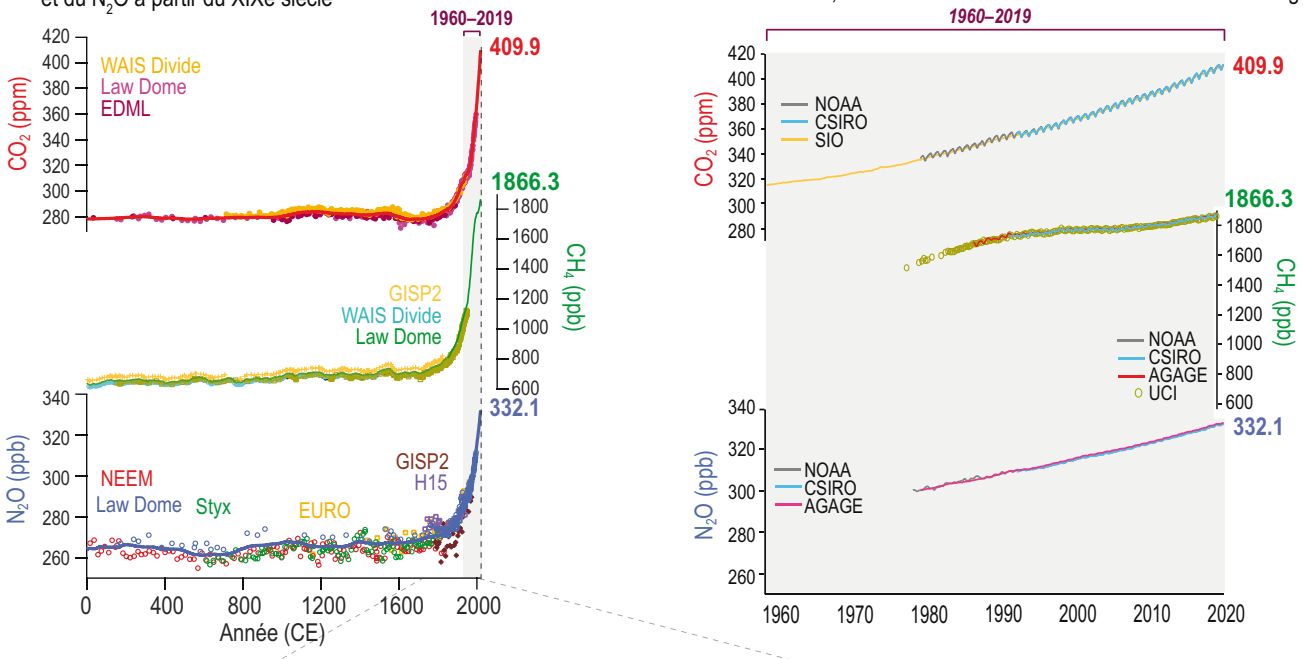
Les concentrations de CO_2 atmosphérique ont considérablement évolué sur des millions d'années (figure RT.1). Les niveaux actuels

a) La dernière fois que les niveaux de CO_2 étaient aussi élevés qu'aujourd'hui remonte à 2 millions d'années au moins



b) Les informations extraites de multiples carottes de glace montrent une forte augmentation du CO_2, du CH_4 et du N_2O à partir du XIXe siècle

c) Plusieurs réseaux mondiaux de grande précision mesurent les concentrations de CO_2, CH_4 et N_2O en surface depuis 1960-1980. Les niveaux actuels excèdent ceux des 800 000 dernières années, selon les mesures effectuées sur les carottes de glace



d) L'augmentation du forçage radiatif effectif (ERF) depuis la fin du XIXe siècle découle principalement du réchauffement par les GES et du refroidissement par les aérosols. L'ERF change à un rythme plus rapide depuis les années 1970

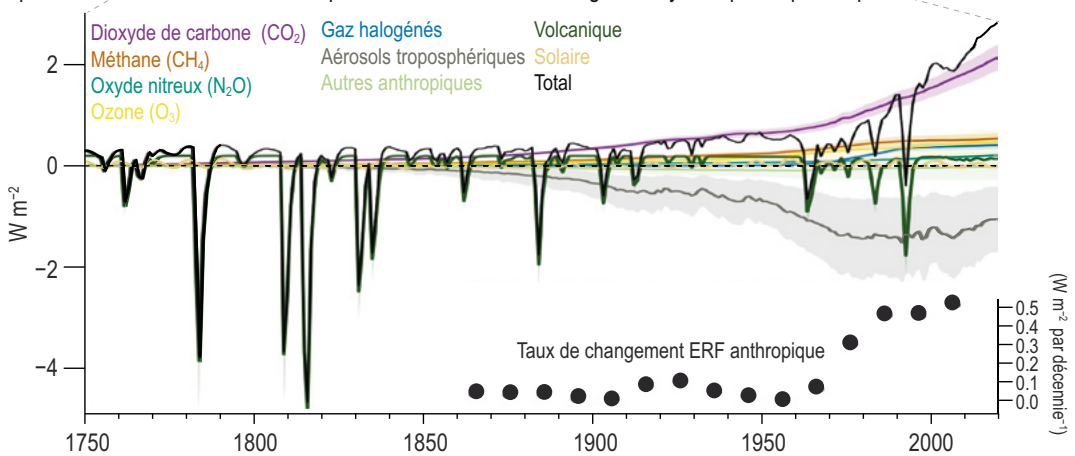


Figure RT.9 | Changements des concentrations de gaz à effet de serre (GES) bien mélangés et du forçage radiatif effectif (ERF). *Le but de cette figure est de montrer que les changements survenus au cours de la période industrielle dans les principaux facteurs qui affectent le système climatique sont exceptionnels dans une perspective à long terme.* **a)** Changements des concentrations de dioxyde de carbone (CO_2) issus d'indicateurs paléoclimatiques indirects (« proxies ») depuis 3,5 millions d'années. **b)** Changements des concentrations de trois GES bien mélangés issus des analyses de carottes de glace pendant l'ère commune. **c)** Changements directement observés des concentrations de trois GES bien mélangés depuis le milieu du XXe siècle. **d)** Évolution de l'ERF et de ses composantes depuis 1750. De plus amples informations sur les données sources et leur traitement figurent dans le tableau de données FAIR associé. {2.2, figures 2.3, 2.4 et 2.10}

n'ont jamais été atteints depuis au moins 2 millions d'années (*degré de confiance élevé*, figure RT.9a). Entre 1750 et 2019, le CO_2 a augmenté de 131,6 ± 2,9 ppm (47,3 %). Le taux de variation centennal du CO_2 depuis 1850 est sans précédent depuis au moins 800 000 ans (figure RT.9), et les rythmes les plus rapides des 56 derniers millions d'années étaient inférieurs d'un facteur quatre, au moins, à celui de 1900-2019 (*degré de confiance faible*). Plusieurs réseaux d'observation en surface de grande précision montrent que les concentrations de CO_2 ont dépassé 400 ppm, atteignant 409,9 (± 0,3) ppm en 2019 (figure RT.9c). L'ERF dû au CO_2 en 2019 (par rapport à 1750) s'établissait à 2,16 Wm^{-2}. {2.2.3, 5.1.2, 5.2.1, 7.3}

Les concentrations de CH_4 s'élevaient à 1 866,3 (± 3,3) ppb en 2019 (figure RT.9c). La hausse survenue depuis 1750, soit 1 137 ± 10 ppb (157,8 %), dépasse largement la plage associée aux multiples cycles glaciaires-interglaciaires des 800 000 dernières années (*degré de confiance élevé*). Les concentrations de CH_4 ont atteint un plateau dans les années 1990, mais elles ont recommencé à augmenter vers 2007 à un rythme moyen de 7,6 ± 2,7 ppb an^{-1} (2010-2019 ; *degré de confiance élevé*). Il y a un *degré de confiance élevé* sur le fait que cette hausse récente découle principalement des émissions dues à l'exploitation des combustibles fossiles, à l'élevage du bétail et aux déchets, tandis que le phénomène ENSO affecte la variabilité pluriannuelle des émissions provenant des zones humides et de la combustion de biomasse. L'ERF lié au CH_4 s'établissait à 0,54 W m^{-2} en 2019. {2.2.3, 5.2.2, 7.3}

Le N_2O a augmenté de 62,0 ± 6,0 ppb depuis 1750 et atteignait un niveau de 332,1 (± 0,4) ppb en 2019. La hausse survenue depuis 1750 est d'une ampleur comparable aux fluctuations glaciaires-interglaciaires des 800 000 dernières années (figure RT.9c). L'évolution des concentrations de N_2O depuis 1980 résulte principalement de l'augmentation de 30 % des émissions due à l'expansion et à l'intensification de l'agriculture dans le monde (*degré de confiance élevé*). L'ERF lié au N_2O s'établissait à 0,21 W m^{-2} en 2019. {2.2.3, 5.2.3}

Les gaz halogénés sont les chlorofluorocarbones (CFC), les hydrochlorofluorocarbones (HCFC), les hydrofluorocarbones (HFC) et d'autres gaz, dont beaucoup peuvent détruire l'ozone stratosphérique et réchauffer l'atmosphère. À la suite des mesures de restriction de la production et de la consommation imposées par le Protocole de Montréal relatif à des substances qui appauvrissent la couche d'ozone et ses amendements, les quantités atmosphériques de la plupart des CFC ont continué de décroître depuis l'AR5. Les concentrations de HFC, qui remplacent les CFC et les HCFC, sont en hausse (*degré de confiance élevé*), mais la progression des principaux HCFC a ralenti ces dernières années. L'ERF lié aux composants halogénés s'établissait à 0,41 W m^{-2} en 2019. {2.2.4, 6.3.4, 7.3.2}

Les aérosols troposphériques ont principalement un effet de refroidissement sur le système climatique, que ce soit directement en réfléchissant le rayonnement solaire ou indirectement en intensifiant la réflectance des nuages. L'analyse des carottes de glace montre que les aérosols ont augmenté aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord depuis 1700 et ont diminué depuis la fin du XX^{e} siècle (*degré de confiance élevé*). L'épaisseur optique des aérosols (AOD), dérivée des mesures radiométriques par satellite et au sol, a diminué depuis 2000 sur les zones continentales des latitudes moyennes dans les deux hémisphères, mais a augmenté au-dessus de l'Asie du Sud et de l'Afrique de l'Est (*degré de confiance élevé*). Les tendances de l'AOD sont plus prononcées dans le cas des aérosols submicrométriques, pour lesquels la contribution anthropique est particulièrement importante. À l'échelle globale, les bilans et les tendances des aérosols carbonés restent mal caractérisés faute d'observations suffisantes, mais le carbone suie (effet de réchauffement) est en baisse dans plusieurs régions de l'hémisphère Nord (*degré de confiance faible*). L'ERF total lié aux aérosols s'établissait à -1,1 W m^{-2} [-1,7 - -0,4 W m^{-2}] en 2019 par rapport à 1750 (*degré de confiance moyen*) ; il est *plus probable qu'improbable* qu'il soit moins négatif depuis la fin du XX^{e} siècle, avec un *degré de confiance faible* attribué à l'ampleur des changements postérieurs à 2014 en raison d'éléments probants contradictoires (section RT.3.1). {2.2.6, 6.2.1, 6.3.5, 6.4.1, 7.3.3}

Il existe un *degré de confiance élevé* sur le fait que l'ozone troposphérique augmente depuis 1750 en réponse aux changements anthropiques survenus dans les émissions des précurseurs de l'ozone (oxydes d'azote, monoxyde de carbone, composés organiques volatils non méthaniques et méthane), mais un *degré de confiance moyen* est associé à l'ampleur de ces changements en raison de données d'observation insuffisantes et de lacunes dans nos connaissances. Depuis le milieu du XX^{e} siècle, les concentrations en surface d'ozone troposphérique ont augmenté de 30 à 70 % dans l'hémisphère Nord (*degré de confiance moyen*) ; depuis le milieu des années 1990, l'ozone présent dans la troposphère libre a augmenté de 2 à 7 % par décennie dans la plupart des régions des latitudes moyennes septentrionales et de 2 à 12 % par décennie dans certaines régions tropicales. L'évolution future des concentrations d'ozone de surface sera principalement déterminée par les variations des émissions de ses précurseurs plutôt que par le changement climatique (*degré de confiance élevé*). Entre 60°S et 60°N, l'ozone stratosphérique a diminué de 2,2 % entre 1964-1980 et 2014-2017 (*degré de confiance élevé*), les baisses les plus marquées étant relevées sur la période 1980-1995. La perte la plus importante d'ozone stratosphérique continue de survenir au printemps austral au-dessus de l'Antarctique (trou d'ozone), les premiers signes de reconstitution apparaissant après 2000. L'ERF lié à l'ozone total (stratosphérique et troposphérique) était de 0,47 W m^{-2} [0,24 - 0,71 W m^{-2}] en 2019 par rapport à 1750, du fait surtout des changements de l'ozone troposphérique. {2.2.5, 6.3.2, 7.3.2, 7.3.5}

L'abondance moyenne à l'échelle globale du radical hydroxyle (OH), ou « capacité oxydante », régule chimiquement la durée de vie de nombreux SLCF et, par conséquent, le forçage radiatif du CH_4, de l'ozone, des aérosols secondaires et de nombreuses espèces halogénées. Les estimations issues de modèles ne suggèrent aucun changement significatif du pouvoir oxydant entre 1850 et 1980 (*degré de confiance faible*). L'augmentation d'environ 9 % pendant la période 1980-2014, calculée par les modèles du système Terre et les modèles du cycle du carbone, n'est pas confirmée par les modèles inverses contraints par les observations, ce qui confère un *degré de confiance moyen* à la stabilité du radical hydroxyle ou à ses tendances positives depuis les années 1980 et implique que l'OH

n'est pas le premier facteur de la récente hausse observée du CH_4. {6.3.6, encadré thématique 5.2}

L'usage des terres et le changement de couverture des sols ont des effets biophysiques et biogéochimiques. Il existe un *degré de confiance moyen* sur le fait que les effets biophysiques du changement d'usage des terres depuis 1750, plus particulièrement l'augmentation de l'albédo global, se sont généralement traduits par un refroidissement du climat, tandis que les effets biogéochimiques (c'est-à-dire les changements des émissions ou des puits de GES et de composés organiques volatils) ont entraîné un réchauffement net. L'ERF lié à l'usage des terres et à la couverture des sols est estimé à -0,2 W m^{-2} [-0,3 à -0,1 W m^{-2}]. {2.2.7, 7.3.4, SRCCL section 2.5}

L'ERF anthropique total s'établissait à 2,72 W m^{-2} [1,96 - 3,48 W m^{-2}] en 2019 par rapport à 1750 (figure RT.9), dominé par les GES (ERF positif) et partiellement contrebalancé par les aérosols (ERF négatif). Il est *probable* que le rythme de changement de l'ERF s'est accéléré depuis les années 1970, en raison principalement de la hausse des concentrations de CO_2 et de la baisse de l'ERF négatif des aérosols (section RT.3.1). {2.2.8, 7.3}

RT.2.3 Températures de l'air en altitude et circulation atmosphérique

Les effets du changement climatique d'origine humaine ont été clairement identifiés dans les observations de la température atmosphérique et dans certains aspects de la circulation atmosphérique, effets qui s'intensifieront *probablement* à l'avenir. Il est *quasi certain* que le réchauffement de la troposphère et le refroidissement de la stratosphère continueront si les émissions nettes de gaz à effet de serre se poursuivent. Plusieurs aspects de la circulation atmosphérique ont *probablement* changé depuis le milieu du XX^e^ siècle ; l'influence humaine a *probablement* contribué à l'expansion vers le pôle de la cellule de Hadley observée dans l'hémisphère Sud et a *très probablement* contribué au déplacement vers le pôle du courant-jet extratropical observé en été dans l'hémisphère Sud. Il est *probable* que le courant-jet des latitudes moyennes se déplacera vers le pôle et se renforcera, accompagné d'un renforcement de la trajectoire des tempêtes dans l'hémisphère Sud d'ici à 2100 dans le cas de scénarios d'émissions élevées de CO_2. Il est *probable* que la proportion de cyclones tropicaux intenses a augmenté au cours des quatre dernières décennies et que la variabilité naturelle ne peut expliquer entièrement cette tendance. Les changements observés récemment concernant le nombre total de cyclones extratropicaux dans les deux hémisphères bénéficient d'un *degré de confiance faible*. La proportion de cyclones tropicaux intenses devrait augmenter (*degré de confiance élevé*), mais le nombre total de cyclones tropicaux dans le monde devrait diminuer ou rester inchangé (*degré de confiance moyen*). {2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 8.3, 8.4, 11.7}

La troposphère s'est réchauffée depuis au moins les années 1950, et il est *quasi certain* que la stratosphère s'est refroidie. Il est *très probable* que l'augmentation des GES d'origine humaine a été le principal facteur du réchauffement troposphérique depuis 1979. Il est *extrêmement probable* que le forçage anthropique, résultant à la fois de l'augmentation des concentrations de GES et de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique dû aux substances qui appauvrissent la couche d'ozone, a été le principal facteur du refroidissement de la haute stratosphère depuis 1979. Il est *très probable* que le refroidissement stratosphérique moyen à l'échelle du globe sera plus important dans le cas des scénarios de concentrations élevées de CO_2 atmosphérique. Depuis 2001 au moins (date à laquelle de nouvelles techniques permettent une quantification plus robuste), la haute troposphère s'est réchauffée plus rapidement que la couche proche de la surface dans les tropiques (*degré de confiance moyen*) (figure RT.10). Il y a un *degré de confiance moyen* sur le fait que la plupart des modèles CMIP5 et CMIP6 surestiment le réchauffement observé dans la haute troposphère tropicale pendant la période 1979-2014, en partie parce qu'ils surestiment le réchauffement de la SST dans la zone tropicale. Il est *probable* que le réchauffement à venir dans la haute troposphère tropicale sera plus important que celui de la surface tropicale. {2.3.1, 3.3.1, 4.5.1}

Il est *probable* que la circulation de Hadley s'est élargie depuis les années 1980 au moins, principalement dans l'hémisphère Nord, mais avec un *degré de confiance moyen* dans l'ampleur des changements. Le phénomène s'est accompagné d'un renforcement de la circulation de Hadley dans l'hémisphère Nord (*degré de confiance moyen*). Il est *probable* que l'influence humaine a contribué à l'expansion vers le pôle de la cellule de Hadley en moyenne zonale dans l'hémisphère Sud depuis les années 1980, tendance qui devrait se poursuivre avec le réchauffement global (*degré de confiance élevé*). Il existe un *degré de confiance moyen* sur le fait que l'expansion vers le pôle observée dans l'hémisphère Nord se situe à l'intérieur de la plage de la variabilité interne. {2.3.1, 3.3.3, 8.4.3}

Il est *probable* que les vents moyens proches de la surface des terres émergées se sont affaiblis depuis les années 1970. Ils se sont *probablement* renforcés au-dessus de l'océan entre 1980 et 2000 ; pour les années ultérieures, des estimations divergentes conduisent à un *degré de confiance faible*. Il est *probable* que les trajectoires des tempêtes extratropicales se sont déplacées vers les pôles depuis les années 1980. Un *degré de confiance faible* est attribué aux déplacements projetés vers le pôle des trajectoires des tempêtes et du courant-jet des latitudes moyennes dans l'hémisphère Nord, étant donné la grande variabilité interne et l'incertitude structurelle des simulations issues des modèles. Un *degré de confiance moyen* est attribué à la diminution projetée, en 2081-2100, de la fréquence des blocages atmosphériques au-dessus du Groenland et du Pacifique Nord pendant l'hiver boréal dans le cas des scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5. On estime avec un *degré de confiance élevé* que les trajectoires des tempêtes dans l'hémisphère Sud et les précipitations qui les accompagnent ont migré vers le pôle ces dernières décennies, en particulier pendant l'été et l'automne austral ; ce phénomène est associé à une tendance vers des phases plus positives du mode annulaire austral (SAM) (section RT.4.2.2) de même qu'au renforcement et au déplacement vers le sud du

courant-jet extratropical de l'hémisphère Sud durant l'été austral. À long terme (2081-2100), le courant-jet des latitudes moyennes de l'hémisphère Sud devrait *probablement* se déplacer vers le pôle et se renforcer dans le cas du scénario SSP5-8.5 par rapport à 1995-2014, accompagné d'une augmentation du SAM (section RT.4.2.2). Il est *probable*, avec le SSP5-8.5, que la vitesse des vents associés aux cyclones extratropicaux augmentera dans la trajectoire des tempêtes de l'hémisphère Sud. La possibilité que le réchauffement de l'Arctique et la perte de glace de mer jouent un rôle dans la variabilité historique ou projetée de l'atmosphère aux latitudes moyennes bénéficie d'un *degré de confiance faible*. {2.3.1, 3.3.3, 3.7.2, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.2.2, 8.3.2, encadré thématique 10.1}

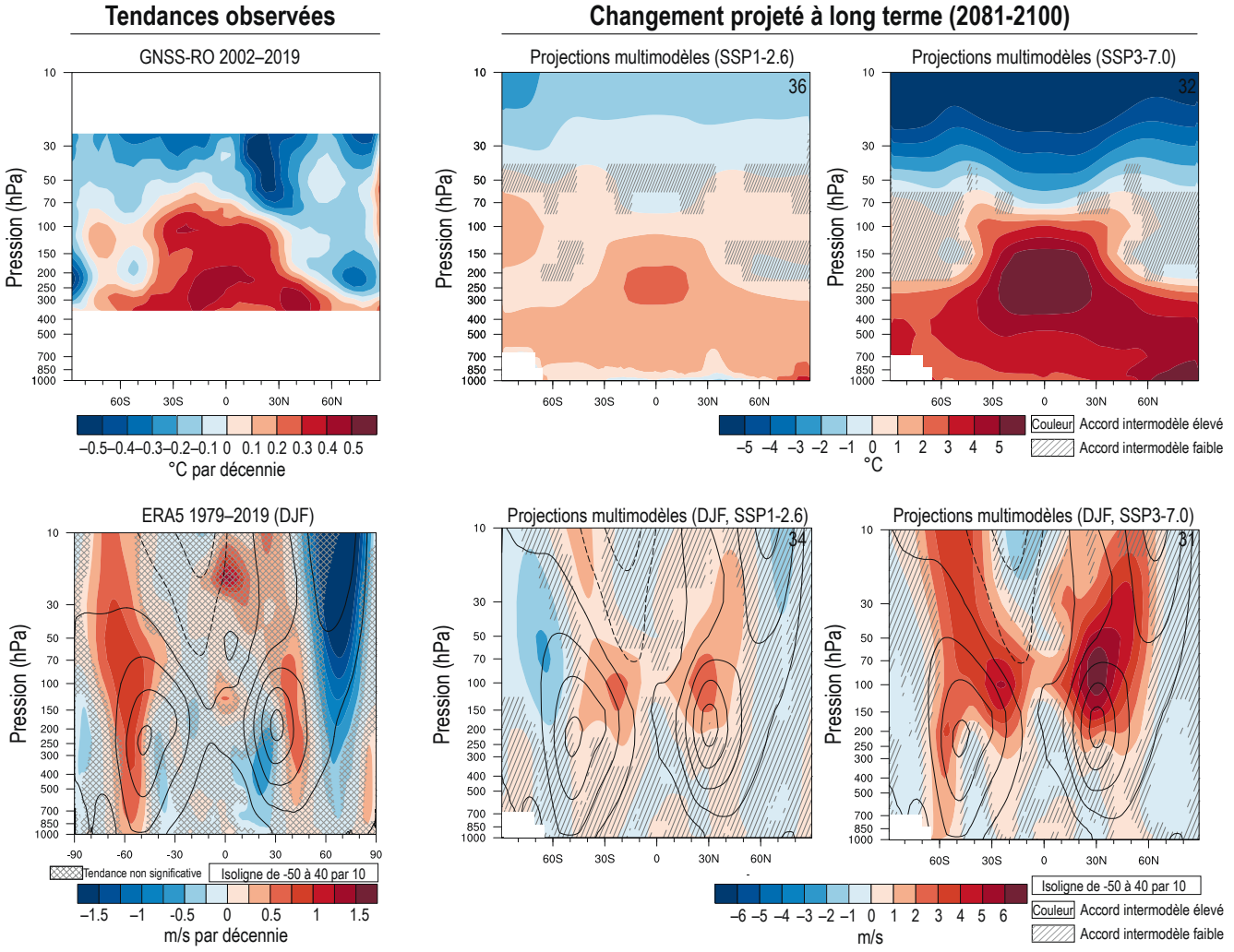


Figure RT.10 | Changements observés et projetés de la température de l'air en altitude et de la circulation atmosphérique. *Le but de cette figure est de visualiser les changements de la température de l'air et de la circulation atmosphérique, et la similitude entre les tendances observées et projetées.* **Panneaux du haut : (à gauche)** Coupe zonale des tendances de la température, de 2002 à 2019, dans la haute troposphère pour le jeu de données de radio-occultation ROM SAF. **(au centre)** Changement de la température atmosphérique moyenne zonale et annuelle (°C) en 2081-2100 dans le SSP1-2.6 par rapport à 1995-2014 selon 36 modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés). **(à droite)** Même chose, mais dans le SSP3-7.0 et selon 32 modèles. **Panneaux inférieurs : (à gauche)** Moyenne à long terme (couleur noire fine) et tendance linéaire (couleur) du vent zonal en décembre-janvier-février (DJF) en moyenne zonale pour les données ERA5. **(au centre)** Changement moyen multimodèle du vent moyen zonal et annuel (m s^{-1}) en 2081-2100 dans le SSP1-2.6 par rapport à 1995-2014, basé sur 34 modèles CMIP6. La climatologie de 1995-2014 est représentée par des isolignes à espacement de 10 m s^{-1}. **(à droite)** Même chose, mais dans le SSP3-7.0 et selon 32 modèles. {2.3.1 ; figures 2.12 et 2.18 ; 4.5.1 ; figure 4.2.6}

Il est *probable* que la proportion de cyclones tropicaux majeurs (catégories 3 à 5) a augmenté au cours des quatre dernières décennies, tout comme la fréquence des phénomènes d'intensification rapide de ces systèmes. La position moyenne à laquelle les vents associés aux cyclones tropicaux atteignent leur intensité maximale s'est *très probablement* déplacée vers le pôle sur le bassin ouest du Pacifique Nord depuis les années 1940, et la vitesse de translation des cyclones tropicaux a *probablement* ralenti sur le territoire contigu des États-Unis d'Amérique depuis 1900. Il est *probable* que la variabilité naturelle ne puisse expliquer complètement la migration vers le pôle des cyclones tropicaux sur le bassin ouest du Pacifique Nord et l'augmentation globale de l'intensité des cyclones tropicaux. On estime avec un *degré de confiance élevé* que la vitesse moyenne des vents de pointe liés aux cyclones tropicaux et la proportion de cyclones de catégorie 4 ou 5 augmenteront avec le réchauffement et que les vents maximaux accompagnant les systèmes les plus intenses augmenteront. Un *degré de confiance moyen* est associé au fait que la position moyenne à laquelle les vents des cyclones tropicaux

atteignent leur intensité maximale se déplacera vers le pôle sur le bassin ouest du Pacifique Nord, tandis que la fréquence cumulée de formation de cyclones tropicaux à l'échelle du globe diminuera ou restera inchangée avec l'augmentation du réchauffement global . {11.7.1}

Un *degré de confiance faible* est affecté aux changements observés récemment dans le nombre total de cyclones extratropicaux au-dessus des deux hémisphères. Un *degré de confiance faible* est également associé aux tendances du siècle dernier concernant le nombre et l'intensité des dépressions extratropicales les plus fortes survenues dans l'hémisphère Nord, étant donné la grande variabilité interannuelle à décennale et les hétérogénéités temporelles et spatiales que présentent le volume et le type de données assimilées dans les réanalyses atmosphériques, en particulier avant l'ère des satellites. Dans l'hémisphère Sud, il est *probable* que le nombre de cyclones extratropicaux caractérisés par une faible pression en leur centre (< 980 hPa) a augmenté depuis 1979. Les projections indiquent que la fréquence des dépressions extratropicales intenses diminuera (*degré de confiance moyen*). Les changements d'intensité projetés dépendent de la résolution des modèles climatiques (*degré de confiance moyen*). Il y a un *degré de confiance moyen* dans le fait que la vitesse des vents qui accompagnent les cyclones extratropicaux changera par suite des modifications de la trajectoire des tempêtes. {2.3.1, 3.3.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.3.2, 8.4.2, 11.7.2}

Encadré RT.3 | Trames de faible probabilité mais fort réchauffement

Un réchauffement global dépassant la fourchette évaluée comme *très probable* ne peut être exclu et pourrait faire peser les plus grands risques sur la société et les écosystèmes. De telles trames de faible probabilité mais fort réchauffement tendent à présenter des changements nettement plus importants dans l'intensité des conditions régionales de sécheresse et d'humidité que la moyenne multimodèle. Même à des niveaux de réchauffement qui se situent dans la fourchette *très probable*, des évènements mondiaux et régionaux peu probables pourraient survenir, par exemple de vastes modifications des précipitations, une montée supplémentaire du niveau de la mer liée à un effondrement de calottes glaciaires (voir l'encadré RT.4) ou des changements abrupts de la circulation océanique. Bien qu'il y ait un *degré de confiance moyen* dans le fait qu'il n'y aura pas d'effondrement abrupt de la circulation méridienne océanique de l'Atlantique (AMOC) avant 2100, un tel effondrement, s'il devait se produire, entraînerait *très probablement* des modifications abruptes de caractéristiques régionales du climat et du cycle de l'eau. La possibilité que surviennent de telles éventualités de faible probabilité augmente avec le niveau de réchauffement planétaire. Si la sensibilité réelle du climat se trouve à l'extrémité supérieure de la fourchette évaluée, des changements globaux et régionaux se situant nettement hors des projections de la fourchette *très probable* se produiront pour un scénario d'émissions donné. Avec l'accroissement du réchauffement planétaire, certains extrêmes très rares et certains évènements composites (extrêmes multivariés ou concomitants) peu probables dans le climat passé et présent deviendront plus fréquents, et il y plus de chance que des évènements sans précédent dans les enregistrements issus des observations surviennent (*degré de confiance élevé*). Enfin, des éventualités de faible probabilité mais à fort impact pourraient également résulter d'une série de très grandes éruptions volcaniques qui modifieraient de manière substantielle la trajectoire climatique au XXIe siècle par rapport aux projections des modèles du système Terre (ESM) basées sur les SSP. {Encadré thématique 4.1, 4.3, 4.4, 4.8, 7.3, 7.4, 7.5, 8.6, 9.2, 9.6, encadré 9.4, encadré 11.2, encadré thématique 12.1}

Les rapports précédents du GIEC axaient largement leur évaluation sur la fourchette *très probable* de réchauffement en surface à venir et les changements climatiques connexes. Cependant, une évaluation complète des risques exige d'examiner aussi les changements potentiellement plus grands dans le système climatique physique qui sont *improbables* ou *très improbables*, mais néanmoins possibles, et qui pourraient faire peser les plus grands risques sur la société et les écosystèmes (figure RT.6). Depuis l'AR5, le développement de trames narratives de climat physique concernant un réchauffement élevé apparaît comme une bonne façon d'explorer le champ des risques futurs qui se situent hors des projections de la fourchette *très probable* du GIEC. {4.8}

L'incertitude sur la valeur exacte de la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) et de la réponse transitoire du climat (TCR) occupe une place majeure dans l'incertitude des projections du réchauffement futur avec les scénarios d'émissions modérées à fortes (section RT.3.2). Pour que l'ECS réelle soit supérieure à la fourchette évaluée comme *très probable* (2 °C à 5 °C), il faudrait un fort refroidissement historique par les aérosols et/ou une tendance au réchauffement plus marquée résultant de rétroactions positives liées aux changements dans les structures spatiales de la SST (effet de structure), conjointement avec une forte rétroaction nuageuse positive et des biais importants dans les reconstructions paléoclimatiques – chacun de ces éléments étant jugé *improbable* ou *très improbable*, mais n'étant pas exclu. Étant donné que CMIP6 compte plusieurs ESM qui dépassent la limite supérieure de la fourchette évaluée comme *très probable* pour le réchauffement futur en surface, ces modèles peuvent servir à élaborer des trames de faible probabilité et fort réchauffement, afin d'étudier les risques et les vulnérabilités, même sans évaluation quantitative de leur probabilité. {4.3.4, 4.8, 7.3.2, 7.4.4, 7.5.2, 7.5.5, 7.5.7}

Les modèles CMIP6 ayant un réchauffement en surface en dehors ou à proximité de la limite supérieure de la fourchette *très probable*

Encandré RT.3 (suite)

présentent des structures de changements importants et généralisés des températures et des précipitations qui diffèrent notablement de la moyenne multimodèle dans tous les scénarios. Dans le cas du SSP5-8.5, les modèles à réchauffement élevé aboutissent à un réchauffement généralisé qui excède 6 °C sur la plupart des régions terrestres extratropicales et sur certaines parties de l'Amazonie. Dans l'Arctique, les températures annuelles moyennes augmentent de plus de 10 °C par rapport à aujourd'hui, soit à peu près 30 % de plus que la meilleure estimation du réchauffement. Même dans le cas du scénario SSP1-2.6, les modèles à réchauffement élevé indiquent en moyenne un réchauffement de 2 à 3 °C par rapport aux conditions actuelles sur une grande partie de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord (environ 40 % de plus que la meilleure estimation du réchauffement) et un réchauffement supérieur à 4 °C par rapport à aujourd'hui sur l'Arctique en 2081-2100 (encadré RT.3, figure 1). Une telle trame de fort réchauffement global impliquerait que le budget carbone résiduel compatible avec un réchauffement de 2 °C est plus faible que dans la fourchette évaluée comme *très probable*. Autrement dit, même si un budget carbone qui limite *probablement* le réchauffement à 2 °C était atteint, une trame de faible probabilité et fort réchauffement entraînerait un réchauffement de 2,5 °C ou plus. {4.8}

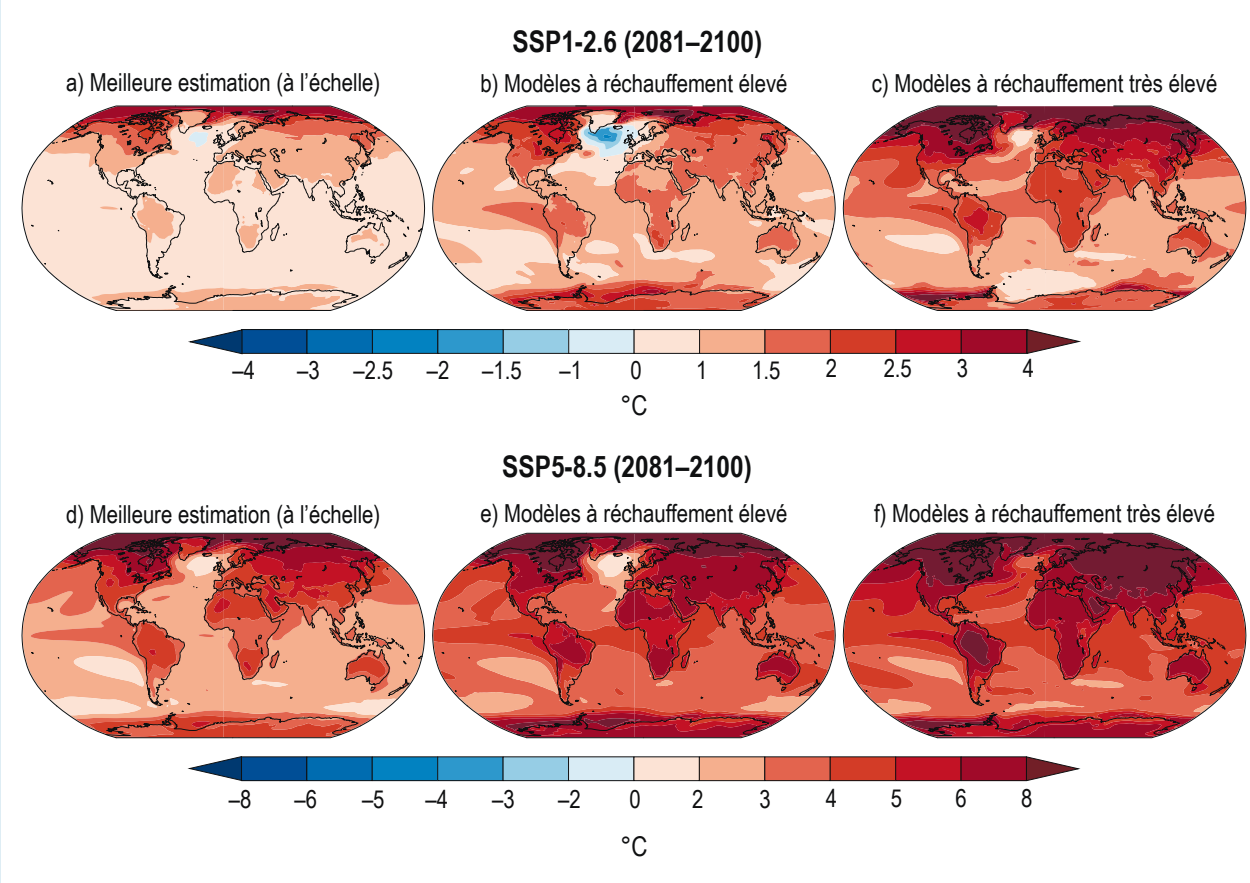
Les modèles CMIP6 ayant un réchauffement global proche de la limite supérieure de la fourchette de réchauffement évaluée comme *très probable* tendent à présenter des changements plus importants dans l'intensité des conditions régionales de sécheresse et d'humidité que la moyenne multimodèle. De plus, ces projections montrent une plus vaste zone d'assèchement et tendent à montrer une plus grande fraction de fortes augmentations des précipitations que la moyenne multimodèle. Toutefois, les changements des précipitations régionales résultent de processus à la fois thermodynamiques et dynamiques, si bien que les niveaux de réchauffement global les plus prononcés ne sont pas nécessairement associés à la plus forte réponse des précipitations. Des changements abrupts du cycle de l'eau causés par les activités humaines ne peuvent être exclus. Les rétroactions positives de la surface des terres émergées, mettant en jeu la végétation et la poussière, peuvent contribuer à des changements abrupts de l'aridité, mais il n'y a qu'un *degré de confiance faible* que de tels changements se produiront au cours du XXIe siècle. La poursuite de la déforestation en Amazonie, conjuguée à un climat qui continue à se réchauffer, accroît la probabilité que cet écosystème franchisse un point de bascule vers un état sec au XXIe siècle (*degré de confiance faible*). (Voir également l'encadré RT.9) {4.8, 8.6.2}

Bien qu'un *degré de confiance moyen* soit associé au fait que l'affaiblissement projeté de l'AMOC (section RT.2.4) n'entraîne pas un effondrement abrupt avant 2100, un tel évènement pourrait être déclenché par un afflux inattendu d'eau de fonte provenant de la calotte glaciaire du Groenland. S'il devait se produire, un effondrement de l'AMOC entraînerait *très probablement* des modifications abruptes de caractéristiques régionales du climat et du cycle de l'eau, notamment un déplacement vers le sud de la ceinture des précipitations tropicales, et pourrait entraîner un affaiblissement des moussons africaines et asiatiques, un renforcement des moussons de l'hémisphère Sud et un assèchement de l'Europe. (Voir également les encadrés RT.9 et RT.13) {4.7.2, 8.6.1, 9.2.3}

Les extrêmes très rares et les évènements composites ou simultanés, telles les vagues de chaleur concomitantes survenues en 2018 dans l'hémisphère Nord, sont souvent associés à des impacts considérables. Le changement en cours de l'état du climat altère déjà la probabilité d'évènements extrêmes, comme les sécheresses décennales et les niveaux marins extrêmes, et cela se poursuivra avec le réchauffement à venir. Les évènements composites et les extrêmes simultanés contribuent à accroître la probabilité que surviennent des éventualités de faible probabilité mais à fort impact ; ils seront plus fréquents avec l'augmentation du réchauffement global (*degré de confiance élevé*). Des niveaux élevés de réchauffement augmentent la probabilité d'évènements sans précédent dans les enregistrements issus des observations. {9.6.4, encadré 11.2}

Enfin, les trames de faible probabilité ne sont pas toujours reliées uniquement aux changements climatiques induits par les activités humaines. Une éventualité de faible probabilité mais à fort impact, cohérente avec les précédents historiques des 2 500 dernières années, serait l'occurrence de plusieurs éruptions volcaniques majeures qui pourraient considérablement modifier la trajectoire climatique au XXIe siècle par rapport aux projections des modèles du système Terre basées sur les SSP. {Encadré thématique 4.1}

Encandré RT.3 (suite)



Encadré RT.3, figure 1 | Trames de fort réchauffement. *Le but de cette figure est d'illustrer des trames de fort réchauffement par rapport à la moyenne multimodèle CMIP6.* **a)** Moyenne multimodèle CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) ramenée linéairement à l'échelle de la meilleure estimation de la température à la surface du globe pour le SSP1-2.6 en 2081-2100 par rapport à 1995-2014, **b)** moyenne de cinq modèles à fort réchauffement avec lesquels le changement de la température à la surface du globe s'approche le plus de la limite supérieure de la fourchette évaluée comme *très probable*, et **c)** moyenne de cinq modèles à très fort réchauffement avec lesquels le changement de la température à la surface du globe dépasse la fourchette évaluée comme *très probable*. **(d-f)** Même chose que (a-c) mais pour le SSP5-8.5. À noter que les barres de couleur diffèrent dans (a-c) et dans (d-f). {4.7, figure 4.41}

RT.2.4 L'océan

Les observations, les modèles et les informations paléoclimatiques indiquent que les changements récemment observés dans l'océan sont sans précédent depuis des siècles ou des millénaires (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que l'océan mondial s'est réchauffé au cours des quatre à six dernières décennies et *très probable* que l'influence humaine en est le principal facteur depuis les années 1970, rendant le changement climatique irréversible sur des centaines à des milliers d'années (*degré de confiance moyen*). Il est *quasi certain* que les contrastes de salinité dans les couches supérieures de l'océan ont augmenté depuis les années 1950 et *extrêmement probable* que l'influence humaine y a contribué. Il est *quasi certain* que la stratification des couches supérieures s'est accentuée depuis 1970 et que le pH des eaux marines a diminué à l'échelle mondiale depuis 40 ans, l'influence humaine étant le principal facteur de l'acidification en surface observée en haute mer (*quasi certain*). Une augmentation du pH des eaux de surface en haute mer s'est produite à long terme au cours des 50 derniers millions d'années (*degré de confiance élevé*) et un pH de surface aussi bas que celui mesuré récemment est inhabituel depuis 2 millions d'années (*degré de confiance moyen*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que les vagues de chaleur marines sont devenues plus fréquentes au XX^e^ siècle, et la plupart de celles qui ont eu lieu depuis 2006 ont été attribuées au réchauffement anthropique (*très probable*). Les taux d'oxygène ont chuté dans de nombreuses régions depuis le milieu du XX^e^ siècle, et l'extension géographique de nombreux organismes marins a changé depuis deux décennies (*degré de confiance élevé*).

Il est *probable* que l'ampleur du réchauffement de l'océan observé depuis 1971 doublera, au minimum, d'ici à 2100 dans le cas d'un scénario de réchauffement bas (SSP1-2.6) et sera multipliée par 4 à 8 dans le cas d'un scénario de réchauffement élevé (SSP5-8.5). La stratification (*quasi certain*), l'acidification (*quasi certain*), la désoxygénation

(*degré de confiance élevé*) et la fréquence des vagues de chaleur marines (*degré de confiance élevé*) continueront à augmenter au XXIe siècle. Il est *très probable* que l'AMOC s'affaiblira au cours du XXIe siècle, même si un *degré de confiance faible* est associé à son changement au XXe siècle (figure RT.11). {2.3, 3.5, 3.6, 4.3.2, 5.3, 7.2, 9.2, encadré 9.2, 12.4}

Il est *quasi certain* que l'océan mondial s'est réchauffé depuis au moins 1971, représentant environ 90 % de l'augmentation de l'inventaire énergétique global (section RT.3.1). L'océan se réchauffe plus vite aujourd'hui qu'à n'importe quel autre moment depuis au moins la dernière déglaciation (*degré de confiance moyen*), la hausse de température allant bien au-delà de 2 000 m de profondeur (*degré de confiance très élevé*). Il est *extrêmement probable* que l'influence humaine est le principal facteur de ce réchauffement récent des eaux océaniques. Le réchauffement de l'océan se poursuivra pendant le XXIe siècle (*quasi certain*) et *probablement* jusqu'en 2300 au moins, même dans le cas de scénarios de faibles émissions de CO_2. La tendance est irréversible sur des siècles à des millénaires (*degré de confiance moyen*) mais, à partir du milieu du XXIe siècle environ, l'ampleur du réchauffement dépend du scénario (*degré de confiance moyen*). Le réchauffement ne sera pas uniforme sur le globe, la chaleur étant principalement stockée dans les masses d'eau de l'océan Austral et la hausse des températures étant plus modérée dans la région subpolaire de l'Atlantique Nord (*degré de confiance élevé*). La compréhension limitée des mécanismes de rétroactions réduisent la confiance que nous pouvons associer au réchauffement futur de l'océan près de l'Antarctique et à ses répercussions sur la glace de mer et les plates-formes de glace. {2.3.3, 3.5.1, 4.7.2, 7.2.2, 9.2.2, 9.2.3, 9.2.4, 9.3.2, 9.6.1, encadré thématique 9.1}

La SST moyenne à l'échelle du globe a augmenté de 0,88 °C [0,68 - 1,01 °C] depuis le début du XXe siècle et il est *quasi certain* qu'elle continuera d'augmenter tout au long du XXIe siècle, exposant les écosystèmes marins à des aléas croissants (*degré de confiance moyen*). Les vagues de chaleur marines sont devenues plus fréquentes au XXe siècle (*degré de confiance élevé*) ; elles ont à peu près doublé en fréquence (*degré de confiance élevé*) et augmenté en intensité et en durée depuis les années 1980 (*degré de confiance moyen*). La plupart des vagues de chaleur marines survenues entre 2006 et 2015 ont été attribuées au réchauffement anthropique (*très probable*). Les vagues de chaleur marines continueront d'augmenter en fréquence, et il est *probable* qu'elles seront multipliées par 2 à 9 à l'échelle du globe en 2081-2100, par rapport à 1995-2014, dans le cas du scénario SSP1-2.6 et par 3 à 15 dans le cas du scénario SSP5-8.5 (figure RT.11a) ; les changements les plus prononcés concerneront la zone tropicale et l'Arctique. {2.3.1, encadré thématique 2.3, 9.2.1, encadré 9.2, 12.4.8}

La stratification observée dans les couches supérieures de l'océan (0-200 m) a progressé à l'échelle mondiale depuis 1970 au moins (*quasi certain*). Selon les récentes analyses affinées des observations disponibles, elle a augmenté de 4,9 ± 1,5 % entre 1970 et 2018 (*degré de confiance élevé*), soit environ deux fois plus que ne l'évaluait le SROCC, et elle continuera d'augmenter tout au long du XXIe siècle à un rythme qui dépend du scénario d'émissions (*quasi certain*). {2.3.3, 9.2.1}

Il est *quasi certain* que les régions dont les eaux de surface présentent une salinité élevée sont plus salines qu'en 1950, tandis que les eaux sont devenues plus douces dans les régions de faible salinité, avec un *degré de confiance moyen* que cela soit lié à une intensification du cycle hydrologique (encadré RT.6). Il est *extrêmement probable* que l'influence humaine a contribué à ce changement de salinité et que la tendance à grande échelle s'amplifiera au XXIe siècle (*degré de confiance moyen*). {2.3.3, 3.5.2, 9.2.2, 12.4.8}

L'AMOC a été relativement stable au cours des 8 000 dernières années (*degré de confiance moyen*). Un *degré de confiance faible* est associé à la quantification des changements de l'AMOC au XXe siècle étant donné le *degré de concordance faible* des tendances quantitatives reconstruites et simulées, l'absence de processus clés dans les modèles comme dans les mesures utilisées pour établir les valeurs indirectes et les nouvelles évaluations des modèles. Les enregistrements issus des observations directes effectuées depuis le milieu des années 2000 sont trop courts pour déterminer la part relative de la variabilité interne, du forçage naturel et du forçage anthropique dans le changement de l'AMOC (*degré de confiance élevé*). Un affaiblissement de l'AMOC au XXIe siècle est *très probable* quel que soit le scénario SSP (figure RT.11b) ; la possibilité d'un affaiblissement abrupt est étudiée plus avant dans l'encadré RT.3. {2.3.3, 3.5.4, 4.3.2, 8.6.1, 9.2.3, encadré thématique 12.3}

Un grand nombre de courants océaniques changeront au XXIe siècle en réponse aux modifications de la tension du vent (*degré de confiance élevé*). Le *degré de confiance* est *faible* vis-à-vis de changements de la circulation de l'océan Austral au XXIe siècle, en dépit d'un *degré de confiance élevé* dans sa sensibilité à la modification des régimes des vents et à l'augmentation de la fonte des plates-formes de glace. Les courants de bord ouest et les gyres subtropicaux se sont déplacés vers les pôles depuis 1993 (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les gyres subtropicaux, l'extension du courant est-australien, le courant des Agulhas et le courant du Brésil s'intensifieront au XXIe siècle, en réponse aux changements de la tension du vent, tandis que le Gulf Stream et le courant traversant indonésien s'affaibliront (*degré de confiance moyen*). Dans les projections, les quatre grandes zones de remontée d'eau (upwelling) sur les marges orientales s'affaiblissent aux basses latitudes et s'intensifient aux hautes latitudes au cours du XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). {2.3.3, 9.2.3}

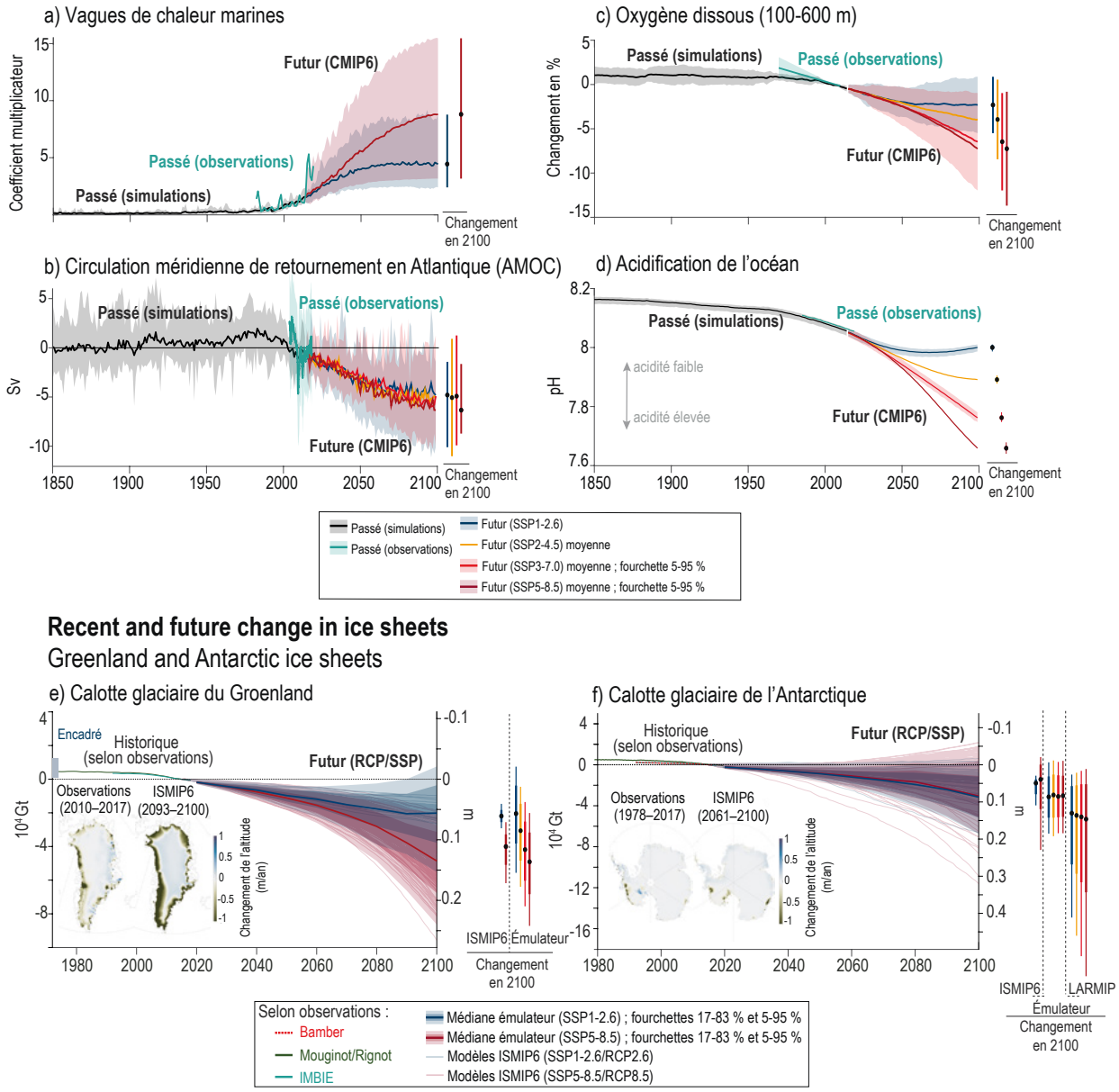


Figure RT.11 | Changements passés et futurs de l'océan et des calottes glaciaires. *Le but de cette figure est de montrer la concordance des séries chronologiques observées et projetées de nombreux indicateurs de l'océan et de la cryosphère.* On y voit les changements historiques observés et simulés et les changements futurs projetés avec divers scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Les changements simulés et projetés de l'océan sont indiqués par la moyenne d'ensemble CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), avec la fourchette à 5-95 % (enveloppe) pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP3-7.0 (sauf dans le panneau a, où la fourchette est donnée pour les scénarios SSP1-2.6 et SSP5-8.5). La moyenne et la fourchette à 5-95 % en 2100 sont représentées par les barres verticales sur le côté droit de chaque panneau. **a)** Changement du coefficient multiplicateur des jours de vague de chaleur marine à la surface de l'océan par rapport à 1995-2014 (définis comme les jours dépassant le 99e percentile de la température de surface de la mer (SST) dans la distribution 1995-2014). Le changement évalué dans les observations couvre la période 1982-2019, selon les valeurs SST satellitaires AVHRR. **b)** Transport par la circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC) par rapport à 1995-2014 (défini comme le transport maximum à 26 °N). Le changement évalué dans les observations couvre la période 2004-2018, selon les données du réseau RAPID lissées par une moyenne mobile sur 12 mois (l'enveloppe autour de la moyenne montre l'écart type mobile sur 12 mois autour de la moyenne). **c)** Changement moyen de l'oxygène océanique (de 100 à 600 m de profondeur) en pourcentage à l'échelle du globe par rapport à 1995-2014. Les tendances évaluées dans les observations et la fourchette *très probable* proviennent de l'évaluation du SROCC et couvrent la période 1970-2010 centrée sur 2005. **d)** pH de surface moyen à l'échelle du globe. Le changement évalué dans les observations couvre la période 1985-2019, selon la reconstruction basée sur les données SOCAT du CMEMS (l'enveloppe autour de la moyenne globale indique l'intervalle de confiance à 90 %). **e) et f)** Changements de la masse des calottes glaciaires. Les changements projetés dans les calottes glaciaires sont représentés par la médiane, la fourchette à 5-95 % (enveloppe claire) et la fourchette à 17-83 % (enveloppe foncée) de la perte de masse cumulée et par l'équivalent niveau de la mer à partir de l'émulation ISMIP6 avec le SSP1-2.6 et le SSP5-8.5 (enveloppe et ligne en gras), les lignes fines présentant chacune des projections émulées. La médiane (point), la fourchette à17-83 % (barre verticale épaisse) et la fourchette à 5-95 % (barre verticale fine) en 2100 sont représentées par les barres verticales sur le côté droit de chaque panneau, selon ISMIP6, l'émulation ISMIP6 et LARMIP-2. Panneau e) sur le Groenland : estimations basées sur les observations pour 1972-2018 (Mouginot), 1992-2016 (Bamber), 1992-2020 (IMBIE) et plage de perte de masse totale estimée entre 1840 et 1972 (encadré). Panneau f) sur l'Antarctique : estimations basées sur les données satellitaires combinées au bilan de masse en surface simulé et à l'ajustement isostatique glaciaire pour 1992-2020 (IMBIE), 1992-2016 (Bamber) et 1979-2017 (Rignot). Médaillons de gauche : changements de l'altitude

Figure RT.11 (suite) moyenne du Groenland entre 2010 et 2017 dérivés des données d'altimétrie radar CryoSat-2 (panneau e) et changements de l'altitude moyenne de l'Antarctique entre 1978 et 2017 dérivés de relevés radars analogues restaurés (panneau f). Médaillons de droite : changements projetés de la moyenne ISMIP6 (2093-2100) selon le modèle climatique MIROC5 pour le scénario RCP8.5. {2.3.3 ; 2.3.4 ; 3.5.4 ; 4.3.2 ; 5.3.2 ; 5.3.3 ; 5.6.3 ; 9.2.3 ; 9.4.1 ; 9.4.2 ; encadré 9.2 ; encadré 9.2, figure 1 ; figures 9.10, 9.17 et 9.18}

Il est *quasi certain* que le pH de surface a diminué à l'échelle globale au cours des 40 dernières années et que l'absorption de CO_2 anthropique en est le principal facteur. L'acidification de l'océan et les baisses associées de l'état de saturation en carbonate de calcium – qui entre dans la composition des squelettes et coquilles d'une variété d'organismes marins – devraient augmenter au XXIe siècle, quel que soit le scénario d'émissions (*degré de confiance élevé*). Une augmentation du pH des eaux de surface en haute mer s'est produite à long terme au cours des 50 derniers millions d'années (*degré de confiance élevé*) et un pH de surface aussi bas que celui mesuré récemment est inhabituel depuis 2 millions d'années (*degré de confiance moyen*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que les valeurs actuelles du pH de surface sont sans précédent depuis au moins 26 000 ans et que les taux actuels de changement du pH sont sans précédent depuis au moins cette époque. On observe depuis deux ou trois décennies une baisse du pH dans les couches profondes de tous les bassins océaniques (*degré de confiance élevé*) (figure RT.11d). {2.3.3, 2.3.4, 3.6.2, 4.3.2, 5.3.2, 5.3.3, 5.6.3, 12.4.8}

La désoxygénation en haute mer et l'expansion des zones de minimum d'oxygène ont été observées dans de nombreux secteurs de l'océan mondial depuis le milieu du XXe siècle (*degré de confiance élevé*), en partie à cause de l'influence humaine (*degré de confiance moyen*). La désoxygénation devrait se poursuive avec le réchauffement de l'océan (*degré de confiance élevé*) (figure RT.11c). Une sensibilité climatique accrue et une ventilation océanique moindre dans CMIP6 que dans CMIP5 aboutissent à des projections beaucoup plus élevées de la réduction de l'oxygène de subsurface (100-600 m) que celles rapportées dans le SROCC pour la période 2080-2099. {2.3.3, 2.3.4, encadré thématique 2.4, 3.6.2, 5.3.3, 12.4.8}

Depuis deux décennies au moins, l'aire géographique de nombreux organismes marins s'est déplacée vers les pôles et vers les profondeurs océaniques (*degré de confiance élevé*), traduisant un mouvement vers des eaux plus fraîches. L'aire de répartition d'un sous-ensemble restreint d'organismes s'est déplacée vers l'équateur et vers de moins grandes profondeurs (*degré de confiance élevé*). Les métriques phénologiques liées aux cycles de vie de nombreux organismes ont également changé au cours des deux dernières décennies ou plus (*degré de confiance élevé*). Étant donné que les modifications de l'aire géographique des organismes et de leurs métriques phénologiques diffèrent selon l'espèce et le lieu, cela implique la possibilité de perturbations des principaux écosystèmes marins. {2.3.4}

RT.2.5 La cryosphère

Une perte généralisée de neige et de glace a été observée ces dernières décennies, et plusieurs éléments de la cryosphère sont aujourd'hui dans un état sans précédent depuis des siècles (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que l'influence humaine est le principal facteur de la réduction de la glace de mer arctique observée depuis la fin des années 1970 (la perte de glace de mer en fin d'été est *probablement* inédite depuis au moins 1 000 ans) et du recul généralisé des glaciers (inédit depuis au moins 2 000 ans, *degré de confiance moyen*). De plus, l'influence humaine a *très probablement* contribué à la diminution du manteau neigeux printanier observée dans l'hémisphère Nord depuis 1950.

En revanche, l'étendue de glace de mer dans l'Antarctique ne présente pas de changement net significatif depuis 1979 et un *degré de confiance faible* est associé aux projections de ses changements. En réponse aux scénarios d'émissions élevées de CO_2, l'océan Arctique, sera pratiquement libre de glace en fin d'été d'ici à la fin du XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que la poursuite du réchauffement entraînera de nouvelles réductions du manteau neigeux dans l'hémisphère Nord, et c'est aussi le cas pour le volume du pergélisol proche de la surface *(degré de confiance élevé*).

Les glaciers continueront à perdre de la masse pendant plusieurs décennies au moins même si la température globale se stabilise (*degré de confiance très élevé*), et la perte de masse au XXIe siècle est *quasi certaine* pour la calotte glaciaire du Groenland et *probable* dans celle de l'Antarctique. Une incertitude profonde persiste quant à l'évolution possible de la calotte glaciaire de l'Antarctique au cours du XXIe siècle et au-delà, en raison notamment de l'instabilité potentielle de la calotte glaciaire de l'Antarctique de l'Ouest. {2.3, 3.4, 4.3, 8.3, 9.3-9.6, encadré 9.4, 12.4}

La couverture de glace de mer dans l'Arctique (sur toute l'année et à la fin de l'été) se situe actuellement à son plus bas niveau depuis au moins 1850 (*degré de confiance élevé*), et depuis mille ans à la fin de l'été (*degré de confiance moyen*). L'étendue et l'épaisseur de la glace de mer arctique diminuent en été comme en hiver depuis la fin des années 1970, la glace devenant plus jeune, plus fine et plus dynamique (*degré de confiance très élevé*). Il est *très probable* que le forçage anthropique, principalement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre, est le principal facteur de cette perte, bien que de nouveaux éléments tendent à montrer que le forçage des aérosols anthropiques a compensé en partie les pertes induites par les gaz à effet de serre depuis les années 1950 (*degré de confiance moyen*). Il est *probable* que le minimum annuel de l'étendue de glace de mer arctique tombera au moins une fois en dessous d'1 million de km^2 avant 2050 pour tous les scénarios SSP évalués. Une telle absence quasi complète de glace de mer deviendra la norme en fin d'été d'ici à la fin du XXIe siècle dans les scénarios d'émissions élevées de CO_2 (*degré de confiance élevé*). La glace de mer arctique d'été varie de manière quasiment linéaire avec la température à la surface du globe, ce qui implique qu'elle n'est pas associée à un point de bascule et

que les pertes observées/projetées sont potentiellement réversibles (*degré de confiance élevé*). {2.3.2, 3.4.1, 4.3.2, 9.3.1, 12.4.9}

En ce qui concerne la glace de mer antarctique, les données satellitaires ne révèlent aucune tendance significative de son étendue entre 1979 et 2020, hiver comme été, en raison de tendances régionales de signe opposé et d'une forte variabilité interne. Etant donné le désaccord entre les observations et les simulations et le manque de compréhension des raisons de la dispersion substantielle entre les modèles, un *degré de confiance faible* est attribué aux projections par les modèles des changements futurs de la glace de mer dans l'Antarctique, en particulier à l'échelle régionale. {2.3.2, 3.4.1, 9.3.2}

Dans les régions de pergélisol, l'augmentation de la température dans les 30 premiers mètres du sol s'est généralisée au cours des trois à quatre dernières décennies (*degré de confiance élevé*). Il est projeté que, pour chaque °C de réchauffement supplémentaire (jusqu'à 4 °C au-dessus du niveau de 1850-1900), le volume global de sol gelé en permanence jusqu'à 3 m sous la surface diminuera d'environ 25 % par rapport au volume actuel (*degré de confiance moyen*). Il est possible toutefois que ces diminutions soient sous-estimées, faute d'une représentation complète des processus physiques en jeu dans les modèles ESM (*degré de confiance faible*). La question du manteau neigeux saisonnier est traitée dans la section RT.2.6. {2.3.2, 9.5.2, 12.4.9}

À quelques exceptions près, les glaciers ont reculé depuis la deuxième moitié du XIX^{e} siècle (*degré de confiance très élevé*), un comportement sans précédent depuis au moins 2 000 ans (*degré de confiance moyen*). Les glaciers de montagne ont *très probablement* contribué pour 67,2 mm [41,8 - 92,6 mm] au changement observé du GMSL entre 1901 et 2018. Ce recul s'est accéléré depuis les années 1990, l'influence humaine en étant *très probablement* le principal facteur. Dans le cas des RCP2.6 et RCP8.5, les glaciers perdraient respectivement 18 % ± 13 % et 36 % ± 20 % de leur masse actuelle au cours du XXI^{e} siècle (*degré de confiance moyen*). {2.3.2, 3.4.3, 9.5.1, 9.6.1}

La calotte glaciaire du Groenland était moins étendue qu'actuellement pendant la dernière période interglaciaire (il y a quelque 125 000 ans) et pendant l'Holocène moyen (il y a environ 6 000 ans) (*degré de confiance élevé*). Après avoir atteint une masse glaciaire maximale récente à un moment donné entre 1450 et 1850, elle a reculé dans son ensemble, certaines décennies ayant *probablement* été proches de l'équilibre (c'est-à-dire que la perte de masse était à peu près égale au gain de masse). Il est *quasi certain* que la calotte glaciaire du Groenland a perdu de la masse depuis les années 1990, l'influence humaine y ayant contribué (*degré de confiance moyen*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que les changements annuels de masse sont constamment négatifs depuis le début des années 2000. Au cours de la période 1992-2020, le Groenland a *probablement* perdu 4 890 ± 460 Gt de glace, contribuant à élever de 13,5 ± 1,3 mm le GMSL. Il y a un *degré de confiance élevé* dans le fait que les pertes de masse glaciaire du Groenland sont de plus en plus dominées par la fonte en surface et le ruissellement, une forte variabilité interannuelle résultant des changements dans le bilan de masse en surface. Quel que soit le scénario d'émissions, l'augmentation de la fonte en surface occupe une place prépondérante dans les projections de la perte future de masse glaciaire du Groenland (encadré RT.4, tableau 1 ; figure RT.11e) (*degré de confiance élevé*). L'encadré RT.9 porte sur l'évaluation de la perte à long terme, potentiellement irréversible, de la calotte glaciaire du Groenland et de certaines parties de la calotte glaciaire de l'Antarctique. {2.3.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, Atlas.11.2}

Il est *probable* que la calotte glaciaire de l'Antarctique a perdu 2 670 ± 530 Gt, contribuant pour 7,4 ± 1,5 mm à l'élévation du GMSL sur la période 1992-2020. Les pertes totales de masse glaciaire de l'Antarctique ont été dominées par la calotte glaciaire de l'Antarctique de l'Ouest, avec une hausse des taux de perte annuelle combinés de l'Antarctique de l'Ouest et de la péninsule depuis environ 2000 (*degré de confiance très élevé*). Par ailleurs, il est *très probable* que certaines parties de la calotte glaciaire de l'Antarctique de l'Est ont perdu de la masse depuis 1979. Il est *probable* que les chutes de neige ont augmenté sur l'ouest de la péninsule antarctique et l'est de l'Antarctique de l'Ouest depuis les années 1970, une grande variabilité spatiale et interannuelle caractérisant le reste du continent. Les pertes de masse dues aux glaciers émissaires de l'Antarctique de l'Ouest, résultant principalement de la fonte à la base des plates-formes de glace (*degré de confiance élevé*), excèdent les gains de masse découlant de l'accumulation accrue de neige sur le continent (*degré de confiance très élevé*). Cependant, il n'y a que des *éléments probants limités*, avec un *degré de concordance moyen*, attestant d'un forçage anthropique de la perte de masse observée en Antarctique depuis 1992 (avec un *degré de confiance faible* dans l'attribution aux processus). La perte croissante de masse par les plates-formes de glace et l'écoulement de glace depuis l'intérieur des terres continuera *probablement* à excéder l'augmentation de l'enneigement au XXI^{e} siècle (figure RT.11f). Une incertitude profonde persiste quant à l'évolution possible de la calotte glaciaire de l'Antarctique dans le cas de trames de perte maximale de masse au XXI^{e} siècle et au-delà, en tout premier lieu vis-à-vis de l'occurrence abrupte et généralisée d'une instabilité des calottes glaciaires marines et d'une instabilité des falaises de glace des calottes glaciaires marines. (Voir également les encadrés RT.3 et RT.4) {2.3.2, 3.4.3, 9.4.2, 9.6.3, encadré 9.4, Atlas.11.1}

Encadré RT.4 | Niveau de la mer

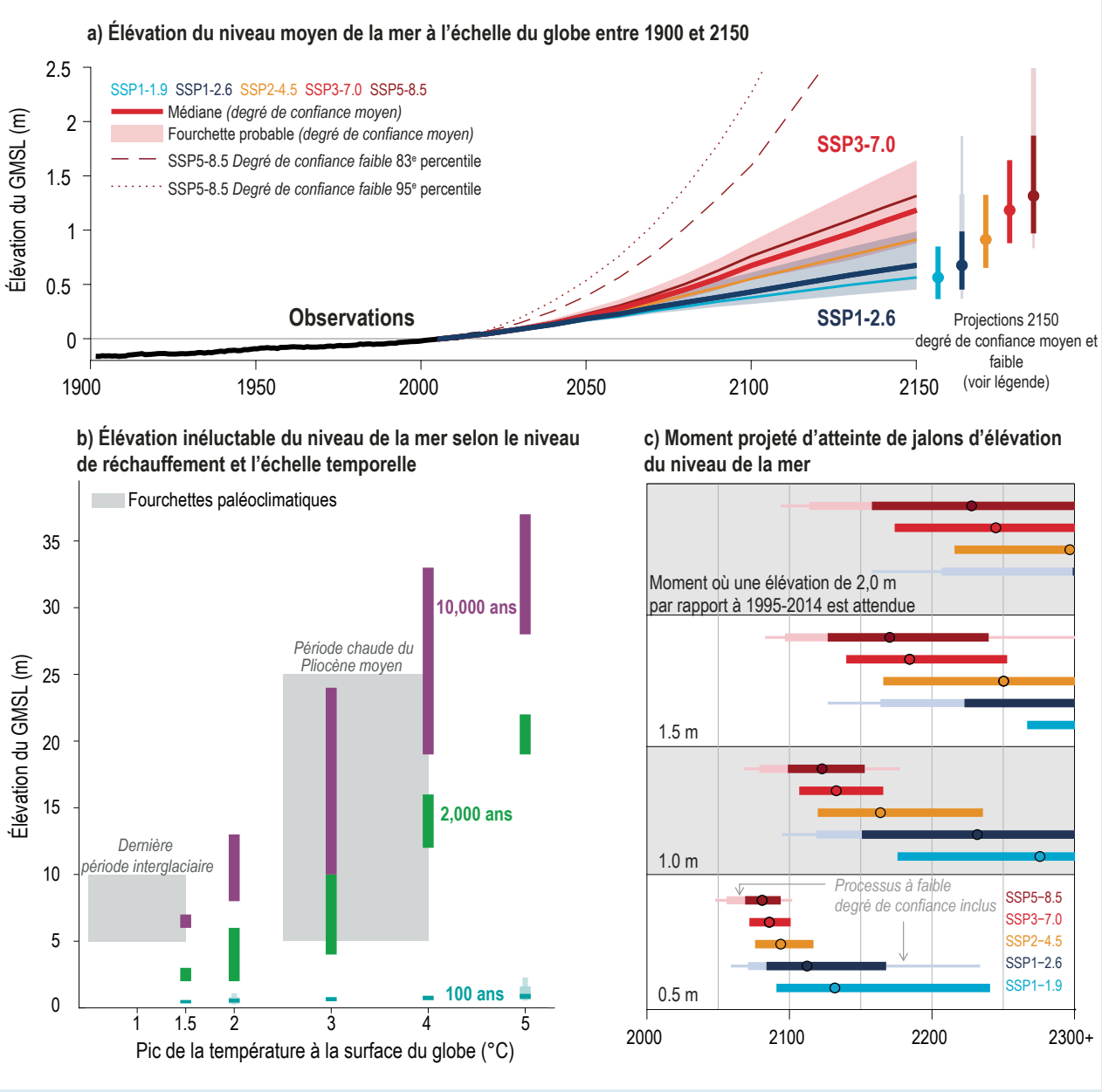
Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) a augmenté de 0,20 m [0,15 - 0,25 m] au cours de la période 1901-2018 et le rythme d'élévation s'est accéléré depuis les années 1960 pour atteindre 3,7 mm [3,2 - 4,2 mm] par an au cours de la période 2006-2018 (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que les activités humaines sont le principal facteur de l'augmentation observée depuis 1971, et de nouveaux éléments issus d'observations aboutissent, pour la période 1901-2018, à une élévation évaluée du niveau de la mer qui concorde avec la somme des composantes individuelles qui alimentent la montée des eaux, y compris la dilatation due au réchauffement de l'océan et la fonte des glaciers et des calottes glaciaires (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que le GMSL continuera d'augmenter au XXIe siècle en réponse au réchauffement continu du système climatique (encadré RT.4, figure 1). Le niveau de la mer réagit plus lentement aux émissions de gaz à effet de serre (GES) que la température à la surface du globe, ce qui entraîne une dépendance moindre à l'égard des scénarios au XXIe siècle que dans le cas de la température à la surface du globe (*degré de confiance élevé*). La lenteur de cette réponse se traduit également par une élévation inéluctable du niveau de la mer à long terme, liée à l'absorption continue de chaleur par l'océan et à l'ajustement lent des calottes glaciaires, qui se poursuivra pendant des siècles et des millénaires après l'arrêt des émissions (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.9). Il est projeté que, d'ici à 2100, le GMSL s'élèvera de 0,28 - 0,55 m (fourchette *probable*) dans le cas du SSP1-1.9 et de 0,63 - 1,01 m (fourchette *probable*) dans le cas du SSP5-8.5 par rapport à la moyenne de la période 1995–2014 (*degré de confiance moyen*). S'agissant des scénarios d'émissions élevées de CO_2, les projections du niveau de la mer en 2100 et au-delà présentent une incertitude profonde associée à la réponse des calottes glaciaires au réchauffement. Dans une trame de faible probabilité mais à fort impact et un scénario d'émissions élevées de CO_2, les processus des calottes glaciaires caractérisés par une incertitude profonde pourraient entraîner une hausse du GMSL atteignant 5 m environ d'ici à 2150. Étant donné le caractère inéluctable à long terme de la montée du niveau de la mer, l'incertitude quant au moment où seront atteints différents niveaux d'élévation du GMSL est importante pour planifier l'adaptation. {2.3, 3.4, 3.5, 9.6, encadré 9.4, encadré thématique 9.1, tableau 9.5}

Le GMSL est régi par le réchauffement ou le refroidissement de l'océan (et l'expansion/contraction qui en résulte) et par les changements des quantités de glace et d'eau stockées sur les terres émergées. Selon les éléments paléoclimatiques, le GMSL s'est élevé d'environ 70 m et s'est abaissé d'environ 130 m par rapport à aujourd'hui au cours des 55 derniers millions d'années et il était *probablement* 5 à 10 m plus haut pendant la dernière période interglaciaire (encadré RT.2, figure 1). Les observations du niveau de la mer montrent que le GMSL a augmenté de 0,20 m [0,15 - 0,25 m] au cours de la période 1901-2018, à un rythme moyen de 1,7 mm [1,3 - 2,2 mm] par an. De nouvelles analyses et de nouveaux éléments paléoclimatiques disponibles depuis l'AR5 montrent que ce rythme est *très probablement* plus rapide qu'au cours de n'importe quel siècle des trois derniers millénaires au moins (*degré de confiance élevé*). On dispose depuis l'AR5 d'un renforcement des éléments probants attestant d'une accélération de l'élévation du GMSL à partir du milieu du XXe siècle, le rythme moyen de 2,3 mm [1,6 - 3,1 mm] par an sur la période 1971-2018 passant à 3,7 mm [3,2 - 4,2 mm] par an sur la période 2006-2018 (*degré de confiance élevé*). {2.3.3, 9.6.1, 9.6.2}

Le GMSL continuera de s'élever tout au long du XXIe siècle (encadré RT.4, figure 1a). Si on se limite aux processus dont les projections bénéficient d'au moins un *degré de confiance moyen*, par rapport à la période 1995-2014, le GMSL devrait augmenter de 0,18 m (0,15 - 0,23 m, fourchette *probable ;* SSP1-1.9) à 0,23 m (0,20 - 0,30 m, fourchette *probable* ; SSP5-8.5) d'ici à 2050. D'ici à 2100, l'élévation projetée se situe entre 0,38 m (0,28 - 0,55 m, fourchette *probable* ; SSP1-1.9) et 0,77 m (0,63 - 1,01 m, fourchette *probable* ; SSP5-8.5) {tableau 9.9}. Les méthodes, modèles et scénarios utilisés dans l'AR6 pour établir les projections du niveau de la mer ont été actualisés par rapport à ceux du SROCC, grâce notamment aux informations tirées des plus récentes projections de modèles qui sont décrites dans les sections consacrées à l'océan et à la cryosphère (RT.2.4 et RT.2.5). Malgré ces différences, les projections du niveau de la mer concordent globalement avec celles du SROCC. {4.3.2, 9.6.3}

Il est important de savoir que les projections de la fourchette *probable* n'incluent pas les processus liés aux calottes glaciaires dont la quantification est très incertaine ou qui se caractérisent par une incertitude profonde. Une hausse plus importante du GMSL pourrait être causée, avant 2100, par la désintégration de plates-formes de glace marines plus tôt que prévu, par l'apparition abrupte et généralisée d'une instabilité des calottes glaciaires marines (MISI) et d'une instabilité des falaises de glace des calottes glaciaires marines (MICI) autour de l'Antarctique et par des changements plus rapides que prévu du bilan de masse en surface et de la perte de glace dynamique au Groenland (encadré RT.4, figure 1). Dans une trame de faible probabilité mais à fort impact et un scénario d'émissions élevées de CO_2, ces processus pourraient apporter ensemble plus d'un mètre supplémentaire à l'élévation du niveau de la mer d'ici à 2100 (encadré RT.3). {4.3.2, 9.6.3, encadré 9.4}

Encandré RT.4 (suite)



Encadré RT.4, figure 1 | Changement du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) à différentes échelles temporelles et selon différents scénarios. *Le but de cette figure est i) de montrer les projections du GMSL à l'échelle de siècles dans le contexte des observations du XX*e *siècle, ii) d'illustrer l'incertitude profonde dans les projections pour le moment où des niveaux donnés d'élévation du GMSL seront atteints et iii) de montrer l'élévation inéluctable à long terme associée à différents niveaux de réchauffement, y compris les éléments paléoclimatiques qui l'étayent.* **a)** Changement du GMSL entre 1900 et 2150, observé (1900-2018) et projeté dans le cas de scénarios SSP (2000-2150), par rapport à une référence 1995-2014. Les lignes pleines montrent les projections médianes. Les enveloppes montrent les fourchettes *probables* pour le SSP1-2.6 et le SSP3-7.0. Les lignes en pointillés et en tirets représentent respectivement les projections de *degré de confiance faible* au 83e et au 95e percentile pour le SSP5-8.5. Les barres à droite indiquent les fourchettes *probables* pour les SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5 en 2150. Les barres épaisses/minces légèrement ombrées indiquent les fourchettes de *degré de confiance faible* au 17e-83e/5e-95e percentile en 2150 pour le SSP1-2.6 et le SSP5-8.5, sur la base de méthodes de projection incorporant l'élicitation structurée d'experts et l'instabilité des falaises de glace des calottes glaciaires marines. La fourchette de *degré de confiance faible* pour le SSP5-8.5 en 2150 s'étend jusqu'à 4,8/5,4 m au 83e/95e percentile. **b)** Changement du GMSL à l'échelle de 100 ans (bleu), 2 000 ans (vert) et 10 000 ans (magenta) en fonction de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900. Dans les projections à 100 ans, le GMSL est projeté pour l'année 2100, par rapport à une référence 1995-2014, et les anomalies de température sont les valeurs moyennes sur la période 2081-2100. Pour les changements inéluctables à plus long terme, le réchauffement est indexé sur le réchauffement maximal au-dessus de 1850-1900 qui est atteint après l'arrêt des émissions. Les zones ombrées représentent les contraintes issues des données paléoclimatiques sur la température à la surface du globe et le GMSL pour la dernière période interglaciaire et la période chaude du Pliocène moyen. Les barres bleues épaisses/fines légèrement ombrées indiquent les fourchettes de *degré de confiance faible* au 17e-83e/5e-95e percentile pour le SSP1-2.6 et le SSP5-8.5 en 2100, à 2 °C et 5 °C. **c)** Moment de dépassement de seuils GMSL de 0,5, 1,0, 1,5 et 2,0 m dans le cas de différents SSP. Les barres bleues épaisses/fines légèrement ombrées indiquent les fourchettes de *degré de confiance faible* au 17e-83e/5e-95e percentile pour le SSP1-2.6 et le SSP5-8.5. {4.3.2, 9.6.1, 9.6.2, 9.6.3, encadré 9.4}

Encandré RT.4 (suite)

Au-delà de 2100, le GMSL continuera à s'élever pendant des siècles à des millénaires, du fait de la poursuite de l'absorption de chaleur dans l'océan profond et de la perte de masse des calottes glaciaires, et il restera élevé pendant des milliers d'années (*degré de confiance élevé*). D'ici 2150, sur la base des prolongements des scénarios SSP, en ne considérant que les processus dont les projections sont associées au moins à un *degré de confiance moyen* et en supposant une absence d'accélération du flux de masse glaciaire après 2100, le GMSL devrait augmenter de 0,6 m (0,4 - 0,9 m, fourchette *probable*, SSP1-1.9) à 1,3 m (1,0 -1,9 m, fourchette *probable*, SSP5-8.5) par rapport à la période 1995-2014. Dans le cas d'émissions élevées de CO_2, les processus associés à un *degré de confiance faible*, telle la MICI, pourraient entraîner une élévation du GMSL avoisinant 5 m d'ici à 2150 (encadré RT.4, figure 1a). D'ici à 2300, le GMSL augmentera de 0,3 à 3,1 m dans le cas d'émissions de CO_2 basses (SSP1-2.6) (*degré de confiance faible*). Dans le cas d'émissions élevées de CO_2 (SSP5-8.5), l'élévation projetée se situe entre 1,7 et 6,8 m d'ici à 2300 en l'absence de MICI, et atteint jusqu'à 16 m en incluant la MICI (*degré de confiance faible*). Sur 2 000 ans, il existe des *éléments probants limités,* avec un *degré de concordance moyen*, concernant le fait que l'élévation inéluctable du GMSL atteindrait 2 à 3 m environ avec un pic de réchauffement de 1,5 °C, 2 à 6 m avec un pic de réchauffement de 2 °C, 4 à 10 m avec un pic de réchauffement de 3 °C, 12 à 16 m avec un pic de réchauffement de 4 °C et 19 à 22 m avec un pic de réchauffement de 5 °C. {9.6.3}

L'examen de l'incertitude au cours du temps donne une autre perspective sur l'incertitude vis-à-vis de l'élévation future du niveau de la mer (encadré RT.4, figure 1c). Par exemple, en ne tenant compte que des processus associés à un *degré de confiance moyen*, l'élévation du GMSL devrait *probablement* dépasser 0,5 m entre 2080 et 2170 environ dans le cas du SSP1-2.6 et entre 2070 et 2090 environ dans le cas du SSP5-8.5. Étant donné son caractère inéluctable à long terme, l'incertitude quant au moment où seront atteints différents niveaux d'élévation du GMSL revêt un aspect important pour la planification de l'adaptation. {9.6.3}

À l'échelle régionale, d'autres processus entrent en jeu et modifient la variation locale du niveau de la mer par rapport au GMSL, notamment les mouvements verticaux des terres, les changements de la circulation et de la densité océaniques, ainsi que les effets de gravitation, rotation et déformation qui découlent de la redistribution des masses d'eau et de glace entre les terres émergées et l'océan. Ces processus donnent lieu à une structure spatiale qui tend à amplifier l'élévation du niveau de la mer aux basses latitudes et à la réduire aux hautes latitudes. Cependant, au cours du XXI^{e} siècle, l'élévation médiane projetée du niveau régional de la mer sur la majorité des sites côtiers se situe à ± 20 % du changement projeté du GMSL (*degré de confiance moyen*). La section RT.4 analyse plus en détail les changements et les valeurs extrêmes du niveau de la mer à l'échelle régionale. {9.6.3}

Encadré RT.5 | Le cycle du carbone

La hausse continue des concentrations de CO_2 atmosphérique au cours de la période industrielle est due, sans équivoque, aux émissions induites par les activités humaines. Les puits océanique et terrestre de carbone ralentissent la hausse du CO_2 dans l'atmosphère. Les projections montrent que, si ces puits absorbent davantage de CO_2 dans le cas de scénarios d'émissions élevées que dans le cas de scénarios d'émissions basses, la fraction des émissions qui est éliminée de l'atmosphère par les puits naturels décroît pour des concentrations plus élevées (*degré de confiance élevé*). Les réponses des puits océanique et terrestre projetés sont similaires pour un scénario donné, mais le puits terrestre présente une variabilité interannuelle beaucoup plus grande et une plus large dispersion des modèles. Le ralentissement de l'accroissement des puits de carbone projeté au cours de la seconde moitié de ce siècle est liée au renforcement des rétroactions carbone-climat et à la stabilisation du CO_2 atmosphérique dans le cas, respectivement, de scénarios d'atténuation moyenne à nulle et de scénarios de forte atténuation (voir FAQ 5.1). {5.2, 5.4}

S'agissant du CO_2 d'origine anthropique, les puits de carbone sont associés principalement à des processus océaniques physiques et terrestres biosphériques qui régissent l'échange de carbone entre de nombreux réservoirs terrestres, océaniques et atmosphériques. Ces échanges répondent à l'augmentation de CO_2 atmosphérique, mais ils sont modulés par les changements des conditions climatiques (encadré RT.5, figure 1c, d). L'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud dominent, respectivement, le puits terrestre et le puits océanique (encadré RT.5, figure 1). La circulation océanique et les processus thermodynamiques jouent également un rôle crucial dans le couplage des cycles globaux du carbone et de l'énergie (chaleur). On estime avec un *degré de confiance élevé* que ce nexus carbone-chaleur dans l'océan constitue le socle de l'une des métriques carbone-climat les plus importantes, à savoir la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE ; section RT.3.2.1), utilisée pour déterminer les budgets carbone résiduels. {5.1, 5.2, 5.5, 9.2, encadré thématique 5.3}

Sur la base de multiples éléments probants utilisant les gradients interhémisphériques des concentrations de CO_2, ses isotopes et

Encandré RT.5 (suite)

les données d'inventaires, il est sans équivoque que la croissance du CO_2 dans l'atmosphère depuis 1750 (voir la section RT.2.2) est due aux émissions directes par les activités humaines. La combustion de combustibles fossiles et le changement d'usage des terres pendant la période 1750-2019 ont entraîné le rejet de 700 ± 75 PgC (fourchette *probable*, 1 PgC = 10^{15} g de carbone) dans l'atmosphère, dont environ 41 % ± 11 % sont encore dans l'atmosphère aujourd'hui (*degré de confiance élevé*). La combustion de combustibles fossiles était responsable d'environ 64 % ± 15 % du total des émissions anthropiques de CO_2, et cette part a augmenté pour atteindre une contribution de 86 % ± 14 % ces dix dernières années. Le reste découle du changement d'usage des terres. Au cours de la dernière décennie (2010-2019), les émissions anthropiques moyennes de CO_2 par an ont atteint les niveaux les plus hauts de l'histoire de l'humanité, soit 10,9 ± 0,9 PgC an^{-1} (*degré de confiance élevé*). Sur ce total, 46 % des émissions se sont accumulées dans l'atmosphère (5,1 ± 0,02 PgC an^{-1}), 23 % (2,5 ± 0,6 PgC an^{-1}) ont été absorbées par l'océan et 31 % (3,4 ± 0,9 PgC an^{-1}) ont été éliminées par les écosystèmes terrestres (*degré de confiance élevé*). {5.2.1, 5.2.2, 5.2.3}

Le puits océanique (*degré de confiance élevé*) et le puits terrestre (*degré de confiance moyen*) de CO_2 ont augmenté avec les émissions anthropiques au cours des six dernières décennies (encadré RT.5, figure 1). Étant donné cette concomitance des émissions et de la croissance des puits océanique et terrestre, la fraction du CO_2 anthropique résiduelle dans l'atmosphère s'est maintenue à 44 ± 10 % depuis 60 ans (*degré de confiance élevé*). La variabilité interannuelle et décennale des puits océanique et terrestre indique que ces derniers sont sensibles au rythme d'augmentation des émissions ainsi qu'à la variabilité du climat et, par conséquent, sont également sensibles au changement climatique (*degré de confiance élevé*). {5.2.1}

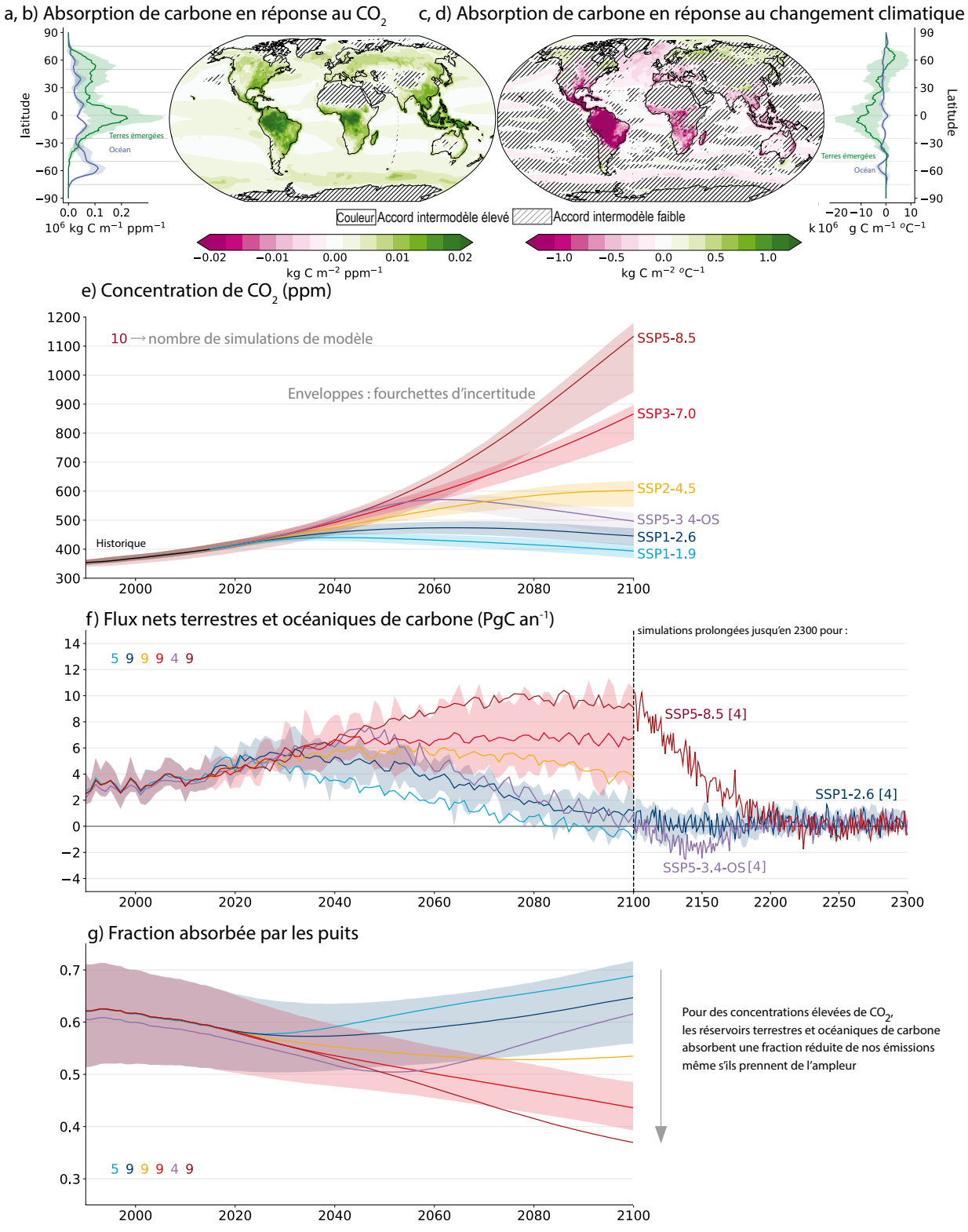
Le puits terrestre de CO_2 résulte de l'absorption de carbone par la végétation, laquelle présente une grande variabilité interannuelle liée, par exemple, au phénomène ENSO (El Niño-oscillation australe). Depuis les années 1980, la fertilisation par le carbone due à la hausse du CO_2 atmosphérique a renforcé le puits terrestre net de CO_2 (*degré de confiance moyen*). Pendant la période historique, le taux d'augmentation du CO_2 atmosphérique a déterminé en grande partie la croissance du puits océanique. On estime toutefois, avec un *degré de confiance moyen*, que les changements des processus physiques et chimiques dans l'océan et dans la biosphère terrestre, qui régissent les rétroactions du carbone, modifient déjà les caractéristiques de sa variabilité, en particulier le cycle saisonnier du CO_2, tant dans l'océan que pour les terres émergées. À ce jour cependant, on n'a pas encore observé de changements dans les tendances multidécennales des puits. {2.3.4, 3.6.1, 5.2.1}

Les projections ESM évaluées dans l'AR6 ont des concentrations de CO_2 allant d'environ 400 ppm (SSP1-1.9) à plus de 1 100 ppm (SSP5-8.5) en 2100. La plupart des simulations sont réalisées avec des concentrations prescrites de CO_2 atmosphérique, qui rendent déjà compte d'une estimation centrale des effets des rétroactions climat-carbone. Les simulations forcées par les émissions de dioxyde de carbone rendent compte de l'incertitude dans ces rétroactions, mais ne modifient pas de façon significative les changements projetés de la température à la surface du globe (*degré de confiance élevé*). Bien que les puits terrestre et océanique absorbent

davantage de CO_2 dans le cas de scénarios d'émissions élevées que de scénarios d'émissions faibles, la fraction des émissions éliminée de l'atmosphère décroît (*degré de confiance élevé*). Cela signifie que plus la quantité de CO_2 émise est grande, moins les puits océanique et terrestre sont efficaces (*degré de confiance élevé*), effet qui compense la relation logarithmique entre le CO_2 et son forçage radiatif, qui implique que chaque unité d'augmentation supplémentaire du CO_2 atmosphérique a un effet moindre sur la température planétaire. (Encadré RT 5, figure 1f,g} {4.3.1, 5.4.5, 5.5.1.2}

Les réponses des puits océanique et terrestre projetés sont similaires pour un scénario donné, mais le puits terrestre présente une variabilité interannuelle beaucoup plus grande et une plus large dispersion des modèles. Avec les scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5, la croissance initiale des deux puits en réponse à l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 est ensuite limitée par l'émergence des rétroactions carbone-climat (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.5, figure 1f). Les projections montrent que les puits océanique et terrestre cesseront d'augmenter à partir de la moitié du XXIe siècle quel que soit le scénario d'émissions, mais les facteurs en jeu diffèrent selon le scénario. Dans le cas des scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5, le ralentissement de la croissance du puits océanique de CO_2 pendant la deuxième moitié du siècle est principalement lié au renforcement de la rétroaction positive résultant de la réduction du pouvoir tampon des carbonates, au réchauffement de l'océan et aux modifications de la circulation océanique (par exemple, changements de l'AMOC). En revanche, dans le cas des SSP1-1.9, SSP1-2.6 et SSP2-4.5, le ralentissement de la croissance du puits océanique de carbone est imputable à la stabilisation ou à la baisse des concentrations de CO_2 atmosphérique. Pour le SSP1-1.9, les modèles indiquent que les puits terrestre et océanique combinés se transformeront en source faible d'ici à 2100 (*degré de confiance moyen*). Pour les scénarios d'émissions élevées de CO_2, il est *très probable* que le puits terrestre de carbone augmente plus lentement en raison du réchauffement et de l'assèchement à partir du milieu du XXIe siècle, mais il est *très improbable* qu'il passe de puits à source avant 2100.

Encandré RT.5 (suite)



Encadré RT.5, figure 1 | Processus et projections associés au cycle du carbone.

Encandré RT.5 (suite)

Encadré RT.5, figure 1 (suite) : *Le but de cette figure est de montrer la réponse du cycle du carbone aux émissions de dioxyde de carbone (CO_2) et au climat, ainsi que son rôle dans la détermination des futurs niveaux de CO_2 par le biais des changements projetés dans les puits et dans les fractions absorbées par les puits.* Elle présente **(a, b)** les changements du stockage de carbone en réponse à une hausse du CO_2 et **(c, d)** la réponse au réchauffement du climat. Les cartes montrent la structure spatiale des changements qui surviennent dans l'absorption du carbone dans des simulations en réponse à une augmentation de 1 % par an du CO_2 (section 5.4.5.5) ; les graphiques des moyennes zonales montrent la distribution des changements dans l'absorption du carbone, où les terres émergées (courbes vertes) dominent dans les tropiques et l'hémisphère Nord, et l'océan (courbes bleues) dans l'hémisphère Sud. Les hachures indiquent les régions où moins de 80 % des modèles s'accordent sur le signe de la réponse. **e)** Concentrations futures de CO_2 : concentrations de CO_2 projetées dans les scénarios de trajectoire socio-économique partagée (SSP) en réponse aux émissions anthropiques, résultats de modèles couplés du système Terre pour SSP5-8.5 et de l'émulateur MAGICC7 pour les autres scénarios (section 4.3.1). **f)** Flux de carbone futurs : flux terrestres et océaniques combinés projetés (positifs descendants) jusqu'en 2100 pour les scénarios SSP, et prolongés jusqu'en 2300 pour les scénarios disponibles, panaches d'incertitude à 5-95 % indiqués pour les SSP1-2.6 et SSP3-7.0 (sections 4.3.2.4, 5.4.5.4 et 5.4.10). Les chiffres notés dans le haut correspondent au nombre de simulations de modèles utilisées. **g)** Fraction absorbée par les puits : proportion des émissions cumulées de CO_2 éliminée par les puits terrestre et océanique. Elle est plus faible quand les émissions sont plus élevées. {Figure 4.3 ; 5.4.5 ; figures 5.25, 5.27 et 5.30}

À lui seul, le changement climatique devrait stimuler une accumulation de carbone terrestre aux hautes latitudes (sans compter le pergélisol, étudié dans les sections RT.2.5 et RT.3.2.2), mais aussi entraîner une perte de carbone terrestre en zone tropicale qui la contrebalance (*degré de confiance moyen*). Les projections issues de modèles du système Terre montrent que l'incertitude globale concernant le CO_2 atmosphérique d'ici à 2100 reste dominée par la trajectoire des émissions, mais que les rétroactions carbone-climat (voir la section RT.3.3.2) sont importantes, avec des incertitudes croissantes dans les trajectoires d'émissions élevées (encadré RT.5, figure 1e). {4.3.2, 5.4.1, 5.4.2, 5.4.4, 5.4.5, 11.6, 11.9, encadré thématique 5.1, encadré thématique 5.3}

Pour trois scénarios SSP prolongés à long terme jusqu'en 2300 (SSP5-8.5, SSP5-3.4-OS, SSP1-2.6), les modèles ESM indiquent que les terres émergées passeraient de la fonction de puits à celle de source (*degré de confiance moyen*). Les scénarios reposent sur des hypothèses simplifiées quant aux réductions d'émissions, le SSP1-2.6 et le SSP5-3.4-OS atteignant environ 400 ppm en 2300, le SSP5-8.5 dépassant 2 000 ppm. La transformation est due au réchauffement dans le cas d'émissions élevées, tandis qu'elle est liée à la baisse du CO_2 atmosphérique dans le cas d'émissions nettes négatives de CO_2. L'océan reste un puits jusqu'en 2300, sauf dans le cas d'émissions nettes négatives de très grande ampleur. La section RT.3.3.2 développe davantage la réponse des aspects naturels du cycle du carbone à l'élimination de dioxyde de carbone. {5.4.9}

RT.2.6 Climat des terres émergées, incluant la biosphère et les extrêmes

La température de l'air à la surface des terres émergées a augmenté plus rapidement que la température à la surface du globe depuis les années 1850, et il est *quasi certain* que ce réchauffement différentiel persistera à l'avenir. Il est *quasi certain* que la fréquence et l'intensité des extrêmes chauds ainsi que l'intensité et la durée des vagues de chaleur ont augmenté depuis 1950 et que la tendance se poursuivra même si le réchauffement planétaire se stabilisait à 1,5 °C. La fréquence et l'intensité des précipitations extrêmes ont augmenté sur la majorité des régions terrestres dotées de bons réseaux d'observation (*degré de confiance élevé*), et il est *extrêmement probable* qu'elles augmenteront sur la plupart des régions terrestres avec toute hausse supplémentaire du réchauffement global.

Les changements survenus depuis le milieu du siècle dernier dans plusieurs aspects essentiels de la biosphère concordent avec un réchauffement à grande échelle : les zones climatiques se sont déplacées vers les pôles, et la saison de croissance de la végétation s'est allongée dans les régions extratropicales de l'hémisphère Nord (*degré de confiance élevé*). L'amplitude du cycle saisonnier du CO_2 atmosphérique au-delà de 45 °N s'est accrue depuis les années 1960 (*degré de confiance très élevé*), le principal facteur étant la hausse de productivité de la biosphère terrestre due à l'augmentation des concentrations de CO_2 atmosphérique (*degré de confiance moyen*). Le degré de verdure global de la végétation a augmenté depuis les années 1980 (*degré de confiance élevé*). {2.3, 3.6, 4.3, 4.5, 5.2, 11.3, 11.4, 11.9, 12.4}

La température mesurée au-dessus des terres émergées a augmenté de 1,59 °C [1,34 - 1,83 °C] entre la période 1850-1900 et la période 2011-2020. Le réchauffement des terres émergées est environ 45 % plus élevé que l'élévation de la température à la surface du globe et environ 80 % plus élevé que le réchauffement de la surface de l'océan. Entre 1971 et 2018, le réchauffement de la surface des terres émergées a contribué à environ 5 % de l'augmentation de l'inventaire énergétique global (section RT.3.1), près du double de l'estimation de l'AR5 (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que le réchauffement moyen à la surface des terres émergées continuera d'être plus élevé que le réchauffement au-dessus de l'océan tout au long du XXIe siècle. La structure du réchauffement variera *probablement* selon les saisons, les hautes latitudes septentrionales se réchauffant davantage en hiver qu'en été (*degré de confiance moyen*). {2.3.1, 4.3.1, 4.5.1, 7.2.2, encadré 7.2, encadré thématique 9.1, 11.3, Atlas 11.2}

La fréquence et l'intensité des extrêmes chauds (journées et nuits chaudes) ainsi que l'intensité et la durée des vagues de chaleur ont augmenté à l'échelle du globe et dans la plupart des régions depuis

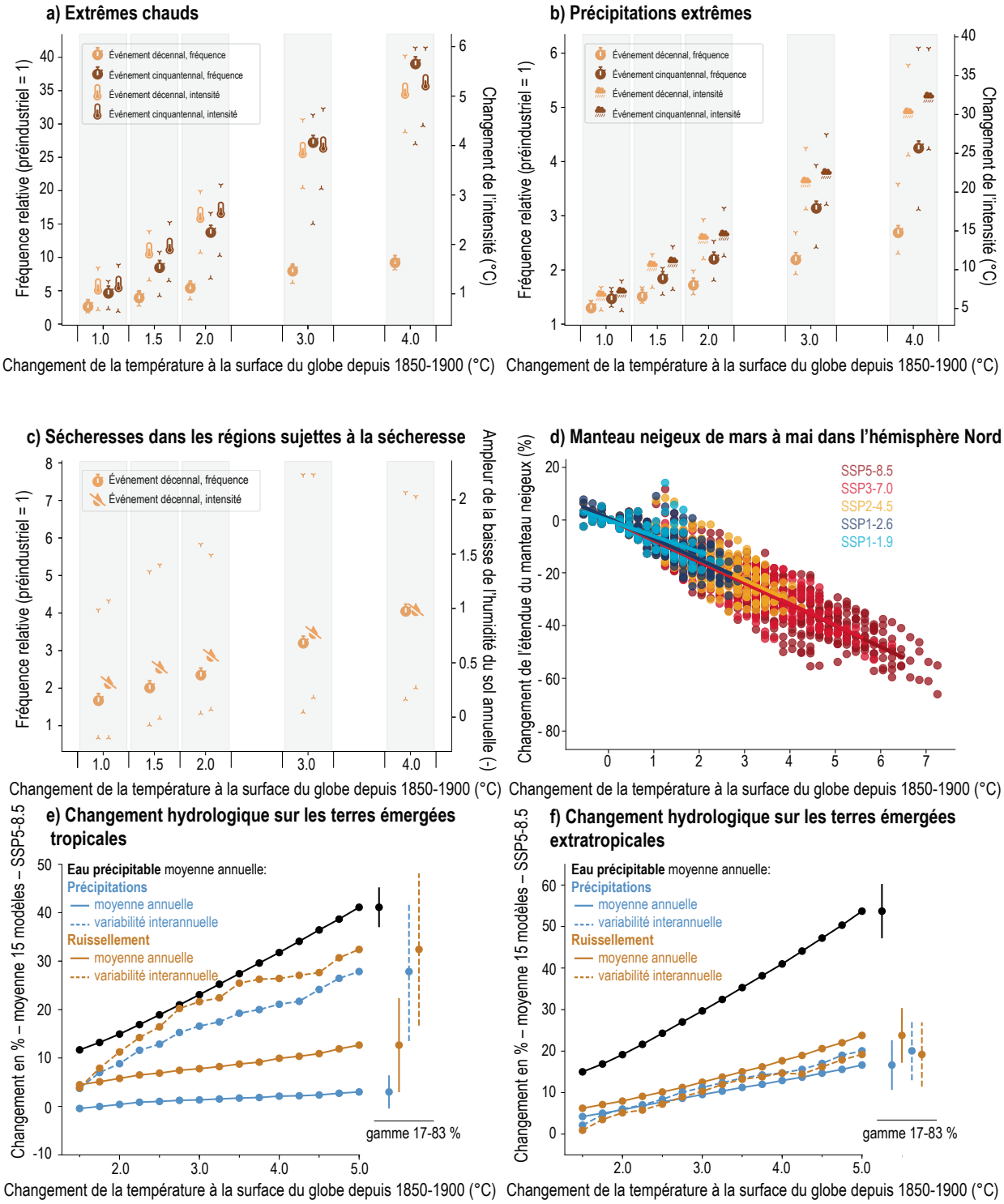


Figure RT.12 | Changements affectant les terres émergées en fonction des niveaux de réchauffement global, par rapport à 1850-1900. *Le but de cette figure est de montrer que les extrêmes et les variables moyennes sur les terres émergées changent systématiquement avec les niveaux de réchauffement et de montrer, selon les niveaux de réchauffement global, l'évolution des indicateurs du cycle de l'eau (c'est-à-dire les précipitations et le ruissellement) sur les terres tropicales et extratropicales sous forme de moyenne et de variabilité interannuelle (la variabilité interannuelle progresse plus vite que la moyenne).* **a)** Changements de la fréquence (axe de gauche) et de l'intensité (axe de droite, °C) des extrêmes chauds quotidiens qui surviennent tous les 10 et 50 ans. **b)** Comme en a), mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes, le changement d'intensité étant exprimé en %. **c)** Changements des caractéristiques des sécheresses décennales agrégées sur les régions sensibles à ce phénomène (WNA, CNA, NCA, SCA, NSA, NES, SAM, SWS, SSA, WCE, MED, WSAF, ESAF, MDG, SAU et EAU, régions présentées dans la figure Atlas.2), l'intensité (échelle de droite) étant mesurée par le changement de l'humidité moyenne annuelle du sol, normalisée relativement à la variabilité interannuelle. Les limites de l'intervalle de confiance à 5-95 % sont indiquées dans les panneaux a) à c). **d)** Changements de l'étendue du manteau neigeux dans l'hémisphère Nord au printemps (mars-avril-mai) par rapport à 1850-1900 ; **e), f)** Changement relatif (%) de la moyenne annuelle de la quantité totale d'eau précipitable (ligne grise), des précipitations (lignes rouges pleines), du ruissellement (lignes bleues pleines) et de l'écart type (c'est-à-dire la variabilité) des précipitations (lignes rouges en pointillés) et du ruissellement (lignes bleues en pointillés), en moyenne sur e) les terres émergées tropicales et f) les terres émergées extratropicales en fonction des niveaux de réchauffement global. On a utilisé les modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) qui atteignaient un niveau de réchauffement de 5 °C au-dessus de la moyenne 1850-1900 au XXI^{e} siècle dans le SSP5-8.5. La variabilité des précipitations et du ruissellement est estimée par l'écart type correspondant après suppression des tendances linéaires. Les barres d'erreur indiquent l'intervalle de confiance à 17-83 % pour le niveau de réchauffement global le plus élevé (+5 °C). {Figures 8.16, 9.24, 11.6, 11.7, 11.12, 11.15, 11.18 et Atlas.2}

1950, tandis que la fréquence et l'intensité des extrêmes froids ont diminué (*quasi certain*). Il y a un *degré de confiance élevé* que la hausse de la fréquence et de la sévérité des extrêmes chauds est due au changement climatique d'origine humaine. Certains extrêmes chauds récents auraient été *extrêmement improbables* sans l'influence humaine sur le système climatique. Il est *quasi certain* que les extrêmes chauds et froids continueront de changer tout au long du XXIe siècle dans presque toutes les régions habitées, même si le réchauffement global était stabilisé à 1,5 °C (tableau RT.2, figure RT.12a). {1.3, encadré thématique 3.2, 11.1.4, 11.3.2, 11.3.4, 11.3.5, 11.9, 12.4}

Le réchauffement plus marqué sur les terres émergées modifie diverses caractéristiques essentielles du cycle de l'eau (encadré RT.6). Le rythme de changement des précipitations et du ruissellement moyens, tout comme leur variabilité, croît avec le réchauffement global (figure RT.12e,f). Le changement climatique d'origine humaine a contribué à augmenter les sécheresses de type agricole et écologique dans certaines régions, en raison de l'évapotranspiration accrue (*degré de confiance moyen*). Davantage de régions sont affectées par l'augmentation des sécheresses agricoles et écologiques avec l'accentuation du réchauffement global (*degré de confiance élevé* ; voir également la figure RT.12c).

Un *degré de confiance faible* est associé au fait que l'efficacité accrue de l'utilisation de l'eau par les plantes due à une concentration élevée de CO_2 atmosphérique puisse amoindrir les sécheresses extrêmes de type agricole et écologique dans des conditions qui se caractérisent par une humidité du sol limitée et une hausse de la demande d'évaporation atmosphérique. {2.3.1, encadré thématique 5.1, 8.2.3, 8.4.1, 11.2.4, 11.4, 11.6, encadré 11.1}

Le manteau neigeux printanier dans l'hémisphère Nord a diminué depuis au moins 1978 (*degré de confiance très élevé*), tendance qui remonte à 1950 (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que l'influence humaine a contribué à ces réductions. Le début plus précoce de la fonte de neige a contribué à des changements saisonniers du débit des cours d'eau (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que l'étendue du manteau neigeux saisonnier diminuera encore dans l'hémisphère Nord si le réchauffement global se poursuit (figure RT.12d). {2.3.2, 3.4.2, 8.3.2. 9.5.3, 12.4, 9.2, 11.2, Atlas 8.2}

La fréquence et l'intensité des précipitations extrêmes ont augmenté sur la majorité des régions terrestres bien couvertes par les observations depuis 1950 (*degré de confiance élevé*, encadré RT.6, tableau RT.2). L'influence humaine est *probablement* le principal facteur en cause (tableau RT.2). Il est *extrêmement probable* que les précipitations extrêmes seront plus fréquentes et plus intenses sur la plupart des régions terrestres pour chaque hausse supplémentaire du réchauffement global (tableau RT.2, figure RT.12b). L'augmentation projetée des précipitations extrêmes se traduit par une augmentation de la fréquence et de l'ampleur des inondations pluviales (*degré de confiance élevé*) (tableau RT.2). {Encadré thématique 3.2, 8.4.1, 11.4.2, 11.4.4, 11.5.5, 12.4}

Il est *probable* que le changement climatique d'origine humaine a augmenté la probabilité d'évènements extrêmes composites. Les vagues de chaleur coïncidant avec des sécheresses sont devenues plus fréquentes au cours du siècle dernier, tendance qui se poursuivra avec l'accentuation du réchauffement global (*degré de confiance élevé*). La probabilité d'inondations composites (surcote marine due à une onde de tempête, pluies extrêmes et/ou débit fluvial extrême) a augmenté à certains endroits et continuera d'augmenter à cause de l'élévation du niveau de la mer et de l'augmentation des fortes précipitations, y compris les changements d'intensité des précipitations qui accompagnent les cyclones tropicaux (*degré de confiance élevé*). {11.8.1, 11.8.2, 11.8.3}

Les changements survenus dans plusieurs aspects essentiels de la biosphère terrestre, tel l'allongement de la saison de croissance dans une grande partie des régions extratropicales de l'hémisphère Nord depuis le milieu du XXe siècle (*degré de confiance élevé*), concordent avec un réchauffement à grande échelle. Dans le même temps, une amplification du cycle saisonnier du CO_2 atmosphérique au-delà de 45 °N depuis le début des années 1960 a été observée (*degré de confiance élevé*) ainsi qu'une progression du degré de verdure de la végétation à la surface des terres émergées du globe depuis le début des années 1980 (*degré de confiance élevé*). L'augmentation du CO_2 atmosphérique, le réchauffement aux hautes latitudes et les interventions de gestion des terres ont contribué à la tendance au verdissement observée, mais leur rôle respectif est associé à un *degré de confiance faible*. Il y a un *degré de confiance moyen* dans le fait que l'augmentation de la croissance des végétaux associée à la fertilisation par le CO_2 est le principal facteur de l'amplitude accrue du cycle saisonnier du CO_2 atmosphérique observée dans l'hémisphère Nord. L'azote réactif, l'ozone et les aérosols affectent la végétation terrestre et le cycle du carbone par le biais de leurs dépôts et de leurs effets sur le rayonnement de grande échelle (*degré de confiance élevé*), mais l'ampleur de ces effets sur le puits de carbone terrestre, la productivité des écosystèmes et le forçage indirect du CO_2 reste incertaine. {2.3.4, 3.6.1, 5.2.1, 6.4.5, 12.3.7, 12.4}

Au siècle dernier, l'aire de répartition de nombreuses espèces terrestres s'est déplacée vers les pôles et vers les hauteurs (*degré de confiance très élevé*), et le renouvellement des espèces s'est accéléré dans de nombreux écosystèmes (*degré de confiance élevé*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que la répartition géographique des zones climatiques s'est déplacée dans de nombreuses parties du monde au cours du dernier demi-siècle. Le SRCCL concluait que la poursuite du réchauffement exacerbera les processus de désertification (*degré de confiance moyen*) et que les écosystèmes seront de plus en plus exposés à des climats qui diffèrent de ceux auxquels ils sont actuellement adaptés (*degré de confiance élevé*). Le changement climatique accentuera les perturbations découlant, par exemple, des incendies et de la mortalité des arbres dans plusieurs écosystèmes (*degré de confiance moyen*). Les projections indiquent une augmentation de la sécheresse, de l'aridité et des conditions météorologiques propices aux incendies dans certaines régions (section RT.4.3 ; *degré de confiance élevé*). Un *degré de confiance faible* est associé à l'ampleur de ces changements, mais la probabilité de franchir des seuils régionaux incertains (incendies, dépérissement des forêts, etc.) augmente avec la poursuite du réchauffement (*degré de confiance élevé*). La réponse des cycles biogéochimiques aux perturbations anthropiques peut être abrupte à l'échelle régionale et irréversible à l'échelle de décennies ou de siècles (*degré de confiance élevé*). {2.3.4, 5.4.3, 5.4.9, 11.6, 11.8, 12.5, SRCCL 2.2, SRCCL 2.5, SR1.5 3.4}

Encadré RT.6 | Cycle de l'eau

Le changement climatique d'origine humaine a entraîné des modifications détectables dans le cycle global de l'eau depuis le milieu du XX^e siècle (*degré de confiance élevé*) et il devrait, selon les projections, provoquer d'autres changements substantiels à l'échelle globale comme à l'échelle régionale (*degré de confiance élevé*). Les précipitations ont *probablement* augmenté sur les terres émergées du globe depuis 1950, à un rythme qui s'est accéléré depuis les années 1980 (*degré de confiance moyen*). La vapeur d'eau atmosphérique a augmenté dans toute la troposphère depuis au moins les années 1980 (*probable*). À l'échelle globale, les précipitations annuelles sur les terres émergées augmenteront au XXIe siècle parallèlement à l'élévation de la température à la surface du globe (*degré de confiance élevé*). L'influence humaine a été détectée dans l'amplification de la salinité de surface et dans les régimes des précipitations moins l'évaporation (P-E) au-dessus de l'océan (*degré de confiance élevé*).

La sévérité des évènements très humides et très secs augmente dans un climat qui se réchauffe (*degré de confiance élevé*), mais les changements de la structure de la circulation atmosphérique ont une incidence sur le lieu et la fréquence de ces extrêmes. La variabilité du cycle de l'eau et les extrêmes qui y sont associés devraient augmenter plus rapidement que les changements moyens dans la plupart des régions du monde, quel que soit le scénario d'émissions (*degré de confiance élevé*).

La superficie totale des terres émergées sujettes à la sécheresse augmentera et les sécheresses deviendront plus fréquentes et plus sévères au XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). Les projections des changements à court terme des précipitations sont incertaines en raison principalement de la variabilité interne, de l'incertitude des modèles et de l'incertitude des forçages liés aux aérosols d'origine naturelle et anthropiques (*degré de confiance moyen*).

On ne peut exclure que le cycle de l'eau subisse au XXIe siècle et au-delà des changements abrupts dus aux activités humaines (*degré de confiance moyen*). {2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, 11.4, 11.6, 11.9}

Le cycle de l'eau global s'est intensifié depuis au moins 1980 (*degré de confiance élevé*), comme le montre par exemple l'augmentation des flux d'humidité atmosphérique et l'amplification des caractéristiques de la différence entre précipitations et évaporation. Les précipitations sur les terres émergées du globe ont *probablement* augmenté depuis 1950, avec une augmentation plus rapide depuis les années 1980 (*degré de confiance moyen*) ; il est *probable* que les activités humaines ont contribué aux structures des changements, notamment à l'augmentation des précipitations aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord. L'augmentation des précipitations moyennes globales est déterminée par une réponse robuste à la température à la surface du globe (de l'ordre, *très probablement*, de 2 à 3 % par °C), qui est partiellement contrebalancée par des ajustements atmosphériques rapides au réchauffement de l'atmosphère par les gaz à effet de serre (GES) et les aérosols (section RT.3.2.2). L'effet global des aérosols anthropiques est de réduire les précipitations à l'échelle globale via les effets de refroidissement radiatif de la surface (*degré de confiance élevé*). Pendant la majeure partie du XXe siècle, les effets antagonistes des GES et des aérosols sur les précipitations ont été observés sur certaines moussons régionales (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.13). Les précipitations annuelles sur les terres émergées du globe devraient augmenter en moyenne de 2,4 % (-0,2 - +4,7 %, fourchette *probable*) dans le cas du scénario SSP1-1.9, de 4,6 % (1,5 - 8,3 %, fourchette probable) dans le cas du scénario SSP2-4.5 et de 8,3 % (0,9 - 12,9 %, fourchette *probable*) dans le cas du scénario SSP5-8.5 d'ici à 2081-2100 par rapport à 1995-2014 (encadré RT.6, figure 1). Les différences intermodèles et la variabilité interne contribuent à une large dispersion des projections des changements du cycle de l'eau à grande échelle et à l'échelle des régions (*degré de confiance élevé*). Les éruptions volcaniques sont susceptibles de modifier le cycle de l'eau pendant plusieurs années (*degré de confiance élevé*). Les structures projetées du changement des précipitations affichent des différences régionales et des contrastes saisonniers importants à mesure qu'augmente la température à la surface du globe au XXIe siècle (encadré RT.6, figure 1). {2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 4.3.1, 4.4.1, 4.5.1, 4.6.1, encadré thématique 4.1, 8.2.1, 8.2.2, 8.2.3, encadré 8.1, 8.3.2.4, 8.4.1, 8.5.2, 10.4.2}

Le contenu de vapeur d'eau de la colonne totale a *très probablement* augmenté à l'échelle du globe depuis les années 1980, et il est *probable* que l'influence humaine a contribué à l'humidification de la haute troposphère tropicale. L'humidité spécifique près de la surface a augmenté sur l'océan (*probable*) et sur les terres émergées (*très probable*) depuis au moins les années 1970, avec une influence humaine détectable (*degré de confiance moyen*). L'influence humaine a été détectée dans l'amplification des structures de la salinité de surface et de la différence entre précipitations et évaporation (P-E) au-dessus de l'océan (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que l'évaporation augmentera au-dessus de l'océan et *très probable* que l'évapotranspiration augmentera au-dessus des terres émergées, avec des variations régionales, parallèlement au réchauffement futur en surface (encadré RT.6, figure 1). Les hausses projetées de la hauteur et de l'intensité des précipitations seront associées à un ruissellement accru aux hautes latitudes septentrionales (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.6, figure 1). En réponse aux changements de la cryosphère (section RT.2.5), des changements sont survenus dans la saisonnalité des débits des cours d'eau, notamment une apparition plus précoce des débits

Encandré RT.6 (suite)

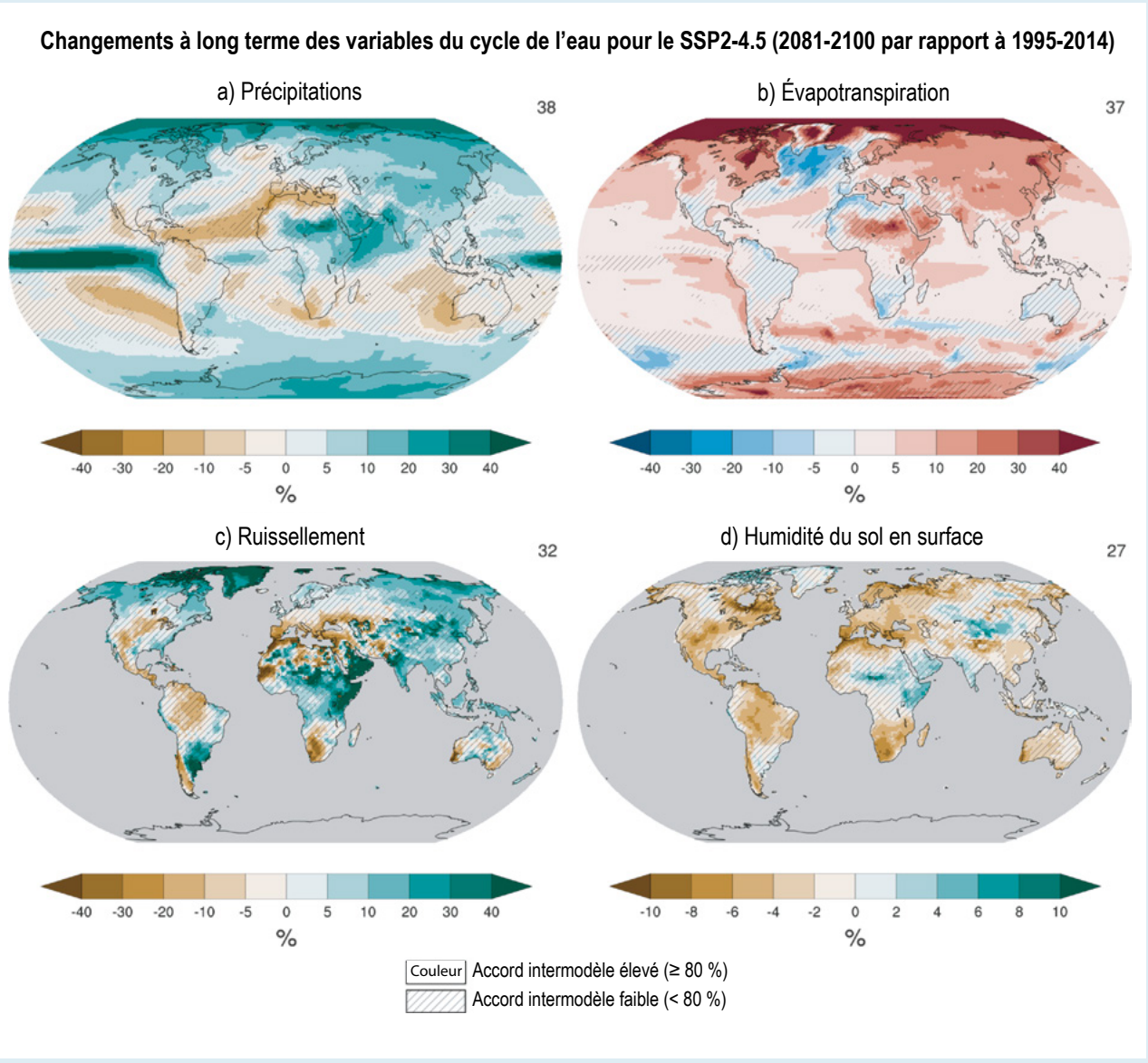
de pointe dans les bassins versants des hautes latitudes et des zones de montagne (*degré de confiance élevé*). Le ruissellement projeté (encadré RT.6, figure 1c) auquel contribuent les petits glaciers diminuera globalement en raison de la perte de masse, tandis que l'apport des grands glaciers augmentera en général parallèlement à l'augmentation du niveau de réchauffement global, jusqu'à l'épuisement de leur masse (*degré de confiance élevé*). {2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 8.2.3, 8.4.1, 11.5}

Le réchauffement au-dessus des terres émergées accroît la demande évaporative atmosphérique et la sévérité des épisodes de sécheresse (*degré de confiance élevé*). Le réchauffement plus marqué sur les terres émergées que sur l'océan modifie la structure de la circulation atmosphérique et réduit l'humidité relative à proximité de la surface des zones continentales, ce qui contribue à l'assèchement régional (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que l'humidité relative a diminué sur la majeure partie des terres émergées du globe depuis 2000. Les augmentations projetées de l'évapotranspiration dues à l'accroissement de la demande en eau de l'atmosphère réduiront l'humidité du sol dans la région méditerranéenne, le sud-ouest de l'Amérique du Nord, l'ensemble de l'Afrique du Sud, le sud-ouest de l'Amérique du Sud et le sud-ouest de l'Australie (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.6, figure 1). Il est également projeté que certaines régions tropicales présentent une aridité accrue, notamment le bassin amazonien et l'Amérique centrale (*degré de confiance élevé*). La superficie totale des terres exposées à des sécheresses plus fréquentes et plus sévères s'étendra (*degré de confiance élevé*), et l'aridification future dépassera de loin l'ampleur du changement observé au cours du dernier millénaire dans la Méditerranée, le sud-ouest de l'Amérique du Sud et l'ouest de l'Amérique du Nord (*degré de confiance élevé*). {4.5.1, 8.2.2, 8.2.3, 8.4.1, encadré 8.2, 11.6, 11.9}

Le changement d'affectation des terres et l'extraction d'eau pour l'irrigation ont influencé les réponses locales et régionales du cycle de l'eau (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* que la déforestation à grande échelle diminue l'évapotranspiration et les précipitations et qu'elle accroît le ruissellement sur les terres déboisées par rapport aux effets régionaux du changement climatique (*degré de confiance moyen*). L'urbanisation augmente les précipitations locales (*degré de confiance moyen*) et l'intensité du ruissellement (degré de confiance élevé) (encadré RT.14). L'augmentation de l'intensité des précipitations a favorisé la recharge des nappes souterraines, tout particulièrement dans les régions tropicales (*degré de confiance moyen*). Il y a un *degré de confiance élevé* sur l'épuisement des eaux souterraines qui se produit depuis au moins le début du XXIe siècle, en raison des prélèvements qui y sont effectués pour irriguer les terres agricoles dans les zones arides. {8.2.3, 8.3.1, 11.1.6, 11.4, 11.6, FAQ 8.1}

La variabilité du cycle de l'eau et les extrêmes qui y sont associés devraient augmenter plus rapidement que les changements moyens dans la plupart des régions du monde, quel que soit le scénario d'émissions (*degré de confiance élevé*). Un climat plus chaud augmente le transport d'humidité dans les systèmes météorologiques, ce qui intensifie les saisons et les évènements humides (*degré de confiance élevé*). L'ampleur de la hausse projetée des précipitations et des évènements extrêmes connexes dépend de la résolution des modèles et de la représentation des processus convectifs (*degré de confiance élevé*). L'augmentation de la capacité de l'atmosphère proche de la surface à contenir de la vapeur d'eau d'environ 7 % par °C de réchauffement entraîne une réponse similaire sur le plan de l'intensification des précipitations extrêmes, de l'échelle infraquotidienne à saisonnière, ce qui accroît la sévérité des risques d'inondation (*degré de confiance élevé*). L'intensité moyenne et maximale des pluies associées aux cyclones tropicaux et extratropicaux, aux rivières atmosphériques et aux violentes tempêtes convectives augmentera donc également avec le réchauffement futur (*degré de confiance élevé*). Dans certaines régions, l'intensité maximale des précipitations des cyclones tropicaux augmentera de plus de 7 % par °C de réchauffement en raison de la convergence accrue de l'humidité à basse altitude causée par l'intensification des vents (*degré de confiance moyen*). Dans les projections, la variabilité interannuelle des précipitations et du ruissellement sur les terres émergées augmente plus rapidement que les changements des précipitations saisonnières moyennes, et cela tout au long de l'année dans les régions tropicales et en été ailleurs (figure RT.12e,f) (*degré de confiance moyen*). La variabilité infrasaisonnière des précipitations devrait également augmenter, avec moins de jours de pluie mais des précipitations quotidiennes moyennes plus intenses sur de nombreuses régions terrestres (*degré de confiance élevé*). {4.5.3, 8.2.3, 8.4.1, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9}

Encandré RT.6 (suite)



Encadré RT.6, figure 1 | Changements projetés du cycle de l'eau. *Le but de cette figure est de fournir une vue d'ensemble des changements de plusieurs composantes du cycle global de l'eau, pour un scénario d'émissions intermédiaires. Message principal : sans réduction drastique des émissions de gaz à effet de serre, le réchauffement global d'origine humaine sera associé à des changements généralisés de toutes les composantes du cycle de l'eau.* Changements moyens annuels (%) projetés à long terme (2081-2100) par rapport aux conditions actuelles (1995-2014) dans le scénario d'émissions SSP2-4.5 touchant : a) les précipitations, b) l'évapotranspiration de surface, c) le ruissellement total et d) l'humidité du sol en surface. Le chiffre noté en haut à droite de chaque panneau correspond au nombre de modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) qui ont servi à estimer la moyenne d'ensemble. Pour les autres scénarios, voir les figures correspondantes dans le chapitre 8. L'incertitude est représentée par l'approche simple : l'absence de lignes superposées signale une cohérence intermodèle élevée (≥ 80 % des modèles s'accordent sur le signe du changement) ; la présence de barres obliques indique une cohérence intermodèle faible (< 80 % des modèles s'accordent sur le signe du changement). Pour en savoir plus sur l'approche simple, voir l'encadré thématique Atlas.1. {8.4.1 ; figures 8.14, 8.17, 8.18 et 8.19}

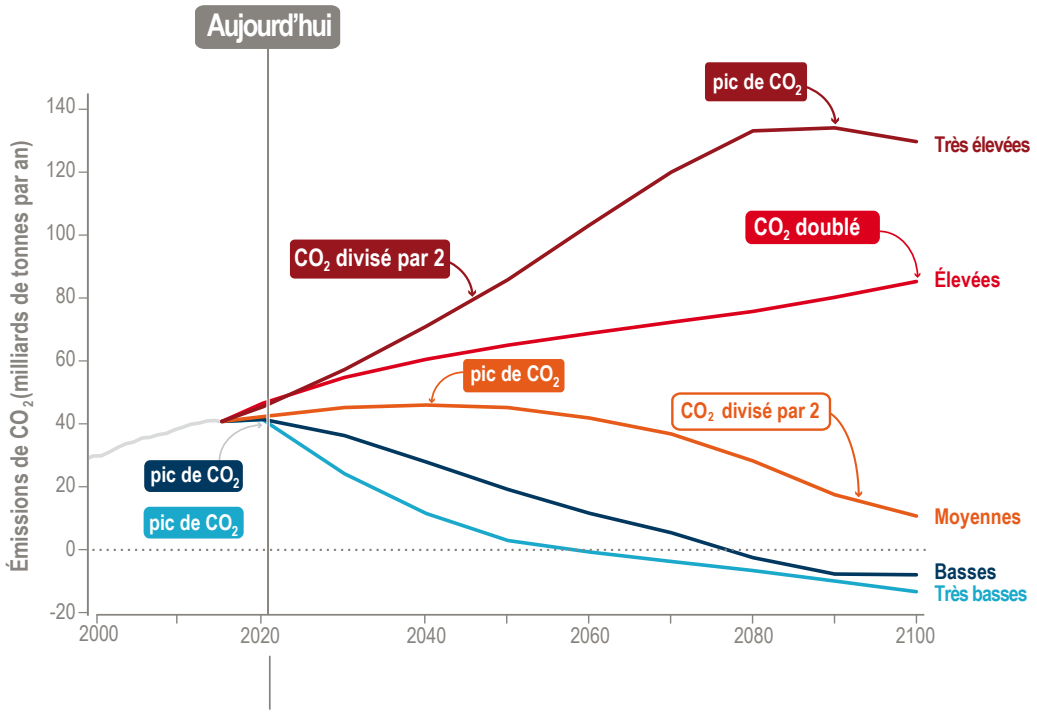
Infographie RT.1 Futurs climatiques

Climats futurs

L'évolution du climat au cours du présent siècle et au-delà dépendra de nos **émissions de gaz à effet de serre**, de l'ampleur du **réchauffement planétaire que cela entraînera** et de la réponse du système climatique à ce réchauffement.

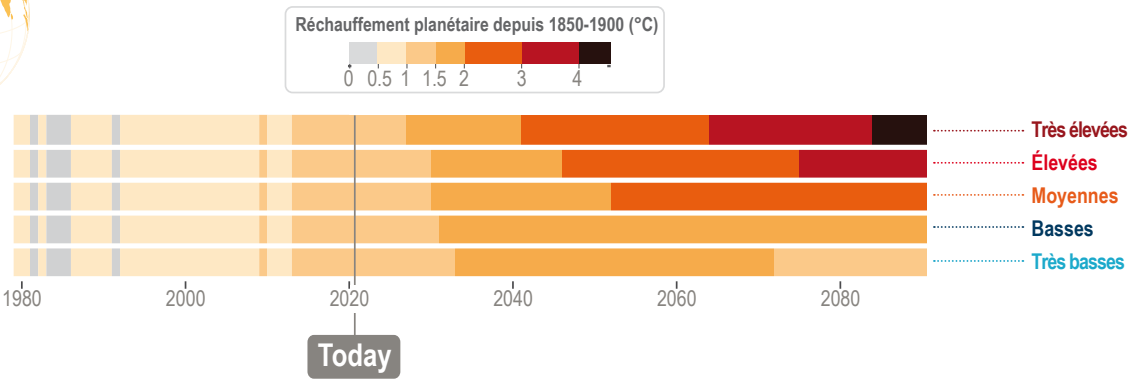
Trajectoires d'émissions

Différents développements sociaux et économiques peuvent conduire à des émissions substantiellement différentes de dioxyde de carbone (CO_2), d'autres gaz à effet de serre et de polluants atmosphériques pendant le reste du siècle.carbon dioxide



Effet sur la température de surface

Pour que la température se stabilise, les émissions de CO_2 doivent atteindre le niveau zéro net.



Effet à court terme : variabilité naturelle

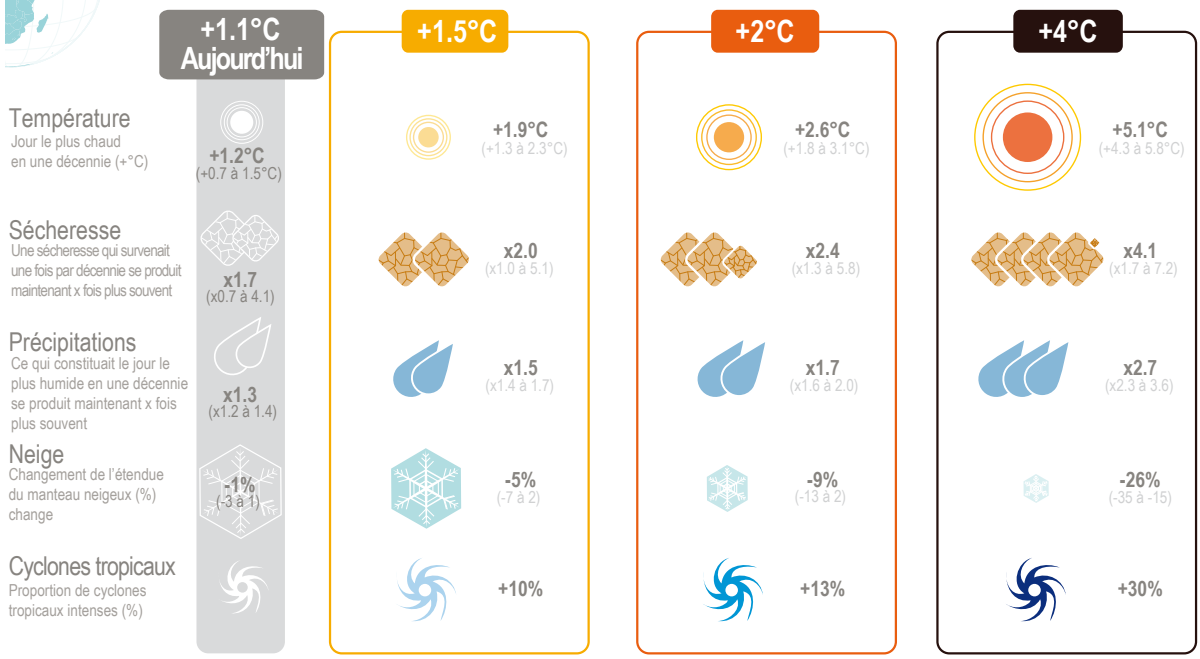
À court terme (une décennie environ), la variabilité naturelle peut amortir ou accentuer temporairement la tendance au réchauffement planétaire résultant des émissions.

Infographie RT.1 | Futurs climatiques. *Le but de cette figure est de montre les futurs climatiques possibles : l'évolution du climat au cours du présent siècle et au-delà dépendra de nos émissions de gaz à effet de serre, de l'ampleur du réchauffement global résultant et de la réponse du système climatique à ce réchauffement.*
(en haut à gauche) Émissions annuelles de CO_2 pour les cinq scénarios principaux de trajectoire socio-économique partagée (SSP) (émissions très basses : SSP1-1.9, basses : SSP1-2.6, intermédiaires : SSP2-4.5, élevées : SSP3-7.0, très élevées : SSP5-8.5). (en bas à gauche) Réchauffement prévu pour chacun de ces scénarios d'émissions.

Climats futurs

Réponse du système climatique par rapport à 1850-1900

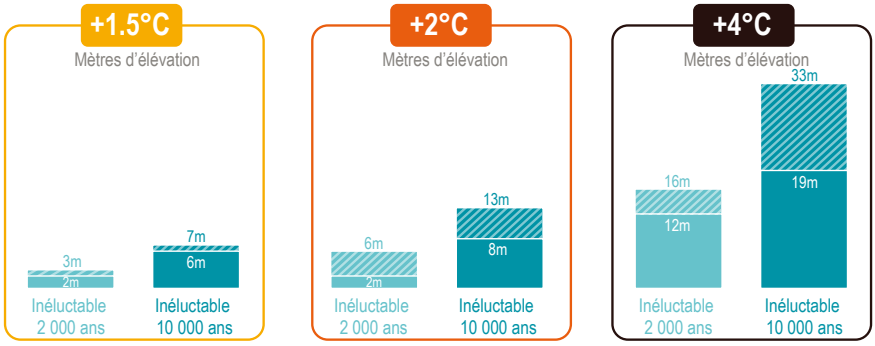
Beaucoup d'aspects du système climatique réagissent rapidement aux changements de température. Pour des niveaux de réchauffement planétaire de plus en plus élevés, les conséquences sont plus graves (fourchette min./max.)



Conséquences à long terme : élévation du niveau de la mer

Le niveau de la mer s'est déjà élevé de 20 cm et il augmentera encore de 30 cm à 1 m ou plus d'ici à 2100, en fonction des émissions futures.

Le niveau de la mer réagit très lentement au réchauffement planétaire, de sorte qu'une fois amorcée, la hausse se poursuit pendant des milliers d'années.



Le futur…

Le climat que notre génération et les jeunes générations connaîtront dépendra des émissions à venir. Une réduction rapide des émissions limitera les changements à venir, mais la poursuite des émissions déclenchera des changements plus importants et plus rapides, qui affecteront de plus en plus toutes les régions. Certains changements persisteront pendant des centaines ou des milliers d'années, si bien que les choix que nous faisons aujourd'hui auront des répercussions à très long terme.

(en haut à droite) Réponse d'une sélection de certaines variables climatiques à quatre niveaux de réchauffement global (°C). Les changements dans la colonne « Aujourd'hui » reposent sur un niveau de réchauffement planétaire de 1 °C.
(en bas à droite) Effet à long terme de chaque niveau de réchauffement global sur le niveau de la mer. Voir la section RT.1.3.1 pour en savoir plus sur les scénarios de changement climatique SSP.
Cette infographie s'appuie sur plusieurs figures du Résumé technique : la figure RT.4 (pour le panneau en haut à gauche), la figure RT.6 (en bas à gauche), la figure RT.12 (en haut à droite) et l'encadré RT.4, figure 1b (en bas à droite).

RT.3 Comprendre la réponse du système climatique et ses implications pour limiter le réchauffement global

Cette section récapitule les progrès accomplis dans notre connaissance du bilan d'énergie de la Terre, dont l'évolution temporelle des forçages et des rétroactions climatiques qui induisent les réponses du système climatique résumées dans la section RT.2. On y évalue les avancées survenues depuis l'AR5 et le SR1.5 concernant l'estimation des budgets carbone résiduels, la réponse du système Terre à l'élimination de dioxyde de carbone et la quantification des métriques qui permettent de comparer les effets relatifs des différents agents de forçage. Cette section se penche également sur les réponses futures du climat et de la pollution atmosphérique induites par les changements projetés des facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF), sur la compréhension actuelle de la réponse du climat à d'éventuelles interventions de modification du rayonnement solaire (SRM) et sur l'irréversibilité, les points de bascule et les changements abrupts au sein du système climatique.

RT.3.1 Forçage radiatif et bilan d'énergie

Il a été établi depuis l'AR5 que l'accumulation d'énergie dans le système Terre, quantifiée à partir des observations du réchauffement de l'océan, de l'atmosphère et des terres émergées et de la fonte des glaces, constitue une mesure robuste du taux du changement climatique planétaire aux échelles interannuelles à décennales. L'augmentation de l'inventaire énergétique global présente moins de variabilité que les changements de la température à la surface du globe et, par conséquent, indique mieux les tendances climatiques sous-jacentes.

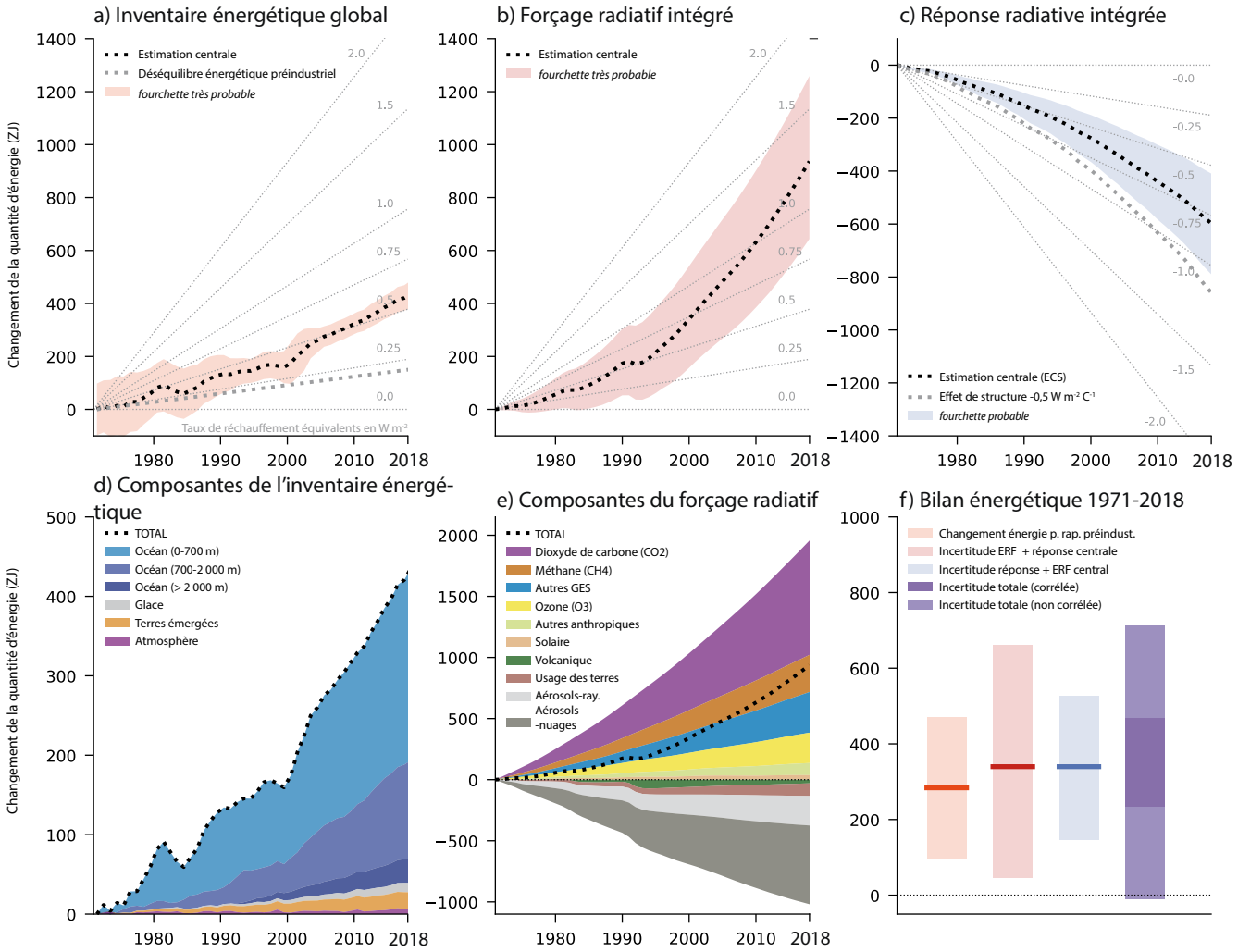


Figure RT.13 | Estimations du changement cumulé net d'énergie (ZJ = 10^{21} joules) sur la période 1971-2018 associé a) aux changements observés dans l'inventaire énergétique global, b) au forçage radiatif intégré et c) à la réponse radiative intégrée. *Le but de cette figure est de montrer l'évaluation des changements du bilan énergétique et des forçages radiatifs effectifs (ERF).* Les lignes pointillées noires représentent l'estimation centrale avec les fourchettes *probables* et *très probables* indiquées dans la légende. Les lignes pointillées grises représentent le changement d'énergie associé à un déséquilibre énergétique de la Terre estimé à 0,2 W m^{-2} en 1850-1900 (panneau a) et illustrent un effet supposé de structure de -0,5 W m^{-2} °C-1 (panneau c). Les lignes grises de fond indiquent les taux de réchauffement équivalents en W m^{-2} par unité de surface de la Terre. Les panneaux d) et e) montrent la part des différentes composantes (indiquées dans la légende) de l'inventaire énergétique global et du forçage radiatif intégré, respectivement. Le panneau f) montre le bilan énergétique global évalué pour la période 1971-2018, c'est-à-dire la cohérence entre le changement de l'inventaire énergétique global par rapport à 1850-1900 et le changement d'énergie impliqué par le forçage radiatif intégré plus la réponse radiative intégrée selon différentes hypothèses (indiquées dans la légende), y compris les hypothèses d'incertitudes corrélées et non corrélées dans le forçage plus la réponse. Les enveloppes représentent la fourchette *très probable* dans le cas du changement énergétique observé par rapport à 1850-1900 et la fourchette *probable* pour toutes les autres grandeurs. Les séries chronologiques de forçage et de réponse sont rapportées à une période de référence 1850-1900. {Encadré 7.2, figure 1}

L'inventaire énergétique global a augmenté de 282 ZJ (zettajoules, soit 1021 joules) [177 - 387 ZJ] sur la période 1971-2006 et de 152 ZJ [100 à 205 ZJ] sur la période 2006-2018 (figure RT.13), dont plus de 90 % imputables au réchauffement de l'océan. Pour mettre ces chiffres en contexte, le déséquilibre énergétique moyen de la Terre (moyenne sur 2006 - 2018) équivalait à 20 fois environ le taux annuel de consommation énergétique dans le monde en 2018. L'accumulation d'énergie est due au forçage radiatif effectif (ERF) anthropique total positif par rapport à 1750.

La meilleure estimation de l'ERF, soit 2,72 W m^{-2}, excède de 0,43 W m^{-2} celle donnée dans l'AR5 (pour 1750-2014) en raison d'une augmentation de l'ERF des gaz à effet de serre qui est partiellement compensée par un ERF plus négatif des aérosols par rapport à l'AR5. L'ERF des gaz à effet de serre a été révisé en raison de changements dans les concentrations atmosphériques et de l'actualisation de l'efficacité des forçages ; pour sa part, la révision de l'ERF des aérosols découle d'une meilleure compréhension des interactions aérosols-nuages et s'appuie sur une concordance accrue entre différents éléments probants. La quantification améliorée de l'ERF, de la réponse radiative du système climatique et de l'augmentation d'énergie observée dans le système Terre entre 1971 et 2018 démontre une meilleure fermeture du bilan énergétique global (c'est à dire dans quelle mesure la somme du forçage intégré et de la réponse radiative intégrée est égale au gain d'énergie du système Terre) par rapport à l'AR5 (*degré de confiance élevé*). (Voir FAQ 7.1) {7.2.2, 7.3.5, 7.5.2, encadré 7.2, tableau 7.1}

Le changement de l'inventaire énergétique global au cours de la période 1971-2006 correspond à un déséquilibre énergétique de la Terre (encadré RT.1) de 0,50 W m^{-2} [0,32 - 0,69 W m^{-2}], qui augmente à 0,79 W m^{-2} [0,52 - 1,06 W m^{-2}] pour la période 2006-2018. L'absorption de chaleur par l'océan est de loin la contribution la plus importante et représente 91 % du changement énergétique total. Le réchauffement des terres émergées, la fonte des glaces et le réchauffement de l'atmosphère représentent respectivement 5 %, 3 % et 1 % environ du changement total. Une analyse plus poussée des composantes de l'inventaire, la validation croisée (satellites/in situ) des estimations du déséquilibre énergétique global et la clôture du bilan global du niveau de la mer ont permis de renforcer l'évaluation par rapport à l'AR5. (*degré de confiance élevé*) {7.2.2, 7.5.2.3, encadré 7.2, tableau 7.1, 9.6.1, encadré thématique 9.1, tableau 9.5}

Comme dans l'AR5, les perturbations du bilan énergétique de la Terre au sommet de l'atmosphère sont quantifiées à l'aide des valeurs ERF (voir également la section RT.2.2). Celles-ci incluent les ajustements résultants dans le système climatique (dus, par exemple, aux changements des températures atmosphériques, des nuages et de la vapeur d'eau, comme le montre la figure RT.14), mais excluent toute réponse de la température de surface. Les ERF d'un plus grand nombre d'agents de forçage sont estimés depuis l'AR5 et montrent qu'ils sont plus étroitement liés à la réponse de la température que le forçage radiatif avec ajustement des températures stratosphériques. (*degré de confiance élevé*) {7.3.1}

La quantification améliorée de l'ERF, de la réponse radiative du système climatique et de l'augmentation d'énergie observée dans le système Terre entre 1971 et 2018 démontre un affinement du bilan énergétique global par rapport à l'AR5 (figure RT.13). En combinant la fourchette *probable* de l'ERF sur cette période avec l'estimation centrale de la réponse radiative, on obtient un gain d'énergie attendu de 340 ZJ [47 à 662 ZJ]. Les deux estimations sont cohérentes avec une évaluation indépendante, basée sur les observations, de l'augmentation de la quantité d'énergie de 284 ZJ [96 - 471 ZJ] (fourchette *très probable*) à l'échelle du globe, relativement au déséquilibre énergétique de la Terre estimé pour 1850-1900. (*degré de confiance élevé*) {7.2.2, 7.3.5, encadré 7.2}

L'ERF des gaz à effet de serre évalué pour la période 1750-2019 (section RT.2.2) a augmenté de +0,59 W m^{-2} par rapport aux estimations données dans l'AR5 pour 1750-2011. Cette hausse se décompose comme suit : +0,34 W m^{-2} provenant de l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre bien mélangés (y compris les espèces halogénées) depuis 2011, +0,15 W m^{-2} provenant des révisions à la hausse de leurs efficacités radiatives et +0,10 W m^{-2} provenant de la réévaluation des ERF de l'ozone et de la vapeur d'eau stratosphérique. {7.3.2, 7.3.4, 7.3.5}

Pour le CO_2, le CH_4, le N_2O et les chlorofluorocarbones, on dispose aujourd'hui d'éléments probants permettant de quantifier l'effet des ajustements troposphériques sur l'ERF. L'ERF évalué pour un doublement du CO_2 par rapport aux niveaux de 1750 (3,9 ± 0,5 W m^{-2}) est plus grand que dans l'AR5. Dans le cas du CO_2, les ajustements incluent les effets physiologiques sur la végétation. Les gaz à effet de serre réactifs bien mélangés (CH_4, N_2O et halocarbones) provoquent des ajustements chimiques supplémentaires dans l'atmosphère par le biais des modifications de l'ozone et des aérosols (figure RT.15a). L'ERF dû aux émissions de CH_4 atteint 1,19 W m^{-2} [0,81 - 1,58 W m^{-2}], dont 0,35 W m^{-2} [0,16 - 0,54 W m^{-2}] est attribué aux ajustements chimiques, principalement via l'ozone. Ces ajustements chimiques influent également sur les métriques d'émissions (section RT.3.3.3). Ce sont les changements des émissions de dioxyde de soufre (SO2) qui contribuent le plus à l'ERF via les interactions aérosols-nuages (*degré de confiance élevé*). Au cours de la période 1750-2019, les contributions des composés émis aux changements de la température à la surface du globe concordent largement avec leurs contributions à l'ERF (*degré de confiance élevé*) (figure RT.15b). Comme un pic de l'ERF induit par les émissions de SO2 a déjà été récemment atteint (section RT.2.2) et que la réponse complète de la température à la surface du globe est retardée par l'inertie thermique du système climatique, les changements des émissions de SO2 contribuent légèrement plus au changement de la température à la surface du globe que les changements des émissions de CO_2, relativement à leurs contributions respectives à l'ERF. {6.4.2, 7.3.2}

L'ERF dû aux aérosols est évalué à -1,3 W m^{-2} [-2,0 à -0,6 W m^{-2}] sur la période 1750-2014 (*degré de confiance moyen*). C'est l'ERF dû aux interactions aérosols-nuages (ERFaci) qui contribue le plus à l'ampleur de l'ERF total des aérosols (*degré de confiance élevé*) ; il est évalué à -1,0 W m^{-2} [-1,7 - 0,3 W m^{-2}] (*degré de confiance moyen*), le reste étant dû aux interactions aérosols-rayonnement (ERFari), évalué à -0,3 W m^{-2} [-0,6 - 0,0 W m^{-2}] (*degré de confiance moyen*).

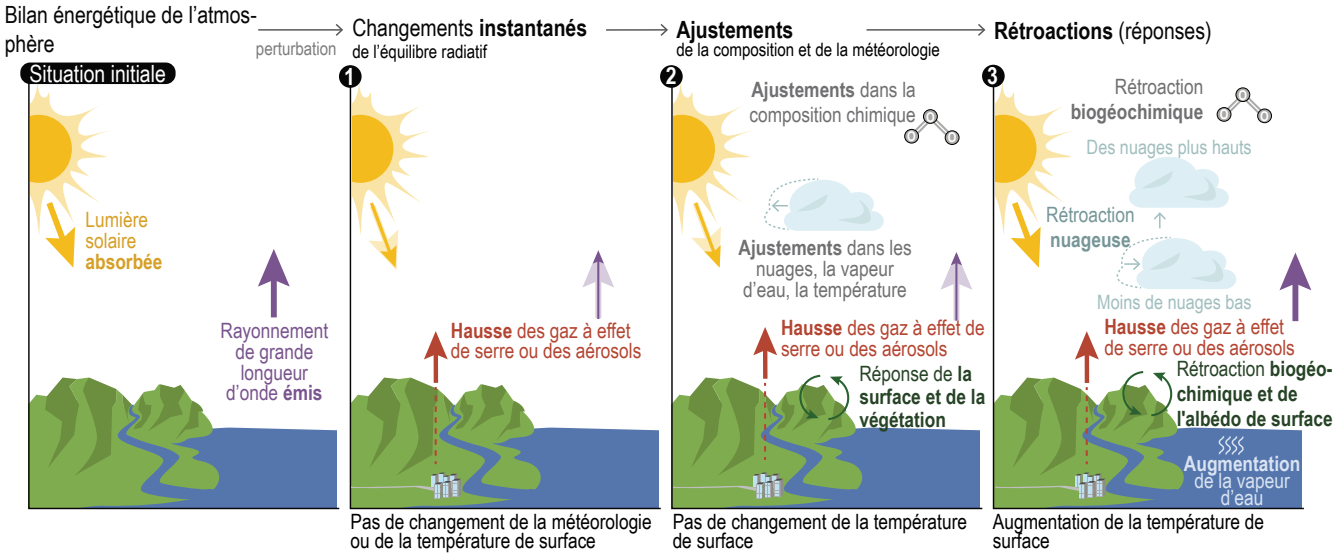


Figure RT.14 | Représentation schématique des changements du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère suite à une perturbation. *Le but de cette figure est d'illustrer la notion d'ajustement à l'intérieur du système climatique suite à une perturbation du bilan radiatif.* Le bilan énergétique initial au sommet de l'atmosphère a) répond instantanément aux perturbations b), ce qui provoque des ajustements dans la composition et les conditions météorologiques de l'atmosphère ainsi qu'à la surface des terres émergées qui sont indépendants des changements de la température de surface c). Les changements de la température de surface (une augmentation, dans cet exemple) entraînent des processus de rétroaction physiques, biogéophysiques et biogéochimiques d). Les processus de rétroaction à long terme, tels ceux concernant les calottes glaciaires, ne sont pas illustrés. {adapté de la figure 7.2 ; FAQ 7.2, figure 1 ; et figure 8.3}

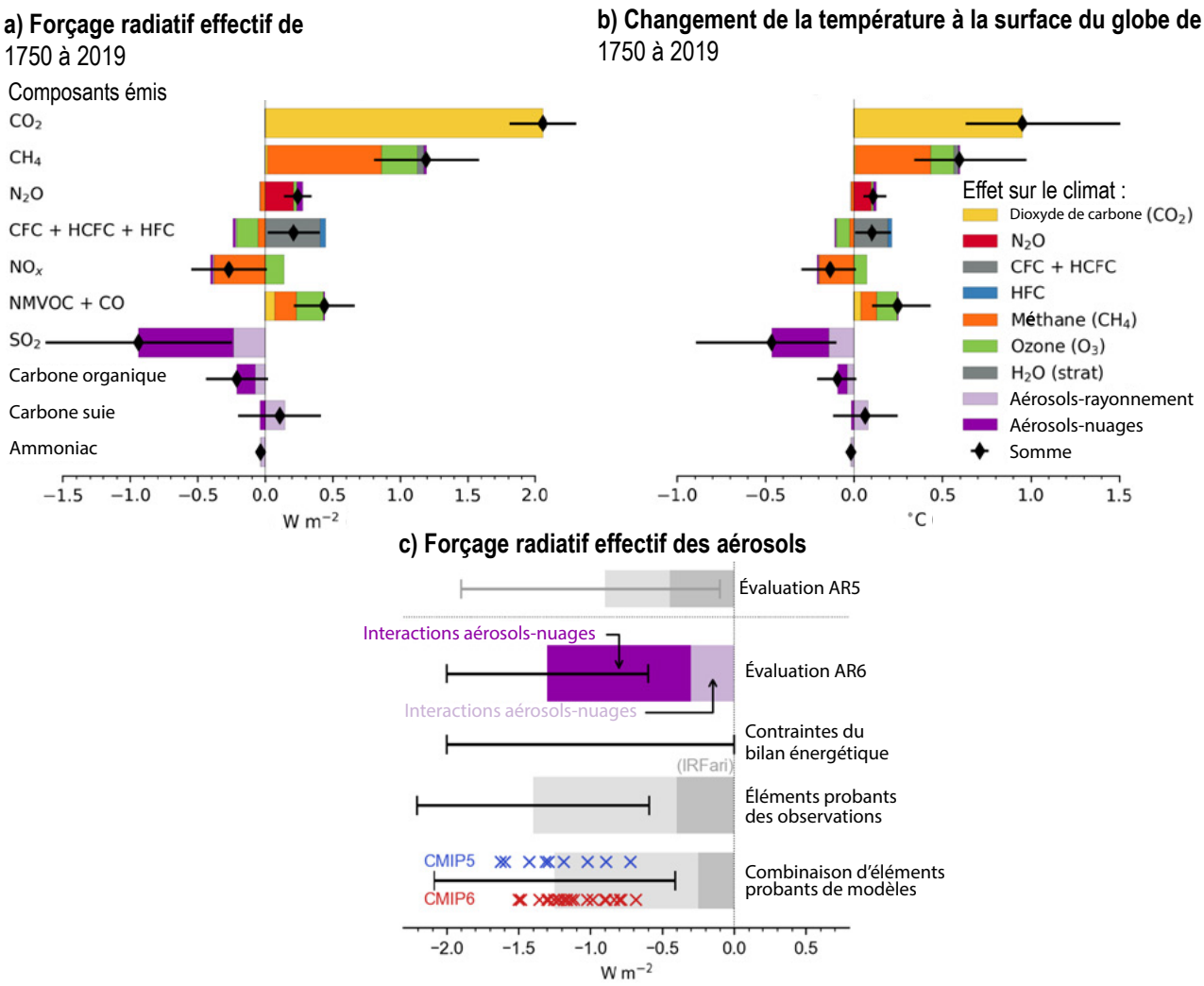


Figure RT.15 | Contribution a) au forçage radiatif effectif (ERF), b) au changement de température à la surface du globe des composants atmosphériques émis entre 1750 et 2019, sur la base des modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), et c) à l'ERF net des aérosols entre 1750 et 2014 d'après différents éléments probants.

Figure RT.15 (suite) *Le but de cette figure est de montrer les progrès réalisés depuis l'AR5 dans la compréhension a) de l'ERF basé sur les émissions, b) de la réponse de la température à la surface du globe pour les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie, comme estimé au chapitre 6, et c) de l'ERF des aérosols d'après différents éléments probants, comme évalué au chapitre 7.* Dans le panneau a), les ERF des gaz à effet de serre bien mélangés proviennent de formules analytiques. Pour les autres composants, il s'agit des moyennes multimodèles issues de simulations par modèles du système Terre qui quantifient l'effet de chaque composant. Les ERF basés sur les émissions ainsi obtenus sont ramenés à l'échelle des ERF basés sur les concentrations de la figure 7.6. Les barres d'erreur correspondent à 5-95 % ; pour les ERF, elles rendent compte de l'incertitude touchant les efficacités radiatives et de l'erreur multimodèle dans les moyennes. Dans le panneau b), la réponse de la température moyenne à l'échelle du globe est calculée à partir de séries chronologiques de l'ERF au moyen d'une fonction de réponse impulsionnelle. Dans le panneau c), l'évaluation de l'AR6 s'appuie sur les contraintes issues du bilan énergétique, les éléments probants tirés de données satellitaires et les éléments probants basés sur les modèles climatiques. Pour chaque élément probant, la meilleure estimation évaluée de la contribution de l'ERF due aux interactions aérosols-rayonnement (ERFari) et due aux interactions aérosols-nuages (ERFaci) est indiquée, respectivement, par la zone ombrée plus sombre et plus claire. Les estimations issues de chacun des modèles CMIP5 et CMIP6 sont représentées, respectivement, par des croix bleues et des croix rouges. L'évaluation observationnelle concernant l'ERFari est tirée du forçage instantané dû aux interactions aérosols-rayonnement (IRFari). Les plages d'incertitude, indiquées par des barres noires pour l'ERF total des aérosols, illustrent les fourchettes *très probables*. {6.4.2, figure 6.12, 7.3.3, encadré thématique 7.1, tableau 7.8, figure 7.5}

Par rapport à l'AR5, l'ERF total des aérosols a augmenté – mais l'incertitude a diminué – grâce à une meilleure compréhension des processus et aux progrès de la modélisation et des analyses observationnelles (figure RT.15c). Les estimations du forçage radiatif effectif à partir de chacun de ces éléments probants concordent maintenant entre elles, ce qui n'était pas le cas dans l'AR5, et étayent l'évaluation selon laquelle il est *quasi certain* que l'ERF total des aérosols est négatif. Par rapport à l'AR5, l'ampleur évaluée de l'ERFaci a augmenté, tandis que l'ampleur de l'ERFari a diminué. {7.3.3, 7.3.5}

RT.3.2 Sensibilité du climat et rétroactions du système Terre

RT.3.2.1 Sensibilité du climat à l'équilibre, réponse transitoire du climat et réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de dioxyde de carbone

D'importants progrès quantitatifs ont été accomplis en combinant les nouveaux éléments probants de la sensibilité du climat de la Terre aux améliorations survenues dans plusieurs domaines : compréhension et quantification du déséquilibre énergétique de la Terre, relevés instrumentaux des changements de la température à la surface du globe, changements paléoclimatiques déterminés à partir de relevés indirects (« proxies »), rétroactions climatiques et leur dépendance à l'égard de l'échelle temporelle et de l'état du climat. L'une des principales avancées réside dans la large cohérence entre ces multiples éléments probants, qui étaye la meilleure estimation de la sensibilité du climat à l'équilibre établie à 3 °C, avec une fourchette *très probable* de 2 °C à 5 °C. La fourchette *probable* [2,5 - 4 °C] est plus étroite que dans l'AR5 [1,5 - 4,5 °C]. {7.4, 7.5}

Les contraintes sur la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) et sur la réponse transitoire du climat (TCR) (voir le glossaire) reposent sur quatre grands faisceaux d'éléments probants : la compréhension des processus de rétroaction, l'évolution et la variabilité du climat qui apparaissent dans les relevés instrumentaux, les éléments paléoclimatiques et les contraintes dites « émergentes », dans lesquelles la relation entre une grandeur observable et l'ECS ou la TCR établie via un ensemble de modèles est combinée aux observations afin de dériver une contrainte sur l'ECS ou la TCR. Jusqu'au troisième rapport d'évaluation du GIEC inclus, les valeurs de l'ECS et de la TCR dérivées directement de modèles ESM constituaient les principaux éléments probants. Depuis l'AR4 cependant, les informations sur le réchauffement historique et les paléoclimats ont apporté des éléments probants pertinents supplémentaires (figure RT.16a). Ce rapport diffère des précédents en ce qu'il n'utilise pas directement les estimations de l'ECS et de la TCR issues de modèles climatiques pour évaluer les fourchettes de la sensibilité du climat. {1.5, 7.5}

Il est maintenant clair que l'estimation de l'ECS et de la TCR doit tenir compte de la dépendance des rétroactions à l'égard des échelles temporelles et de l'état du climat. Les processus de rétroaction devraient devenir dans l'ensemble plus positifs (amplification accrue des changements de la température à la surface du globe) aux échelles multidécennales, à mesure que prend forme la structure spatiale du réchauffement de surface et qu'augmente la température à la surface du globe, produisant une ECS plus élevée que dans l'AR5 où l'on se basait sur le réchauffement issu des relevés instrumentaux (*degré de confiance élevé*). Les changements historiques de la température de surface depuis 1870 montrent un réchauffement relativement faible dans plusieurs régions clés de rétroactions positives, incluant l'est du Pacifique équatorial et l'océan Austral, mais aussi un réchauffement plus prononcé dans les régions clés de rétroactions négatives, incluant le réservoir d'eaux chaudes du Pacifique Ouest. Selon notre compréhension des processus, la modélisation du climat et les reconstructions paléoclimatiques des périodes chaudes passées, on s'attend à ce que le réchauffement s'accentue sur le Pacifique oriental (*degré de confiance moyen*) et l'océan Austral (*degré de confiance élevé*) à l'échelle de siècles. Cette nouvelle compréhension, combinée aux estimations actualisées de l'évolution historique de la température, de l'ERF et du déséquilibre énergétique de la Terre, permet de réconcilier les estimations de l'ECS qui divergeaient jusque-là. {7.4.4, 7.5.2, 7.5.3}

Dans l'AR6, la meilleure estimation de l'ECS s'établit à 3 °C, avec une fourchette *probable* de 2,5 °C à 4 °C et une fourchette *très probable* de 2 °C à 5 °C. Il existe un degré de concordance élevé entre les quatre grands faisceaux d'éléments probants indiqués plus haut (figure RT.16b) ; en considérant l'ensemble, il est *quasi certain* que l'ECS excède 1,5 °C, mais on ne peut actuellement exclure des valeurs d'ECS supérieures à 5 °C. C'est pourquoi la limite supérieure de la fourchette *très probable* à 5 °C reçoit un degré de *confiance moyen* et les autres limites un *degré de confiance élevé*. {7.5.5}

Sur la base de la compréhension des processus, du réchauffement issu des relevés instrumentaux et des contraintes émergentes, la meilleure estimation de la TCR s'établit à 1,8 °C, avec une fourchette *probable* de 1,4 °C à 2,2 °C et une fourchette *très probable* de 1,2 °C à 2,4 °C. Il existe un degré de concordance élevé entre les différents éléments probants (figure RT.16c) (*degré de confiance élevé*). {7.5.5}

La plupart des modèles CMIP6 présentent des valeurs moyennes ECS et TCR plus élevées que la génération CMIP5, ainsi que des valeurs moyennes plus élevées et des dispersions plus grandes que les meilleures estimations et les fourchettes *très probables* évaluées dans ce rapport. Ces valeurs moyennes ECS et TCR plus élevées peuvent être rapportées au fait que la rétroaction positive nette des nuages est majorée d'environ 20 % dans CMIP6. Les fourchettes ECS et TCR plus larges de CMIP6 conduisent également les modèles à projeter une plage de réchauffement plus large que la fourchette de réchauffement futur évaluée, qui repose sur de multiples éléments probants (encadré thématique RT.1). Toutefois, certains modèles CMIP6 à sensibilité élevée (section RT.1.2.2) présentent une cohérence moindre avec les changements récents observés dans le réchauffement planétaire et avec les relevés paléoclimatiques indirects que les modèles dont l'ECS se situe dans la fourchette *très probable*. De même, certains modèles à faible sensibilité sont moins cohérents avec les données paléoclimatiques. Les modèles CMIP6 aux valeurs d'ECS et de TCR les plus élevées donnent un aperçu de conditions futures de faible probabilité mais à fort impact que l'on ne peut exclure à la lumière des éléments probants dont on dispose actuellement (encadré thématique RT.1). {4.3.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6}

Les incertitudes associées à la valeur exacte de l'ECS et de la TCR constituent la principale source d'incertitude dans les projections de la température globale au XXIe siècle pour les scénarios de concentrations modérées à élevées de GES. Pour les scénarios qui atteignent des émissions nettes de CO_2 égales à zéro (section RT.3.3), les valeurs incertaines des ERF des aérosols et d'autres SLCF contribuent de manière substantielle à l'incertitude sur la température projetée. L'absorption de chaleur par l'océan mondial est une source d'incertitude moindre dans le réchauffement centennal. {7.5.7}

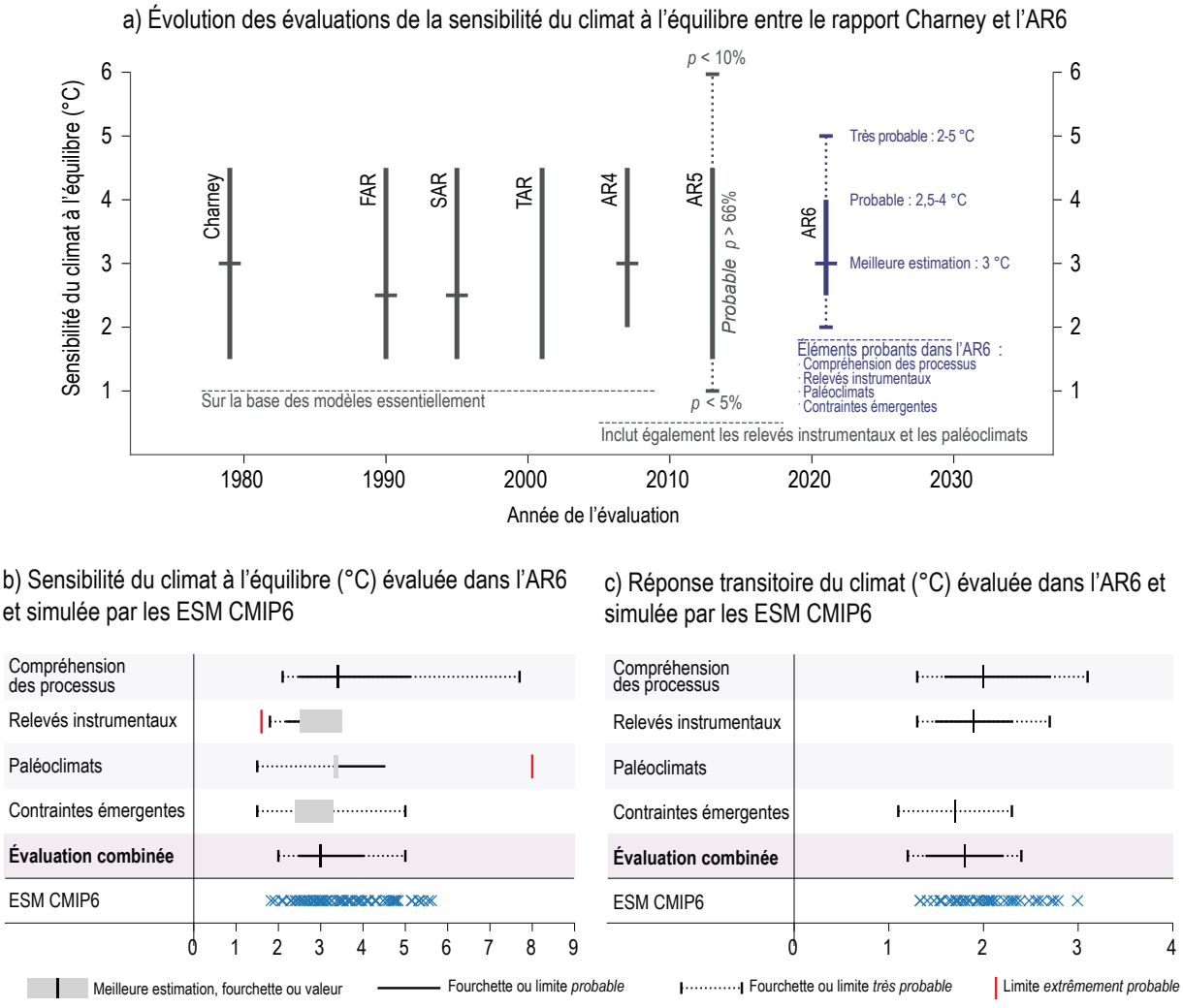


Figure RT.16 | a) Évolution des évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) entre le rapport Charney et l'AR6, en passant par la série des rapports d'évaluation du GIEC, et éléments probants et évaluations combinées pour b) l'ECS et c) la réponse transitoire du climat (TCR) dans l'AR6. *Le but de cette figure est de montrer la progression des estimations de l'ECS, y compris son incertitude et les éléments probants utilisés pour l'évaluation, ainsi que la nature des éléments probants servant à évaluer l'ECS et la TCR dans l'AR6.* **Dans le panneau a),** les éléments probants sont indiqués sous chaque évaluation. Les meilleures estimations sont représentées par les traits horizontaux, les fourchettes *probables* par les barres verticales et les fourchettes *très probables* par les lignes verticales pointillées. Dans les **panneaux b) et c),** les fourchettes de l'ECS et la TCR proviennent respectivement des tableaux 7.13 et 7.14. À noter que pour l'évaluation de l'ECS basée sur les relevés instrumentaux et sur les paléoclimats, on indique les limites (distributions unilatérales), qui ont deux fois la probabilité de se situer à l'extérieur de la valeur maximale ou minimale à une extrémité donnée, contrairement aux fourchettes (distributions bilatérales) qui sont indiquées pour les autres éléments probants. Par exemple, la limite *extrêmement probable* de probabilité supérieure à 95 % correspond à un côté de la fourchette *très probable* (5-95 %). Les meilleures estimations sont indiquées par un chiffre unique ou par une fourchette (encadré gris). Les valeurs issues des modèles du système Terre (ESM) CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) ne sont pas utilisées directement comme éléments probants, mais sont présentées ici à des fins de comparaison. {1.5, 7.5 ; tableaux 7.13 et 7.14 ; figure 7.18}

La réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE) est le rapport entre l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe et les émissions cumulées de CO_2 (voir le glossaire). Ce rapport réaffirme avec un *degré de confiance élevé* la conclusion de l'AR5 selon laquelle il existe une relation quasi linéaire entre les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation de la température moyenne causée par le CO_2 pendant ce siècle, pour des niveaux de réchauffement planétaire allant jusqu'à 2 °C au moins par rapport à 1850-1900. La TCRE se situe *probablement* dans la fourchette 1,0 -2,3 °C par tranche de 1 000 PgC, avec une meilleure estimation de 1,65 °C par 1 000 PgC. Cela équivaut à une fourchette de 0,27 - 0,63 °C, avec une meilleure estimation à 0,45 °C, par tranche de 1 000 $GtCO_2$. Cette fourchette est plus étroite d'environ 15 % que l'évaluation de 0,8 - 2,5 °C par 1 000 PgC donnée dans l'AR5, en raison d'une meilleure intégration des éléments probants entre les différents chapitres, en particulier l'évaluation de la TCR. Au-delà du présent siècle, on attribue un *degré de confiance faible* au fait que la TCRE reste à elle seule un bon indicateur de l'évolution de la température dans les scénarios d'émissions très faibles ou nettes négatives de CO_2, du fait des rétroactions incertaines du système Terre qui peuvent entraîner des changements supplémentaires de la température ou un réchauffement qui dépendrait de la trajectoire d'émissions, en fonction des émissions cumulées de CO_2. {4.6.2, 5.4, 5.5.1}

RT.3.2.2 Rétroactions du système Terre

L'effet combiné de tous les processus de rétroaction climatique est d'amplifier la réponse du climat au forçage (*quasi certain*). Alors que l'amélioration considérable de la compréhension des processus nuageux a accru le degré de confiance et réduit la fourchette d'incertitude associés à la rétroaction nuageuse d'environ 50 % par rapport à l'AR5, ce sont les nuages qui contribuent encore le plus à l'incertitude globale des rétroactions climatiques (*degré de confiance élevé*). Les incertitudes touchant l'ECS et d'autres métriques de sensibilité du climat, comme la TCR et la TCRE, constituent la principale source d'incertitude dans les projections de la température globale au XXIe siècle pour les scénarios d'émissions modérées à élevées de GES. Les modèles CMIP6 présentent des valeurs moyennes ECS et TCR plus élevées et des dispersions plus grandes que les meilleures estimations et les fourchettes *très probables* évaluées dans ce rapport ; cela conduit les modèles à projeter une plage de réchauffement plus large que la fourchette de réchauffement futur évaluée (section RT.2.2). {7.1, 7.4.2, 7.5}

Les rétroactions du système Terre peuvent être classées en trois grands groupes : les rétroactions physiques, les rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques et les rétroactions associées aux calottes glaciaires. Dans les évaluations antérieures, l'ECS était associée à un ensemble distinct de rétroactions physiques (réponse de Planck, vapeur d'eau, gradient vertical, albédo de la surface et rétroactions nuageuses). Dans cette évaluation, l'ECS est définie plus largement et inclut toutes les rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques qui n'ont pas d'incidence sur la concentration atmosphérique de CO_2. Cela comprend les modifications touchant les émissions naturelles de CH_4, les émissions naturelles d'aérosols, le N_2O, l'ozone et la végétation, qui toutes agissent à des échelles temporelles allant de quelques années à plusieurs décennies et sont donc pertinentes pour étudier le changement de la température au cours du XXIe siècle. Étant donné que les rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques non liées au CO_2 totales auraient une valeur centrale proche de zéro (*degré de confiance faible*), leur inclusion n'influe pas sur l'ECS évaluée mais contribue à l'incertitude de la rétroaction nette. Les rétroactions biogéochimiques qui ont une incidence sur la concentration atmosphérique de CO_2 ne sont pas incluses car l'ECS est définie comme la réponse à un doublement du CO_2 maintenu dans la durée. Par ailleurs, les rétroactions à long terme associées aux calottes glaciaires ne sont pas incluses dans l'ECS en raison de leurs longs temps d'ajustement. {5.4, 6.4, 7.4, 7.5, encadré 7.1}

L'effet net des modifications qui surviennent dans les nuages en réponse au réchauffement planétaire est d'amplifier le réchauffement d'origine humaine, c'est-à-dire que la rétroaction nuageuse nette est positive (*degré de confiance élevé*). L'amélioration considérable de la compréhension des processus nuageux a accru le degré de confiance et réduit la fourchette d'incertitude associés à la rétroaction nuageuse d'environ 50 % par rapport à l'AR5 (figure RT.17a). L'évaluation de la rétroaction des nuages de faible altitude au-dessus de l'océan subtropical, qui constituait auparavant la principale source d'incertitude dans la rétroaction nuageuse nette, a été améliorée en combinant les simulations de modèles climatiques, les observations par satellite et les simulations explicites des nuages, ces éléments probants étayant solidement le fait que cette catégorie de nuages amplifie le réchauffement planétaire. La rétroaction nuageuse nette est évaluée à +0,42 W m^{-2} °C-1 [-0,10 - 0,94 W m^{-2} °C-1]. Une rétroaction nette négative est *très improbable*. Les fourchettes de rétroaction nuageuse des modèles CMIP5 et CMIP6 sont similaires à cette fourchette évaluée, CMIP6 donnant une rétroaction nuageuse médiane légèrement plus positive (*degré de confiance élevé*). La rétroaction de l'albédo de la surface et la rétroaction combinée vapeur d'eau-gradient vertical sont positives (figure RT.17a), chaque valeur bénéficiant d'un *degré de confiance élevé* à partir de multiples éléments probants (observations, modèles, théorie, etc.) (encadré RT.6). {7.4.2, figure 7.14, tableau 7.10}

Les sources et les puits naturels de gaz à effet de serre autres que le CO_2, comme le méthane (CH_4) et l'oxyde nitreux (N_2O), réagissent à la fois directement et indirectement à la concentration de CO_2 atmosphérique et au changement climatique, donnant lieu à des rétroactions biogéochimiques supplémentaires dans le système climatique. Nombre de ces rétroactions ne sont comprises que partiellement et ne sont incluses qu'imparfaitement dans les ESM. La réponse nette des sources terrestres et océaniques naturelles de CH_4 et de N_2O au réchauffement futur se traduira par une hausse des émissions (*degré de confiance moyen*), mais il y a un *degré de confiance faible* vis-à-vis de l'ampleur des réponses propres à chaque processus et du moment où elles se produiraient. {5.4.7}

On estime que les rétroactions biogéochimiques non liées au CO_2 induites par les modifications des émissions, de l'abondance ou de la durée de vie des SLCF par le biais des processus naturels ou de la chimie de l'atmosphère diminuent l'ECS (figure RT.17b). Ces rétroactions biogéochimiques non liées au CO_2 sont estimées à

l'aide d'ESM qui incluent une représentation cohérente des cycles biogéochimiques et de la chimie de l'atmosphère, ce qui n'était pas le cas dans l'AR5. Mais la compréhension des processus associés à nombre de rétroactions biogéochimiques qui mettent en jeu les SLCF, en particulier les émissions naturelles, est encore émergente, d'où un *degré de confiance faible* dans l'ampleur et le signe de ces rétroactions. L'estimation centrale de la rétroaction totale biogéophysique et biogéochimique non liée au CO_2 est évaluée à -0,01 W m^{-2} °C-1 [-0,27 - +0,25 W m^{-2} °C-1] (figure RT.17a). {5.4.7, 5.4.8, 6.2.2, 6.4.5, 7.4, tableau 7.10}

L'effet combiné de toutes les rétroactions radiatives connues (physiques, biogéophysiques et biogéochimiques non liées au CO_2) est d'amplifier la réponse climatique de base (en l'absence de rétroactions), également appelée réponse de Planck[20] de la température (*quasi certain*). En combinant ces rétroactions à la réponse de Planck, le paramètre de rétroaction climatique nette est évalué à -1,16 W m^{-2} °C-1 [-1,81 - -0,51 W m^{-2} °C-1], valeur légèrement moins négative que le paramètre déduit de l'évaluation d'ensemble de l'ECS. C'est la rétroaction combinée de la vapeur d'eau et du gradient vertical qui contribue le plus au réchauffement planétaire, tandis que c'est la rétroaction nuageuse qui contribue encore le plus à l'incertitude globale. Étant donné que les rétroactions dépendent de l'état du climat, comme le montrent les observations paléoclimatiques et les résultats des modèles, le paramètre de rétroaction nette augmentera (deviendra moins négatif) à mesure que la température planétaire s'élèvera. Par ailleurs, le paramètre de rétroaction des calottes glaciaires est *très probablement* positif aux longues échelles de temps, favorisant un réchauffement supplémentaire sur plusieurs millénaires à mesure que les calottes glaciaires parviennent à un état d'équilibre avec le forçage. (*degré de confiance élevé*) {7.4.2, 7.4.3, figure 7.14, tableau 7.10}

Le cycle du carbone induit des rétroactions supplémentaires sur le climat en raison de la sensibilité des flux (terre-atmosphère et océan-atmosphère) et du stockage du carbone aux changements du climat et du CO_2 atmosphérique (figure RT.17c). Vu les échelles temporelles en jeu dans l'absorption du carbone par les terres émergées et l'océan, on sait que ces rétroactions dépendent des scénarios. Les estimations des rétroactions s'écartent de la linéarité dans les scénarios de stabilisation ou de réduction des concentrations. L'augmentation du CO_2 atmosphérique entraînera une absorption accrue du carbone par les terres émergées et l'océan, constituant une rétroaction négative sur le changement climatique (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* qu'un climat plus chaud entraînera une absorption réduite du carbone par les terres émergées et l'océan, constituant une rétroaction positive (encadré RT.5). {4.3.2, 5.4.1–5}

Le dégel du pergélisol terrestre entraînera une libération de carbone (*degré de confiance élevé*), mais avec un *degré de confiance faible* quant au moment, à l'ampleur et à la part respective du CO_2 et du CH_4 en tant que processus de rétroaction. Selon un ensemble de modèles, le rejet de CO_2 par le pergélisol se situera entre 3 et 41 PgC par °C de réchauffement planétaire d'ici à 2100, provoquant un réchauffement suffisamment important pour nécessiter son inclusion dans les estimations du budget carbone résiduel, mais plus faible que le réchauffement généré par la combustion de combustibles fossiles. Cependant, la représentation incomplète de processus importants comme le dégel abrupt, alliée à de faibles contraintes observationnelles, ne permet d'attribuer qu'un *degré de confiance faible* à ces estimations ainsi qu'à la mesure dans laquelle cette rétroaction est linéairement proportionnelle à l'ampleur du réchauffement planétaire. De nouveaux éléments probants indiquent que le dégel du pergélisol et le thermokarst s'accompagnent d'une augmentation des émissions de CH_4 et de N_2O, le forçage radiatif combiné dû au dégel du pergélisol devenant plus important que celui dû aux seules émissions de CO_2. Cependant, la compréhension quantitative de ces rétroactions supplémentaires est faible, s'agissant en particulier du N_2O. Ces rétroactions, de même que les pertes supplémentaires de carbone que pourrait provoquer la rétroaction des incendies induits par le climat, ne sont pas systématiquement incluses dans les modèles de système Terre. {Encadré 5.1, 5.4.3, 5.4.7, 5.4.8}

20 Pour mémoire, la réponse de Planck de la température à un doublement du CO_2 atmosphérique est d'environ 1,2 °C à l'équilibre.

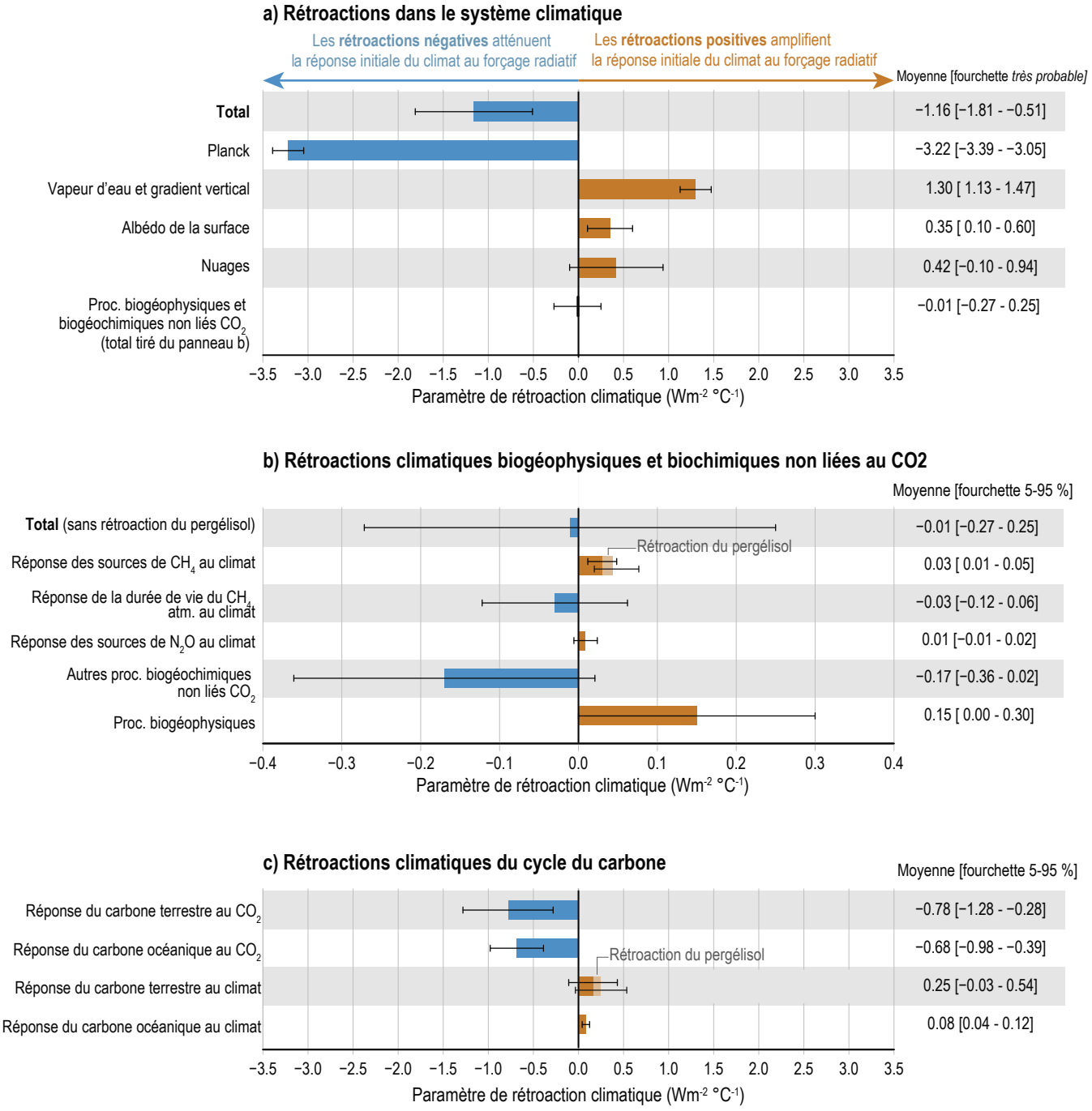


Figure RT.17 | Aperçu des rétroactions physiques et biogéochimiques dans le système climatique. *Le but de cette figure est de synthétiser les résultats de l'évaluation des estimations des rétroactions physiques, biogéophysiques et biogéochimiques sur la température globale, à partir des chapitres 5, 6 et 7.* **a)** Synthèse des rétroactions physiques, biogéophysiques et biogéochimiques non liées au dioxyde de carbone (CO_2) qui entrent dans la définition de la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) examinée dans le présent Résumé technique. Ces rétroactions ont été évaluées à l'aide de multiples éléments probants (observations, modèles, théorie, etc.). La rétroaction nette est la somme des rétroactions suivantes : réponse de Planck, vapeur d'eau et gradient vertical, albédo de la surface, nuages et processus biogéophysiques et biogéochimiques non liés au CO_2. Les barres indiquent les valeurs moyennes de la rétroaction, et les incertitudes représentent les fourchettes *très probables*. **b)** Valeurs estimées des différentes rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques non liées au CO_2. Les rétroactions liées à la durée de vie du méthane (CH_4) atmosphérique et à d'autres processus biogéochimiques non liés au CO_2 ont été calculées à l'aide de simulations globales issues de modèles du système Terre (projet AerChemMIP) ; les réponses des sources de CH_4 et d'oxyde nitreux (N_2O) au climat ont été évaluées pour l'année 2100 à l'aide d'une gamme d'approches de modélisation utilisant des équations de forçage radiatif simplifiées. Les estimations représentent la moyenne et la fourchette à 5-95 %. Un *degré de confiance faible* est associé à ces estimations en raison de la grande dispersion des modèles. **c)** Rétroactions du cycle du carbone simulées par les modèles participant au projet C4MIP de CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés). À noter également l'estimation indépendante des rétroactions positives supplémentaires du cycle du carbone découlant du dégel du pergélisol, qui est ignoré dans la plupart des modèles C4MIP. Les estimations représentent la moyenne et la fourchette à 5-95 %. Notons que ces rétroactions agissent en modifiant la concentration atmosphérique de CO_2, et ne sont donc pas incluses dans la définition de l'ECS, qui suppose un doublement du CO_2, mais sont incluses dans la définition et la fourchette évaluée de la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE). {5.4.7, 5.4.8, encadré 5.1, figure 5.29, 6.4.5, tableau 6.9, 7.4.2, tableau 7.10}

RT.3.3 Stabilisation de la température, émissions nettes égales à zéro et atténuation

RT.3.3.1 Budgets carbone résiduels et stabilisation de la température

La relation quasi linéaire qui existe entre les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation maximale de la température à la surface du globe causée par le CO_2 nécessite que les émissions anthropiques nettes de CO_2 deviennent égales à zéro pour stabiliser la hausse de la température globale d'origine humaine à quelque niveau que ce soit. Cette relation quasi linéaire implique également qu'il est possible de quantifier en termes de budget carbone l'atténuation nécessaire pour limiter le réchauffement à un niveau donné (*degré de confiance élevé*). Les améliorations méthodologiques apportées à l'évaluation des budgets carbone résiduels depuis l'AR5 ont conduit à des estimations plus élevées cohérentes avec le SR1.5. Plusieurs facteurs conditionnent la valeur exacte des budgets carbone, dont l'estimation du réchauffement historique, les émissions futures causées par le dégel du pergélisol, les projections des variations du réchauffement non lié au CO_2 et le changement de la température à la surface du globe après l'arrêt des émissions de CO_2 (*degré de confiance élevé*). {1.3.5, encadré 1.2, 4.7.1, 5.5}

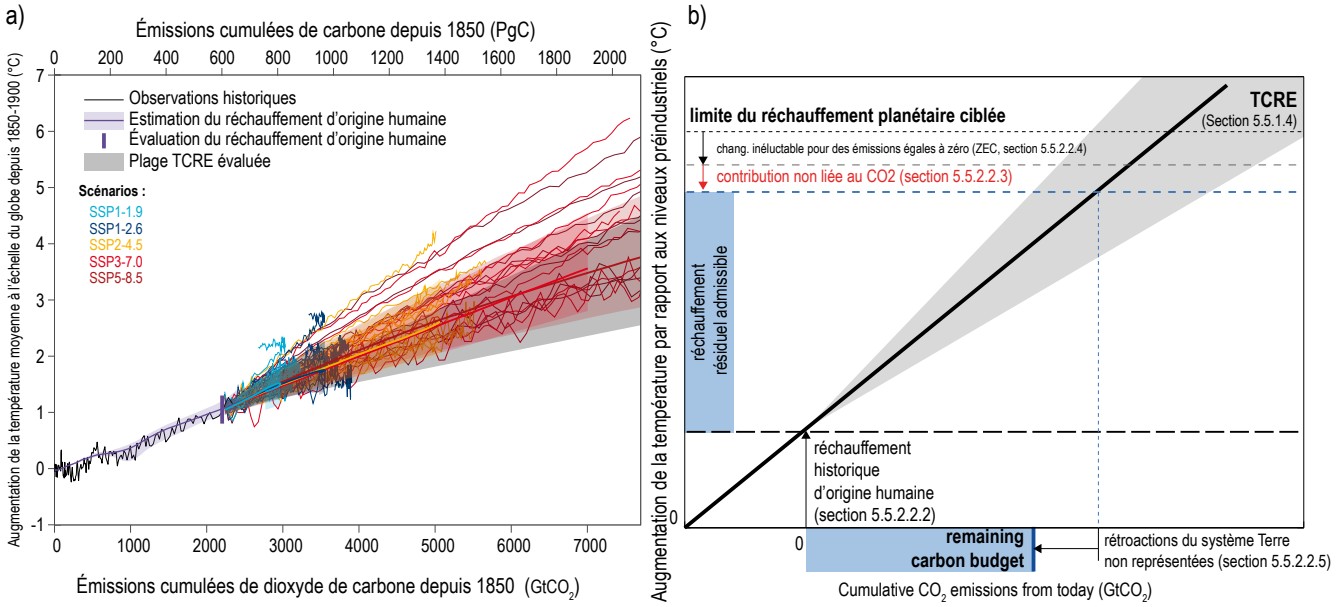


Figure RT.18 | Illustration de a) la relation entre les émissions cumulées de dioxyde de carbone (CO_2) et l'augmentation de la température moyenne de l'air à la surface du globe et b) l'évaluation du budget carbone résiduel à partir de ses composantes constitutives, sur la base de multiples éléments probants. *Le but de cette figure est de montrer i) la proportionnalité des émissions cumulées de CO_2 et de la température de l'air à la surface du globe dans les observations et les modèles, ainsi que la plage évaluée de la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE), et ii) la manière dont les informations sont rassemblées pour déterminer les budgets carbone résiduels compatibles avec la limitation du réchauffement à un niveau donné.* Les budgets carbone compatibles avec divers niveaux de réchauffement supplémentaire figurent dans le tableau 5.8 et ne doivent pas être lus à partir des graphiques de l'un ou l'autre des panneaux. Dans le panneau a), la fine ligne noire représente les émissions historiques de CO_2 ainsi que l'augmentation de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900, telle qu'elle est évaluée dans le chapitre 2 (encadré 2.3). La plage brun orangé autour de sa ligne centrale indique la part estimée des activités humaines dans le réchauffement historique. La ligne verticale brun orangé représente la fourchette évaluée du réchauffement historique d'origine humaine sur la période 2010-2019 par rapport à 1850-1900 (chapitre 3). Le cône gris montre la fourchette *probable* évaluée pour la TCRE (section 5.5.1.4), à partir de 2015. Les fines lignes colorées sont les simulations CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) pour les cinq scénarios principaux du GTI (SSP1-1.9, bleu clair ; SSP1-2.6, bleu ; SSP2-4.5, jaune ; SSP3-7.0, rouge ; SSP5-8.5, marron), à partir de 2015 et jusqu'en 2100. Les émissions de carbone déterminées sont complétées par les estimations des émissions liées au changement d'usage des terres pour chacun des scénarios. Les zones colorées indiquent la fourchette *très probable* (évaluée au chapitre 4) des projections de la température à la surface du globe, et les lignes centrales colorées épaisses montrent l'estimation médiane pour chacun des scénarios. Ces projections de température sont exprimées par rapport aux émissions cumulées de CO_2 disponibles pour les expériences ScenarioMIP de CMIP6 forcées par les émissions pour chacun des scénarios. Dans le panneau b), le réchauffement résiduel admissible est estimé en combinant la limite de réchauffement planétaire étudiée avec le réchauffement historique d'origine humaine évalué (section 5.5.2.2.2), la contribution potentielle au réchauffement futur non lié au CO_2 évaluée (section 5.5.2.2.3) et le changement inéluctable pour des émissions égales à zéro (ZEC ; section 5.5.2.2.4). Le réchauffement résiduel admissible (barre bleue verticale) est ensuite combiné avec la TCRE évaluée (sections 5.5.1.4 et 5.5.2.2.1) et avec la contribution des rétroactions du système Terre non représentées (section 5.5.2.2.5) afin de parvenir à l'estimation évaluée du budget carbone résiduel (barre bleue horizontale, tableau 5.8). À noter que les contributions présentées dans le panneau b) ne sont pas à l'échelle et figurent à titre illustratif. Par exemple, l'estimation centrale de la valeur ZEC a été évaluée à zéro. {Encadré 2.3, 5.2.1, 5.2.2, figure 5.31}

Il faudrait réduire de manière notable et soutenue les émissions de GES pour limiter le changement climatique futur. Le système climatique continuera de se réchauffer tant que les émissions nettes de CO_2 ne seront pas à zéro et s'il n'y a pas de diminution du forçage net non lié au CO_2 (ou si les émissions nettes négatives de CO_2 ne sont pas suffisantes pour compenser tout réchauffement supplémentaire dû au forçage net non lié au CO_2). Il est possible d'estimer l'ampleur de l'atténuation requise pour limiter le réchauffement à des niveaux donnés au cours du présent siècle à l'aide d'un budget carbone qui met en relation les émissions cumulées de CO_2 et l'augmentation de

la température moyenne du globe (*degré de confiance élevé*) (figure RT.18, tableau RT.3). Au cours de la période 1850-2019, un total de 2 390 ± 240 $GtCO_2$ anthropique a été émis. Les budgets carbone résiduels (à partir du 1er janvier 2020) permettant de limiter le réchauffement à 1,5 °C, 1,7 °C et 2,0 °C sont estimés respectivement à 500 $GtCO_2$, 850 $GtCO_2$ et 1 350 $GtCO_2$, sur la base du 50e percentile de la TCRE. Dans le cas du 67e percentile, les valeurs correspondantes s'établissent à 400 $GtCO_2$, 700 $GtCO_2$ et 1 150 $GtCO_2$. Les estimations des budgets carbone résiduels associés à différentes limites de température supposent que les émissions de gaz autres que le CO_2 sont atténuées conformément aux réductions médianes tirées des scénarios évalués dans le SR1.5, mais on estime qu'elles peuvent varier de ±220 $GtCO_2$ selon les hypothèses formulées quant à l'ampleur de la réduction des émissions futures de gaz autres que le CO_2 (tableau RT.3). {5.5.2, 5.6, encadré 5.2, 7.6}

On associe un *degré de confiance élevé* au fait que plusieurs facteurs, dont les estimations du réchauffement historique, des émissions futures dues au dégel du pergélisol et des variations du réchauffement non lié au CO_2 projeté, influent sur la valeur des budgets carbone ; ils ne modifient cependant pas la conclusion selon laquelle il faudrait atteindre des émissions globales nettes de CO_2 égales à zéro pour mettre fin au réchauffement planétaire. Les estimations peuvent varier de ±220 $GtCO_2$ selon le niveau des émissions de gaz autres que le CO_2 au moment où les émissions anthropiques globales nettes de CO_2 atteignent zéro. Cette variation, désignée comme l'incertitude des scénarios non liée au CO_2, est évaluée plus avant dans la contribution du GTIII à l'AR6. Les incertitudes géophysiques entourant la réponse du climat à ces émissions de gaz autres que le CO_2 se soldent par une incertitude supplémentaire d'au moins ±220 $GtCO_2$, tandis que les incertitudes concernant le niveau de réchauffement historique produisent une incertitude de ±550 $GtCO_2$. {5.4, 5.5.2}

Tableau RT.3 | Estimations des budgets carbone résiduels et de leurs incertitudes. Estimations évaluées du réchauffement d'origine humaine supplémentaire, exprimé par la température à la surface du globe, depuis le passé récent (2010-2019), se situant *probablement* entre 0,8 °C et 1,3 °C avec une meilleure estimation de 1,07 °C par rapport à 1850-1900. Les émissions historiques de CO_2 entre 1850 et 2014 ont été estimées à environ 2 180 ± 240 $GtCO_2$ (1 écart type), tandis que 210 $GtCO_2$ supplémentaires ont été émises entre le 1er janvier 2015 et la fin de l'année 2019. Valeurs en $GtCO_2$ arrondies au multiple de 50 le plus proche. {Tableau 3.1, 5.5.1, 5.5.2, encadré 5.2, tableau 5.1, tableau 5.7, tableau 5.8}

Chang. de température surface du globe depuis 2010–2019	Chang. de température surface du globe depuis 1850–1900a	Budgets carbone résiduels estimés à partir du 1er janvier 2020, sous réserve des variations et incertitudes quantifiées dans les colonnes de droite					Variation liée au scénario	Incertitudes géophysiques[d]			
°C	°C	Percentiles de la TCRE[b] Gt CO_2					Variation scénario non liée au CO_2[c]	Incertitude forçage autre que celui dû au CO_2 et réponse	Incertitude température historique[a]	Incertitude chang. inéluctable émissions CO_2 égales à zéro	Incertitude émissions récentes[e]
		17e	33e	50e	67e	83e	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$
0.43	1.5	900	650	500	400	300	Les valeurs peuvent varier d'au moins ±220 en raison des choix relatifs à l'atténuation des émissions de gaz autres que le CO_2	Les valeurs peuvent varier d'au moins ±220 en raison de l'incertitude de la réponse du réchauffement aux émissions futures de gaz autres que le CO_2	±550	±420	±20
0.53	1.6	1200	850	650	550	400					
0.63	1.7	1450	1050	850	700	550					
0.73	1.8	1750	1250	1000	850	650					
0.83	1.9	2000	1450	1200	1000	800					
0.93	2	2300	1700	1350	1150	900					

[a] L'augmentation de la température à la surface du globe d'origine humaine entre 1850–1900 et 2010–2019 est évaluée à 0,8–1,3 °C (fourchette probable ; encadré thématique RT.1) avec une meilleure estimation à 1,07 °C. Alliée à l'estimation centrale de la TCRE (1,65 °C par 1 000 PgC), cette incertitude prise isolément conduit à une variation potentielle des budgets carbone résiduels de ±550 $GtCO_2$, qui n'est cependant pas indépendante de l'incertitude de la TCRE évaluée et, par conséquent, ne s'additionne pas totalement.

[b] TCRE : Réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de dioxyde de carbone, fourchette probable évaluée à 1,0–2,3 °C par tranche de 1 000 PgC avec une distribution normale, dont sont tirés les percentiles. D'autres rétroactions du système Terre sont incluses dans les estimations des budgets carbone résiduels (voir la section 5.5.2.2.5).

[c] Les estimations supposent que les émissions de gaz autres que le CO_2 sont atténuées conformément aux réductions médianes tirées des scénarios évalués dans le SR1.5. Les variations dues aux scénarios non liées au CO_2 indiquent dans quelle mesure les budgets carbone estimés varient à cause de différentes hypothèses quant à l'évolution future des émissions de gaz autres que le CO_2 dans les scénarios d'atténuation du SR1.5 où les émissions nettes de CO_2 atteignent zéro. Cette variation s'ajoute à l'incertitude de la TCRE. La contribution du GTIII à l'AR6 réévaluera le potentiel d'atténuation non liée au CO_2, à partir des articles publiés depuis le SR1.5.

[d] Les incertitudes géophysiques notées ici ne sont pas statistiquement indépendantes de l'incertitude de la TCRE, celle-ci dépendant de l'incertitude que renferme l'évaluation de la température historique, du forçage lié et non lié au CO_2 et de l'incertitude des estimations des émissions. Ces estimations ne peuvent être assimilées de manière formelle et les variations de l'incertitude ne peuvent s'ajouter directement à la dispersion des budgets carbone résiduels en raison de l'incertitude de la TCRE notée dans les colonnes trois à sept.

[e] L'incertitude des émissions récentes reflète l'incertitude de ±10 % que renferme l'estimation des émissions historiques de CO_2 depuis le 1er janvier 2015.

Les estimations des budgets carbone résiduels ont été actualisées grâce aux améliorations méthodologiques et aux nouveaux éléments probants. L'évaluation effectuée dans l'AR6 applique les mêmes améliorations méthodologiques que dans le SR1.5, qui utilise des observations de référence récentes pour déterminer le changement de température historique et les émissions cumulées. Les changements par rapport au SR1.5 sont donc minimes : compte tenu des nouveaux éléments probants, les estimations médianes actualisées des budgets carbone résiduels permettant de limiter le réchauffement à 1,5 °C et à 2 °C sont, respectivement, identiques et inférieures d'environ 60 $GtCO_2$, une fois prises en compte les émissions survenues depuis le SR1.5. Les budgets carbone résiduels permettant de limiter le réchauffement à 1,5°C seraient supérieurs d'environ 300 à 350 $GtCO_2$ si l'on utilisait les éléments probants et les méthodes disponibles au moment de l'AR5. Le dépassement d'un budget carbone résiduel se traduirait par une baisse de la probabilité de contenir le réchauffement sous un niveau donné et par une hausse du réchauffement planétaire irréversible sur des décennies ou des siècles ; pour ramener le réchauffement à des niveaux moindres à long terme, un tel dépassement pourrait nécessiter d'atteindre des émissions nettes négatives de CO_2 ou de réduire davantage les gaz à effet de serre autres que le CO_2 après avoir atteint un niveau net de CO_2 égal à zéro. {5.5.2, 5.6, encadré 5.2}

Selon les simulations idéalisées visant à étudier la réponse du climat à des émissions de CO_2 égales à zéro, l'ampleur du changement de température inéluctable pour des émissions de CO_2 égales à zéro (ZEC, voir le glossaire) serait *probablement* inférieure à 0,3 °C à l'échelle d'environ un demi-siècle et pour des émissions cumulées de CO_2 globalement compatibles avec un réchauffement planétaire de 2 °C. Toutefois, un *degré de confiance faible* est associé au signe de ce résultat à une échelle temporelle d'environ un demi-siècle. Avec des émissions cumulées de CO_2 moins importantes, la plage serait plus petite, mais avec la même incertitude quant au signe. Si le ZEC est positif à l'échelle décennale, un réchauffement supplémentaire fait diminuer les estimations des budgets carbone résiduels, et inversement s'il est négatif. {4.7.1, 5.5.2}

Le dégel du pergélisol est inclus dans les estimations, tout comme d'autres rétroactions que les modèles prennent rarement en compte. Les limites que présentent les études de modélisation et les faibles contraintes observationnelles ne permettent d'attribuer qu'un *degré de confiance faible* à l'ampleur de ces estimations (section RT.3.2.2). Malgré les grandes incertitudes qui entourent la quantification de l'effet d'autres processus de rétroaction du système Terre, comme les émissions provenant des zones humides et du dégel du pergélisol, ces rétroactions représentent des facteurs de risque additionnels connus, qui s'intensifient avec le réchauffement supplémentaire et renforcent généralement la difficulté à limiter le réchauffement à des niveaux de température donnés. Ces incertitudes ne modifient pas la conclusion fondamentale selon laquelle les émissions globales nettes de CO_2 doivent diminuer pour devenir égales à zéro et stopper ainsi le réchauffement planétaire. {5.4.8, 5.5.2, encadré 5.1}

RT.3.3.2 Élimination de dioxyde de carbone

L'élimination délibérée de dioxyde de carbone atmosphérique (CDR) a le potentiel de contrebalancer des émissions résiduelles de CO_2 de sorte à atteindre des émissions nettes de CO_2 égales à zéro ou à générer des émissions nettes négatives de CO_2. De la même manière qu'une partie des émissions anthropiques nettes actuelles de CO_2 est absorbée par les réservoirs terrestres et océaniques de carbone, l'élimination nette de CO_2 sera en partie contrecarrée par le relargage de CO_2 à partir de ces réservoirs (*degré de confiance très élevée*). Étant donné l'asymétrie de la réponse du cycle du carbone aux émissions et aux éliminations simultanées de CO_2, il faudrait éliminer une plus grande quantité de CO_2 pour compenser une émission d'une ampleur donnée et parvenir au même changement dans le CO_2 atmosphérique (*degré de confiance moyen*). Les méthodes de CDR ont une diversité d'effets secondaires qui peuvent soit affaiblir soit renforcer leur potentiel de piégeage du carbone et de refroidissement et avoir une incidence sur la réalisation des objectifs de développement durable (*degré de confiance élevé*). {4.6.3, 5.6}

L'élimination de dioxyde de carbone (CDR) désigne un ensemble d'activités anthropiques qui visent délibérément à éliminer du CO_2 de l'atmosphère et à le stocker, de manière durable, dans des réservoirs géologiques, terrestres ou océaniques, ou dans des produits. Le dioxyde de carbone est éliminé de l'atmosphère par valorisation des puits biologiques ou géochimiques ou par captage direct du CO_2 dans l'air. Les trajectoires d'émissions qui limitent le réchauffement planétaire à 1,5 °C ou 2 °C supposent généralement le recours aux techniques de CDR parallèlement à la réduction des émissions de GES. La CDR peut servir à compenser les émissions résiduelles provenant de secteurs qu'il serait difficile ou coûteux de décarboner. Elle pourrait également être mise en œuvre à grande échelle afin de générer des émissions de CO_2 nettes négatives à l'échelle du globe (cas où les éliminations anthropiques excèdent les émissions anthropiques), ce qui pourrait compenser les émissions antérieures et permettre d'atteindre les objectifs de stabilisation du climat à long terme après un dépassement temporaire de la température. Ce rapport évalue les effets de la CDR sur le cycle du carbone et le climat. Les co-bénéfices et les compromis sur le plan de la biodiversité, de l'eau et de la production alimentaire sont brièvement exposés afin de présenter tous les aspects de la question, mais une évaluation approfondie des dimensions écologiques et socio-économiques des options de CDR est laissée aux rapports du GTII et du GTIII. {4.6.3, 5.6}

Les méthodes de CDR ont le potentiel de séquestrer le CO_2 présent dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). De la même manière qu'une partie des émissions anthropiques nettes actuelles de CO_2 est absorbée par les réservoirs terrestres et océaniques de carbone, l'élimination nette de CO_2 sera en partie contrecarrée par le relargage de CO_2 à partir de ces réservoirs, si bien que la quantité piégée grâce à la CDR n'entraînera pas une baisse équivalente dans l'atmosphère (*degré de confiance très élevé*). La fraction de CO_2 éliminée de l'atmosphère qui n'est pas remplacée par le CO_2 relargué par les réservoirs de carbone – un critère d'efficacité de la CDR – diminue légèrement quand les quantités éliminées augmentent (*degré de confiance moyen*) et décroît fortement quand les concentrations de CO_2 atmosphérique sont faibles (*degré de confiance moyen*). La baisse de la température à la surface du globe présente une

relation quasi linéaire avec l'élimination cumulée de CO_2 (*degré de confiance élevé*). Étant donné cette relation quasi linéaire, l'ampleur du refroidissement par unité de CO_2 éliminée est à peu près indépendante du taux et de la quantité d'élimination (*degré de confiance moyen*). {4.6.3, 5.6.2.1, figure 5.32, figure 5.34}

En raison des non-linéarités que comporte le système climatique, la réponse climat-cycle du carbone à une élimination de CO_2 de l'atmosphère n'est pas toujours, à l'échelle du siècle, égale et opposée à sa réponse à une émission simultanée de CO_2 (*degré de confiance moyen*). Dans le cas d'émissions de 100 PgC de CO_2 rejetées dans un état d'équilibre avec les niveaux de CO_2 atmosphérique préindustriels, les simulations des modèles CMIP6 indiquent que 27 ± 6 % (moyenne ± 1 écart type) des quantités émises sont encore dans l'atmosphère 80 à 100 ans après les émissions, tandis que dans le cas d'éliminations de 100 PgC, 23 ± 6 % seulement des quantités éliminées restent hors de l'atmosphère. Cette asymétrie implique que, pour compenser une émission positive d'une ampleur donnée, une plus grande quantité de dioxyde de carbone doit être éliminée afin de parvenir au même changement dans le CO_2 atmosphérique. Vu le *degré de concordance faible* entre les modèles, il y a un *degré de confiance faible* dans le signe de l'asymétrie de la réponse de la température aux émissions et aux éliminations de CO_2. {4.6.3, 5.6.2.1, figure 5.35}

Les simulations à l'aide d'ESM indiquent que, dans le cas de scénarios où les émissions de CO_2 diminuent progressivement, atteignent un niveau net égal à zéro et deviennent nettes négatives au cours du XXIe siècle (par exemple, SSP1-2.6), les puits de carbone terrestre et océanique commencent à faiblir en réponse à la baisse des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère et le puits terrestre devient ultérieurement une source (figure RT.19). Cette transformation d'un puits en source survient plusieurs décennies à quelques siècles après que les émissions nettes de CO_2 sont devenues négatives. L'océan reste un puits de CO_2 pendant des siècles après que les émissions nettes sont devenues négatives. Dans le cas de scénarios d'émissions nettes négatives élevées de CO_2 (par exemple SSP5-3.4-OS) et de baisse rapide des concentrations de CO_2, la source terrestre est plus importante que pour le SSP1-2.6, et l'océan devient lui aussi une source. Bien que la réponse générale soit robuste d'un modèle à l'autre, on attribue un *degré de confiance faible* au moment de la transformation de puits en source et à l'ampleur de la source de CO_2 dans les scénarios d'émissions nettes négatives de CO_2. L'élimination de dioxyde de carbone pourrait inverser certains aspects du changement climatique si les émissions nettes de CO_2 devenaient négatives, mais certains changements se poursuivraient selon leur tendance actuelle pendant des décennies à des millénaires. Par exemple, l'élévation du niveau de la mer due à la dilatation thermique de l'océan ne s'inverserait pas avant plusieurs siècles à millénaires (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.4). {4.6.3, 5.4.10, 5.6.2.1, figure 5.30, figure 5.33}

Les méthodes d'élimination de dioxyde de carbone ont une diversité d'effets secondaires qui peuvent soit affaiblir soit renforcer leur potentiel de piégeage du carbone et de refroidissement et avoir une incidence sur la réalisation des objectifs de développement durable (*degré de confiance élevé*). Les effets secondaires biophysiques et biogéochimiques de la CDR sont associés à des modifications touchant l'albédo de la surface, le cycle de l'eau, les émissions de CH_4 et de N_2O, l'acidification de l'océan et la productivité des écosystèmes marins (*degré de confiance élevé*). Ces effets secondaires et les rétroactions connexes du système Terre pourraient diminuer l'absorption de carbone et/ou modifier le climat local et régional et, par contrecoup, limiter le potentiel de piégeage du CO_2 et de refroidissement que présentent certaines techniques de CDR (*degré de confiance moyen*). Le déploiement de la CDR, en particulier sur les terres émergées, peut également affecter la qualité et le volume des ressources en eau, la production alimentaire et la biodiversité (*degré de confiance élevé*). Souvent, ces effets dépendent considérablement du contexte local, des modalités de gestion, de l'usage antérieur des terres et de l'échelle de mise en œuvre (*degré de confiance élevé*). Les co-bénéfices les plus importants sont obtenus par les méthodes qui s'emploient à restaurer les écosystèmes naturels ou à améliorer le piégeage de carbone dans le sol (*degré de confiance moyen*). Pour la plupart des techniques de CDR, l'arrêt de la mise en œuvre devrait avoir de faibles effets climatiques et biogéochimiques (*degré de confiance moyen*). {4.6.3, 5.6.2.2, figure 5.36, 8.4.3, 8.6.3}

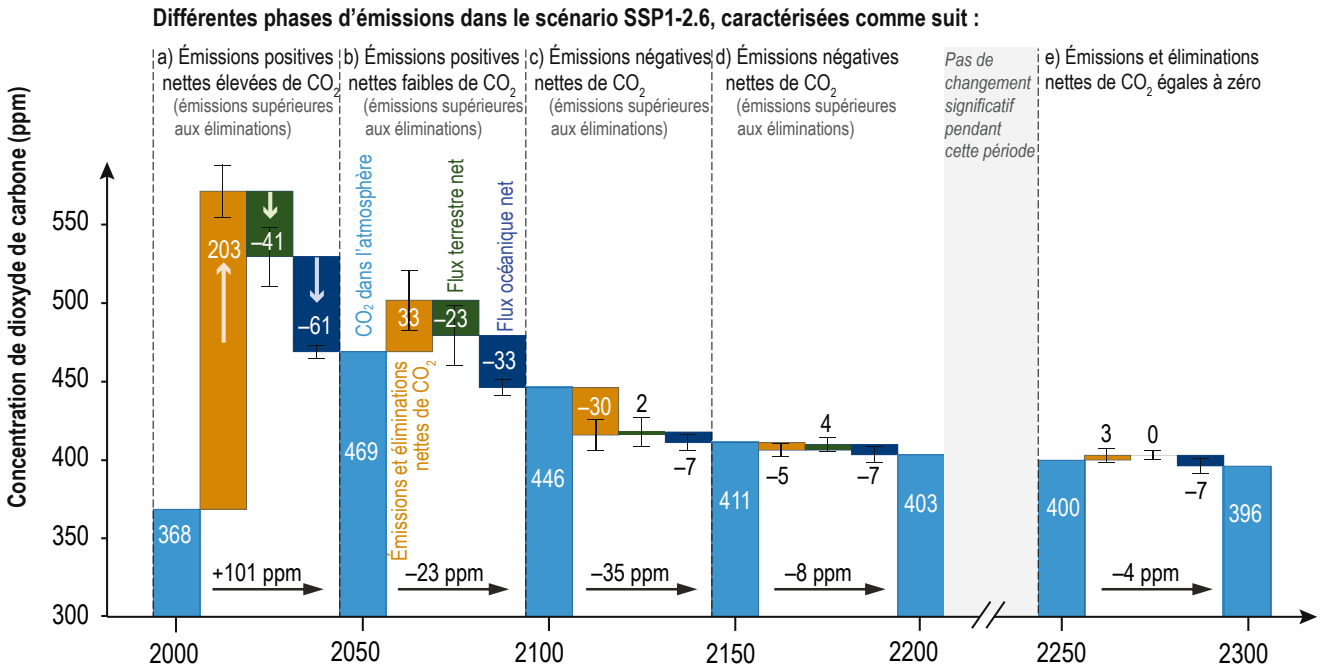


Figure RT.19 | Réponse des puits de carbone dans un scénario d'élimination nette de dioxyde de carbone (CO_2) de l'atmosphère. *Le but de cette figure est de montrer comment le CO_2 atmosphérique évolue en cas d'émissions négatives et sa dépendance à l'égard des technologies d'émissions négatives. Elle montre également l'évolution des puits océanique et terrestre.* On voit ici les composantes des flux de CO_2 selon les simulations forcées par les concentrations à l'aide de modèles du système Terre (ESM) pendant différentes phases d'émission du SSP1-2.6 et son prolongement à long terme. a) Émissions positives nettes élevées de CO_2, b) émissions positives nettes faibles de CO_2, c) et d) émissions négatives nettes de CO_2 et e) émissions nettes de CO_2 égales à zéro. L'action des composantes positives des flux augmente la concentration de CO_2 dans l'atmosphère, tandis que l'action des composantes négatives diminue la concentration de CO_2. Les émissions nettes de CO_2 et les flux terrestres et océaniques de CO_2 représentent la moyenne multimodèle et l'écart type (barre d'erreur) de quatre ESM (CanESM5, UKESM1, CESM2-WACCM, IPSL-CM6a-LR) et d'un modèle du système Terre de complexité intermédiaire (Uvic ESCM). Les émissions nettes de CO_2 sont calculées à partir de simulations ESM forcées par les concentrations en tant que résidu du taux d'augmentation du CO_2 atmosphérique et des flux terrestres et océaniques de CO_2. Les flux sont cumulés sur chaque période de 50 ans et convertis en unités de concentration (parties par million, ppm). {5.6.2.1, figure 5.33}

RT.3.3.3 Relation entre différents agents de forçage

Lorsque d'autres GES sont considérés, le choix de la métrique d'émissions influe sur la quantification des émissions nettes de GES égales à zéro et sur la température qui en résulte (*degré de confiance élevé*). Le fait d'atteindre et de maintenir une valeur nette égale à zéro entraîne généralement un pic et une baisse des températures lorsque les émissions sont quantifiées via le potentiel de réchauffement global sur 100 ans (PRG-100). Les réponses du cycle du carbone sont prises en compte de manière plus rigoureuse dans les métriques d'émissions qu'elles ne l'étaient dans l'AR5 (*degré de confiance élevé*). De nouvelles méthodologies de métriques d'émissions peuvent être utilisées pour produire des émissions cumulées en équivalent CO_2 pour les gaz à effet de serre à courte durée de vie en fonction de leur taux d'émission. {7.6.2}

Sur 10 à 20 ans, la réponse de la température à une seule année d'émissions actuelles de facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) est au moins aussi grande que dans le cas du CO_2, mais comme les effets des SLCF s'estompent rapidement quelques décennies après l'émission, la réponse nette à long terme de la température à une année d'émissions est principalement déterminée par les émissions cumulées de CO_2.

La baisse des émissions en 2020 associée au confinement imposé par la COVID-19 a abouti à un ERF faible et positif à l'échelle du globe ; les réponses globales et régionales du climat à ce forçage ne sont toutefois pas détectables par rapport à la variabilité interne en raison du caractère temporaire du recul des émissions. {6.6, encadré thématique 6.1}

Les effets relatifs des différents agents de forçage sont généralement quantifiés à l'aide de métriques d'émissions qui comparent les effets d'une impulsion idéalisée de 1 kg d'un agent de forçage climatique donné aux effets d'un agent de forçage climatique de référence, qui est presque toujours le CO_2. Les deux métriques les plus courantes pour les impulsions d'émissions sont le potentiel de réchauffement global (PRG) et le potentiel d'évolution de la température planétaire (PTP) (voir le glossaire). Par convention, les réponses du climat aux émissions de CO_2 incluent les effets du réchauffement sur le cycle du carbone, qu'il convient donc, par souci de cohérence, de déterminer également pour les émissions de gaz autres que le CO_2. La méthodologie utilisée pour ce faire dispose d'une base scientifique plus solide que dans l'AR5 (*degré de confiance élevé*). Le méthane provenant des combustibles fossiles présente des valeurs de métriques d'émissions légèrement plus élevées que dans le cas des sources biogéniques, car il se traduit par davantage de CO_2 d'origine

fossile dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). L'actualisation des ajustements chimiques relatifs aux émissions de CH_4 et de N_2O (section RT.3.1) et les révisions de leur durée de vie entraînent une légère baisse, par rapport à l'AR5, des métriques d'émissions pour le PRG et le PTP (*degré de confiance moyen*). Les métriques d'émissions visant toute la série de GES évalués dans l'AR6 ont été calculées à divers horizons temporels. {7.6.1, tableau 7.15, tableau 7.SM.7}

De nouvelles méthodes de mesure des émissions, telles que le PRG* et le PTP combiné, permettent de relier les changements de taux d'émission des gaz à effet de serre à courte durée de vie aux émissions cumulées équivalentes de CO_2 (CO_2-e). On détermine la réponse de la température à la surface du globe aux émissions agrégées de gaz à effet de serre à courte durée de vie dans le temps en multipliant ces valeurs CO_2-e cumulées par la TCRE (voir la section RT.3.2.1). Quand les GES sont agrégés à l'aide de métriques standard comme le PRG ou le PTP, les émissions cumulées de CO_2-e ne sont pas nécessairement proportionnelles aux changements futurs de la température à la surface du globe (*degré de confiance élevé*). {7.6.1, encadré 7.3}.

Des métriques d'émissions sont nécessaires pour regrouper les gaz et déterminer les émissions nettes de GES égales à zéro. Globalement, le fait d'atteindre des émissions nettes de CO_2 égales à zéro et de diminuer le forçage radiatif autre que celui dû au CO_2 stopperait le réchauffement d'origine humaine. L'atteinte du niveau où les émissions nettes de GES (quantifiées par les PRG-100) sont égales à zéro entraîne généralement une baisse des températures après avoir atteint ce niveau si le groupe étudié comprend des gaz à courte durée de vie comme le CH_4. Des émissions nettes de GES égales à zéro (définies par le PTP combiné ou le PRG*) impliquent que les émissions nettes de CO_2 et d'autres GES à longue durée de vie soient égales à zéro et que les émissions de gaz à courte durée de vie soient constantes (PTP combiné) ou décroissent progressivement (PRG*). L'évolution du réchauffement qui résulterait d'émissions nettes de GES égales à zéro ainsi définies correspond à peu près à l'atteinte d'émissions nettes de CO_2 égales à zéro ; il ne surviendrait donc pas une baisse des températures après l'atteinte d'émissions nettes de GES égales à zéro, mais une stabilisation approximative des températures (*degré de confiance élevé*). Ainsi, le choix de la métrique d'émissions influe sur la quantification des émissions nettes de GES égales à zéro et, par conséquent, sur la température résultant de l'atteinte et du maintien de ces niveaux d'émissions nettes de GES égales à zéro (*degré de confiance élevé*). {7.6.1.4, 7.6.2, 7.6.3}

En fin de compte, il appartient aux décideurs de déterminer quelle métrique d'émissions répond le mieux à leurs besoins, comme l'indiquait l'AR5. Ce rapport ne recommande pas d'utiliser une métrique d'émissions particulière, car la métrique la plus adaptée dépend de l'objectif de l'action politique et de son contexte (voir la section 7.6 du chapitre 7). Une évaluation détaillée des métriques des GES, à l'appui de l'atténuation du changement climatique et des contextes d'action politique associés est fournie dans la contribution du GTIII à l'AR6.

Quand une mesure d'atténuation du changement climatique modifie les émissions de facteurs de forçage climatique à courte et à longue durée de vie, la réponse de la température à la surface du globe dépend de la durée de vie de ces facteurs, de leur ERF, de la rapidité et de la durée de la réduction des émissions et de l'inertie thermique du système climatique. L'atténuation, qui s'appuie sur la réduction des émissions et qui est mise en œuvre par le biais de nouvelles réglementations ou normes technologiques, implique que les réductions d'émissions se produisent année après année. La réponse de la température globale à une année d'émissions actuelles imputables à différents secteurs renseigne sur le potentiel d'atténuation (figure RT.20). Sur 10 à 20 ans, l'incidence des SLCF est au moins aussi grande que celle du CO_2, la majeure partie du réchauffement étant dû à la production et à la distribution de combustibles fossiles, à l'agriculture et à la gestion des déchets. Comme les effets des SLCF s'estompent rapidement en quelques décennies après l'émission, l'effet net sur la température à long terme d'une année d'émissions actuelles est principalement déterminé par le CO_2. Sur 100 ans, les principaux secteurs en cause sont la combustion de matières fossiles pour l'énergie, l'industrie et les transports terrestres (*degré de confiance élevé*). Les émissions actuelles de CO_2, N_2O et SLCF en Asie de l'Est et en Amérique du Nord sont les sources régionales qui contribuent le plus au réchauffement net supplémentaire à venir, tant à court terme (10 ans, *degré de confiance moyen*) qu'à long terme (100 ans, *degré de confiance élevé*). {6.6.1, 6.6.2, figure 6.16}

Les restrictions imposées par la COVID-19 ont entraîné des réductions détectables des émissions anthropiques globales d'oxydes d'azote (NOx) (environ 35 % en avril 2020) et de CO_2 d'origine fossile (7 %, les estimations allant de 5,8 % à 13,0 %), du fait essentiellement de la baisse des émissions par le secteur des transports (*degré de confiance moyen*). La réduction des précurseurs de substances polluantes, à l'exception de l'ozone de surface, a contribué à améliorer temporairement la qualité de l'air dans la plupart des régions du monde (*degré de confiance élevé*). Toutefois, ces réductions sont inférieures à ce que l'on pourrait attendre de la mise en œuvre pérenne de politiques sur la qualité de l'air et le changement climatique (*degré de confiance moyen*). Il est probable que l'ERF net global résultant du confinement dû à la COVID-19 a été globalement faible et positif en 2020 (valeur maximale temporaire inférieure à 0,2 W m^{-2}) ; il s'est ajouté provisoirement à l'influence humaine totale sur le climat, le forçage positif (effet réchauffant) induit par les changements relatifs aux aérosols l'emportant sur les forçages négatifs (effet refroidissant) liés aux changements dans le CO_2, les NOx et les cirrus des traînées de condensation. Étant donné ce faible forçage radiatif net, en comparaison d'une large composante de variabilité interne, les modèles du système Terre ne montrent aucun effet détectable sur la température de surface ou les précipitations à l'échelle globale ou régionale (*degré de confiance élevé*). {Encadré thématique 6.1}

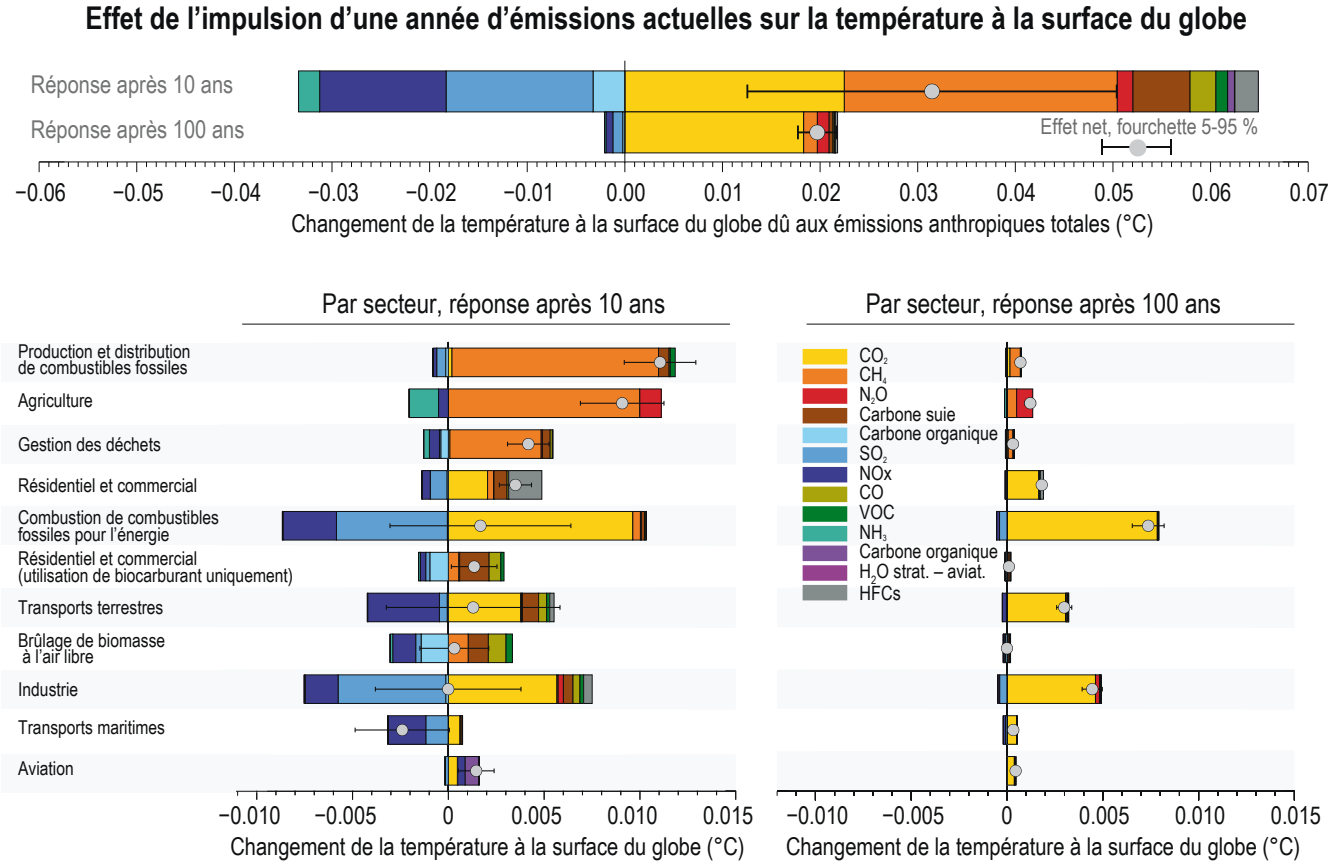


Figure RT.20 | Changement de la température à la surface du globe 10 et 100 ans après une impulsion d'une année d'émissions actuelles. *Le but de cette figure est de montrer la contribution de différents secteurs au changement climatique actuel selon les facteurs de forçage, dont le dioxyde de carbone (CO_2) et les facteurs de forçage du climat à courte durée de vie (SLCF).* La réponse de la température est subdivisée par espèce et indiquée pour les émissions anthropiques totales **(en haut)** et les émissions sectorielles sur une échelle de 10 ans **(à gauche)** et de 100 ans **(à droite)**. Les secteurs sont classés selon l'effet net (élevé à faible) sur la température à l'horizon de 10 ans. Les barres d'erreur dans le panneau supérieur indiquent la fourchette à 5-95 % pour l'effet net sur la température imputable à l'incertitude du forçage radiatif uniquement (calculée par la méthode de Monte Carlo avec les incertitudes des meilleures estimations trouvées dans la littérature scientifique). Les émissions relatives à 2014 proviennent du jeu de données sur les émissions CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), sauf pour les hydrofluorocarbones (HFC) et le H2O de l'aviation qui reposent sur d'autres jeux de données (voir la section 6.6.2 pour plus de détails). Les émissions de CO_2 sont exclues du brûlage de biomasse à l'air libre et de l'utilisation résidentielle de biocarburant. {6.6.2, figure 6.16}

Encadré RT.7 | Réponses du climat et de la qualité de l'air aux facteurs de forçage climatique à courte durée de vie dans les trajectoires socio-économiques partagées

Les changements futurs des émissions de facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) devraient entraîner un réchauffement moyen supplémentaire à l'échelle du globe ; la réponse à la fin du siècle varie fortement entre les principales trajectoires socio-économiques partagées (SSP) du GTI et dépend du niveau d'atténuation du changement climatique et de la pollution atmosphérique (encadré RT.7, figure 1). Ce réchauffement supplémentaire est dû soit à la réduction des aérosols qui ont un effet refroidissant (réglementation visant la pollution atmosphérique), soit à l'augmentation du méthane (CH_4), de l'ozone et des hydrofluorocarbones (HFC). Il est stable après 2040 dans les scénarios SSP associés à une faible pollution atmosphérique globale, pour autant que les émissions de CH_4 soient également atténuées ; cependant, le réchauffement global induit par les changements des SLCF est plus élevé dans les scénarios où la qualité de l'air continue de se détériorer (utilisation croissante des combustibles fossiles et contrôle limité de la pollution atmosphérique) (*degré de confiance élevé*).

Une atténuation soutenue du CH_4 réduit l'ozone de surface à l'échelle planétaire, ce qui contribue à améliorer la qualité de l'air, tout en réduisant la température de surface à long terme, mais seules des réductions durables des émissions de CO_2 permettent de stabiliser le climat à long terme (*degré de confiance élevé*). Les changements futurs de la qualité de l'air (ozone près de la surface et particules) à l'échelle globale et locale sont principalement déterminés par les changements dans les émissions des précurseurs de l'ozone et des aérosols, plutôt que par le climat (*degré*

Encandré RT.7 (suite)

de confiance élevé). Les améliorations de la qualité de l'air découlant de stratégies de décarbonation rapide, comme dans les scénarios SSP1-1.9 et SSP1-2.6, ne sont pas suffisantes à court terme pour se conformer aux lignes directrices de l'Organisation mondiale de la santé sur la qualité de l'air dans certaines régions très polluées (degré de confiance élevé). D'autres politiques (accès à une énergie propre ou gestion des déchets, par exemple) envisagées pour réaliser les objectifs de développement durable des Nations Unies amènent une réduction supplémentaire des SLCF. {4.4.4, 6.6.3, 6.7.3, encadré 6.2}

L'effet net du changement des émissions de SLCF sur la température dépendra de la manière dont évolueront les émissions de SLCF qui ont un effet de réchauffement et celles qui ont un effet de refroidissement. L'ampleur du refroidissement induit par les aérosols constitue encore la plus grande incertitude liée à l'effet des SLCF dans les projections climatiques. Vu les changements majeurs survenus dans les SLCF ces deux dernières décennies, les réponses de la température et de la pollution atmosphérique sont estimées par rapport à l'année 2019 au lieu de la période 1995-2014.

Réponse de la température

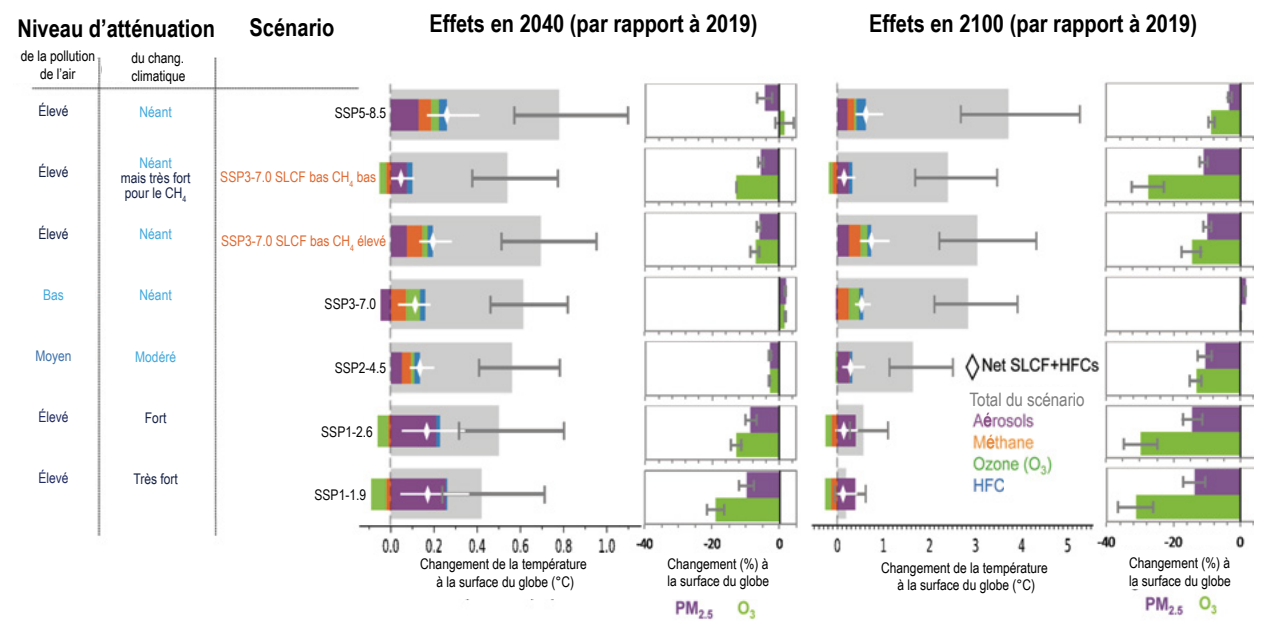
Au cours des deux prochaines décennies, il est *très probable* que les changements des émissions de SLCF causeront un réchauffement par rapport à 2019, selon les scénarios principaux SSP du GTI (voir la section RT.1.3.1), qui viendra s'ajouter au réchauffement dû aux GES à longue durée de vie. L'effet net des changements des SLCF et des HFC sur la température à la surface du globe, pour l'ensemble des SSP, est un réchauffement *probable* de 0,06 °C à 0,35 °C en 2040 par rapport à 2019. Ce réchauffement moyen global à court terme lié aux SLCF est d'une ampleur assez similaire quel que soit le SSP, en raison des effets antagonistes des facteurs de forçage qui tendent à réchauffer (CH_4, ozone) et à refroidir (aérosols) le climat (encadré RT.7, figure 1). La réponse à la fin du siècle varie davantage d'un scénario à l'autre. Dans les scénarios sans atténuation du changement climatique (SSP3-7.0 et SSP5-8.5), les changements des SLCF entraîneront un réchauffement se situant dans la fourchette *probable* de 0,4 °C à 0,9 °C en 2100 par rapport à 2019, en raison de la hausse des concentrations de CH_4, d'ozone troposphérique et de HFC. Dans le cas des scénarios stricts d'atténuation du changement climatique et de la pollution (SSP1-1.9 et SSP1-2.6), le refroidissement dû à la baisse du CH_4, de l'ozone et des HFC compense en partie le réchauffement dû à la diminution des aérosols, principalement les sulfates ; l'effet global des SLCF est une augmentation *probable* de la température à la surface du globe de 0,0 °C à 0,3 °C en 2100 par rapport à 2019. Avec des mesures intermédiaires d'atténuation du changement climatique et de la pollution atmosphérique, les SLCF ajoutent dans le SSP2-4.5 un réchauffement *probable* de 0,2 °C à 0,5 °C au changement de la température à la surface du globe en 2100, le réchauffement le plus fort découlant de la diminution des aérosols. {4.4.4, 6.7.3}

En supposant que la mise en œuvre et l'application efficace des plans nationaux actuels et de l'Amendement de Kigali au Protocole de Montréal relatif à des substances qui appauvrissent la couche d'ozone permettent de limiter les émissions (comme dans le SSP1-2.6), les effets des HFC sur la température à la surface du globe resteraient, par rapport à 2019, inférieurs à +0,02 °C à partir de 2050 ; ces effets atteindraient environ +0,04 - 0,08 °C en 2050 et +0,1 - 0,3 °C en 2100 si l'on tient uniquement compte des réglementations nationales des HFC adoptées avant l'Amendement de Kigali (comme dans le SSP5-8.5) (*degré de confiance moyen*). {6.6.3, 6.7.3}

Réponses de la qualité de l'air

Les projections concernant la qualité de l'air vont d'une forte réduction de l'ozone de surface et des particules à l'échelle globale (SSP1-2.6 : atténuation stricte de la pollution de l'air et du changement climatique, par exemple) à l'absence d'amélioration voire une dégradation (SSP3-7.0 : pas d'atténuation du changement climatique et faible contrôle de la pollution de l'air, par exemple) (*degré de confiance élevé*). Dans le cas du scénario SSP3-7.0, il est projeté que les niveaux de particules augmentent jusqu'en 2050 sur de grandes parties de l'Asie et que la pollution à l'ozone de surface empire sur toutes les zones continentales jusqu'en 2100 (*degré de confiance élevé*). Dans le scénario SSP5-8.5 (absence d'atténuation du changement climatique mais contrôle strict de la pollution de l'air), les niveaux de particules diminuent jusqu'en 2100 mais les teneurs élevées en CH_4 entravent la baisse de l'ozone de surface à l'échelle planétaire au moins jusqu'en 2080 (*degré de confiance élevé*). {6.7.1}

Encandré RT.7 (suite)



Encadré RT.7, figure 1 | Effets des facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) sur la température à la surface du globe et sur la pollution atmosphérique selon les scénarios principaux de trajectoires socio-économiques partagées (SSP) du GTI. *Le but de cette figure est de montrer la réponse à court et long terme du climat et de la qualité de l'air (ozone de surface et particules d'un diamètre inférieur à 2,5 microns, $PM_{2.5}$) aux SLCF dans les scénarios SSP.* Les effets des aérosols nets, de l'ozone troposphérique, des hydrofluorocarbones (HFC, d'une durée de vie inférieure à 50 ans) et du méthane (CH_4) sont comparés à ceux du forçage anthropique total en 2040 et en 2100 par rapport à 2019. Les changements de la température à la surface du globe reposent sur l'évolution historique et future du forçage radiatif effectif (ERF) tel qu'il est évalué au chapitre 7 de ce rapport. Les réponses de la température aux ERF sont calculées à l'aide d'une fonction de réponse impulsionnelle commune pour la réponse du climat, conformément aux calculs des métriques présentées dans le chapitre 7 (encadré 7.1). La fonction de réponse a une sensibilité du climat à l'équilibre de 3,0 °C pour un doublement de la concentration de CO_2 atmosphérique (paramètre de rétroaction de -1,31 W m^{-2} °C-1). Le total du scénario (barre grise) comprend tous les forçages anthropiques (facteurs de forçage climatique à longue et courte durée de vie et changements d'usage des terres). Les incertitudes sont les fourchettes à 5-95 %. Les changements mondiaux des concentrations de polluants atmosphériques (ozone et PM2.5) s'appuient sur les simulations multimodèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) et représentent les changements des moyennes sur 5 ans des concentrations à la surface des zones continentales en 2040 et en 2098 par rapport à 2019. Les barres d'incertitude représentent ±1 écart type entre les modèles. {6.7.2, 6.7.3, figure 6.24}

Encadré RT.8 | Réponse du système Terre à la modification du rayonnement solaire

Depuis l'AR5, de nouveaux travaux de modélisation ont été menés sur les options de modification du rayonnement solaire (SRM) au moyen d'aérosols, telles que l'injection d'aérosols dans la stratosphère, l'éclaircissement des nuages marins et l'amincissement des cirrus[21], ainsi que sur leurs effets climatiques et biogéochimiques. Ces études ont systématiquement montré que la SRM pouvait contrebalancer certains effets de l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat global et régional, y compris sur les cycles du carbone et de l'eau (*degré de confiance élevé*). Il y aurait cependant des changements climatiques résiduels substantiels ou une surcompensation à l'échelle régionale et à l'échelle saisonnière (*degré de confiance élevé*), et de grandes incertitudes persistent quant aux interactions aérosols-nuages-rayonnement. Le refroidissement causé par la SRM accroîtrait les puits terrestre et océanique de CO_2 à l'échelle globale (*degré de confiance moyen*) mais, en cas de poursuite des émissions anthropiques, cela n'empêcherait pas le CO_2 d'augmenter dans l'atmosphère et n'affecterait pas l'acidification de l'océan qui en résulte (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* qu'une mise en œuvre rapide des techniques de SRM s'accompagnerait de changements abrupts du cycle de l'eau. Dans le cas d'un scénario d'émissions élevées de CO_2, l'arrêt soudain et durable de la SRM provoquerait un changement rapide du climat (*degré de confiance élevé*). Cependant, l'abandon progressif de la SRM, allié à la diminution des émissions et à l'élimination de dioxyde de carbone (CDR), permettrait d'éviter ces effets (*degré de confiance moyen*). {4.6.3, 5.6.3. 6.4.6, 8.6.3}

21 Bien que la technique d'amincissement des cirrus vise à refroidir la planète en augmentant les émissions de grandes longueurs d'onde vers l'espace, elle est incluse dans les options de SRM par souci de cohérence avec l'AR5 et le SR1.5. {4.6.3.3}

Encandré RT.8 (suite)

La modification du rayonnement solaire (SRM) fait référence à des options d'intervention à grande échelle sur le climat qui sont étudiées comme des compléments potentiels à une atténuation profonde, par exemple dans les scénarios où les objectifs de stabilisation du climat sont dépassés. Elles visent à contrebalancer une partie du réchauffement imputable aux émissions de GES en modifiant le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde de la Terre. La SRM évaluée dans ce rapport englobe certaines options qui modifient le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde, tel l'amincissement des cirrus, comme c'était le cas dans le SR1.5.

La SRM se distingue des mesures d'atténuation du changement climatique, telles que la réduction des émissions et le CDR, en ce qu'elle introduit un effet de « masquage » du problème du changement climatique en modifiant le bilan radiatif de la Terre, sans s'attaquer à la cause profonde du problème, à savoir l'augmentation des GES dans l'atmosphère. En masquant seulement les effets climatiques des émissions de GES, la SRM n'a pas d'incidence sur d'autres dimensions liées à l'augmentation du CO_2 atmosphérique, telle l'acidification de l'océan. Ce rapport évalue la compréhension physique de la réponse du système Terre aux options de SRM envisagées, à partir essentiellement de simulations idéalisées de modèles climatiques. D'autres aspects importants doivent être pris en considération, tels que le risque pour les systèmes humains et naturels, l'éthique, la perception, le coût, la gouvernance et les dimensions transfrontières, ainsi que leurs rapports avec les objectifs de développement durable des Nations Unies – questions abordées dans les rapports du GTII (chapitre 16) et du GTIII (chapitre 14). {4.6.3}

Les options de SRM comprennent des techniques qui augmentent l'albédo de la surface, qui éclaircissent les nuages marins en augmentant la concentration de noyaux de condensation ou qui réduisent l'épaisseur optique des cirrus en les ensemençant avec des particules glaçogènes. Cependant, la technique la plus étudiée tente d'imiter l'effet de refroidissement des grandes éruptions volcaniques en injectant dans la stratosphère des aérosols réfléchissants (par exemple, des aérosols sulfatés) ou leurs précurseurs (par exemple, du dioxyde de soufre). {4.6.3, 5.6.3, 6.4.6}

La SRM pourrait contrebalancer certains effets que le réchauffement induit par les gaz à effet de serre a sur le climat global et régional, mais des changements climatiques résiduels substantiels ou une surcompensation surviendraient à l'échelle régionale et à l'échelle saisonnière (*degré de confiance élevé*). Depuis l'AR5, de nouveaux travaux de modélisation ont permis un traitement plus élaboré des techniques de SRM basées sur les aérosols, mais de grandes incertitudes persistent quant aux interactions aérosols-nuages-rayonnement (*degré de confiance élevé*). Les études de modélisation suggèrent qu'il est possible de stabiliser simultanément plusieurs indicateurs de la température à grande échelle par l'élaboration de la stratégie de déploiement des options de SRM (*degré de confiance moyen*), mais avec d'importants changements résiduels ou de surcompensation dans les changements climatiques régionaux et saisonniers. {4.6.3}

Il est *probable* que les méthodes de SRM axées sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde réduisent les précipitations moyennes à l'échelle du globe, par rapport aux scénarios d'émissions futures de CO_2, si le réchauffement planétaire moyen est intégralement contrebalancé. Au contraire, l'amincissement des cirrus, qui intervient sur le rayonnement de grandes longueurs d'onde, devrait provoquer une augmentation des précipitations moyennes à l'échelle du globe (*degré de confiance moyen*). Si on recourt aux approches axées sur les courtes longueurs d'onde pour contrebalancer le réchauffement planétaire moyen, la réduction des précipitations moins l'évapotranspiration (P-E) (encadré RT.5) à l'échelle régionale (indicateur plus pertinent pour la disponibilité de l'eau douce) est de moindre ampleur que la diminution des précipitations, en raison de la baisse simultanée des précipitations et de l'évapotranspiration (*degré de confiance moyen*). {4.6.3, 8.2.1, 8.6.3}

Si elle visait à refroidir la planète, la SRM entraînerait une réduction de la respiration des plantes et des sols et ralentirait la baisse de l'absorption de carbone par l'océan due au réchauffement (*degré de confiance moyen*). Il en résulterait un renforcement des puits terrestre et océanique de CO_2 à l'échelle globale (*degré de confiance moyen*) et un léger recul du CO_2 atmosphérique par rapport à un changement climatique non atténué. Toutefois, en cas de poursuite des émissions anthropiques, la SRM n'empêcherait pas le CO_2 d'augmenter dans l'atmosphère et n'affecterait pas l'acidification de l'océan qui en résulte (*degré de confiance élevé*). {5.6.3}

Les modèles indiquent que l'effet de l'injection d'aérosols stratosphériques sur la température et les précipitations à l'échelle globale serait détectable après une ou deux décennies, délai analogue à celui de l'émergence des bénéfices d'une réduction des émissions. Dans le cas d'un scénario d'émissions élevées de CO_2, l'arrêt soudain et prolongé de la SRM provoquerait un changement rapide du climat et l'inversion des effets obtenus sur les puits de carbone (*degré de confiance élevé*). Il est également *probable* que l'arrêt de la SRM après un fort déploiement s'accompagnerait de changements abrupts du cycle de l'eau à l'échelle globale et régionale, notamment dans les régions tropicales en déplaçant la zone de convergence intertropicale et les cellules de Hadley. On ne peut exclure la possibilité de réponses non linéaires à l'échelle régionale, en raison des modifications de l'évapotranspiration. Cependant,

Encandré RT.8 (suite)

un abandon progressif de la SRM, combiné avec des réductions d'émissions et avec la CDR, permettrait d'éviter des changements très rapides (*degré de confiance moyen*). {4.6.3, 5.6.3, 8.6.3}

Encadré RT.9 | Irréversibilité, points de bascule et changements abrupts

Nombre d'aspects du système climatique présentent actuellement un taux de réponse proportionnel au taux de changement récent de la température, même si quelques-uns peuvent répondre d'une manière disproportionnée. Certaines composantes du système climatique se caractérisent par une réponse lente, comme la circulation de retournement dans les profondeurs océaniques et les calottes glaciaires (encadré RT.4). Il est *quasi certain* qu'un changement inéluctable et irréversible est déjà en cours dans les processus à réponse lente, à mesure qu'ils s'ajustent aux émissions passées et présentes.

Les données paléoclimatiques indiquent que le système climatique comporte des éléments pouvant basculer, lorsque leurs processus présentent soudain une sensibilité différente au forçage, par exemple lors d'une déglaciation majeure où un changement de température de 1 °C peut correspondre, selon le stade, à une perte de masse importante ou faible de la calotte glaciaire (encadré RT.2). En ce qui concerne les indicateurs du climat planétaire, les éléments probants d'un changement abrupt sont limités, mais le réchauffement de l'océan profond, l'acidification des eaux et l'élévation du niveau de la mer sont engagés dans un changement qui se poursuivra pendant des millénaires après la stabilisation initiale de la température à la surface du globe et sont irréversibles à l'échelle humaine (*degré de confiance très élevé*). On ne peut exclure la possibilité de réponses abruptes, de points de bascule et même d'inversions du sens du changement à l'échelle régionale (*degré de confiance élevé*). Certains changements abrupts et points de bascule régionaux pourraient avoir de graves répercussions locales et entraîner par exemple des conditions météorologiques sans précédent, des températures extrêmes et des sécheresses et incendies de forêt plus fréquents.

Les modèles qui montrent de tels points de bascule se caractérisent par des changements abrupts une fois le seuil franchi, et même un retour aux températures de surface ou aux concentrations de CO_2 atmosphérique précédant ce seuil ne garantit pas que les éléments de basculement reviennent à leur état antérieur. Divers programmes de surveillance et systèmes d'alerte précoce sont en train d'être mis en place afin d'observer les éléments du système climatique pouvant basculer. {1.3, 1.4.4, 1.5, 4.3.2, tableau 4.10, 5.3.4, 5.4.9, 7.5.3, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, encadré thématique 12.1}

Depuis l'AR5, on comprend mieux la réversibilité multidécennale (c'est-à-dire le retour du système à l'état climatique antérieur dans un délai de plusieurs décennies après l'élimination du forçage radiatif) concernant de nombreuses métriques climatiques de l'atmosphère, de la surface des terres émergées et de la glace de mer, une fois rétablie la température de surface de la mer. Il a été constaté que certains processus suspectés d'avoir des points de bascule, comme la circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC), se rétablissent souvent au bout d'un certain temps après la stabilisation de la température (*degré de confiance faible*). Toutefois, l'irréversibilité substantielle de certains changements touchant la cryosphère, le réchauffement de l'océan, l'élévation du niveau de la mer et l'acidification de l'océan est encore mieux étayée. {4.7.2, 5.3.3, 5.4.9, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3}

Certaines composantes du système climatique se caractérisent par une réponse lente, comme la circulation de retournement de l'océan profond et les calottes glaciaires. Il est *probable* que dans le cas d'une stabilisation du réchauffement planétaire à 1,5 °C, 2,0 °C ou 3,0 °C par rapport à 1850-1900, l'AMOC continuera de perdre environ 15 %, 20 % et 30 % de sa force pendant plusieurs décennies, puis retrouvera les valeurs antérieures à son déclin au cours de plusieurs siècles (*degré de confiance moyen*). À des niveaux de réchauffement soutenus compris entre 2 °C et 3 °C, des *éléments probants limités* indiquent que les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest disparaîtront presque entièrement et de manière irréversible pendant de nombreux millénaires ; tant la probabilité d'une disparition totale que la vitesse de la perte de masse augmentent parallèlement à la hausse des températures de surface (*degré de confiance élevé*). À des niveaux de réchauffement soutenus compris entre 3 °C et 5 °C, la perte quasi totale de la calotte glaciaire du Groenland et la perte totale de l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest seraient irréversibles pendant de nombreux millénaires (*degré de confiance moyen*) ; une grande partie ou la totalité du bassin sous-glaciaire de Wilkes, en Antarctique de l'Est, disparaîtrait pendant de nombreux millénaires (*degré de confiance faible*). Il est possible que l'on observe les signaux d'alerte précoce d'une élévation accélérée du niveau de la mer provenant de l'Antarctique au cours des prochaines décennies. S'agissant d'autres aléas

Encandré RT.9 (suite)

(comportement des calottes glaciaires, perte de masse des glaciers et changement du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, inondations côtières, érosion du littoral, pollution de l'air et acidification de l'océan), les dimensions temporelles et/ou relatives au scénario restent cruciales, et on ne peut établir de relation simple et robuste avec le niveau de réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*).{4.3.2, 4.7.2, 5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 8.6, 9.2, 9.4, encadré 9.3, encadré thématique 12.1}

Pour ce qui est des indicateurs du climat planétaire, les éléments probants d'un changement abrupt sont limités. Dans le cas d'un réchauffement global allant jusqu'à 2 °C par rapport aux niveaux de 1850-1900, les relevés de données paléoclimatiques n'indiquent pas de changements abrupts dans le cycle du carbone (*degré de confiance faible*). Malgré le large éventail de réponses issues des modèles, l'incertitude concernant le CO_2 atmosphérique d'ici à 2100 est dominée par les émissions anthropiques à venir plutôt que par les incertitudes liées aux rétroactions carbone-climat (*degré de confiance élevé*). Les projections climatiques de la température globale au cours du prochain siècle n'indiquent aucun changement abrupt : il existe une relation quasi linéaire entre les émissions cumulées de CO_2 et la hausse maximale de la température moyenne de l'air à la surface du globe causée par le CO_2 au cours du présent siècle, pour des niveaux de réchauffement planétaire allant jusqu'à 2 °C au moins par rapport à 1850-1900. L'augmentation du contenu thermique de l'océan mondial (section RT.2.4) se poursuivra probablement jusqu'en 2300 au moins, même avec des scénarios d'émissions faibles, et le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe continuera de s'élever pendant des siècles ou des millénaires après l'arrêt des émissions (encadré RT.4), puisque l'absorption de chaleur par les profondeurs océaniques et la perte de masse des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique se poursuivront (*degré de confiance élevé*). {2.2.3 ; encadré thématique 2.1 ; 5.1.1 ; 5.4 ; encadré thématique 5.1 ; figures 5.3, 5.4, 5.25 et 5.26 ; 9.2.2 ; 9.2.4}

La réponse des cycles biogéochimiques aux perturbations anthropiques peut être abrupte à l'échelle d'une région et irréversible pendant des décennies ou des siècles (*degré de confiance élevé*). La probabilité de franchir des seuils régionaux incertains augmente avec le changement climatique (*degré de confiance élevé*). Il est *très improbable* que les clathrates gazeux (méthane surtout) présents dans le pergélisol terrestre profond et les clathrates sous-marins modifient de manière détectable la trajectoire des émissions au cours de ce siècle. La possibilité de changements abrupts et de points de bascule dans les cycles biogéochimiques accroît l'incertitude des concentrations de GES atmosphériques au XXIe siècle, mais les émissions anthropiques à venir restent la principale incertitude (*degré de confiance élevé*). Des changements abrupts du cycle de l'eau sont possibles dans certains scénarios d'émissions élevées, mais il n'y a pas de cohérence générale concernant l'ampleur et le moment de tels changements. Les rétroactions positives de la surface des terres émergées, mettant en jeu la végétation, la poussière et la neige, peuvent contribuer à des changements abrupts de l'aridité, mais il n'y a qu'un degré de confiance faible que de tels changements se produiront au cours du XXIe siècle. La poursuite de la déforestation en Amazonie, conjuguée à un climat plus chaud, accroît la probabilité que cet écosystème franchisse un point de bascule vers un état sec au cours du XXIe siècle (*degré de confiance faible*). (Section RT.3.2.2) {5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 5.4.9, 8.6.2, 8.6.3, encadré thématique 12.1}

RT.4 Changement climatique à l'échelle régionale

Cette section s'intéresse à la manière de produire des informations sur le changement climatique à l'échelle régionale (et leur pertinence pour les services climatiques) ; aux moteurs de la variabilité et du changement climatiques régionaux et la manière dont ils sont affectés par les facteurs anthropiques ; et aux changements climatiques observés, attribués et projetés, y compris les évènements extrêmes et les facteurs climatiques générateurs d'impact (CID), dans toutes les régions du monde. Il existe un petit ensemble de changements CID communs à toutes les régions terrestres ou océaniques et un ensemble spécifique de changements issus d'une gamme plus large de CID propres à chaque région. Cette diversité vient du fait que le climat régional est déterminé par une action réciproque complexe entre les variations saisonnières à multidécennales des modes de variabilité climatique à grande échelle, les forçages naturels et anthropiques externes, les processus climatiques locaux et les rétroactions connexes.

RT.4.1 Elaboration et communication des informations sur le changement climatique à l'échelle régionale

Les informations sur le changement climatique à l'échelle régionale s'appuient sur une diversité de sources de données et de méthodologies. Les ensembles multimodèles et les modèles à résolutions diverses constituent d'importantes sources de données, et l'élimination des modèles qui représentent de manière foncièrement erronée les processus étudiés améliore la crédibilité des informations d'ensemble associées à ces processus. La distillation – qui consiste à réunir plusieurs éléments probants et à tenir compte du contexte et des valeurs des parties prenantes – est une méthodologie essentielle car elle aide à garantir que les informations sont utiles, pertinentes et fiables pour la prise de décision (voir l'encadré « Notions essentielles ») (*degré de confiance élevé*).

Depuis l'AR5, les trames narratives de climat physique viennent compléter les projections d'ensemble afin de produire des informations climatiques plus accessibles et de favoriser un traitement plus complet du risque. Elles ont été intégrées dans le processus de distillation au sein des services climatiques afin de générer les informations climatiques crédibles, fiables et propres au contexte.

Le volume d'informations sur le changement climatique destinées aux services climatiques a considérablement augmenté depuis l'AR5 en raison des progrès scientifiques et technologiques accomplis et de l'intérêt, de la demande et des besoins croissants des utilisateurs (*degré de confiance très élevé*). Le contexte décisionnel, la participation des utilisateurs et la coproduction associant scientifiques, praticiens et utilisateurs déterminent dans une large mesure le type de service climatique développé et sa capacité d'étayer les décisions en matière d'adaptation, d'atténuation et de gestion des risques. {10.3, 10.6, encadré thématique 10.3, 12.6, encadré thématique 12.2}

RT.4.1.1 Sources de données et méthodologies servant à produire les informations climatiques régionales

Les informations sur le changement climatique à l'échelle régionale s'appuient sur une diversité de sources de données et de méthodologies (section RT.1.4). Pour comprendre les changements et la variabilité observés du climat à l'échelle régionale, il faut disposer et analyser de multiples jeux de données d'observation pertinents pour les phénomènes d'intérêt (par exemple, les évènements extrêmes), ce qui inclut la prise en compte de l'incertitude observationnelle (section RT.1.2.1). Ces jeux de données sont combinés avec les simulations des changements et évènements observés issues de modèles climatiques pour attribuer les causes de ces changements et évènements à divers facteurs anthropiques et naturels de grande échelle et d'échelle régionale et pour évaluer la performance des modèles. Les simulations des conditions futures à l'aide de nombreux modèles climatiques (ensembles multimodèles) sont ensuite utilisées pour établir et quantifier les fourchettes des réponses du climat régional projetées (section RT.4.2). L'élimination des modèles qui représentent de manière foncièrement erronée les processus étudiés améliore la crédibilité des informations climatiques régionales générées à partir de ces ensembles (*degré de confiance élevé*). La moyenne multimodèle et la dispersion d'ensemble ne constituent cependant pas une mesure parfaite de la plage d'incertitude des projections et ne suffisent pas à caractériser les changements de faible probabilité mais à fort impact (encadré RT.3), ni les situations où les modèles simulent des changements très différents, voire opposés (*degré de confiance élevé*). Aujourd'hui, de grands ensembles issus de chaque modèle sont disponibles et fournissent un éventail plus complet des changements possibles reliés à la variabilité interne (*degré de confiance élevé*) (section RT.1.2.3). {1.5.1, 1.5.4, 10.2, 10.3.3, 10.3.4, 10.4.1, 10.6.2, 11.2, encadré 11.2, encadré thématique 11.1, 12.4, Atlas.1.4.1}

Selon la région étudiée, il est indispensable que les modèles climatiques représentent les forçages (aérosols, changement d'usage des terres, concentrations d'ozone, etc.) et les rétroactions (par exemple entre la neige et l'albédo, l'humidité du sol et la température, ou l'humidité du sol et les précipitations) qui sont importants au niveau régional pour pouvoir reproduire les tendances passées et, ce faisant, étayer la fiabilité des projections concernant les conditions futures (*degré de confiance moyen*) (section RT.1.2.2). Dans certains cas, si les processus régionaux pertinents ne sont pas représentés, alors même le signe d'un changement du climat régional projeté peut ne pas être fiable, par exemple pour les précipitations, la vitesse du vent et d'autres variables (*degré de confiance moyen*). S'agissant de certains phénomènes et de certaines régions, qu'elles soient géographiques (Afrique centrale, Antarctique, etc.) ou typologiques (zones de montagne, petites îles, villes, etc.), la moindre disponibilité ou accessibilité de relevés d'observation limite alors l'évaluation du changement climatique régional. {1.5.1, 1.5.3, 1.5.4, 8.5.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 11.1.6, 11.2, 12.4, Atlas.8.3, Atlas.11.1.5, encadré thématique Atlas.2}

Des méthodologies telles que la descente d'échelle statistique, la correction des biais systématiques et les générateurs stochastiques de temps fournissent une interface utile entre les projections des modèles climatiques et la modélisation des impacts et aident à en extraire des indicateurs pertinents pour les utilisateurs (*degré de confiance élevé*). Cependant, l'efficacité de ces techniques dépend de la performance du modèle climatique employé : la correction des biais, notamment, ne saurait compenser toutes les conséquences des processus physiques non résolus ou très mal représentés, comme les biais de circulation à grande échelle ou les rétroactions locales (*degré de confiance moyen*). {10.3.3, encadré thématique 10.2, 12.2, Atlas.2.2}

Encadré RT.10 | Attribution des évènements

L'attribution des changements observés dans les extrêmes à l'influence humaine (émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols, changements d'usage des terres, etc.) a considérablement progressé depuis l'AR5, en particulier pour ce qui concerne les précipitations extrêmes, les sécheresses, les cyclones tropicaux et les extrêmes composites (*degré de confiance élevé*). On ne dispose que d'*éléments probants limités* pour les vents violents et les tempêtes convectives. Certains évènements extrêmes chauds observés récemment auraient été *extrêmement improbables* sans l'influence humaine sur le système climatique. (Section RT.1) {Encadré thématique « Attribution » au chapitre 1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8}

Depuis l'AR5, l'attribution des évènements météorologiques extrêmes occupe une place croissante dans la recherche sur le climat et fait l'objet d'une littérature scientifique abondante. Elle apporte la preuve que les gaz à effet de serre et d'autres forçages externes ont eu une incidence sur les évènements météorologiques extrêmes, en distinguant les facteurs anthropiques de la variabilité naturelle. L'attribution des évènements constitue maintenant un élément probant important pour évaluer les changements d'évènements extrêmes à l'échelle régionale. (Section RT.1) {Encadré thématique « Attribution », 11.1.4}

Les extrêmes et les évènements régionaux étudiés à ce jour ne sont pas répartis également dans l'espace (section RT.4.1). Quelques évènements ont fait l'objet de nombreuses études, par exemple les épisodes de précipitations extrêmes au Royaume-Uni, les vagues de chaleur en Australie ou l'ouragan Harvey qui a touché le Texas en 2017. De nombreux évènements météorologiques extrêmes à fort impact n'ont pas été étudiés dans le cadre de l'attribution des évènements, notamment dans les pays en développement où ces études font généralement défaut. Il y a plusieurs raisons à cela, notamment le manque de données d'observation, l'absence de modèles climatiques fiables et le manque de capacités scientifiques. Bien que les évènements étudiés ne soient pas représentatifs de l'ensemble des extrêmes survenus et que les résultats de ces travaux puissent également être entachés d'un biais de sélection, les nombreuses études d'attribution démontrent que les changements des propriétés de ces évènements locaux et individuels concordent avec les conséquences attendues de l'influence humaine sur le climat et peuvent être attribués à des facteurs externes. {Encadré thématique « Attribution », 11.1.4, 11.2.2}

Il est *très probable* que l'influence humaine est le principal facteur en cause dans l'augmentation observée de l'intensité et de la fréquence des extrêmes chauds ainsi que dans la diminution observée de l'intensité et de la fréquence des extrêmes froids à l'échelle continentale. Certains évènements extrêmes chauds observés récemment auraient été *extrêmement improbables* sans l'influence humaine sur le système climatique. Il est *probable* que les changements des concentrations d'aérosols ont ralenti l'augmentation des extrêmes chauds dans certaines régions, par rapport notamment à la période 1950-1980 notamment. L'agriculture sans labour, l'irrigation et l'expansion des cultures ont également atténué l'augmentation des extrêmes chauds en été dans plusieurs régions, par exemple dans le centre de l'Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*). {11.3.4}

L'influence humaine a contribué à l'intensification des précipitations extrêmes sur les trois continents où les données d'observation sont les plus abondantes, à savoir l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Asie (*degré de confiance élevé*). On dispose d'*éléments probants limités* concernant l'incidence des activités humaines sur les précipitations extrêmes à l'échelle régionale ; cependant, de nouveaux éléments probants issus d'études d'attribution d'évènements particuliers de précipitations extrêmes ont montré que l'influence humaine était un facteur important dans ces évènements. {11.4.4}

On associe un *degré de confiance faible* au fait que l'influence humaine a affecté les tendances des sécheresses météorologiques dans la plupart des régions, mais un *degré de confiance moyen* au fait qu'elle a contribué à la sévérité d'évènements précis. On estime avec un *degré de confiance moyen* que le changement climatique d'origine humaine a contribué à l'augmentation de la probabilité ou de l'intensité des sécheresses de type agricole et écologique récentes, entraînant une augmentation de la superficie des terres émergées affectées. {11.6.4}

Les études d'attribution portant sur certains cyclones tropicaux violents fournissent des *éléments probants limités* de l'effet des activités humaines sur l'intensification des cyclones tropicaux jusqu'à présent, mais un *degré de confiance élevé* dans l'augmentation des précipitations. Le changement climatique anthropique a contribué au déversement de quantités extrêmes de précipitations par l'ouragan Harvey (2017) et d'autres cyclones tropicaux intenses (*degré de confiance élevé*). {11.7.3}

Encandré RT.10 (suite)

Le changement climatique affecte déjà toutes les régions habitées de la planète, l'influence humaine contribuant à de nombreux changements observés des extrêmes météorologiques et climatiques

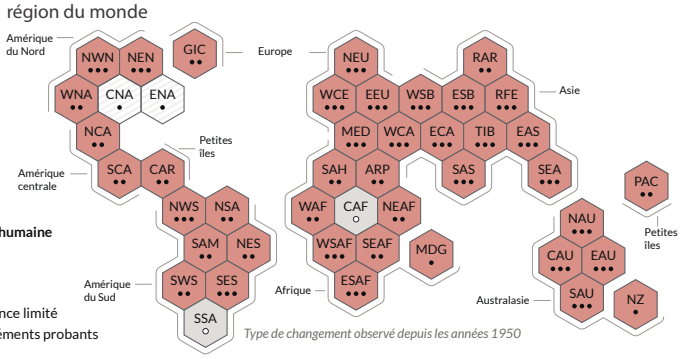
(a) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **extrêmes chauds** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé dans les extrêmes chauds

- Augmentation (41)
- Diminution (0)
- Faible degré de concordance pour ce type de changement (2)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (2)

Degré de confiance associé à la contribution humaine au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'un nombre limité d'éléments probants



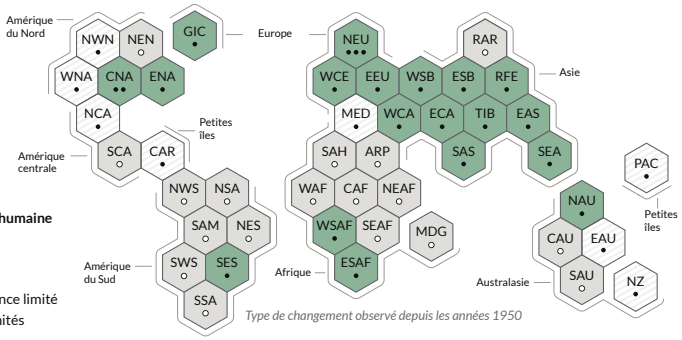
(b) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **précipitations extrêmes** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé dans les precipitations extrêmes

- Augmentation (19)
- Diminution (0)
- Faible degré de concordance pour ce type de changement (8)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (18)

Degré de confiance associé à la contribution humaine au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'éléments probants limités



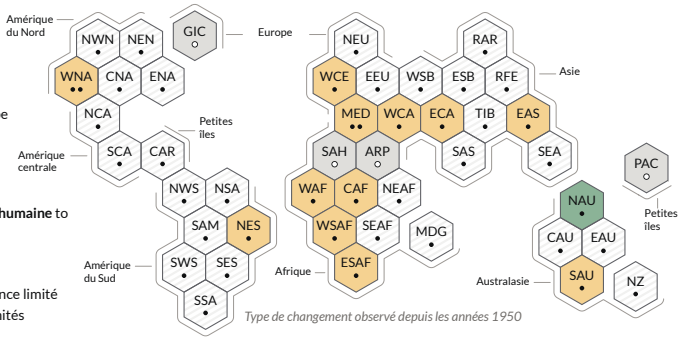
(c) Synthèse de l'évaluation des changements observés des **sécheresses de type agricole et écologique** et degré de confiance associé à la contribution humaine à ces changements, par région du monde

Type de changement observé dans les sécheresses de type agricole et écologique

- Augmentation (12)
- Diminution (1)
- Faible degré de concordance pour le type de changement (28)
- Données et/ou publications scientifiques limitées (4)

Degré de confiance associé à la contribution humaine to au changement observé

- ●●● Élevé
- ●● Moyen
- ● Faible en raison d'un degré de concordance limité
- ○ Faible en raison d'éléments probants limités



Chaque hexagone correspond à l'une des régions de référence du GTI du GIEC dans l'AR6.

NWN *Nord-Ouest Amérique du Nord*

Régions de référence du GTI du GIEC dans l'AR6 : **Amérique du Nord : NWN** *(Nord-Ouest de l'Amérique du Nord)*, ***NEN*** *(Nord-Est de l'Amérique du Nord)*, ***WNA*** *(Ouest de l'Amérique du Nord)*, ***CNA*** *(Centre de l'Amérique du Nord)*, ***ENA*** *(Est de l'Amérique du Nord)*, **Amérique centrale : NCA** *(Nord de Amérique centrale)*, ***SCA*** *(Sud de Amérique centrale)*, ***CAR*** *(Caraïbes)*, **Amérique du Sud : NWS** *(Nord-Ouest de l'Amérique du Sud)*, ***NSA*** *(Nord de l'Amérique du Sud)*, ***NES*** *(Nord-Est de l'Amérique du Sud)*, ***SAM*** *(Mousson d'Amérique du Sud)*, ***SWS*** *(Sud-Ouest de l'Amérique du Sud)*, ***SES*** *(Sud-Est de l'Amérique du Sud)*, ***SSA*** *(Sud de l'Amérique du Sud)*, **Europe : *GIC*** *(Groenland/Islande)*, ***NEU*** *(Nord de l'Europe)*, ***WCE*** *(Europe du centre et de l'ouest)*, ***EEU*** *(Est de l'Europe)*, ***MED*** *(Méditerranée)*, **Afrique : *MED*** *(Méditerranée)*, ***SAH*** *(Sahara)*, ***WAF*** *(Afrique de l'Ouest)*, ***CAF*** *(Afrique centrale)*, ***NEAF*** *(Nord-Est de l'Afrique)*, ***SEAF*** *(Sud de l'Afrique de l'Est)*, ***WSAF*** *(Sud-Ouest de l'Afrique)*, ***ESAF*** *(Est de l'Afrique du Sud)*, ***MDG*** *(Madagascar)*, **Asie : *RAR*** *(Arctique russe)*, ***WSB*** *(Ouest de la Sibérie)*, ***ESB*** *(Est de la Sibérie)*, ***RFE*** *(Extrême-Orient russe)*, ***WCA*** *(Ouest de l'Asie centrale)*, ***ECA*** *(Est de l'Asie centrale)*, ***TIB*** *(Plateau tibétain)*, ***EAS*** *(Est de l'Asie)*, ***ARP*** *(Péninsule arabique)*, ***SAS*** *(Sud de l'Asie)*, ***SEA*** *(Asie du Sud-Est)*, **Australasie : *NAU*** *(Nord de l'Australie)*, ***CAU*** *(Centre de l'Australie, **EAU*** *(Est de l'Australie)*, ***SAU*** *(Sud de l'Australie)*, ***NZ*** *(Nouvelle-Zélande)*, **Petites îles : *CAR*** *(Caraïbe)*, ***PAC*** *(Petites îles du Pacifique)*

Encadré RT.10, figure 1 | Synthèse de l'évaluation de changements régionaux observés et de leur attribution.

Encandré RT.10 (suite)

Encadré RT.10, figure 1 (suite) Les régions habitées faisant l'objet de l'évaluation par le GTI de l'AR6 du GIEC sont représentées sous forme d'**hexagones** de même taille, situés à leur emplacement géographique approximatif (voir la légende pour les acronymes régionaux). Toutes les évaluations sont effectuées pour l'ensemble de la région concernée et pour la période allant des années 1950 à aujourd'hui. Les évaluations effectuées à d'autres échelles temporelles ou à des échelles spatiales plus locales sont susceptibles de différer de celles qui sont présentées dans la figure. Les **couleurs** de chaque panneau correspondent aux quatre résultats de l'évaluation des changements observés. La présence de hachures (blanches et gris clair) dans un hexagone signale un *degré de concordance faible* sur le type de changement pour la région dans son ensemble. La couleur grise indique des données et/ou des études publiées limitées, et, par conséquent, l'impossibilité d'établir une évaluation pour l'ensemble de la région. Les autres couleurs indiquent au minimum un *degré de confiance moyen* associé à la variation observée. Le **degré de confiance** avec lequel chacun des changements observés est attribué à l'influence humaine est établi sur la base de l'évaluation de la détection de tendances et de leur attribution, et des études publiées d'attribution d'événements. Il est indiqué par le nombre de points : trois points pour un *degré de confiance élevé*, deux points pour un *degré de confiance moyen* et un point pour un *degré de confiance faible* (un seul point plein : *degré de concordance limitée* ; cercle unique : *éléments probants limités*).

Panneau (a) Pour les extrêmes chauds, les éléments probants s'appuient principalement sur l'évolution de métriques basées sur les températures maximales quotidiennes ; les études menées à l'échelle régionale exploitant d'autres indices (durée, fréquence et intensité des vagues de chaleur) sont utilisées à titre complémentaire. Les hexagones rouges indiquent les régions où l'augmentation observée des extrêmes chauds est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*.

Panneau (b) Pour les précipitations extrêmes, les éléments probants reposent principalement sur les changements d'indices basés sur les hauteurs de précipitations pour un jour ou pour cinq jours dans le cadre d'études menées à l'échelle mondiale ou régionale. Les hexagones verts indiquent les régions où l'augmentation observée des précipitations extrêmes est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*.

Panneau (c) Les sécheresses de type agricole et écologique sont évaluées sur la base des changements observés ou simulés de l'humidité de la colonne totale de sol, complétés par des éléments probants concernant les changements de l'humidité de surface du sol, du bilan hydrique (précipitations moins évapotranspiration) et d'indices déterminés par les précipitations et de la demande évaporative atmosphérique. Les hexagones jaunes indiquent les régions où l'augmentation observée de ce type de sécheresse est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*. Les hexagones verts indiquent les régions où la diminution observée des sécheresses de type agricole et écologique est établie avec au minimum un *degré de confiance moyen*.

Pour toutes les régions, le tableau RT 5 présente un éventail plus large de changements observés en plus de ceux illlustrés sur cette figure. Il convient de noter que le sud de l'Amérique du Sud (SSA) est la seule région qui ne présente pas de changements observés dans les métriques illustrées sur cette figure, mais qu'elle est affectée par une augmentation observée de la température moyenne, une diminution observée du gel et une augmentation observée des vagues de chaleur marines. {11.9 ; Atlas.1.3.3 ; figure Atlas.2 ; tableau RT.5 ; encadré RT.10, figure.1}

Le nombre d'études d'attribution explicitement consacrées à des évènements composites est limité. On estime avec un *degré de confiance moyen* que la probabilité de conditions météorologiques propices aux incendies de forêt a augmenté dans le sud de l'Europe, dans le nord de l'Eurasie, aux États-Unis d'Amérique et en Australie au cours du siècle dernier. En Australie, un certain nombre d'études d'attribution montrent qu'un *degré de confiance moyen* est associé à l'augmentation des conditions météorologiques propices aux incendies due à l'influence humaine. {11.8.3, 12.4.3.2}

Encadré RT.10 (suite) (Tableau RT.5) {11.9, Atlas 1.3.3, figure Atlas.2}

RT.4.1.2 Distillation des informations climatiques régionales et services climatiques

L'élaboration des informations climatiques régionales fait intervenir des personnes d'horizons divers et de disciplines variées, qui ont des expériences, des capacités et des valeurs différentes. On entend par distillation le fait de synthétiser les informations climatiques extraites de différents éléments probants et provenant de plusieurs sources, en tenant compte du contexte d'un utilisateur vulnérable face à la variabilité et au changement climatique, ainsi que des valeurs de tous les acteurs concernés. Cette distillation est conditionnée par les sources disponibles, les acteurs impliqués et le contexte, tous aspects qui dépendent fortement des régions visées, et par le cadrage de la question abordée. Le fait de distiller les informations climatiques régionales à partir de multiples éléments probants et de prendre en considération le contexte de l'utilisateur accroît l'adéquation, l'utilité, la pertinence et la fiabilité de ces informations en vue de leur utilisation dans les services climatiques (encadré RT.11) et dans le processus décisionnel (*degré de confiance élevé*). {1.2.3, 10.1.4, 10.5, encadré thématique 10.3, 12.6}

Le processus de distillation peut varier de manière considérable car il nécessite de prendre en compte de multiples éléments probants relatifs à toutes les éventualités physiquement plausibles (en particulier lorsqu'elles sont contrastées) pertinents pour une prise de décision spécifique requise pour faire face à un climat qui change. La confiance dans les informations climatiques régionales distillées est renforcée quand de nombreux éléments probants concordent ; le résultat peut donc être limité si ces éléments sont discordants ou contradictoires. Par exemple, dans la région méditerranéenne, la cohérence entre différents éléments probants, tels que les observations, les projections de modèles régionaux et globaux et la compréhension des mécanismes sous-jacents, aboutit à un *degré de confiance élevé* dans le fait que le réchauffement estival excède la moyenne planétaire (voir l'encadré RT.12). Le cas est moins tranché pour la ville du Cap en Afrique du Sud ; malgré la cohérence des projections des modèles globaux, on attribue un *degré de confiance moyen* au fait que le climat futur sera plus sec parce que les liens entre l'augmentation des gaz à effet de serre, les changements d'un mode de variabilité capital (le mode annulaire austral) et la sécheresse au Cap manquent de cohérence entre différentes périodes d'observation et dans les simulations des modèles. {10.5.3, 10.6, 10.6.2, 10.6.4, encadré thématique 10.3, 12.4}

Les approches par des trames narratives de climat physique constituent, depuis l'AR5, un instrument complémentaire pour fournir une perspective différente ou des informations climatiques supplémentaires visant à faciliter la communication de l'information ou à offrir plus de flexibilité dans la prise en compte du risque. Les trames dans lesquelles les évènements et les processus climatiques sont conditionnés par un ensemble de changements climatiques de grande échelle, plausibles mais distincts, permettent d'étudier les incertitudes que renferment les projections climatiques régionales. Ainsi, elles peuvent cibler explicitement les éventualités de faible probabilité mais à fort impact, qui occuperaient moins de place dans une approche probabiliste, et être intégrées dans le panorama des risques d'un utilisateur, en tenant compte des facteurs socio-économiques ainsi que des changements du climat physique. Ces trames peuvent aussi servir à communiquer des informations climatiques par des éléments narratifs qui décrivent et contextualisent les principales caractéristiques climatologiques et les conséquences pertinentes pour le contexte de l'utilisateur et, à ce titre, peuvent être utilisées dans le cadre d'un processus de distillation de l'information climatique. {1.4.4, encadré 10.2, 11.2, encadré 11.2, encadré thématique 12.2}

Encadré RT.11 | Services climatiques

Les services climatiques impliquent la fourniture d'informations climatiques propres à faciliter la prise de décision, par exemple des renseignements sur l'évolution attendue des pluies extrêmes en vue d'améliorer le réseau urbain d'évacuation des eaux. La gamme et la diversité de ces activités ont considérablement augmenté depuis l'AR5 (*degré de confiance très élevé*). Le degré de participation des utilisateurs, la coconception et la coproduction déterminent l'utilité des services climatiques, tandis que le manque de ressources affectées à ces activités restreint leur plein potentiel. {12.6, encadré thématique 12.2}

Les services climatiques comprennent l'implication des utilisateurs et des prestataires ainsi qu'un mécanisme d'accès efficace ; ils répondent aux besoins des utilisateurs et s'appuient sur l'intégration d'informations scientifiquement crédibles et d'une expertise pertinente. Ils sont élaborés pour divers secteurs, régions, échelles de temps et groupes d'utilisateurs et incluent une série d'activités de courtage et d'intégration de connaissances. Il s'agit d'identifier les besoins en matière de connaissances ; de compiler, traduire et diffuser les connaissances ; de coordonner les réseaux et de renforcer les capacités en appui à la prise de décisions éclairées ; d'analyser, évaluer et élaborer des politiques ; et de fournir des conseils personnalisés.

Le volume d'informations sur le changement climatique produites dans le cadre des services climatiques a considérablement augmenté depuis l'AR5, en raison des progrès scientifiques et technologiques accomplis et de l'intérêt, de la demande et des besoins croissants des utilisateurs (*degré de confiance très élevé*). Les services climatiques connaissent une croissance rapide et sont très diversifiés dans leurs pratiques et leurs produits. Le contexte décisionnel, la participation des utilisateurs et la coproduction associant scientifiques, praticiens et utilisateurs déterminent dans une large mesure le type de services climatiques développés et leur utilité à l'appui des décisions en matière d'adaptation, d'atténuation et de gestion des risques. Les formes de collaboration entre utilisateurs et prestataires varient selon ce que le service doit fournir (*degré de confiance élevé*) ; on peut les classer en trois principales catégories : les services basés sur les sites Web, les activités de groupe interactives et les relations ciblées.

L'affectation de ressources limitées à la coconception et à la coproduction, y compris la collaboration soutenue entre scientifiques, prestataires de services et utilisateurs, empêche souvent de tirer pleinement parti des services climatiques (*degré de confiance élevé*). D'autres défis concernent la mise au point et la fourniture de services climatiques, la création de produits de services climatiques, la communication avec les utilisateurs et l'évaluation de la qualité et des bénéfices socio-économiques des services procurés. (Section RT.4.1) {1.2.3, 10.5.4, 12.6, encadré thématique 12.2, Glossaire}

Encadré RT.12 | Multiples éléments probants servant à évaluer le changement climatique régional et Atlas interactif

Un apport crucial et inédit de l'AR6 est l'Atlas du Groupe de travail I, qui comprend l'Atlas interactif (https://interactive-atlas.ipcc.ch/). L'Atlas interactif permet d'explorer une grande partie des données tirées des observations et des modèles climatiques qui ont servi d'éléments probants dans cette évaluation pour générer des informations climatiques régionales. {Atlas.2}

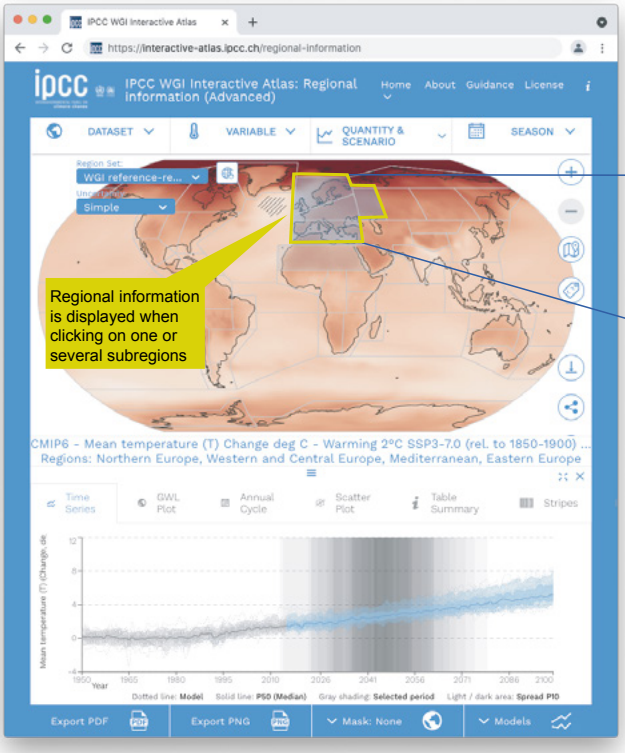
L'Atlas est une innovation importante du rapport du GTI de l'AR6. Il a entre autres fonctions de procurer une évaluation par région des changements du climat moyen et d'établir des liens avec d'autres chapitres du rapport du GTI, afin de générer des informations sur le changement climatique dans les régions. Une composante importante est le nouvel outil interactif en ligne, l'Atlas interactif, qui

Encandré RT.12 (suite)

permet une analyse flexible, dans l'espace et dans le temps, d'une grande partie des données sur le changement climatique observé, simulé dans le passé et projeté dans le futur qui sous-tendent l'évaluation du GTI. Il permet en particulier de générer des cartes globales et un certain nombre de produits agrégés à l'échelle régionale (séries chronologiques, diagrammes de dispersion, tableaux, etc.) ; les analyses peuvent porter sur un éventail d'observations et de projections d'ensemble de variables (tels les changements des facteurs climatiques générateurs d'impact synthétisés dans le tableau RT.5) issues des phases 5 et 6 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5, CMIP6) et de l'Expérience coordonnée de modélisation du climat régional (CORDEX). Il est possible d'afficher et de synthétiser les données pour divers scénarios SSP-RCP et tranches de temps, ainsi que pour divers niveaux de réchauffement planétaire, par rapport à plusieurs périodes de référence. L'utilisateur peut produire des cartes et diverses statistiques sur les tendances et les changements moyens annuels ou saisonniers, selon son choix. Un nouvel ensemble de régions de référence du GTI, qui sont utilisées tout au long du rapport, sert à condenser les statistiques régionales (les régions, ainsi que les jeux de données agrégées et le code pour les générer, sont disponibles sur le compte GitHub ATLAS : https://github.com/IPCC-WG1/Atlas).

On verra ci-après (encadré RT.12, figure 1) comment les produits de l'Atlas interactif complétés par d'autres éléments probants peuvent servir à générer des informations climatiques ; l'exemple choisi concerne le réchauffement estival dans la région méditerranéenne. Les éléments probants englobent : la compréhension des mécanismes en jeu, des processus dynamiques et thermodynamiques et de l'effet des aérosols dans ce cas-ci (encadré RT.12, figure 1a) ; les tendances extraites des jeux de données d'observation (dont la couverture spatiale et temporelle peut être différente ; encadré RT.12, figure 1b, c) ; et l'attribution de ces tendances et les projections de température issues de modèles climatiques mondiaux et régionaux à différentes résolutions, y compris de grands ensembles de conditions initiales à modèle unique (SMILE ; encadré RT.12, figure 1d, e). Considérés simultanément, ces éléments probants montrent avec un *degré de confiance élevé* que l'augmentation projetée de la température estivale dans la région méditerranéenne sera supérieure à la moyenne planétaire, avec une cohérence des résultats des modèles CMIP5 et CMIP6 (encadré RT.12, figure 1e). Toutefois, les modèles CMIP6 anticipent à la fois un réchauffement plus prononcé que les modèles CMIP5, pour un scénario d'émissions et une période donnés, et une plus grande fourchette de changements (encadré RT.12, figure 1d). {10.6.4, Atlas.2, Atlas.8.4}

Encandré RT.12 (suite)



L'Atlas interactif permet une analyse souple, dans l'espace et dans le temps, de variables climatiques essentielles, d'indices extrêmes et de facteurs climatiques générateurs d'impact, incluant de multiples éléments probants pour évaluer le changement climatique régional :

- Observations
- CMIP5
- CMIP6
- CORDEX

CORDEX est disponible pour 12 domaines d'échelle continentale

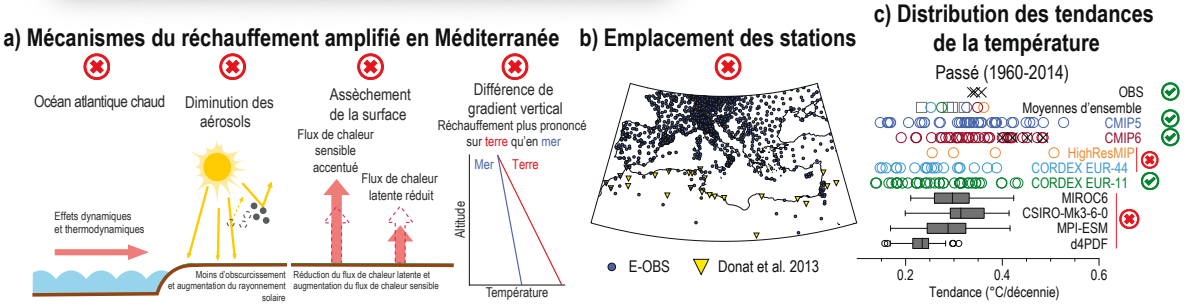
Informations régionales (agrégées) pour les régions de référence et typologiques :

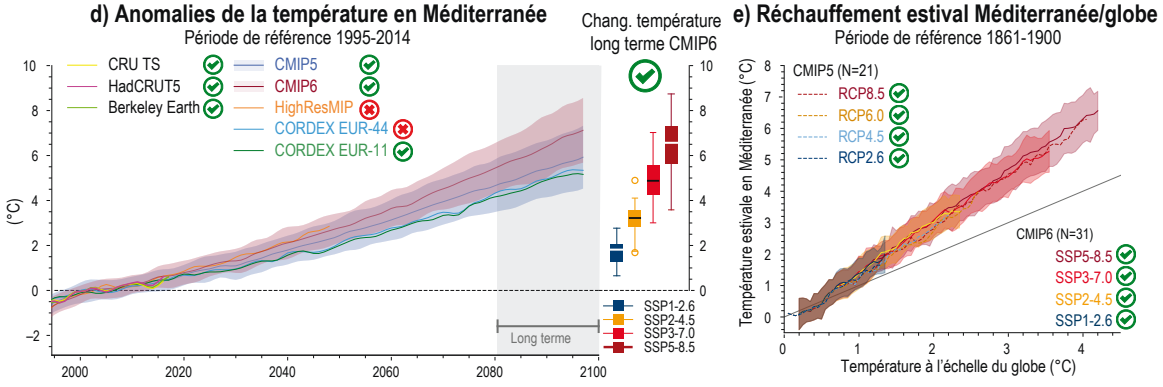
- Séries chronologiques
- Bandes
- Diagrammes de cycles annuels
- Tableaux récapitulatifs
- Nuages de points (précip./temp., p. ex.)

Les dimensions de l'analyse comprennent les horizons temporels pour les différents scénarios et les niveaux de réchauffement planétaire (1 °C, 2 °C, 3 °C et 4 °C).

Disponible dans l'Atlas interactif

Non disponible dans l'Atlas interactif





Encadré RT.12, figure 1 | Production d'informations climatiques régionales à partir de multiples éléments probants : exemple du réchauffement estival dans la région méditerranéenne.

Encandré RT.12 (suite)

Encadré RT.12, figure 1 (suite) *Le but de cette figure est d'illustrer la manière d'utiliser différents éléments probants pour évaluer le degré de confiance ou la probabilité attaché à un changement projeté du climat régional et de montrer quels éléments probants peuvent être visualisés et explorés dans l'Atlas interactif.* **a)** Mécanismes et rétroactions en cause dans le réchauffement estival amplifié dans la région méditerranéenne. **b)** Emplacement des stations d'observation associées aux différents jeux de données. **c)** Distribution des tendances de la température estivale entre 1960 et 2014 (°C par décennie) selon les observations (croix noires), CMIP5 (cercles bleus), CMIP6 (cercles rouges), HighResMIP (cercles orange), CORDEX EUR-44 (cercles bleu clair), CORDEX EUR-11 (cercles verts) et quelques grands ensembles de conditions initiales à modèle unique (SMILE ; boîtes à moustaches grises, MIROC6, CSIRO-Mk3-6-0, MPI-ESM et d4PDF). **d)** Séries chronologiques des anomalies de la température estivale aux points terrestres en moyenne zonale (25°N-50°N, 10°W-40°E) (°C, période de référence 1995-2014) : les boîtes à moustaches montrent les changements de température à long terme (2081-2100) de différents scénarios CMIP6 par rapport à la période de référence. **e)** Réchauffement estival projeté dans la région méditerranéenne par rapport au réchauffement annuel moyen à l'échelle du globe, moyennes d'ensemble (lignes) et dispersion (enveloppes) CMIP5 (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5) et CMIP6 (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5). {Figure 10.20, figure 10.21, figure Atlas.8}

RT.4.2 Facteurs de variabilité et de changement climatiques à l'échelle régionale

Le forçage anthropique, y compris les GES et les aérosols, mais aussi l'irrigation et l'usage des terres à l'échelle régionale, ont tous agi sur les changements climatiques observés à l'échelle régionale (*degré de confiance élevé*) et continueront de le faire (*degré de confiance élevé*) avec des degrés d'influence et des temps de réponse variables, selon le niveau de réchauffement, la nature du forçage et l'importance relative de la variabilité interne.

Depuis la fin du XIX^e^ siècle, les grands modes de variabilité du climat ont fluctué en fréquence et en ampleur à des échelles multidécennales, sans présenter de tendance persistante qui se situerait hors de la plage de variabilité interne (tableau RT.4). Le mode annulaire austral (SAM) constitue une exception, car il est devenu systématiquement plus positif (*degré de confiance élevé*) et, dans les scénarios d'émissions élevées de CO_2, devrait être plus positif pendant toutes les saisons à l'exception de décembre-janvier-février (DJF) (*degré de confiance élevé*). L'influence du forçage dû à l'ozone stratosphérique sur la tendance du SAM a reculé depuis le début des années 2000, par rapport aux décennies précédentes, contribuant à l'affaiblissement de sa tendance positive observé entre 2000 et 2019 (*degré de confiance moyen*).

Il est *probable*, sur le court terme, que la variabilité interne domine les changements projetés dans la plupart des modes de variabilité et les téléconnexions connexes. Sur le long terme, il est *très probable* que la variance des précipitations liée au phénomène El Niño-oscillation australe va s'accentuer. Les trames narratives de climat physique, incluant l'interaction complexe entre les facteurs climatiques, les modes de variabilité et le forçage local et distant, aident à comprendre et à intégrer avec plus de confiance les changements régionaux observés et projetés. {2.4, 3.7, 4.3, 4.4, 4.5, 6.4, 8.3, 8.4, 10.3, 10.4, 11.3}

RT.4.2.1 Empreintes régionales du forçage anthropique et naturel

Bien que le forçage anthropique ait contribué à modifier les précipitations moyennes multidécennales dans plusieurs régions, la variabilité interne peut retarder l'émergence du signal anthropique de changements des précipitations à long terme dans de nombreuses régions terrestres (*degré de confiance élevé*). À l'échelle régionale, l'effet du forçage des GES d'origine humaine sur les températures extrêmes est modéré ou amplifié par la rétroaction de l'humidité du sol, la rétroaction neige/glace-albédo, le forçage régional dû aux changements d'affectation des terres/de couverture des sols, le forçage dû aux concentrations d'aérosols ou la variabilité naturelle décennale/multidécennale. Les changements des forçages locaux et distants imputables aux aérosols se traduisent par des gradients sud-nord du forçage radiatif effectif (asymétrie hémisphérique). Ce forçage est plus uniforme le long des latitudes, avec une forte amplification de la réponse de la température en direction de l'Arctique (*degré de confiance moyen*). La diminution des émissions de SO_2 depuis les années 1980 réduit l'effet modérateur des aérosols ; il en résulte une augmentation accélérée de la température de l'air à la surface qui est plus prononcée aux latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord, où les émissions ont été le plus fortement réduites (*degré de confiance moyen*). {1.3, 3.4.1, 6.3.4, 6.4.1, 6.4.3, 8.3.1, 8.3.2, encadré 8.1, 10.4.2, 10.6, 11.1.6, 11.3}

Des tendances multidécennales d'obscurcissement et d'éclaircissement associés au rayonnement solaire incident qui atteint la surface de la Terre se sont produites dans de nombreux endroits (*degré de confiance élevé*). On pense que les variations multidécennales des émissions d'aérosols anthropiques y contribuent largement (*degré de confiance moyen*), mais il est également possible que la variabilité multidécennale de la nébulosité ait joué un rôle. Les éruptions volcaniques modifient le climat régional par leur effet spatialement hétérogène sur le bilan radiatif ainsi que par le déclenchement de réponses dynamiques, par exemple en favorisant une phase ou l'autre de certains modes de variabilité. {1.4.1, encadré thématique 1.2, 2.2.1, 2.2.2, 3.7.1, 3.7.3, 4.3.1, 4.4.1, 4.4.4, encadré thématique 4.1, 7.2.2, 8.5.2, 10.1.4, 11.1.6, 11.3.1}

L'urbanisation historique a une incidence sur les tendances au réchauffement observées dans les villes et les alentours (*degré de confiance très élevé*). L'urbanisation future amplifiera la température de l'air projetée dans différents contextes climatiques, avec un effet marqué sur les températures minimales pouvant être comparable au signal dû au réchauffement planétaire (*degré de confiance très élevé*) (encadré RT.14). L'irrigation et l'expansion des cultures ont

atténué l'augmentation des extrêmes chauds en été dans certaines régions, par exemple dans le centre de l'Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*) (encadré RT.6). {Encadré 10.3, 11.1.6, 11.3}

RT.4.2.2 Modes de variabilité et téléconnexions régionales

Les modes de variabilité (annexe IV, tableau RT.4) existent depuis des millénaires au moins (*degré de confiance élevé*), mais un *degré de confiance faible* est affecté aux reconstructions détaillées de la plupart d'entre eux avant le début des relevés instrumentaux directs. Ils sont considérés comme une source principale d'incertitudes associée à la dynamique interne, car ils peuvent soit accentuer, soit modérer, voire masquer, les réponses forcées par les facteurs anthropiques. {2.4, 8.5.2, 10.4, 10.6, 11.1.5, Atlas.3.1}

Depuis la fin du XIX^{e} siècle, les grands modes de variabilité (tableau RT.4) ne présentent pas de tendance persistante, mais fluctuent en fréquence et en amplitude à des échelles multidécennales, à l'exception du mode annulaire austral (SAM) qui est devenu systématiquement plus positif (*degré de confiance élevé*) (tableau RT.4). Il est *très probable* que l'influence humaine a contribué à cette tendance entre les années 1970 et les années 1990, tout comme au renforcement correspondant et au déplacement vers le sud du courant-jet extratropical de l'hémisphère Sud durant l'été austral. L'influence du forçage dû à l'ozone stratosphérique sur la tendance du SAM a diminué depuis le début des années 2000, par rapport aux décennies précédentes, contribuant à l'affaiblissement de sa tendance positive observé entre 2000 et 2019 (*degré de confiance moyen*). En revanche, on ne comprend pas bien la cause de la tendance du mode annulaire boréal (NAM) vers sa phase positive depuis les années 1960 et les déplacements vers le nord du courant-jet extratropical de l'hémisphère Nord et de la trajectoire des tempêtes durant l'hiver boréal. L'évaluation de la performance des modèles relativement à la simulation des modes de variabilité est présentée à la section RT.1.2.2. {2.3.3, 2.4, 3.3.3, 3.7.1, 3.7.2}

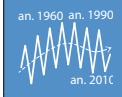
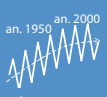
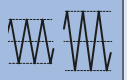
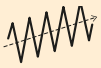
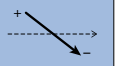
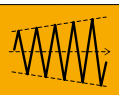
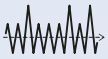
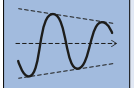
À court terme, le changement forcé du SAM durant l'été austral sera *probablement* plus faible que celui qui a été observé à la fin du XX^{e} siècle, dans le cas des cinq scénarios SSP évalués. Cela s'explique par l'influence antagoniste, à court et moyen terme, exercée par la reconstitution de l'ozone stratosphérique et par l'augmentation des autres gaz à effet de serre sur la circulation aux latitudes moyennes pendant l'été de l'hémisphère Sud (*degré de confiance élevé*). Il est donc *probable*, à court terme, que les changements forcés du SAM durant l'été austral seront plus faibles que les changements dus à la variabilité interne naturelle. À long terme (2081-2100) dans le cas du scénario SSP5-8.5, l'indice SAM augmentera *probablement* par rapport à la période 1995-2014 durant toutes les saisons. Les projections d'ensemble multimodèles CMIP6 indiquent une augmentation à long terme (2081-2100) de l'indice NAM durant l'hiver boréal dans le cas du SSP3-7.0 et du SSP5-8.5 ; les changements régionaux associés pourraient cependant différer d'un simple déplacement de la circulation aux latitudes moyennes, en raison de modifications de la téléconnexion résultant de l'interaction avec un état de fond moyen modifié. {4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.4.2}

L'influence humaine n'a pas affecté les principaux modes tropicaux de variabilité climatique interannuelle (tableau RT.4) et leurs téléconnexions régionales associées au-delà de la plage de variabilité interne (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que le phénomène El Niño-oscillation australe (ENSO) restera le mode dominant de variabilité interannuelle dans un monde plus chaud. Les modèles ne s'accordent pas sur un changement systématique de l'amplitude de la variabilité de la température de surface de la mer (SST) liée à ENSO au XXI^{e} siècle, quel que soit le scénario SSP évalué (*degré de confiance moyen*). Toutefois, il est *très probable* que la variabilité des précipitations liée à ENSO sera significativement renforcée d'ici à la seconde moitié du XXI^{e} siècle dans le cas des scénarios SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5, indépendamment des changements d'amplitude de la variabilité de la SST associée à ce mode. Il est *très probable* que la variabilité des précipitations liée aux changements de la force et de l'étendue spatiale des téléconnexions ENSO provoquera des changements significatifs à l'échelle régionale. {3.7.3, 3.7.4, 3.7.5, 4.3.3, 4.5.3, 8.4.2, 10.3.3}

Les modes de variabilité décennale et multidécennale sur le Pacifique et l'Atlantique ne présentent pas de changement significatif sur le plan de la variance pendant la période des relevés d'observation (*degré de confiance élevé*). Il existe un *degré de confiance moyen* dans le fait que les aérosols anthropiques et d'origine volcanique ont contribué à l'évolution temporelle observée de la variabilité atlantique multidécennale (AMV) et des téléconnexions régionales connexes, en particulier depuis les années 1960, mais un *degré de confiance faible* dans l'ampleur de cette influence et dans la contribution relative des forçages naturels et anthropiques. La variabilité interne est le principal facteur de la variabilité décennale du Pacifique (PDV) que l'on observe depuis le début des relevés instrumentaux (*degré de confiance élevé*), même si certains modèles suggèrent une influence externe potentielle. L'AMV évoluera vers une phase négative à court terme (*degré de confiance moyen*). {2.4, 3.7.6, 3.7.7, 8.5.2, 4.4.3}

Tableau RT.4 | Résumé des évaluations concernant les modes de variabilité et les téléconnexions associées. a) Évaluations portant sur les changements observés depuis le début des relevés instrumentaux, la performance des modèles CMIP5 et CMIP6 (phases 5 et 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), l'influence humaine sur les changements observés et les changements à court terme (2021-2040) et à moyen et long terme (2041-2100). Les courbes illustrent schématiquement les changements globaux évalués (l'axe horizontal indiquant le temps) et n'entendent pas représenter précisément l'évolution temporelle. **b)** Fraction de la variance de la température de l'air en surface (SAT) et des précipitations (pr) expliquée à l'échelle interannuelle par chaque mode de variabilité et chaque région de l'AR6 (chiffres dans les cellules, en pourcentage). Ces valeurs correspondent à la moyenne des fractions de variance significative expliquées à partir des jeux de données HadCRUT, GISTEMP, BerkeleyEarth et CRU-TS (pour la température de l'air en surface) et GPCC et CRU-TS (pour les précipitations). Le caractère significatif est testé par les statistiques F au niveau de confiance à 95 % ; une barre oblique indique que la valeur n'est pas significative dans plus de la moitié des jeux de données disponibles. L'échelle de couleurs indique le signe et la valeur de la variance expliquée, selon la légende en bas. Les cartes d'anomalies correspondantes figurent à l'annexe IV. DJF : décembre-janvier-février. MAM : mars-avril-mai. JJA : juin-juillet-août. SON : septembre octobre novembre. En b), les téléconnexions du mode annulaire boréal (NAM) et du phénomène El Niño-oscillation australe (ENSO) sont évaluées sur 1959-2019, le mode annulaire austral (SAM) sur 1979-2019, le bassin de l'océan Indien (IOB), le dipôle de l'océan Indien (IOD), le mode zonal Atlantique (AZM) et le mode méridien Atlantique (AMM) sur 1958-2019 et la variabilité décennale du Pacifique (PDV) et la variabilité atlantique multidécennale (AMV) sur 1900-2019. Les tendances linéaires sont éliminées de toutes les données avant le calcul. (Section RT.1.2.2) {2.4, 3.7, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.3, tableau Atlas.1, annexe IV}

a) Évaluations des modes de variabilité

	NAM	SAM	ENSO	IOB	IOD	AZM	AMM	PDV	AMV
Changements passés, depuis le début des observations	 Hiver boréal	 Été austral	 1400–1850 Depuis an. 1950	Dans la plage de variabilité issue des indicateurs indirects	Dans la plage de variabilité issue des indicateurs indirects	*Limited evidence*	*Limited evidence*	Dominés par les fluctuations multidécennales	Dominés par les fluctuations multidécennales
	{2.4.1.1}	{2.4.1.2}	{2.4.2}	{2.4.3}	{2.4.3}	{2.4.4}	{2.4.4}	{2.4.5}	{2.4.6}
Performance des modèles CMIP5 et CMIP6	Haute performance	Haute performance	Perfomance moyenne	Perfomance moyenne	Perfomance moyenne	Performance faible	Performance faible	Perfomance moyenne	Perfomance moyenne
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
Influence humaine sur les changements observés	Pas d'éléments probants robustes	Contribution par le biais des GES (toutes saisons) et de l'ozone (DJF)	*Degré de concordance faible*	Pas d'éléments probants robustes	Non détectée	Pas d'éléments probants robustes	Pas d'éléments probants robustes	Non détectée	Contribution par le biais des aérosols
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
Changements futurs à court terme (2021-2040)	La variabilité interne domine	 Toutes saisons sauf DJF	La variabilité interne domine	Pas d'éléments probants robustes	Pas d'éléments probants robustes	Pas d'éléments probants robustes	Pas d'éléments probants robustes	*Éléments probants limités*	 Passage de phase + à –
	{4.4.3.1}	{4.4.3.1}	{4.4.3.2}	{4.4.3.3}	{4.4.3.3}	{4.4.3.4}	{4.4.3.4}	{4.4.3.5}	{4.4.3.6}
Changements futurs à moyen et long terme (2041–2100)			 Augmentation de la variance des précipitations	Pas d'éléments probants robustes	 Augmentation des événements positifs extrêmes	Pas d'éléments probants robustes	Pas d'éléments probants robustes	 Diminution de la variance	Aucun changement
	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.2; 4.5.3.2}	{4.5.3.3}	{4.5.3.3}	{4.5.3.4}	{4.5.3.4}	{4.5.3.5}	{4.5.3.6}

degré de confiance faible *degré de confiance moyen* *degré de confiance élevé*

plus probable qu'improbable *probable* *très probable*

Tableau RT.4 (suite) : b) Anomalies climatiques régionales associées aux modes de variabilité.

Mode		NAM		SAM		ENSO		IOB		IOD		AZM		AMM		PDV		AMV	
Saison		DJF		DJF		DJF		MAM		SON		JJA		JJA		annuel		annuel	
Variable		SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr
Afrique	Méditerranée	28	58			7												19	
	Sahara	58						14				10	19		12		9	12	25
	Afrique de l'Ouest	25					15	45				21		10			6	6	23
	Afrique centrale	19	8		10	14		50				13					10	14	11
	Nord de l'Afrique de l'Est	19	7				14	36			32					7		7	
	Sud de l'Afrique de l'Est					14	22	36			57			10			4	9	
	Ouest de l'Afrique australe					49	26	27	16	8						4	12	5	
	Est de l'Afrique australe			13		75	34	35	7							4	6		
	Madagascar					24		24	7	11	10			9				5	
Asie	Ouest de la Sibérie	45					7						9						11
	Sibérie orientale	52														3			11
	Extrême-Orient russe	8	10			11		6										5	5
	Ouest de l'Asie centrale								15		21						4		
	Est de l'Asie centrale								38										
	Plateau tibétain		15							15	7		11			6	5	9	
	Asie de l'Est					7	20		23				9				9	13	
	Asie du Sud	9						12			8			8				5	
	Asie du Sud-Est					39	31	73	6		48					5	12		7
	Péninsule arabique	32						10	24		20						5	13	7
Australasie	Nord de l'Australie					21	13	38			19				7	7	7		
	Centre de l'Australie			14		21	12	18		22	20		7		7	6	5		
	Est de l'Australie			22		20	11	18		9	8		7			7	8		
	Sud de l'Australie						11			23	40		8				3		
	Nouvelle-Zélande			16															
Amérique centrale et du Sud	Sud de l'Amérique centrale					21	16	33		10	11			17		6		6	7
	Nord-ouest de l'Amérique du Sud		7	14	16	82	17	54		18				13	16	7	8		
	Nord de l'Amérique du Sud	7				56	58	61					22	17	24	9	12	7	
	Nord-est de l'Amérique du Sud					25		58	19	9	12				8				
	Mousson d'Amérique du Sud					54		31		22	7				6	7			
	Sud-ouest de l'Amérique du Sud				10	16	14	17		10	16					8			
	Sud-est de l'Amérique du Sud						21		13	21	10		12				5		6
	Sud de l'Amérique du Sud				23					13	7								9
Europe	Méditerranée	28	58			7												19	
	Europe du centre et de l'Ouest	28	18							13	10						4		8
	Est de l'Europe	35										7							
	Nord de l'Europe	53	32															6	
Amérique du Nord	Nord de l'Amérique centrale			10	26	13	27	18				7	12	15	12		6	19	
	Ouest de l'Amérique du Nord															4		6	5
	Centre de l'Amérique du Nord	17			12		17					8					3	9	6
	Est de l'Amérique du Nord	12										11	9			4		9	4
	Nord-est de l'Amérique du Nord	18	26									8					10	9	4
	Nord-ouest de l'Amérique du Nord		14			10	8	17								8	4		
Petites îles	Caraïbes				10	15	18	26	8		10			17	12	7			5
	Pacifique																		
Régions terrestres polaires	Groenland/Islande	42	8												7			44	
	Arctique russe	25	10														6	11	8
	Antarctique de l'Ouest											8		21					
	Antarctique de l'Est			38															

plus froid — plus chaud

40 30 20 0 20 30 40

Anomalies de température et variance expliquée (%)

plus sec — plus humide

40 30 20 0 20 30 40

Anomalies de précipitations et variance expliquée (%)

Non significatif dans > 50 % des jeux de données disponibles

Données non disponibles dans > 50 % des jeux de données

RT.4.2.3 Interaction des facteurs de variabilité et de changement climatiques à l'échelle régionale

Le forçage anthropique a été l'un des principaux facteurs de changement de la température moyenne régionale depuis 1950 dans de nombreuses régions sous-continentales du monde (*quasi certain*). La variabilité interne est plus forte et les incertitudes liées aux observations, aux modèles et au forçage externe sont toutes plus grandes à l'échelle régionale qu'à l'échelle globale, ce qui empêche une évaluation robuste de l'apport respectif des gaz à effet de serre, de l'ozone stratosphérique et de différentes espèces d'aérosols dans la plupart des cas. De multiples éléments probants, combinant les projections globales d'ensembles multimodèles aux projections issues de grands ensembles de conditions initiales pour un modèle donné montrent que la variabilité interne contribue largement à l'absence ou au retard d'émergence du signal anthropique dans les changements des précipitations moyennes régionales à long terme (*degré de confiance élevé*). La variabilité interne de la dynamique océanique domine les structures régionales aux échelles annuelles à décennales (*degré de confiance élevé*). Le signal anthropique dans le changement du niveau de la mer régional apparaîtra d'ici à 2100 dans la plupart des régions (*degré de confiance moyen*). {9.2.4, 9.6.1, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3}

Cheminement pour comprendre les changements passés et évaluer les changements futurs du climat à l'échelle régionale
Exemple du sud-est de l'Amérique du Sud (SES)

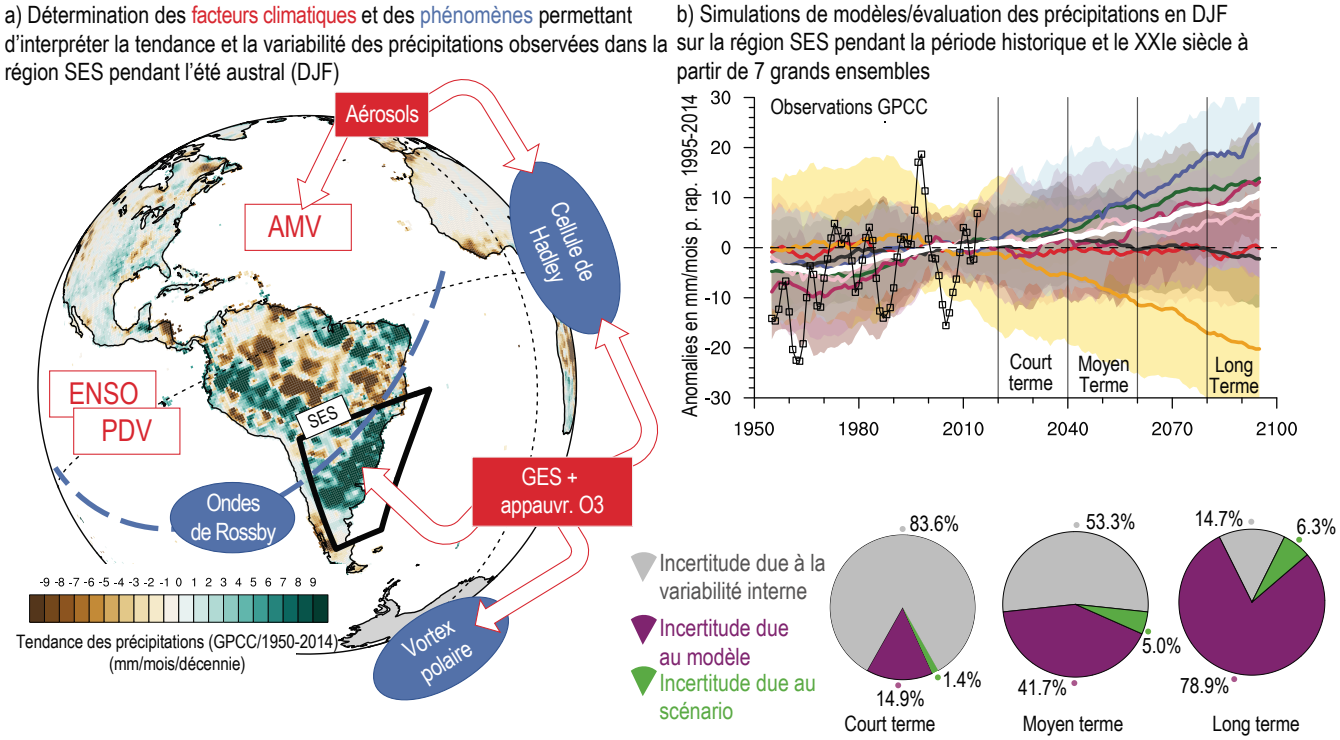


Figure RT.21 | Exemple d'interaction des facteurs de variabilité et d'évolution du climat à l'échelle régionale expliquant les changements passés et projetés. *Le but de cette figure est d'illustrer un cheminement pour comprendre les changements passés et anticiper les changements futurs du climat à l'échelle régionale en présence d'incertitudes.* **a)** Détermination des facteurs climatiques et de leurs influences sur les phénomènes climatiques qui contribuent, par téléconnexion, à la variabilité et aux tendances des précipitations estivales (décembre-janvier-février (DJF)) observées entre 1950 et 2014 dans le sud-est de l'Amérique du Sud (SES). Les facteurs en jeu (rectangles rouges) comprennent les modes de variabilité et le forçage externe. La tendance linéaire des précipitations observées (GPCC) est indiquée sur les continents (barres de couleur verte à brune en mm mois^{-1} par décennie) ; la région SES de référence du GTI de l'AR6 est délimitée par un trait noir épais. Les phénomènes climatiques qui ont des effets locaux sur la région SES sont présentés de manière schématique (ovales bleus). **b)** Séries chronologiques d'anomalies des précipitations décennales en été (DJF) dans la région SES, établies à partir de sept grands ensembles de simulations historiques et de simulations RCP8.5 sur la période 1950-2100. Les enveloppes indiquent la fourchette à 5-95 % des effets climatiques tirés de chaque grand ensemble concernant les précipitations (en mm mois^{-1}), et les lignes colorées épaisses indiquent la moyenne d'ensemble de chacun d'eux. La série chronologique illustrée par une épaisse ligne blanche correspond à la moyenne d'ensemble multimodèle multimembre, la contribution des modèles étant pondérée en fonction de la taille de l'ensemble. Les observations provenant du GPCC sont représentées par la fine ligne noire dotée de carrés sur la période 1950-2014 ; la période de référence 1995-2014 a été retenue pour calculer les anomalies dans tous les jeux de données. **c)** Quantification de la part respective (en pourcentage) des différentes sources d'incertitudes (internes en gris, modèle en magenta et scénario en vert) aux fenêtres temporelles à court, moyen et long terme définies dans l'AR6 et présentées en b) pour les précipitations en DJF dans la région SES. Tous les calculs ont été effectués par rapport à la période 1995-2014, choisie comme période de référence, et l'incertitude due au scénario est estimée à partir des modèles CMIP5 (phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés), en prenant le même ensemble de modèles que pour les grands ensembles qui ont été produits pour différents scénarios de trajectoires représentatives de concentration (RCP). {Figure 10.12a}

À l'échelle régionale, le changement climatique est soumis à l'interaction complexe de multiples forçages externes et de la variabilité interne. L'évolution des mécanismes opérant à différentes échelles de temps peut modifier l'amplitude de la réponse régionale de la température, et à la fois l'amplitude et le signe de la réponse des précipitations, au forçage anthropique (*degré de confiance*

élevé). Ces mécanismes comprennent les rétroactions non linéaires de la température, des précipitations et de l'humidité du sol ; les réponses lentes et rapides de la structure de SST ; et les modifications de la circulation atmosphérique sous l'effet de l'augmentation des GES. Les forçages liés à l'usage des terres et aux aérosols ainsi que la rétroaction terres émergées-atmosphère jouent un grand rôle dans la modulation des changements régionaux, par exemple dans les extrêmes météorologiques et climatiques (*degré de confiance élevé*). Ils peuvent également conduire à une élévation plus marquée des températures extrêmes par rapport à la température moyenne (*degré de confiance élevé*), et éventuellement à un refroidissement dans certaines régions (*degré de confiance moyen*). Les observations et les simulations de modèles montrent que la rétroaction humidité du sol-température intervient dans les vagues de chaleur passées et présentes. {10.4.3, 11.1.6, 11.3.1}

Le sud-est de l'Amérique du Sud (SES) est l'une des régions de référence du GTI de l'AR6 (délimitée par une épaisse ligne noire dans la figure RT.21a) et sert ici à illustrer l'interaction des facteurs de variabilité et d'évolution du climat à l'échelle régionale. Les précipitations qui se déversent sur la région pendant l'été austral (DJF) présentent des tendances positives entre 1950 et 2014. Les facteurs en jeu comprennent les modes de variabilité (AMV, ENSO, PDV, etc.) et le forçage externe, comme l'augmentation des GES et l'appauvrissement de la couche d'ozone, ainsi que les aérosols (voir la figure RT.21a). Ensemble, les modes de variabilité et le forçage externe influent sur les phénomènes climatiques, par exemple sur la largeur et la force de la cellule de Hadley, l'activité des ondes de Rossby émergeant des anomalies de la SST tropicale à grande échelle et le vortex polaire de l'hémisphère Sud, qui interviennent dans la région. De fait, les changements locaux qui se produisent dans la région SES en matière de convergence de l'humidité, de mouvement ascendant et de trajectoire des tempêtes dépendent de ces phénomènes climatiques et sont globalement responsables des tendances observées dans les précipitations. Il est projeté que les tendances positives des précipitations sur la région SES se poursuivront à court terme en réponse aux scénarios d'émissions de GES. La moyenne multimodèle et la dispersion d'ensemble ne sont pas suffisantes pour caractériser les situations où les modèles simulent des changements très différents, voire opposés (*degré de confiance élevé*). Quand c'est le cas, les trames de climat physique tenant compte des conséquences possibles pour les phénomènes climatiques qui jouent un rôle dans la variabilité propre à la région étudiée peuvent aider à interpréter les incertitudes des projections. Par ailleurs, de grands ensembles de conditions initiales pour un modèle donné fournissant de multiples réalisations de la variabilité interne sont nécessaires pour séparer la variabilité interne des changements forcés (*degré de confiance élevé*) et pour dissocier les différentes sources d'incertitudes en fonction des périodes futures qui sont évaluées. {10.3.4, 10.4.2, figure 10.12a}

Encadré RT.13 | Moussons

Les précipitations de la mousson globale au-dessus des terres émergées ont diminué entre les années 1950 et les années 1980, en partie à cause des aérosols anthropiques, mais ont augmenté par la suite en réponse au forçage des GES et à la variabilité multidécennale à grande échelle (*degré de confiance moyen*). Les aérosols anthropiques de l'hémisphère Nord ont affaibli les circulations des moussons régionales en Asie du Sud, Asie de l'Est et Afrique de l'Ouest pendant la deuxième partie du XXe siècle, contrebalançant le renforcement attendu de la pluviosité de mousson en réponse au réchauffement induit par les GES (*degré de confiance élevé*).

Il est projeté que les précipitations de la mousson globale au-dessus des terres émergées augmenteront au XXIe siècle en réponse au réchauffement causé par les GES, quels que soient les horizons temporels et les scénarios (*degré de confiance élevé*). Dans les projections, les précipitations de mousson augmentent en Asie du Sud et du Sud-Est, en Asie de l'Est et dans le centre du Sahel, tandis qu'elles diminuent en Amérique du Nord et dans l'extrême ouest du Sahel (*degré de confiance moyen*). Un *degré de confiance faible* est associé aux changements projetés de précipitations pour la mousson d'Amérique du Sud et pour la mousson d'Australie et du continent maritime. Aux échelles globale et régionale, les variations à court terme des moussons seront dominées par les effets de la variabilité interne (*degré de confiance moyen*). {2.3, encadré thématique 2.4, 3.3, 4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, encadré 8.1, encadré 8.2, 10.6}

Mousson globale

Les relevés paléoclimatiques indiquent que les systèmes de mousson étaient plus forts dans les climats chauds (*degré de confiance moyen*), comme la période chaude du Pliocène moyen. Selon les relevés instrumentaux, l'intensité des précipitations de la mousson d'été globale a *probablement* augmenté depuis les années 1980, dominée par les tendances estivales de l'hémisphère Nord et par une grande variabilité multidécennale. Contrairement à l'augmentation des précipitations attendue dans le contexte du réchauffement planétaire, les régions de mousson de l'hémisphère Nord ont connu une baisse des précipitations entre les années 1950 et les années 1980, qui est en partie attribuable à l'influence des aérosols anthropiques (*degré de confiance moyen*) (encadré RT.13, figure 1). {2.3.1, encadré thématique 2.4, 3.3.2, 3.3.3}

Il est *probable*, avec la poursuite du réchauffement planétaire, que les précipitations de la mousson globale au-dessus des terres émergées augmenteront au cours du présent siècle (encadré RT.13, figure 1), en particulier dans l'hémisphère Nord, même si un affaiblissement de la circulation de la mousson est projeté. Il est possible que le ralentissement de la circulation tropicale qui accompagne le réchauffement planétaire compense en partie l'intensification des précipitations induite par le réchauffement dans les régions de mousson (*degré de confiance élevé*). À court terme, les variations de la mousson globale seront *probablement* dominées par les effets de la variabilité interne et par les incertitudes des modèles (*degré de confiance moyen*). À long terme, l'évolution des précipitations de la mousson globale présentera une forte asymétrie nord-sud, marquée par une augmentation plus importante dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, ainsi qu'une asymétrie est-ouest, marquée par l'intensification des moussons en Asie et en Afrique et l'affaiblissement de la mousson en Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*). {4.4.1, 4.5.1, 8.4.1}

Moussons régionales

Les reconstructions paléoclimatiques indiquent que les moussons étaient plus fortes dans l'hémisphère Nord et plus faibles dans l'hémisphère Sud pendant les périodes chaudes, notamment en Asie du Sud et du Sud-Est, en Asie de l'Est et en Amérique du Nord et du Sud, l'inverse se produisant pendant les périodes froides (*degré de confiance moyen*). Il est *très probable* que les aérosols anthropiques de l'hémisphère Nord ont affaibli les circulations des moussons régionales en Asie du Sud, en Asie de l'Est et en Afrique de l'Ouest pendant la deuxième partie du XXe siècle, contrebalançant le renforcement attendu de la pluviosité de mousson en réponse au réchauffement induit par les GES (encadré RT.13, figure 1). De multiples éléments probants expliquent ce contraste en Asie du Sud, les tendances observées étant dominées par les effets des aérosols, tandis que les projections des conditions futures sont surtout régies par l'augmentation des GES. Le rétablissement partiel et l'intensité accrue des pluies de mousson en Afrique de l'Ouest survenus récemment sont liés à l'influence croissante des GES, ainsi qu'à la réduction de l'effet refroidissant produit par les aérosols anthropiques émis principalement par l'Amérique du Nord et l'Europe (*degré de confiance moyen*). S'agissant des autres moussons régionales, à savoir en Amérique du Nord et du Sud et en Australie, un *degré de confiance faible* est associé à l'attributiondes changements récents des précipitations (encadré RT.13, figure 1) et des vents. {2.3.1, 8.3.1, 8.3.2, encadré 8.1, 10.6.3}

Les projections des moussons régionales au XXIe siècle indiquent des changements contrastés (selon la région) et incertains sur le plan des précipitations et des circulations. Le contraste annuel entre le mois le plus humide et le mois le plus sec de l'année augmentera *probablement* de 3 à 5 % par degré Celsius dans la plupart des régions de mousson en matière de précipitations, de différence entre précipitations et évaporation et de ruissellement (*degré de confiance moyen*). Les projections indiquent une diminution des

Encandré RT.13 (suite)

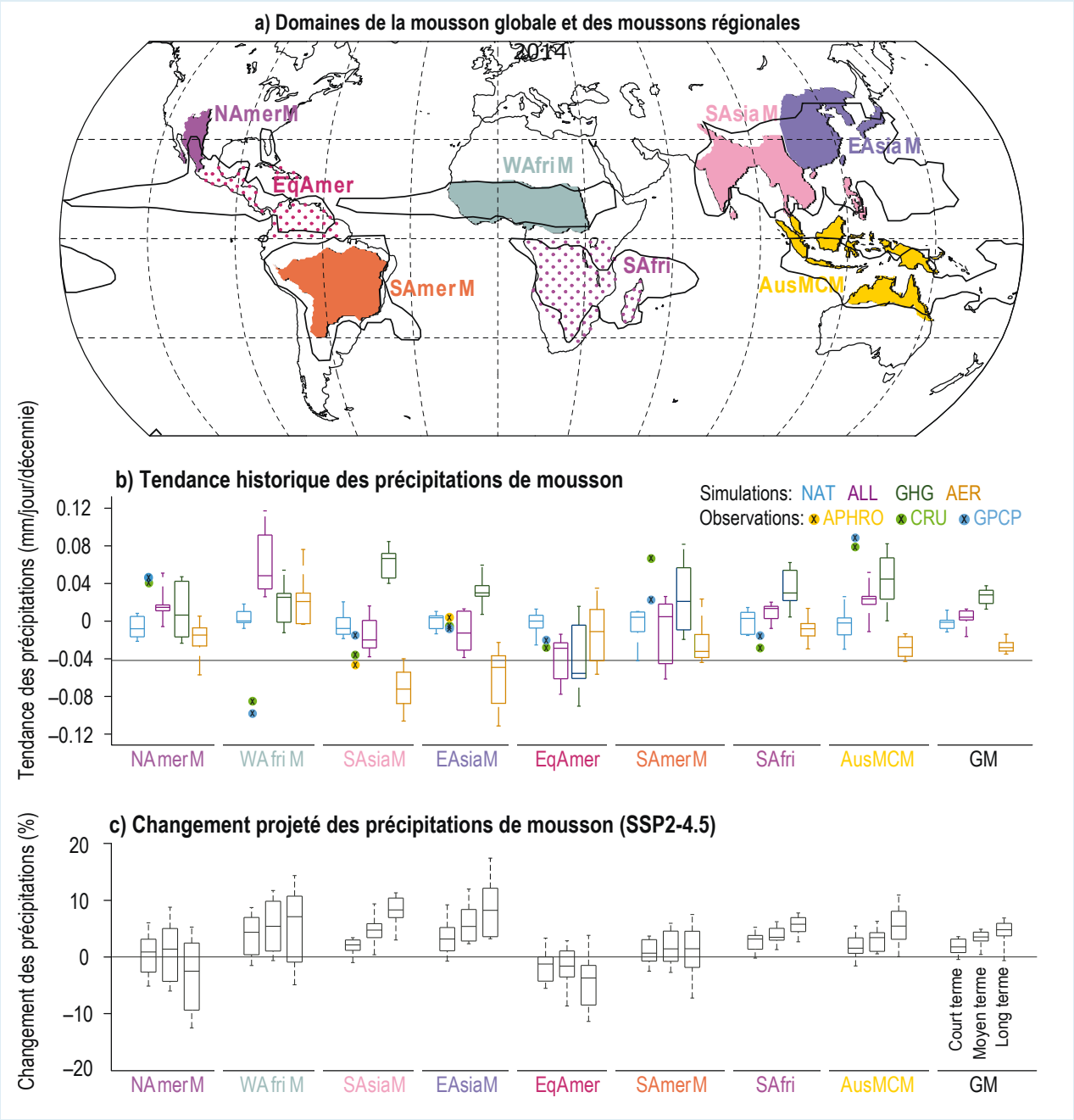
précipitations de la mousson d'Amérique du Nord, mais une augmentation des pluies de mousson sur l'Asie du Sud et du Sud-Est et sur l'Asie de l'Est (*degré de confiance moyen*) (encadré RT.13, figure 1). En Afrique de l'Ouest, les précipitations de mousson devraient augmenter sur le centre du Sahel et diminuer sur l'extrême ouest du Sahel (*degré de confiance moyen*). Il existe un *degré de confiance faible* dans les changements projetés des pluies associées aux moussons régionales d'Amérique du Sud et d'Australie et du continent maritime (tant sur le plan de l'ampleur que du signe) (encadré RT.13, figure 1). La saison de mousson sera retardée au Sahel (*degré de confiance moyen*) ainsi qu'en Amérique du Nord et du Sud (*degré de confiance élevé*). {8.2.2, 8.4.2.4, encadré 8.2}

Construire l'évaluation à partir de multiples éléments probants

La grande variabilité naturelle des précipitations de mousson à différentes échelles de temps, qui apparaît dans les reconstructions paléoclimatiques comme dans les relevés instrumentaux, pose un défi intrinsèque à la quantification robuste des changements futurs des précipitations aux échelles régionales et inférieures. Tant à l'échelle globale que régionale, on estime avec un *degré de confiance moyen* que la variabilité interne introduit la plus grande incertitude liée aux changements projetés, du moins à court terme (2021-2040). Un effondrement de la circulation méridienne de retournement en Atlantique pourrait affaiblir les moussons africaines et asiatiques, mais renforcer les moussons de l'hémisphère Sud (*degré de confiance élevé*). {4.4.4, 4.5.1, encadré thématique 4.1, 8.5.2, 8.6.1, 9.2.3, 10.6.3}

Dans l'ensemble, les changements futurs à long terme (2081-2100) touchant les moussons régionales comme la mousson d'Asie du Sud et du Sud-Est concordent entre les modèles climatiques globaux (y compris à haute résolution) et régionaux et sont étayés par des arguments théoriques. Les incertitudes qui entachent la simulation des caractéristiques observées des précipitations des moussons régionales ont trait aux complexités propres aux processus des moussons régionales et à leurs réponses au forçage externe, à la variabilité interne et à la représentation imparfaite des processus de pluies chaudes de mousson, de l'organisation de la convection tropicale, des fortes pluies orographiques et des interactions nuages-aérosols. {8.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 10.6.3}

Encandré RT.13 (suite)



Encadré RT.13, figure 1 | Mousson globale et moussons régionales : tendances passées et changements projetés. *Le but de cette figure est de montrer l'évolution des précipitations sur les domaines des moussons régionales en se référant aux tendances observées dans le passé, à la façon dont les gaz à effet de serre et les aérosols sont liés à ces changements et aux projections des conditions futures selon un scénario d'émissions intermédiaires à court, moyen et long terme.* **a)** Domaines de la mousson globale (ligne noire) et des moussons régionales (ombré coloré). Le domaine de la mousson globale (GM) est défini comme la zone où l'amplitude des précipitations locales (été moins hiver) est supérieure à 2,5 mm jour^{-1} (voir l'annexe V). Les domaines des moussons régionales sont définis sur la base de publications scientifiques et de l'avis d'experts (voir l'annexe V) et compte tenu du fait que la saison climatologique des pluies de mousson d'été varie d'une région à l'autre. Les moussons régionales évaluées sont les suivantes : Asie du Sud et du Sud-Est (*SAsiaM, juin-juillet-août-septembre*), Asie de l'Est (*EAsiaM, juin-juillet-août*), Afrique de l'Ouest (*WAfriM, juin-juillet-août-septembre*), Amérique du Nord (*NAmerM, juillet-août-septembre*), Amérique du Sud (*SAmerM, décembre-janvier-février*), Australie et continent maritime (*AusMCM, décembre-janvier-février*). Les régions d'Amérique du Sud équatoriale (*EqSAmer*) et d'Afrique australe (*SAfri*) sont également illustrées, car elles reçoivent des pluies estivales en régime unimodal, bien que leur qualification de moussons soit controversée. **b)** Tendances des précipitations des moussons globale et régionales basées sur les simulations DAMIP CMIP6 avec un forçage radiatif par les facteurs à la fois naturels et anthropiques (TOUS), par les gaz à effet de serre uniquement (GES), par les aérosols uniquement (AÉR) et par les facteurs naturels uniquement (NAT). Les moyennes d'ensemble pondérées reposent sur neuf modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) contribuant au MIP (avec au moins trois membres). Les tendances observées, tirées des jeux de données CRU, GPCP et APHRO (uniquement pour *SAsiaM* et *EAsiaM*), sont également indiquées. **c)** Changement projeté (en pourcentage) des précipitations moyennes saisonnières sur les domaines des moussons globale et régionales à court terme (2021-2040), à moyen terme (2041-2060) et à long terme (2081-2100), dans le cas du SSP2-4.5, sur la base de 24 modèles CMIP6. {Figures 8.11 et 8.22}

RT.4.3 Changement climatique à l'échelle régionale et implications pour les extrêmes climatiques et les facteurs climatiques générateurs d'impact

Dans toutes les régions, le climat actuel se distingue déjà du climat observé au début ou au milieu du XX^e siècle relativement à plusieurs facteurs climatiques générateurs d'impact (CID), entraînant une modification de l'ampleur, de la fréquence, de la durée, de la saisonnalité et de l'étendue spatiale des indices climatiques correspondants (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que les températures moyennes ont augmenté sur toutes les régions terrestres et qu'elles continueront d'augmenter à un rythme supérieur à la moyenne planétaire (*degré de confiance élevé*). La fréquence des extrêmes chauds et des extrêmes froids a, respectivement, augmenté et diminué. Ces changements sont attribués à l'influence humaine dans presque toutes les régions (*degré de confiance moyen* à *élevé*) et se poursuivront tout au long du XXI^e siècle (*degré de confiance élevé*). Les chaleurs extrêmes, en particulier, dépasseraient plus souvent les seuils critiques pour la santé, l'agriculture et d'autres secteurs d'ici au milieu du XXI^e siècle dans le cas d'un réchauffement planétaire de 2 °C (*degré de confiance élevé*).

Il est *très probable* à *quasi certain* (selon la région) que l'élévation du niveau relatif de la mer se poursuivra au XXI^e siècle, favorisant l'augmentation des inondations côtières dans les zones de faible altitude (*degré de confiance élevé*) et l'érosion côtière le long de la plupart des littoraux sableux (*degré de confiance élevé*). Le niveau de la mer continuera de s'élever au-delà de 2100 (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.4).

Toutes les régions subiront des changements simultanés dans de nombreux CID au milieu du siècle ou lorsque le réchauffement planétaire atteindra ou dépassera 2 °C (*degré de confiance élevé*). Même dans les conditions actuelles, les modifications induites par le changement climatique dans la distribution des CID et la probabilité des évènements, dont certaines sont survenues ces dernières décennies, doivent être prises en compte dans les évaluations des risques. {11.9, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5, Atlas.3-Atlas.11}

Le tableau RT.5 donne une vue d'ensemble des changements des CID dans les régions (voir la section RT.1). Il synthétise les éléments probants concernant le changement climatique régional dérivés des tendances observées, de l'attribution de ces tendances et des projections de changements futurs. Le degré de confiance et l'ampleur du changement dans la direction projetée pour les CID à un horizon temporel donné dépendent des efforts d'atténuation du changement climatique déployés au XXI^e siècle. Il ressort du tableau RT.5 que de nombreux changements des CID liés à la chaleur, au froid, à la neige, à la glace, au littoral et à l'océan bénéficient d'un *degré de confiance élevé* dans la plupart des régions à partir d'un niveau de réchauffement planétaire (NRP) de 2 °C, ce qui met en évidence des défis dans le monde entier. Les changements de nombreux autres CID régionaux bénéficient d'un degré de confiance accru quand on avance dans le XXI^e siècle ou quand les NRP augmentent (*degré de confiance élevé*), tandis qu'un sous-ensemble plus réduit de changements de CID est projeté avec un *degré de confiance élevé* à un NRP de 1,5 °C. Cette section se centre sur un NRP de 2 °C à l'échéance du milieu du siècle, car le signal émerge de la variabilité naturelle pour davantage de CID à ce niveau de réchauffement. La figure RT.22 montre la localisation géographique des régions appartenant à l'un des cinq groupes caractérisés par une combinaison particulière de changements des CID. Le volet Synthèse régionale de l'Atlas interactif founit une synthèse complète de toutes les informations relatives aux changements des différents CID dans chaque région de référence du GTI de l'AR6. {10.5, encadré thématique 10.3, 11.1, 11.9, encadré 11.1, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5}

Tableau RT.5 | Degré de confiance associé à l'évolution des facteurs climatiques générateurs d'impact dans chaque région de référence du GTI de l'AR6 (voir la figure RT.25) pour les multiples éléments probants associés à la direction des changements observés, attribués et projetés. Les couleurs montrent les changements caractéristiques agrégés qui sont attendus au milieu du XXIe siècle dans le cas des scénarios RCP4.5, SSP2-4.5, SRES A1B ou plus (RCP6.0, RCP8.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5, SRES A2), soit des niveaux de réchauffement planétaire approximatifs de 2,0 °C à 2,4 °C. Les flèches indiquent les tendances dérivées des observations avec un *degré de confiance moyen* à *élevé*, et les astérisques indiquent un *degré de confiance moyen* et *élevé* dans l'attribution des changements observés. (L'Afrique du Nord n'est pas une région de référence du GTI de l'AR6, mais l'évaluation repose ici sur la partie africaine de la région méditerranéenne de référence.) {Tableaux 12.3-12.11 et tableaux 11.4-11.21}

	Facteur climatique générateur d'impact																												
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse								Vent				Neige et glace						Littoral et océan					Autre		
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface
Afrique																													
Afrique du Nord	↗	↗ ***	↘ ***						↗	↗	↗			3									↗		4	↗	↗		↗	
Sahara	↗	↗ **	↘ **																				↗		4	↗	↗		↗	
Afrique de l'Ouest	↗	↗ **	↘ **		1	↗			↗ 1	↗ 1	↗ 1												↗		4	↗	↗		↗	
Afrique centrale	↗				↘ 1,2						↗												↗		4	↗	↗		↗	
Nord-est de l'Afrique	↗	↗ **	↘ **		↘				1	1	1						↘						↗		4	↗	↗		↗	
Sud de l'Afrique de l'Est	↗	↗ **							1	1	1				3		↘						↗		4	↗	↗		↗	
Sud-ouest de l'Afrique	↗	↗ ***	↘ ***		↘	↗	↗				↗												↗		4	↗	↗		↗	
Est de l'Afrique australe	↗	↗ ***	↘ ***		↘	↗	↗				↗				3								↗		4,5	↗	↗		↗	
Madagascar	↗	↗	↘												3								↗		4,5	↗	↗		↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact																														
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse									Vent				Neige et glace						Littoral et océan					Autre		
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface
Asie																															
Péninsule arabique	↗	↗ ***	↘ **	↘																			↗		1	↗			↗	
Ouest de l'Asie centrale	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5		↗		↗		↗		↘				↗						↗		1,2	↗			↗	
Ouest de la Sibérie	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗						↘				↗	↘											↗	
Sibérie orientale	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗						↘				↗	↘											↗	
Extrême-Orient russe	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗										↗	↘					↗		1,2	↗	↗		↗	
Asie de l'Est	↗	↗ ***	↘ ***	↘			↗			↗	↗		↘		↗ 3				↘				↗		1,2	↗			↗	
Est de l'Asie centrale	↗	↗ ***	↘ ***				↗				↗		↘					↘	↘											
Plateau tibétain	↗	↗ ***	↘ ***	↘			↗						↘					↘											↗	
Asie du Sud	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↘		↗						↘				↗	↘					↗		1	↗				
Asie du Sud-Est	↗	↗ ***	↘ ***		4		↗								↗ 3								↗		1,2	↗			↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact																														
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse								Vent				Neige et glace						Littoral et océan					Autre			
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface	
Australasie																															
Nord de l'Australie		↗ ***	↘ ***	↘			↗				↘				↘ 5								↗		7	↗	↗		↗		
Centre de l'Australie	↗	↗ ***	↘ ***	↘																			↗		7	↗	↗		↗		
Est de l'Australie	↗	↗ ***	↘ ***	↘																			↗		7	↗	↗		↗		
Sud de l'Australie	↗	↗ ***	↘ ***	↘	1				↗ 3	↗	↗	↗ **	7				↘						↗		7	↗	↗		↗		
Nouvelle-Zélande	↗	↗	↘ **		2				4				8				↘ 6						↗		7	↗	↗		↗		

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact																														
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse								Vent				Neige et glace						Littoral et océan					Autre		
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface
Amérique centrale et du Sud																															
Sud de l'Amérique centrale	↗	↗ **	↘ **												2							↗		3	↗	↗		↗	
Nord-ouest de l'Amérique du Sud	↗	↗ ***	↘ ***																			↗		3,4	↗	↗		↗	
Nord de l'Amérique du Sud	↗	↗ **	↘ **												2							↗		3,4	↗	↗		↗	
Mousson d'Amérique du Sud	↗	↗ **	↘ **			↗ 1																						↗	
Nord-est de l'Amérique du Sud	↗	↗ **	↘ **		↘						↗											↗		3,4	↗	↗		↗	
Sud-ouest de l'Amérique du Sud	↗	↗ **	↘ **	↘					↗													↗		3	↗	↗		↗	
Sud-est de l'Amérique du Sud	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗			↘												↗		3	↗	↗		↗	
Sud de l'Amérique du Sud	↗			↘																		↗		3	↗	↗		↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact																														
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse									Vent				Neige et glace						Littoral et océan					Autre		
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface
Europe																															
Méditerranée	↗	↗ ***	↘ ***			↘	5			↗ **	↗ **		↘ 6	7			↘						↗		2	↗	↗		↗	
Centre et ouest de l'Europe	↗	↗ ***	↘ ***		↗	↗	↗	4			↗		↘				↘	↘					↗		2	↗	↗		↗	
Est de l'Europe	↗	↗ ***	↘ ***		↗		↗						↘				↘												↗	
Nord de l'Europe	↗	↗ ***	↘ ***		↗	↘ 1	↗ ***			↘			↘				↘	↘					↗	8	2,3	↗	↗		↗	
Amérique du Nord																															
Nord de l'Amérique centrale	↗	↗ **	↘ **						↗			↗											↗	↗	2	↗	↗		↗	
Ouest de l'Amérique du Nord	↗	↗ **	↘ **		3		5	5	4,7		↗ 6,7 **	↗ 6,7	↘	8		↗ 6	↘ 1		↘	1		1	↗	↗ 5	2	↗	↗		↗	
Centre de l'Amérique du Nord	↗				↗		↗ **		7		7	7	↘	8		4	↘		↘				↗	↗	2	↗	↗		↗	
Est de l'Amérique du Nord	↗				↗ 5		↗					7	↘	8			↘ 1		↘	1		1	↗	↗	2	↗	↗		↗	
Nord-est de l'Amérique du Nord	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5				5		6,7	6,7		8			↘ 1,6	↘	↘			1	4	↗ 4,6	2,6	↗	↗		↗	
Nord-ouest de l'Amérique du Nord	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5			6	5		6,7	↗ 6,7		8			↘ 1	↘	↘			1,6	↗ 9	↗	2	↗	↗		↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen ou plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen ou plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact																														
	Chaleur et froid				Humidité et sécheresse									Vent				Neige et glace							Littoral et océan					Autre		
	Température moyenne de l'air	Chaleur extrême	Vague de froid	Gel	Précipitations moyennes	Inondations fluviales	Précipitations extrêmes et inondations pluviales	Glissement de terrain	Aridité	Sécheresse hydrologique	Sécheresse agricole et écologique	Conditions météorologiques propices aux incendies	Vitesse moyenne du vent	Violente tempête de vent	Cyclone tropical	Tempête de sable et de poussière	Neige, glacier et calotte glaciaire	Pergélisol	Glace de lac, de rivière et de mer	Forte chute de neige et tempête de verglas	Grêle	Avalanche	Niveau relatif de la mer	Inondation côtière	Érosion côtière	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan et des lacs	Conditions météorologiques propices à la pollution atmosphérique	CO_2 atmosphérique à la surface	Rayonnement à la surface
Petites îles																															
Caraïbes	↗	↗ **													5							↗		6	↗	↗			↗	
Pacifique	↗	↗ **1			2		3		4						5							↗		6	↗	↗			↗	
Régions terrestres polaires																															
Groenland et Islande	↗	↗ **	↘ **			↗	↗		↘ 3			2,3					↘ 1	↗	↗				↗ 5				↗			↗	
Arctique du nord de l'Europe	↗	↗				↗			↘ 3			2,3					↘ 1	↗	↗				↗ 6		7		↗			↗	
Arctique russe	↗	↗ **	↘ **			↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4		↗						7		↗			↗	
Arctique du nord-ouest de l'Amérique du Nord	↗					↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4	↗	↗						7		↗			↗	
Arctique du nord-est de l'Amérique du Nord	↗	↗				↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4	↗	↗				↘				↗			↗	
Antarctique de l'Ouest																	↘ 1,4										↗			↗	
Antarctique de l'Est																											↗			↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Tableau RT.5 (suite)

	Facteur climatique générateur d'impact					
	Température moyenne de l'océan	Vague de chaleur marine	Acidité de l'océan	Salinité de l'océan	Oxygène dissous	Glace de mer
Océans						
Océan Arctique	↗		↗			↘ ***
Sud de l'océan Pacifique	↗	↗	↗			
Zone équatoriale de l'océan Pacifique	↗	↗	↗			
Nord de l'océan Pacifique	↗	↗	↗			
Sud de l'océan Atlantique	↗	↗	↗			
Zone équatoriale de l'océan Atlantique	↗	↗	↗			
Nord de l'océan Atlantique	↗	↗	↗			
Zone équatoriale de l'océan Indien	↗	↗	↗			
Sud de l'océan Indien	↗	↗	↗			
Mer d'Oman	↗	↗	↗			
Golfe du Bengale	↗	↗	↗			
Océan Austral						

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/degré de confiance ci-dessus {12.4}

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendance passée à la hausse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)* ↘ Tendance passée à la baisse *(degré de confiance moyen* ou *plus élevé)*

Légende : éléments probants pour l'attribution *** *Degré de confiance élevé* (ou plus) ** *Degré de confiance moyen*

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *Degré de confiance élevé* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance moyen* d'une augmentation (ou plus)
- *Degré de confiance faible* dans le sens du changement
- *Degré de confiance moyen* d'une diminution
- *Degré de confiance élevé* d'une diminution
- Sans pertinence globale

Notes:

Afrique (projections)

1. Signal régional contrasté : plus sec dans l'ouest, plus humide dans l'est
2. Augmentation *probable* sur les hauts plateaux éthiopiens
3. *Degré de confiance moyen* d'une diminution de la fréquence et d'une augmentation de l'intensité
4. Le long des littoraux sableux et en l'absence d'un apport sédimentaire suffisant provenant des terres ou du large
5. Une grande partie de la côte de Madagascar et de l'est de l'Afrique australe devrait progresser vers la mer si le changement du trait de côte se poursuit au même rythme qu'aujourd'hui

Asie (projections)

1. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte
2. Une grande partie des côtes de ces régions devrait progresser vers la mer si le changement du trait de côte se poursuit au même rythme qu'aujourd'hui
3. Les cyclones tropicaux diminuent en nombre mais augmentent en intensité
4. *Degré de confiance élevé* d'une diminution en Indonésie (Atlas.5.4.5)
5. *Degré de confiance moyen* d'une diminution en été et d'une augmentation en hiver

Australasie (projections)

1. *Degré de confiance élevé* d'une diminution dans le sud-ouest de l'État d'Australie occidentale
2. *Degré de confiance moyen* d'une diminution dans le nord et l'est et d'une augmentation dans le sud et l'ouest
3. *Degré de confiance élevé* d'une augmentation dans le sud-ouest de l'État d'Australie occidentale
4. *Degré de confiance moyen* d'une augmentation dans le nord et l'est et d'une diminution dans le sud et l'ouest
5. *Degré de confiance faible* d'une intensité en hausse et *degré de confiance élevé* d'une occurrence en baisse
6. *Degré de confiance élevé* d'une diminution de volume des glaciers, *degré de confiance moyen* d'une diminution de la neige
7. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte

Amérique centrale et du Sud (projections)

1. Augmentation des débits extrêmes dans le bassin de l'Amazone
2. Les cyclones tropicaux diminuent en nombre mais augmentent en intensité
3. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte
4. Une grande partie des côtes du nord-ouest de l'Amérique du Sud, du nord de l'Amérique du Sud et du nord-est de l'Amérique du Sud devrait progresser vers la mer si le changement du trait de côte se poursuit au même rythme qu'aujourd'hui

Europe (projections)

1. À l'exclusion du sud du Royaume-Uni
2. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte
3. Le littoral de la mer Baltique devrait progresser vers la mer si le changement du trait de côte se poursuit au même rythme qu'aujourd'hui
4. Les conditions propices aux glissements de terrain devraient augmenter dans les Alpes
5. *Degré de confiance faible* d'une diminution dans la partie la plus méridionale de la région
6. Diminution générale sauf en mer Égée
7. *Degré de confiance moyen* d'une diminution de la fréquence et d'une augmentation de l'intensité
8. Sauf dans le nord de la mer Baltique

Amérique du Nord (projections)

1. L'enneigement pourrait augmenter sur certains hauts reliefs et pendant la saison froide et diminuer pendant les autres saisons et à plus basse altitude
2. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte
3. En hausse dans les régions du nord et en baisse vers le sud
4. En baisse dans les régions du nord et en hausse vers le sud
5. Degré de confiance plus élevé dans les régions du nord et moins élevé vers le sud
6. Degré de confiance plus élevé dans les régions du sud et moins élevé vers le nord
7. Degré de confiance plus élevé d'une augmentation de certains indices de facteurs climatiques générateurs d'impact pendant l'été
8. Augmentation des conditions de convection mais diminution des cyclones extratropicaux en hiver
9. L'élévation du niveau relatif de la mer est réduite du fait du soulèvement géologique dans le sud de l'Alaska

Petites îles (projections)

1. *Degré de confiance très élevé* dans le sens du changement, mais *degré de confiance faible* à *moyen* dans l'ampleur du changement en raison de l'incertitude des modèles
2. Diminution dans l'est du Pacifique et le sud du Pacifique subtropical, mais augmentation dans certaines parties du Pacifique occidental et équatorial ; avec variation saisonnière des changements futurs
3. *Degré de confiance élevé* d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des pluies extrêmes dans l'ouest du Pacifique tropical ; *degré de confiance faible* dans l'ampleur du changement en raison de biais des modèles
4. Augmentation dans le sud du Pacifique
5. Augmentation de l'intensité ; diminution de la fréquence, sauf sur le centre du Pacifique Nord
6. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte

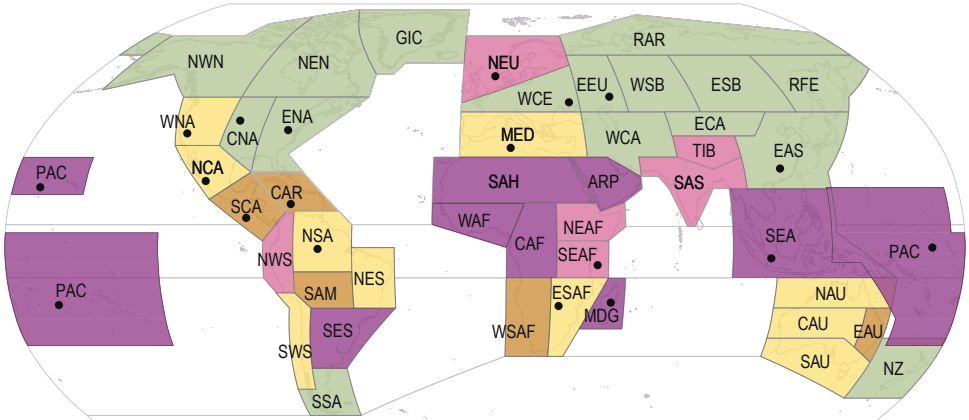
Régions terrestres polaires (projections)

1. L'enneigement pourrait augmenter sur certains hauts reliefs et pendant la saison froide et diminuer pendant les autres saisons et à plus basse altitude
2. Degré de confiance plus élevé dans les régions du sud et moins élevé vers le nord
3. Degré de confiance plus élevé d'une augmentation de certains indices de facteurs climatiques générateurs d'impact pendant l'été
4. Déclin des glaciers même quand certains indices régionaux d'enneigement augmentent
5. En baisse dans l'ouest et en hausse dans l'est
6. Sauf sur les côtes du nord de la mer Baltique où le niveau relatif de la mer chute
7. Le long des littoraux sableux et en l'absence de puits/sources sédimentaires supplémentaires ou de tout obstacle physique au recul du trait de côte

Des changements de facteurs climatiques générateurs d'impact sont projetés partout, mais chaque région connaîtra une combinaison particulière de changements

a) Répartition des régions du monde en cinq groupes caractérisés chacun par une certaine combinaison de changements des facteurs climatiques générateurs d'impact

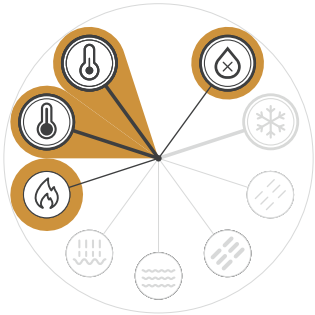
Changements futurs évalués : Les changements se rapportent à une période de 20 à 30 ans centrée autour de 2050 et/ou correspondant à un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport à une période similaire entre 1960-2014 ou 1850-1900.



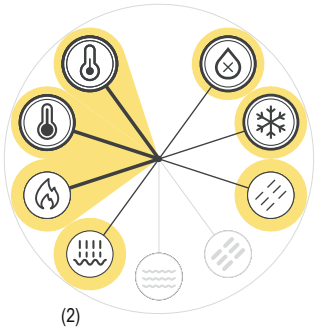
Toutes les régions côtières sauf le nord-est de l'Amérique du Nord (NEN) et la région Groenland-Islande (GIC) connaîtront des augmentations d'au moins deux des éléments suivants: niveau relatif de la mer, inondations côtières, érosion côtière

- 1) Plus chaud
- 2) Plus chaud et plus sec et, dans certaines régions, extrêmes plus humides
- 3) Plus chaud et extrêmes plus humides et, dans certaines régions, plus de précipitations ou de conditions propices aux incendies
- 4) Plus chaud et plus humide et, dans certaines régions, plus d'inondations
- 5) Plus chaud et, dans certaines régions, intensification des extrêmes humides ou augmentation des précipitations
- 6) Augmentation de l'intensité des cyclones tropicaux ou des vents violents

Palettes de changements futurs des facteurs climatiques générateurs d'impact (CID)



(1)
Plus chaud
et, dans certaines régions, plus de conditions propices aux incendies ou de sécheresse ou les deux



(2)
Plus chaud et plus de conditions propices aux incendies
et, dans certaines régions, plus d'inondations pluviales ou de sécheresse, ou moins de précipitations moyennes ou de neige et de glace, ou une combinaison de ces éléments

Légende

Changement des CID dans **toutes les régions** du groupe, avec un degré de confiance élevé

Changement des CID dans **certaines régions** du groupe, avec un degré de confiance élevé et parfois moyen

Chaleur
augmentation de la température moyenne, chaleur extrême

Froid
diminution des vagues de froid, gel

Sécheresse
augmentation de l'aridité, sécheresse hydrologique et agricole

Neige et glace
diminution de l'enneigement, des glaciers et des calottes glaciaires

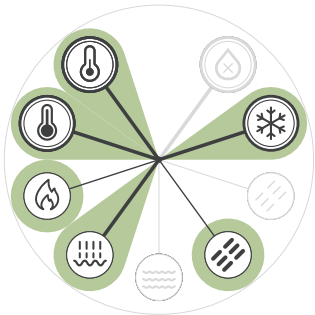
Précipitations moyennes diminution

Précipitations moyennes augmentation

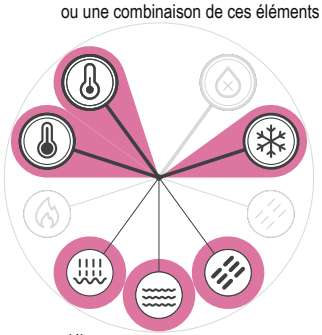
Inondations fluviales increase

Inondations pluviales augmentation

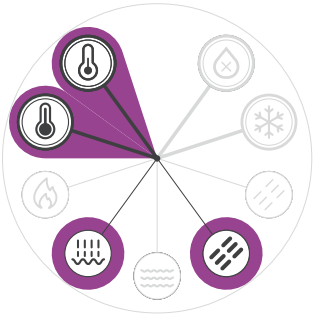
Conditions météorologiques propices aux incendies augmentation



(3)
Plus chaud, moins de neige et de glace et plus d'inondations pluviales
et, dans certaines régions, plus de précipitations ou de conditions propices aux incendies ou les deux

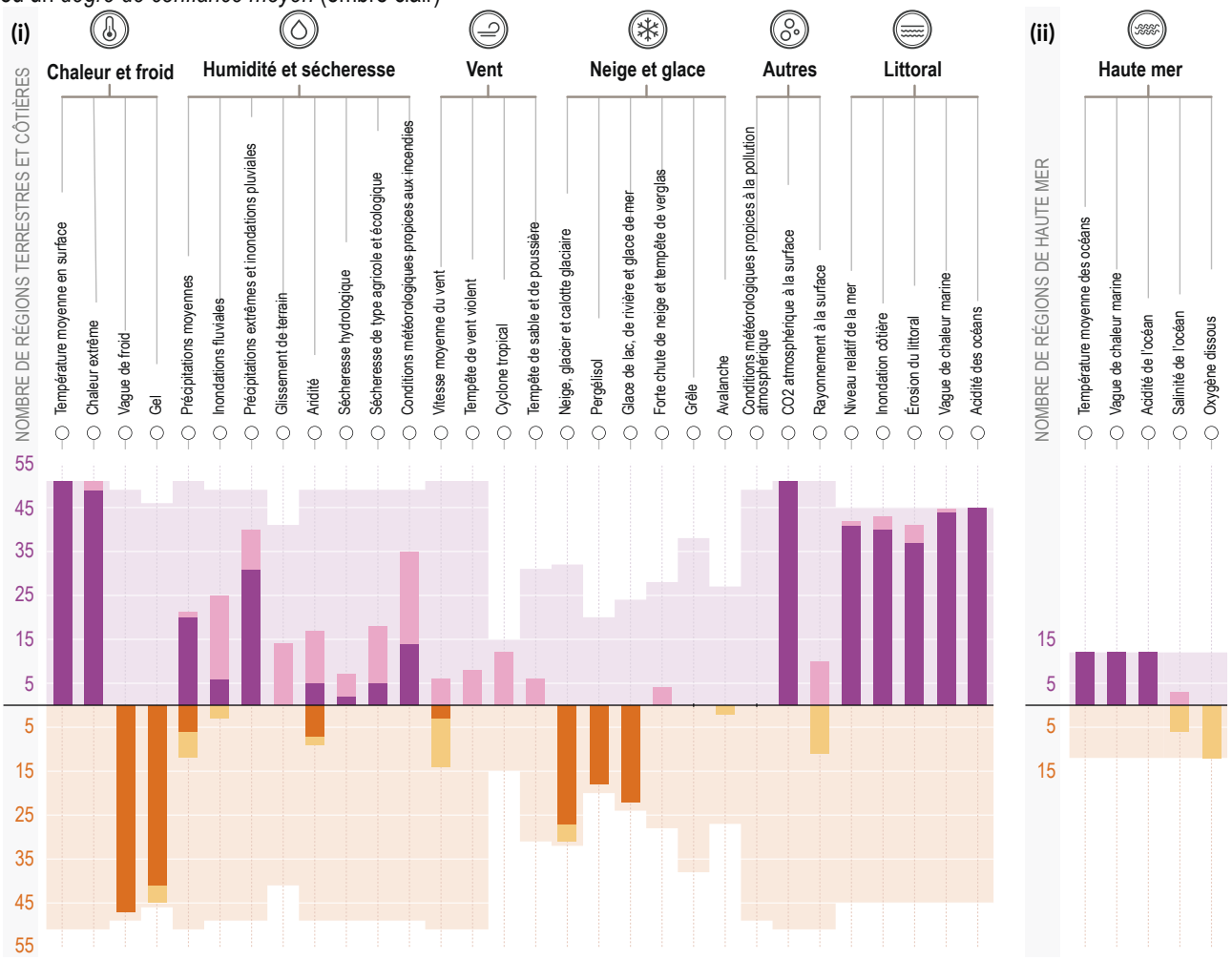


(4)
Plus chaud et moins de neige/glace
et, dans certaines régions, plus d'inondations pluviales ou fluviales ou de précipitations moyennes ou les deux



(5)
Plus chaud
et, dans certaines régions, plus d'inondations pluviales ou de précipitations moyennes ou les deux

b) Nombre de régions terrestres et côtières (i) et de **régions de haute mer** (ii) pour lesquelles il est projeté une **augmentation** ou une **diminution** de chaque **facteur climatique générateur d'impact** (CID), avec un *degré de confiance élevé* (ombré foncé) ou un *degré de confiance moyen* (ombré clair)



LÉGENDE DU DIAGRAMME EN BARRES

- Régions avec une **augmentation** associée à un *degré de confiance* ***élevé***
- Régions avec une **augmentation** associée à un *degré de confiance* ***moyen***
- Régions avec une **diminution** associée à un *degré de confiance* ***élevé***
- Régions avec une **diminution** associée à un *degré de confiance* ***moyen***

LÉGENDE DE L'ENVELOPPE OMBRÉE CLAIRE

La hauteur de l'enveloppe ombrée claire autour de chaque barre représente le nombre maximal de régions pour lesquelles le CID est pertinent. Cette enveloppe est symétrique par rapport à l'axe des x, indiquant le nombre maximal possible de régions susceptibles de connaître une augmentation (partie supérieure) ou une diminution (partie inférieure) de ce CID.

Les **facteurs climatiques générateurs d'impact (CID)** sont des conditions physiques du système climatique (par exemple des moyennes, des événements ou des extrêmes) qui affectent la société ou des écosystèmes d'une certaine façon. Selon la tolérance du système concerné, ces facteurs et leurs changements peuvent avoir un effet préjudiciable, bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système et des régions qui sont en interaction. Les CID sont groupés en sept types, qui sont récapitulés sous les icônes des sous-panneaux i) et ii). Il est projeté que presque toutes les régions (96 %) connaîtront des changements d'au moins 10 CID, et la moitié des régions seront concernées par des changements d'au moins 15 CID. Pour de nombreux CID, leurs changements sont très variables selon la zone géographique, et il est donc projeté que chaque région connaîtra une combinaison spécifique de changements de CID. Chaque barre du graphique représente une combinaison géographique spécifique de changements qui peuvent être explorés dans l'Atlas interactif du GTI.

interactive-atlas.ipcc.ch

Figure RT.22 | Répartition géographique des changements des facteurs climatiques générateurs d'impact et nombre de régions de référence du GTI de l'AR6 où ces changements sont projetés.

Figure RT.22 (suite) : Le panneau a) situe les régions appartenant à l'un des cinq groupes caractérisés par une palette spécifique de changements des facteurs climatiques générateurs d'impact (CID). Les cinq groupes sont représentés par cinq couleurs différentes, et les palettes de CID propres à chaque groupe sont représentées dans l'« empreinte » et le texte sous la carte. Chaque empreinte comprend un premier ensemble de CID, dont le changement est projeté avec un *degré de confiance élevé* dans chaque région du groupe ; dans le deuxième ensemble, le changement d'un ou de plusieurs CID est projeté dans chaque région avec un *degré de confiance élevé* ou *moyen*. Les palettes de CID suivent une progression, allant de conditions qui deviennent plus chaudes et plus sèches (groupe 1) à des conditions qui deviennent plus chaudes et plus humides (groupe 5). Entre les deux (groupes 2 à 4), les CID qui changent comprennent certaines conditions qui deviennent plus sèches et d'autres plus humides, mais renferment toujours un ensemble de CID qui deviennent plus chauds. Les changements des CID concernant les cyclones tropicaux et les vents violents sont représentés sur la carte par des points noirs dans les régions concernées. Les régions touchées par les changements des CID concernant le littoral sont décrites dans le texte de la carte. Les cinq groupes ont été choisis afin d'offrir un niveau de détail suffisant pour chaque région sans encombrer la carte de tous les aspects de l'évaluation, qui sont récapitulés dans le tableau RT.5 et peuvent être affichés dans le volet Synthèse régionale de l'Atlas interactif. Les changements des CID résumés dans la figure sont ceux qui présentent un *degré de confiance élevé* et *moyen* au milieu du XXIe siècle dans le cas des scénarios SSP2-4.5, RCP4.5, SRES A1B ou plus (SSP3-7.0, SSP5-8.5, RCP6.0, RCP8.5, SRES A2), soit des niveaux de réchauffement planétaire approximatifs de 2,0 °C à 2,4 °C.
Le diagramme en barres du **panneau b)** montre le nombre de régions où chaque CID augmente ou diminue avec un *degré de confiance moyen* ou *élevé,* relativement à l'ensemble des régions terrestres et océaniques énumérées dans le tableau RT.5. Les couleurs indiquent le sens du changement et le degré de confiance associé à ce changement : le violet indique une augmentation, tandis que le brun indique une diminution. Une couleur foncée indique un *degré de confiance élevé*. Une couleur claire indique un *degré de confiance moyen.* Les plages plus claires qui entourent les barres indiquent le nombre maximum de régions concernées dans leur ensemble par chaque CID. Le sous-panneau i) montre les 30 CID pertinents pour les régions terrestres et côtières, tandis que le sous-panneau ii) montre les 5 CID pertinents pour les régions de haute mer. Les vagues de chaleur marines et l'acidité de l'océan sont évaluées pour les régions côtières dans le panneau i) et pour les régions de haute mer dans le panneau ii). Les changements se rapportent à une période de 20 à 30 ans autour de 2050 et/ou correspondant à un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport à une période similaire entre les années 1960 et 2014, à l'exception des sécheresses hydrologiques et des sécheresses de type agricole et écologique, pour lesquelles les comparaisons se rapportent à la période 1850-1900. Les régions sont définies dans l'Atlas.1, l'Atlas interactif (https://interactive-atlas.ipcc.ch/) et le chapitre 12. (Tableau RT.5, figure RT.24) {11.9, 12.2, 12.4, Atlas.1}

RT.4.3.1 Changements régionaux communs des facteurs climatiques générateurs d'impact

Chaleur et froid : Des changements ont déjà eu lieu dans les CID liés aux températures, comme les températures moyennes, la durée de la saison de croissance de la végétation, les chaleurs extrêmes et le gel (*degré de confiance élevé*), et nombre de ces changements ont été attribués aux activités humaines (*degré de confiance moyen*). Dans toutes les régions terrestres sur lesquelles on détient des données suffisantes (c'est-à-dire toutes sauf l'Antarctique), les changements de température observés ressortent déjà très clairement de la plage de variabilité interne par rapport à 1850-1900 (figure RT.23). Dans les régions tropicales, la distribution des températures mesurées dans le passé récent a déjà évolué vers une plage différente de celle du début du XXe siècle (*degré de confiance élevé*) (section RT.1.2.4). Il est *très probable* que la plupart des zones terrestres se sont réchauffées d'au moins 0,1 °C par décennie depuis 1960, et plus rapidement ces dernières décennies. De l'échelle régionale à continentale, la tendance à l'augmentation de la fréquence des extrêmes chauds et à la diminution de la fréquence des extrêmes froids concorde généralement avec les tendances de la température moyenne à l'échelle du globe (*degré de confiance élevé*). L'insuffisance de données rend l'évaluation des tendances difficile dans quelques régions. {2.3.1.1, 11.3, 11.9, 12.4, Atlas.3.1}

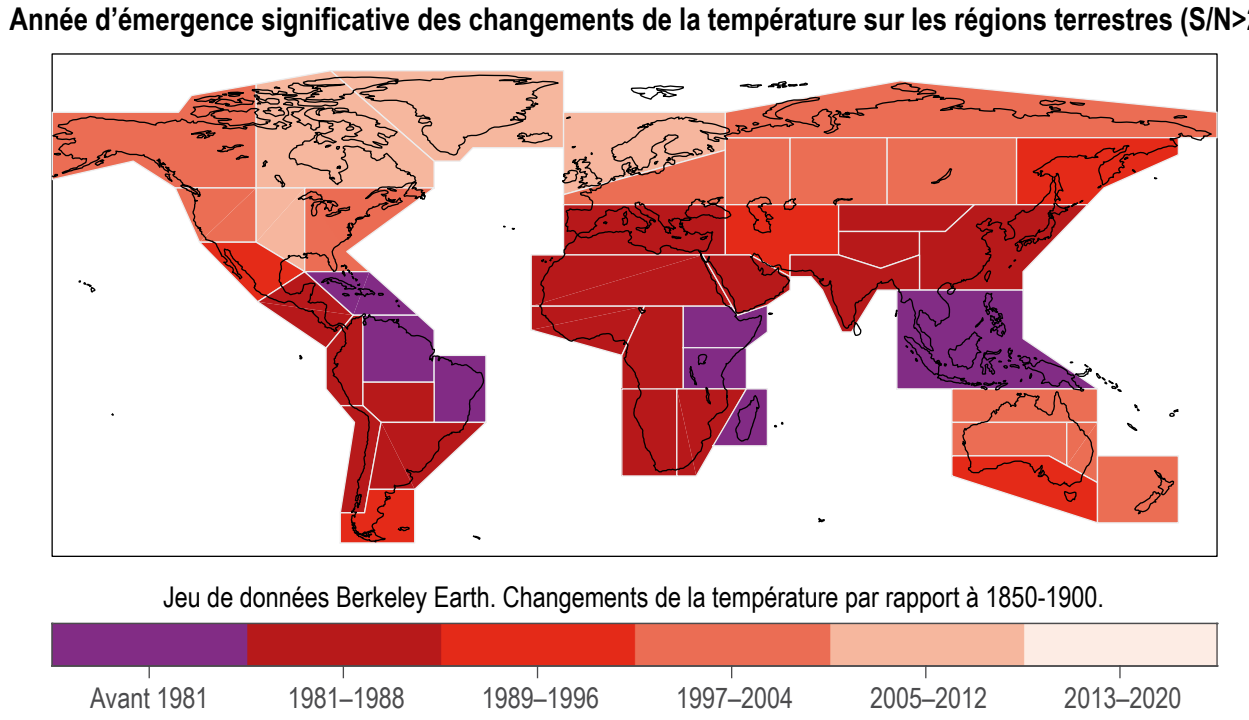
La tendance au réchauffement observée ces dernières décennies devrait se poursuivre au XXIe siècle dans la plupart des régions terrestres à un rythme supérieur à la moyenne globale (*degré de confiance élevé*). Pour des niveaux de réchauffement planétaire donnés, les projections des modèles CMIP6 montrent des changements du réchauffement régional similaires à ceux projetés par les modèles CMIP5. Toutefois, pour des périodes et des scénarios d'émissions donnés, le réchauffement régional projeté dans CMIP6 présente une fourchette plus large et une limite supérieure plus élevée que dans CMIP5, en raison de la sensibilité climatique plus grande que présentent certains modèles CMIP6 et de différences dans les forçages. {Atlas.3-Atlas.11}

Dans le cas du scénario RCP8.5/SSP5-8.5, il est *probable* que la plupart des zones terrestres connaîtront un réchauffement supplémentaire d'au moins 4 °C par rapport à une référence 1995-2014 d'ici à la fin du XXIe siècle, voire beaucoup plus dans certaines zones. À des niveaux croissants de réchauffement, les chaleurs extrêmes dépasseront plus fréquemment les seuils critiques pour la santé, l'agriculture et d'autres secteurs (*degré de confiance élevé*), et les vagues de froid deviendront *probablement* moins fréquentes vers la fin du siècle. Ainsi, les niveaux dangereux de chaleur humide, tel l'indice de chaleur de 41 °C fixé par l'Administration américaine pour les océans et l'atmosphère (NOAA), seront dépassés beaucoup plus fréquemment dans le cas du scénario SSP5-8.5 que dans celui du SSP1-2.6 et affecteront de nombreuses régions à la fin du XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). Dans de nombreuses régions tropicales, le nombre de jours par an où l'indice de chaleur de 41 °C serait dépassé augmenterait de plus de 100 jours par rapport au passé récent avec le scénario SSP5-8.5, tandis que cette augmentation serait inférieure à 50 jours avec le SSP1-2.6 (*degré de confiance élevé*) (figure RT.6). Le nombre de jours par an où la température dépasserait 35 °C augmenterait de plus de 150 jours dans de nombreuses zones tropicales, comme le bassin de l'Amazone et l'Asie du Sud-Est, d'ici à la fin du siècle dans le cas du scénario SSP5-8.5, alors qu'il devrait augmenter de moins de 60 jours dans les mêmes zones avec le SSP1-2.6 (sauf pour le bassin de l'Amazone) (*degré de confiance élevé*) (figure RT.24). {4.6.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5.2, Atlas}

Humidité et sécheresse : La variabilité interne des précipitations est plus forte à l'échelle des régions qu'à l'échelle du globe, et les incertitudes liées aux observations, aux modèles et au forçage externe sont toutes plus grandes. Cependant, le forçage dû aux GES a accentué les écarts dans les hauteurs de précipitations entre les saisons humides et les saisons sèches et les régimes météorologiques au-dessus des zones terrestres tropicales (*degré de confiance moyen*), avec une augmentation détectable des précipitations aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord (*degré de confiance élevé*) (encadré RT.6). La fréquence et l'intensité des précipitations extrêmes ont augmenté sur la majorité des régions terrestres bien couvertes par les observations (*degré de confiance élevé*). La plupart des zones

terrestres font face à une réduction de l'eau disponible pendant la saison sèche sous l'effet du changement climatique d'origine humaine associé à des modifications de l'évapotranspiration (*degré de confiance moyen*). Les projections des modèles hydrologiques globaux indiquent qu'une fraction plus importante des zones terrestres sera affectée par une augmentation des inondations fluviales que celle affectée par leur diminution (*degré de confiance moyen*). Les précipitations extrêmes et les inondations pluviales augmenteront dans de nombreuses régions sur presque tous les continents (*degré de confiance élevé*) ; cependant, les changements régionaux dans les inondations fluviales sont plus incertains que les changements dans les inondations pluviales en raison des processus hydrologiques complexes qui entrent en jeu, notamment la couverture des sols et la gestion des ressources en eau. {8.2.2.1, 8.3.1, encadré 8.2, 10.4.1, 11.5, 11.6, 11.9, 12.4, 12.5.1, Atlas.3.1}

Vent : La vitesse du vent moyen a diminué sur la plupart des zones terrestres bien couvertes par les observations (*degré de confiance moyen*). Il est *probable* que la proportion de cyclones tropicaux de forte intensité (catégories 3 à 5) a augmenté à l'échelle globale au cours des quatre dernières décennies. La proportion de cyclones tropicaux intenses, la vitesse moyenne des pointes de vent et la vitesse maximale des vents associés aux systèmes les plus intenses augmenteront dans le monde avec la hausse du réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). {11.7.1}



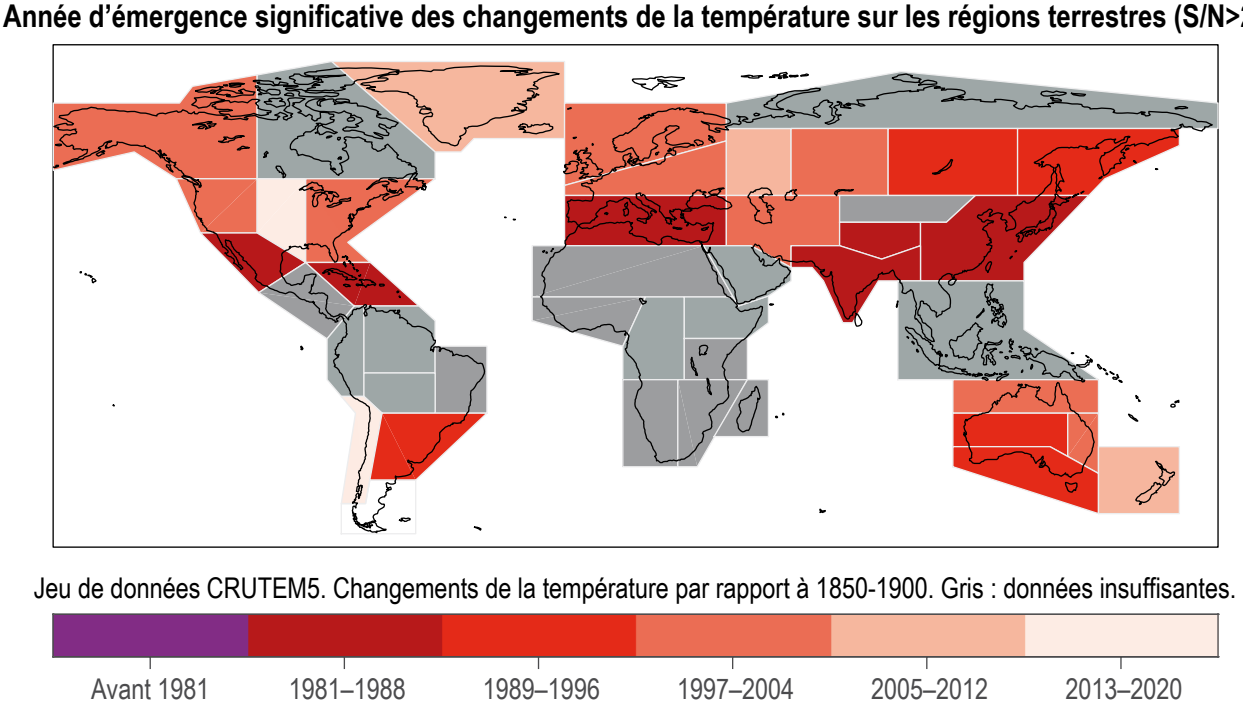


Figure RT.23 | Moment où les signaux de changement de la température dans les données observées agrégées sur les régions de référence émergent du bruit de la variabilité annuelle dans les données agrégées correspondantes, un rapport signal/bruit de deux servant de seuil d'émergence. *Le but de cette figure est de montrer à quel moment, dans les régions de référence du GTI de l'AR6, un signal de changement de la température annuelle moyenne de surface émerge du bruit de la variabilité annuelle dans deux jeux de données mondiaux et, ainsi, donne des indications sur l'incertitude liée aux observations.* Le moment d'émergence est calculé pour deux jeux de données d'observation mondiaux : **a)** Berkeley Earth et **b)** CRUTEM5. Dans la carte CRUTEM5, les régions grises sont celles sur lesquelles on dispose de données sur moins de 50 % de la superficie. (Section RT.1.2.4) {Figure Atlas.11}

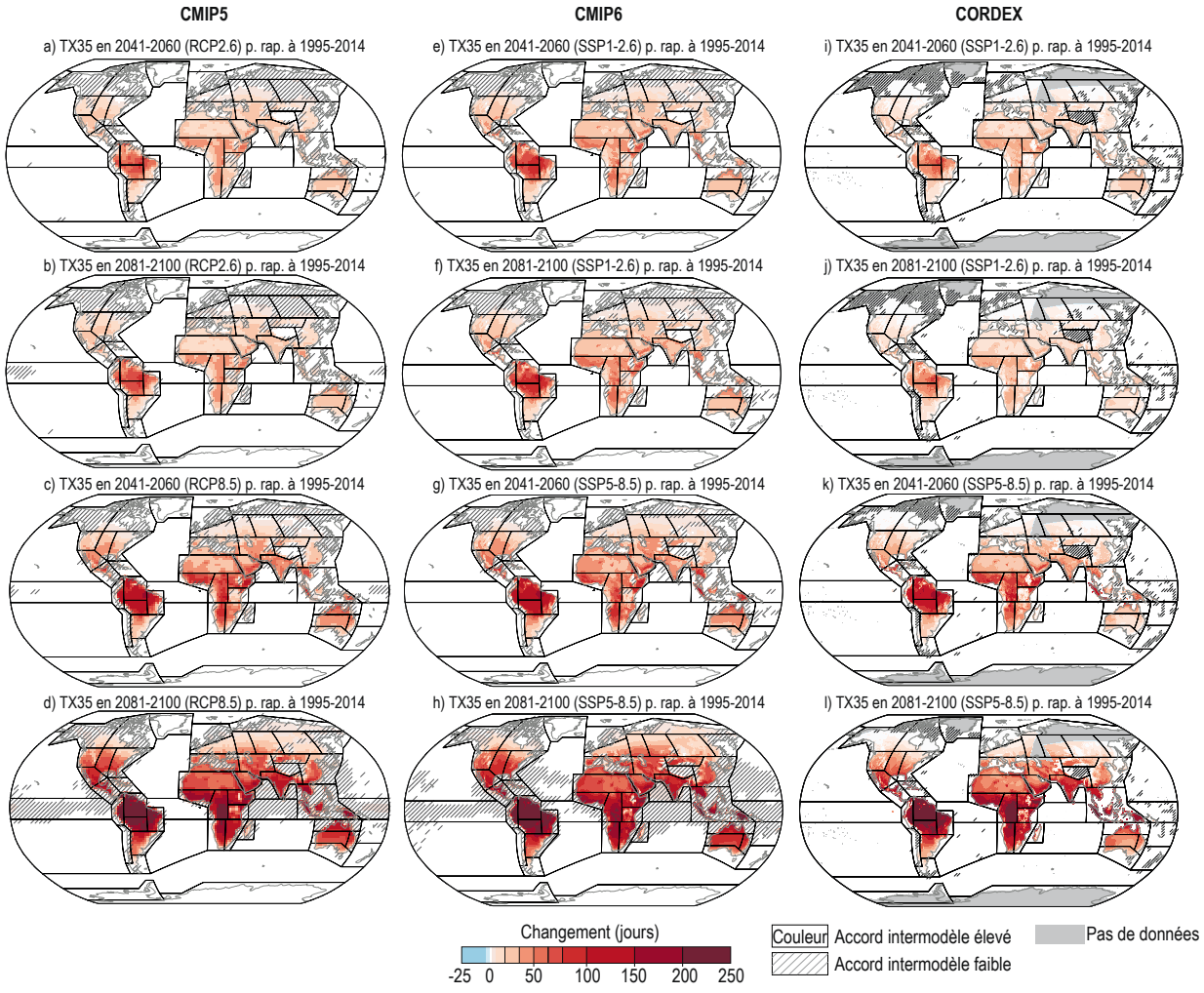


Figure RT.24 | Changement projeté du nombre moyen de jours par an où la température maximale dépasse 35 °C selon les ensembles CMIP5 (phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés ; première colonne), CMIP6 (phase 6 ; deuxième colonne) et CORDEX (Expérience coordonnée de modélisation du climat régional ; troisième colonne). *Le but de cette figure est de montrer la cohérence des structures de changement projeté des températures quotidiennes extrêmes selon les ensembles CMIP5, CMIP6 et CORDEX.* La carte montre le changement médian du nombre de jours par an entre le milieu du siècle (2041-2060) ou la fin du siècle (2081-2100) et les périodes historiques (1995-2014) pour les ensembles de scénarios CMIP5 et CORDEX RCP8.5 et RCP2.6 et les ensembles de scénarios CMIP6 SSP5-8.5 et SSP1-2.6. Les hachures indiquent les zones où moins de 80 % des modèles s'accordent sur le signe du changement. {Atlas interactif}

Neige et glace : De nombreux aspects de la cryosphère ont connu d'importants changements dans le passé récent ou en connaîtront au cours du XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). Les glaciers continueront à perdre de la masse et le pergélisol à dégeler dans toutes les régions où ils sont présents (*degré de confiance élevé*). Il est *quasi certain* que le manteau neigeux accusera un recul sur la plupart des régions terrestres au XXIe siècle en termes d'équivalent en eau, d'étendue et de durée annuelle. L'avancée du démarrage de la fonte des neiges au printemps et la fonte accélérée des glaciers induites par le réchauffement planétaire ont déjà contribué à des changements saisonniers du débit des cours d'eau dans les bassins montagneux des hautes latitudes et de basse altitude (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* néanmoins que l'équivalent en eau de la neige en hiver augmentera dans certaines régions des hautes latitudes, l'augmentation de l'enneigement l'emportant sur l'augmentation de la fonte de la neige due au réchauffement. (Section RT.2.5) {8.2.2.1, 8.3.1, encadré 8.2, 9.4, 9.5.1, 9.5.2, 12.4, Atlas.4-Atlas.9, Atlas.11}

Littoral et océan : La SST augmentera dans toutes les régions océaniques à l'exception de l'Atlantique Nord (*degré de confiance élevé*). La variation régionale du niveau de la mer a été le principal facteur des changements dans les niveaux marins extrêmes relevés par le réseau quasi mondial de marégraphes au XXe siècle (*degré de confiance élevé*). À l'exception de quelques régions de soulèvement substantiel des terres, il est *très probable* à *quasi certain* (selon la région) que l'élévation du niveau relatif de la mer se poursuivra au XXIe siècle, favorisant l'augmentation des inondations côtières dans les zones de faible altitude (*degré de confiance élevé*) et l'érosion côtière le long de la plupart des littoraux sableux (*degré de confiance élevé*) au cours de ce siècle. En haute mer, l'acidification, les changements de la glace de mer et la désoxygénation sont déjà apparents dans de nombreuses zones (*degré de confiance élevé*). On s'attend également à ce que les vagues de chaleur marines augmentent dans le monde entier au cours du XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). (Section RT.2.4) {Encadré 9.2, 9.2.1.1, 9.6, 9.6.4, 9.6.4.2, 12.4}

Autres variables et changements concomitants des CID : Il est *quasi certain* que le CO_2 atmosphérique et le pH océanique augmenteront dans tous les scénarios climatiques jusqu'à l'atteinte d'émissions nettes de CO_2 égales à zéro (section RT.2.2). Dans presque toutes les régions, un *degré de confiance faible* est associé aux changements touchant la grêle, les pluies verglaçantes, les orages violents, les tempêtes de poussière, les chutes de neige extrêmes et les avalanches, bien que cela ne signifie pas que ces CID ne seront pas affectés par le changement climatique. Les observations de ces CID sont souvent de courte durée ou manquent d'homogénéité, et la plupart des modèles n'ont pas une résolution suffisante ou des paramétrisations assez précises pour les simuler adéquatement aux échelles temporelles du changement climatique. La probabilité d'évènements composites a augmenté dans le passé sous l'effet du changement climatique d'origine humaine et continuera *probablement* d'augmenter avec la poursuite du réchauffement planétaire ; cela inclut la concomitance de vagues de chaleur et de sécheresses, la formation d'inondations composites et la possibilité que des secteurs connectés subissent en même temps plusieurs évènements régionaux extrêmes (par exemple plusieurs greniers à blé) (*degré de confiance élevé*). {5.3.4.2, 11.8, encadré 11.3, encadré 11.4, 12.4}

RT.4.3.2 Changements des facteurs climatiques générateurs d'impact région par région

Cette section fait la synthèse des changements des CID à l'échelle continentale, dont quelques exemples apparaissent dans la figure RT.25.

Avec un réchauffement planétaire de 2 °C et dès le milieu du XXIe siècle, un large éventail de CID, en particulier ceux qui sont liés au cycle de l'eau et aux tempêtes, devraient présenter des changements simultanés propres à chaque région par rapport au passé récent, avec un *degré de confiance élevé* ou *moyen*. Dans plusieurs régions (Afrique australe, région méditerranéenne, nord de l'Amérique centrale, ouest de l'Amérique du Nord, régions amazoniennes, sud-ouest de l'Amérique du Sud et Australie), l'augmentation de la sécheresse, de l'aridité et des conditions météorologiques propices aux incendies, séparément ou conjointement, (*degré de confiance élevé*) affectera une grande variété de secteurs, dont l'agriculture, la foresterie, la santé et les écosystèmes. Dans un autre groupe de régions (nord-ouest, centre et est de l'Amérique du Nord, régions arctiques, nord-ouest de l'Amérique du Sud, nord, ouest, centre et est de l'Europe, Sibérie, Asie centrale, du Sud et de l'Est, sud de l'Australie et Nouvelle-Zélande), la diminution de la neige et/ou de la glace ou l'augmentation des inondations pluviales ou fluviales (*degré de confiance élevé*) affectera des secteurs tels le tourisme hivernal, la production d'énergie, le transport fluvial et les infrastructures. {11.9, 12.3, 12.4, 12.5, tableau 12.2}

RT.4.3.2.1 Afrique

Les changements régionaux en Afrique, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent une diminution projetée des précipitations totales dans les régions de l'extrême nord et de l'extrême sud (*degré de confiance élevé*), l'Afrique de l'Ouest présentant d'ouest en est une baisse à une hausse de la pluviosité (*degré de confiance moyen*). Une augmentation des fortes précipitations susceptibles de provoquer des inondations pluviales (*degré de confiance élevé*) est projetée dans la plupart des régions africaines, alors même que les CID de conditions sèches (aridité, sécheresse hydrologique, agricole et écologique, conditions météorologiques propices aux incendies) devraient augmenter dans la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest, l'Afrique australe et l'Afrique du Nord, ainsi que dans les régions méditerranéennes (*degré de confiance moyen* à *élevé*). {8.4, 11.3, 11.6, 11.9, 12.4, Atlas.4}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après par CID.

Chaleur et froid : L'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. {2.3.1.1.2, 11.3, 11.9, 12.4.1.1, Atlas.4.2, Atlas.4.4}

Humidité et sécheresse : On a observé des changements des précipitations moyennes en Afrique, mais les tendances historiques ne concordent pas dans l'espace (*degré de confiance élevé*). Une baisse de la pluviosité est survenue dans le nord-est de l'Afrique, l'est de l'Afrique australe et l'Afrique centrale depuis environ 1980, tandis qu'une hausse a été relevée dans certaines parties de l'Afrique de l'Ouest (*degré de confiance élevé*). La fréquence et/ou l'intensité des fortes précipitations ont augmenté dans l'est et l'ouest de l'Afrique australe et dans l'est de la région méditerranéenne (*degré de confiance moyen*). Des tendances à la hausse de l'occurrence d'inondations fluviales apparaissent après 1980 dans l'est et l'ouest de l'Afrique australe (*degré de confiance moyen*) et en Afrique de l'Ouest (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* toutefois que l'Afrique du Nord et l'ouest de l'Afrique australe connaissent une baisse des précipitations. En Afrique de l'Ouest, les précipitations devraient diminuer dans la sous-région du Sahel occidental et augmenter le long de la sous-région de la côte de Guinée (*degré de confiance moyen*). Les projections indiquent une hausse des précipitations en Afrique de l'Est (*degré de confiance moyen*). {8.3.1.6, 11.4, 11.9, 12.4.1.2, Atlas.4.2, Atlas.4.4, Atlas.4.5}

La diminution des précipitations et les tendances à l'aridité en Afrique de l'Ouest, en Afrique centrale, en Afrique australe et dans la région méditerranéenne coïncident avec l'augmentation des sécheresses de type agricole et écologique dans les mêmes régions (*degré de confiance moyen*). On a observé des tendances à l'augmentation des sécheresses hydrologiques dans la région méditerranéenne (*degré de confiance élevé*) et en Afrique de l'Ouest (*degré de confiance moyen*). Ces tendances concordent avec l'accroissement projeté de l'aridité et des conditions météorologiques propices aux incendies

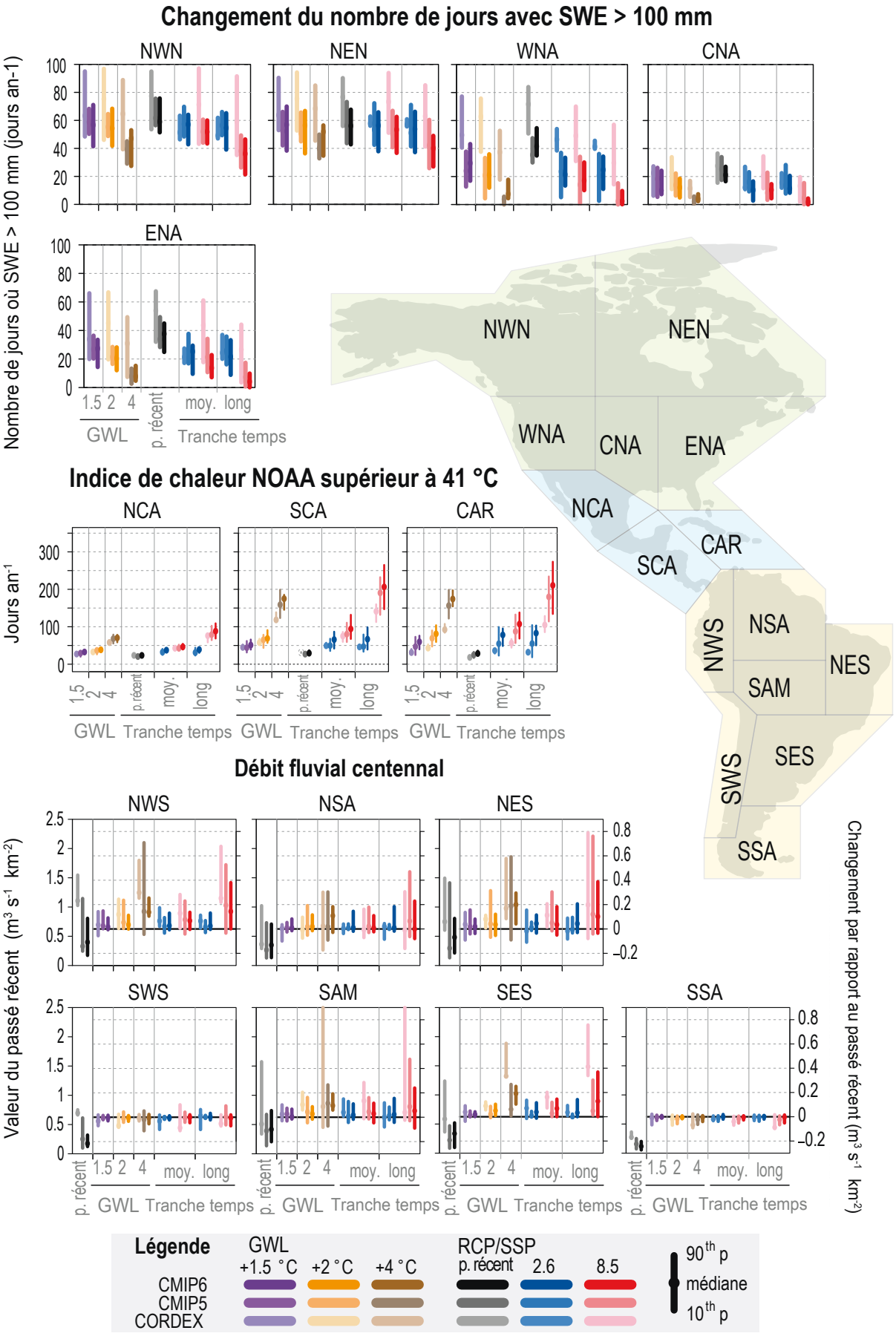
dans la région (*degré de confiance élevé*). {8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.6, 11.9, 12.4.1.2}

Vent : Il est projeté que le vent moyen, les vents extrêmes et le potentiel d'énergie éolienne diminuent en Afrique du Nord et dans la région méditerranéenne, quel que soit le scénario (*degré de confiance élevé*). Une hausse significative de la vitesse des vents et du potentiel éolien est attendue en Afrique de l'Ouest et en Afrique australe (*degré de confiance moyen*). On prévoit une diminution de la fréquence des cyclones tropicaux atteignant Madagascar, l'est de l'Afrique australe et l'Afrique de l'Est (*degré de confiance moyen*). {12.4.1.3}

Neige et glace : Les glaciers et l'enneigement ont diminué de manière très nette en Afrique au cours des dernières décennies, et cette tendance devrait se poursuivre au XXIe siècle (*degré de confiance élevé*). {12.4.1.4}

Littoral et océan : Le niveau relatif de la mer autour de l'Afrique a augmenté à un rythme plus rapide que le GMSL au cours des trois dernières décennies. Le niveau d'eau total extrême (ETWL) qui survient tous les 100 ans se situe actuellement entre 0,1 m et 1,2 m en Afrique, avec des valeurs d'environ 1 m ou plus le long des côtes sud-est, sud-ouest et centre-est du continent. Des taux de recul du trait de côte allant jusqu'à 1 m an^{-1} ont été observés par satellite autour du continent entre 1984 et 2015, sauf dans le sud de l'Afrique de l'Est, où le trait de côte a présenté une progradation (avancée) de 0,1 m an^{-1} pendant la même période. {12.4.1.5}

a)


Changement du nombre de jours avec SWE > 100 mm
NWN
NEN
WNA
CNA
ENA
Nombre de jours où SWE > 100 mm (jours an-1)
GWL
p. récent
Tranche temps
Indice de chaleur NOAA supérieur à 41 °C
NCA
SCA
CAR
Jours an-1
Débit fluvial centennal
NWS
NSA
NES
SWS
SAM
SES
SSA
Valeur du passé récent (m3 s-1 km-2)
Changement par rapport au passé récent (m3 s-1 km-2)
Légende
GWL
+1.5 °C
+2 °C
+4 °C
RCP/SSP
p. récent
2.6
8.5
CMIP6
CMIP5
CORDEX
90th p
médiane
10th p

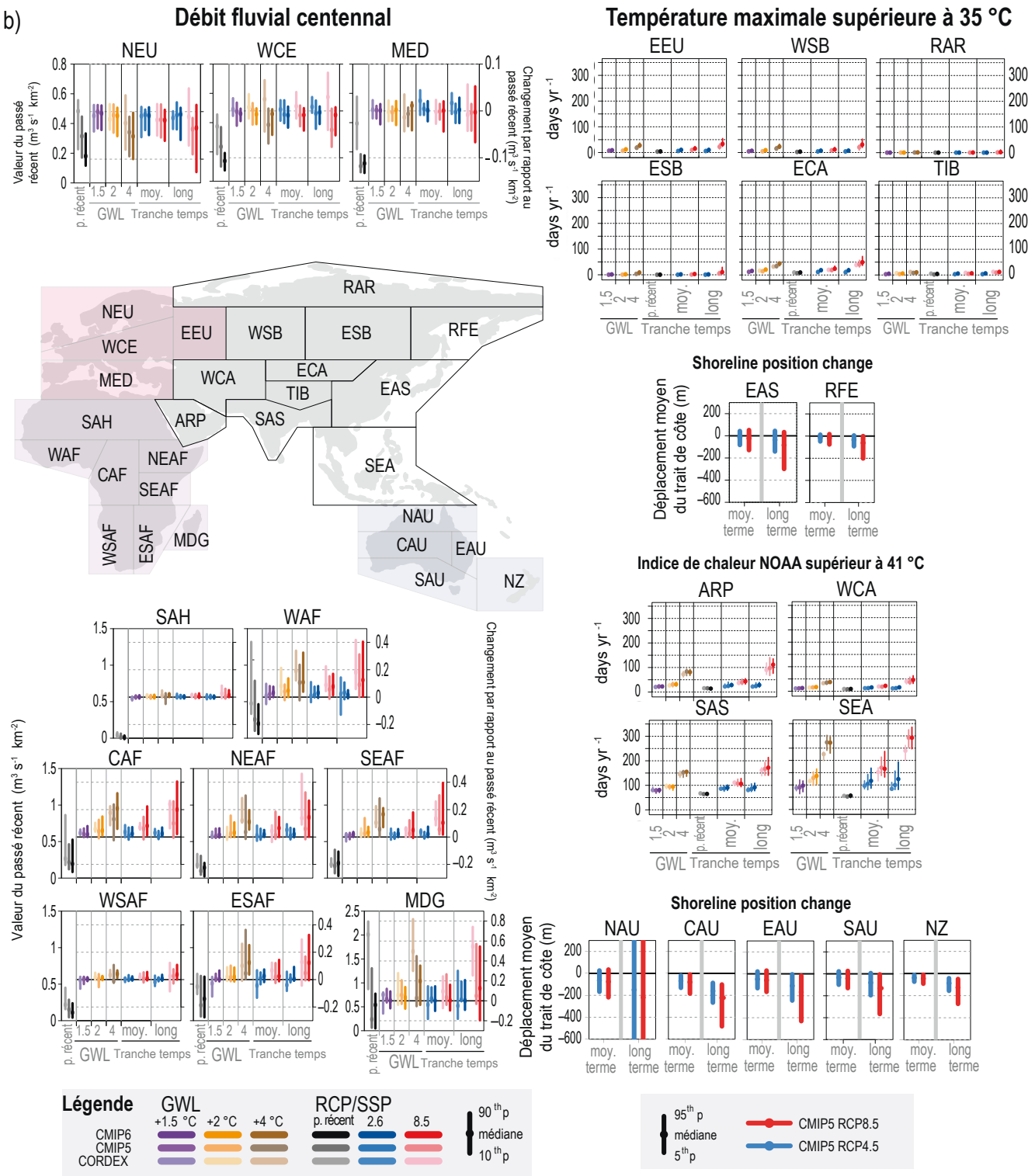


Figure RT.25 | Changements projetés de certains indices climatiques générateurs d'impact (CID) pour une sélection de régions selon les ensembles de modèles CMIP5 et CMIP6 (phases 5 et 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) et CORDEX (Expérience coordonnée de modélisation du climat régional). *Le but de cette figure est de montrer qu'il existe de nombreuses projections de CID correspondant à différents niveaux de réchauffement planétaire et tranches de temps de scénario pour toutes les régions de référence du GTI de l'AR6, qui reposent sur des ensembles de modèles globaux (CMIP5, CMIP6) et régionaux (CORDEX).* Différents indices sont présentés pour différentes régions : pour l'est de l'Europe et le nord de l'Asie, le nombre moyen de jours par an où la température maximale est supérieure à 35 °C ; pour l'Amérique centrale, les Caraïbes, l'Asie du Sud-Ouest, l'Asie du Sud et l'Asie du Sud-Est, le nombre moyen de jours par an où l'indice de chaleur de l'Administration américaine pour les océans et l'atmosphère (NOAA) est supérieur à 41 °C ; pour l'Australasie, l'Asie de l'Est et l'Extrême-Orient russe, le déplacement moyen du trait de côte ; pour l'Amérique du Sud, l'Europe et l'Afrique, le changement moyen du débit fluvial centennal par unité de superficie de bassin versant ($m^3\ s^{-1}\ km^{-2}$) ; et, pour l'Amérique du Nord, le changement médian du nombre de jours où l'équivalent en eau de la neige (SWE) est supérieur à 100 mm. Dans chaque boîte à moustaches, les changements ou les valeurs climatologiques sont rapportés ou comparés au passé récent (1995-2014) pour des niveaux de réchauffement planétaire de 1,5 °C, 2 °C et 4 °C et les périodes du milieu du siècle (2041-2060) ou de la fin du siècle (2081-2100) pour les ensembles de scénarios CMIP5 et CORDEX RCP8.5 et RCP2.6 et les ensembles de scénarios CMIP6 SSP5-8.5 et SSP1-2.6. {Figures 12.5, 12.6, 12.9, 12.SM.1, 12.SM.2 et 12.SM.6}

RT.4.3.2.2 Asie

Étant donné la grande hétérogénéité climatique et géographique de l'Asie, certains résultats de l'évaluation résumés ci-après concernent cinq zones sous-continentales formées d'une ou de plusieurs régions de référence du GTI de l'AR6 (encadré RT.12), soit l'Asie de l'Est (EAS+ECA), l'Asie du Nord (WSB+ESB+RFE), l'Asie du Sud (SAS), l'Asie du Sud-Est (SEA) et l'Asie duSud-Ouest (ARP+WCA).

Les changements régionaux en Asie, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent les tendances historiques des précipitations annuelles qui comportent des différences considérables (*degré de confiance élevé*). Les précipitations liées à la mousson d'Asie de l'Est ont changé, le nord est devenu plus sec et le sud plus humide depuis les années 1950, et il est *très probable* que la hauteur totale des précipitations annuelles moyennes a augmenté sur la plus grande partie de l'Asie du Nord depuis le milieu des années 1970 (*degré de confiance élevé*). Les pluies de la mousson d'été en Asie du Sud ont diminué dans plusieurs zones depuis le milieu du XX^e^ siècle (*degré de confiance élevé*), mais elles augmenteront *probablement* au XXI^e^ siècle et présenteront une variabilité interannuelle accrue. (Encadré RT.13)

Une augmentation des précipitations et des inondations fluviales est projetée sur une grande partie de l'Asie ; cela concerne les précipitations annuelles moyennes en Asie de l'Est, du Nord, du Sud et du Sud-Est (*degré de confiance élevé*), les extrêmes en Asie de l'Est, du Sud, du Nord et du Sud-Est, dans l'ouest de l'Asie centrale (*degré de confiance élevé*) et dans la péninsule arabique (*degré de confiance moyen*) et les inondations fluviales en Asie de l'Est, du Sud et du Sud-Est et en Sibérie orientale (*degré de confiance moyen*). Les projections indiquent un accroissement de l'aridité dans l'est et l'ouest de l'Asie centrale, à partir surtout du milieu du XXI^e^ siècle et de niveaux de réchauffement planétaire supérieurs à 2 °C (*degré de confiance moyen*). Les périodes de conditions météorologiques propices aux incendies devraient s'allonger et s'intensifier partout, sauf en Asie du Sud-Est, sur le plateau tibétain et dans la péninsule arabique (*degré de confiance moyen*).

La vitesse des vents de surface a fléchi en Asie (*degré de confiance élevé*), mais les tendances futures renferment une grande incertitude ; un *degré de confiance moyen* est associé au fait que la vitesse du vent moyen diminuera en Asie du Nord et de l'Est ainsi que sur le plateau tibétain et au fait que, de manière générale, les cyclones tropicaux diminueront en fréquence et augmenteront en intensité en Asie du Sud-Est et de l'Est.

Des augmentations de la température du pergélisol et de son dégel ont été observées en Asie du Nord (*degré de confiance élevé*). Les projections indiquent un recul continu de la durée d'enneigement saisonnier, de la masse glaciaire et de la superficie du pergélisol d'ici au milieu du siècle (*degré de confiance élevé*). Les zones couvertes de neige et les volumes de neige diminueront dans la plupart des régions himalayennes de l'Hindou Kouch (HKH) au XXI^e^ siècle ; la limite de la neige s'élèvera en altitude (*degré de confiance élevé*) et le volume des glaciers diminuera *probablement*, la perte de masse étant plus importante dans les scénarios d'émissions élevées de CO_2. Les fortes chutes de neige augmentent en Asie de l'Est et du Nord (*degré de confiance moyen*), mais on ne dispose que d'*éléments probants limités* quant à l'évolution future de la grêle et des avalanches.{2.3, 8.3, 8.4, 9.5, 9.6, 10.6, encadré 10.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4.2, Atlas.3.1, Atlas.5, Atlas.5.2, Atlas.5.3, Atlas.5.4, Atlas.5.5}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : Sur toutes les parties de l'Asie, l'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. Il est *probable* que la température annuelle moyenne de surface augmentera un peu moins en Asie du Sud-Est que sur l'ensemble du globe. {Atlas.5.4.4}

Humidité et sécheresse : En Asie de l'Est, les tendances historiques des précipitations annuelles comportent des différences régionales considérables, mais avec des augmentations sur le nord-ouest de la Chine et la Corée du Sud (*degré de confiance élevé*). Les précipitations quotidiennes extrêmes ont augmenté sur une partie de la région (*degré de confiance élevé*). La fréquence des sécheresses hydrologiques extrêmes s'est accrue dans une zone allant du sud-ouest au nord-est de la Chine ; il est projeté une augmentation des sécheresses de type agricole et écologique pour un niveau de réchauffement planétaire de 4 °C et une augmentation des conditions météorologiques propices aux incendies à 2 °C et plus (*degré de confiance moyen*). {8.3.2, 8.4.2, 11.4.4, 11.4.5, 11.9, 12.4.2.2, Atlas.5.1.2}

Il est *très probable* que la hauteur totale des précipitations annuelles moyennes a augmenté en Asie du Nord, provoquant des inondations plus intenses ; un *degré de confiance moyen* est associé à la réduction du nombre de jours secs. Parallèlement, l'humidité totale du sol devrait diminuer sur de vastes secteurs (*degré de confiance moyen*). {8.3.1.3, 8.4.1.6, 11.4.5, 11.5.2, 11.5.5, 12.4.2.2, Atlas.5.2.2}

Les précipitations estivales de la mousson d'Asie du Sud ont diminué dans plusieurs zones depuis le milieu du XX^e^ siècle (*degré de confiance élevé*), alors qu'elles ont augmenté dans certaines parties occidentales de la région HKH et diminué sur le centre-est de cette même région (*degré de confiance moyen*). La fréquence des précipitations extrêmes et des inondations a augmenté dans plusieurs secteurs au cours des dernières décennies (*degré de confiance moyen*). {8.3.1.3, 8.3.2.4.1, 8.4.1.5, 8.4.2.4.1, 10.6.3.3, 10.6.3.5, 10.6.3.6, 10.6.3.8, encadré thématique 10.4, 11.4.1, 11.4.2, 11.4.5, 11.5.5, 12.4.2.2, encadré 10.4, Atlas 5.3.2}.

En Asie du Sud-Est, les tendances des précipitations moyennes ne sont pas cohérentes dans l'espace ou ne concordent pas entre les

jeux de données et les saisons (*degré de confiance élevé*). Une hausse de l'intensité des précipitations est survenue dans la majeure partie de la région, mais le nombre de jours humides a diminué (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les pluies augmentent dans la partie nord de l'Asie du Sud-Est et diminuent dans certains secteurs du continent maritime (*degré de confiance moyen*). {8.4.1, 11.4.2, 11.5.5, 11.9, 12.4.2.2, Atlas.3.1, Atlas.5.4.2, Atlas.5.4.4}

En Asie du Sud-Ouest, la baisse des précipitations annuelles observée sur la péninsule arabique depuis les années 1980 (6,3 mm par décennie) contraste avec la hausse observée (1,3 mm à 4,8 mm par décennie) entre 1960 et 2013 sur le relief oriental de l'ouest de l'Asie centrale (*degré de confiance très élevé*), ainsi qu'avec l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes. {Figure 8.19, figure 8.20, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.9, tableau 11.2A, 12.4.2.2, Atlas.5.5}

Vent : En Asie de l'Est, la vitesse des vents à proximité de la surface des terres a diminué et devrait continuer de diminuer à l'avenir (*degré de confiance moyen*). Depuis le milieu des années 1980, on note une augmentation du nombre de cyclones tropicaux intenses et de leur taux d'intensification (*degré de confiance moyen*), accompagnée d'un déplacement significatif des trajectoires vers le nord-ouest et d'un déplacement de leur latitude moyenne vers le nord, accentuant l'exposition de la Chine orientale, de la péninsule coréenne et de l'archipel du Japon (*degré de confiance moyen*). {11.7.1, 12.4.2.3}

En Asie du Nord, la vitesse du vent présente une tendance à la baisse au cours de la période 1979-2018, et les projections indiquent que la vitesse des vents à proximité de la surface des terres devrait continuer à diminuer (*degré de confiance moyen*). {2.3.1.4.4, 12.4.2.3}

Bien que le nombre de cyclones tropicaux ne présente pas de tendance significative à long terme en Asie du Sud-Est, les Philippines ont été frappées par des systèmes moins nombreux mais plus extrêmes entre 1951 et 2013. {11.7.4, 12.4.2.3}

Neige et glace : En Asie de l'Est, depuis les années 1960, une diminution de la fréquence et une augmentation de l'intensité moyenne des chutes de neige dans le nord-ouest, le nord-est et le sud-est de la Chine et sur la partie orientale du plateau tibétain ont été observées. Les projections indiquent que de fortes chutes de neige seront plus fréquentes sur certaines parties du Japon (*degré de confiance moyen*). {12.4.2.4, Atlas.5.1.2}

La durée et l'étendue du manteau neigeux saisonnier ont diminué en Asie du Nord ces dernières décennies (*degré de confiance élevé*) et il est *probable* que l'épaisseur de neige maximale a augmenté depuis le milieu des années 1970, en particulier sur le sud de l'Extrême-Orient russe. {2.3.2.5, 8.3.1.7.2, 9.5, 12.4.2.4, Atlas.5.2, Atlas.5.4}

En Asie du Sud, le manteau neigeux a diminué sur la plus grande partie de la région HKH depuis le début du XXIe siècle et les glaciers se sont amincis, ont reculé et ont perdu de la masse depuis les années 1970 (*degré de confiance élevé*) ; toutefois, les glaciers du Karakoram ont gagné un peu de masse ou se trouvent dans un état d'équilibre approximatif (*degré de confiance moyen*). {8.3.1.7.1, encadré thématique 10.4}

En Asie du Sud-Ouest, la dégradation du pergélisol à haute altitude a accru l'instabilité des versants des montagnes au cours de la dernière décennie (*degré de confiance moyen*). Dans le cas du scénario RCP8.5, il est projeté que plus de 60 % de la masse des glaciers du Caucase disparaîtra d'ici à la fin du XXIe siècle (*degré de confiance moyen*). {9.5.1, 9.5.3, 12.4.2.4}

Littoral et océan : Au cours des trois dernières décennies, le niveau relatif de la mer autour de l'Asie a augmenté à un rythme plus rapide que le GMSL (*degré de confiance élevé*). On a relevé une perte massive de zone côtière et un recul du trait de côte entre 1984 et 2015, mais une progradation locale dans l'Extrême-Orient russe ainsi qu'en Asie de l'Est et du Sud-Est. {12.4.2.5}

Les projections montrent que le niveau moyen de la mer continuera de s'élever à l'échelle régionale (*degré de confiance élevé*), l'augmentation allant de 0,4 - 0,5 m dans le cas du SSP1-2.6 à 0,8 - 1,0 m dans le cas du SSP5-8.5, en 2081-2100 par rapport à 1995-2014 (valeurs médianes). Cela contribuera à accroître la fréquence des inondations côtières et à augmenter l'ETWL dans les zones de faible altitude et favorisera l'érosion du littoral le long des plages de sable (*degré de confiance élevé*). Les effets conjugués du changement climatique, de la subsidence des terres émergées et des facteurs humains se traduiront par une hausse des niveaux de crue et une submersion prolongée dans le delta du Mékong et sur d'autres côtes asiatiques (*degré de confiance élevé*). {9.6.1, 9.6.3, 12.4.2.5}

RT.4.3.2.3 Australasie

Les changements régionaux en Australasie, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent la diminution significative des précipitations d'avril à octobre, dans le sud-ouest de l'État d'Australie occidentale observée de 1910 à 2019 et imputable à l'influence humaine (*degré de confiance élevé*), tendance qui devrait *très probablement* se poursuivre. Les sécheresses de type agricole et écologique et les sécheresses hydrologiques ont augmenté dans le sud de l'Australie (*degré de confiance moyen*), tandis que les sécheresses météorologiques ont diminué dans le nord et le centre de l'Australie (*degré de confiance moyen*). Sur la période 1993-2018, le niveau relatif de la mer a augmenté à un rythme plus rapide que le GMSL autour de l'Australasie (*degré de confiance élevé*). Les littoraux sableux ont reculé dans toute la région, sauf dans le sud de l'Australie, où on a observé une progradation du trait de côte de 0,1 m an^{-1}.

Il est *très probable* que les précipitations extrêmes et les inondations pluviales augmenteront dans le nord et le centre de l'Australie, et il est *probable* qu'elles augmenteront ailleurs en Australasie dans le cas de niveaux de réchauffement planétaire (NRP) supérieurs à 2 °C, avec un *degré de confiance moyen* pour un réchauffement de 2 °C. Les sécheresses de type agricole et écologique devraient augmenter dans le sud et l'est de l'Australie

(*degré de confiance moyen*) dans le cas d'un NRP de 2 °C. Il est projeté que les conditions météorologiques propices aux incendies se multiplient dans l'ensemble de l'Australie (*degré de confiance élevé*) et de la Nouvelle-Zélande (*degré de confiance moyen*). Une diminution de l'enneigement est attendue dans toute la région aux altitudes élevées, tant en Australie (*degré de confiance élevé*) qu'en Nouvelle-Zélande (*degré de confiance moyen*), avec un recul des glaciers en Nouvelle-Zélande (*degré de confiance élevé*). {11.4, tableau 11.6, 12.3, 12.4.3, Atlas.6.4, Atlas.6.5}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : L'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. {11.9, 12.4.3.1, Atlas.6}

Humidité et sécheresse : Les fortes précipitations ont augmenté dans le nord de l'Australie depuis 1950 (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les précipitations annuelles moyennes augmentent dans le sud et l'ouest de la Nouvelle-Zélande (*degré de confiance moyen*) et diminuent dans la partie sud-ouest du sud de l'Australie (*degré de confiance élevé*), l'est de l'Australie (*degré de confiance moyen*), et dans le nord et l'est de la Nouvelle-Zélande (*degré de confiance moyen*) advenant un NRP de 2 °C. On attribue un *degré de confiance moyen* au fait que les inondations fluviales augmenteront en Nouvelle-Zélande et en Australie, avec des hausses plus marquées dans le nord de l'Australie. Les projections indiquent que l'aridité devrait augmenter, avec un *degré de confiance moyen*, dans le sud de l'Australie (*degré de confiance élevé* pour la partie sud-ouest du sud de l'Australie), l'est de l'Australie (*degré de confiance moyen*) et dans le nord et l'est de la Nouvelle-Zélande (*degré de confiance moyen*) avec un NRP proche de 2 °C. {11.4, 11.9, tableau 11.6, 12.4.3.2, Atlas.6.2}

Vent : Les projections indiquent que la vitesse du vent moyen augmentera dans certaines parties du nord-est de l'Australie (*degré de confiance moyen*) d'ici à la fin du XXIe siècle dans le cas de scénarios d'émissions élevées de CO_2. Dans les projections, les cyclones tropicaux qui balaient le nord-est et le nord de l'Australie diminuent en nombre (*degré de confiance élevé*) mais leur intensité s'accroît, sauf les « dépressions de la côte Est » (*degré de confiance faible*). {12.4.3.3}

Neige et glace : Les données d'observation montrent que la durée de la saison d'enneigement a raccourci de 5 % en Australie depuis cinq décennies. Toujours en Australie, la date de l'enneigement maximal a avancé de 11 jours ces cinq dernières décennies. Les glaciers de la Nouvelle-Zélande ont perdu 33 % de leur volume entre 1977 et 2018. {12.4.3.4, Atlas.6.2}

Littoral et océan : Les changements observés des vagues de chaleur marines au XXe siècle dans la région montrent une augmentation de leur fréquence d'occurrence, sauf le long de la côte sud-est de la Nouvelle-Zélande, une augmentation de la durée de chaque évènement et une augmentation du nombre total de jours de vagues de chaleur marine par décennie, le changement étant plus fort dans la mer de Tasman qu'ailleurs. Le niveau ETWL décennal se situe actuellement entre 0,5 et 2,5 m autour de la majeure partie de l'Australie, sauf sur la côte nord-ouest où il peut atteindre 6 à 7 m. {Encadré 9.1, 12.3.1.5, 12.4.3.5}

RT.4.3.2.4 Amérique centrale et du Sud

Les changements régionaux en Amérique centrale et du Sud, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent l'augmentation des précipitations moyennes et extrêmes dans le sud-est de l'Amérique du Sud depuis les années 1960 (*degré de confiance élevé*) (section RT.4.2.3). On observe une tendance à la baisse des précipitations moyennes et une tendance à la hausse de la sécheresse de type agricole et écologique dans le nord-est de l'Amérique du Sud (*degré de confiance moyen*). Une augmentation de l'intensité et de la fréquence des précipitations extrêmes et des inondations pluviales est projetée dans le sud-est de l'Amérique du Sud, le sud de l'Amérique du Sud, le nord de l'Amérique du Sud, la zone de mousson sud-américaine et le nord-est de l'Amérique du Sud (*degré de confiance moyen*) avec un NRP de 2 °C et plus. Dans les projections, les sécheresses de type agricole et écologique augmentent dans la zone de mousson sud-américaine et dans le sud de l'Amérique du Sud, tandis que les conditions météorologiques propices aux incendies augmentent dans plusieurs régions (nord de l'Amérique du Sud, zone de mousson sud-américaine, nord-est de l'Amérique du Sud et sud-ouest de l'Amérique du Sud) (*degré de confiance élevé*). {8.3, 8.4, 11.3, 11.4, 11.9, tableau 11.13, tableau 11.14, tableau 11.15, 12.4.4.2, Atlas.7.1, Atlas.7.2}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : L'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. {11.3.2, 11.3.5, tableau 11.13, 12.4.4.1, Atlas.7.1.2, Atlas.7.2.2, Atlas.7.2.4}

Humidité et sécheresse : Il est projeté que les précipitations moyennes évoluent vers une configuration dipolaire, avec des augmentations dans le nord-ouest et le sud-est de l'Amérique du Sud et des diminutions dans le nord-est et le sud-ouest de l'Amérique du Sud (*degré de confiance élevé*), en plus de diminutions dans le nord de l'Amérique du Sud et le sud de l'Amérique centrale (*degré de confiance moyen*). L'aridité et les sécheresses de type agricole et écologique augmentent dans le nord de l'Amérique du Sud et le sud de l'Amérique centrale (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les conditions météorologiques propices aux incendies augmentent dans le sud de l'Amérique centrale et le sud de l'Amérique du Sud (*degré de confiance moyen*). {8.3.1.3, 8.4.2.4.5, 11.4.2, 11.9, tableau 11.14, tableau 11.15, 12.4.4.2, Atlas.7.2.2, Atlas.7.2.4}

Vent : Les projections climatiques indiquent une augmentation de la vitesse du vent moyen et du potentiel éolien dans la région amazonienne (nord de l'Amérique du Sud, zone de mousson sud-américaine, nord-est de l'Amérique du Sud) (*degré de confiance moyen*). {12.4.4.3}

Neige et glace : Il est *probable* que la perte de volume des glaciers et le dégel du pergélisol se poursuivront dans la cordillère des Andes quel que soit le scénario climatique, entraînant d'importantes réductions de l'écoulement fluvial et d'éventuelles vidanges brutales de lacs glaciaires de grande ampleur. {9.5.1.1, 12.4.4.4}

Littoral et océan : Autour de l'Amérique centrale et du Sud, le niveau relatif de la mer a augmenté à un rythme plus rapide que le GMSL dans l'Atlantique Sud et la partie subtropicale de l'Atlantique Nord, et à un rythme plus lent que le GMSL dans l'est du Pacifique au cours des trois dernières décennies. L'ETWL décennal le plus élevé se trouve actuellement dans les sous-régions du sud et du sud-ouest de l'Amérique du Sud, où il peut atteindre 5 à 6 m. Les observations par satellite montrent un recul du trait de côte le long des littoraux sableux du sud de l'Amérique centrale, du sud-est de l'Amérique du Sud et du sud de l'Amérique du Sud entre 1984 et 2015, tandis qu'une progradation du trait de côte apparaît dans le nord-ouest de l'Amérique du Sud et le nord de l'Amérique du Sud. Au cours de la période 1982-2016, les littoraux de la région ont connu au moins une vague de chaleur marine par an, et davantage le long de la côte Pacifique du nord de l'Amérique centrale et le long de la côte Atlantique du sud-est de l'Amérique du Sud. {12.4.4.5}

RT.4.3.2.5 Europe

Les changements régionaux en Europe, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent l'augmentation observée des inondations pluviales dans le nord de l'Europe et l'augmentation des sécheresses hydrologiques et de type agricole/écologique dans la région méditerranéenne (*degré de confiance élevé*), qui ont été attribuées à l'influence humaine avec, respectivement, un *degré de confiance élevé* et *moyen*. Une hausse des précipitations moyennes aux hautes latitudes pendant l'hiver boréal et une baisse des précipitations estivales dans le sud de l'Europe sont projetées à partir d'un NRP de 2 °C (*degré de confiance élevé*). L'aridité, les sécheresses agricoles et hydrologiques et les conditions météorologiques propices aux incendies augmenteront dans la région méditerranéenne à partir d'un NRP de 2 °C (*degré de confiance élevé*). Un *degré de confiance élevé* est associé à l'augmentation des inondations pluviales dans toute la région, sauf en Méditerranée (*degré de confiance moyen*) ; cela vaut également pour les inondations fluviales en Europe du centre et de l'ouest, à partir d'un NRP de 2 °C (*degré de confiance élevé*). La plupart des processus périglaciaires devraient disparaître du nord de l'Europe d'ici à la fin du XXIe siècle, même dans le cas d'un scénario de faible réchauffement (*degré de confiance moyen*). {8.3, 11.3, 11.9, 12.4.5, 12.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : L'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. {11.3, 11.9, 12.4.5.1, 12.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

Humidité et sécheresse : Il y a un *degré de confiance moyen* dans le fait que les précipitations annuelles moyennes ont augmenté dans le nord de l'Europe, l'Europe du centre et de l'ouest et l'est de l'Europe depuis le début du XXe siècle, et un *degré de confiance élevé* dans l'augmentation des précipitations extrêmes. Dans la partie européenne de la région méditerranéenne, l'ampleur et le signe des tendances observées dans les précipitations terrestres dépendent de la période et de la région exacte étudiée (*degré de confiance moyen*). Un *degré de confiance moyen* est associé au fait que les inondations fluviales diminueront dans le nord, l'est et le sud de l'Europe avec des niveaux de réchauffement élevés. {8.3.1.3, 11.3, 11.9, 12.4.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

Vent : La vitesse du vent moyen sur les terres émergées a diminué (*degré de confiance moyen*), mais le rôle du changement climatique d'origine humaine n'a pas été établi. La vitesse du vent moyen diminuera dans les zones méditerranéennes (*degré de confiance élevé*) ainsi que dans le nord de l'Europe (*degré de confiance moyen*) advenant un NRP supérieur à 2 °C. Les « médicanes » (cyclones de type tropical en Méditerranée) devraient être moins fréquents (*degré de confiance moyen*). {11.9, 12.4.5.3}

Neige et glace : Dans les Alpes, le manteau neigeux diminuera tout au long du XXIe siècle aux altitudes inférieures à 1 500-2 000 m (*degré de confiance élevé*). Une baisse du volume de glace des glaciers est projetée dans les Alpes européennes et en Scandinavie (*degré de confiance élevé*), avec un *degré de confiance moyen* quant au calendrier et au taux de changement de masse. {9.5.2, 12.4.5.4}

Littoral et océan : Au cours des trois dernières décennies, le niveau relatif de la mer a augmenté moins rapidement que le GMSL le long des côtes subpolaires européennes de l'Atlantique Nord. L'ETWL décennal se situe actuellement entre 0,5 et 1,5 m dans le bassin méditerranéen, entre 2,5 et 5,0 m sur les côtes européennes occidentales de l'Atlantique, autour du Royaume-Uni et le long du littoral de la mer du Nord et entre 1,5 et 2,5 m en bordure de la mer Baltique. Les estimations du changement du trait de côte dérivées de données satellitaires sur la période 1984-2015 indiquent un recul d'environ 0,5 m an^{-1} le long des littoraux sableux de l'Europe centrale et de la région méditerranéenne, et un trait de côte plus ou moins stable dans le nord de l'Europe. Entre 1982 et 2016, les côtes européennes ont connu plus de 2 vagues de chaleur marines par an en moyenne, contre 2,5 à 3 dans l'est de la Méditerranée et en Scandinavie. {12.4.5.5}

RT.4.3.2.6 Amérique du Nord

Les changements régionaux en Amérique du Nord, en plus

de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, concernent les CID d'humidité et de sécheresse, qui suivent largement la structure nord-est (plus humide) à sud-ouest (plus sec) du changement des précipitations moyennes, mais l'augmentation des précipitations extrêmes est généralisée (*degré de confiance élevé*). La hausse de la demande d'évaporation favorisera la propagation des sécheresses de type agricole et écologique et des conditions météorologiques propices aux incendies (en particulier en été) dans le centre de l'Amérique du Nord, l'ouest de l'Amérique du Nord et le nord de l'Amérique centrale (*degré de confiance moyen* à *élevé*). Les tempêtes de vent violent, les cyclones tropicaux et les tempêtes de poussière évoluent vers des conditions plus extrêmes (*degré de confiance moyen*), et les observations comme les projections indiquent de nets changements sur le plan saisonnier et géographique des conditions de neige et de glace dans les décennies à venir (*degré de confiance très élevé*). Les conclusions générales visant le niveau relatif de la mer, les inondations côtières et l'érosion du littoral ne concernent pas les zones d'important soulèvement des terres qui entourent la baie d'Hudson et bordent le sud de l'Alaska. {8.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4, Atlas.9.4}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : L'augmentation observée et projetée de la température moyenne et l'évolution vers des conditions de chaleur extrême sont globalement analogues à la configuration générale décrite dans la section RT.4.3.1. {11.3, 11.9, 12.4.6.1, Atlas.9.2, Atlas.9.4}

Humidité et sécheresse : Les précipitations annuelles ont augmenté dans certaines parties de l'est et du centre de l'Amérique du Nord entre 1960 et 2015 (*degré de confiance élevé*) et ont diminué dans certaines parties du sud-ouest des États-Unis d'Amérique et du nord-ouest du Mexique (*degré de confiance moyen*). Une hausse des inondations fluviales est projetée dans toutes les régions de l'Amérique du Nord, à l'exception du nord de l'Amérique centrale (*degré de confiance moyen*). {8.4.2.4, 11.4, 11.5, 11.9, 12.4.6.2, Atlas.9.2, Atlas.9.4}

Une augmentation de la sécheresse de type agricole et écologique a été observée dans l'ouest de l'Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*), et une hausse de l'aridité est projetée dans le sud-ouest des États-Unis d'Amérique et le nord de l'Amérique centrale, avec une baisse de l'humidité du sol en été dans une grande partie de l'intérieur du continent (*degré de confiance moyen*). {8.4.1, 11.6.2, 12.4.6.2}

Vent : Les projections indiquent un nombre accru de cyclones tropicaux les plus intenses, avec des vitesses de translation plus lentes et un potentiel de précipitations plus élevé sur la côte Pacifique du Mexique, en bordure du golfe du Mexique et sur la côte est des États-Unis d'Amérique (*degré de confiance moyen*). La vitesse du vent moyen et le potentiel éolien devraient diminuer dans l'ouest de l'Amérique du Nord (*degré de confiance élevé*) ; les écarts entre les modèles globaux et régionaux se soldent par un *degré de confiance faible* ailleurs. {11.4, 11.7, 12.4.6.3}

Neige et glace : Il est *probable* que l'équivalent en eau de la neige en hiver augmentera dans certaines régions des hautes latitudes, les chutes de neige plus abondantes l'emportant sur la tendance au réchauffement. Dans le cas de NRP soutenus se situant entre 3 °C et 5 °C, la quasi-totalité de la masse glaciaire de l'ouest du Canada et de l'ouest de l'Amérique du Nord disparaîtra (*degré de confiance moyen*). {9.5.1, 9.5.3, 12.4.6.4, Atlas.9.4}

Littoral et océan : Autour de l'Amérique du Nord, le niveau relatif de la mer a augmenté ces trois dernières décennies à un rythme plus lent que le GMSL dans l'Atlantique Nord subpolaire et dans l'est du Pacifique, et à un rythme plus rapide que le GMSL dans la partie subtropicale de l'Atlantique Nord. Les observations indiquent que les inondations côtières épisodiques sont en augmentation le long de nombreux littoraux de l'Amérique du Nord. Des taux de recul du trait de côte d'environ 1 m an^{-1} ont été enregistrés entre 1984 et 2015 le long des littoraux sableux du nord-ouest de l'Amérique du Nord et du nord de l'Amérique centrale ; certains tronçons du littoral américain du golfe du Mexique ont présenté un taux de recul proche de 2,5 m an^{-1}. Les côtes sableuses qui bordent l'est de l'Amérique du Nord et l'ouest de l'Amérique du Nord sont restées à peu près stables entre 1984 et 2014, mais une progradation du trait de côte d'environ 0,5 m an^{-1} a été relevée dans le nord-est de l'Amérique du Nord. {12.4.6.5}

RT.4.3.2.7 Petites îles

Les changements régionaux touchant les petites îles, en plus de ceux décrits dans la section RT.4.3.1, comprennent une diminution *probable* des précipitations pendant l'été boréal dans les Caraïbes et dans certaines parties des îles du Pacifique au-delà de 20° de latitude dans les deux hémisphères. Cette tendance à l'assèchement se poursuivra *probablement* pendant les prochaines décennies. Des cyclones tropicaux moins nombreux mais plus intenses sont attendus à partir d'un NRP de 2 °C (*degré de confiance moyen*). {9.6, 11.3, 11.4, 11.7, 11.9, 12.4.7, Atlas.10.2, Atlas.10.4, encadré thématique Atlas.2}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : Il est *très probable* que la plupart des petites îles se sont réchauffées depuis le début des relevés instrumentaux, et la hausse continue des températures au XXIe siècle accentuera encore le stress thermique dans ces régions. {11.3.2, 11.9, 12.4.7.1, Atlas.10.2, Atlas.10.4, encadré thématique Atlas.2}

Humidité et sécheresse : Les tendances pluviométriques observées et projetées varient selon l'emplacement des petites îles. Il est possible, dans un climat plus chaud, que l'évapotranspiration accrue compense en partie les augmentations futures ou amplifie les réductions futures de précipitations, entraînant une aridité plus grande et une sécheresse de type agricole et écologique plus sévère

dans les Caraïbes (*degré de confiance moyen*). {11.4.2, 11.9, 12.4.7.2, Atlas.10.2, Atlas.10.4, encadré thématique Atlas.2}

Vent : Les changements mondiaux indiquent que les petites îles seront touchées par des cyclones tropicaux plus intenses mais moins nombreux, avec une incohérence spatiale dans les projections étant donné le déplacement vers les pôles de la trajectoire de ces systèmes (*degré de confiance moyen*). {11.7.1.2, 11.7.1.5, 12.4.7.3}

Littoral et océan : Il est *très probable* que l'élévation du niveau relatif de la mer se poursuivra dans l'océan qui borde les petites îles ; avec les ondes de tempête et les vagues, cela aggravera les inondations côtières et pourrait accroître l'intrusion d'eau salée dans les aquifères des petites îles. Un recul du trait de côte est projeté le long des littoraux sableux de la plupart des petites îles (*degré de confiance élevé*). {9.6.3.3, 12.4.7.4, encadré thématique Atlas.2}

RT.4.3.2.8 Régions polaires

Il est *quasi certain* que le réchauffement de surface dans l'Arctique continuera à être plus prononcé que le réchauffement moyen de la planète au XXIe siècle. L'intensification du cycle de l'eau aux pôles augmentera les précipitations moyennes ; les précipitations seront plus intenses et prendront plus souvent la forme de chutes de pluie que de chutes de neige (*degré de confiance élevé*). Le réchauffement du pergélisol, la diminution du manteau neigeux saisonnier et la fonte des glaciers seront généralisés (*degré de confiance élevé*). On estime avec un *degré de confiance élevé* que les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ont toutes deux perdu de la masse depuis 1992 et qu'elles continueront d'en perdre tout au long de ce siècle quel que soit le scénario d'émissions. Le niveau relatif de la mer et les inondations côtières devraient augmenter dans les zones qui ne présentent pas d'important soulèvement des terres (*degré de confiance moyen*). {2.3, 3.4, 4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, encadré 8.2, 9.5, 12.4.9, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Chaleur et froid : Les changements survenus en Antarctique ont présenté une grande variabilité spatiale, avec un réchauffement *très probable* dans la péninsule antarctique depuis les années 1950 et aucune tendance générale dans l'Antarctique de l'Est. Il est *très probable* que le réchauffement sera moindre et l'amplification polaire atténuée en Antarctique par rapport à l'Arctique, une faible amplification polaire étant jugée *très probable* d'ici à la fin du XXIe siècle. {4.3.1, 4.5.1, 7.4.4, 12.4.9.1, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

Humidité et sécheresse : Les dernières décennies ont été marquées par une diminution générale de l'aridité en Arctique (*degré de confiance élevé*), le transport d'humidité accru entraînant une hausse des précipitations, de l'humidité et de l'écoulement fluvial, et une baisse correspondante des jours secs. Les précipitations en Antarctique ont présenté une tendance positive au XXe siècle. Le cycle de l'eau devrait s'intensifier dans les deux régions polaires, entraînant une augmentation des précipitations totales (et une évolution vers des précipitations plus fortes) et une hausse de la proportion de précipitations tombant sous forme de pluie. Dans l'Arctique, cela se traduira par un potentiel accru de crue fluviale et par des inondations plus précoces dues aux eaux de fonte, modifiant les caractéristiques saisonnières des inondations (*degré de confiance élevé*). Les projections indiquent un allongement de la saison des incendies (*degré de confiance moyen*) et la progression des régimes d'incendie jusque dans la toundra (*degré de confiance élevé*). {8.2.3, 8.4.1, encadré 8.2, 9.4.1, 9.4.2, 12.4.9.2, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

Vent : Un *degré de confiance moyen* est associé à la diminution du vent moyen dans l'Arctique russe et dans le nord-est arctique de l'Amérique du Nord, mais un *degré de confiance faible* est attribué aux changements dans les autres régions de l'Arctique et de l'Antarctique. {12.4.9.3}

Neige et glace : L'étendue du manteau neigeux printanier a diminué dans tout l'hémisphère Nord depuis au moins 1978 (*degré de confiance très élevé*). Le réchauffement et le dégel du pergélisol sont généralisés dans l'Arctique depuis les années 1980 (*degré de confiance élevé*), entraînant des conditions de surface très hétérogènes. Il existe un *degré de confiance élevé* dans la perte future des glaciers et des calottes glaciaires, le réchauffement du pergélisol, la diminution de l'étendue du pergélisol et la réduction de la durée saisonnière et de l'étendue du manteau neigeux dans l'Arctique. Le recul de la couverture saisonnière de glace de mer sur la majorité du littoral arctique survenu ces dernières décennies devrait se poursuivre, contribuant à accroître les aléas côtiers (ondes de tempête en eaux libres, érosion du littoral, inondations notamment). {2.3.2, 3.4.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.5, 12.4.6, 12.4.9, Atlas.11.2}

Littoral et océan : Étant donné l'élévation du niveau de la mer, un *degré de confiance élevé* est associé à l'augmentation projetée des inondations côtières en Arctique et de l'érosion du littoral (favorisée par la perte de glaces de mer) (*degré de confiance moyen*), avec un degré de confiance moindre dans les régions qui présentent un important soulèvement des terres (nord-est arctique de l'Amérique du Nord et Groenland). {12.4.9.5}

RT.4.3.2.9 Océan

L'océan Indien, l'ouest du Pacifique équatorial et les courants de bord ouest se sont réchauffés plus rapidement que la moyenne globale (*degré de confiance très élevé*), les changements les plus marqués de la fréquence des vagues de chaleur marines étant attendus dans l'ouest du Pacifique tropical et dans l'océan Arctique (*degré de confiance moyen*). Il est projeté que les eaux du Pacifique et de l'océan Austral deviendront plus douces et celles de l'Atlantique plus salines (*degré de confiance moyen*). Il est *très probable* que le réchauffement anthropique diminuera encore les concentrations d'oxygène dans l'océan, phénomène de désoxygénation qui devrait durer des milliers d'années (*degré de confiance moyen*). Dans les projections, la perte de glace de mer dans l'Arctique se poursuit et aboutit à l'absence quasi complète de glace en septembre d'ici à la fin du XXIe siècle dans le cas de scénarios d'émissions élevées de CO_2 (*degré de confiance élevé*). {2.3, 5.3, 9.2, 9.3,

encadré 9.2, 12.3.6, 12.4.8}

Outre les principaux changements résumés ci-dessus et dans la section RT.4.3.1, davantage de précisions sont données ci-après.

Température de surface de l'océan : L'océan Austral, l'est du Pacifique équatorial et l'Atlantique Nord se sont réchauffés plus lentement que la moyenne planétaire ou se sont légèrement refroidis. Un réchauffement planétaire de 2 °C par rapport aux niveaux de 1850-1900 entraînerait le dépassement de nombreux seuils de danger pour les agents pathogènes, les herbiers marins, les mangroves, les forêts de laminaires, les littoraux rocheux, les récifs coralliens et d'autres écosystèmes marins (*degré de confiance moyen*). {9.2.13, 12.4.8}

Vagues de chaleur marines : Une augmentation modérée de la fréquence des vagues de chaleur marines est projetée aux latitudes moyennes, et de légères hausses seulement sur l'océan Austral (*degré de confiance moyen*). Dans le cas du scénario SSP5-8.5, on prévoit que des vagues de chaleur marines permanentes (plus de 360 jours par an) touchent au XXI^{e} siècle certaines parties de l'océan tropical, l'Arctique et la zone entourant 45°S ; cependant, l'occurrence de tels phénomènes permanents pourrait être largement évitée avec le scénario SSP1-2.6. {Encadré 9.2, 12.4.8}

Acidité de l'océan : Sous l'effet des concentrations croissantes de CO_2, le pH de surface de l'océan a diminué sur l'ensemble du globe au cours des quatre dernières décennies (*quasi certain*). {2.3.3.5, 5.3.3.2, 12.4.8}

Salinité de l'océan : À l'échelle des bassins, il est *très probable* que les eaux du Pacifique et de l'océan Austral sont devenues plus douces, tandis que les eaux de l'Atlantique sont devenues plus salines. {2.3.3.2, 9.2.2.2, 12.4.8}

Oxygène dissous : Les zones à déficit d'oxygène dans les écosystèmes océaniques se sont étendues au cours des dernières décennies. {2.3.4.2, 5.3.3.2, 12.4.8}

Glace de mer : Dans l'Arctique, la glace de mer pérenne est remplacée par une fine glace saisonnière caractérisée par une fonte printanière précoce et un gel automnal tardif. Aucune tendance claire ne se dégage de la superficie des glaces de mer dans l'Antarctique ces dernières décennies et un *degré de confiance faible* est associé à son évolution future. {2.3.2.1.1, 9.3.1.1, 12.4.8, 12.4.9}

RT.4.3.2.10 Autres domaines typologiques

Certains types de régions présentes sur différents continents sont confrontés à des défis climatiques communs, indépendamment de leur emplacement. Cela concerne les zones critiques de biodiversité qui feront *très probablement* face à encore plus de chaleur extrême et de sécheresse, les zones de montagne où l'élévation attendue de l'isotherme 0 °C modifiera les conditions de neige et de glace (*degré de confiance élevé*) et les forêts tropicales qui sont de plus en plus exposées à des conditions météorologiques propices aux incendies (*degré de confiance moyen*). {8.4, encadré 8.2,

9.5, 12.3, 12.4}

Chaque zone critique de biodiversité dans le monde sera confrontée à des défis particuliers associés aux changements des CID. La chaleur, la sécheresse et la durée de la saison sèche, les conditions météorologiques propices aux incendies, la température de surface de la mer et la désoxygénation sont des facteurs importants pour les écosystèmes terrestres et d'eau douce, qui tous présentent de nettes tendances à la hausse. {12.3, 12.4.10.1}

Les zones désertiques et semi-arides sont durement touchées par la chaleur extrême, la sécheresse, les tempêtes de poussière et d'autres CID ; les tendances à l'aridité de grande échelle contribuent à l'expansion des zones arides dans certaines régions (*degré de confiance élevé*). {12.3, 12.4.10.3}

Le réchauffement moyen dans les zones de montagne varie avec l'altitude, mais la structure n'est pas uniforme à l'échelle globale (*degré de confiance moyen*). Les précipitations extrêmes devraient augmenter sur les grandes régions de montagne (*degré de confiance moyen* à *élevé*, selon l'emplacement) avec, pour éventuelles conséquences en cascade, des inondations, des glissements de terrain et des vidanges brutales de lac quel que soit le scénario (*degré de confiance moyen*). {8.4.1.5, encadré 8.2, 9.5.1.3, 9.5.3.3, 9.5.2.3, encadré thématique 10.4, 11.5.5, 12.3, 12.4.1-12.4.6, 12.4.10.4}

La plupart des forêts tropicales sont confrontées à un ensemble de tendances émergentes au réchauffement qui sont particulièrement marquées par rapport à la variabilité historique (*degré de confiance moyen*). Les changements du cycle de l'eau apportent des sécheresses prolongées, allongent les saisons sèches et augmentent les conditions météorologiques propices aux incendies dans de nombreuses forêts tropicales (*degré de confiance moyen*). {10.5, 12.3, 12.4}

Encadré RT.14 | Zones urbaines

Le réchauffement planétaire confrontera les villes et les zones urbaines à des évènements climatiques extrêmes plus fréquents comme les vagues de chaleur, avec davantage de journées et de nuits chaudes, ainsi qu'à l'élévation du niveau de la mer et à l'intensification des ondes de tempête et des précipitations associées aux cyclones tropicaux, qui augmenteront la probabilité d'inondation des villes établies sur le littoral (*degré de confiance élevé*). {Encadré 10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}

Les zones urbaines présentent des formes d'interaction particulières avec le système climatique, s'agissant par exemple des îlots de chaleur ou de la modification du cycle de l'eau et, par conséquent, seront davantage affectées par les évènements climatiques extrêmes tels que la chaleur extrême (*degré de confiance élevé*). Avec le réchauffement planétaire, l'élévation du niveau relatif de la mer aggravée par l'intensification des ondes de tempête et des précipitations qui accompagnent les cyclones tropicaux augmentera la probabilité d'inondation des villes établies sur le littoral (*degré de confiance élevé*). Les établissements humains du littoral arctique sont particulièrement exposés au changement climatique en raison du recul des glaces de mer (*degré de confiance élevé*). Les améliorations apportées à la modélisation du climat urbain et aux réseaux de surveillance du climat ont aidé à comprendre les interactions mutuelles du climat régional et du climat urbain (*degré de confiance élevé*). {Encadré 10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}

Bien qu'elle ait un effet négligeable sur la température à la surface du globe (*degré de confiance élevé*), l'urbanisation a exacerbé les effets du réchauffement planétaire en contribuant à la tendance au réchauffement observée à l'intérieur et à proximité des villes ; cela concerne notamment la température minimale moyenne annuelle (*degré de confiance très élevé*) et l'augmentation des précipitations moyennes et extrêmes au-dessus et sous le vent des villes, en particulier l'après-midi et en début de soirée (*degré de confiance moyen*). {2.3, encadré 10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4}

Si on combine les projections du changement climatique et les scénarios de croissance urbaine, il apparaît que l'urbanisation future accentuera (*degré de confiance très élevé*) l'augmentation de la température locale de l'air, en exerçant notamment une forte influence sur les températures minimales, phénomène dont l'ampleur est à peu près comparable à l'effet du réchauffement planétaire (*degré de confiance élevé*). Par rapport à aujourd'hui, on s'attend à des conséquences importantes provenant du développement urbain futur conjugué à l'occurrence plus fréquente d'évènements climatiques extrêmes, comme les vagues de chaleur, avec une augmentation du nombre de journées et de nuits chaudes aggravant le stress thermique dans les villes (*degré de confiance très élevé*). {Encadré 10.2, 11.3, 12.4}

Il est projeté que le niveau de la mer et les températures de l'air vont augmenter dans la plupart des établissements humains du littoral (*degré de confiance élevé*). Un *degré de confiance élevé* est associé à l'accroissement des risques d'inondation pluviale dans les zones urbaines où une hausse des précipitations extrêmes est projetée, notamment dans le cas de niveaux de réchauffement planétaire élevés. {11.4, 11.5, 12.4}

Foire aux questions

FAQ

Foire aux questions

Coordination éditoriale :
Sophie Berger (France/Belgique) et Sarah L. Connors (France/Royaume-Uni)

Équipe de rédaction :
Richard P. Allan (Royaume-Uni), Paola A. Arias (Colombie), Kyle Armour (États-Unis d'Amérique), Terje Berntsen (Norvège), Lisa Bock (Allemagne), Ruth Cerezo-Mota (Mexique), Kim Cobb (États-Unis d'Amérique), Alejandro Di Luca (Australie, Canada/Argentine), Paul Edwards (États-Unis d'Amérique), Tamsin L. Edwards (Royaume-Uni), Seita Emori (Japon), François Engelbrecht (Afrique du Sud), Veronika Eyring (Allemagne), Piers Forster (Royaume-Uni), Baylor Fox-Kemper (États-Unis d'Amérique), Sandro Fuzzi (Italie), John C. Fyfe (Canada), Nathan P. Gillett (Canada), Nicholas R. Golledge (Nouvelle-Zélande/Royaume-Uni), Melissa I. Gomis (France/Suisse), William J. Gutowski (États-Unis d'Amérique), Rafiq Hamdi (Belgique), Mathias Hauser (Suisse), Ed Hawkins (Royaume-Uni), Nigel Hawtin (Royaume-Uni), Darrell S. Kaufman (États-Unis d'Amérique), Megan Kirchmeier-Young (Canada/États-Unis d'Amérique), Charles Koven (États-Unis d'Amérique), June-Yi Lee (République de Corée), Sophie Lewis (Australie), Jochem Marotzke (Allemagne), Valérie Masson-Delmotte (France), Thorsten Mauritsen (Suède/Danemark), Thomas K. Maycock (États-Unis d'Amérique), Shayne McGregor (Australie), Sebastian Milinski (Allemagne), Olaf Morgenstern (Nouvelle-Zélande/Allemagne), Swapna Panickal (Inde), Joeri Rogelj (Royaume-Uni/Belgique), Maisa Rojas (Chili), Alex C. Ruane (États-Unis d'Amérique), Bjørn H. Samset (Norvège), Trude Storelvmo (Norvège), Sophie Szopa (France), Jessica Tierney (États-Unis d'Amérique), Russell S. Vose (États-Unis d'Amérique), Masahiro Watanabe (Japon), Sönke Zaehle (Allemagne), Xuebin Zhang (Canada) et Kirsten Zickfeld (Canada/Allemagne).

Ce document compile les questions fréquentes extraites des chapitres du rapport complet. Si vous citez l'une de ces questions fréquentes, merci de faire référence au chapitre dont elle provient (à titre d'exemple, la FAQ 3.1 fait partie du chapitre 3).

Table des matières

Foire aux questions

FAQ 1.1 Notre compréhension du changement climatique est-elle meilleure aujourd'hui qu'au début du GIEC ? 170

FAQ 1.2 Où le changement climatique est-il le plus manifeste ? 173

FAQ 1.3 Quels sont les enseignements du climat passé pour l'avenir ? 175

FAQ 2.1 La température de la Terre a déjà varié par le passé. En quoi le réchauffement actuel est-il différent ? 177

FAQ 2.2 Quelles sont les preuves du changement climatique ? 179

FAQ 3.1 Comment savons-nous que les humains sont responsables du changement climatique ? 181

FAQ 3.2 Qu'est-ce que la variabilité naturelle et comment a-t-elle influencé les changements climatiques récents ? 183

FAQ 3.3 Les modèles climatiques s'améliorent-ils ? 185

FAQ 4.1 Comment le climat va-t-il changer au cours des vingt prochaines années ? 187

FAQ 4.2 Au bout de combien de temps verrions-nous les effets d'une réduction des émissions de dioxyde de carbone ? 189

FAQ 4.3 Pour un niveau donné de réchauffement planétaire, quelles sont les structures spatiales du changement climatique ? 191

FAQ 5.1 L'élimination naturelle du carbone de l'atmosphère s'affaiblit-elle ? 193

FAQ 5.2 Le dégel du pergélisol peut-il sensiblement renforcer le réchauffement planétaire ? 195

FAQ 5.3 Le changement climatique pourrait-il être inversé en éliminant du dioxyde de carbone de l'atmosphère ? 197

FAQ 5.4 Que sont les budgets carbone ? 199

FAQ 6.1 Que sont les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie et quels effets ont-ils sur le climat ? 201

FAQ 6.2 Quels sont les liens entre la limitation du changement climatique et l'amélioration de la qualité de l'air ? 203

FAQ 7.1 Qu'est-ce que le bilan énergétique de la Terre, et que nous apprend-il sur le changement climatique ? 205

FAQ 7.2 Quel est le rôle des nuages dans un climat qui se réchauffe ? 207

FAQ 7.3 Qu'est-ce que la sensibilité du climat à l'équilibre et en quoi est-elle reliée au réchauffement à venir ? 209

FAQ 8.1 Comment le changement d'affectation des terres influence-t-il le cycle de l'eau ? 211

FAQ 8.2 Les crues deviendront-elles plus sévères ou plus fréquentes en raison du changement climatique ? 213

FAQ 8.3 Quelles sont les causes des sécheresses, et le changement climatique va-t-il les aggraver? 215

FAQ 9.1 Est-ce possible d'inverser la poursuite de la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ? Combien de temps faudrait-il pour qu'elles se reconstituent ? 217

FAQ 9.2 Quelle sera l'ampleur de l'élévation du niveau de la mer au cours des prochaines décennies ? 219

FAQ 9.3 Le Gulf Stream va-t-il s'arrêter ? 221

FAQ 10.1 Comment peut-on fournir des informations climatiques utiles aux parties prenantes régionales ? 223

FAQ 10.2 Pourquoi les villes sont-elles des « points chauds » du réchauffement climatique ? 225

FAQ 11.1 Quels sont les changements des extrêmes climatiques par rapport aux changements des moyennes climatiques? 227

FAQ 11.2 Le changement climatique d'origine humaine va-t-il entraîner l'occurrence d'extrêmes sans précédent ? 229

FAQ 11.3 Le changement climatique est-il la cause de cet événement extrême survenu récemment dans mon pays? 231

FAQ 12.1 Qu'est-ce qu'un facteur climatique générateur d'impact (CID) ? 233

FAQ 12.2 Que sont les seuils climatiques, et pourquoi sont-ils importants ? 235

FAQ 12.3 Comment le changement climatique va-t-il affecter les caractéristiques régionales d'un aléa climatique ? 237

Foire aux questions

FAQ 1.1 | Notre compréhension du changement climatique est-elle meilleure aujourd'hui qu'au début du GIEC ?

Oui, elle est bien meilleure. Dans son premier rapport, publié en 1990, le GIEC concluait que le changement climatique d'origine humaine deviendrait bientôt manifeste, mais ne pouvait encore confirmer que celui-ci était déjà en cours. Aujourd'hui, nous disposons de preuves irréfutables démontrant que le climat a effectivement changé depuis la période préindustrielle et que les activités humaines sont la principale cause de ce changement. Grâce à des données beaucoup plus abondantes et à de bien meilleurs modèles, nous comprenons également mieux comment l'atmosphère interagit avec l'océan, la glace, la neige, les écosystèmes et les terres émergées de notre planète. Les simulations numériques du climat ont aussi considérablement progressé, en représentant beaucoup plus de processus naturels et en fournissant des projections à des résolutions bien plus fines.

Depuis le premier rapport du GIEC en 1990, un grand nombre de nouveaux instruments ont été déployés pour la collecte de données dans l'atmosphère, sur les terres émergées, en mer et depuis l'espace. Ces instruments mesurent la température, les nuages, les vents, la glace, la neige, les courants océaniques, le niveau de la mer, les suies et les poussières désertiques présentes dans l'atmosphère et bien d'autres aspects du système climatique. De nouveaux instruments satellitaires ont aussi apporté une multitude de données de plus en plus fines. Des données complémentaires provenant de systèmes d'observation plus anciens et même de relevés historiques manuscrits continuent d'être incorporées dans les ensembles de données d'observation, et ces ensembles de données sont désormais mieux intégrés et ajustés pour bien tenir compte de l'évolution historique des instruments et des méthodes de mesure. Les carottes glaciaires, les sédiments, les fossiles et d'autres nouveaux éléments probants du passé lointain nous ont beaucoup appris sur les changements intervenus dans le climat de la Terre tout au long de son histoire.

La compréhension des processus du système climatique a aussi progressé. Ainsi, en 1990, la façon dont les profondeurs océaniques réagissent au changement climatique restait encore très mal connue. Aujourd'hui, les reconstructions de température de l'océan profond remontent jusqu'en 1871. Nous savons maintenant que l'océan absorbe la majeure partie de l'excès d'énergie piégé par les gaz à effet de serre et que même l'océan profond se réchauffe. De même, en 1990, les connaissances étaient très limitées sur la manière dont les gigantesques calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique réagiraient au réchauffement ou sur le moment exact où elles le feraient. Aujourd'hui, des données beaucoup plus nombreuses et des modèles plus performants du comportement des calottes glaciaires font apparaître de manière inattendue des taux de fonte élevés qui entraîneront des changements majeurs au cours de ce siècle, notamment une élévation importante du niveau de la mer (FAQ 9.2).

Les principaux facteurs naturels qui contribuent au changement climatique à une échelle de temps de plusieurs décennies à plusieurs siècles sont les éruptions volcaniques et les variations de l'énergie produite par le Soleil. Aujourd'hui, les données montrent que les changements intervenus dans l'énergie solaire incidente depuis 1900 n'ont que faiblement contribué au réchauffement de la planète et mettent en évidence une légère tendance à la baisse depuis les années 1970. Elles montrent aussi que les grandes éruptions volcaniques ont parfois refroidi la planète entière pendant des périodes assez courtes (de quelques années généralement) en injectant des aérosols (fines particules en suspension dans l'air) dans l'atmosphère.

Les principales causes anthropiques du changement climatique sont les gaz à effet de serre capables d'absorber de la chaleur, qui sont émis par la combustion de combustibles fossiles, la déforestation et l'agriculture et qui réchauffent la planète ; et les aérosols comme les sulfates provenant de la combustion du charbon, lesquels ont un effet de refroidissement à court terme qui masque en partie le réchauffement d'origine humaine. Depuis 1990, nous disposons d'observations plus nombreuses et de meilleure qualité de ces facteurs humains ainsi que de meilleurs relevés historiques, ce qui permet d'établir des estimations plus précises de l'influence humaine sur le système climatique (FAQ 3.1).

Si, en 1990, la plupart des modèles climatiques étaient centrés sur l'atmosphère, avec des représentations très simplifiées de l'océan et des terres émergées, les simulations actuelles du système Terre incluent des modèles détaillés de l'océan, de la glace, de la neige, de la végétation et de bien d'autres variables. Un critère de qualité important des modèles est leur aptitude à simuler le climat de la Terre sur la période des relevés instrumentaux (depuis 1850 environ). Plusieurs séries d'évaluations de cette capacité ont eu lieu depuis 1990, selon des méthodes qui sont devenues beaucoup plus rigoureuses et complètes. Dans leur ensemble et à grande échelle, les modèles

FAQ 1.1 (suite)

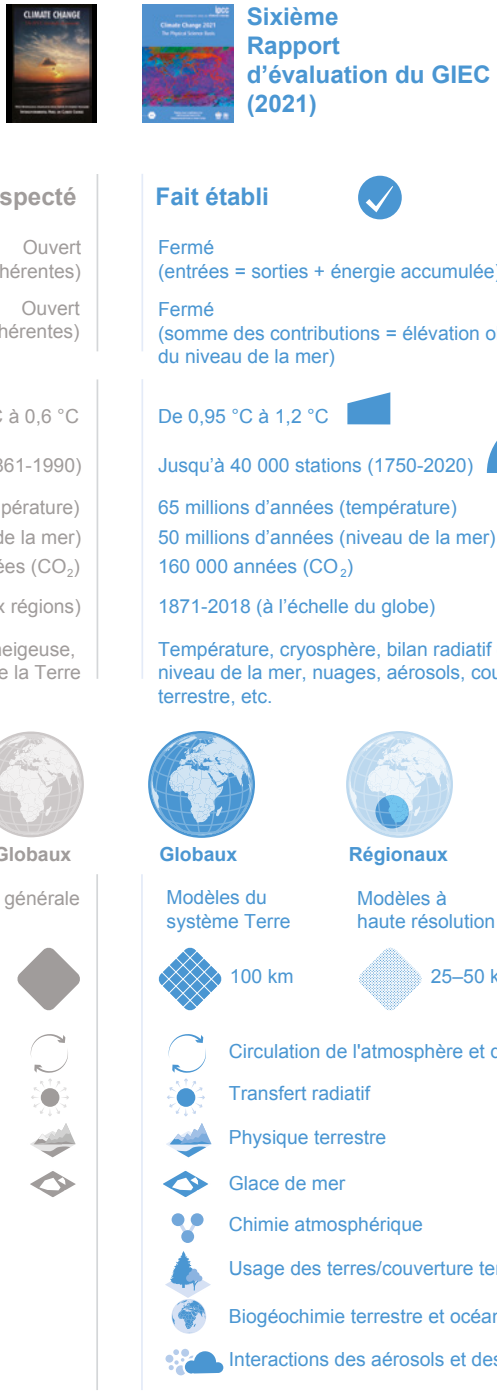
ont prévu correctement les changements observés dans le cadre de ces évaluations (FAQ 3.3). Comme il est impossible de réaliser une expérience contrôlée en laboratoire sur la Terre proprement dite, les simulations des modèles climatiques permettent de disposer d'une sorte de « Terre de substitution » pour évaluer ce qui se serait passé sans l'influence de l'homme. Ce type d'expériences montre que le réchauffement observé n'aurait pas eu lieu sans l'influence humaine.

Enfin, la compréhension physique théorique prévoit que l'influence humaine sur le système climatique devrait produire certaines structures caractéristiques de changement, que nous retrouvons effectivement dans les observations et les simulations climatiques. À titre d'exemple, les nuits se réchauffent plus vite que les jours, moins de chaleur s'échappe vers l'espace, et la basse atmosphère (troposphère) se réchauffe tandis que la haute atmosphère (stratosphère) s'est refroidie. Ces prévisions confirmées sont autant de preuves que les changements sont principalement induits par l'augmentation des concentrations de GES plutôt que par des causes naturelles.

FAQ 1.1 (suite)

FAQ 1.1: **Notre compréhension du changement climatique est-elle meilleure aujourd'hui qu'au début du GIEC ?**

Oui. Entre 1990 et 2021, les observations, les modèles et la compréhension du climat sesont améliorés, en même temps que le rôle dominant de l'influence humaine dans le réchauffement planétaire a été confirmé.



FAQ 1.1, figure 1 |Éléments de compréhension, d'observation et de modélisation du climat évalués dans le premier rapport d'évaluation (1990) et le sixième rapport d'évaluation (2021) du GIEC. Bon nombre d'autres progrès intervenus depuis 1990, parmi lesquels des aspects essentiels liés à la compréhension théorique, aux enregistrements géologiques et à l'attribution du changement climatique à l'influence humaine, ne sont pas repris dans la figure car ils ne peuvent être représentés aisément sous cette forme simple. De plus amples explications sur l'historique des connaissances relatives au climat sont données dans les chapitres d'introduction du quatrième et du sixième rapports d'évaluation du GIEC.

Foire aux questions

FAQ 1.2 | Où le changement climatique est-il le plus manifeste ?

Les manifestations du changement climatique sont sans équivoque à l'échelle mondiale et de plus en plus visibles à des échelles spatiales plus réduites. Les hautes latitudes de l'hémisphère Nord enregistrent la plus forte hausse des températures, qui a des effets manifestes sur la glace de mer et les glaciers. Le réchauffement est visible également dans les régions tropicales, où les variations naturelles de la température d'une année sur l'autre sont faibles. Des changements à long terme concernant d'autres variables comme les pluies et certains phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes sont également devenus évidents dans de nombreuses régions.

Le réchauffement des terres émergées de la planète a été constaté pour la première fois dès les années 1930. Bien que l'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère ait été suggérée comme un élément d'explication, il n'était à cette époque pas certain que le réchauffement observé s'inscrive dans une tendance à long terme ou dans une fluctuation naturelle : le réchauffement planétaire n'était pas encore devenu visible. Mais la planète a continué de se réchauffer et, dans les années 1980, les changements de température sont devenus évidents ou, en d'autres termes, le signal avait émergé.

Imaginez que vous ayez suivi l'évolution des températures au même endroit pendant les 150 dernières années. Qu'auriez-vous constaté ? À quel moment le réchauffement serait-il devenu repérable dans vos données ? Les réponses à ces questions diffèrent selon l'endroit de la planète où vous vous trouvez.

Que l'on se fonde sur les observations ou les simulations de modèles climatiques, il est établi que les plus fortes tendances de réchauffement à long terme concernent les hautes latitudes de l'hémisphère Nord et que les tendances les plus réduites de réchauffement au-dessus des terres émergées concernent les régions tropicales. Toutefois, c'est dans les tropiques que les variations de la température d'une année sur l'autre sont les plus faibles, ce qui signifie que les changements y sont également visibles, par rapport à la gamme de ce qui a été connu précédemment (FAQ 1.2, figure 1).

Les changements de température ont également tendance à être plus visibles sur les terres émergées qu'en haute mer et sont souvent plus visibles dans les régions particulièrement vulnérables au changement climatique. On s'attend à ce que les changements futurs continuent à montrer les signaux les plus importants aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, mais avec le réchauffement le plus visible dans les tropiques. Dans ce contexte, ce sont les tropiques qui bénéficieront le plus de l'atténuation du changement climatique, car limiter le réchauffement planétaire permettra aussi d'y limiter l'ampleur des modifications climatiques par rapport à ce qui avait été connu précédemment.

Des changements d'autres variables climatiques ont aussi émergé à des échelles spatiales plus réduites. Ainsi, des changements de la moyenne des précipitations deviennent clairement visibles dans certaines régions, mais néanmoins pas partout, principalement du fait que les variations naturelles des précipitations sont souvent importantes d'une année sur l'autre par rapport à l'ampleur des tendances à long terme. Toutefois, les pluies extrêmes sont de plus en plus intenses dans de nombreuses régions, ce qui peut accroître les impacts des inondations survenant à l'intérieur des terres (FAQ 8.2). Le niveau de la mer s'élève aussi clairement sur de nombreuses côtes, ce qui amplifie les impacts des inondations dues aux ondes de tempête côtières, même si le nombre de tempêtes atteignant les terres n'augmente pas. La diminution de quantité de la glace de mer de l'Arctique est visible, tant pour son extension que pour son épaisseur, ce qui a des conséquences pour les écosystèmes polaires.

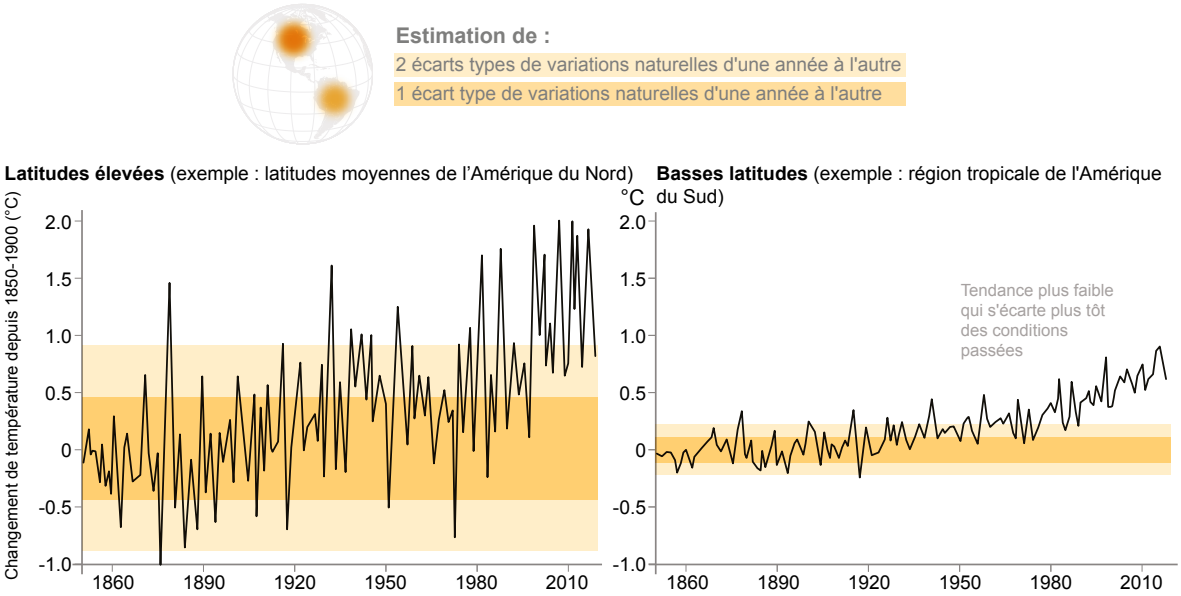
L'ampleur du changement n'est pas nécessairement ce qui détermine les impacts liés au changement climatique. Ce qui compte le plus peut être la vitesse des changements, ou l'ampleur du changement par rapport aux variations naturelles du climat auxquelles les écosystèmes et la société sont adaptés. Plus le climat s'éloigne de ce qui était précédemment connu et atteint un état sans précédent, plus les impacts peuvent s'amplifier, ainsi que les difficultés pour s'y adapter.

Le moment où une tendance à long terme peut être distinguée des variations naturelles à plus court terme et la manière dont cela se produit dépendent de l'aspect du climat considéré (température, précipitations, glaces de mer, niveau de la mer, etc.), de la région considérée, de la vitesse des changements et de l'ampleur et de la temporalité des variations naturelles. Pour évaluer les impacts locaux du changement climatique, tant l'ampleur du changement que l'amplitude des variations naturelles sont importantes.

FAQ 1.2 (suite)

FAQ 1.2: **Où le changement climatique est-il le plus manifeste ?**

Les changements de température sont les plus manifestes dans les régions où les variations naturelles sont plus faibles.



FAQ 1.2, figure 1 | Variations observées des températures régionales depuis 1850 (données de Berkeley Earth). Dans les régions de latitude élevée, comme celles des latitudes moyennes de l'Amérique du Nord (40°N-64°N, 140°W-60°W, à gauche), le réchauffement a été plus prononcé que dans les régions situées à des latitudes plus basses, comme l'Amérique du Sud tropicale (10°S-10°N, 84°W-16°W, à droite), mais les variations naturelles sont aussi beaucoup plus amples aux latitudes élevées (les ombres plus foncées et plus claires représentent 1 et 2 écarts types, respectivement, des variations naturelles d'une année sur l'autre). Le signal du changement observé de la température a émergé plus tôt en Amérique du Sud tropicale qu'aux latitudes moyennes de l'Amérique du Nord, même si les changements y ont été de moindre ampleur. (À noter que ces régions ont été choisies parce qu'elles disposaient de relevés d'observation portant sur une période plus longue ; voir la figure 1.14 pour d'autres régions).

Foire aux questions

FAQ 1.3 | Quels sont les enseignements du climat passé pour l'avenir ?

Par le passé, la Terre a connu des périodes prolongées de concentrations élevées de gaz à effet de serre qui ont entraîné une élévation des températures mondiales et du niveau de la mer. L'étude de ces périodes chaudes passées nous renseigne sur les conséquences potentielles à long terme d'une augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre entraîne de profonds changements dans le système Terre, parmi lesquels le réchauffement planétaire, l'élévation du niveau de la mer, l'augmentation des phénomènes climatiques et météorologiques extrêmes, l'acidification de l'océan et des bouleversements des écosystèmes (FAQ 2.2 et FAQ 7.1). La plupart des observations instrumentales du climat ont démarré au cours du XXe siècle, lorsque les émissions de gaz à effet de serre provenant des activités humaines sont devenues le principal facteur à l'origine des changements du climat terrestre (FAQ 3.1).

À l'heure où les scientifiques cherchent à affiner notre compréhension du système climatique de la Terre et de son évolution possible pendant les décennies et les siècles à venir, les états passés du climat apportent un éclairage important. Les données concernant ces états passés aident à faire le lien entre les facteurs climatiques naturels et l'historique des changements de la température globale, du niveau global de la mer, du cycle du carbone, de la circulation océanique et des tendances climatiques régionales, y compris les extrêmes climatiques. Guidés par ces données, les scientifiques utilisent des modèles du système Terre pour déterminer la chaîne d'événements sous-jacente aux transitions entre les états climatiques passés (FAQ 3.3). C'est un point important car, dans le cadre du changement climatique actuel comme lors des changements climatiques passés, certains aspects du système Terre (comme la température de surface) répondent aux changements qui interviennent dans les gaz à effet de serre sur une échelle de temps allant de quelques décennies à quelques siècles, tandis que d'autres (comme le niveau de la mer et le cycle du carbone) réagissent sur une échelle comprise entre des siècles et des millénaires (FAQ 5.3). Ainsi, les états climatiques passés constituent des bancs d'essai essentiels pour les simulations des modèles climatiques, améliorant notre compréhension des séquences, du rythme et de l'ampleur des changements climatiques à venir dans les prochaines décennies à prochains millénaires.

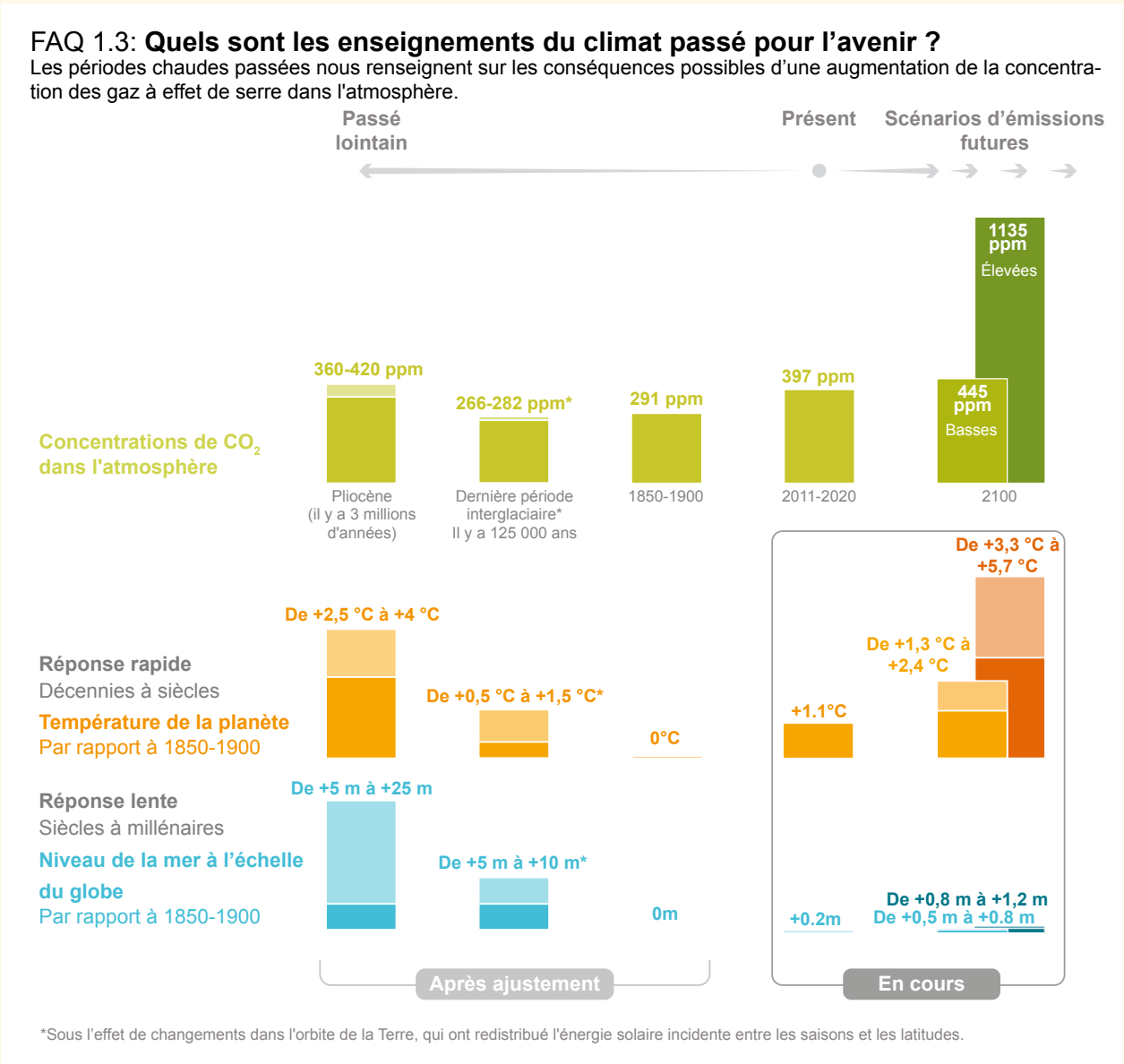
L'analyse des périodes chaudes antérieures provoquées par des facteurs naturels peut nous aider à comprendre comment des aspects essentiels du système climatique évoluent en réaction au réchauffement. Ainsi, un état antérieur chaud du climat s'est produit il y a environ 125 000 ans, pendant la dernière période interglaciaire, lorsque des variations graduelles de l'orbite de la Terre ont déclenché une série de changements qui ont entraîné un réchauffement de la planète de l'ordre de 0,5 °C à 1,5 °C et une élévation du niveau de la mer d'environ 5 à 10 m par rapport à la période allant de 1850 à 1900, même si les concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère étaient comparables aux valeurs de 1850-1900 (FAQ 1.3, figure 1). Les études de modélisation soulignent que le réchauffement estival accru aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord pendant cette période a provoqué une fonte généralisée de la neige et de la glace, ce qui a réduit la réflectivité de la planète et accru l'absorption de l'énergie solaire par la surface de la Terre. Cela a suscité un réchauffement à l'échelle planétaire, qui a lui-même entraîné une perte de glace supplémentaire et une élévation du niveau de la mer. Ces cycles de rétroaction positive autorenforcés sont un trait omniprésent du système climatique terrestre, aux conséquences évidentes pour le changement climatique futur si les émissions de gaz à effet de serre se poursuivent. Dans le cas de l'élévation du niveau de la mer, ces cycles ont évolué sur plusieurs siècles à millénaires, ce qui nous rappelle que les rythmes et l'ampleur de l'élévation du niveau de la mer au XXIe siècle ne sont qu'une petite fraction de celle qui se produira en fin de compte lorsque le système Terre se sera entièrement ajusté aux niveaux actuels de réchauffement de la planète.

Il y a environ 3 millions d'années, à l'époque du Pliocène, la Terre a connu une période prolongée de températures élevées (de 2,5 °C à 4 °C supérieures à celles de 1850-1900) et de hauts niveaux marins (de 5 à 25 m supérieurs à ceux de 1850-1900), associés à des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone comparables à celles d'aujourd'hui. Le fait que les concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone du Pliocène aient été comparables à celles d'aujourd'hui, parallèlement à des températures planétaires et à un niveau de la mer nettement plus élevés, traduit la différence entre un système Terre qui s'est entièrement ajusté au changement des facteurs naturels (le Pliocène) et un système où les concentrations de gaz à effet de serre, la température et le niveau de la mer continuent encore d'augmenter (période actuelle). Pour une grande part, la transition vers l'état climatique du Pliocène – s'agissant de ses causes principales, du rôle des cycles qui ont accéléré ou ralenti la

FAQ 1.3 (suite)

transition et du taux de changement d'indicateurs climatiques comme le niveau de la mer – reste un sujet d'étude très actif pour les climatologues, qui combinent observations paléoclimatiques et modélisation du système Terre. Les résultats de ces recherches pourraient aider à réduire les incertitudes importantes concernant l'estimation de l'élévation du niveau de la mer d'ici à 2300, qui va de 0,3 m à 3 m au-dessus du niveau de 1850-1900 (dans un scénario à faibles émissions) à 16 m au-dessus de ce niveau (dans un scénario à très fortes émissions comportant une accélération de la désintégration structurelle de la calotte glaciaire aux pôles).

Si le réchauffement actuel est inhabituel à plusieurs égards dans le contexte du passé géologique récent (FAQ 2.1), les états climatiques chauds passés nous rappellent sans ménagement que l'ajustement à long terme aux concentrations actuelles de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ne fait que commencer. Il se poursuivra pendant les siècles et les millénaires à venir.



FAQ 1.3, figure 1 | Comparaison entre le passé, le présent et le futur. Schéma des concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, de la température mondiale et du niveau de la mer à l'échelle du globe au cours des périodes chaudes précédentes, par rapport à 1850-1900, à aujourd'hui (2011-2020) et aux scénarios de changement climatique futurs (2100) correspondant à un scénario à faibles émissions (SSP1-2.6 ; barres de couleur claire) et à un scénario à très fortes émissions (SSP5-8.5 ; barres de couleur foncée).

Foire aux questions

FAQ 2.1 | La température de la Terre a déjà varié par le passé. En quoi le réchauffement actuel est-il différent ?

Le climat de la Terre a toujours évolué naturellement, mais le réchauffement récent a une ampleur et un rythme inhabituels. Le réchauffement récent a inversé une lente tendance au refroidissement à long terme, et les résultats issus de la recherche indiquent que la température à la surface du globe est plus élevée aujourd'hui qu'elle ne l'a été depuis des millénaires.

Si le climat peut être caractérisé par de nombreuses variables, la température est un indicateur essentiel de l'état général de celui-ci, et la température à la surface du globe est fondamentale pour caractériser et comprendre le changement climatique planétaire, y compris le bilan énergétique de la Terre. Un vaste ensemble d'éléments probants géologiques montre que la température a changé tout au long de l'histoire de la Terre. Diverses archives naturelles du monde entier, comme les sédiments océaniques et lacustres, la glace des glaciers et les anneaux de croissance des arbres, montrent que la planète a été plus froide à certaines époques et plus chaude à d'autres. Si le degré de confiance dans la quantification des changements de température à grande échelle diminue généralement d'autant plus que la période considérée est éloignée dans le temps, les scientifiques n'en sont pas moins en mesure de relever au moins quatre différences majeures entre le réchauffement récent et ceux du passé.

Le climat se réchauffe presque partout. Pendant les décennies et les siècles des 2 000 dernières années, certaines régions se sont réchauffées davantage que la moyenne planétaire et, en même temps, d'autres régions se sont refroidies. Ainsi, entre le Xe et le XIIIe siècle, la région de l'Atlantique Nord s'est réchauffée davantage que beaucoup d'autres régions. Par comparaison, la structure du réchauffement récent de surface est globalement plus uniforme que cela n'a été le cas pour les autres fluctuations climatiques décennales à centennales des deux derniers millénaires au minimum.

Le climat se réchauffe rapidement. Au cours des deux derniers millions d'années, le climat de la Terre a oscillé entre des périodes interglaciaires relativement chaudes et des périodes glaciaires plus froides, pendant lesquelles des calottes glaciaires recouvraient de vastes zones des continents de l'hémisphère Nord. Les intervalles de réchauffement rapide ont coïncidé avec l'effondrement de ces calottes glaciaires, préludant à des périodes interglaciaires comme la période holocène actuelle, qui a débuté il y a environ 12 000 ans. Pendant la transition entre la dernière période glaciaire et la période interglaciaire actuelle, la température a augmenté d'environ 5 °C au total. Ce changement a pris environ 5 000 ans, le taux de réchauffement maximum atteignant environ 1,5 °C par millénaire, même si la transition n'a pas été régulière. En revanche, la surface de la Terre s'est réchauffée d'environ 1,1 °C depuis 1850-1900. Cependant, même la meilleure reconstruction de la température à la surface du globe pendant la dernière déglaciation est d'une résolution trop faible pour qu'une comparaison directe soit possible avec une période aussi courte que les 150 dernières années. Mais on dispose pour les 2 000 dernières années de relevés à plus haute résolution qui montrent que le taux de réchauffement de la planète a été plus élevé ces 50 dernières années qu'au cours de toute autre période de 50 ans.

Le réchauffement récent a inversé une tendance à long terme au refroidissement de la planète. À la suite de la dernière grande période glaciaire, la température à la surface du globe a atteint un pic il y a 6 500 ans environ, puis s'est refroidie lentement. Cette tendance au refroidissement à long terme a été ponctuée de décennies et de siècles plus chauds. Ces fluctuations ont été mineures par rapport au réchauffement persistant et manifeste qui a débuté au milieu du XIXe siècle, où la tendance au refroidissement à l'échelle des millénaires a été inversée.

Cela fait longtemps qu'il n'a pas fait aussi chaud. La température de surface de la dernière décennie, moyennée pour le globe, a probablement été plus élevée que lorsque la tendance longue au refroidissement a commencé il y a environ 6 500 ans. Dans ce cas, il nous faut remonter au moins jusqu'à la période interglaciaire précédente, il y a environ 125 000 ans, pour trouver des éléments probants attestant de températures pluricentennales à la surface du globe plus élevées qu'aujourd'hui.

Les fluctuations de température antérieures ont été provoquées par des processus naturels à grande échelle, tandis que le réchauffement actuel est essentiellement dû à des causes anthropiques (voir, par exemple, FAQ 1.3, FAQ 3.1). Mais il est essentiel de comprendre comment et pourquoi les températures ont changé par le passé pour comprendre le réchauffement actuel et comment les influences anthropiques et naturelles vont interagir pour déterminer ce qui se produira à l'avenir. L'étude des changements climatiques passés permet aussi d'établir clairement que, contrairement aux changements climatiques précédents, les effets du réchauffement récent

FAQ 2.1 (suite)

s'ajoutent à d'autres facteurs de stress qui rendent les humains et la nature vulnérables aux changements comme jamais auparavant (à titre d'exemple, voir FAQ 11.2 et FAQ 12.3).



FAQ 2.1, figure 1 | Preuves du caractère inhabituel du réchauffement récent.

Foire aux questions

FAQ 2.2 | Quelles sont les preuves du changement climatique ?

Les preuves du changement climatique ne se résument pas à l'augmentation des températures en surface. C'est tout un ensemble d'indicateurs qui conduit à la conclusion irréfutable que nous assistons à des changements rapides de nombreux aspects du climat de la planète. Nous observons des changements dans l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et la biosphère. De nos connaissances scientifiques se dégage l'image cohérente d'un monde qui se réchauffe.

L'évolution du climat est observée depuis longtemps. Depuis les premiers scientifiques qui ont effectué des observations météorologiques aux XVIe et XVIIe siècles jusqu'à aujourd'hui, on a assisté à une révolution dans nos capacités d'observation et de diagnostic de l'évolution du climat. Nous sommes capables aujourd'hui d'observer divers aspects de notre système climatique depuis l'espace, à partir d'avions et de ballons météorologiques, au moyen de diverses technologies d'observation au sol et à l'aide d'instruments capables d'effectuer des mesures à de grandes profondeurs dans l'océan.

Les changements observés dans les principaux indicateurs indiquent un réchauffement des terres émergées. La température à la surface du globe a augmenté depuis la fin du XIXe siècle, et des changements sont visibles pour de nombreux types d'extrêmes de température qui ont des répercussions importantes pour la société. Depuis le milieu des années 1950, la troposphère (c'est-à-dire les quelques kilomètres qui constituent la partie inférieure de l'atmosphère) s'est réchauffée, et les précipitations ont augmenté sur les terres émergées. L'humidité spécifique à proximité de la surface (c'est-à-dire la vapeur d'eau) augmente au-dessus des terres émergées depuis au moins les années 1970. Certains aspects de la circulation atmosphérique ont aussi évolué depuis le milieu du XXe siècle, notamment un déplacement vers les pôles des trajectoires des tempêtes aux latitudes moyennes.

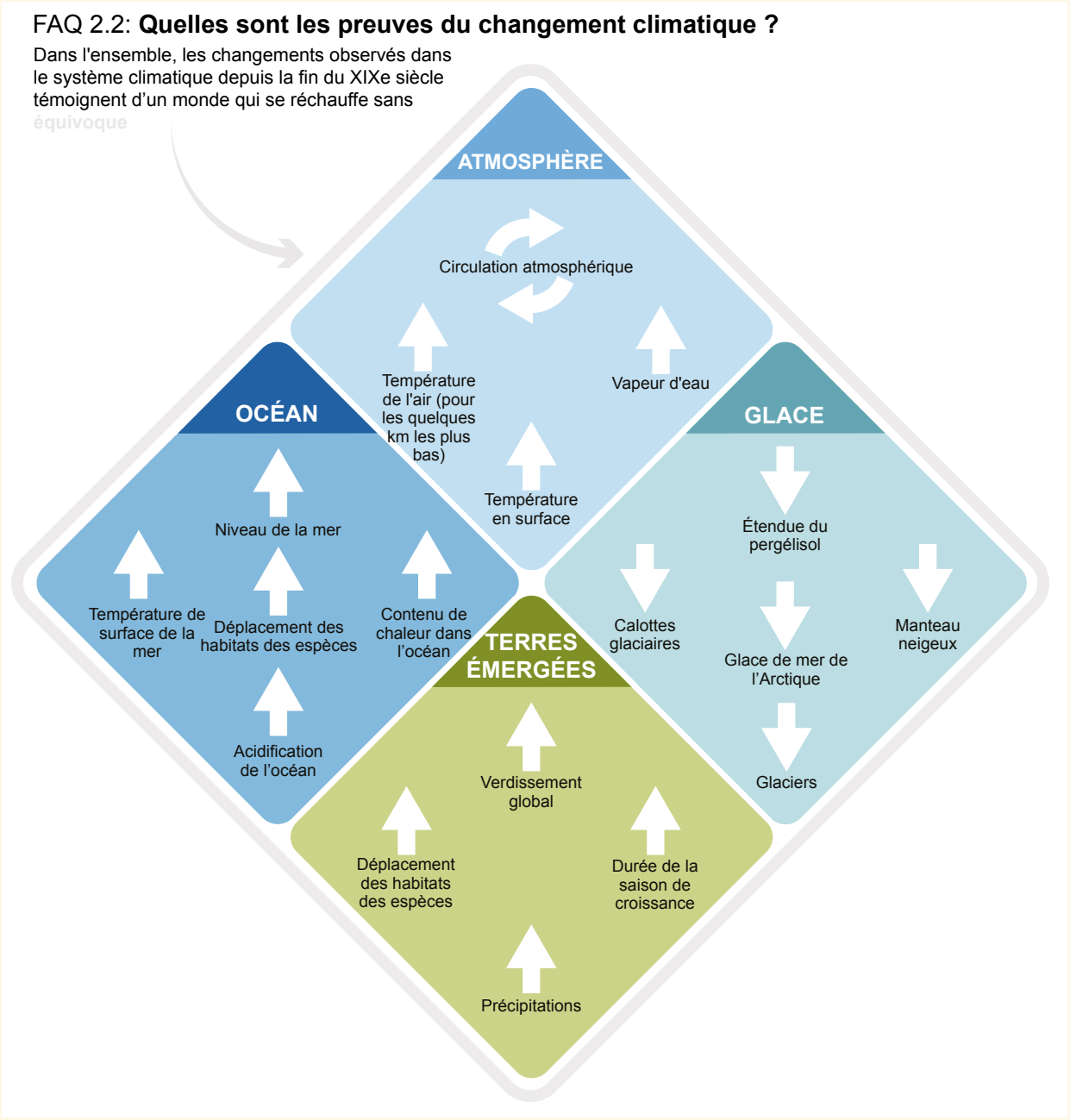
Les changements concernant l'océan mondial indiquent aussi un réchauffement. La température moyenne à la surface de l'océan a augmenté à l'échelle du globe depuis la fin du XIXe siècle. Le contenu de chaleur de l'océan mondial s'est accru depuis le XIXe siècle, plus de 90 % de l'excès d'énergie accumulé dans le système climatique étant stocké dans l'océan. Ce réchauffement de l'océan a provoqué une dilatation des eaux océaniques, ce qui a contribué à l'augmentation du niveau de la mer à l'échelle du globe au cours du siècle dernier. L'acidité relative de l'océan a également augmenté depuis le début du XXe siècle, en raison de l'absorption du dioxyde de carbone de l'atmosphère, et l'appauvrissement en oxygène des couches supérieures de l'océan est évident depuis les années 1970.

Des changements importants sont aussi manifestes dans la cryosphère, partie de la Terre où l'eau est présente sous forme de neige ou de glace du fait du gel saisonnier ou permanent. Une réduction de la zone de glace de mer de l'Arctique et de son épaisseur et des changements de l'étendue de glace de mer de l'Antarctique se sont produits depuis le milieu des années 1970. Le manteau neigeux printanier de l'hémisphère Nord a diminué depuis la fin des années 1970, parallèlement au réchauffement et au dégel du pergélisol (sol gelé en permanence) que l'on a pu observer. Les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique régressent, de même que la plupart des glaciers partout dans le monde, ce qui contribue fortement à l'élévation observée du niveau de la mer.

De nombreux aspects de la biosphère sont également en train de changer. Les études écologiques à long terme portant sur le siècle dernier font ressortir un mouvement général vers les pôles et vers des altitudes plus élevées de nombreuses espèces terrestres. La surface et/ou la masse foliaires (c'est-à-dire l'état de verdissement de la planète) ont augmenté depuis le début des années 1980, et la durée de la saison de croissance de la végétation s'est allongée dans la plupart des régions extratropicales de l'hémisphère Nord depuis au moins le milieu du XXe siècle. Il existe aussi des preuves solides que divers indicateurs phénologiques (comme le cycle de migration des poissons) concernant de nombreuses espèces marines ont changé au cours des cinquante dernières années.

Un changement est clairement visible dans de nombreuses composantes du système climatique. Il a été observé à l'aide d'un très large éventail de techniques et analysé de façon indépendante par de nombreuses équipes partout dans le monde. Ces changements indiquent de manière cohérente que le système climatique a connu un réchauffement rapide depuis la révolution industrielle.

FAQ 2.2 (suite)



FAQ 2.2, figure 1 | Synthèse des changements significatifs observés dans le système climatique au cours des dernières décennies. Les flèches ascendantes, descendantes et circulaires indiquent des augmentations, des diminutions et des changements, respectivement. Des analyses indépendantes des changements attendus pour de nombreuses composantes du système climatique dans un monde qui se réchauffe montrent des tendances cohérentes avec le réchauffement. Notez que cette liste n'est pas exhaustive.

Foire aux questions

FAQ 3.1 | Comment savons-nous que les humains sont responsables du changement climatique ?

Le rôle dominant des humains dans le changement climatique récent est évident. Cette conclusion repose sur une synthèse d'informations provenant de multiples éléments probants, parmi lesquels des observations directes des changements récents du climat de la Terre ; des analyses d'anneaux de croissance des arbres, de carottes glaciaires et d'autres relevés à long terme qui caractérisent la manière dont le climat a changé au cours du temps ; et des simulations numériques reposant sur la physique fondamentale qui régit le système climatique.

Le climat est influencé par toute une série de facteurs. Il existe deux principaux facteurs naturels de variation du climat sur des échelles de temps allant de décennies à des siècles. Le premier est la variation de l'activité solaire, qui modifie la quantité d'énergie incidente provenant du Soleil. Le second tient aux grandes éruptions volcaniques, lesquelles augmentent le nombre de particules fines (aérosols) de la haute atmosphère qui réfléchissent la lumière du soleil et refroidissent la surface, effet qui peut durer quelques années (voir aussi FAQ 3.2). Les principaux facteurs humains du changement climatique sont l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre et d'aérosols provenant de la combustion de combustibles fossiles, de l'utilisation des terres et d'autres sources. Les gaz à effet de serre piègent le rayonnement infrarouge près de la surface, ce qui réchauffe le climat. Les aérosols, comme ceux qui sont produits naturellement par les volcans, refroidissent en moyenne le climat en augmentant la réflexion de la lumière solaire. De multiples éléments probants montrent que les facteurs humains sont la principale cause du changement climatique récent.

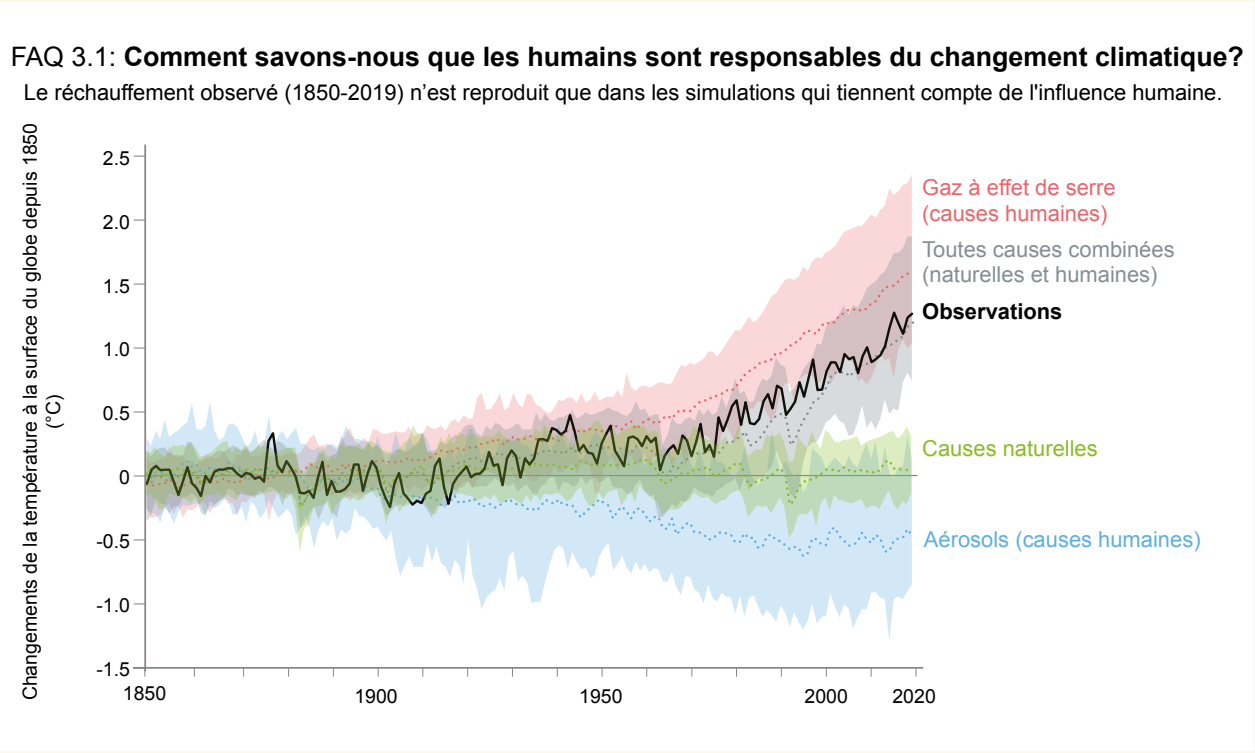
La concentration des principaux gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane et oxyde nitreux) augmente actuellement à un rythme sans précédent depuis au moins 800 000 ans. Il ressort clairement de plusieurs éléments probants que les activités humaines sont à l'origine de cette augmentation. La physique fondamentale sur laquelle repose l'effet de réchauffement des gaz à effet de serre sur le climat est comprise depuis plus d'un siècle, et notre compréhension actuelle a été utilisée pour mettre au point la dernière génération de modèles climatiques (voir FAQ 3.3). Comme les modèles de prévision météorologique, les modèles climatiques représentent l'état de l'atmosphère sur une grille et en simulent l'évolution dans le temps à partir des principes de la physique. Ils intègrent aussi l'océan, la glace de mer et les principaux processus importants pour le climat et le changement climatique.

Les résultats montrent systématiquement que ces modèles climatiques ne sont capables de reproduire le réchauffement observé (ligne noire à la figure 1 de la FAQ 3.1) que s'ils tiennent compte des effets des activités humaines (bande grise à la figure 1 de la FAQ 3.1), en particulier l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. Ces modèles climatiques indiquent un effet de réchauffement dominant dû à l'augmentation des gaz à effet de serre (bande rouge, qui illustre les effets de réchauffement des gaz à effet de serre en tant que tels), qui a été en partie contrebalancé par l'effet de refroidissement dû à l'augmentation des aérosols atmosphériques (bande bleue). En revanche, les simulations qui tiennent compte uniquement des processus naturels, dont la variabilité interne liée à El Niño et autres variations analogues, ainsi que de la variation de l'activité du Soleil et des émissions provenant des grandes éruptions volcaniques (bande verte à la figure 1 de la FAQ 3.1), ne sont pas en mesure de reproduire le réchauffement observé. Le fait que les simulations incluant uniquement les processus naturels montrent des augmentations de température bien plus faibles indique que les processus naturels ne peuvent à eux seuls expliquer le fort rythme de réchauffement observé. Le rythme observé ne peut être reproduit que lorsque l'influence humaine est ajoutée aux simulations.

De plus, l'effet dominant des activités humaines est visible non seulement dans le réchauffement de la température de surface du globe, mais aussi dans la structure combinant réchauffement de la basse atmosphère et refroidissement de la stratosphère, dans le réchauffement de l'océan, dans la fonte de la glace de mer et dans de nombreux autres changements observés. Un élément probant supplémentaire démontrant le rôle des humains dans le changement climatique provient de la comparaison du rythme de réchauffement observé pour les dernières décennies par rapport aux rythmes qui se sont produits avant l'influence humaine sur le climat. Les données provenant des anneaux de croissance des arbres et d'autres enregistrements paléoclimatiques montrent que le rythme d'augmentation de la température de surface du globe observé au cours des cinquante dernières années a dépassé celui de toutes les précédentes périodes de 50 ans au cours des 2 000 dernières années (voir FAQ 2.1).

L'ensemble de ces éléments probants démontre que les humains sont la principale cause du réchauffement climatique observé au cours des dernières décennies.

FAQ 3.1 (suite)



FAQ 3.1, figure 1 | Le réchauffement observé (1850-2019) n'est reproduit que dans les simulations prenant en compte l'influence humaine. Changements de la température de surface du globe dans les observations, par rapport aux simulations des modèles climatiques en réponse à tous les forçages humains et naturels (bande grise), aux gaz à effet de serre seulement (bande rouge), aux aérosols et aux autres facteurs humains seulement (bande bleue) et aux forçages naturels seulement (bande verte). Les lignes pleines colorées indiquent la moyenne multimodèle, et les bandes colorées indiquent la fourchette de 5 à 95 % des simulations individuelles.

Foire aux questions

FAQ 3.2 | Qu'est-ce que la variabilité naturelle et comment a-t-elle influencé les changements climatiques récents ?

La variabilité naturelle renvoie aux variations du climat qui ont pour cause des processus autres que l'influence humaine. Elle recouvre la variabilité résultant de facteurs internes au système climatique et la variabilité induite par des facteurs externes naturels. La variabilité naturelle est une cause majeure des changements d'une année sur l'autre dans le climat de surface global et peut jouer un rôle important dans les tendances sur plusieurs années, voire quelques décennies. Mais l'influence de la variabilité naturelle est généralement faible lorsque l'on considère les tendances sur des périodes de plusieurs décennies ou davantage. Estimée sur l'ensemble de la période historique (1850-2020), la contribution de la variabilité naturelle au réchauffement de surface global, comprise entre -0,23 °C et +0,23 °C, est faible par rapport au réchauffement d'environ 1,1 °C observé au cours de la même période, que l'on a attribué quasi entièrement à l'influence humaine.

Tous les enregistrements paléoclimatiques (mesures indirectes du climat qui peuvent remonter à des milliers d'années dans le temps) et tous les modèles climatiques montrent que la température de surface globale a changé de manière significative sur une large gamme d'échelles de temps par le passé. L'une des raisons de ce changement est la variabilité naturelle, qui renvoie aux variations du climat produites soit par des facteurs internes au système climatique, soit par des facteurs externes induits par des changements naturels. La variabilité naturelle interne correspond à une redistribution d'énergie au sein du système climatique (sous l'effet par exemple de changements dans la circulation atmosphérique analogues à ceux qui déterminent le temps qu'il fait chaque jour) et s'observe plus nettement sous la forme de fluctuations régionales, plutôt que planétaires, de la température en surface. La variabilité naturelle externe peut résulter de changements dans l'orbite de la Terre, de faibles variations de l'énergie reçue du Soleil ou d'éruptions volcaniques majeures. Bien que les changements orbitaux importants soient directement en jeu pour les changements climatiques planétaires passés, ces phénomènes opèrent sur des échelles de temps très longues (c'est-à-dire des milliers d'années). De ce fait, ils n'ont que très peu changé au cours du siècle dernier et n'ont eu qu'une influence très faible sur les changements de température observés au cours de cette période. À l'inverse, les éruptions volcaniques peuvent refroidir fortement la Terre, mais cet effet est de courte durée et son influence sur la température de surface se dissipe généralement dans la décennie qui suit l'éruption.

Pour comprendre dans quelle mesure le changement climatique récent observé s'explique par la variabilité naturelle (processus appelé « attribution »), les scientifiques ont recours à des simulations du climat. Lorsque seuls les facteurs naturels sont utilisés pour forcer les modèles climatiques, les simulations qui en résultent montrent des variations du climat sur un large éventail d'échelles de temps en réaction aux éruptions volcaniques, aux variations de l'activité solaire et du fait de la variabilité naturelle interne. Toutefois, l'influence de la variabilité naturelle du climat diminue généralement à mesure que la période considérée s'allonge, de sorte qu'elle n'a que de faibles effets sur les tendances pluridécennales et à plus long terme (FAQ 3.2, figure 1).

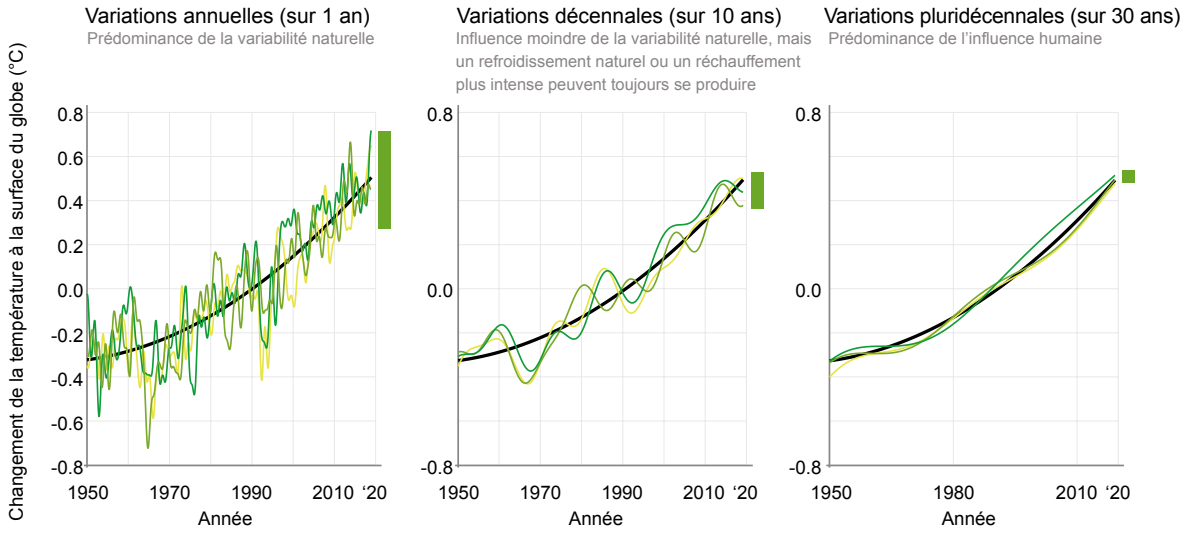
En conséquence, sur des périodes d'une durée de 20 ans ou moins, la variabilité naturelle du climat peut dominer la tendance au réchauffement de surface provoquée par les activités humaines – ce qui aboutit à des périodes de réchauffement plus marquées ou plus faibles, et parfois même de refroidissement (FAQ 3.2, figure 1, à gauche et au centre). Sur des périodes plus longues, toutefois, l'effet de la variabilité naturelle est relativement faible (FAQ 3.2, figure 1, à droite). Ainsi, sur l'ensemble de la période historique (1850-2019), on estime que la variabilité naturelle a causé entre -0,23 °C et +0,23 °C du réchauffement en surface observé qui atteint environ 1,1 °C . Cela signifie que l'essentiel du réchauffement a été attribué quasi entièrement aux activités humaines, notamment aux émissions de gaz à effet de serre (FAQ 3.1).

Une autre façon de se représenter la variabilité naturelle et l'influence humaine consiste à penser à une personne qui promène son chien. La trajectoire du promeneur représente le réchauffement dû à l'activité humaine, tandis que celle de son chien représente la variabilité naturelle. Observer les changements de la température de surface du globe sur des périodes courtes revient à concentrer son attention sur le chien. Celui-ci passe tantôt devant son maître et tantôt derrière lui. De même, la variabilité naturelle peut affaiblir ou amplifier le réchauffement à court terme. Dans un cas comme dans l'autre, il est difficile de prévoir où le chien se trouvera ou comment le climat évoluera dans un futur proche. Néanmoins, si l'on prend du recul et que l'on concentre son attention sur les pas lents et réguliers du maître, la trajectoire du chien est beaucoup plus claire et plus prévisible, car elle suit le parcours du maître. De la même manière, l'influence humaine sur le climat est beaucoup plus claire sur des périodes longues.

FAQ 3.2 (suite)

FAQ 3.2 **Qu'est-ce que la variabilité naturelle et comment a-t-elle influencé les changements climatiques récents?**

La variabilité naturelle peut modifier la température du globe à des échelles de temps courtes (un an à deux décennies), mais son influence est minime à des échelles de temps plus longues. Depuis 1850, la **variabilité naturelle** ( ) ha provoqué un changement compris entre -0,23 °C et 0,23 °C de la température du globe, tandis que le réchauffement **observé** ( ) pour cette période est d'environ 1,1°C.



FAQ 3.2, Figure 1 | Variations annuelles (à gauche), décennales (au milieu) et multidécennales (à droite) de la température moyenne de surface du globe. La ligne noire épaisse représente l'estimation de la contribution de l'activité humaine aux changements de température, issue des modèles climatiques, tandis que les lignes vertes indiquent l'effet conjugué des variations naturelles et du réchauffement dû à l'activité humaine, les différentes nuances de vert représentant diverses simulations que l'on peut percevoir comme illustrant un éventail de passés potentiels. L'influence de la variabilité naturelle, qui est représentée par les barres vertes, diminue aux échelles de temps longues. Les données proviennent du grand ensemble CESM1.

FAQ 3.3 | Les modèles climatiques s'améliorent-ils ?

Oui, les modèles climatiques se sont améliorés et progressent encore, devenant plus aptes à saisir les processus complexes et de petite échelle et à simuler les conditions climatiques moyennes actuelles. Cette amélioration peut être mesurée en comparant les simulations climatiques aux observations historiques. Aussi bien les modèles actuels que ceux des générations précédentes montrent que l'augmentation des gaz à effet de serre entraîne le réchauffement planétaire. Si le réchauffement passé est bien simulé par les modèles de nouvelle génération dans leur ensemble, certains modèles simulent individuellement un réchauffement passé qui est inférieur ou supérieur à celui observé. L'information sur la façon dont les modèles simulent le réchauffement passé, ainsi que d'autres connaissances issues des observations et de la compréhension théorique, sont utilisées pour affiner les projections de ce rapport concernant le réchauffement planétaire.

Les modèles climatiques sont des outils importants pour comprendre le changement climatique passé, présent et futur. Il s'agit de programmes informatiques sophistiqués qui reposent sur les lois fondamentales de la physique de l'atmosphère, de l'océan, de la glace et des terres émergées. Les modèles climatiques effectuent leurs calculs sur une grille tridimensionnelle composée de petites briques ou « mailles » d'environ 100 km d'extension horizontale. Les processus qui surviennent à des échelles plus réduites que les mailles du modèle (comme la transformation de l'humidité des nuages en pluie) sont traités de manière simplifiée. Cette simplification est effectuée différemment selon les modèles. Certains modèles incorporent davantage de processus et de complexité que d'autres ou représentent les processus de manière plus détaillée (mailles plus réduites) que d'autres. Le climat et le changement climatique simulés varient donc selon les modèles.

La modélisation du climat a débuté dans les années 1950 et, au fil du temps, les modèles ont gagné en sophistication à mesure que la puissance de calcul, les observations et la compréhension du système climatique ont progressé. Les modèles utilisés dans le premier rapport d'évaluation du GIEC, publié en 1990, reproduisaient correctement de nombreux aspects du climat (FAQ 1.1). L'évolution réelle du climat depuis lors a confirmé ces projections initiales, si l'on tient compte des différences entre les scénarios simulés et les émissions réelles. Les modèles continuent de progresser et parviennent de mieux en mieux à simuler la grande variété de processus importants qui influent sur le climat. Ainsi, de nombreux modèles simulent désormais les interactions complexes des différents aspects du système Terre, comme l'absorption du dioxyde de carbone par la végétation terrestre et par l'océan, ainsi que l'interaction des nuages et des polluants atmosphériques. Alors que certains modèles deviennent plus complets, d'autres s'attachent à représenter les processus à plus haute résolution, par exemple pour mieux représenter les tourbillons et la turbulence des courants marins responsables d'une grande partie du transport de la chaleur dans l'océan.

Les scientifiques évaluent la performance des modèles climatiques en comparant les simulations de ces modèles et les observations historiques. L'évaluation consiste à comparer des moyennes à grande échelle de même que des variations régionales et saisonnières plus détaillées. Il y a deux aspects importants à considérer : i) les résultats individuels des modèles et ii) leurs résultats de groupe. La moyenne de nombreux modèles donne souvent de meilleurs résultats par rapport aux observations que n'importe quel modèle individuel, car les erreurs associées à la représentation de processus détaillés ont tendance à se neutraliser mutuellement dans les moyennes multimodèles.

À titre d'exemple, la figure 1 de la FAQ 3.3 compare des simulations issues des trois générations les plus récentes de modèles (disponibles vers 2008, 2013 et 2021) avec les observations de trois variables climatiques. Elle montre la corrélation entre les structures simulées et observées, où une valeur de 1 représente une concordance parfaite. De nombreux modèles individuels de la nouvelle génération sont nettement plus performants, comme en témoignent des valeurs plus proches de 1. Dans l'ensemble, chaque génération s'avère plus performante que la précédente : la moyenne multimodèle (représentée par les lignes les plus longues) est progressivement plus proche de 1. L'étendue verticale des barres colorées indique la fourchette de résultats des modèles pour chaque groupe. La partie haute de la barre s'élève à chaque génération, ce qui indique une amélioration des résultats des modèles les plus performants d'une génération sur l'autre. Dans le cas des précipitations, les résultats des modèles les moins performants sont analogues pour les deux générations de modèles les plus récentes, ce qui augmente la dispersion entre les modèles.

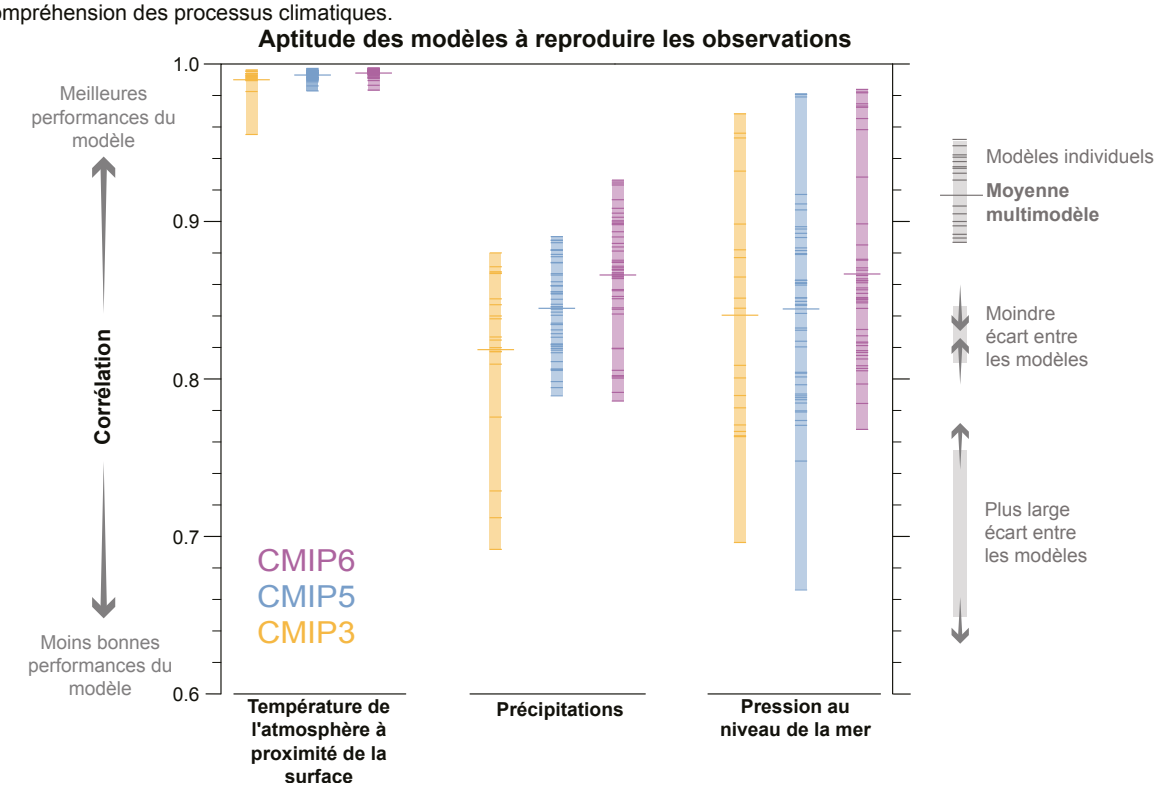
Les développements pour la dernière génération de modèles climatiques, parmi lesquels une nouvelle et meilleure représentation des processus physiques, chimiques et biologiques ainsi qu'une résolution plus élevée, ont amélioré

FAQ 3.3 (suite)

la simulation de nombreux aspects du système Terre. Ces simulations, conjuguées à l'évaluation de la capacité des modèles à simuler le réchauffement passé ainsi qu'à l'évaluation actualisée de la réponse de la température à un doublement de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère, sont utilisées pour estimer l'ampleur du réchauffement planétaire futur (FAQ 7.3).

FAQ 3.3: **Les modèles climatiques s'améliorent-ils ?**

Oui, les modèles climatiques ont été améliorés grâce à l'augmentation de la puissance de calcul et à l'amélioration de la compréhension des processus climatiques.



FAQ 3.3, figure 1 | Corrélations spatiales entre les modèles et les observations pour trois variables différentes : température de l'air en surface, précipitations et pression au niveau de la mer. Les résultats sont présentés pour les trois générations les plus récentes de modèles issues du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP) : CMIP3 (en orange), CMIP5 (en bleu) et CMIP6 (en violet). Les résultats individuels des modèles sont représentés par des lignes courtes, parallèlement à la moyenne correspondante de l'ensemble (ligne longue). Pour les corrélations, les moyennes annuelles des modèles sont comparées aux observations de référence pour la période 1980-1999, la valeur 1 représentant un accord parfait entre les modèles et les observations. Les simulations CMIP3, effectuées en 2004-2008, ont été évaluées dans le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, les simulations CMIP5, effectuées en 2011-2013 ont été évaluées dans le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC et les simulations CMIP6, effectuées en 2018-2021, sont évaluées dans le présent rapport.

Foire aux questions

FAQ 4.1 | Comment le climat va-t-il changer au cours des vingt prochaines années ?

Les parties du système climatique pour lesquelles des tendances évidentes à la hausse ou à la baisse ont été établies au cours des dernières décennies verront ces tendances se poursuivre pendant au moins les vingt prochaines années. Il s'agit par exemple de l'évolution de la température de surface du globe, de l'extension de la glace de mer de l'Arctique et du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe. Toutefois, sur une période aussi courte que vingt ans, ces tendances sont considérablement influencées par la variabilité naturelle du climat, qui peut soit amplifier, soit réduire la tendance attendue de la poursuite de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre.

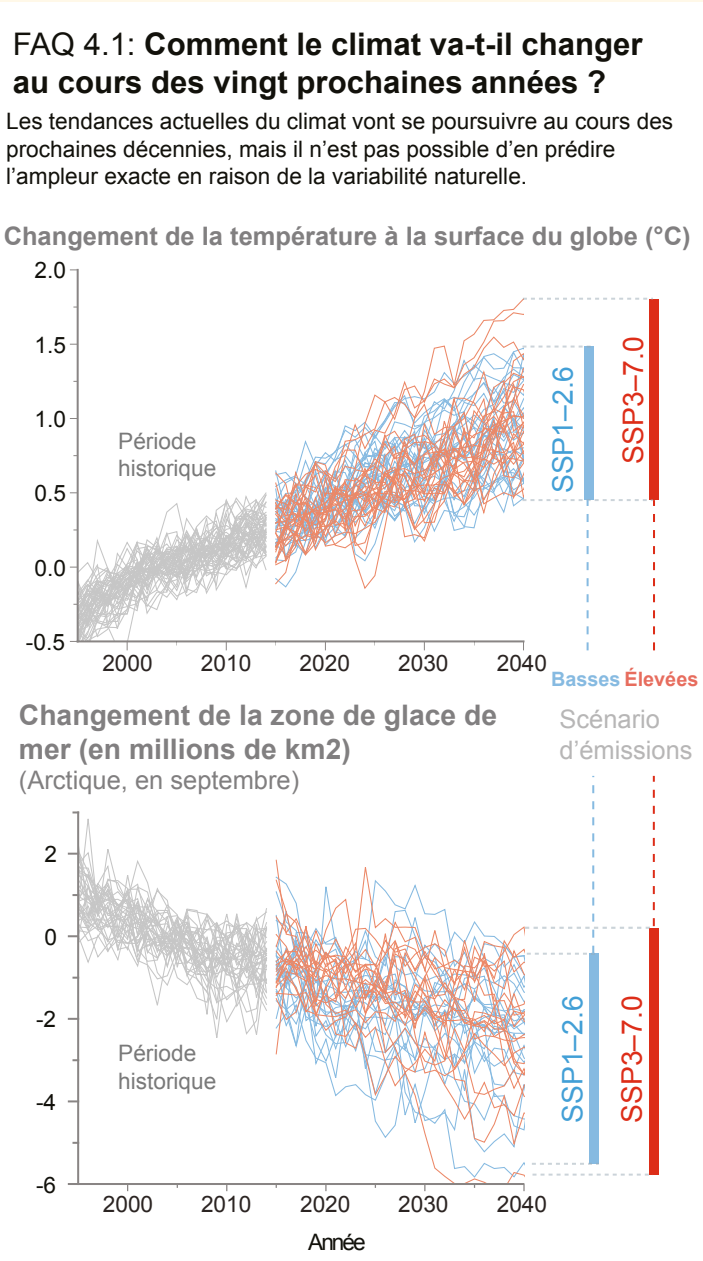
Une durée de vingt ans peut sembler longue à l'échelle d'une vie humaine, mais reste courte à l'échelle du climat. Les émissions de gaz à effet de serre vont se poursuivre au cours des vingt prochaines années, comme le prévoient tous les scénarios examinés dans ce rapport, mais à des rythmes différents. Ces émissions augmenteront encore les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (voir FAQ 4.2), entraînant la poursuite des tendances concernant le réchauffement à la surface du globe et d'autres aspects du système climatique, comme la glace de mer de l'Arctique et le niveau moyen global de la mer (voir FAQ 9.2). La figure 1 de la FAQ 4.1 montre que l'augmentation de la température à la surface du globe et le rétrécissement de la glace de mer de l'Arctique se poursuivront au cours des vingt prochaines années, avec peu de différence entre les scénarios à fortes et à faibles émissions (soit entre les lignes rouge et bleue).

Cependant, à ces tendances attendues viendra se superposer la variabilité naturelle du climat (voir FAQ 3.2). En premier lieu, une éruption volcanique majeure peut se produire, comme l'éruption du Mont Pinatubo aux Philippines en 1991 ; une telle éruption pourrait provoquer un refroidissement de la surface de la planète de quelques dixièmes de degré Celsius pendant plusieurs années. En deuxième lieu, l'atmosphère et l'océan présentent des variations qui se produisent spontanément, sans aucune influence extérieure. Ces variations vont de systèmes météorologiques localisés à des structures et oscillations à l'échelle de continents et d'océans qui évoluent sur plusieurs mois, années ou décennies. Sur une période de vingt ans, la variabilité naturelle du climat influence fortement de nombreuses grandeurs climatiques par rapport à leur réponse à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre due aux activités humaines. L'effet de la variabilité naturelle est illustré par les trajectoires très différentes que peuvent emprunter les lignes noires, rouges ou bleues individuelles dans la figure 1 de la FAQ 4.1. Il est généralement impossible de prévoir si la variabilité naturelle amplifiera ou réduira l'influence humaine dans les vingt prochaines années. La variabilité naturelle du climat au cours des prochaines années constitue donc une incertitude qui, au mieux, peut être quantifiée avec précision, mais qui ne peut être réduite.

Localement, l'effet de la variabilité naturelle serait bien plus important encore. Les simulations (non représentées ici) indiquent que, localement, une tendance au refroidissement au cours des vingt prochaines années ne peut être exclue, même dans le cas du scénario à fortes émissions, dans un petit nombre d'endroits qui peuvent se trouver n'importe où sur Terre. À l'échelle planétaire, cependant, la température augmenterait dans tous les scénarios.

En bref, si la direction du changement futur est claire pour les deux grandeurs climatiques importantes présentées ici (la température à la surface du globe et l'étendue de glace de mer de l'Arctique en septembre), l'ampleur du changement est beaucoup moins claire en raison de la variabilité naturelle.

FAQ 4.1 (suite)



FAQ 4.1, figure 1 | Simulation, sur la période 1995-2040, portant sur le passé récent et les vingt prochaines années, de deux indicateurs importants du changement climatique planétaire. (En haut) Température à la surface du globe et (en bas) étendue de glace de mer de l'Arctique en septembre. Les deux grandeurs sont représentées par l'écart par rapport à la moyenne sur la période 1995-2014. Les courbes grises correspondent à la période historique s'achevant en 2014 ; les courbes bleues représentent un scénario de faibles émissions (SSP1 2.6) et les courbes rouges un scénario de fortes émissions (SSP3 7.0).

Foire aux questions

FAQ 4.2 | Au bout de combien de temps verrions-nous les effets d'une réduction des émissions de dioxyde de carbone ?

Les effets d'une réduction substantielle des émissions de dioxyde de carbone ne seraient pas visibles immédiatement, et le temps nécessaire pour les détecter serait fonction de l'ampleur et du rythme de la réduction. Dans les scénarios des émissions les plus basses étudiés dans ce rapport, l'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ralentirait de manière visible après environ cinq à dix ans, tandis que le ralentissement du réchauffement à la surface du globe serait détectable après environ vingt à trente ans. Les effets sur les tendances des précipitations régionales ne seraient visibles qu'après plusieurs décennies.

La réduction des émissions de dioxyde de carbone (CO_2), le plus important des gaz à effet de serre émis par les activités humaines, ralentirait le rythme de l'augmentation de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Toutefois, la concentration ne commencerait à diminuer que lorsque les émissions nettes seraient proches de zéro, autrement dit lorsque la plupart ou la totalité du CO_2 émis chaque année dans l'atmosphère est éliminé par des processus naturels et humains (voir FAQ 5.1 et 5.3). Ce délai entre un pic des émissions et une diminution de la concentration traduit la très longue durée de vie du CO_2 dans l'atmosphère ; une partie du CO_2 émis par les activités humaines demeure dans l'atmosphère pendant des siècles à des millénaires.

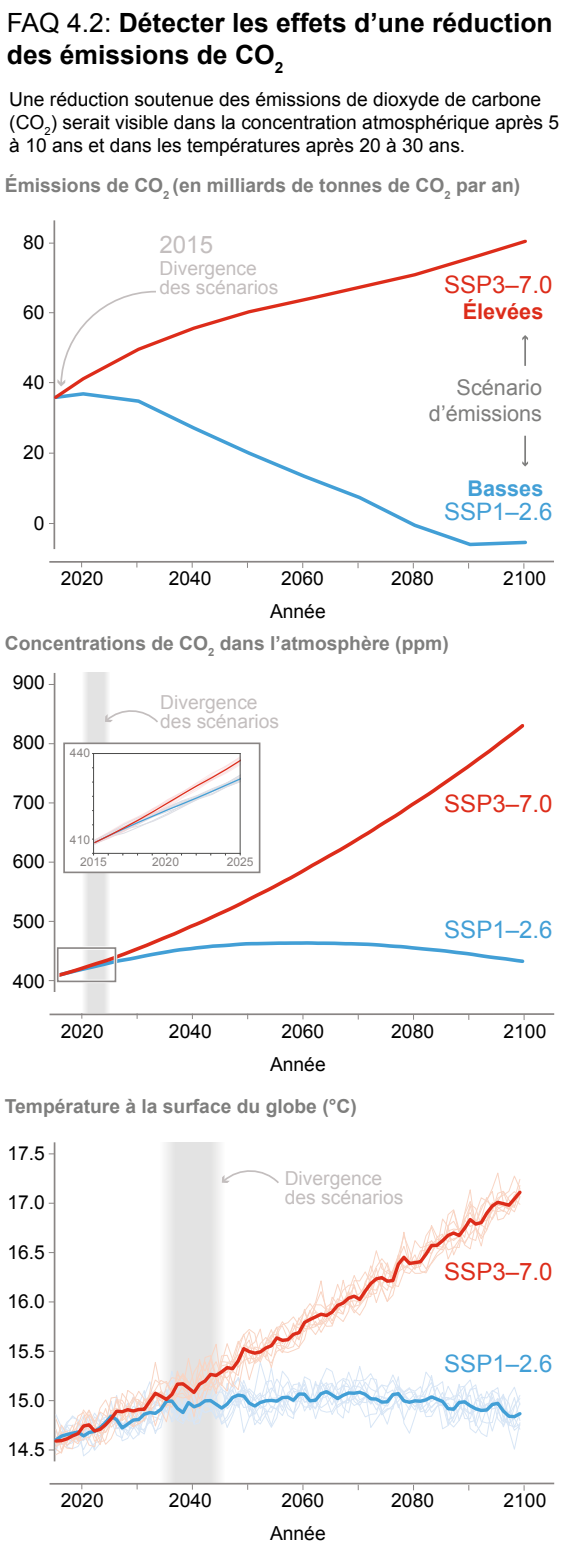
Diminuer le rythme d'augmentation de la concentration de CO_2 ralentirait le réchauffement à la surface du globe en l'espace d'une décennie. Mais cette réduction du taux de réchauffement serait masquée dans un premier temps par la variabilité naturelle du climat et pourrait ne pas être détectée avant quelques décennies (voir FAQ 1.2, 3.2 et 4.1). Il serait donc difficile de détecter si le réchauffement en surface a effectivement ralenti dans les années qui suivent le début de la réduction des émissions.

Le temps nécessaire pour détecter l'effet des réductions d'émissions est illustré en comparant les scénarios d'émissions basses et élevées (FAQ 4.2, figure 1). Dans le scénario d'émissions basses (SSP1 2.6), les émissions de CO_2 se stabilisent après 2015 et commencent à diminuer en 2020, tandis qu'elles continuent d'augmenter pendant tout le XXIe siècle dans le scénario d'émissions élevées (SSP3 7.0). L'incertitude liée au rôle de la variabilité naturelle interne du système climatique est représentée en simulant chaque scénario à dix reprises à l'aide du même modèle climatique, mais en partant d'états initiaux légèrement différents en 1850 (lignes fines). Pour chaque scénario, les différences entre les diverses simulations s'expliquent entièrement par la variabilité naturelle interne simulée. La moyenne de toutes les simulations représente la réponse climatique attendue pour un scénario donné. L'histoire climatique qui se produirait réellement dans le cas de chaque scénario serait constituée de cette réponse attendue, conjuguée à la contribution de la variabilité naturelle interne et à la contribution des éruptions volcaniques futures potentielles (ce dernier effet n'est pas représenté ici).

La figure 1 de la FAQ 4.2 montre que les concentrations de CO_2 dans l'atmosphère diffèrent sensiblement entre les deux scénarios environ cinq à dix ans après que les émissions ont commencé de diverger en 2015. En revanche, la différence entre les deux scénarios pour la température à la surface du globe n'apparaît que plus tard, environ deux à trois décennies après le début de la divergence de l'historique des émissions dans l'exemple considéré. Ce délai serait plus long si les émissions étaient réduites plus lentement que dans le scénario d'émissions basses illustré ici et plus court si les réductions étaient plus fortes. La détection prendrait plus de temps pour les grandeurs régionales et pour les changements de précipitations, qui sont plus fortement affectés par les causes naturelles. Ainsi, même dans le scénario d'émissions basses, l'effet de la réduction des émissions de CO_2 ne serait pas visible dans les précipitations régionales avant la fin du XXIe siècle.

En bref, ce n'est qu'après quelques décennies de réduction des émissions de CO_2 que nous verrions clairement la température à la surface du globe commencer à se stabiliser. En revanche, de brèves réductions des émissions de CO_2, comme pendant la pandémie de COVID-19, n'ont pas d'effets détectables sur la concentration de CO_2 ou la température du globe. Seules des réductions soutenues des émissions sur plusieurs décennies produiraient un large effet sur le système climatique.

FAQ 4.2 (suite)



FAQ 4.2, figure 1 | Observer les bénéfices de la réduction des émissions. (En haut) Émissions de dioxyde de carbone (CO_2), (au milieu) concentration de CO_2 dans l'atmosphère et (en bas) effet sur la température globale en surface pour deux scénarios : un scénario d'émissions basses (SSP1 2.6, en bleu) et un scénario d'émissions élevées (SSP3 7.0). Dans le scénario d'émissions basses, les émissions de CO_2 commencent à diminuer en 2020, tandis qu'elles continuent à augmenter pendant tout le XXIe siècle dans le scénario d'émissions élevées. Les lignes épaisses représentent la moyenne de chacune des 10 simulations (ligne fine) pour chaque scénario. Les différences entre les diverses simulations correspondent à la variabilité naturelle.

Foire aux questions

FAQ 4.3 | Pour un niveau donné de réchauffement planétaire, quelles sont les structures spatiales du changement climatique ?

A mesure que la planète se réchauffe, le changement climatique ne se déroule pas de manière uniforme sur toute la planète, mais certaines structures de changements régionaux sont clairement, directement et étroitement reliées à l'augmentation de la température à la surface du globe. L'Arctique se réchauffe davantage que les autres régions, les terres émergées davantage que la surface de l'océan et l'hémisphère Nord davantage que l'hémisphère Sud. Les précipitations augmentent aux latitudes élevées, dans les tropiques et dans une grande partie des régions de mousson, mais diminuent dans les régions subtropicales. Pour ce type de cas, nous pouvons établir la direction et l'ampleur de certains changements régionaux – en particulier les changements de température et de précipitations – pour tout niveau donné de réchauffement planétaire.

L'intensité du changement climatique va dépendre du niveau de réchauffement planétaire. Il est possible d'identifier certaines structures de changements climatiques régionaux qui se produisent de manière cohérente, mais dont l'amplitude s'accroît lorsque le niveau de réchauffement planétaire augmente. Ces structures spatiales robustes du changement climatique sont largement indépendantes du scénario spécifique (et de la trajectoire temporelle) qui aboutit à un niveau donné de réchauffement planétaire. Autrement dit, lorsque différents scénarios aboutissent au même niveau de réchauffement planétaire, quel que soit le moment auquel ce niveau est atteint dans chaque scénario, nous pouvons déterminer les structures des changements régionaux qui résulteraient de ce réchauffement. Lorsque ces structures de changements sont robustes, les conséquences régionales peuvent être évaluées pour tous les niveaux de réchauffement planétaire, pour toutes les périodes futures et pour tous les scénarios. Les changements de température et de précipitations présentent de telles structures robustes qui sont particulièrement frappantes.

Les hautes latitudes de l'hémisphère Nord devraient connaître le plus fort réchauffement, de deux à quatre fois supérieur au niveau du réchauffement planétaire – un phénomène appelé amplification arctique (FAQ 4.3, figure 1, à gauche). Plusieurs processus contribuent à ce taux élevé de réchauffement, notamment l'augmentation de l'absorption du rayonnement solaire du fait de la perte de la glace de mer et de la neige et de leurs propriétés réfléchissantes dans un monde plus chaud. Dans l'hémisphère Sud, l'Antarctique devrait se réchauffer plus rapidement que l'océan Austral des latitudes moyennes, mais les hautes latitudes de l'hémisphère Sud devraient se réchauffer à une amplitude réduite par rapport au niveau du réchauffement planétaire (FAQ 4.3, figure 1, à gauche). Ce réchauffement relativement plus lent des hautes latitudes de l'hémisphère Sud s'explique en grande partie par la remontée des eaux profondes de l'Antarctique qui permet une importante absorption de chaleur à la surface de l'océan Austral.

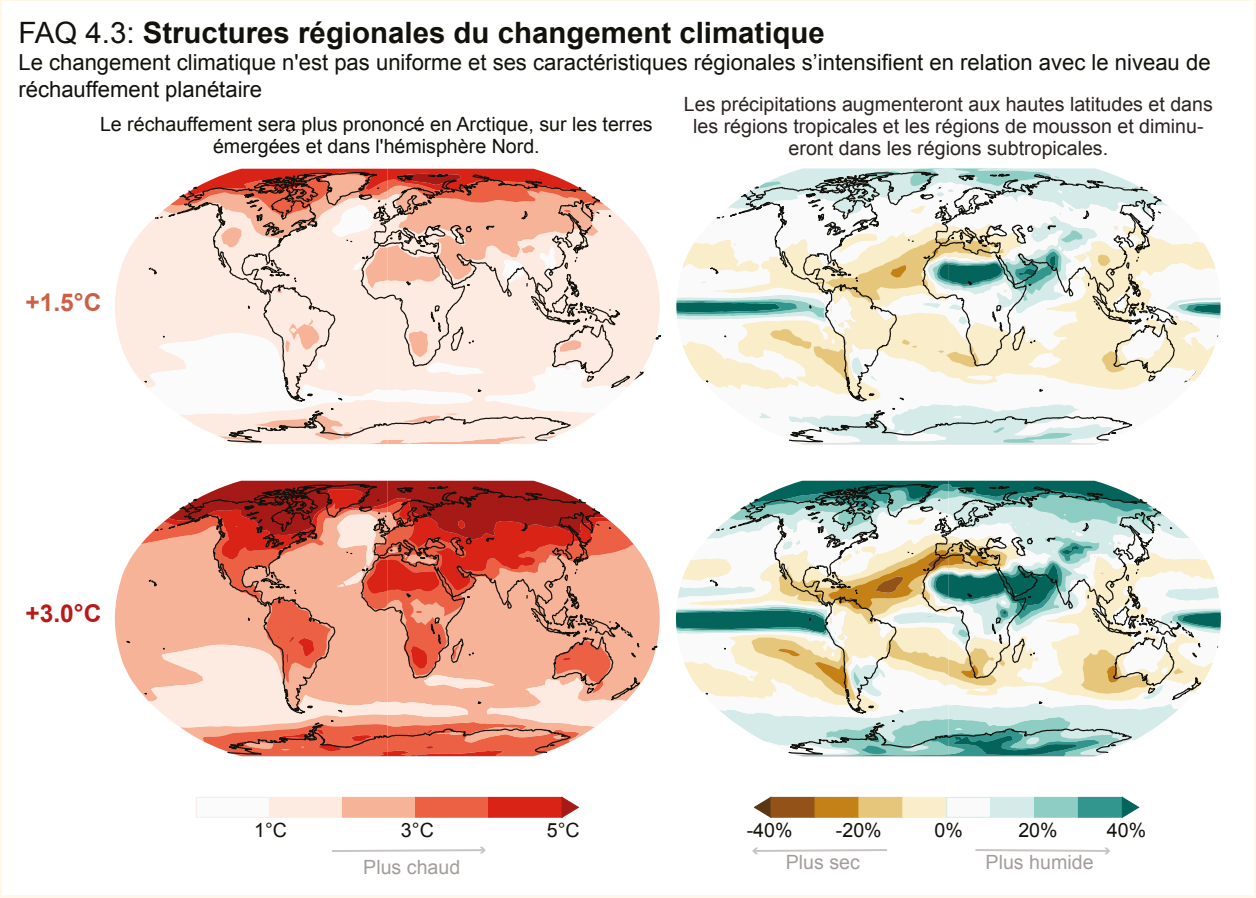
Le réchauffement est généralement plus prononcé au-dessus des terres émergées que de l'océan, et dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, tout en étant moins marqué dans la région subpolaire centrale de l'Atlantique nord et dans la partie la plus méridionale du Pacifique. Ces différences tiennent à plusieurs facteurs, notamment les différences dans la façon dont les zones terrestres et océaniques absorbent et retiennent la chaleur, le fait que l'hémisphère Nord comporte davantage de terres émergées que l'hémisphère Sud et l'influence de la circulation océanique. Pour l'hémisphère Sud, des structures robustes de réchauffement assez marqué sont projetées pour les régions subtropicales de l'Amérique du Sud, de l'Afrique australe et de l'Australie. Le réchauffement relativement important de la région subtropicale de l'Afrique australe résulte de fortes interactions de l'humidité du sol et de la température, ainsi que de l'augmentation du rayonnement solaire du fait d'une subsidence accrue.

Les changements de précipitations sont proportionnels eux aussi au niveau de réchauffement planétaire (FAQ 4.3, figure 1, à droite), même si les incertitudes sont plus élevées que pour le changement de température. Aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud et de l'hémisphère Nord, des augmentations de précipitations sont attendues à mesure que la planète continuera de se réchauffer, les changements devant être d'autant plus importants que les niveaux de réchauffement planétaire seront élevés (FAQ 4.3, figure 1, à droite). Il en va de même pour les projections d'augmentation des précipitations dans les tropiques et dans une grande partie des régions de mousson. Un assèchement général est attendu dans les régions subtropicales, particulièrement en Méditerranée, en Afrique australe et dans certaines parties de l'Australie, de l'Amérique du Sud et du sud-ouest de l'Amérique du Nord, ainsi que dans la région subtropicale de l'Atlantique et une partie des régions subtropicales de l'océan Indien et de l'océan Pacifique. Cette augmentation des précipitations dans les régions tropicales et leur diminution dans les régions subtropicales s'amplifient avec l'augmentation du niveau de réchauffement planétaire.

FAQ 4.3 (suite)

Certaines régions déjà sèches et chaudes, comme l'Afrique australe et la Méditerranée, devraient devenir progressivement plus sèches et radicalement plus chaudes avec l'augmentation du niveau de réchauffement planétaire.

En résumé, le changement climatique ne touchera pas toutes les parties du globe uniformément. On identifie plutôt des structures régionales distinctes de changements de la température et des précipitations, et il est projeté que ces changements s'amplifieront à mesure que le niveau de réchauffement planétaire augmentera.



FAQ 4.3, figure 1 | Les changements régionaux de température (à gauche) et de précipitations (à droite) sont proportionnels au niveau de réchauffement planétaire, quel que soit le scénario par lequel ce niveau de réchauffement planétaire est atteint. Le réchauffement en surface et le changement des précipitations sont indiqués par rapport au climat de 1850-1900, et pour des périodes au cours desquelles le réchauffement de la planète en surface est de 1,5 °C (en haut) et de 3 °C (en bas), respectivement. Les changements présentés ici sont issus de 31 modèles CMIP6 utilisant le scénario d'émissions SSP3 7.0.

Foire aux questions

FAQ 5.1 | L'élimination naturelle du carbone de l'atmosphère s'affaiblit-elle ?

Pendant des décennies, la moitié environ du dioxyde de carbone (CO_2) que les activités humaines ont émis dans l'atmosphère a été absorbée par les puits de carbone naturels de la végétation, des sols et des océans. Ces puits naturels de CO_2 ont donc ralenti environ de moitié le rythme auquel les concentrations de CO_2 ont augmenté dans l'atmosphère, et ont donc ralenti le réchauffement planétaire. Les observations indiquent cependant que les processus qui sous-tendent cette absorption commencent à réagir à l'accroissement du CO_2 dans l'atmosphère et au changement climatique d'une manière qui affaiblira la capacité de la nature à absorber le CO_2 à l'avenir. Il est essentiel de comprendre l'ampleur de ce changement pour prévoir comment le système climatique réagira aux émissions futures et aux mesures de réduction des émissions.

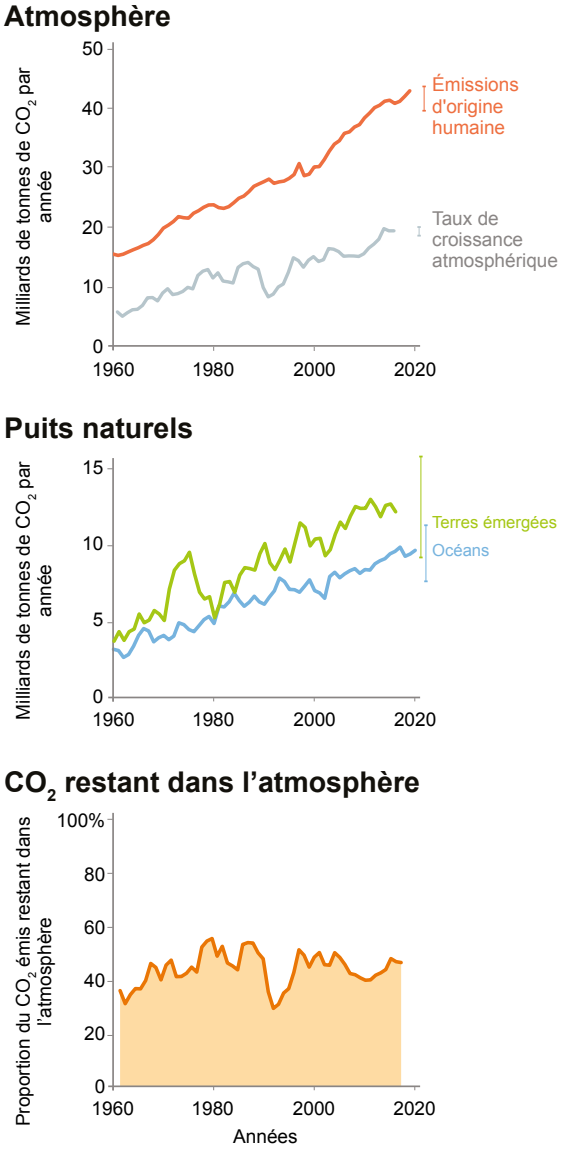
Les observations directes des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère, qui ont commencé en 1958, montrent que l'atmosphère n'a conservé que la moitié environ du CO_2 émis par les activités humaines, en raison de la combustion de combustibles fossiles et de changements d'affectation des terres comme la déforestation (FAQ 5.1, figure 1). Les processus naturels du cycle du carbone sur les terres émergées et dans l'océan ont absorbé le reste de ces émissions. Ces « puits » de carbone terrestres et océaniques ont augmenté d'une façon largement proportionnelle à l'augmentation des émissions de CO_2, absorbant respectivement 31 % (terres émergées) et 23 % (océan) des émissions sur la période 2010-2019 (FAQ 5.1, figure 1). De ce fait, la proportion moyenne des émissions annuelles de CO_2 qui restent dans l'atmosphère est demeurée à peu près stable, à 44 %, au cours des soixante dernières années, malgré l'augmentation continue des émissions de CO_2 provenant des activités humaines.

Sur les terres émergées, c'est principalement la végétation qui capte le CO_2 de l'atmosphère par la *photosynthèse*, celui-ci finissant par s'accumuler aussi bien dans la végétation que dans les sols. À mesure que davantage de CO_2 s'accumule dans l'atmosphère, le captage du carbone par les végétaux augmente en raison de *l'effet de fertilisation par le CO_2* dans les régions où la croissance des plantes n'est pas limitée par des facteurs comme la disponibilité des nutriments. Le changement climatique agit sur les processus responsables de l'absorption et de la libération du CO_2 sur les terres émergées de multiples façons. L'absorption terrestre du CO_2 est généralement accrue par des saisons de croissance plus longues en raison du réchauffement de la planète dans les régions froides et par les dépôts d'azote dans les régions où la présence d'azote est limitée. La respiration des plantes et des organismes du sol, les perturbations naturelles, comme les incendies, et les activités humaines, comme la déforestation, sont autant de processus qui renvoient du CO_2 dans l'atmosphère. L'effet cumulé du changement climatique sur ces processus est d'affaiblir les puits terrestres futurs. En particulier, les températures extrêmes et les sécheresses ainsi que le dégel du pergélisol (voir FAQ 5.2) ont tendance à réduire le puits terrestre à l'échelle régionale. Dans l'océan, plusieurs facteurs déterminent la quantité de CO_2 qui est captée : la différence de pression partielle du CO_2 entre l'atmosphère et l'océan en surface ; la vitesse des vents à la surface de l'océan ; la composition chimique de l'eau de mer (autrement dit son *pouvoir tampon*), qui influe sur la quantité de CO_2 pouvant être absorbée ; et l'utilisation du CO_2 pour la photosynthèse par les microalgues d'eau de mer. Les eaux océaniques de surface enrichies en CO_2 sont transportées vers les profondeurs de l'océan dans certaines zones du globe (comme la région septentrionale de l'Atlantique et l'océan Austral), le CO_2 étant ainsi stocké efficacement loin de l'atmosphère pendant plusieurs décennies à plusieurs siècles. L'effet cumulé du réchauffement de la température de surface de l'océan sur ces processus est d'affaiblir le puits de CO_2 océanique futur.

FAQ 5.1 (suite)

FAQ 5.1: **L'élimination naturelle du carbone de l'atmosphère s'affaiblit-elle ?**

Non, les puits de carbone naturels ont absorbé une fraction pratiquement constante des émissions de dioxyde de carbone (CO_2) provenant des activités humaines au cours des six dernières décennies. On s'attend cependant à ce que cette fraction diminue à l'avenir si les émissions de CO_2 continuent d'augmenter.



Le puits de carbone océanique est mieux quantifié que le puits terrestre grâce aux observations directes du carbone océanique et atmosphérique. La surveillance du puits de carbone terrestre pose davantage de difficultés à l'échelle planétaire, celui-ci connaissant de fortes variations, même à l'échelle régionale. Il n'existe actuellement aucune preuve directe que les puits naturels ralentissent, car les changements observables dans la fraction des émissions humaines stockées sur terre ou dans les océans sont faibles par rapport aux variations annuelles et décennales de ces puits. Néanmoins, il est de plus en plus évident que les changements atmosphériques et climatiques ont une incidence sur les processus qui contrôlent les puits terrestres et océaniques.

Dans la mesure où les puits terrestres et océaniques réagissent à l'augmentation du CO_2 atmosphérique et au réchauffement climatique d'origine humaine, la quantité absolue de CO_2 absorbée par les terres émergées et l'océan sera influencée par les émissions futures de CO_2. Il s'ensuit également que si les pays parviennent à réduire fortement les émissions de CO_2 mondiales, voire à éliminer le CO_2 de l'atmosphère, ces puits absorberont moins de CO_2 du fait de la diminution des perturbations humaines du cycle du carbone. Dans les scénarios de fort réchauffement futur, on s'attend à ce que les puits océaniques et terrestres mondiaux cessent de croître dans la seconde moitié du siècle, étant de plus en plus affectés par les effets du changement climatique. Ainsi, la quantité

totale de CO_2 émise dans l'atmosphère et les réponses des puits naturels de CO_2 vont déterminer quels efforts seront nécessaires pour limiter le réchauffement planétaire à un certain niveau (voir FAQ 5.4), ce qui souligne l'importance de comprendre l'évolution de ces puits naturels de CO_2.

FAQ 5.1, figure 1 | Dioxyde de carbone (CO_2) de l'atmosphère et puits de carbone naturels. (En haut) Émissions mondiales de CO_2 provenant des activités humaines et taux d'accroissement du CO_2 dans l'atmosphère ; **(au milieu)** absorption nette du CO_2 par les terres émergées et les océans (puits naturels) ; et **(en bas)** fraction du CO_2 émis par les activités humaines qui est resté dans l'atmosphère de 1960 à 2019. Les lignes représentent la moyenne mobile sur cinq ans, et les barres d'erreur indiquent l'incertitude de l'estimation moyenne. Voir le tableau 5.SM.6 pour de plus amples renseignements sur les données utilisées pour cette figure.

FAQ

Foire aux questions

FAQ 5.2 | Le dégel du pergélisol peut-il sensiblement renforcer le réchauffement planétaire ?

Dans l'Arctique, de grandes quantités de carbone organique sont stockées dans le pergélisol – sol restant gelé toute l'année. Si d'importantes zones de pergélisol dégèlent avec le réchauffement du climat, une partie de ce carbone peut être libérée dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone ou de méthane, entraînant un réchauffement supplémentaire. Les projections réalisées à partir de modèles d'écosystèmes de pergélisol suggèrent que le dégel futur du pergélisol entraînera un certain réchauffement supplémentaire – suffisant pour être important, mais pas assez pour conduire à une situation d'« emballement du réchauffement », où le dégel du pergélisol entraînerait une accélération brutale et autorenforcée du réchauffement planétaire.

L'Arctique est le plus grand réservoir de carbone sensible aux effets du climat sur Terre ; ses sols gelés, ou *pergélisols*, stockent en effet deux fois plus de carbone que la quantité actuellement contenue dans l'atmosphère. Comme la région de l'Arctique se réchauffe plus rapidement que n'importe quel autre endroit sur Terre, on craint que ce réchauffement ne libère des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et n'amplifie donc considérablement le changement climatique.

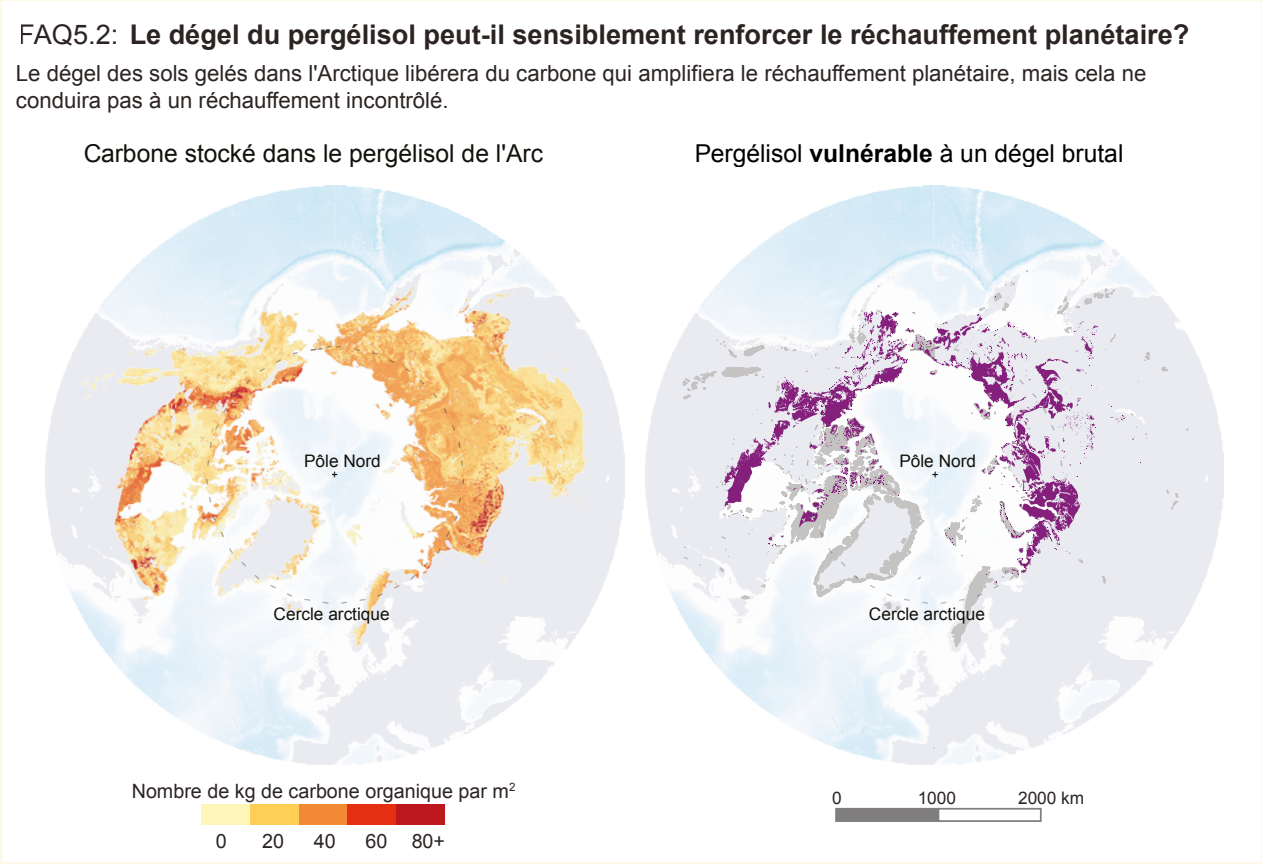
Le carbone contenu dans le pergélisol s'est accumulé pendant des milliers d'années, les végétaux morts s'étant accumulés après enfouissement dans les couches de sol gelé, où le froid empêche la matière organique de se décomposer. À mesure que l'Arctique se réchauffe et que ces sols dégèlent, la matière organique qu'ils contiennent commence à se décomposer rapidement et retourne dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone ou de méthane, deux importants gaz à effet de serre. Le pergélisol peut aussi dégeler localement de manière abrupte, en raison de la fonte de la glace du sol qui remodèle les paysages de l'Arctique, de l'expansion et du drainage des lacs, et des incendies qui détruisent les couches isolantes du sol en surface. La libération de carbone consécutivement au dégel du pergélisol a déjà été observée dans l'Arctique, et les modèles climatiques prévoient qu'une grande partie du pergélisol superficiel (< 3 m de profondeur) de tout l'Arctique dégèlerait dans des conditions de réchauffement planétaire modéré à élevé (2 °C-4 °C).

Bien que les processus du pergélisol soient complexes, ils commencent à être inclus dans des modèles qui représentent les interactions entre climat et cycle du carbone. Les projections de ces modèles du carbone du pergélisol montrent une large fourchette d'intensité, pour ce cercle vicieux entre le carbone et le climat dû aussi bien au dioxyde de carbone qu'au méthane, comprise entre 14 et 175 milliards de tonnes d'équivalent dioxyde de carbone libérées par degré supplémentaire de réchauffement planétaire. Par comparaison, en 2019, les activités humaines ont émis environ 40 milliards de tonnes de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Cela a deux conséquences. En premier lieu, le réchauffement supplémentaire provoqué par le dégel du pergélisol est suffisamment fort pour devoir être pris en compte dans l'estimation de la quantité totale des émissions résiduelles compatibles avec la stabilisation du climat à un niveau donné de réchauffement planétaire (c'est-à-dire le budget carbone résiduel, voir FAQ 5.4). En second lieu, les modèles n'identifient pas de niveau de réchauffement particulier à partir duquel le dégel du pergélisol deviendrait un « point de bascule », c'est-à-dire un seuil dans le système climatique qui déclencherait un emballement du réchauffement de la planète. Cependant, ils projettent que ces émissions augmenteront continuellement avec le réchauffement et que cette tendance pourrait persister pendant des centaines d'années.

Le pergélisol est aussi présent dans d'autres endroits froids (comme les chaînes de montagnes), mais qui contiennent beaucoup moins de carbone que l'Arctique. Ainsi, le plateau tibétain contient une quantité équivalente à environ 3 % du carbone stocké dans l'Arctique. Le carbone gelé dans les sédiments océaniques peu profonds est aussi un sujet de préoccupation. Ces dépôts sont connus sous le nom d'*hydrates de méthane* ou *clathrates*, molécules de méthane enfermées dans une cage de molécules de glace. Ils se sont formés dans des sols gelés qui ont été inondés quand le niveau de la mer est monté après la dernière période glaciaire. Si ces hydrates dégèlent, ils peuvent libérer du méthane qui peut remonter à la surface. La quantité totale de carbone des hydrates de méthane associés au pergélisol est nettement inférieure à celle du carbone des sols du pergélisol. Le réchauffement planétaire met des millénaires à pénétrer dans les sédiments du fond de l'océan, ce qui explique pourquoi ces hydrates réagissent encore à la dernière déglaciation. Par conséquent, seule une petite fraction des hydrates existants pourrait être déstabilisée au cours du siècle à venir. Même lorsque du méthane est libéré de ces hydrates, on s'attend à ce que la majeure partie de celui-ci soit consommée et oxydée en dioxyde de carbone dans l'océan avant d'atteindre l'atmosphère. D'après la modélisation de ces processus la plus complète dont on dispose aujourd'hui, le taux de libération dans l'atmosphère serait inférieur à 2 % des émissions de méthane actuelles liées aux activités humaines.

FAQ 5.2 (suite)

Dans l'ensemble, le dégel du pergélisol de l'Arctique semble être une source supplémentaire importante de gaz piégeant la chaleur dans l'atmosphère, davantage que les hydrates sous-marins. Les modèles du climat et du cycle du carbone commencent à prendre en compte les processus du pergélisol. Si ces modèles divergent sur la quantité exacte de gaz piégeant la chaleur qui sera libérée dans l'atmosphère, ils s'accordent sur le fait que : i) la quantité de ces gaz libérés par le pergélisol augmentera avec le niveau de réchauffement planétaire ; et ii) l'effet amplifiant du dégel du pergélisol sur le réchauffement planétaire est suffisamment important pour être pris en compte dans l'estimation des budgets carbone résiduels pour limiter le réchauffement à venir.



FAQ 5.2, figure 1 | Le pergélisol de l'Arctique est un grand réservoir de carbone qui est sensible au changement climatique. (À gauche) Quantité de carbone stockée dans le pergélisol, à 3 m de profondeur (jeu de données NCSCDv2) et **(à droite)** zone de pergélisol vulnérable à un dégel brutal (jeu de données Circumpolar Thermokarst Landscapes).

FAQ 5.3 | Le changement climatique pourrait-il être inversé en éliminant du dioxyde de carbone de l'atmosphère ?

L'élimination délibérée de dioxyde de carbone (CO_2) de l'atmosphère pourrait inverser certains aspects du changement climatique (c'est-à-dire en changer le sens). Cependant, cela pourra seulement se produire s'il en résulte une réduction nette de la quantité totale de CO_2 dans l'atmosphère, autrement dit si les absorptions délibérées sont plus importantes que les émissions. Certaines tendances du changement climatique, comme l'augmentation de la température à la surface du globe, commenceraient à s'inverser en quelques années. D'autres aspects du changement climatique mettraient des décennies (comme le dégel du pergélisol) ou des siècles (comme l'acidification de l'océan profond) à s'inverser, et certains, comme l'élévation du niveau de la mer, mettraient des siècles ou des millénaires à changer de sens.

L'expression *émissions négatives de dioxyde de carbone (CO_2)* désigne l'élimination du CO_2 de l'atmosphère par des activités humaines délibérées, en sus des absorptions qui se produisent naturellement, et est souvent utilisée comme synonyme de l'expression *élimination du dioxyde de carbone*. Des émissions négatives de CO_2 peuvent compenser la libération de CO_2 dans l'atmosphère par les activités humaines. Elles pourraient être réalisées en renforçant les processus naturels de piégeage du CO_2 sur les terres émergées (par exemple en plantant des arbres ou par des pratiques agricoles qui augmentent la teneur en carbone des sols) et/ou dans l'océan (notamment par la restauration des écosystèmes côtiers) ou en éliminant directement le CO_2 de l'atmosphère. Si les absorptions de CO_2 sont supérieures aux émissions de CO_2 dues à l'homme à l'échelle mondiale, les émissions sont dites nettes négatives. On notera que les technologies d'élimination du CO_2 ne sont pas capables d'atteindre l'échelle d'absorption qui serait nécessaire pour compenser les niveaux actuels d'émissions, ou n'y sont pas encore prêtes, et que la plupart ont des effets secondaires indésirables.

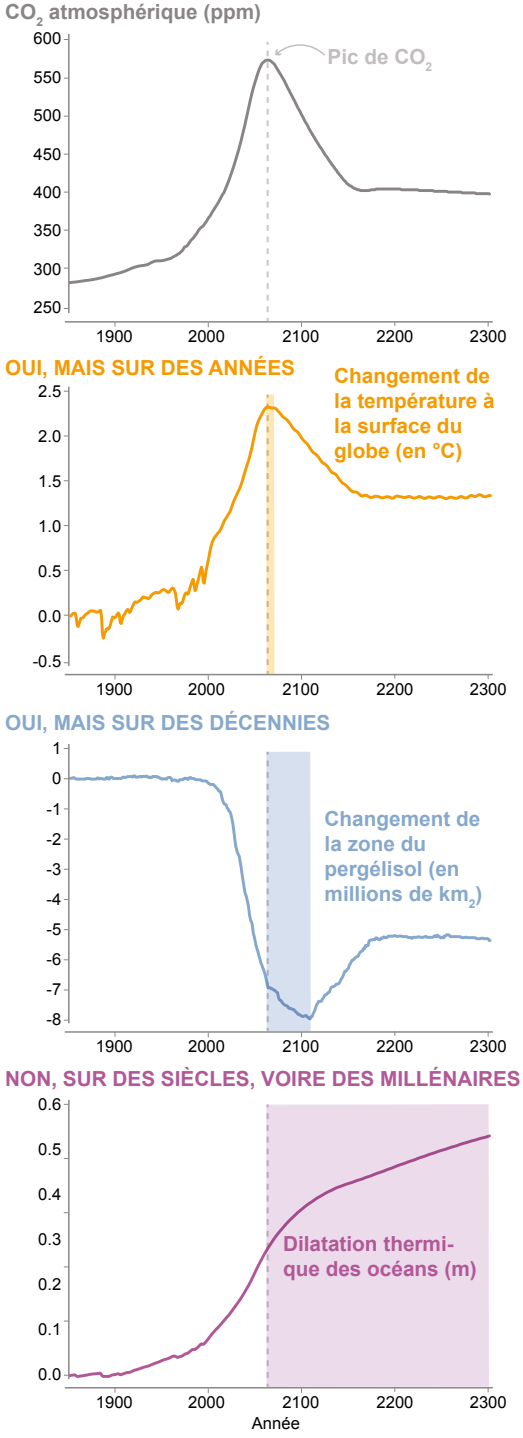
En l'absence d'élimination délibérée du CO_2, la concentration de CO_2 dans l'atmosphère (une mesure de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère) résulte d'un équilibre entre les rejets de CO_2 par les activités humaines et l'élimination du CO_2 par des processus naturels sur les terres émergées et dans les océans (les « puits de carbone » naturels ; voir FAQ 5.1). Si la libération de CO_2 dépasse l'élimination par les puits de carbone, la concentration de CO_2 dans l'atmosphère augmente ; si la libération de CO_2 est égale à l'élimination, la concentration de CO_2 dans l'atmosphère se stabilise ; et si l'élimination du CO_2 dépasse les rejets, la concentration de CO_2 diminue. Il en va de même pour les émissions nettes de CO_2, à savoir la somme des rejets dus à l'homme et des absorptions délibérées.

Si la concentration de CO_2 dans l'atmosphère commence à diminuer, le climat de la Terre réagira à ce changement (FAQ 5.3, figure 1). Certaines parties du système climatique mettent du temps à réagir à un changement de la concentration de CO_2, de sorte qu'une diminution du CO_2 atmosphérique à la suite d'émissions nettes négatives ne conduirait pas immédiatement à une inversion de toutes les tendances du changement climatique. Des études récentes ont montré que la température à la surface du globe commencerait à baisser en quelques années après une diminution du CO_2 atmosphérique, même si cette baisse ne serait pas détectable avant des décennies en raison de la variabilité climatique naturelle (voir FAQ 4.2). D'autres conséquences du changement climatique d'origine humaine, comme la diminution de l'étendue du pergélisol, mettraient des décennies à s'inverser ; d'autres encore, comme le réchauffement, l'acidification et l'appauvrissement en oxygène de l'océan profond, mettraient des siècles à s'inverser à la suite d'une baisse de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Le niveau de la mer continuerait de s'élever pendant des siècles ou des millénaires, même si l'on parvenait à éliminer de grandes quantités de CO_2 par des absorptions délibérées.

FAQ 5.3 (suite)

FAQ 5.3: **Le changement climatique pourrait-il être inversé en éliminant du dioxyde de carbone de l'atmosphère ?**

En retirant de l'atmosphère plus de dioxyde de carbone (CO_2) qu'il n'en est émis, on pourrait inverser certains aspects du changement climatique, mais certains changements se poursuivraient selon leur tendance actuelle pendant des décennies à des millénaires.



Les scénarios de « dépassement » sont une catégorie de scénarios futurs qui font l'objet d'une attention croissante, notamment dans le contexte d'objectifs climatiques ambitieux, comme la limitation du réchauffement planétaire à 1,5 °C ou 2 °C inscrite dans l'Accord de Paris. Dans ces scénarios, un rythme lent de réduction des émissions à court terme est compensé par des émissions nettes négatives de CO_2 à la fin du siècle, ce qui donne lieu à un écart ou « dépassement » temporaire par rapport au niveau de réchauffement considéré. Étant donné la réaction différée de plusieurs composantes du système climatique, il s'ensuit que le dépassement temporaire se traduirait par des changements climatiques supplémentaires par rapport à un scénario qui atteint l'objectif sans dépassement. Il faudrait des décennies, voire des siècles, pour que ces changements s'inversent, l'inversion prenant plus longtemps pour les scénarios où le dépassement est plus important.

En éliminant davantage de CO_2 de l'atmosphère qu'il n'en est émis, on commencerait effectivement à inverser certains aspects du changement climatique, mais certains changements se poursuivraient selon la direction en cours pendant des décennies à des millénaires. Les méthodes capables d'éliminer le CO_2 à grande échelle en sont encore au stade de la recherche-développement ou n'ont pas fait leurs preuves aux échelles de déploiement nécessaires pour parvenir à une réduction nette des niveaux de CO_2 dans l'atmosphère. Les méthodes d'élimination du CO_2, en particulier celles qui sont destinées à être déployées sur les terres émergées, peuvent avoir des effets secondaires indésirables sur l'eau, la production alimentaire et la biodiversité.

FAQ 5.3, figure 1 | Modifications des aspects du changement climatique en réponse à un pic et à une baisse de la concentration atmosphérique de CO_2 (panneau supérieur). La ligne grise verticale discontinue indique dans tous les panneaux le moment où se produit le pic de concentration de CO_2. Elle montre que l'inversion du réchauffement à la surface du globe se produit avec un décalage de quelques années par rapport à la diminution de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère, que l'inversion de la réduction de la zone du pergélisol est décalée de plusieurs décennies par rapport à la diminution du CO_2 atmosphérique et que la dilatation thermique des océans se poursuit pendant plusieurs siècles. Les informations quantitatives de la figure (c'est-à-dire les chiffres sur les axes verticaux) ne doivent pas être mises en relief, car elles résultent de simulations à partir d'un seul modèle et seraient différentes pour d'autres modèles. On peut toutefois s'attendre à ce que le comportement qualitatif soit largement indépendant du modèle.

FAQ

FAQ 5.4 | Que sont les budgets carbone ?

Il existe plusieurs types de budgets carbone. Le plus souvent, l'expression désigne la quantité totale nette de dioxyde de carbone (CO_2) qui peut encore être émise par les activités humaines tout en limitant le réchauffement planétaire à un niveau déterminé (par exemple à 1,5 °C ou 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels). C'est ce qu'on appelle le « budget carbone résiduel ». Plusieurs choix et jugements de valeur doivent être faits avant de pouvoir estimer celui-ci sans ambiguïté. Lorsque le budget carbone résiduel est associé à l'ensemble des émissions de CO_2 passées à ce jour, il est possible de définir un « budget carbone total » compatible avec une limite spécifique de réchauffement planétaire. Un troisième type de budget carbone est le « budget carbone historique », moyen scientifique de décrire toutes les sources et tous les puits de CO_2 passés et actuels.

L'expression « budget carbone résiduel » sert à décrire la quantité nette totale de CO_2 que les activités humaines peuvent encore rejeter dans l'atmosphère tout en maintenant le réchauffement planétaire à un niveau déterminé, par exemple à 1,5 °C ou à 2 °C par rapport aux températures préindustrielles. Les émissions de CO_2 provenant des activités humaines sont la principale cause du réchauffement planétaire. Il est possible de définir un budget carbone résiduel en raison du comportement spécifique du CO_2 dans le système Terre. Il se trouve que le réchauffement planétaire est à peu près linéairement proportionnel à la quantité nette totale des émissions de CO_2 qui sont libérées dans l'atmosphère par les activités humaines, ce qu'on appelle aussi les émissions anthropiques cumulées de CO_2. Les autres gaz à effet de serre ont un comportement différent et doivent être comptabilisés séparément.

La notion de budget carbone résiduel implique que, pour stabiliser le réchauffement planétaire à un niveau donné, les émissions mondiales de CO_2 doivent être réduites tôt ou tard à un niveau net égal à zéro. L'expression « émissions nettes de CO_2 égales à zéro » décrit une situation dans laquelle toutes les émissions anthropiques de CO_2 sont compensées par des absorptions anthropiques délibérées, de sorte qu'en moyenne, aucun CO_2 n'est ajouté ou éliminé de l'atmosphère par les activités humaines. Dans cette situation, les concentrations de CO_2 dans l'atmosphère diminueraient progressivement jusqu'à un niveau stable à long terme, l'excédent de CO_2 dans l'atmosphère étant absorbé par les puits océanique et terrestre (voir FAQ 5.1). La notion de budget carbone résiduel signifie aussi que, si les réductions des émissions de CO_2 sont retardées, des réductions plus importantes et plus rapides seront nécessaires par la suite pour rester dans le même budget. Si le budget carbone résiduel est dépassé, la conséquence en sera soit un réchauffement planétaire plus important, soit un impératif d'éliminer activement le CO_2 de l'atmosphère afin de ramener les températures mondiales au niveau souhaité (voir FAQ 5.3).

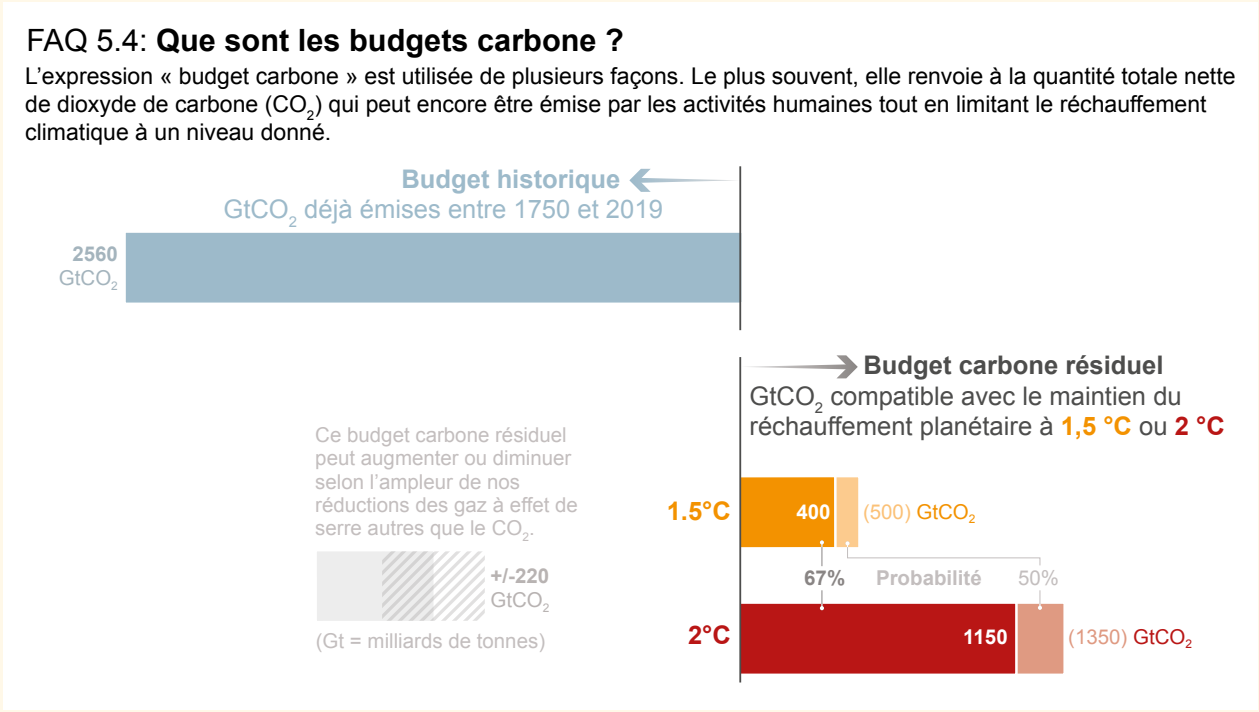
L'estimation de la taille des budgets carbone résiduels est fonction d'une série de choix. Ces choix se fondent sur : 1) le niveau de réchauffement planétaire choisi comme limite (à titre d'exemple, 1,5 °C ou 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels) ; 2) la probabilité avec laquelle on veut s'assurer que le réchauffement sera contenu sous cette limite (par exemple une chance sur deux, deux chances sur trois ou une probabilité plus élevée) ; et 3) la mesure dans laquelle on parvient à limiter les émissions d'autres gaz à effet de serre qui influencent le climat, comme le méthane ou l'oxyde nitreux. Ces choix peuvent être éclairés par les connaissances scientifiques, mais constituent en définitive des choix subjectifs. Une fois ces choix faits, afin d'estimer le budget carbone résiduel pour un objectif de température donné, il est possible de conjuguer les connaissances sur l'ampleur du réchauffement planétaire déjà enregistré, sur l'ampleur du réchauffement par tonne cumulée de CO_2 et sur l'ampleur du réchauffement encore attendu lorsque les émissions nettes mondiales de CO_2 auront été ramenées à zéro. Ainsi, pour limiter le réchauffement planétaire à 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels avec une probabilité d'une chance sur deux (50 %) ou sur trois (67 %), les budgets carbone résiduels s'élèvent à 500 et 400 milliards de tonnes de CO_2, respectivement, à compter du 1er janvier 2020 (FAQ 5.4, figure 1). À l'heure actuelle, les activités humaines émettent environ 40 milliards de tonnes de CO_2 dans l'atmosphère par année.

Le budget carbone résiduel dépend de l'ampleur du réchauffement planétaire à ce jour. Ce réchauffement passé est dû aux émissions historiques, qui sont estimées en examinant le *budget carbone historique* – une manière scientifique de décrire toutes les sources et tous les puits de CO_2 passés et présents. Le budget carbone historique décrit comment les émissions de CO_2 provenant des activités humaines ont été redistribuées entre les différents réservoirs de CO_2 du système Terre. Ces réservoirs sont l'océan, la végétation terrestre et l'atmosphère (dans laquelle le CO_2 a été émis). La part de CO_2 qui n'est pas absorbée par l'océan ou les terres émergées, et qui augmente donc la concentration de CO_2 dans l'atmosphère, est la cause du réchauffement planétaire. Le budget carbone historique nous indique que, sur les quelques 2 560 milliards environ de tonnes de CO_2 qui ont été libérées dans l'atmosphère par les activités humaines entre les années 1750 et 2019, environ un quart a été absorbé par l'océan

FAQ 5.4 (suite)

(ce qui est à l'origine de l'acidification de l'océan) et environ un tiers par la végétation terrestre. Environ 45 % de ces émissions sont restées dans l'atmosphère (voir FAQ 5.1). En ajoutant ces émissions historiques de CO_2 aux estimations des budgets carbone résiduels, on obtient une estimation du *budget carbone total* compatible avec tel ou tel niveau de réchauffement climatique.

En bref, la détermination d'un budget carbone résiduel – c'est-à-dire la quantité de CO_2 qui peut être libérée dans l'atmosphère tout en stabilisant la température globale en dessous d'un niveau choisi – est bien comprise mais repose sur une série de choix. Il est clair cependant que, pour contenir le réchauffement en dessous de 1,5 °C ou de 2 °C, le budget carbone résiduel à compter de 2020 est beaucoup plus faible que les émissions totales de CO_2 libérées à ce jour.



FAQ 5.4, figure 1 | Différents types de budgets carbone. Les émissions historiques cumulées de dioxyde de carbone (CO_2) déterminent dans une large mesure l'ampleur du réchauffement planétaire à ce jour, tandis que le budget carbone résiduel indique combien de CO_2 pourrait encore être émis tout en contenant le réchauffement en dessous de seuils spécifiques de température. Plusieurs facteurs limitent la précision avec laquelle le budget carbone résiduel peut être estimé. Il est donc nécessaire de préciser, pour chaque estimation, la probabilité avec laquelle on cherche à limiter le réchauffement au niveau cible souhaité (à titre d'exemple, limiter le réchauffement à 1,5 °C avec une probabilité de 67 %).

Foire aux questions

FAQ 6.1 | Que sont les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie et quels effets ont-ils sur le climat ?

Les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) sont des composés tels que le méthane et les aérosols sulfatés qui réchauffent ou refroidissent le climat de la Terre sur des échelles de temps plus courtes – de quelques jours à quelques années – que les gaz à effet de serre comme le dioxyde de carbone, dont l'effet climatique dure des décennies, des siècles ou davantage. Comme les SLCF ne restent pas très longtemps dans l'atmosphère, leur effet sur le climat est différent d'une région à l'autre et peut changer rapidement si leurs émissions changent. Certains SLCF étant aussi préjudiciables à la qualité de l'air, les mesures d'amélioration de la qualité de l'air ont permis une forte diminution des émissions et des concentrations de ces SLCF dans nombre de régions au cours des dernières décennies.

Les SLCF comportent des gaz ainsi que de fines particules appelées *aérosols* et peuvent avoir un effet de réchauffement ou de refroidissement sur le climat (FAQ 6.1, figure 1). Ceux qui exercent un effet de réchauffement sont soit des gaz à effet de serre (tels que l'ozone ou le méthane), soit des particules comme le carbone suie, qui réchauffent le climat en absorbant de l'énergie et que l'on nomme parfois *polluants climatiques à courte durée de vie*. Ceux qui exercent un effet de refroidissement, en revanche, sont principalement constitués de particules d'aérosols (de sulfates, de nitrates et organiques, notamment) qui refroidissent le climat en réfléchissant davantage la lumière solaire incidente.

Certains SLCF n'ont pas d'incidence directe sur le climat mais produisent des composés climatiquement actifs et sont appelés précurseurs. Les SLCF peuvent être émis de façon naturelle ou résulter d'activités humaines comme l'agriculture ou l'extraction de combustibles fossiles. Souvent, les sources humaines, en particulier celles qui font intervenir une combustion, produisent des SLCF en même temps que du dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre à longue durée de vie. Les émissions ont augmenté depuis le début de l'industrialisation, et l'homme est aujourd'hui la principale source de plusieurs SLCF et de leurs précurseurs, dont le dioxyde de soufre (qui produit des aérosols de sulfates) et les oxydes d'azote (qui produisent des aérosols de nitrates et de l'ozone), en dépit des fortes réductions obtenues ces dernières décennies dans certaines régions grâce à des mesures d'amélioration de la qualité de l'air.

L'effet climatique d'un composé chimique dans l'atmosphère repose sur deux éléments : i) son efficacité à refroidir ou à réchauffer le climat (son *efficacité radiative*) et ii) le temps qu'il reste dans l'atmosphère (sa *durée de vie*). En raison de leur efficacité radiative élevée, les SLCF peuvent avoir un effet prononcé sur le climat, même si leur durée de vie est relativement courte, jusqu'à environ deux décennies après leur émission. Aujourd'hui, les effets de réchauffement et de refroidissement liés aux SLCF s'équilibrent les uns les autres, mais il est possible que cela change à l'avenir.

De par leur courte durée de vie, les SLCF ont des effets limités dans l'espace comme dans le temps. En premier lieu, parmi tous les SLCF, le méthane et les hydrocarbures halogénés à courte durée de vie sont ceux qui persistent le plus longtemps dans l'atmosphère, jusqu'à deux décennies (FAQ 6.1, figure 1). C'est une durée suffisamment longue pour qu'ils se mélangent dans l'atmosphère et se propagent à l'échelle planétaire. La plupart des autres SLCF ne restent dans l'atmosphère que quelques jours à quelques semaines, durée généralement trop courte pour qu'ils se mélangent dans l'atmosphère, parfois même à l'échelle régionale. En conséquence, les SLCF sont inégalement répartis, et leurs effets sur le climat ont une portée plus régionale que les gaz à plus longue durée de vie. En deuxième lieu, des changements rapides (mais soutenus) dans les émissions de SLCF peuvent entraîner des effets climatiques rapides.

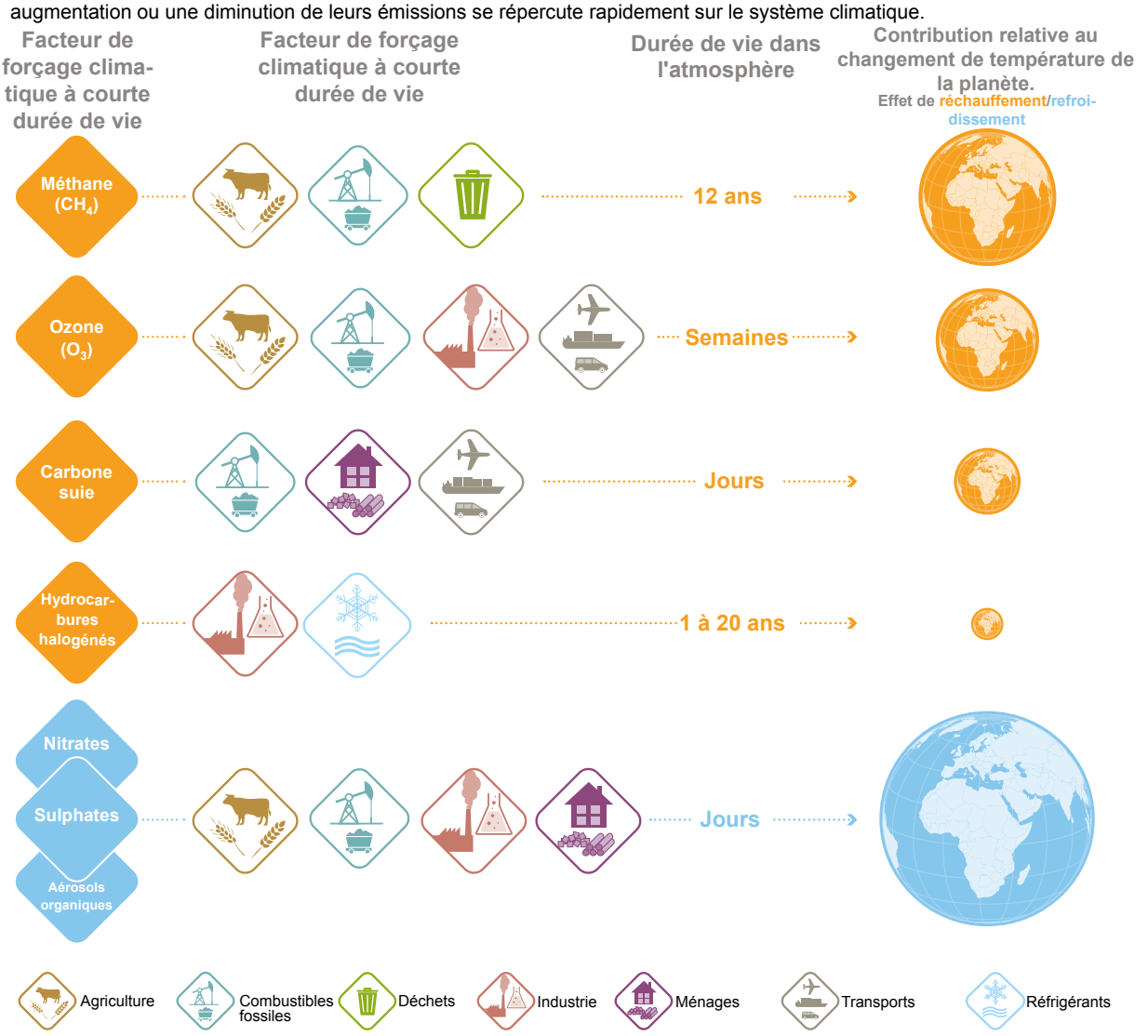
Outre leurs effets directs de réchauffement et de refroidissement, les SLCF ont d'autres conséquences nombreuses pour le système climatique et la qualité de l'air (voir la FAQ 6.2). Ainsi, le dépôt de carbone suie sur la neige en assombrit la surface, qui absorbe alors davantage d'énergie solaire, ce qui augmente la fonte et le réchauffement. Les aérosols, par ailleurs, modifient les propriétés des nuages, ce qui a des effets indirects de refroidissement sur le climat et provoque localement des changements de pluviométrie (voir FAQ 7.2). Les modèles climatiques indiquent que les SLCF ont modifié la circulation atmosphérique à l'échelle locale et même à l'échelle hémisphérique (s'agissant, par exemple, des moussons) ainsi que les précipitations régionales. Ainsi, des observations récentes montrent que la météorologie régionale est influencée par les forts contrastes régionaux qui caractérisent l'évolution des concentrations d'aérosols, particulièrement en Asie du Sud et de l'Est.

FAQ 6.1 (suite)

Si les politiques visant à limiter le changement climatique et les débats sur ce qu'il est convenu d'appeler les *budgets carbone résiduels* mettent surtout l'accent sur le dioxyde de carbone (voir FAQ 5.4), les SLCF peuvent influencer significativement les changements de température. Il est donc important de comprendre comment les SLCF fonctionnent et d'en quantifier les effets. Comme la réduction de certaines émissions de SLCF tels que le méthane peut réduire simultanément leur effet réchauffant et leurs effets néfastes sur la qualité de l'air tout en contribuant à l'atteinte des objectifs de développement durable, l'atténuation des SLCF est souvent perçue comme une option stratégique "gagnant-gagnant".

FAQ 6.1: **Que sont les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie et quels effets ont-ils sur le climat ?**

Les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie ne restent pas très longtemps dans l'atmosphère, de sorte qu'une augmentation ou une diminution de leurs émissions se répercute rapidement sur le système climatique.



FAQ 6.1, figure 1 | Les principaux facteurs de forçage climatique à courte durée de vie, leurs sources, leur durée de présence dans l'atmosphère et leur contribution respective aux changements de la température à la surface du globe entre 1750 et 2019 (surface du globe). Par définition, cette contribution dépend de la durée de vie, du potentiel de réchauffement/refroidissement (efficacité radiative) et des émissions de chaque composé dans l'atmosphère. Le bleu indique un refroidissement et l'orange un réchauffement. On notera qu'entre 1750 et 2019, la contribution au refroidissement des aérosols (diamants et globes bleus) a été environ deux fois moins importante que la contribution au réchauffement du dioxyde de carbone.

Foire aux questions

FAQ 6.2 | Quels sont les liens entre la limitation du changement climatique et l'amélioration de la qualité de l'air ?

Le changement climatique et la qualité de l'air sont étroitement liés. De nombreuses activités humaines qui produisent des gaz à effet de serre à longue durée de vie émettent aussi des polluants atmosphériques, et beaucoup de ces polluants atmosphériques sont également des « facteurs de forçage climatique à courte durée de vie » qui influent sur le climat. Dès lors, nombre d'options pour l'amélioration de la qualité de l'air peuvent aussi être utilisées pour limiter le changement climatique, et inversement. Toutefois, certaines options d'amélioration de la qualité de l'air provoquent un réchauffement climatique supplémentaire, et certaines mesures de lutte contre le changement climatique peuvent dégrader la qualité de l'air.

Le changement climatique et la pollution atmosphérique sont deux problèmes environnementaux critiques qui ont déjà des conséquences pour l'humanité. En 2016, l'Organisation mondiale de la santé a attribué 4,2 millions de décès dans le monde chaque année à la pollution de l'air ambiant (extérieur). Parallèlement, le changement climatique exerce des effets sur les ressources en eau, la production alimentaire, la santé humaine, les phénomènes extrêmes, l'érosion côtière, les feux de forêt et bien d'autres phénomènes.

La plupart des activités humaines, dont la production d'énergie, l'agriculture, les transports, les processus industriels, la gestion des déchets et le chauffage et la climatisation des habitations, provoquent des émissions de polluants gazeux et particulaires qui modifient la composition de l'atmosphère, ce qui a pour effet une dégradation de la qualité de l'air ainsi qu'un changement climatique. Ces polluants atmosphériques sont aussi des *facteurs de forçage climatique à courte durée de vie*, c'est-à-dire des substances qui affectent le climat mais restent dans l'atmosphère pour des périodes plus courtes (de quelques jours à quelques décennies) que les gaz à effet de serre à longue durée de vie comme le dioxyde de carbone (voir FAQ 6.1). Bien que les questions de pollution atmosphérique et de changement climatique soient intimement liées, les polluants atmosphériques et les gaz à effet de serre sont souvent définis, étudiés et réglementés indépendamment les uns des autres, tant dans la sphère scientifique que dans celle des politiques publiques.

Bon nombre de sources émettent simultanément du dioxyde de carbone et des polluants atmosphériques. Lorsque nous conduisons nos véhicules à carburant fossile ou allumons un feu de cheminée, ce n'est pas seulement du dioxyde de carbone ou des polluants atmosphériques qui sont émis, mais toujours un mélange des deux. Il n'est donc pas possible de séparer les émissions en deux groupes bien distincts. En conséquence, les politiques visant à lutter contre le changement climatique peuvent avoir des bénéfices ou des effets secondaires indésirables sur la qualité de l'air, et inversement.

Les politiques dites « gagnant-gagnant » à court terme, qui améliorent la qualité de l'air et limitent le changement climatique simultanément, incluent par exemple la mise en place de mesures d'efficacité énergétique, la capture et la récupération du méthane lors de la gestion des déchets solides et par l'industrie pétrolière et gazière, les véhicules zéro émission, les cuisinières et les chaudières efficaces et non polluantes, la filtration des suies (particules) pour les véhicules diesel, les technologies moins polluantes pour les fours à briques, les pratiques qui réduisent le brûlage des déchets agricoles et l'élimination du kérosène pour l'éclairage.

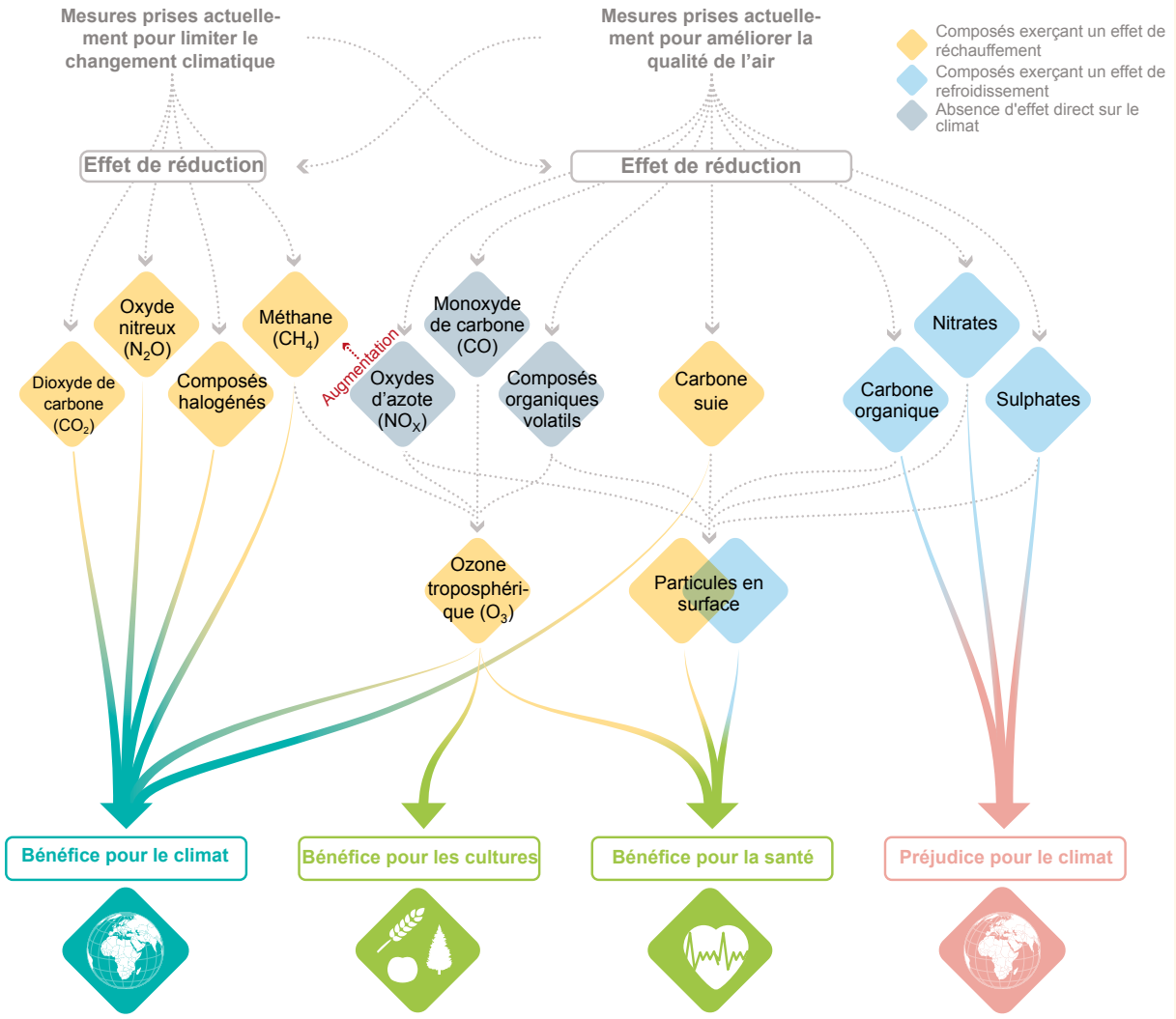
Cependant, il existe aussi des mesures « gagnant-perdant ». Ainsi, la combustion du bois est définie comme neutre en ce qui concerne le carbone car un arbre accumule la même quantité de dioxyde de carbone tout au long de sa vie que celle qui est libérée lorsque son bois est brûlé. Cependant, la combustion du bois peut aussi entraîner des émissions importantes de polluants atmosphériques tels que le monoxyde de carbone, les oxydes d'azote, les composés organiques volatils et les particules, qui ont des effets à l'échelle locale ou régionale sur le climat, la santé humaine et les écosystèmes (FAQ 6.2, figure 1). À l'inverse, réduire la quantité d'aérosols sulfatés produits par les centrales électriques et les sites industriels ou provenant du transport maritime améliore la qualité de l'air mais entraîne un réchauffement du climat, puisque ces aérosols sulfatés contribuent à refroidir l'atmosphère en bloquant la lumière solaire incidente.

La qualité de l'air et le changement climatique sont indissociables, et aborder ces deux problèmes ensemble permettrait des synergies et des bénéfices économiques appréciables, tout en évitant les politiques qui atténuent un des deux problèmes mais aggravent l'autre.

FAQ 6.2 (suite)

FAQ 6.2: **Limiter le changement climatique et améliorer la qualité de l'air ?**

Le changement climatique et la qualité de l'air sont si étroitement liés qu'en traitant l'un des problèmes, on peut agir sur l'autre.



FAQ 6.2, figure 1 | Liens entre les mesures visant à limiter le changement climatique et les mesures visant à améliorer la qualité de l'air. Les gaz à effet de serre (GES) et les aérosols (en orange et en bleu) peuvent influencer directement le climat. Les polluants atmosphériques (en bas) peuvent avoir des effets sur la santé humaine, les écosystèmes et le climat. Tous ces composés ont des sources communes et interagissent parfois dans l'atmosphère, et ne peuvent donc être étudiés séparément (flèches grises en pointillé).

FAQ 7.1 | Qu'est-ce que le bilan énergétique de la Terre et que nous apprend-il sur le changement climatique ?

Le bilan énergétique de la Terre décrit le flux d'énergie au sein du système climatique. Depuis au moins 1970, un déséquilibre persistant des flux d'énergie a conduit à l'absorption de l'excès d'énergie par le système climatique. En mesurant et en comprenant ces flux d'énergie et le rôle exercé par les activités humaines dans leur changement, nous sommes plus à même de comprendre les causes du changement climatique et de faire des projections plus précises du changement climatique futur.

Notre planète reçoit chaque jour de grandes quantités d'énergie sous forme de lumière solaire. Environ un tiers de la lumière solaire est réfléchie vers l'espace par les nuages, par des particules fines appelées *aérosols* et par des surfaces brillantes comme la neige et la glace. Le reste est absorbé par l'océan, les terres émergées, la glace et l'atmosphère. La planète renvoie ensuite de l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement thermique. Sur une planète qui ne se réchaufferait ou ne se refroidirait pas, ces flux d'énergie s'équilibreraient. L'activité humaine est à l'origine d'un déséquilibre dans ces flux d'énergie.

On parle, pour mesurer l'influence de divers facteurs humains et naturels sur les flux d'énergie au sommet de l'atmosphère, de *forçages radiatifs*, avec un forçage radiatif positif correspondant à un effet de réchauffement et un forçage radiatif négatif, à un effet de refroidissement. En réaction à ces forçages, le système Terre se réchauffe ou se refroidit, de façon à rétablir l'équilibre en modifiant la quantité de rayonnement thermique sortante (plus la Terre est chaude, plus elle émet de rayonnement). Les changements de température de la Terre provoquent en retour des modifications supplémentaires du système climatique (appelées *rétroactions climatiques*) qui amplifient ou atténuent l'effet initial. À titre d'exemple, la glace de mer de l'Arctique a fondu à mesure que la Terre s'est réchauffée, ce qui a réduit la quantité de lumière solaire réfléchie et ajouté au réchauffement initial (rétroaction amplificatrice). Parmi ces rétroactions climatiques, les plus incertaines sont les nuages, car ils répondent au réchauffement d'une manière complexe qui influence aussi bien l'émission de rayonnement thermique que la réflexion de la lumière solaire. Cependant, nous sommes désormais plus certains que les changements nuageux, pris dans leur ensemble, amplifieront le réchauffement du climat (voir FAQ 7.2).

Les activités humaines ont déséquilibré ces flux d'énergie de deux manières principales. En premier lieu, l'augmentation des niveaux de gaz à effet de serre a eu pour effet qu'une plus grande partie du rayonnement thermique émis est absorbée par l'atmosphère, au lieu d'être libérée dans l'espace. En second lieu, la hausse des polluants a accru la quantité d'aérosols tels que les sulfates dans l'atmosphère (voir FAQ 6.1). La lumière solaire incidente est donc réfléchie davantage, par les aérosols eux-mêmes et par la formation d'un plus grand nombre de gouttelettes nuageuses, ce qui augmente la réflectivité des nuages (voir FAQ 7.2).

Au total, le déséquilibre des flux énergétiques planétaires depuis les années 1970 est d'un peu plus d'un demi-watt par mètre carré de la surface de la Terre. Cela semble peu, mais comme le déséquilibre est persistant et que la surface de la Terre est vaste, on arrive au total à environ 25 fois la quantité totale d'énergie primaire consommée par la société humaine, relativement à la période 1971-2018. Par rapport au cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (AR5), on sait aujourd'hui mieux quantifier et suivre ces flux d'énergie à partir de multiples éléments probants, notamment les données satellitaires, les mesures directes de la température de l'océan et une grande variété d'autres observations du système Terre (voir FAQ 1.1). Nous avons également une meilleure compréhension des processus qui contribuent à ce déséquilibre, notamment les interactions complexes des aérosols, des nuages et du rayonnement.

Les recherches ont montré que l'excès d'énergie depuis les années 1970 est allé principalement dans le réchauffement de l'océan (91 %), suivi par le réchauffement des terres émergées (5 %) et la fonte des nappes glaciaires et des glaciers (3 %). L'atmosphère s'est considérablement réchauffée depuis 1970, mais étant donné la couche de gaz relativement mince dont elle est constituée, elle n'a absorbé que 1 % de l'excès d'énergie (FAQ 7.1, figure 1). Comme l'océan a absorbé la plus grande partie de l'excès d'énergie, en particulier dans ses deux premiers kilomètres, on s'attend à ce que l'océan profond continue de se réchauffer et de se dilater pendant des siècles à des millénaires, ce qui provoquera une élévation du niveau de la mer à long terme, et ce même si les niveaux de gaz à effet de serre dans l'atmosphère devaient diminuer (voir FAQ 5.3). Cela viendra s'ajouter à l'élévation du niveau de la mer induite par la fonte des calottes glaciaires et des glaciers.

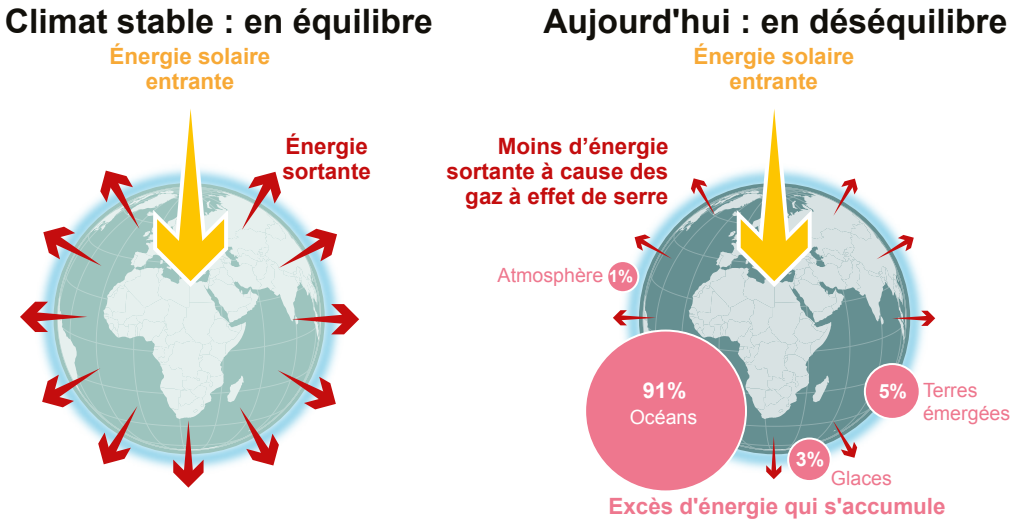
La compréhension du bilan énergétique de la Terre permet également de réduire l'incertitude sur les projections

FAQ 7.1 (suite)

du climat futur. En testant les modèles climatiques par rapport à ce que nous savons du bilan énergétique de la Terre, nous pouvons faire des projections plus certaines des changements de la température de surface auxquels nous pouvons nous attendre au cours de ce siècle et par la suite.

FAQ 7.1: **Bilan énergétique de la Terre et changement climatique**

Depuis au moins 1970, le déséquilibre persistant des flux d'énergie conduit à l'accumulation d'un excès d'énergie absorbé par les différentes composantes du système climatique.



FAQ 7.1, figure 1 | Le bilan énergétique de la Terre compare les flux d'énergie entrants et sortants pertinents pour le système climatique. Depuis au moins les années 1970, les flux d'énergie sortants sont inférieurs au flux d'énergie entrants, ce qui entraîne un excès d'énergie qui est absorbé par l'océan, les terres émergées, la glace et l'atmosphère, l'océan en absorbant 91 %.

FAQ

Foire aux questions

FAQ 7.2 | Quel est le rôle des nuages dans un climat qui se réchauffe ?

L'un des plus grands défis pour les sciences du climat a été de prévoir comment les nuages changeront dans un monde qui se réchauffe et si ces changements amplifieront ou contrebalanceront partiellement le réchauffement dû à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre et à d'autres activités humaines. Les scientifiques ont fait des progrès significatifs au cours de la dernière décennie et sont aujourd'hui plus certains que le changement des nuages va amplifier, et non contrebalancer, le réchauffement planétaire à l'avenir.

Les nuages couvrent environ les deux tiers de la surface de la Terre. Ils sont constitués de petites gouttelettes et/ou de cristaux de glace, qui se forment quand la vapeur d'eau se condense ou se dépose autour de particules fines appelées *aérosols* (comme le sel marin, les poussières désertiques ou la fumée). Les nuages jouent un rôle essentiel dans le *bilan énergétique* de la Terre au sommet de notre atmosphère et influencent donc la température de la Terre en surface (voir FAQ 7.1). Les interactions des nuages et du climat sont complexes et variées. Les nuages à basse altitude ont tendance à réfléchir l'énergie solaire incidente vers l'espace, ce qui crée un effet de refroidissement en empêchant cette énergie d'atteindre et de réchauffer la Terre. En revanche, les nuages plus en altitude ont tendance à piéger (c'est-à-dire à absorber puis à émettre à une température plus basse) une partie de l'énergie qui quitte la Terre, ce qui provoque un effet de réchauffement. En moyenne, les nuages renvoient davantage d'énergie incidente que la quantité d'énergie sortante qu'ils piègent, d'où un effet global net de refroidissement sur le climat actuel. Les activités humaines depuis l'époque préindustrielle ont modifié cet effet des nuages sur le climat de deux manières différentes : en modifiant l'abondance des particules d'aérosols dans l'atmosphère et en réchauffant la surface de la Terre, principalement en raison de l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre.

La concentration d'aérosols dans l'atmosphère a nettement augmenté depuis l'époque préindustrielle, ce qui a eu deux effets importants sur les nuages. D'une part, les nuages réfléchissent à présent davantage l'énergie incidente, car les gouttelettes des nuages sont devenues plus nombreuses et plus petites. D'autre part, des gouttelettes plus petites peuvent retarder la formation de la pluie, de sorte que les nuages se maintiennent plus longtemps, encore que cet effet reste incertain. Ainsi, les aérosols émis par les activités humaines ont eu un effet de refroidissement, contrebalançant une partie considérable du réchauffement provoqué par l'accroissement des gaz à effet de serre au cours du siècle dernier (voir FAQ 3.1). Néanmoins, on s'attend à ce que cet effet de refroidissement diminue à l'avenir, à mesure que les politiques de lutte contre la pollution atmosphérique progresseront dans le monde entier, ce qui réduira la quantité d'aérosols émis dans l'atmosphère.

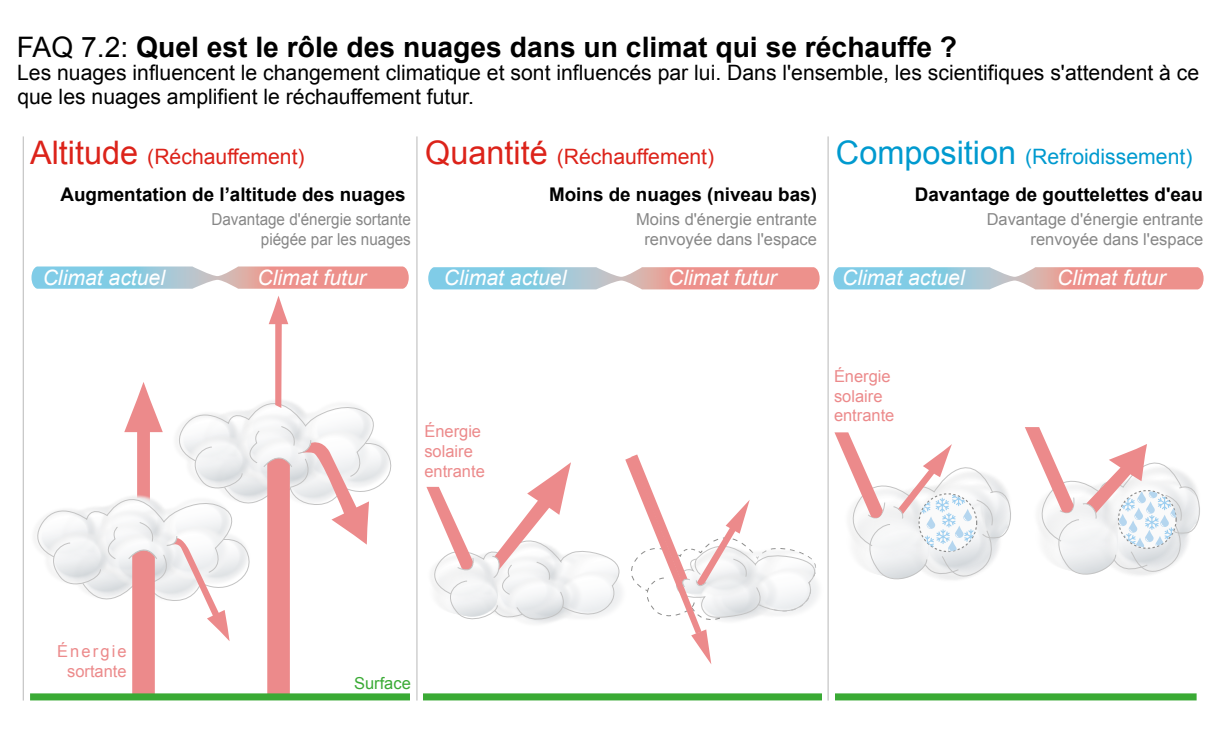
Depuis la période préindustrielle, la surface et l'atmosphère de la Terre se sont réchauffées, ce qui a modifié des propriétés des nuages comme leur altitude, leur quantité et leur composition (eau ou glace), d'où certaines répercussions sur le bilan énergétique de la Terre, puis les changements de température. Cet effet en cascade des nuages, appelé *rétroaction nuageuse*, pourrait soit amplifier, soit contrebalancer une partie du réchauffement futur et constitue depuis longtemps la plus grande source d'incertitude dans les projections climatiques. Le problème vient de ce que les nuages peuvent connaître des changements nombreux et de ce que ces processus interviennent à des échelles beaucoup plus réduites que celles que les modèles climatiques globaux sont capables de représenter explicitement. Ainsi, les modèles climatiques globaux ne s'accordent pas sur la question de savoir comment les nuages, particulièrement au-dessus de l'océan subtropical, vont changer à l'avenir et si ces changements amplifieront ou réduiront le réchauffement climatique.

Depuis le dernier rapport du GIEC en 2013 (cinquième Rapport d'évaluation ou AR5), la compréhension des processus nuageux a progressé grâce à de meilleures observations, à de nouvelles méthodes d'analyse et à des simulations numériques explicites à haute résolution des nuages. Par ailleurs, les modèles climatiques globaux actuels simulent mieux le comportement des nuages que leurs prédécesseurs, tant en raison des progrès de la puissance de calcul que d'une meilleure compréhension des processus. L'ensemble de ces avancées nous permet de dresser un tableau plus complet de l'évolution future des nuages à mesure que le climat se réchauffe (FAQ 7.2, figure 1). Par exemple, la quantité de nuages bas va diminuer dans les zones océaniques subtropicales, d'où une moindre réflexion de l'énergie solaire incidente, et l'altitude des nuages hauts s'élèvera, de sorte qu'ils auront davantage tendance à piéger l'énergie sortante ; ces processus ont tous deux un effet de réchauffement. Par contre, les nuages des hautes latitudes seront de plus en plus constitués de gouttelettes d'eau plutôt que de cristaux de glace. Ce passage de cristaux de glace moins nombreux et plus gros à des gouttelettes d'eau de plus faible dimension mais plus nombreuses fera qu'une plus grande partie de l'énergie solaire incidente sera renvoyée vers l'espace et produira un effet de refroidissement. Les progrès de la compréhension de la réaction des nuages

FAQ 7.2 (suite)

au réchauffement a permis d'établir avec plus de certitude qu'auparavant que les changements futurs des nuages entraîneront, dans l'ensemble, un réchauffement supplémentaire (par un affaiblissement de l'effet actuel de refroidissement des nuages). C'est ce qu'on appelle une *rétroaction nuageuse nette positive*.

En bref, les nuages amplifieront plutôt qu'ils ne réduiront le réchauffement du système climatique à l'avenir, à mesure que davantage de gaz à effet de serre et moins d'aérosols seront émis dans l'atmosphère par les activités humaines.



FAQ 7.2, figure 1 | Interactions des nuages et du climat, aujourd'hui et dans un avenir plus chaud. Le réchauffement climatique devrait modifier l'altitude **(à gauche)** et la quantité **(au centre)** des nuages, ce qui amplifiera le réchauffement. D'autre part, la composition des nuages changera **(à droite)**, ce qui contrebalancera une partie du réchauffement. Globalement, il est attendu que les nuages amplifient le réchauffement futur.

Foire aux questions

FAQ 7.3 | Qu'est-ce que la sensibilité du climat à l'équilibre et en quoi est-elle reliée au réchauffement à venir ?

Pour un scénario futur donné, les modèles climatiques projettent une certaine fourchette de changements de température à la surface du globe. Celle-ci est étroitement liée à la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS), qui mesure la réponse des modèles climatiques à un doublement du dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Les modèles à sensibilité climatique élevée projettent un réchauffement futur plus important. Certains modèles climatiques de nouvelle génération ont une sensibilité plus élevée que la fourchette de la sensibilité climatique estimée par le GIEC dans son sixième rapport d'évaluation. Dans certaines simulations, cela se traduit par un réchauffement planétaire allant jusqu'à 2 °C à 3 °C de plus que la meilleure estimation actuelle du GIEC. Bien que l'on ne s'attende pas à ce que ces niveaux de réchauffement plus élevés se produisent, les modèles à ECS élevée sont utiles pour explorer des éventualités futures à faible probabilité et fort impact.

La *sensibilité du climat à l'équilibre* (ECS) est définie comme le réchauffement planétaire à long terme résultant d'un doublement du dioxyde de carbone par rapport à sa concentration préindustrielle. Pour un scénario d'émissions donné, une bonne partie de l'incertitude des projections du réchauffement futur peut être expliquée par l'incertitude associée à l'ECS (FAQ 7.3, figure 1). L'importance de la sensibilité du climat à l'équilibre est reconnue depuis longtemps, et c'est le scientifique suédois Svante Arrhenius qui en a présenté la première estimation en 1896.

D'après le sixième Rapport d'évaluation, il y a 90 % de chances ou plus (*très probable*) que l'ECS soit comprise entre 2 °C et 5 °C. L'incertitude a donc sensiblement diminué par rapport au cinquième Rapport d'évaluation, qui indiquait une probabilité de 66 % (*probable*) que l'ECS soit comprise entre 1,5 °C et 4,5 °C. Cette réduction de l'incertitude a été possible, non pas en réalisant un seul progrès décisif ou une seule découverte, mais en combinant les éléments probants provenant de nombreuses sources différentes et en améliorant la compréhension de leurs points forts et de leurs faiblesses.

On dénombre quatre types principaux d'éléments probants quant à l'ECS :

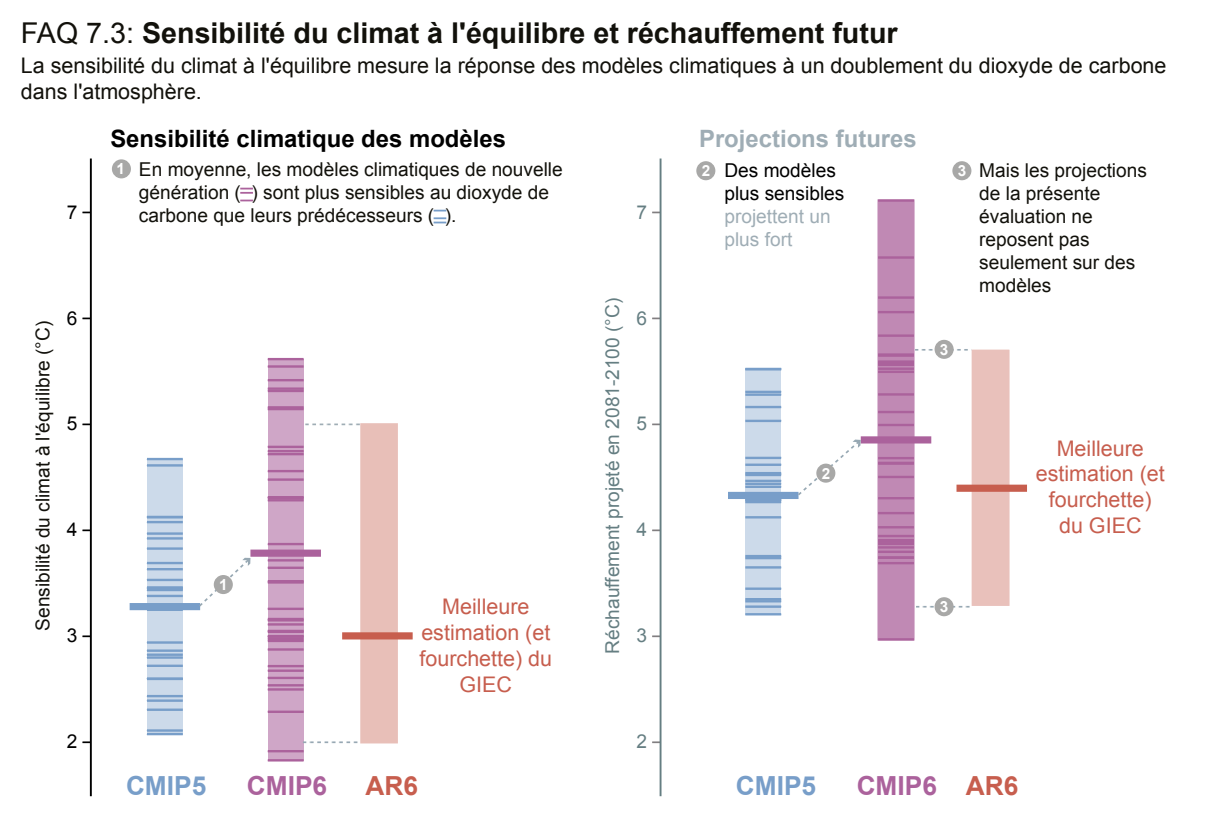
- Les processus autorenforcés, appelés *boucles de rétroaction*, qui amplifient ou tempèrent le réchauffement en réaction à l'augmentation du dioxyde de carbone, sont désormais mieux compris. Par exemple, le réchauffement de l'Arctique fait fondre la glace de mer, ce qui étend la surface de la haute mer, laquelle est plus sombre et absorbe donc davantage de lumière solaire, ce qui intensifie encore le réchauffement initial. Il reste encore difficile de représenter de manière réaliste tous les processus qui interviennent dans ces boucles de rétroaction, notamment ceux liés aux nuages (voir FAQ 7.2). Ces erreurs identifiées dans les modèles sont maintenant prises en compte, et d'autres boucles de rétroaction connues mais généralement faibles, qui n'étaient d'ordinaire pas prises en considération dans les modèles, le sont désormais dans l'évaluation de l'ECS.
- Le réchauffement historique depuis le début de l'industrialisation apporte de solides preuves de la forte sensibilité du climat. Depuis 1850, les concentrations de dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre ont augmenté et, de ce fait, la Terre s'est réchauffée d'environ 1,1 °C. Il est cependant difficile de se fonder sur ce réchauffement de l'époque industrielle pour estimer l'ECS car, d'une part, une partie du réchauffement provenant des gaz à effet de serre a été contrebalancée par le refroidissement provenant des particules d'aérosols et, d'autre part, l'océan est encore en train de réagir aux augmentations passées de dioxyde de carbone.
- Les éléments probants provenant de climats anciens qui avaient atteint l'équilibre avec les concentrations de gaz à effet de serre, comme la période la plus froide de la dernière période glaciaire il y a environ 20 000 ans ou des périodes plus chaudes il y a plus longtemps encore, apportent des données utiles sur l'ECS du système climatique (voir FAQ 1.3).
- Des modèles statistiques reliant les valeurs d'ECS des modèles à des changements observés comme le réchauffement planétaire depuis les années 1970 apportent des éléments probants complémentaires.

Les quatre types d'éléments probants reposent, dans une certaine mesure, sur des modèles climatiques, et au moment d'interpréter ces éléments, la diversité des modèles et la dispersion de la sensibilité climatique modélisée constituent souvent un avantage. En outre, les modèles à haute sensibilité peuvent apporter un éclairage important sur les scénarios futurs qui ont une faible probabilité de se produire mais pourraient aboutir à de forts impacts. Toutefois, à la différence des évaluations précédentes, les modèles climatiques ne sont pas considérés à eux seuls

FAQ 7.3 (suite)

comme des éléments probants dans le sixième Rapport d'évaluation du GIEC.

L'ECS des derniers modèles climatiques est, en moyenne, plus élevée que celle de la génération précédente de modèles, et plus élevée également que la meilleure estimation de 3 °C indiquée dans le présent rapport. En outre, les valeurs d'ECS de certains des nouveaux modèles se situent à la fois au-dessus et en dessous de la fourchette *très probable* de 2 °C à 5 °C. Bien que ces modèles ne puissent être considérés comme non plausibles sur la seule base de leur ECS, certaines simulations produisent un changement climatique qui est incompatible avec les changements observés lorsqu'il est testé par rapport aux climats anciens. Un léger décalage entre les modèles et l'évaluation donnée dans ce rapport est parfaitement naturel, étant donné que cette évaluation repose en grande partie sur des observations et une meilleure compréhension du système climatique.



FAQ 7.3, figure 1 | Sensibilité du climat à l'équilibre et réchauffement futur. (À gauche) Sensibilités du climat à l'équilibre pour la génération actuelle de modèles climatiques (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés – CMIP6) et pour la génération précédente (CMIP5). La fourchette évaluée dans le présent rapport (AR6) est également indiquée. **(À droite)** Projections climatiques de CMIP5, de CMIP6 et de l'AR6 pour les scénarios à très fortes émissions RCP8.5 et SSP5 8.5, respectivement. Les lignes horizontales épaisses représentent la moyenne multimodèle et les lignes horizontales fines, les résultats des modèles individuels. Les cases représentent les fourchettes des modèles pour CMIP5 et CMIP6 et la fourchette évaluée dans l'AR6.

Foire aux questions

FAQ 8.1 | Comment le changement d'affectation des terres influence-t-il le cycle de l'eau ?

La façon dont l'homme utilise et modifie la couverture des sols, par exemple en convertissant des champs en zones urbaines ou en défrichant des forêts, peut influer sur chaque aspect du cycle de l'eau. Les changements d'affectation des terres peuvent modifier les précipitations et la façon dont l'eau est absorbée par le sol, s'écoule dans les cours d'eau ou inonde la surface du sol, ainsi que la façon dont l'humidité s'évapore dans l'air. Les changements qui affectent l'un quelconque de ces aspects du cycle interconnecté de l'eau peuvent se répercuter sur l'ensemble du cycle et la disponibilité des ressources en eau douce.

La notion d'usage des terres décrit l'association entre diverses activités et la couverture des sols qui caractérise chaque zone de la surface continentale de la Terre. Une altération de cet usage peut modifier les échanges d'eau entre l'atmosphère, le sol et le sous-sol (FAQ 8.1, figure 1).

À titre d'exemple, des changements dans la couverture des sols peuvent altérer la capacité des sols à absorber l'eau de surface (infiltration). Quand le sol perd sa capacité d'absorber l'eau, les précipitations qui devraient normalement s'infiltrer et contribuer aux réserves d'eau souterraine vont au contraire déborder, ce qui augmente les eaux de surface (ruissellement) et la probabilité d'inondations. Ainsi, le remplacement de la végétation par un couvert urbain peut avoir pour conséquence que l'eau s'écoule rapidement sur les bâtiments, les routes et les voies de circulation et dans les égouts au lieu de s'infiltrer dans le sol. La déforestation de zones vastes peut aussi réduire directement l'humidité du sol, l'évaporation et les précipitations à l'échelle locale, mais peut également entraîner des changements de température à l'échelle régionale qui modifient le régime des précipitations.

Extraire de l'eau des nappes phréatiques et des cours d'eau pour l'agriculture, l'industrie et l'eau potable épuise les nappes phréatiques et peut augmenter l'évaporation en surface, car l'eau qui était auparavant dans le sol se trouve désormais en contact direct avec l'atmosphère, exposée à l'évaporation.

Le changement d'affectation des terres peut aussi modifier le degré d'humidité des sols, ce qui influence la rapidité avec laquelle les sols se réchauffent et se refroidissent et le cycle local de l'eau. Des sols plus secs évaporent moins d'eau dans l'atmosphère mais se réchauffent davantage pendant la journée. Il peut en résulter des panaches d'air plus chauds, flottant davantage, qui peuvent favoriser la formation de nuages et de précipitations si l'humidité de l'air est suffisante.

Le changement d'affectation des terres peut aussi modifier la quantité des particules d'aérosols dans l'air. Ainsi, les activités industrielles et domestiques peuvent contribuer aux émissions d'aérosols, de même que des milieux naturels comme les forêts ou les lacs salés. Les aérosols refroidissent la température de la planète en bloquant la lumière du soleil, mais ils peuvent aussi influencer la formation des nuages et donc l'occurrence des précipitations (voir FAQ 7.2).

La végétation joue un rôle important en absorbant l'humidité du sol et en évacuant l'eau dans l'air (*transpiration*) par des trous minuscules (*stomates*) qui permettent aux plantes d'absorber du dioxyde de carbone. Certaines plantes retiennent mieux l'eau que d'autres, de sorte que des changements dans la végétation peuvent modifier la quantité d'eau qui s'infiltre dans le sol, s'écoule dans les cours d'eau ou s'évapore.

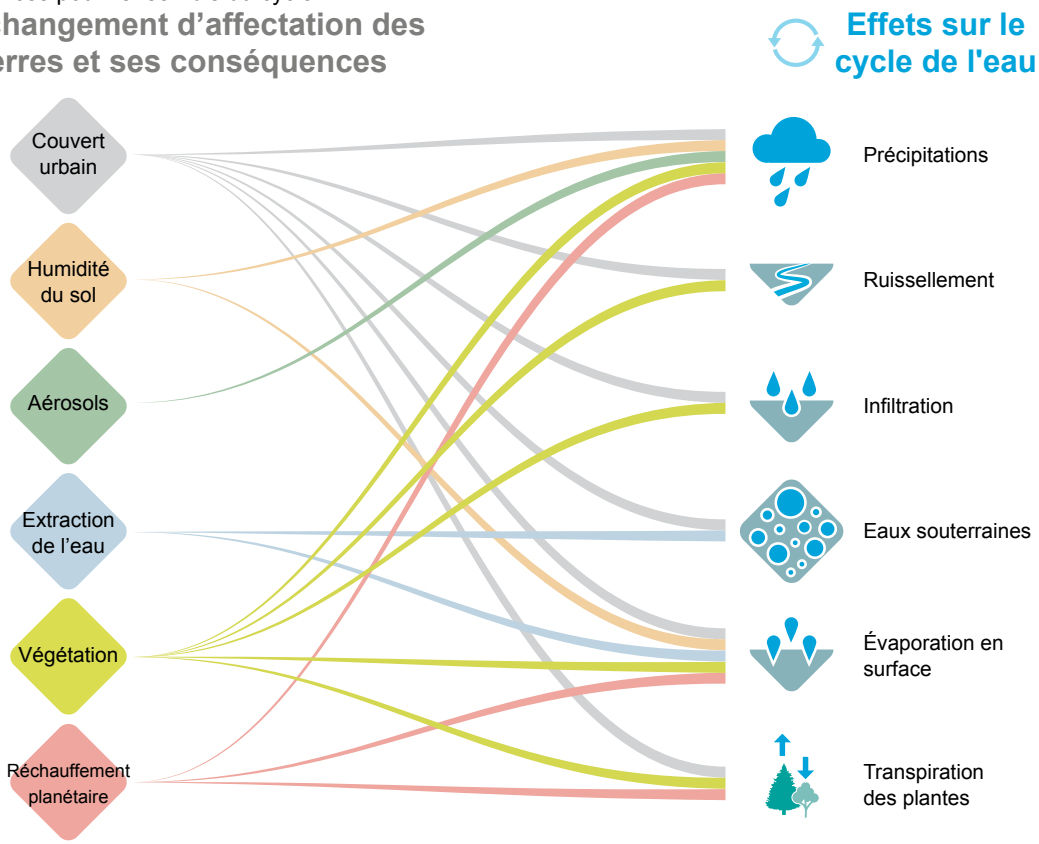
Plus généralement, le changement d'affectation des terres est responsable actuellement d'environ 15 % des émissions de dioxyde de carbone dues aux activités humaines, contribuant au réchauffement planétaire qui lui-même influence les précipitations, l'évaporation et la transpiration des plantes. En outre, des concentrations plus élevées de dioxyde de carbone dans l'atmosphère résultant des activités humaines peuvent rendre les plantes plus efficaces pour retenir l'eau car leurs stomates n'ont pas besoin de s'ouvrir autant. Une meilleure gestion des terres et de l'eau (par le reboisement ou l'irrigation durable, par exemple) peut aussi contribuer à limiter le changement climatique et à faciliter l'adaptation face à certaines de ses conséquences néfastes.

En bref, il est largement établi que le changement d'affectation des terres et de la couverture des sols modifie le cycle de l'eau à l'échelle globale, régionale et locale, en affectant les précipitations, l'évaporation, les inondations, les eaux souterraines et la disponibilité de l'eau douce pour les divers usages. Comme toutes les composantes du cycle de l'eau sont interdépendantes (et liées au cycle du carbone), le changement d'affectation des terres se répercute sur beaucoup d'autres composantes du cycle de l'eau et du système climatique.

FAQ 8.1 (suite)

FAQ 8.1: **Comment le changement d'affectation des terres influence-t-il le cycle de l'eau ?**

Le changement d'affectation des terres affecte le cycle de l'eau de multiples façons, ce qui a ensuite des conséquences pour l'ensemble du cycle.



FAQ 8.1, figure 1 | Les changements d'affectation des terres et leurs conséquences pour le cycle de l'eau. Comme toutes les composantes du cycle de l'eau sont interdépendantes, les changements affectant un aspect du cycle se répercutent sur la presque totalité du cycle.

Foire aux questions

FAQ 8.2 | Les crues deviendront-elles plus sévères ou plus fréquentes en raison du changement climatique ?

Un climat plus chaud accroît la quantité et l'intensité des pluies pendant les épisodes humides, ce qui devrait amplifier la sévérité des inondations. Toutefois, le lien entre pluies et crues est complexe, de sorte que si les inondations les plus sévères devraient s'aggraver, elles pourraient cependant se raréfier dans certaines régions.

Les inondations sont un élément naturel et important du cycle de l'eau, mais elles peuvent aussi menacer des vies et la sécurité, perturber les activités humaines et endommager les infrastructures. La plupart des inondations à l'intérieur des terres se produisent quand les cours d'eau sortent de leur lit (*inondations fluviales*) ou lorsque des pluies intenses font que de l'eau s'accumule et déborde localement (*inondations pluviales*). Les inondations peuvent aussi être dues à l'inondation des côtes par la mer, la fonte saisonnière rapide de la neige et l'accumulation de débris, notamment de végétation ou de glace, qui empêchent l'eau de s'écouler.

Le changement climatique modifie déjà les zones, la fréquence et la gravité des inondations. À proximité des côtes, l'élévation du niveau de la mer provoque des inondations côtières de plus en plus fréquentes et sévères, et plus sévères encore si elles sont conjuguées à des pluies extrêmes. Les événements de pluies extrêmes et prolongées responsables de la plupart des inondations à l'intérieur des terres s'intensifient dans beaucoup de régions à mesure que le climat se réchauffe, car l'air proche de la surface de la Terre peut transporter environ 7 % d'eau en plus dans sa phase gazeuse (vapeur) pour chaque degré de réchauffement. Cette humidité supplémentaire est entraînée dans les systèmes météorologiques, ce qui alimente des pluies plus abondantes (FAQ 8.2, figure 1).

Un climat qui se réchauffe altère aussi la configuration des vents, ainsi que la formation et l'évolution des tempêtes et leur trajectoire habituelle. Le réchauffement accroît également les taux de condensation, ce qui libère ensuite un excédent de chaleur qui peut dynamiser les systèmes orageux et intensifier encore les pluies. Cette libération d'énergie peut en outre empêcher le soulèvement nécessaire au développement des nuages, tandis que l'augmentation de la pollution par les particules peut retarder les pluies mais renforcer les tempêtes. Ces changements signifient que le caractère des précipitations (leur fréquence, leur durée et leur intensité) continuera de changer à mesure que le climat se réchauffera.

Au-delà du changement climatique, le lieu, la fréquence et la périodicité des événements de pluies les plus extrêmes et des pires inondations est fonction des fluctuations naturelles de la configuration des vents, qui rendent certaines régions exceptionnellement humides ou sèches pendant plusieurs mois, années ou même décennies. Ces variations naturelles font qu'il est difficile de déterminer si les pluies extrêmes changent localement en raison du réchauffement planétaire. Toutefois, quand des phénomènes météorologiques naturels provoquent des pluies extrêmes et prolongées dans un climat plus chaud, leur intensité est accrue par la plus grande quantité d'humidité dans l'atmosphère.

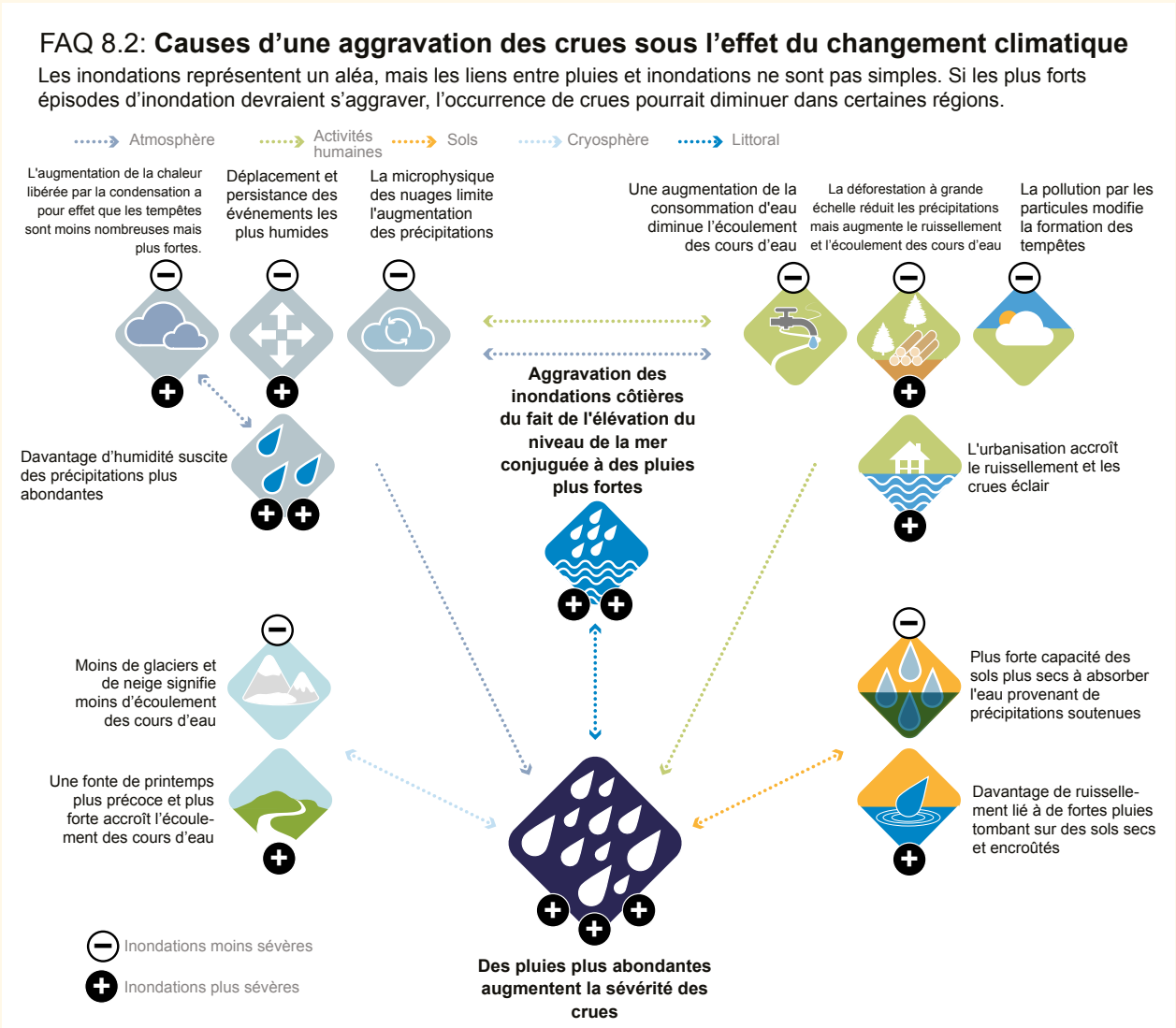
Une intensité et une fréquence accrues des pluies quotidiennes records ont été détectées pour une grande partie des terres émergées pour lesquelles on dispose de données d'observation de bonne qualité, ce qui ne peut s'expliquer que par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre d'origine humaine. Il est également projeté que les pluies extrêmes s'intensifieront à l'avenir dans la plupart des régions. Ainsi, là où se produiront des événements météorologiques ou des saisons exceptionnellement humides, il est attendu que les quantités de pluie soient plus importantes à l'avenir, ce qui contribuera à des inondations plus sévères.

Cependant, des pluies plus abondantes n'ont pas toujours pour effet une amplification des inondations. La raison en est que les inondations dépendent aussi du type de bassin, du paysage de la surface, de l'ampleur et de la durée des pluies et du degré d'humidité du sol avant l'événement pluvieux (FAQ 8.2, figure 1). Certaines régions connaîtront un assèchement de leurs sols à mesure que le climat se réchauffera, particulièrement sous les climats subtropicaux, ce qui pourrait réduire la probabilité des inondations liées aux pluies, dont une plus grande partie pourrait être absorbée par les sols. D'un autre côté, des averses moins fréquentes mais plus intenses peuvent se traduire par des sols secs et durs, moins capables d'absorber des fortes précipitations lorsqu'elles se produisent, d'où un ruissellement plus important dans les lacs, les cours d'eau et les dépressions. Une fonte des neiges plus précoce au printemps, conjuguée à des précipitations qui tombent sous forme de pluie plutôt que de neige, peut déclencher des phénomènes d'inondations dans les régions froides. Une couverture neigeuse plus réduite en hiver peut, en revanche, diminuer le risque d'inondations résultant de la conjonction de pluies et d'une fonte rapide de la neige. La fonte rapide des glaciers et de la neige dans un climat qui se réchauffe augmente déjà l'écoulement des

FAQ 8.2 (suite)

cours d'eau dans certaines régions, mais à mesure que les volumes de glace diminueront, l'écoulement plafonnera avant de diminuer à l'avenir. Les phénomènes d'inondations sont aussi influencés par des changements dans la gestion des terres et des systèmes fluviaux. Ainsi, le défrichement de forêts pour l'agriculture ou la construction de villes peut accélérer l'écoulement des eaux de pluie dans les cours d'eau ou les zones de faible altitude. Par contre, une extraction plus importante de l'eau des cours d'eau peut diminuer le niveau des eaux et la probabilité d'inondations.

Dans certaines régions, on a observé aussi bien une augmentation qu'une diminution des inondations, et ces changements ont été attribués à des causes multiples, y compris des modifications touchant la fonte des neiges, l'humidité du sol et les pluies. Bien que nous sachions qu'un climat qui se réchauffe intensifiera les épisodes pluvieux, les tendances locales et régionales devraient varier à la fois dans leur direction et dans leur ampleur, car le réchauffement planétaire entraîne des influences multiples et parfois contradictoires. Néanmoins, même en tenant compte des nombreux facteurs à l'origine des inondations, lorsque les conditions météorologiques provoqueront des inondations dans un futur plus chaud, ces inondations seront plus sévères.



FAQ 8.2, figure 1 | Schéma illustrant les facteurs importants pour déterminer les changements dans les précipitations extrêmes et les inondations.

Foire aux questions

FAQ 8.3 | Quelles sont les causes des sécheresses, et le changement climatique va-t-il les aggraver?

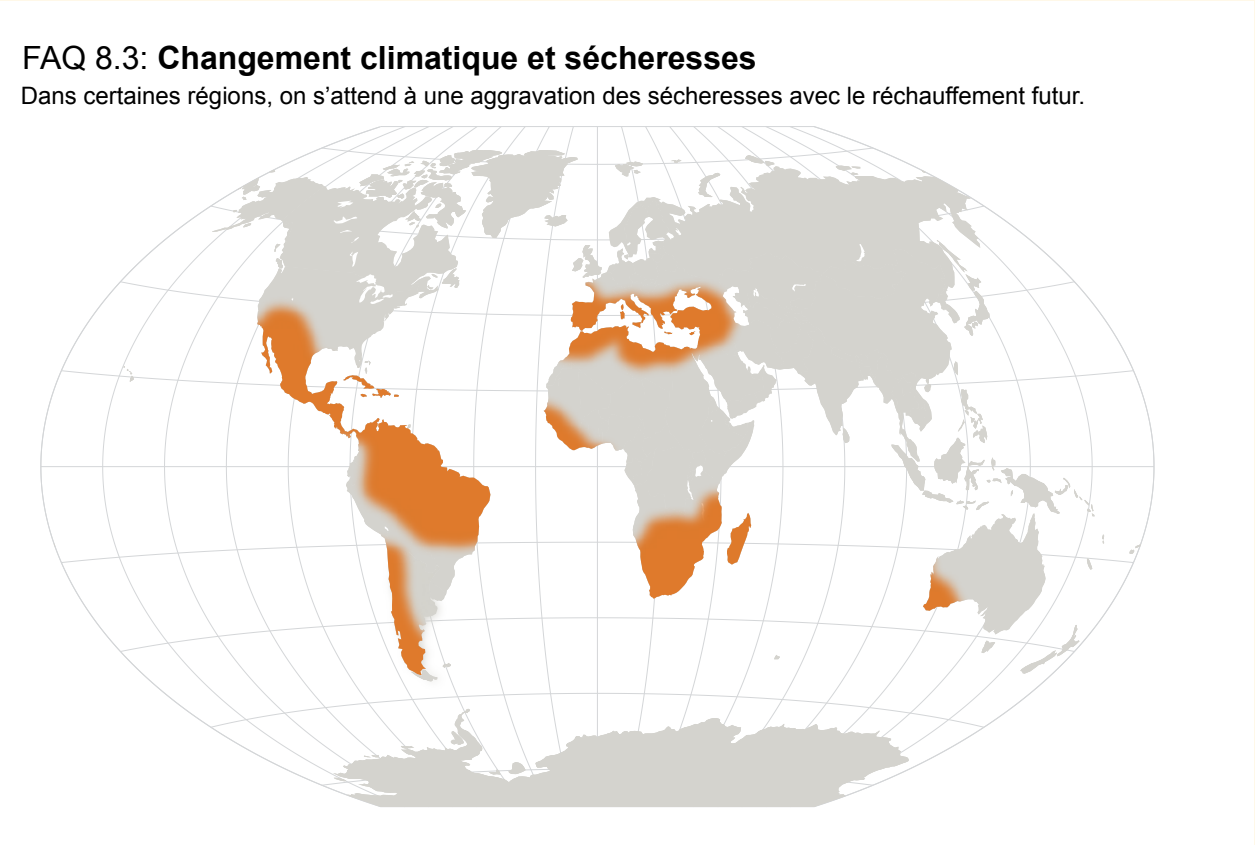
Les sécheresses débutent en général par un déficit de précipitations, mais se propagent ensuite à d'autres parties du cycle de l'eau (sols, cours d'eau, neige/glace et réservoirs d'eau). Elles sont aussi influencées par des facteurs comme la température, la végétation et la gestion humaine des terres et de l'eau. Dans un monde plus chaud, l'évaporation augmente, ce qui peut rendre même les régions humides plus sensibles à la sécheresse.

Une sécheresse est définie de manière générale comme des conditions plus sèches que la normale, c'est-à-dire un déficit hydrique par rapport à la disponibilité moyenne de l'eau en un lieu et une saison donnés. Les sécheresses étant définies localement, une sécheresse affectant une région humide ne correspond pas à la même quantité de déficit en eau qu'une sécheresse affectant une région sèche. Les sécheresses sont divisées en différentes catégories selon l'aspect du cycle de l'eau où se produit le déficit hydrique : sécheresse météorologique (précipitations), sécheresse hydrologique (ruissellement, débit des cours d'eau et stockage dans les réservoirs) et sécheresse agricole ou écologique (stress des plantes dû aux effets combinés de l'évaporation et d'une faible humidité du sol). Il existe également des catégories spéciales de sécheresse. Ainsi, une sécheresse nivale se produit lorsque le manteau neigeux hivernal est inférieur à la moyenne, ce qui peut provoquer un ruissellement plus faible que la normale pendant les saisons ultérieures. Et si les épisodes de sécheresse mettent souvent des mois ou des années à se développer lentement, certains phénomènes, appelés sécheresses éclair, peuvent s'intensifier en quelques jours ou semaines. Un tel épisode s'est produit en 2012 dans la région du Midwest en Amérique du Nord et a eu de graves impacts sur la production agricole, les pertes dépassant 30 milliards de dollars des États-Unis. En général, les sécheresses ne deviennent préoccupantes que lorsqu'elles sont préjudiciables à la population (en réduisant l'eau disponible pour les besoins des villes, de l'industrie, de l'agriculture ou de la navigation) et/ou aux écosystèmes (effets néfastes sur la flore et la faune naturelles). Lorsqu'une sécheresse dure très longtemps (plus de deux décennies), on parle parfois de mégasécheresse.

La plupart des sécheresses débutent quand les précipitations sont inférieures à la normale pendant une période prolongée (sécheresse météorologique). C'est ce qui se produit généralement quand des hautes pressions atmosphériques s'installent au-dessus d'une région, réduisant la formation des nuages et les précipitations sur cette zone et repoussant les orages. Le manque de pluie se propage ensuite dans le cycle de l'eau pour créer une sécheresse agricole dans les sols et une sécheresse hydrologique dans les cours d'eau. D'autres processus contribuent à amplifier ou à atténuer les sécheresses. À titre d'exemple, si les températures sont anormalement élevées, l'évaporation augmente, asséchant les sols et les cours d'eau et exerçant sur la végétation un stress allant au-delà de ce qu'aurait occasionné le seul manque de précipitations. La végétation peut jouer un rôle essentiel car elle module bon nombre de processus hydrologiques importants (eau du sol, évapotranspiration, ruissellement). Les activités humaines peuvent aussi déterminer la sévérité d'une sécheresse. Ainsi, l'irrigation des terres cultivées peut réduire l'impact socioéconomique d'une sécheresse ; dans le même temps, l'épuisement des eaux souterraines des aquifères peut aggraver la sécheresse.

L'effet du changement climatique sur la sécheresse varie selon les régions. Dans les régions subtropicales, dont la Méditerranée, l'Afrique australe, le sud-ouest de l'Australie et le sud-ouest de l'Amérique du Sud, ainsi que dans les régions de l'Amérique centrale, en Afrique de l'ouest et dans le bassin de l'Amazone, on s'attend à une diminution des précipitations à mesure que le monde se réchauffe, ce qui accroît la possibilité que des sécheresses surviennent tout au long de l'année (FAQ 8.3, figure 1). Le réchauffement va réduire le manteau neigeux, amplifiant la sécheresse dans les régions où la fonte des neiges est une ressource en eau importante (dont le sud-ouest de l'Amérique du Sud). La hausse des températures entraîne une augmentation de l'évaporation, ce qui provoque un assèchement des sols, un stress accru sur les végétaux et des conséquences pour l'agriculture, même dans les régions où l'on ne s'attend pas à de grands changements des précipitations (comme dans le centre et le nord de l'Europe). Si les émissions de gaz à effet de serre ne sont pas réduites, il est projeté qu'environ un tiers des terres émergées de la planète souffriront d'une sécheresse au moins modérée d'ici à 2100. D'autre part, on pourrait assister, pour certaines saisons et dans certaines zones (dont les régions de haute latitude de l'Amérique du Nord et de l'Asie et la région de mousson sud-asiatique), à une augmentation des précipitations sous l'effet du changement climatique, ce qui réduirait la probabilité des sécheresses. La figure 1 de la FAQ 8.3 met en évidence les régions où le changement climatique devrait accroître la sévérité des sécheresses.

FAQ 8.3 (suite)



FAQ 8.3, figure 1 | Carte schématique indiquant en brun les régions où les sécheresses devraient s'aggraver sous l'effet du changement climatique. Cette configuration est analogue quel que soit le scénario d'émissions ; toutefois, l'ampleur du changement augmente sous l'effet d'émissions plus élevées.

Foire aux questions

FAQ 9.1 | Est-ce possible d'inverser la poursuite de la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ? Combien de temps faudrait-il pour qu'elles se reconstituent ?

Les éléments probants du passé lointain montrent que certaines parties du système Terre peuvent mettre des centaines à des milliers d'années à s'ajuster complètement au changement climatique. Cela signifie que certaines des conséquences du changement climatique d'origine humaine persisteront pendant très longtemps, même si le niveau des gaz piégeant la chaleur dans l'atmosphère et le niveau de la température planétaire sont stabilisés ou réduits à l'avenir. C'est particulièrement vrai pour les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, qui croissent beaucoup plus lentement qu'elles ne régressent. Si la fonte actuelle de ces calottes glaciaires se poursuit pendant suffisamment longtemps, elle devient effectivement irréversible aux échelles de temps de la vie humaine, tout comme l'élévation du niveau de la mer provoquée par cette fonte.

Les activités humaines modifient le climat, et certains mécanismes amplifient le réchauffement dans les régions polaires (Arctique et Antarctique). L'Arctique se réchauffe déjà plus rapidement que toute autre région (voir FAQ 4.3). Ce fait est important car ces hautes latitudes plus froides abritent les deux dernières calottes glaciaires de la planète : l'Antarctique et le Groenland. Les calottes glaciaires sont d'immenses réservoirs d'eau douce gelée, constitués par l'accumulation de dizaines de milliers d'années de chutes de neige. Si elles devaient fondre complètement, l'eau libérée ferait s'élever le niveau de la mer d'environ 65 m. Il est donc extrêmement important de comprendre comment ces calottes glaciaires sont affectées par le réchauffement de l'océan et de l'atmosphère à proximité. Les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique sont déjà en train de réagir lentement au changement climatique récent, mais il faut beaucoup de temps à ces masses de glace gigantesques pour s'adapter aux changements de température de la planète. Autrement dit, l'intégralité des effets d'un climat qui se réchauffe peut mettre des centaines ou des milliers d'années à se manifester. Une question importante est de savoir si ces changements pourront éventuellement s'inverser, une fois que les niveaux des gaz à effet de serre dans l'atmosphère seront stabilisés ou réduits par les activités humaines et les processus naturels. Les enregistrements du passé peuvent nous aider à répondre à cette question.

Pendant les 800 000 dernières années au moins, la Terre a connu des cycles de refroidissement progressif suivis d'un réchauffement rapide sous l'effet de processus naturels. Pendant les phases de refroidissement, de plus en plus d'eau océanique se dépose progressivement sous forme de neige, ce qui fait croître les calottes glaciaires et diminuer lentement le niveau de la mer. Pendant les phases de réchauffement, les calottes glaciaires fondent plus rapidement, ce qui entraîne une élévation plus rapide du niveau de la mer (FAQ 9.1, figure 1). Les calottes glaciaires se constituent très lentement car leur croissance repose sur l'accumulation régulière de chutes de neige qui finissent par se compacter en glace. Quand le climat se refroidit, les zones qui peuvent accumuler de la neige s'étendent, renvoyant une plus grande partie du rayonnement solaire qui, sinon, maintiendrait des conditions plus chaudes sur Terre. Cela signifie qu'une fois amorcés, les climats glaciaires se développent rapidement. Toutefois, à mesure que le climat se refroidit, la quantité d'humidité que l'atmosphère peut contenir a tendance à diminuer. Dès lors, si les glaciations commencent assez rapidement, il faut des dizaines de milliers d'années aux calottes glaciaires pour croître jusqu'à être à l'équilibre avec ce climat plus froid.

Les calottes glaciaires régressent plus rapidement qu'elles ne croissent en raison de processus qui, une fois enclenchés, alimentent une perte de glace autorenforcée. Pour les calottes glaciaires qui reposent principalement sur un socle rocheux situé *au-dessus* du niveau de la mer, comme celle du Groenland, la principale boucle autorenforcée qui les influence est la « rétroaction entre l'altitude et le bilan de masse » (FAQ 9.1, figure 1, à droite). Dans cette situation, l'altitude de la surface de la calotte glaciaire diminue à mesure qu'elle fond, exposant la calotte à un air plus chaud. La surface abaissée fond alors davantage, ce qui l'abaisse encore plus rapidement, jusqu'à ce que finalement la calotte glaciaire disparaisse en totalité. Là où la calotte glaciaire repose au contraire sur un socle rocheux situé *sous* le niveau de la mer et qui devient aussi plus épais à l'intérieur des terres, comme c'est le cas de nombreuses parties de la calotte glaciaire de l'Antarctique, un processus important appelé « instabilité des calottes glaciaires marines » serait à l'origine d'un retrait rapide (FAQ 9.1, figure 1, à gauche). Le cas se produit quand la partie entourée d'eau de mer de la calotte glaciaire fond. Il en résulte un amincissement supplémentaire, qui accélère lui-même le mouvement des glaciers qui alimentent ces zones. À mesure que la calotte glaciaire s'écoule plus rapidement dans l'océan, la fonte s'accentue, ce qui provoque encore davantage d'amincissement et un écoulement encore plus rapide qui amène toujours plus de glace de glacier dans l'océan, ce qui entraîne au

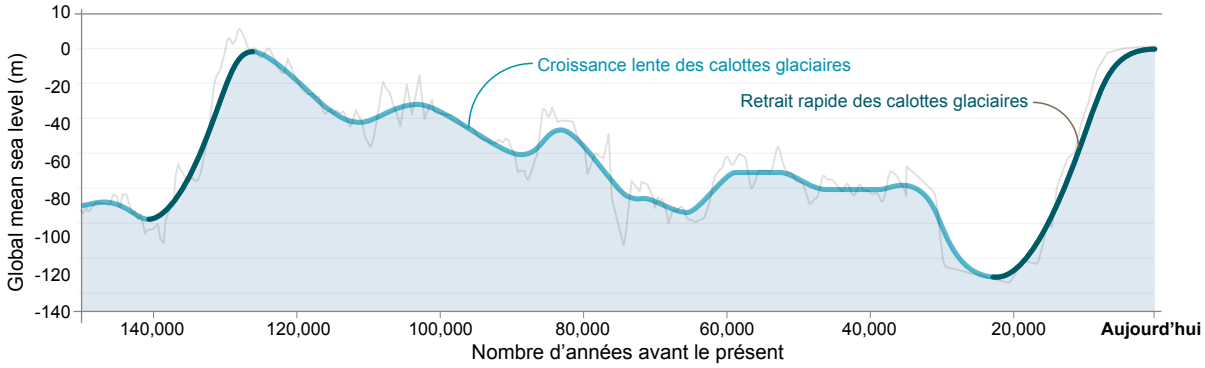
FAQ 9.1 (suite)

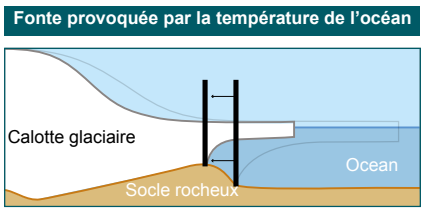
final la déglaciation rapide de bassins de drainage entiers de la calotte glaciaire.

Ces processus autorenforcés (et d'autres) expliquent pourquoi des augmentations de température relativement modestes ont entraîné dans le passé une élévation très importante du niveau de la mer sur des siècles à des millénaires, alors qu'il faut des dizaines de milliers d'années pour la croissance de ces calottes qui fait d'abord diminuer le niveau de la mer. Il ressort de ces enseignements du passé que, si les changements d'origine humaine subis par les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique se poursuivent pendant le reste de ce siècle, il faudra des milliers d'années pour inverser cette fonte, même si la température de l'air diminue à l'échelle du globe au cours de ce siècle ou du siècle prochain. En ce sens, ces changements sont donc irréversibles, puisque les calottes glaciaires mettraient beaucoup plus de temps à se reconstituer que les décennies ou les siècles correspondant aux capacités de planification de la société moderne.

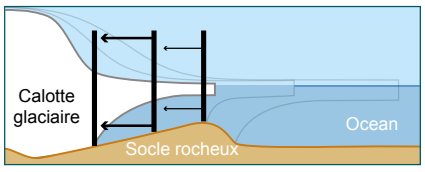
FAQ 9.1: **La fonte des calottes glaciaires peut-elle être inversée?**

Une fois déstabilisées, les calottes glaciaires mettent des dizaines de milliers d'années à se reconstituer. Ces changements affectent fortement le niveau de la mer.

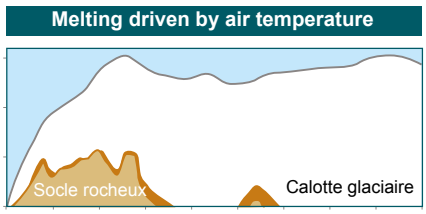




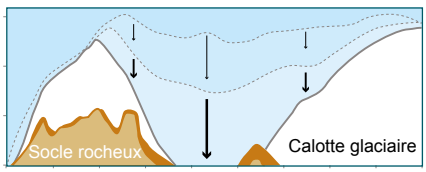
Lorsque le socle rocheux est incliné vers la mer ou est plat, le retrait cesse quand le réchauffement cesse. Lorsque la calotte glaciaire régresse, moins de glace est libérée dans l'océan



Lorsque le socle rocheux est incliné vers l'intérieur du continent, le retrait est rapide et auto-entretenu. Lorsque la calotte glaciaire régresse, davantage de glace est libérée dans l'océan



La calotte glaciaire est très épaisse, donc sa surface est très haute et l'air à haute altitude est très froid



À mesure que la calotte glaciaire fond, sa surface s'abaisse jusqu'à atteindre un seuil où l'air environnant est plus chaud et fait fondre la glace encore plus rapidement

FAQ 9.1, figure 1 | Croissance et déclin des calottes glaciaires. (En haut) Les changements de volume de la calotte glaciaire modulent les variations du niveau de la mer. La ligne grise représente les données d'une série d'enregistreurs du niveau de la mer du milieu physique, comme les récifs coralliens, la ligne bleue en constituant une version lissée. **(En bas à gauche)** Exemple de mécanisme de déstabilisation en Antarctique. **(En bas à droite)** Exemple de mécanisme de déstabilisation au Groenland.

FAQ

Foire aux questions

FAQ 9.2 | Quelle sera l'ampleur de l'élévation du niveau de la mer au cours des prochaines décennies ?

En 2018, le niveau moyen mondial de la mer était supérieur d'environ 15 à 25 cm à celui de 1900, et de 7 à 15 cm à celui de 1971. Le niveau de la mer continuera d'augmenter de 10 à 25 cm supplémentaires d'ici à 2050. Cette élévation actuelle du niveau de la mer s'explique principalement par la dilatation thermique de l'eau de mer à mesure que sa température augmente et par la fonte des glaciers et des calottes glaciaires. Les changements locaux du niveau de la mer peuvent être plus ou moins importants que la moyenne mondiale, les changements les plus faibles intervenant dans les zones qui étaient auparavant englacées, et les plus importants dans les régions de basses terres des deltas fluviaux.

Partout dans le monde, le niveau de la mer s'élève à un rythme qui s'est accéléré. Il a augmenté d'environ 4 mm par an entre 2006 et 2018, ce qui représente plus de deux fois le taux moyen relevé au XXe siècle. L'élévation du début des années 1900 résultait de facteurs naturels, comme l'ajustement des glaciers au réchauffement survenu dans l'hémisphère Nord pendant les années 1800. Or, depuis au moins 1970, les activités humaines sont la cause prédominante de l'élévation du niveau moyen de la mer dans le monde, et cela continuera d'être le cas pendant des siècles.

Le niveau de la mer s'élève par suite à la fois du réchauffement des eaux océaniques et de l'apport d'eau provenant de la fonte des glaces et des masses d'eau des terres émergées. La dilatation due au réchauffement est à l'origine d'environ la moitié de la hausse observée entre 1971 et 2018. La fonte des glaciers y a contribué à hauteur d'environ 22 % sur la même période. La fonte des deux grandes calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique y a contribué pour environ 13 % et 7 %, respectivement, de 1971 à 2018, mais la fonte s'est accélérée ces dernières décennies, portant leur contribution à 22 % et 14 % depuis 2016. Une autre source réside dans les changements intervenus dans le stockage de l'eau sur les terres émergées : les réservoirs et les aquifères y ont diminué, ce qui a contribué à une élévation du niveau de la mer d'environ 8 %.

D'ici à 2050, le niveau de la mer devrait augmenter de 10 à 25 cm supplémentaires, que les émissions de gaz à effet de serre soient réduites ou non (FAQ 9.2, figure 1). Au-delà de 2050, l'ampleur de l'élévation du niveau de la mer est plus incertaine. Les émissions totales de gaz à effet de serre qui seront accumulées au cours des prochaines décennies joueront un rôle important après 2050, notamment pour déterminer à quel niveau l'élévation du niveau de la mer et les modifications de la calotte glaciaire se stabiliseront au final.

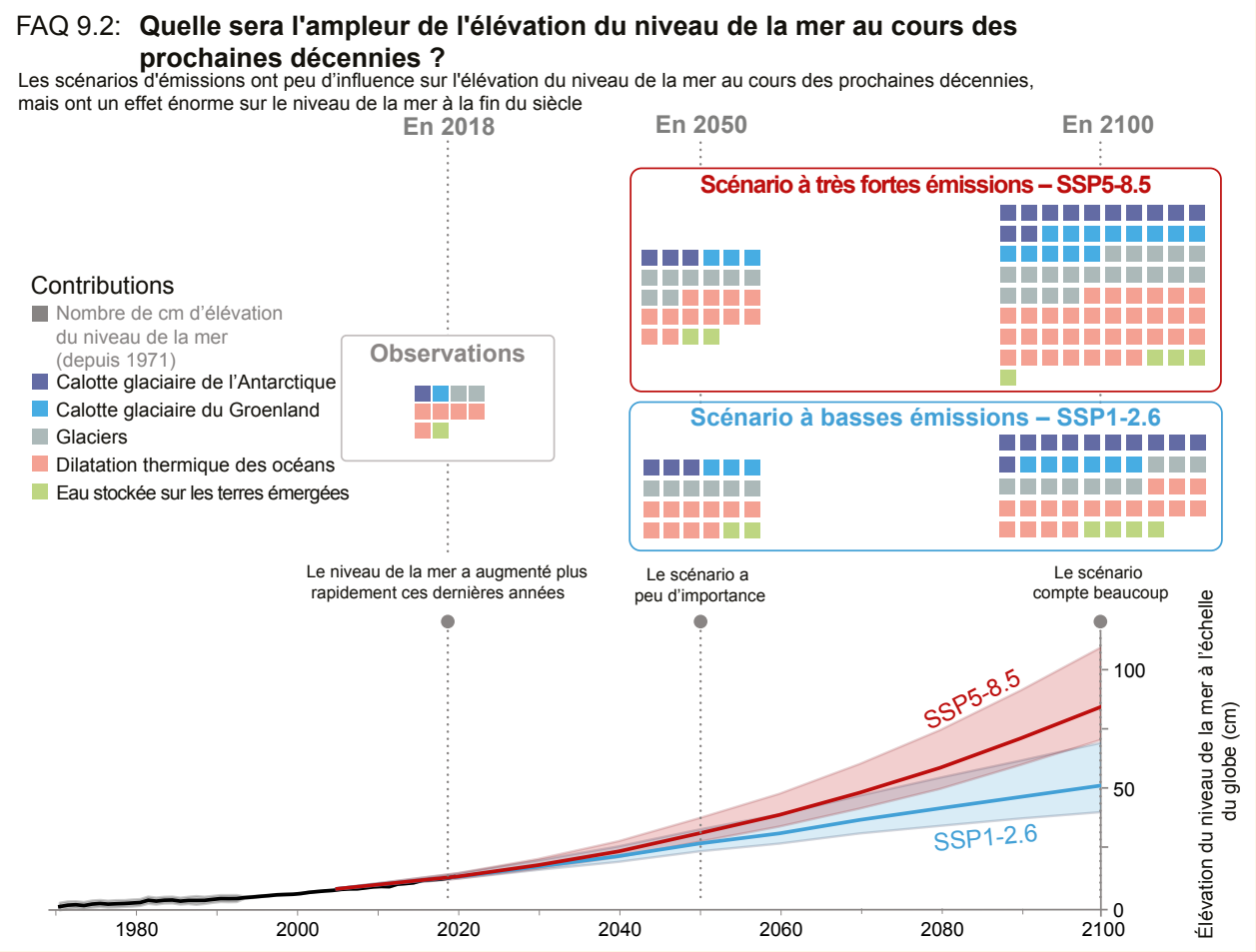
Même si l'on parvient à des émissions nettes égales à zéro, l'élévation du niveau de la mer se poursuivra du fait que l'océan profond continuera de se réchauffer et que les calottes glaciaires mettront du temps à s'ajuster au réchauffement provoqué par les émissions passées et actuelles : l'océan et les calottes glaciaires sont lents à réagir aux changements environnementaux (voir FAQ 5.3). D'après certaines projections de scénarios d'émissions basses, l'élévation du niveau de la mer se poursuivra à un rythme comparable à celui d'aujourd'hui quand les émissions se rapprocheront de zéro net (de 3 à 8 mm par an d'ici à 2100, au lieu de 3 à 4 mm par an en 2015), tandis que d'après d'autres projections, elle s'accélèrera fortement, jusqu'à cinq fois le rythme actuel, d'ici à 2100, en particulier si les émissions continuent d'être élevées et si les processus qui accélèrent le retrait de la calotte glaciaire de l'Antarctique se manifestent largement (FAQ 9.1).

L'élévation du niveau de la mer augmentera la fréquence et la sévérité des événements extrêmes de niveau marin sur les côtes (voir FAQ 8.2), y compris les ondes de tempête, les submersions par les vagues et les inondations dues aux marées : le risque peut être augmenté même par des changements minimes du niveau moyen global de la mer. Les scientifiques prévoient que, dans certaines régions, des événements extrêmes de niveau marin qui, récemment encore, devaient se produire une fois tous les 100 ans se produiront annuellement pour 20 à 25 % des endroits d'ici à 2050 quelles que soient les émissions, mais que d'ici à 2100, le choix des émissions aura une grande importance, la fréquence annuelle passant à 60 % des endroits en cas d'émissions basses et à 80 % des endroits en cas de fortes émissions.

Dans beaucoup d'endroits, la variation locale du niveau de la mer sera plus élevée ou plus faible que la moyenne mondiale. Selon l'année et l'endroit, les changements dans la circulation océanique et les vents peuvent susciter un changement du niveau local de la mer. Dans les régions où de grandes calottes glaciaires, telles que la Fennoscandienne en Eurasie et les Laurentides et la Cordillère en Amérique du Nord, ont recouvert les terres

FAQ 9.2 (suite)

pendant la dernière période glaciaire, celles-ci continuent encore aujourd'hui de se soulever lentement maintenant que le poids supplémentaire des calottes glaciaires a disparu. Ce rebond local compense l'élévation du niveau global de la mer dans ces régions et peut même entraîner une diminution locale du niveau de la mer. Dans les régions situées juste après la limite de l'extension des anciennes calottes glaciaires et où la Terre s'était bombée vers le haut, la surface s'affaisse désormais, et l'élévation locale du niveau de la mer y est donc plus rapide que le rythme global. Dans beaucoup de régions de delta à faible altitude (comme la Nouvelle-Orléans et le delta du Gange-Brahmapoutre), les terres s'affaissent rapidement (s'enfoncent) en raison d'activités humaines comme la construction de barrages ou l'extraction d'eaux souterraines et de combustibles fossiles. En outre, lorsqu'une calotte glaciaire fond, elle exerce une moindre attraction gravitationnelle sur l'eau de l'océan à proximité. Cette réduction de l'attraction gravitationnelle fait baisser le niveau de la mer à proximité de la calotte glaciaire (qui est désormais moins massive) tout en faisant monter ce niveau plus loin. La fonte des calottes polaires provoque donc la plus forte élévation du niveau de la mer dans l'hémisphère opposé ou aux basses latitudes, avec une différence pouvant atteindre quelques dizaines de centimètres entre les régions d'ici à 2100.



FAQ 9.2, figure 1 | Élévation observée et projetée du niveau moyen global de la mer et contributions de ses principales composantes.

FAQ 9.3 | Le Gulf Stream va-t-il s'arrêter ?

Le Gulf Stream fait partie de deux systèmes de circulation océanique de l'Atlantique Nord : la circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC) et le gyre subtropical de l'Atlantique Nord. Certaines études scientifiques, basées sur des modèles et des travaux théoriques, indiquent que si l'AMOC devrait ralentir sous l'effet du réchauffement climatique, le Gulf Stream ne connaîtra pas beaucoup de changement et ne s'arrêterait pas totalement, même si cela se produisait pour l'AMOC. La plupart des modèles climatiques projettent un ralentissement de l'AMOC à la fin du XXe siècle dans la plupart des scénarios d'émissions, et certains indiquent qu'il ralentira encore plus tôt. Le Gulf Stream influence le climat et le niveau de la mer, et donc s'il ralentit, on assistera à une élévation du niveau de la mer en Amérique du Nord, et il y aura des conséquences pour les conditions météorologiques en Europe et son taux de réchauffement relatif.

Le Gulf Stream est le plus vaste courant de l'océan Atlantique Nord. Il transporte environ 30 milliards de kilogrammes d'eau par seconde vers le nord en longeant la côte est de l'Amérique du Nord. Il s'agit d'un courant chaud, dont la température dépasse celle des eaux environnantes de 5 °C à 15 °C, et qui transporte donc des eaux plus chaudes (de l'énergie thermique) depuis le sud où il prend sa source et libère de la chaleur dans l'atmosphère et les eaux environnantes.

Le Gulf Stream fait partie de deux grandes circulations, la circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC) et le gyre subtropical de l'Atlantique Nord (FAQ 9.3, figure 1). La rotation de la Terre fait que les grands courants des deux circulations restent sur le côté ouest de leur bassin, ce qui, dans l'Atlantique, signifie que les circulations se conjuguent pour former le Gulf Stream. D'autres grands courants contribuent aux gyres, comme le Kuroshio dans le Pacifique Nord et le courant est-australien dans le Pacifique Sud, mais le rôle double du Gulf Stream rend celui-ci particulier. Il n'existe pas de circulation de retournement profonde comparable à l'AMOC dans le Pacifique Nord, où le Kuroshio ne joue donc qu'un seul rôle dans le gyre dont il fait partie.

Les gyres, qui font circuler les eaux de surface, résultent principalement des vents qui entraînent la circulation. Ces vents ne devraient pas beaucoup changer et donc les gyres non plus, ce qui signifie que ceux qui font partie du Gulf Stream et du Kuroshio continueront de transporter de l'énergie thermique vers le pôle à partir de l'équateur, d'une façon largement comparable à ce qui existe actuellement. La contribution des gyres au Gulf Stream est de 2 à 10 fois plus importante que la contribution de l'AMOC.

Le rôle du Gulf Stream dans l'AMOC consiste à fournir de l'eau de surface qui se refroidit, devient plus dense et coule pour former des eaux froides et profondes qui retournent vers l'équateur, en se déversant sur le relief du plancher océanique et en se mélangeant aux autres eaux profondes de l'Atlantique pour former un courant vers le sud à une profondeur d'environ 1 500 mètres sous le Gulf Stream. Ce courant de retournement est l'AMOC, le Gulf Stream s'écoulant vers le nord dans le kilomètre supérieur, et les eaux profondes plus froides s'écoulant vers le sud.

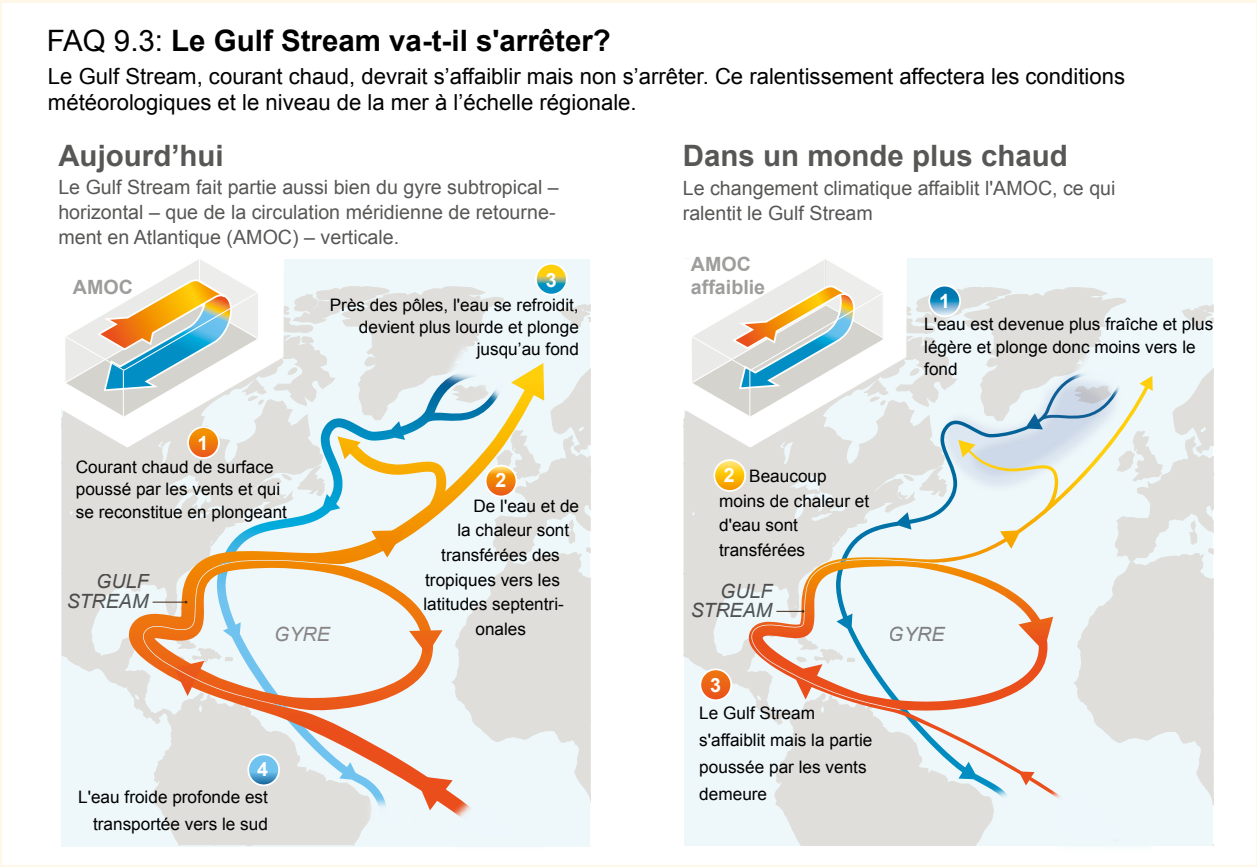
L'AMOC devrait ralentir au cours des prochains siècles. L'une des raisons en est la baisse de salinité des eaux océaniques, causée par l'eau de fonte du Groenland, le changement de la glace de mer de l'Arctique et l'augmentation des précipitations dans les mers septentrionales plus chaudes. Un dispositif de bouées ancrées à travers l'Atlantique surveille l'AMOC depuis 2004 ; ses capacités ont été étendues dans la période récente. La surveillance de l'AMOC n'existe pas depuis assez longtemps pour qu'une tendance émerge de la variabilité et pour pouvoir détecter les changements à long terme qui pourraient être à l'œuvre (voir FAQ 1.2). D'autres signes indirects indiquent peut-être un ralentissement du retournement, par exemple un réchauffement plus lent à l'endroit où les eaux de surface du Gulf Stream s'enfoncent. Les modèles climatiques montrent que ce « point froid » de réchauffement plus lent que la moyenne se produit lorsque l'AMOC s'affaiblit et prévoient que cela se poursuivra. D'après les données paléoclimatiques, l'AMOC a connu des changements importants par le passé, en particulier lors du passage de climats plus froids à des climats plus chauds, mais est stable depuis 8 000 ans.

Que se passera-t-il si l'AMOC ralentit dans un monde qui se réchauffe ? L'atmosphère s'adaptera quelque peu en transportant davantage de chaleur, ce qui compensera en partie la diminution de la chaleur transportée par l'AMOC. Mais en raison du « point froid », certaines régions de l'Europe se réchaufferont plus lentement. D'après les modèles, cela affectera les régimes de temps du Groenland et de la région de l'Atlantique, avec une diminution des précipitations aux latitudes moyennes, un déplacement spatial des bandes de fortes précipitations dans les tropiques et en Europe et des tempêtes plus fortes dans la trajectoire des tempêtes de l'Atlantique Nord. Le ralentissement de ce courant, conjugué à la rotation de la Terre, signifie que le niveau de la mer s'élèvera en

FAQ 9.3 (suite)

Amérique du Nord à mesure que la contribution de l'AMOC au Gulf Stream ralentira.

L'Atlantique Nord n'est pas le seul site de retournement méridien sensible. Autour de l'Antarctique, l'eau de mer la plus dense de la planète se forme lorsque la congélation de la glace de mer laisse après celle-ci une eau salée et froide qui plonge jusqu'au fond et se répand vers le nord. Des études récentes ont montré que la fonte de la calotte glaciaire de l'Antarctique et le changement des vents de l'océan Austral peuvent influencer ce retournement méridien, ce qui peut affecter la météorologie à l'échelle régionale.



FAQ 9.3, figure 1 | Circulations horizontale (gyre) et verticale (circulation méridienne de retournement en Atlantique – AMOC) dans l'Atlantique aujourd'hui (à gauche) et dans un monde plus chaud (à droite). Le Gulf Stream est un courant chaud composé des deux circulations.

Foire aux questions

FAQ 10.1 | Comment peut-on fournir des informations climatiques utiles aux parties prenantes régionales ?

Le monde est physiquement et culturellement diversifié, et les défis posés par le changement climatique varient selon les régions et les lieux. Etant donné que le changement climatique affecte de nombreux aspects du travail et de la vie quotidienne des personnes, les informations sur celui-ci peuvent aider à la prise de décision, mais seulement si elles sont pertinentes pour les personnes impliquées dans ces décisions. Les utilisateurs des informations climatiques peuvent être très divers, allant de professionnels dans des domaines comme la santé humaine, l'agriculture ou la gestion de l'eau, à des communautés humaines au sens large qui subissent les effets du changement climatique. Pour fournir des informations utiles à la prise de mesures, il est donc nécessaire d'impliquer l'ensemble des parties prenantes concernées, leurs connaissances et leurs expériences, de formuler des informations appropriées et de parvenir à une compréhension mutuelle de l'utilité et des limites de ces informations.

L'élaboration, la diffusion et l'utilisation des informations sur le changement climatique nécessitent la participation de toutes les parties concernées : celles qui produisent les données et les connaissances sur le climat, celles qui les communiquent et celles qui relient cette information à leur connaissance de la collectivité, de la région ou de l'activité sur laquelle le changement climatique peut avoir une incidence. Pour réussir, ces parties doivent travailler ensemble pour explorer les données climatiques et élaborer ainsi conjointement les informations climatiques nécessaires à la prise de décisions ou à la résolution de problèmes, en distillant les résultats des diverses sources de connaissance du climat pour en extraire les informations climatiques pertinentes. Les partenariats efficaces sont ceux qui tiennent compte de la diversité de toutes les parties concernées et y répondent (y compris leurs valeurs, leurs croyances et leurs intérêts), en particulier lorsqu'ils impliquent des groupes culturellement divers et leurs connaissances autochtones et locales de la météo, du climat et de leur propre société. Cela vaut particulièrement pour le changement climatique, problème mondial qui soulève des défis propres à chaque région. Le fait de reconnaître cette diversité rend les informations climatiques pertinentes et crédibles, notamment lorsqu'il s'agit de transmettre la complexité des risques pour les systèmes humains et les écosystèmes en vue de renforcer la résilience.

Pour construire des informations climatiques utiles, il faut prendre en compte toutes les sources disponibles pour établir la représentation la plus complète possible des changements projetés et distiller les informations de manière à répondre aux besoins des parties prenantes et des communautés qui seront touchées par ces changements. Ainsi, les climatologues peuvent communiquer des informations sur les changements futurs en utilisant des simulations du climat planétaire et/ou régional pour en déduire les changements des conditions météorologiques influençant une région. Un processus de distillation efficace (FAQ 10.1, figure 1) associe le public auquel s'adresse l'information, en particulier les parties prenantes dont le travail fait intervenir des facteurs non climatiques, comme la santé humaine, l'agriculture ou les ressources en eau. La distillation évalue l'exactitude de toutes les sources d'information (observations, simulations, avis d'experts), jauge la crédibilité d'éventuelles informations contradictoires et aboutit à des informations climatiques pour lesquelles on aura estimé le degré de confiance que les utilisateurs devraient leur accorder. Les producteurs de données climatiques doivent aussi garder à l'esprit que les régions géographiques et les périodes qui intéressent les parties prenantes (par exemple la saison de croissance d'une zone agricole) peuvent ne pas bien correspondre à la résolution temporelle et spatiale des données climatiques disponibles ; des développements supplémentaires des modèles ou du traitement de données peuvent donc être nécessaires pour extraire des informations climatiques utiles.

Un moyen de distiller des informations complexes adaptées aux applications des parties prenantes est de relier ces informations à l'expérience déjà vécue par les parties prenantes à l'aide de trames narratives qui sont des déroulements plausibles d'événements météorologiques et climatiques liés aux expériences des parties prenantes. Le dialogue entre les parties prenantes et les climatologues permet de déterminer les aspects de leurs expériences les plus pertinentes à évaluer pour un éventuel comportement futur. La mise au point de trames narratives fait appel à l'expérience et aux connaissances spécialisées de parties prenantes comme les gestionnaires des ressources en eau et les professionnels de santé, qui souhaitent mettre au point des mesures de réponse appropriées. Les trames narratives sont donc une voie d'accès au processus de distillation qui peut rendre les informations climatiques plus accessibles et plus concrètement intelligibles. Une trame narrative peut ainsi partir d'une expérience commune telle qu'une situation de sécheresse prolongée, où les ressources en eau disponibles sont raréfiées et où les récoltes ont été endommagées, et montrer comment les sécheresses pourraient évoluer à l'avenir et se caractériser peut-être par un déficit de précipitations encore accru ou une durée encore plus longue. Grâce à des choix appropriés, les trames narratives peuvent aborder judicieusement les nuances des informations climatiques en partant des

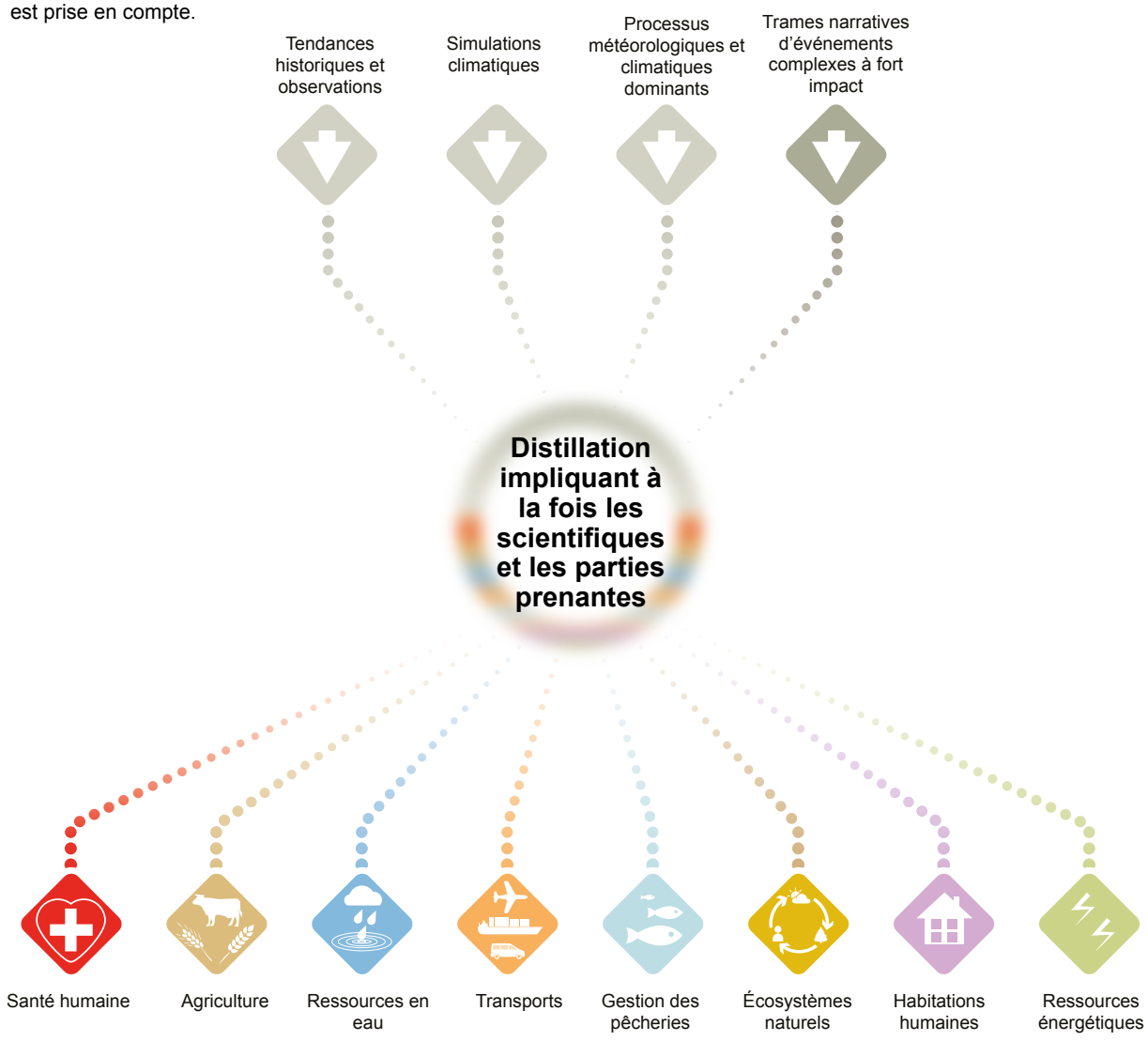
FAQ 10.1 (suite)

expériences communes, ce qui renforce l'utilité des informations.

La création de partenariats entre toutes les personnes impliquées dans la production, l'exploration et la distillation des données climatiques sous forme d'informations climatiques est au cœur de la création d'informations pertinentes pour les parties prenantes. Ces partenariats peuvent passer par une interaction directe des climatologues et des parties prenantes ainsi que par le biais d'organisations qui ont vu le jour pour faciliter ce processus, parmi lesquelles des services climatiques, des forums nationaux et régionaux sur le climat et des sociétés de conseil fournissant des informations climatiques spécialisées. Ces organisations dites « frontières » peuvent répondre aux besoins divers de tous ceux qui souhaitent intégrer les informations climatiques dans leurs processus décisionnels. Tous ces partenariats sont essentiels pour parvenir à des informations climatiques qui répondent à la diversité physique et culturelle et aux défis posés par le changement climatique, lesquels varient d'une région à l'autre dans le monde.

FAQ 10.1: **Comment les scientifiques peuvent-ils fournir des informations climatiques régionales utiles ?**

Pour la prise de décisions, les informations climatiques sont plus utiles si la diversité physique et culturelle à travers le monde est prise en compte.



FAQ 10.1, figure 1 | Les informations climatiques destinées aux décideurs sont plus utiles si l'on tient compte de la diversité physique et culturelle dans le monde. La figure illustre sous forme de schéma le large éventail de connaissances qui doivent être synthétisées en fonction de la diversité des utilisateurs pour distiller des informations qui soient utiles et crédibles. Cette intégration ou distillation doit faire appel aux valeurs et aux connaissances des parties prenantes et des scientifiques. La rangée du bas indique de façon non exhaustive des exemples d'intérêts des parties prenantes. Dans le cadre de cette distillation, les résultats peuvent faire progresser les objectifs de développement durable des Nations Unies, dont il est question en partie dans ces exemples.

FAQ 10.2 | Pourquoi les villes sont-elles des « points chauds » du réchauffement climatique ?

Dans les zones urbaines, la température de l'air peut être supérieure de plusieurs degrés Celsius à celle des zones environnantes, en particulier pendant la nuit. Cet effet d'« îlot de chaleur urbain » résulte de plusieurs facteurs, dont la moindre ventilation et le piégeage de la chaleur en raison de la proximité de grands bâtiments, la chaleur directement produite par les activités humaines, les propriétés d'absorption de la chaleur du béton et d'autres matériaux de construction urbaine et la quantité réduite de végétation. La poursuite de l'urbanisation et les vagues de chaleur de plus en plus sévères du fait du changement climatique amplifieront encore cet effet à l'avenir.

Aujourd'hui, les villes abritent 55 % de la population mondiale. Ce chiffre est en augmentation et les villes accueillent chaque année 67 millions de nouveaux habitants, dont 90 % s'installent dans les villes de pays en développement. D'ici à 2030, près de 60 % de la population mondiale devrait vivre dans des zones urbaines. Les villes et leurs habitants sont très vulnérables aux extrêmes météorologiques et climatiques, particulièrement aux vagues de chaleur, car les zones urbaines sont déjà des points chauds locaux. Les villes sont généralement plus chaudes, jusqu'à plusieurs degrés Celsius de plus la nuit, que les zones environnantes. Cet effet de réchauffement, appelé îlot de chaleur urbain, vient du fait que les villes reçoivent et retiennent davantage de chaleur que les zones rurales environnantes et que les processus de refroidissement naturels sont affaiblis dans les villes par rapport aux zones rurales.

Trois facteurs principaux contribuent à amplifier le réchauffement des zones urbaines (barres orange à la FAQ 10.2, figure 1). Celui qui y contribue le plus vient de la géométrie urbaine, laquelle est fonction du nombre de bâtiments, de leur taille et de leur proximité. Les grands bâtiments proches les uns des autres absorbent et stockent la chaleur et réduisent aussi la ventilation naturelle. Les activités humaines, qui sont très concentrées dans les villes, réchauffent aussi directement l'atmosphère à l'échelle locale en raison de la chaleur dégagée par les systèmes domestiques et industriels de chauffage ou de refroidissement, les moteurs en marche et d'autres sources. Enfin, le réchauffement urbain résulte aussi directement des propriétés de rétention de la chaleur des matériaux dont sont faites les villes, y compris les bâtiments en béton, les chaussées en asphalte et les toits sombres. Ces matériaux sont très efficaces pour absorber et retenir la chaleur, puis réémettre celle-ci la nuit.

L'effet d'îlot de chaleur urbain est encore amplifié dans les villes dépourvues de végétation et de plans d'eau, deux éléments qui peuvent contribuer fortement au refroidissement local (barres vertes à la FAQ 10.2, figure 1). Cela signifie que lorsque le tissu urbain comporte suffisamment de végétation et d'eau, cela peut compenser l'effet d'îlot de chaleur urbain, jusqu'à le neutraliser complètement dans certains quartiers.

L'effet d'îlot de chaleur urbain est un phénomène bien connu et bien compris. Ainsi, les mesures de température effectuées à partir de thermomètres installés dans les villes sont corrigées de cet effet pour calculer les tendances du réchauffement planétaire. Néanmoins, les observations, y compris les mesures à long terme de l'effet d'îlot de chaleur urbain, sont trop limitées à l'heure actuelle pour permettre d'acquérir une compréhension complète de la manière dont cet effet varie à travers le monde et selon les différents types de villes et de zones climatiques et dont il évoluera à l'avenir.

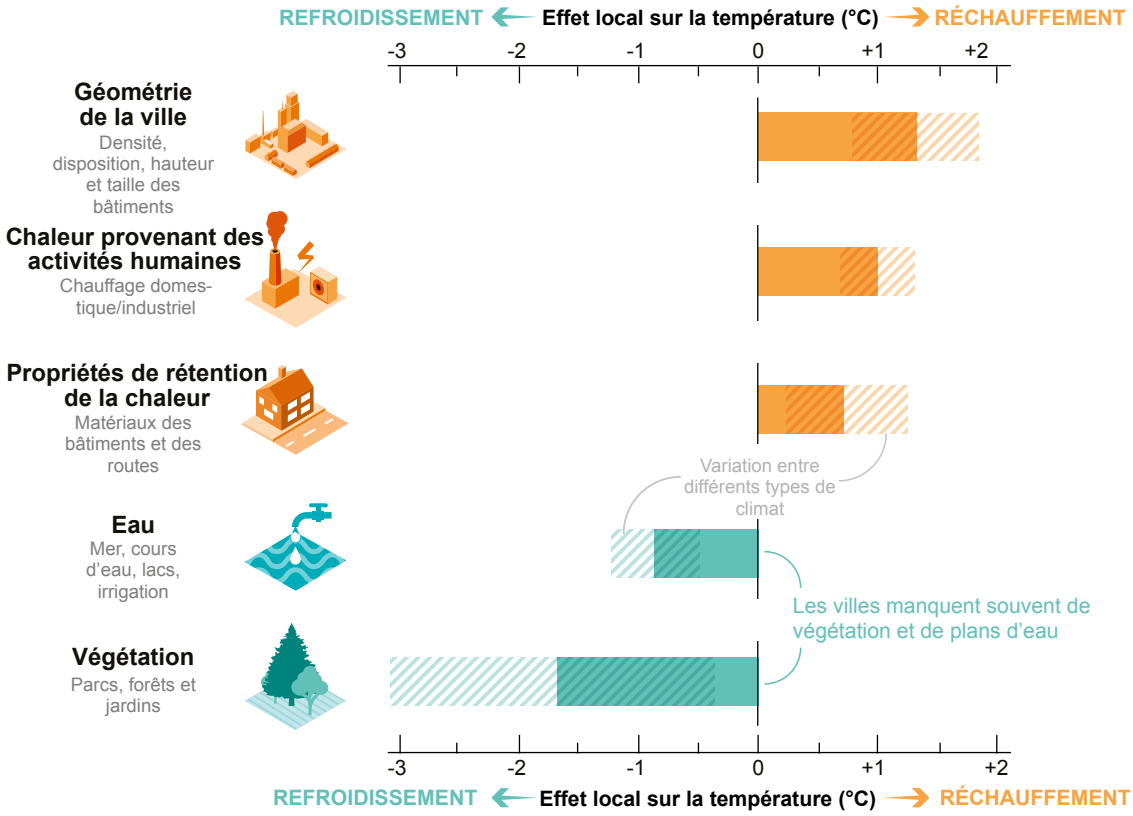
En conséquence, il est difficile d'évaluer quelle sera l'incidence du changement climatique sur l'effet d'îlot de chaleur urbain, et les diverses études ne concordent pas à ce sujet. Deux choses sont cependant très claires. En premier lieu, l'urbanisation future va étendre les zones d'îlots de chaleur urbains, ce qui amplifiera le réchauffement futur dans beaucoup d'endroits du monde. À certains endroits, le réchauffement nocturne produit par l'effet d'îlot de chaleur urbain pourrait même être du même ordre que le réchauffement attendu du changement climatique d'origine humaine. En second lieu, les vagues de chaleur plus intenses, plus longues et plus fréquentes provoquées par le changement climatique toucheront plus durement les villes et leurs habitants, car le réchauffement supplémentaire provenant de l'effet d'îlot de chaleur urbain aggravera les effets du changement climatique.

En bref, les villes sont actuellement des points chauds à l'échelle locale du fait que leur structure, leurs matériaux et leurs activités piègent et libèrent de la chaleur et diminuent les processus de refroidissement naturels. À l'avenir, le changement climatique aura, en moyenne, un effet limité sur l'ampleur de l'îlot de chaleur urbain en tant que tel, mais l'urbanisation en cours, conjuguée à des vagues de chaleur plus fréquentes, plus longues et plus chaudes, va faire que les villes seront plus exposées au réchauffement planétaire.

FAQ 10.2 (suite)

FAQ 10.2: **Pourquoi les villes sont-elles des « points chauds » du réchauffement climatique ?**

Les villes sont habituellement plus chaudes que les zones environnantes en raison de facteurs qui piègent et libèrent la chaleur et d'un manque de facteurs naturels rafraîchissants comme les plans d'eau et la végétation.



FAQ 10.2, figure 1 | Efficacité des divers facteurs contribuant à réchauffer ou à refroidir les quartiers des zones urbaines. Dans l'ensemble, les villes ont tendance à être plus chaudes que les zones environnantes. C'est ce qu'on appelle l'effet d'« îlot de chaleur urbain ». Les zones hachurées sur les barres montrent comment l'intensité des effets de réchauffement ou de refroidissement de chaque facteur varie en fonction du climat local. Par exemple, la végétation a un effet de refroidissement plus important dans les climats tempérés et chauds. On trouvera des précisions sur les sources de données dans le tableau de données du chapitre (tableau 10.SM.11).

Foire aux questions

FAQ 11.1 | Quels sont les changements des extrêmes climatiques par rapport aux changements des moyennes climatiques ?

Le changement climatique d'origine humaine modifie la fréquence et l'intensité des variables climatiques (température en surface, par exemple) et des phénomènes (les cyclones tropicaux, par exemple) de diverses manières. Nous savons à présent que la manière dont les conditions moyennes et extrêmes ont changé (et continueront à le faire) dépend de la variable et du phénomène considérés. Les changements des extrêmes locaux de la température en surface suivent de près les changements correspondants des températures locales moyennes en surface. Au contraire, les changements des précipitations extrêmes (fortes précipitations) ne suivent généralement pas ceux des précipitations moyennes et peuvent même évoluer dans la direction opposée (par exemple avec une diminution des précipitations moyennes mais une augmentation des précipitations extrêmes).

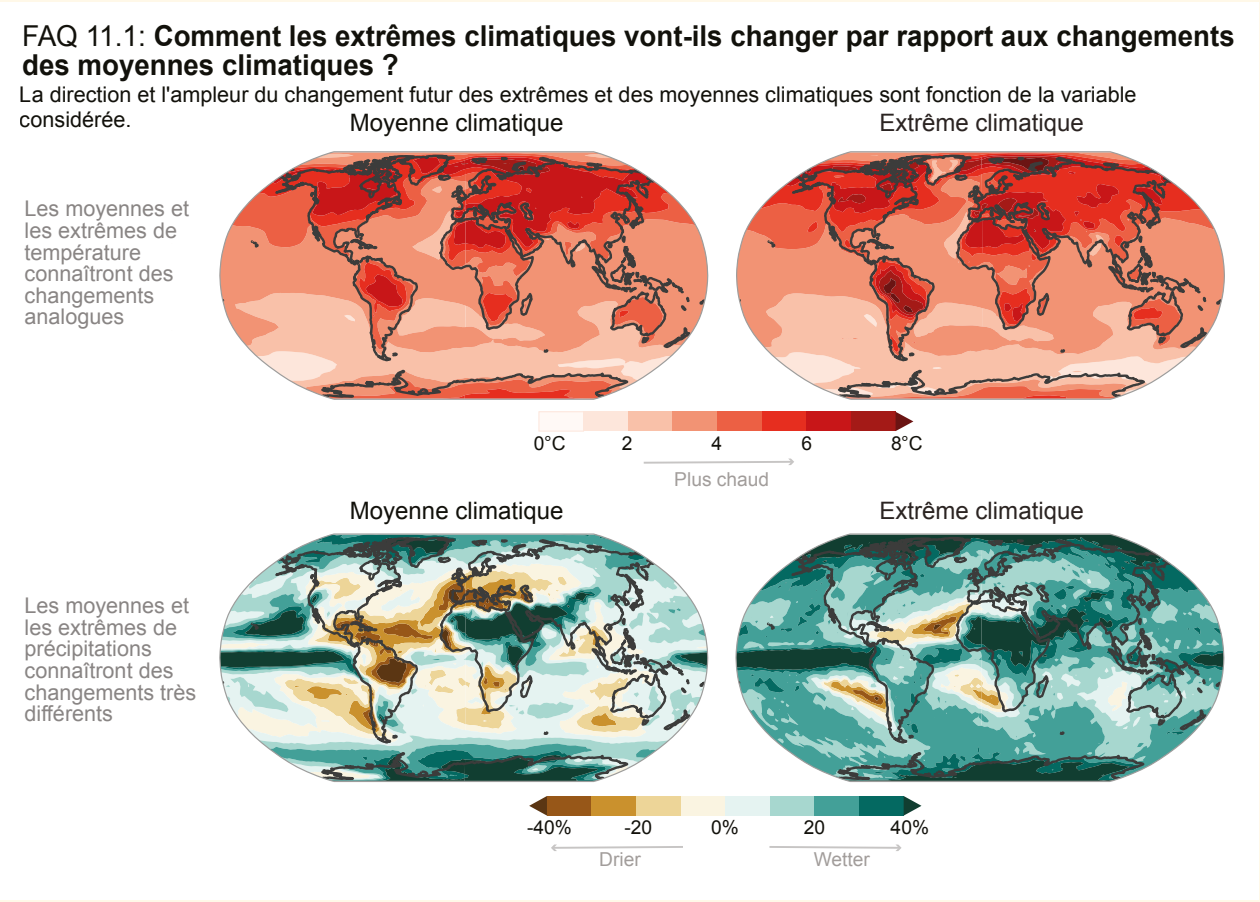
Le changement climatique se manifestera de manière très différente selon la région, la saison et la variable considérées. Ainsi, dans certaines régions de l'Arctique, les températures se réchaufferont trois à quatre fois plus rapidement en hiver qu'en été. Et en été, la plus grande partie de l'Europe du Nord connaîtra des hausses de température plus importantes que la plupart des régions du sud-est de l'Amérique du Sud et de l'Australasie, les différences pouvant être supérieures à 1 °C selon le niveau de réchauffement planétaire. En général, les différences entre les régions et les saisons tiennent au fait que les processus physiques qui les sous-tendent sont très différents d'une région et d'une saison à l'autre.

Le changement climatique se manifestera aussi différemment selon les régimes météorologiques, ce qui peut entraîner des changements contrastés entre les conditions moyennes et extrêmes. Les observations du passé récent et les projections des modèles climatiques montrent que, presque partout, les changements des températures quotidiennes sont dominés par un réchauffement général où la moyenne climatologique et les valeurs extrêmes se décalent vers des températures plus élevées, ce qui rend les extrêmes chauds plus fréquents et les extrêmes froids moins fréquents. Les panneaux supérieurs de la figure 1 de la FAQ 11.1 indiquent les projections de changement de la température en surface pour les conditions moyennes à long terme (à gauche) et pour les jours de chaleur extrême (à droite) pendant la saison chaude (la saison d'été aux latitudes moyennes à élevées). Les projections d'augmentation de la température moyenne à long terme diffèrent sensiblement selon les régions, allant de moins de 3 °C dans certains endroits du centre de l'Asie du Sud et du sud de l'Amérique du Sud à plus de 7 °C à certains endroits d'Amérique du Nord, d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient. Les changements des jours de chaleur extrême suivent d'assez près ceux des conditions moyennes, même si, dans certaines régions, les taux de réchauffement concernant les extrêmes peuvent être intensifiés (Europe du Sud et bassin de l'Amazone, par exemple) ou affaiblis (Asie du Nord et Groenland, par exemple) par rapport aux valeurs moyennes.

Les observations récentes et les projections des modèles climatiques globaux et régionaux indiquent des changements radicalement différents pour ce qui est des extrêmes de précipitations (compte tenu aussi bien des pluies extrêmes que des chutes de neige extrêmes) par rapport aux précipitations moyennes. Les panneaux inférieurs de la figure 1 de la FAQ 11.1 indiquent les changements projetés pour les précipitations moyennes à long terme (à gauche) et les fortes précipitations (à droite). Les changements des précipitations moyennes présentent des différences frappantes selon les régions, avec un assèchement important dans des régions comme le sud de l'Europe et le nord de l'Amérique du Sud et une humidification dans des régions comme le Moyen-Orient et le sud de l'Amérique du Sud. Les changements des précipitations extrêmes sont beaucoup plus uniformes, avec une augmentation systématique dans pratiquement toutes les régions terrestres. Les raisons physiques qui sous-tendent cette disparité des réponses des précipitations moyennes et des précipitations extrêmes sont désormais bien comprises. L'intensification des précipitations extrêmes est due à l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique (environ 7 % par degré de réchauffement près de la surface), même si elle est modulée par divers changements dynamiques. En revanche, les changements des précipitations moyennes sont déterminés non seulement par l'augmentation de l'humidité, mais aussi par des processus plus lents qui limitent les changements à l'échelle globale à seulement 2 à 3 % par degré de réchauffement près de la surface.

En bref, les relations particulières entre les changements des conditions moyennes et extrêmes dépendent fortement de la variable ou du phénomène considéré. À l'échelle locale, les changements des températures moyennes et extrêmes en surface sont étroitement liés, tandis que les changements des précipitations moyennes et extrêmes ne sont souvent que faiblement reliés. Pour ces deux variables, les changements des conditions moyennes et extrêmes varient fortement d'un endroit à l'autre en raison de l'effet des processus locaux et régionaux.

FAQ 11.1 (suite)



FAQ 11.1, figure 1 | Cartes mondiales des changements futurs de la température en surface (panneaux supérieurs) et des précipitations (panneaux inférieurs) pour les conditions moyennes à long terme (à gauche) et les conditions extrêmes (à droite). Tous les changements ont été estimés à l'aide de la médiane de l'ensemble des modèles couplés du Projet de comparaison dans sa phase 6 (CMIP6) pour un scénario correspondant à un réchauffement de 4 °C de la planète par rapport aux températures de 1850-1900. Les températures moyennes en surface correspondent à la saison de trois mois la plus chaude (la saison d'été aux latitudes moyennes et élevées) et les températures extrêmes, au jour le plus chaud de l'année. Les changements de précipitations, qui peuvent concerner aussi bien la pluie que la neige, sont normalisés par rapport aux valeurs de 1850-1900 et indiqués en pourcentage ; les précipitations extrêmes renvoient aux précipitations quotidiennes les plus importantes d'une année donnée.

Foire aux questions

FAQ 11.2 | Le changement climatique d'origine humaine va-t-il entraîner l'occurrence d'extrêmes sans précédent ?

Le changement climatique a déjà augmenté l'ampleur et la fréquence des épisodes de chaleur extrême, diminué l'ampleur et la fréquence des épisodes de froid extrême et, dans certaines régions, intensifié les épisodes de précipitations extrêmes. À mesure que le climat s'éloignera de ses états passés et actuels, nous connaîtrons des événements extrêmes sans précédent, que ce soit en matière d'ampleur, de fréquence, du moment de l'année ou de l'endroit où ils se produisent. La fréquence de ces événements extrêmes sans précédent augmentera avec la hausse du niveau de réchauffement planétaire. En outre, l'occurrence combinée de plusieurs événements extrêmes sans précédent pourrait provoquer des impacts considérables et sans précédent.

Le changement climatique d'origine humaine a déjà affecté de nombreux aspects du système climatique. Outre l'augmentation de la température à la surface du globe, de nombreux types d'événements météorologiques et climatiques extrêmes ont changé. Dans la plupart des régions, la fréquence et l'intensité des extrêmes chauds ont augmenté et celles des extrêmes froids ont diminué. La fréquence et l'intensité des fortes précipitations ont augmenté à l'échelle planétaire et dans la majorité des régions terrestres. Si des événements extrêmes comme les vagues de chaleur terrestres et marines, les précipitations extrêmes, la sécheresse, les cyclones tropicaux et les incendies de forêt et les inondations côtières auxquels ils donnent lieu se sont déjà produits par le passé et continueront de se produire à l'avenir, leur ampleur ou leur fréquence sont différentes dans un monde plus chaud. Ainsi, les vagues de chaleur futures dureront plus longtemps et atteindront des températures plus élevées, et les épisodes futurs de précipitations extrêmes seront plus intenses dans plusieurs régions. Certains événements extrêmes comme le froid extrême seront moins intenses et moins fréquents avec l'augmentation du réchauffement.

Des événements extrêmes sans précédent – c'est-à-dire qui n'ont jamais été observés dans le passé – se produiront à l'avenir de cinq façons différentes (FAQ 11.2, figure 1). En premier lieu, des événements considérés comme extrêmes dans le climat actuel se produiront à l'avenir avec une ampleur sans précédent. En deuxième lieu, les événements extrêmes futurs se répèteront aussi avec une fréquence sans précédent. En troisième lieu, certains types d'événements extrêmes pourraient se produire dans des régions qui n'ont jamais connu ce type d'événement auparavant. Ainsi, avec l'élévation du niveau de la mer, des inondations côtières pourraient se produire à des endroits où il n'y en a jamais eu, et des incendies de forêt se produisent déjà dans des régions, notamment dans l'Arctique, où la probabilité de tels événements était faible auparavant. En quatrième lieu, les événements extrêmes pourraient aussi être sans précédent du point de vue du moment de leur occurrence. Des températures extrêmement chaudes pourraient ainsi survenir plus tôt ou plus tard dans l'année que par le passé.

Enfin, les événements extrêmes composites (lorsque plusieurs événements extrêmes de types différents ou similaires se produisent simultanément et/ou successivement) pourraient être plus probables ou plus sévères à l'avenir. Les événements composites peuvent souvent avoir un impact plus fort sur les écosystèmes et les sociétés que lorsque de tels événements se produisent indépendamment. Ainsi, une sécheresse accompagnée d'une chaleur extrême augmentera le risque de feux de friches et de dégâts ou de pertes agricoles. Comme les événements extrêmes individuels s'aggravent en raison du changement climatique, l'occurrence combinée de ces événements va donner lieu à des événements composites sans précédent. Cela pourrait exacerber l'intensité de ces événements extrêmes et les impacts qui leur sont associés.

FAQ 11.2 (suite)



Des événements extrêmes sans précédent se sont déjà produits au cours de ces dernières années, par rapport au climat du XXe siècle. Certains événements récents de chaleur extrême auraient eu très peu de chances de se produire sans l'influence humaine sur le climat (voir FAQ 11.3). À l'avenir, des événements extrêmes sans précédent se produiront à mesure que le climat va continuer à se réchauffer. Ces événements se produiront avec des ampleurs et des fréquences plus importantes qu'auparavant. Il se peut aussi qu'ils se manifestent à de nouveaux endroits, à de nouvelles périodes de l'année ou sous la forme d'événements composites sans précédent. En outre, les événements sans précédent deviendront d'autant plus fréquents que le niveau de réchauffement sera plus élevé (3 °C au lieu de 2 °C de réchauffement planétaire, par exemple).

FAQ 11.2, figure 1 | Nouveaux types d'événements extrêmes sans précédent qui se produiront en raison du changement climatique.

Foire aux questions

FAQ 11.3 - Le changement climatique est-il la cause de cet événement extrême survenu récemment dans mon pays ?

Si les causes exactes de tel ou tel événement extrême sont difficiles à déterminer, la science relativement récente de l'attribution des événements est capable de quantifier le rôle du changement climatique dans la modification de la probabilité et de l'ampleur de certains types d'événements météorologiques et climatiques extrêmes. Il existe des preuves solides que les caractéristiques de nombreux événements extrêmes individuels ont déjà changé en raison des modifications du système climatique dues aux activités humaines. Certains types d'événements météorologiques extrêmes à fort impact se sont produits plus souvent et sont devenus plus sévères en raison de ces influences humaines. A mesure que le climat continue de se réchauffer, les changements observés dans la probabilité et/ou l'ampleur de certains événements météorologiques extrêmes se poursuivront puisque les influences humaines sur ces événements augmentent.

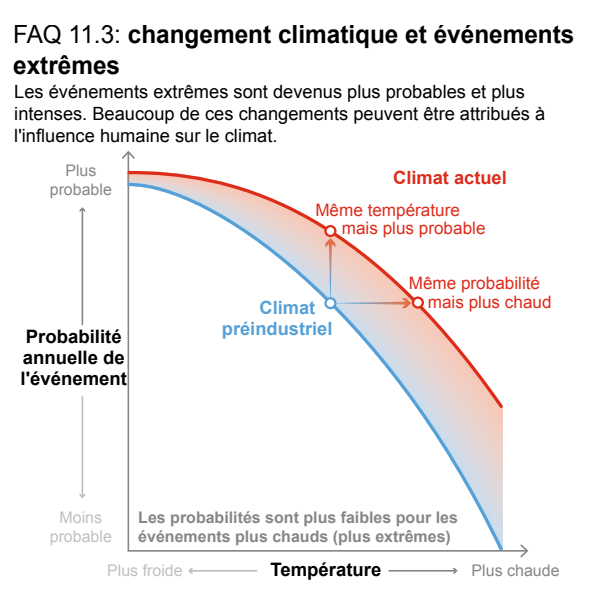
On se demande souvent si le changement climatique dû aux activités humaines est à l'origine de telle ou telle catastrophe majeure liée à des événements météorologiques et climatiques. Lorsque des événements météorologiques et climatiques extrêmes se produisent, l'exposition et la vulnérabilité jouent un rôle important dans la détermination de l'ampleur et des impacts de la catastrophe qui en résulte. Il est donc difficile d'attribuer directement une catastrophe précise au changement climatique. Cependant, la science relativement nouvelle de l'attribution des événements permet aux scientifiques d'attribuer des aspects de certains événements climatiques et météorologiques extrêmes à certaines causes. Les scientifiques ne peuvent pas répondre directement à la question de savoir si tel ou tel événement a été causé par le changement climatique, car les événements extrêmes se produisent naturellement, et tout événement météorologique et climatique particulier résulte d'un ensemble complexe de facteurs humains et naturels. En revanche, les scientifiques quantifient l'importance relative des influences humaines et naturelles sur l'ampleur et/ou la probabilité de certains événements météorologiques extrêmes. Ces informations sont importantes pour la planification de la réduction des risques de catastrophe, car une meilleure connaissance de l'évolution de la probabilité et de l'ampleur des événements extrêmes importants permet de mieux quantifier les risques de catastrophe.

Au cas par cas, les scientifiques peuvent désormais quantifier la contribution des influences humaines à l'ampleur et à la probabilité de nombreux événements extrêmes. Pour ce faire, ils estiment et comparent la probabilité ou l'ampleur du même type d'événement entre le climat actuel – compte tenu de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre et des autres influences humaines – et un monde alternatif où les gaz à effet de serre dans l'atmosphère seraient restés à leurs niveaux préindustriels. La figure 1 de la FAQ 11.3 illustre cette méthode en prenant comme exemple les différences de température et de probabilité entre les deux scénarios. Aussi bien le climat de l'époque préindustrielle (en bleu) que celui de l'époque actuelle (rouge) connaissent des événements extrêmes chauds, mais avec des probabilités et des ampleurs différentes. Les extrêmes chauds correspondant à une température donnée ont plus de chance de se produire dans le climat plus chaud de l'époque actuelle que dans le climat plus frais de l'époque préindustrielle. En outre, un événement extrême chaud correspondant à une probabilité donnée sera plus chaud dans le climat de l'époque actuelle que dans celui de l'époque préindustrielle. Les simulations de modèles climatiques sont souvent utilisées pour estimer l'occurrence d'un type spécifique d'événement dans les deux climats. Le changement d'ampleur et/ou de probabilité de l'événement extrême dans le climat de l'époque actuelle par rapport à celui de l'époque préindustrielle est attribué à la différence entre les deux scénarios, qui est l'influence humaine.

Pour de nombreux extrêmes chauds, des augmentations de leur probabilité et de leur ampleur ont été considérées de manière cohérente comme attribuables (à l'influence humaine). Des augmentations attribuables à l'influence humaine ont également été constatées pour certains événements de précipitations extrêmes, y compris pour des événements associés à des ouragans, mais les résultats peuvent varier selon les événements. Dans certains cas, l'importance des variations naturelles du système climatique empêche d'attribuer le changement de probabilité ou d'ampleur de tel ou tel événement extrême à l'influence humaine. En outre, l'attribution de certaines catégories d'événements météorologiques extrêmes (comme les tornades) dépasse les capacités actuelles de modélisation et de compréhension théorique. A mesure que le climat continue à se réchauffer, on s'attend à des changements plus importants en matière de probabilité et d'ampleur, et il sera donc possible d'attribuer les extrêmes futurs de température et de précipitation à l'influence humaine dans de nombreux d'endroits. Des changements attribuables pourraient apparaître pour d'autres types d'extrêmes à mesure que le signal de réchauffement augmentera.

FAQ 11.3 (suite)

En conclusion, le réchauffement planétaire d'origine humaine a entraîné des changements constatés dans une large gamme d'événements météorologiques extrêmes récents. Pour un grand nombre de vagues de chaleur et d'extrêmes chauds qui se sont produits dans le monde, de fortes augmentations de leur probabilité et de leur ampleur ont été constatées et sont attribuables à l'influence humaine.



FAQ 11.3, figure 1 | Les changements climatiques entraînent des changements dans l'ampleur et la probabilité des événements extrêmes. Exemple illustrant en quoi les extrêmes de température diffèrent entre un climat avec le niveau préindustriel de gaz à effet de serre (en bleu) et le climat actuel (en orange) pour une région représentative. L'axe horizontal indique la fourchette des températures extrêmes, et l'axe vertical la probabilité annuelle de l'occurrence de chaque événement de température. Plus on se déplace vers la droite, plus les extrêmes sont chauds ainsi que rares (moins probables). Pour les extrêmes chauds, un événement extrême qui s'est produit à une certaine température dans le climat de l'époque préindustrielle serait plus probable (flèche verticale) dans le climat de l'époque actuelle. Un événement qui avait une certaine probabilité dans le climat de l'époque préindustrielle serait plus chaud (flèche horizontale) dans le climat de l'époque actuelle. Si le climat a connu un certain nombre d'extrêmes de température lorsque les concentrations de gaz à effet de serre étaient à leur niveau préindustriel, de tels événements sont plus chauds et plus fréquents dans le climat actuel.

Foire aux questions

FAQ 12.1 | Qu'est-ce qu'un facteur climatique générateur d'impact (CID) ?

Un facteur climatique générateur d'impact est une condition physique du système climatique qui a des répercussions directes sur la société ou les écosystèmes. Ces facteurs peuvent représenter une condition moyenne à long terme (comme les températures hivernales moyennes qui affectent les besoins en chauffage intérieur, par exemple), un événement courant (un épisode de gel qui tue les plantes de saison chaude, par exemple) ou un événement extrême (comme une inondation côtière qui détruit des habitations). Un seul facteur climatique générateur d'impact peut être préjudiciable pour une partie de la société tout en étant bénéfique à une autre, ou n'avoir aucune incidence pour d'autres parties de la société. Un facteur climatique générateur d'impact (ou sa modification résultant du changement climatique) n'est donc pas systématiquement dangereux ou bénéfique, mais nous le qualifions d'« aléa » quand les experts établissent qu'il est préjudiciable à un système spécifique.

Le changement climatique peut modifier de nombreux aspects du système climatique, mais les efforts visant à identifier les impacts et les risques se concentrent généralement sur un ensemble plus restreint de changements connus pour affecter, ou potentiellement affecter, certaines choses auxquelles la société tient. Ces facteurs climatiques générateurs d'impact (CID) sont définis formellement dans le présent rapport comme des « conditions physiques du système climatique (moyennes, événements, extrêmes, etc.) qui ont une incidence sur un élément de la société ou des écosystèmes. Selon la tolérance de chaque système, ces facteurs et leurs changements peuvent avoir un caractère préjudiciable, bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système et des régions qui sont en interaction ». Parce que les personnes, les infrastructures et les écosystèmes interagissent directement avec leur environnement immédiat, les experts du climat évaluent les CID à l'échelle locale et régionale. Les CID peuvent avoir trait à la température, au cycle de l'eau, au vent et aux tempêtes, à la neige et à la glace, aux processus océaniques et côtiers ou à leur chimie et au bilan énergétique du système climatique. Les impacts et risques futurs peuvent aussi être directement influencés par des facteurs indépendants du climat (comme le développement socioéconomique, la croissance démographique ou une épidémie virale) qui peuvent également modifier la vulnérabilité ou l'exposition des systèmes.

Les CID tiennent compte des caractéristiques importantes du climat moyen et des événements courants et extrêmes qui façonnent la société et la nature (voir FAQ 12.2). Certains CID se concentrent sur des aspects du climat moyen (comme la progression saisonnière des températures et des précipitations, les vents moyens ou la chimie de l'océan) qui déterminent, par exemple, la répartition des espèces, les systèmes agricoles, l'emplacement des stations touristiques, la disponibilité des ressources en eau et les besoins attendus au cours d'une année moyenne en matière de chauffage et de refroidissement des bâtiments. Les CID incluent aussi des épisodes courants qui sont particulièrement importants pour les systèmes, comme les dégels à même de déclencher le développement de la végétation au printemps, les vagues de froid qui sont importantes pour les besoins de refroidissement des cultures fruitières ou les gelées qui éliminent la végétation estivale quand l'hiver s'installe. Enfin, les CID incluent de nombreux événements extrêmes associés à des impacts, comme les tempêtes de grêle qui endommagent les véhicules, les inondations côtières qui détruisent des biens sur le littoral, les tornades qui endommagent les infrastructures, les sécheresses qui intensifient la concurrence pour les ressources en eau et les vagues de chaleur qui mettent en danger la santé des travailleurs en extérieur.

De nombreux aspects de notre vie quotidienne, de nos activités économiques et de nos systèmes naturels dépendent de la météorologie et du climat, et il y a un fort intérêt à pouvoir anticiper les effets du changement climatique sur ce qui est important pour nous. Pour répondre à ces besoins, les scientifiques s'engagent avec les entreprises et les autorités publiques pour fournir des services climatiques, c'est-à-dire des informations climatiques utiles et pouvant être exploitables concrètement, conçues pour aider à la prise de décisions. Les sciences du climat et les services climatiques peuvent mettre l'accent sur les CID qui perturbent considérablement les systèmes pour appuyer des approches plus générales de la gestion des risques. Un même changement d'un CID peut avoir des répercussions complètement différentes selon les secteurs, voire les éléments d'un même secteur, de sorte que le dialogue entre les climatologues et les parties prenantes est important pour contextualiser les changements climatiques à venir. Les services climatiques qui visent à répondre aux besoins de planification et d'optimisation d'une activité peuvent être davantage axés sur les changements plus graduels des conditions climatiques dans lesquelles cette activité est menée.

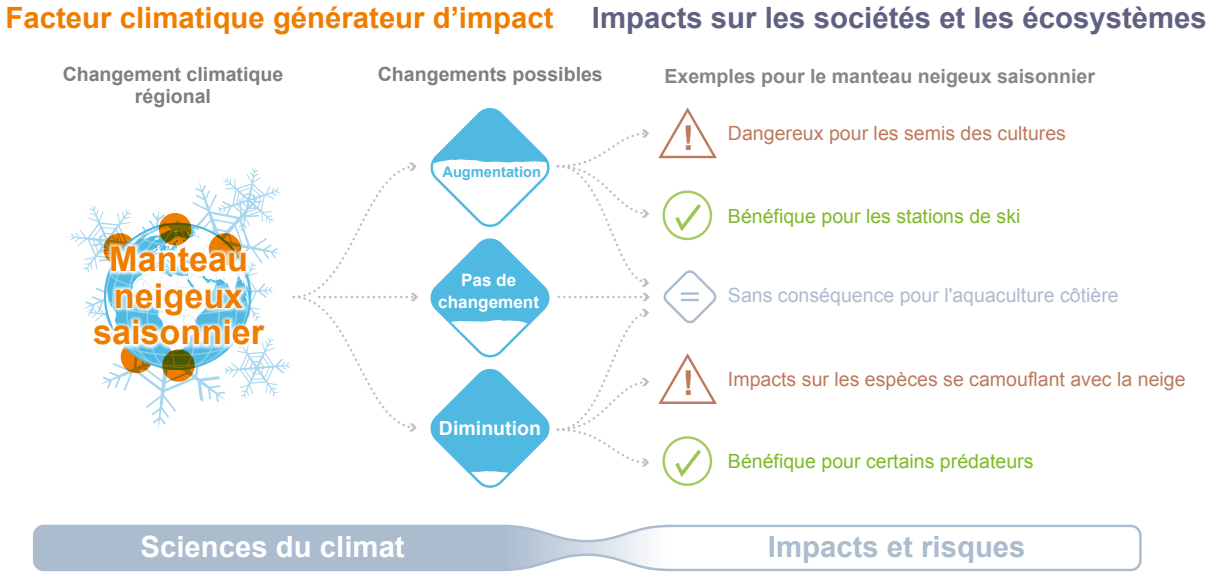
La figure 1 de la FAQ 12.1 présente des exemples de conséquences de changements du manteau neigeux saisonnier permettant de faire le lien entre les sciences du climat et les besoins en matière d'atténuation, d'adaptation et

FAQ 12.1 (suite)

de gestion des risques régionaux. La durée de la saison de présence de neige au sol n'est qu'une des nombreuses conditions du système climatique régional susceptibles de changer à l'avenir et devient un CID du fait que beaucoup d'éléments de la société et des écosystèmes reposent sur une saisonnalité attendue du manteau neigeux. Les climatologues et les fournisseurs de services climatiques qui étudient le changement climatique d'origine humaine peuvent identifier différentes régions où la durée du manteau neigeux saisonnier pourrait augmenter, diminuer ou rester plus ou moins identique. Dans chaque région, le changement du manteau neigeux saisonnier peut avoir des effets bénéfiques ou préjudiciables sur différents systèmes (dans le second cas, ce changement constituerait un « aléa »), même si des systèmes comme l'aquaculture côtière sont relativement épargnés. L'évolution du profil des retombées bénéfiques et des aléas liés à ces changements du CID du manteau neigeux saisonnier affecte le profil des impacts, des risques et des bénéfices avec lesquels les parties prenantes régionales devront composer en réponse au changement climatique.

FAQ 12.1: **Qu'est-ce qu'un facteur climatique générateur d'impact (CID)?**

Un facteur climatique générateur d'impact (CID) est une condition du système climatique qui a des répercussions directes sur certains éléments de la société ou des écosystèmes. Ces facteurs et leurs changements peuvent provoquer des effets positifs, négatifs ou nuls (ou des effets mixtes).



FAQ 12.1, figure 1 | Un même facteur climatique générateur d'impact peut affecter les écosystèmes et la société de différentes manières. Cette variété d'impacts résultant du changement d'un même facteur climatique générateur d'impact est illustrée par l'exemple du manteau neigeux saisonnier régional.

Foire aux questions

FAQ 12.2 | Que sont les seuils climatiques, et pourquoi sont-ils importants ?

Les seuils climatiques renseignent sur la tolérance de la société et des écosystèmes, ce qui nous permet de mieux examiner les types de changement climatique susceptibles d'avoir des impacts sur les choses qui nous importent. De nombreux systèmes ont des seuils naturels ou structurels. Si les conditions excèdent ces seuils, il peut en résulter des changements soudains, voire un effondrement, en ce qui concerne la santé, la productivité, la fonctionnalité ou le comportement. Les efforts d'adaptation et de gestion des risques peuvent modifier ces seuils, en changeant le profil des conditions climatiques qui seraient problématiques et en augmentant la résilience globale du système.

Les décideurs observent depuis longtemps que certaines conditions météorologiques et climatiques peuvent être problématiques, voire dangereuses, pour les choses qui leur importent (autrement dit l'ensemble des choses qui ont une valeur socioéconomique, culturelle ou intrinsèque). De nombreux éléments de la société et des écosystèmes opèrent dans une zone climatique appropriée, sélectionnée naturellement ou par les parties prenantes en fonction des conditions climatiques attendues. Néanmoins, quand le changement climatique fait évoluer ces conditions au-delà des gammes attendues, celles-ci peuvent franchir un « seuil » climatique, niveau au-delà duquel on assiste soit à changement progressif du comportement du système, soit à des effets abrupts, non linéaires et potentiellement irréversibles.

Les seuils climatiques peuvent être associés à des niveaux de tolérance soit naturels, soit structurels. Les seuils naturels comprennent, par exemple, les conditions de chaleur et d'humidité au-delà desquelles l'être humain ne peut pas réguler sa température interne par la transpiration, les durées de sécheresse qui accentuent la compétition entre les espèces et les températures hivernales qui sont mortelles pour les parasites ou les espèces vectrices de maladies. Les seuils structurels comprennent les limites techniques des systèmes de drainage, les vitesses de vent extrêmes qui limitent le fonctionnement des éoliennes, la hauteur des infrastructures de protection du littoral et l'emplacement des infrastructures d'irrigation ou des abris anticycloniques.

Les seuils peuvent être définis en fonction de valeurs brutes (comme une température maximum dépassant 35 °C) ou de percentiles (comme le total des précipitations quotidiennes du 99e percentile à l'échelle locale). Ils dépendent souvent fortement des saisons (voir FAQ 12.3). Par exemple, la quantité de neige à laquelle un arbre à feuilles caduques peut résister dépend du moment où cette neige tombe, avant ou après la chute de ses feuilles. La réaction de la plupart des systèmes aux changements est complexe et n'est pas déterminée uniquement ou exactement par les seuils précis d'une seule variable climatique. Les seuils peuvent néanmoins être des indicateurs utiles du comportement des systèmes, et leur compréhension peut contribuer à éclairer les décisions de gestion des risques.

La figure 1 de la FAQ 12.2 illustre comment les conditions de seuil peuvent nous aider à comprendre les conditions climatiques qui se prêtent à un fonctionnement normal du système et les seuils au-delà desquels des impacts se produisent. Les cultures croissent le plus souvent de manière optimale dans une fourchette adaptée de températures quotidiennes, influencée par les variétés cultivées et la façon dont l'exploitation est gérée. Quand les températures quotidiennes dépassent un seuil de température « critique », les végétaux commencent à subir un stress thermique qui réduit leur croissance et peut entraîner une diminution des rendements. Si les températures atteignent un seuil de température « limite » plus élevé, les cultures peuvent subir une perte des feuilles, une stérilité du pollen ou des lésions des tissus qui peuvent faire perdre la récolte. Les agriculteurs sélectionnent généralement un système de culture en tenant compte de la probabilité d'événements de température extrême pouvant survenir au cours d'une saison type. L'identification des seuils de chaleur aide donc les agriculteurs à choisir leurs stratégies de gestion des semences et des cultures dans le cadre de leur gestion globale des risques. Les spécialistes du climat peuvent par conséquent avoir pour objectif d'aider à la planification des exploitations agricoles en fournissant des informations sur les changements induits par le changement climatique en ce qui concerne la fréquence attendue à laquelle les extrêmes chauds quotidiens excèdent les seuils de tolérance des cultures.

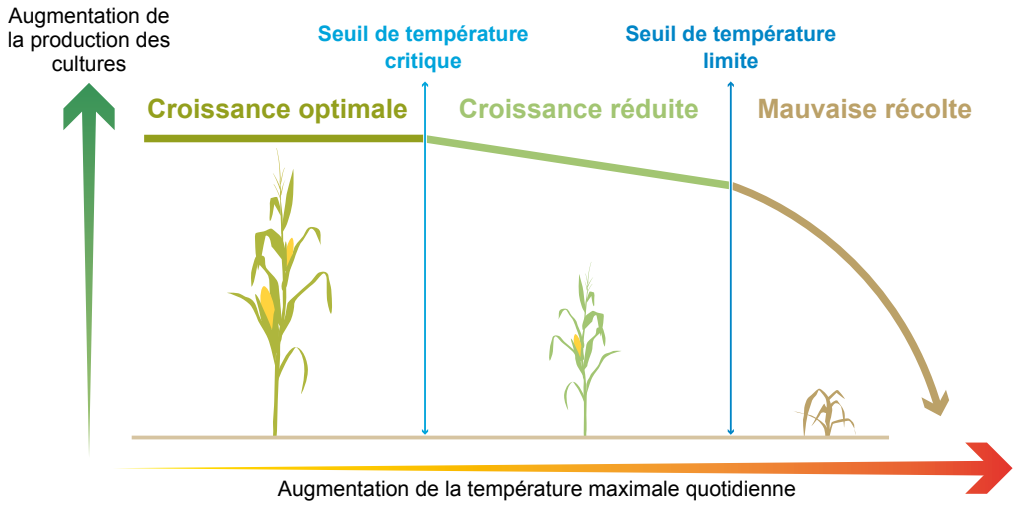
L'adaptation et d'autres changements dans les sociétés et l'environnement peuvent déplacer les seuils climatiques en modifiant la vulnérabilité et l'exposition. Ainsi, parmi les efforts d'adaptation, il est possible de sélectionner de nouvelles cultures dont les niveaux de tolérance à la chaleur sont plus élevés, de façon que les seuils dangereux correspondants soient moins fréquents. De même, surélever une digue protégeant une population donnée peut augmenter le niveau de débit fluvial qui peut être toléré sans inondation et ainsi réduire la fréquence des inondations préjudiciables. Les parties prenantes bénéficient donc de services climatiques issus d'un processus de codéveloppement, les scientifiques identifiant les seuils pertinents pour le système et définissant des indices sur

FAQ 12.2 (suite)

mesure de facteurs générateurs d'impact climatique correspondant à ces seuils (FAQ 12.1). Les seuils en question aident à cibler l'élaboration d'informations climatiques pertinentes pour l'adaptation et la gestion des risques.

FAQ 12.2: **Que sont les seuils climatiques, et pourquoi sont-ils importants?**

Les systèmes sont souvent caractérisés par des seuils qui peuvent entraîner des changements soudains, quand les conditions climatiques dépassent ces seuils. Les efforts d'adaptation et de gestion des risques peuvent accroître la résilience globale du système en identifiant et en modifiant les seuils de tolérance.



FAQ 12.2, figure 1 | Réponse des cultures aux seuils de température maximale. Le taux de croissance des cultures répond à l'augmentation des températures quotidiennes maximales, ce qui entraîne une réduction de la croissance ou une perte de récolte selon que la température dépasse son seuil critique ou son seuil limite, respectivement. On notera que des changements d'autres facteurs environnementaux (dont le dioxyde de carbone et l'eau) peuvent augmenter la tolérance des plantes à l'élévation des températures.

Foire aux questions

FAQ 12.3 | Comment le changement climatique va-t-il affecter les caractéristiques régionales d'un aléa climatique ?

Le changement climatique d'origine humaine peut modifier les caractéristiques régionales d'un aléa climatique en changeant l'ampleur ou l'intensité de cet aléa, la fréquence à laquelle il se produit, la durée pendant laquelle les conditions dangereuses persistent, le moment où l'aléa se produit ou l'étendue spatiale menacée par l'aléa. En examinant chacun de ces aspects du changement de profil d'un aléa, les services climatiques peuvent fournir des informations sur les risques climatiques qui permettent aux décideurs de mieux concevoir les stratégies d'adaptation, d'atténuation et de gestion des risques.

Un *aléa climatique* est une condition climatique susceptible de porter préjudice aux systèmes naturels ou à la société. Les vagues de chaleur, les sécheresses, les fortes chutes de neige et l'élévation du niveau de la mer en sont des exemples. Les climatologues recherchent des tendances dans les facteurs climatiques générateurs d'impact pour détecter la signature d'un changement des aléas susceptible d'influencer les mesures de planification des parties prenantes (FAQ 12.1). Les fournisseurs de services climatiques coopèrent avec les parties prenantes et les spécialistes des impacts pour dégager les réponses du système et les seuils de tolérance essentiels (FAQ 12.2) et analysent ensuite les observations historiques et les projections du climat futur pour mettre en évidence les changements relatifs aux caractéristiques du profil régional d'un aléa. Le changement climatique peut modifier au moins cinq caractéristiques différentes du profil des aléas d'une région (FAQ 12.3, figure 1) :

L'ampleur ou l'intensité est la valeur brute d'un aléa climatique, telle qu'une augmentation de la température maximale annuelle ou de la hauteur des inondations provoquées par une tempête côtière ayant 1 % de chances de se produire chaque année.

La *fréquence* est le nombre de fois qu'un aléa climatique atteint ou dépasse un seuil pendant une période donnée, à titre d'exemple une augmentation du nombre de fortes chutes de neige, de tornades ou d'inondations au cours d'une année ou d'une décennie.

La *durée* est le temps pendant lequel les conditions dangereuses persistent au-delà du seuil considéré, à titre d'exemple l'augmentation du nombre de jours consécutifs où la température maximale de l'atmosphère dépasse 35 °C, le nombre de mois consécutifs de sécheresse ou le nombre de jours où un cyclone tropical s'abat sur un endroit.

Le *calendrier d'occurrence* décrit l'occurrence d'un aléa à l'échelle d'une journée, d'une saison, d'une année ou d'une autre période d'évolution ou d'interdépendance de certains éléments sectoriels (comme la période de l'année où les animaux migrateurs s'attendent à trouver une source d'alimentation saisonnière). On mentionnera par exemple le décalage vers une occurrence plus précoce du dernier épisode de gel de printemps, le report de la date d'arrivée habituelle des premières pluies saisonnières, la durée de la période de l'hiver où le sol est habituellement enneigé ou la réduction du temps que l'humidité du sol prend habituellement à passer d'un état normal à un état de sécheresse.

L'*étendue spatiale* est la région dans laquelle une condition d'aléa est attendue, comme la zone actuellement menacée par les cyclones tropicaux, les zones géographiques où le jour le plus froid de l'année limite tel ou tel ravageur ou pathogène, les terres où le pergélisol est présent, la zone qui serait inondée à la suite d'une tempête commune, les zones où les conditions climatiques permettent le travail en extérieur ou l'ampleur d'une vague de chaleur marine.

Les changements du profil d'un aléa sont souvent imbriqués ou découlent des changements physiques qui interviennent dans les aspects correspondants du système climatique. Ainsi, les changements concernant la fréquence et l'ampleur des phénomènes extrêmes sont souvent directement liés entre eux en raison de la dynamique atmosphérique et des processus chimiques. Dans bien des cas, un aspect du changement d'aléa est plus manifeste que les autres et donne un signal avant-coureur d'un ensemble plus vaste de changements qui se profile (FAQ 1.2).

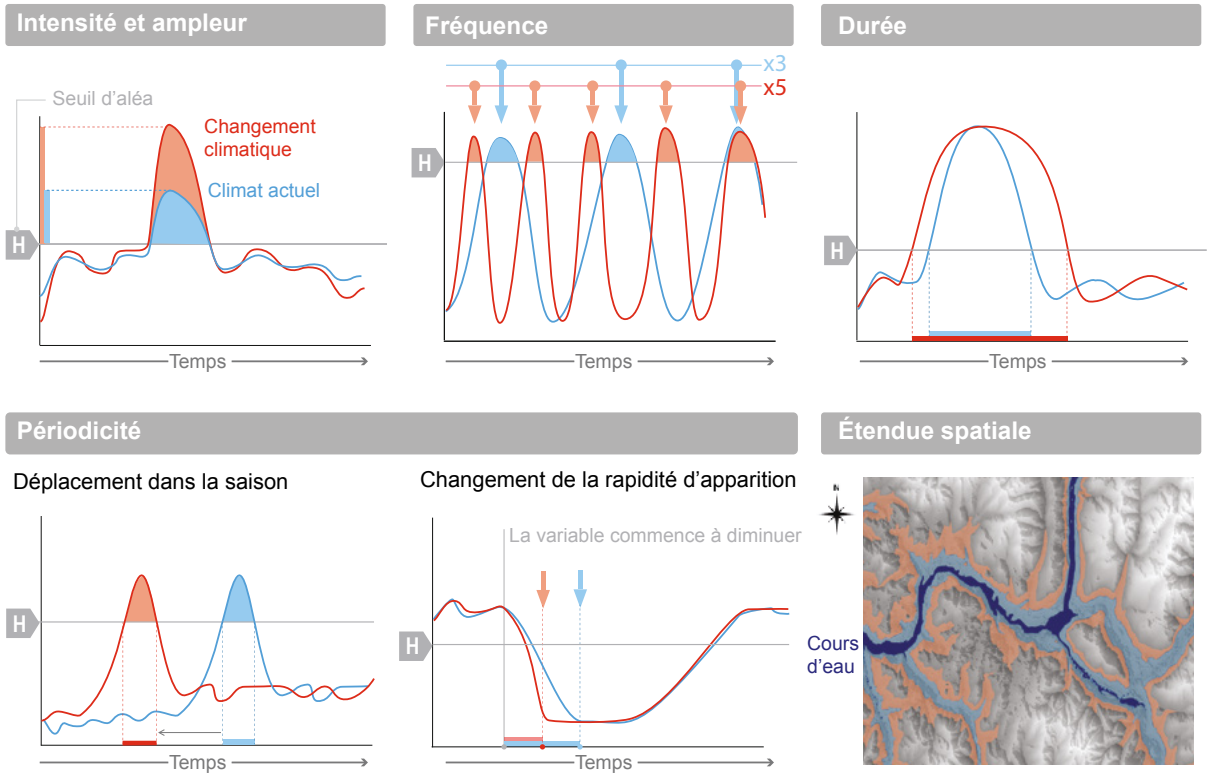
Les informations sur la manière dont un aléa a changé ou va changer aident les parties prenantes à établir des priorités pour des stratégies plus solides en matière d'adaptation, d'atténuation et de gestion des risques. À titre d'exemple, l'allocation de ressources limitées pour les secours en cas de catastrophe peut être conçue pour tenir compte de l'intensification projetée des cyclones tropicaux, même si la fréquence de ces tempêtes ne change pas. La planification peut aussi tenir compte du fait que, même si les vagues de chaleur ne battent pas des records d'intensité, elles peuvent devenir problématiques pour les populations vulnérables quand elles persistent longtemps.

FAQ 12.3 (suite)

De même, les pompiers sont conscients des nouveaux défis logistiques que représentent l'allongement de la saison propice aux incendies et son extension dans des régions du monde où les incendies n'étaient pas auparavant un problème majeur. Un engagement soutenu entre les climatologues et les parties prenantes aide donc les services climatiques à adapter leur message et à communiquer des informations claires sur les types de changement des profils d'aléas climatiques dont il faut tenir compte dans les efforts de résilience.

FAQ 12.3: **Quels seront les effets du changement climatique sur les aléas climatiques?**

Le changement climatique peut modifier l'intensité et l'ampleur, la fréquence, la durée, le moment d'occurrence dans l'année et l'étendue spatiale des aléas climatiques de chaque région.



FAQ 12.3, figure 1 | Types de changements des profils d'aléas pour une région. Les cinq premiers panneaux illustrent en quoi le changement climatique peut modifier l'intensité (ou l'ampleur), la fréquence, la durée et la périodicité (selon la saisonnalité et la rapidité d'apparition) d'un aléa par rapport à un seuil de risque (ligne grise horizontale, marquée « H »). La différence entre le climat historique (en bleu) et le climat futur (en rouge) indique l'évolution des aspects du changement climatique que les parties prenantes devront gérer. Le panneau inférieur droit illustre l'éventualité qu'un aléa climatique donné (par exemple une crue fluviale centennale actuelle, étendue géographique en bleu) puisse atteindre de nouvelles zones géographiques dans le cadre d'un changement futur du climat (zone étendue en rouge).

Glossaire

AVII

Annexe VII: Glossaire

Coordination éditoriale :

J.B. Robin Matthews (France/Royaume-Uni), Vincent Möller (Allemagne), Renée van Diemen (Pays-Bas/Royaume-Uni), Jan S. Fuglestvedt (Norvège), Valérie Masson-Delmotte (France), Carlos Méndez (Venezuela), Sergey Semenov (Fédération de Russie), Andy Reisinger (Nouvelle-Zélande).

Édition :

Rondrotiana Barimalala (Afrique du Sud/Madagascar), Roxana Bojariu (Roumanie), Annalisa Cherchi (Italie), Peter M. Cox (Royaume-Uni), Sergio Henrique Faria (Espagne/Brésil), Christopher Jones (Royaume-Uni), Nana Ama Browne Klutse (Ghana), Charles Koven (États-Unis d'Amérique), Svitlana Krakovska (Ukrne), Sawsan K. Mustafa (Soudan), Friederike Otto (Royaume-Uni/Allemagne), Tamzin Palmer (Royaume-Uni), Wilfried Pokam Mba (Cameroun), Roshanka Ranasinghe (Pays-Bas/Sri Lanka, Australie), Pedro Scheel Monteiro (Afrique du Sud), Joeri Rogelj (Royaume-Uni/Belgique), Sharon L. Smith (Canada), Ying Sun (Chine), Andrew Turner (Royaume-Uni), Bart van den Hurk (Pays-Bas), Émilie Vanvyve (Royaume-Uni/Belgique), Martin Wild (Suisse), Cunde Xiao (Chine), Prodromos Zanis (Grèce).

Le glossaire précise le sens que les auteurs principaux souhaitent voir donné à certains termes dans le présent rapport. Les mots en *italique* dans les définitions signalent les termes définis ailleurs dans le glossaire. Les entrées secondaires apparaissent en italique sous les entrées principales.

Annexe à référencer comme suit :

GIEC, 2021: Annexe VII – Glossaire [Publié sous la direction de Matthews, J.B.R., V. Möller, R. van Diemen, J.S. Fuglestvedt, V. Masson-Delmotte, C. Méndez, S. Semenov, A. Reisinger]. In Changements climatiques 2021 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Publié sous la direction de Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou], Cambridge University Press.

Ablation (des glaciers, des calottes glaciaires ou du manteau neigeux) ***(Ablation (of glaciers, ice sheets, or snow cover))*** Voir *Bilan de masse (des glaciers ou des calottes glaciaires)*.

Absorption ***(Uptake)*** Transfert de substances (telles que le carbone) ou d'énergie (telle que la chaleur) d'une partie d'un système à une autre ; par exemple, dans le système Terre, de l'atmosphère à l'océan ou aux terres émergées. Voir aussi *Réservoir, carbone et azote*, *Réservoir*, *Piégeage*, *Potentiel de piégeage*, *Puits* et *Source*.

Accumulation (des glaciers, des calottes glaciaires ou du manteau neigeux) ***(Accumulation (of glaciers, ice sheets, or snow cover))*** Voir *Bilan de masse (des glaciers ou des calottes glaciaires)*.

Acidification de l'océan ***(Ocean acidification (OA))*** Diminution du *pH* de l'*océan*, accompagnée d'autres modifications chimiques (teneurs en ions carbonate et bicarbonate essentiellement), qui survient sur une longue période, généralement des décennies ou plus. Elle est principalement causée par l'*absorption* du *dioxyde de carbone* (CO_2) de l'*atmosphère*, mais aussi par l'ajout ou le retrait de substances chimiques. L'acidification *anthropique* de l'océan désigne la part de la diminution du pH qui est imputable aux activités humaines (GIEC, 2011, p. 37).

Activité solaire ***(Solar activity)*** 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 de cette activité se produisent à des échelles de temps qui peuvent varier de quelques minutes à plusieurs millions d'années. Le *cycle solaire*, d'une durée moyenne de 11 ans, est un exemple de variation quasi périodique de l'activité solaire.

Adaptation ***(Adaptation)*** Pour les *systèmes humains*, démarche d'ajustement au *climat* actuel ou attendu ainsi qu'à ses conséquences, visant à en atténuer les effets préjudiciables et à en exploiter les effets bénéfiques. Pour les *systèmes naturels*, démarche d'ajustement au climat actuel ainsi qu'à ses conséquences ; l'intervention humaine peut faciliter l'adaptation des *systèmes naturels* au climat attendu et à ses conséquences. Voir aussi *Options d'adaptation*, *Capacité d'adaptation* et *Mesures inadaptées (maladaptation)*.

Adéquation ***(Fitness-for-purpose)*** Pertinence de l'utilisation d'un modèle (ou d'une autre ressource, comme un jeu de données ou une méthode) pour une tâche spécifique, comme la quantification de la contribution de la hausse de concentration des *gaz à effet de serre* aux variations récentes de la *température moyenne à la surface du globe* ou l'élaboration de projections des changements de fréquence des *sécheresses* dans une région selon un *scénario* donné. L'évaluation de l'adéquation d'un modèle peut être éclairée à la fois par la façon dont ce modèle représente les processus physiques pertinents et par ses performances par rapport à des critères d'évaluation pertinents.

Advection ***(Advection)*** Déplacement d'une masse d'eau ou d'air et de ses propriétés (température, traceurs chimiques, etc.) sous l'action du vent ou des courants. Concernant la distinction entre advection et *convection*, le premier terme décrit le transport résultant de mouvements à grande échelle de l'*atmosphère* ou de l'*océan*, alors que la convection se rapporte à des mouvements induits localement, généralement verticaux.

Aérosol ***(Aerosol)*** Particules solides ou liquides en suspension dans l'air, dont la taille varie généralement de quelques nanomètres à plusieurs dizaines de micromètres et dont la *durée de vie* peut atteindre plusieurs jours dans la *troposphère* et plusieurs années dans la *stratosphère*. Le terme aérosol, qui inclut à la fois les particules et le gaz dans lequel elles sont en suspension, est souvent employé au pluriel dans le présent rapport pour désigner les particules en suspension. Les aérosols présents dans la troposphère peuvent être d'origine naturelle ou humaine (on parle alors d'aérosols *anthropiques*) ; dans la stratosphère, ils proviennent essentiellement d'éruptions volcaniques. Les aérosols peuvent provoquer un *forçage radiatif effectif* directement par diffusion et absorption du rayonnement (*interaction aérosols-rayonnement*) et indirectement en agissant comme des *noyaux de condensation des nuages* ou des particules glaciogènes qui modifient les propriétés des nuages (*interaction aérosols-nuages*) et en modifiant l'albédo des surfaces enneigées ou glacées sur lesquelles ils se déposent. Les aérosols atmosphériques peuvent soit être émis sous forme de particules primaires, soit se former dans l'atmosphère à partir de *précurseurs* gazeux (production secondaire). Les aérosols peuvent être composés de sel marin, de carbone organique, de *carbone suie*, d'espèces minérales (poussières du désert, principalement), de sulfates, de nitrates et d'ammonium ou de mélanges de ces éléments. Voir aussi *Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF)*.

Aérosol carboné ***(Carbonaceous aerosol)*** *Aérosol* composé principalement de substances organiques et de *carbone suie*.

Aérosol organique ***(Organic aerosol)*** *Aérosol* constitué principalement de composés organiques, où prédominent le carbone, l'hydrogène, l'oxygène et d'autres éléments en moindre quantité.

Ajustement isostatique glaciaire (GIA) ***(Glacial isostatic adjustment (GIA))*** Variations en cours de la gravité, de la rotation et de la déformation viscoélastique du solide terrestre (GRD) découlant de changements passés dans la répartition de la glace et de l'eau à la surface de la Terre. Sur une échelle temporelle de quelques décennies à des dizaines de millénaires après la redistribution de la masse, le manteau terrestre est soumis à un écoulement visqueux en évoluant vers l'équilibre isostatique, ce qui provoque des mouvements du solide terrestre et des modifications du *géoïde* susceptibles de faire varier le niveau de la mer à l'échelon régional ou local. Voir aussi *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Ajustements (en rapport avec un forçage radiatif effectif) ***(Adjustments (in relation to effective radiative forcing))*** Réponse à un facteur qui perturbe le *système climatique*, due à la réponse directe à ce facteur, sans qu'il soit tenu compte d'une quelconque variation de la *température à la surface du globe*. À titre d'exemple, le *dioxyde de carbone* et les *aérosols*, en affectant les taux de réchauffement et de refroidissement internes au sein de l'*atmosphère*, peuvent modifier la nébulosité ou d'autres variables et produire ainsi un *forçage radiatif effectif*, même en l'absence de tout réchauffement ou refroidissement de surface. Ces ajustements sont souvent rapides car ils démarrent immédiatement, avant les *rétroactions climatiques* découlant du réchauffement à la surface du globe (bien que certains ajustements puissent mettre beaucoup de temps à aboutir, notamment quand il s'agit de la végétation ou des *calottes glaciaires*).

Albédo ***(Albedo)*** Proportion de lumière solaire (*rayonnement solaire*) réfléchie par une surface ou un objet, souvent exprimée en pourcentage. En général, les nuages, la neige et la glace ont un albédo fort ; la surface des sols, un albédo fort à faible ; la végétation en saison sèche et/ou dans les *zones arides* peut avoir un albédo élevé, alors que la végétation qui a une activité photosynthétique et l'*océan* ont un albédo faible. L'albédo de la Terre varie principalement en fonction des fluctuations de la nébulosité et de l'enneigement, de l'englacement, de la surface foliaire et de la *couverture des sols*.

Alcalinisation des océans/Augmentation d'alcalinité des océans ***(Ocean alkalinization/Ocean alkalinity enhancement)*** Méthode proposée d'*élimination du dioxyde de carbone (CDR)* qui implique le dépôt de minéraux alcalins ou de leurs produits de dissociation à la surface des *océans*. Cela a pour effet d'augmenter l'*alcalinité totale* en surface et peut, par conséquent, favoriser l'absorption de *dioxyde de carbone (CO_2)* par l'océan et limiter l'*acidification de l'océan* en surface. Voir aussi *Éliminations anthropiques*.

Alcalinité (*Alkalinity*) Voir *Alcalinité totale*.

Alcalinité totale ***(Total alkalinity)*** Paramètre mesurable du système acide-base de l'eau de mer qui, lorsqu'il est exprimé en micromoles par kilogramme d'eau de mer, est une variable classique, à la fois pour ce qui concerne le mélange et les variations de température et/ou de pression. Les variations de l'alcalinité totale dans les *océans* peuvent résulter de différents processus biogéochimiques qui influent sur la composition acido-basique de l'eau de mer elle-même. Cependant, sa valeur n'est pas affectée par l'échange de *dioxyde de carbone* entre l'eau de mer et l'*atmosphère*. Les mesures de l'alcalinité totale peuvent donc faciliter l'étude de ces processus biogéochimiques ainsi que l'évaluation de l'état du système acide-base de l'eau de mer. L'alcalinité totale est le plus souvent mesurée à l'aide d'une technique de titrage acidimétrique, qui détermine la quantité d'acide nécessaire pour titrer un échantillon d'eau de mer à un point d'équivalence spécifié.

Aléa ***(Hazard)*** Occurrence potentielle d'un évènement physique ou d'une tendance, d'origine naturelle ou humaine, susceptible d'entraîner des pertes en vies humaines, des blessures ou d'autres effets sur la santé, ainsi que des dommages et des pertes touchant les biens, les infrastructures, les *moyens de subsistance*, la fourniture de services, les *écosystèmes* et les ressources environnementales. Voir aussi *Impacts* et *Risque*.

Altération ***(Weathering)*** Élimination progressive du *dioxyde de carbone (CO_2)* atmosphérique par dissolution des roches silicatées et carbonatées. L'altération peut impliquer des processus physiques (altération par voie mécanique) ou une activité chimique (altération par voie chimique).

Altération renforcée ***(Enhanced weathering)*** Méthode envisagée pour accroître le taux naturel d'élimination du *dioxyde de carbone (CO_2)* atmosphérique en utilisant des roches silicatées et carbonatées. La surface active de ces minéraux est augmentée par broyage, avant qu'ils ne soient activement ajoutés dans les sols, sur les plages ou en haute mer. Voir aussi *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)* et *Éliminations anthropiques*.

Altimétrie ***(Altimetry)*** Technique employée pour mesurer l'altitude de la surface de la Terre par rapport au géocentre de la Terre dans un cadre de référence terrestre défini (niveau de la mer géocentrique). Voir aussi *Variation du niveau de la mer géocentrique.*

Amincissement des cirrus (CCT) ***(Cirrus cloud thinning (CCT))*** Voir *Modification du rayonnement solaire (SRM)*.

Amplification antarctique ***(Antarctic amplification)*** Voir *Amplification polaire*.

Amplification arctique ***(Arctic amplification)*** Voir *Amplification polaire*.

Amplification polaire ***(Polar amplification)*** Phénomène selon lequel la variation de la température en surface aux hautes latitudes est d'une plus grande ampleur que la variation moyenne de la température à l'échelle du globe. Les expressions « amplification arctique » ou « amplification antarctique » servent à décrire ce phénomène selon le pôle considéré.

Amplitude diurne de la température ***(Diurnal temperature range (DTR))*** Écart entre la température maximale et la température minimale sur une période de 24 heures.

Analyse de pollen ***(Pollen analysis)*** 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 d'autres dépôts.

Anneaux de croissance des arbres ***(Tree rings)*** Anneaux concentriques de bois secondaire visibles dans une section transversale du tronc d'une plante ligneuse. La différence entre le bois tardif, dense et à petites cellules, d'une saison de croissance et le bois précoce du printemps suivant, à grandes cellules, permet d'estimer l'âge d'un arbre ; de plus, la largeur ou la densité de ces anneaux de croissance peuvent être liée à des paramètres climatiques tels que la température et les précipitations.

Anomalie ***(Anomaly)*** Écart que présente une variable par rapport à sa valeur moyenne sur une *période de référence*.

Anthropique ***(Anthropogenic)*** Produit par les activités humaines ou résultant des activités humaines.

Anthropocène ***(Anthropocene)*** Nouvelle période géologique qu'il est proposé d'adopter compte tenu des profonds changements que les activités humaines ont induits dans la structure et le fonctionnement du système Terre, y compris le *système climatique*. Initialement proposée par la communauté scientifique étudiant le système Terre en 2000, cette proposition de nouvelle période fait l'objet d'un processus de formalisation au sein de la communauté des géologues, sur la base d'éléments stratigraphiques démontrant que les activités humaines ont modifié le système Terre au point de former des dépôts géologiques qui se distinguent de ceux de l'*Holocène* et qui persisteront dans les profils géologiques. Tant l'approche stratigraphique que l'étude du système Terre indiquent que le milieu du XXe siècle serait la date de début de l'Anthropocène la plus appropriée (Steffen *et al.*, 2016), bien que d'autres dates, toujours en cours de discussion, aient été proposées. La notion d'Anthropocène a déjà été adoptée de manière informelle au sein de diverses disciplines et par le public pour rendre compte de l'influence marquée des humains sur le système Terre.

Aridité ***(Aridity)*** État d'une caractéristique climatique à long terme marquée par un faible niveau des précipitations moyennes ou

de l'eau disponible dans une *région* donnée. En général, l'aridité est due à la persistance généralisée d'une subsidence atmosphérique ou de conditions anticycloniques et à une subsidence plus localisée sur le versant sous le vent des montagnes (définition adaptée de Gbeckor-Kove, 1989 ; Türkeş, 1999). Voir aussi *Sécheresse*.

Assimilation de données *(Data assimilation)* Procédé mathématique consistant à fusionner les informations issues de différentes sources afin de produire la meilleure estimation possible de l'état d'un système. Ces informations sont généralement formées d'observations du système étudié associées à un modèle numérique de l'évolution du système. Les techniques d'assimilation des données servent à établir les conditions initiales des modèles de prévision météorologique et à élaborer des *réanalyses* qui décrivent la trajectoire du *système climatique* au cours de la période couverte par les observations.

Atmosphère *(Atmosphere)* Enveloppe gazeuse qui entoure la Terre, divisée en cinq couches – la *troposphère* qui contient la moitié de l'atmosphère terrestre, la *stratosphère*, la mésosphère, la thermosphère et l'exosphère, qui constitue la limite supérieure de l'atmosphère. 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 à l'état de traces, tels que l'argon (rapport de mélange en volume de 0,93 %), l'hélium et des *gaz à effet de serre (GES)* qui influent sur le rayonnement, notamment le *dioxyde de carbone (CO_2)* (rapport de mélange en volume de 0,04 %), le *méthane (CH_4)*, l'*oxyde nitreux (N_2O)* et l'*ozone (O_3)*. En outre, l'atmosphère contient de la vapeur d'eau (H_2O), un gaz à effet de serre dont les concentrations sont très variables (rapport de mélange en volume de 0 à 5 %), parce que les sources (*évapotranspiration*) et les puits (précipitations) de vapeur d'eau présentent de grandes variations spatio-temporelles et que la température atmosphérique exerce une forte contrainte sur la quantité de vapeur d'eau qu'un volume d'air peut contenir. L'atmosphère contient également des nuages et des *aérosols*. Voir aussi *Cycle hydrologique*, *Stratosphère* et *Troposphère*.

Atmosphère libre *(Free atmosphere)* 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 (du changement climatique) *(Mitigation (of climate change))* Intervention humaine visant à réduire les émissions ou à renforcer les *puits* de *gaz à effet de serre*.

Attribution *(Attribution)* Démarche consistant à évaluer l'apport relatif des différents facteurs à l'origine d'un changement ou d'un événement avec une estimation du degré de *confiance*.

Avalanche *(Avalanche)* Masse de neige, de glace, de terre, de roche ou d'un mélange de ces matériaux qui dévale d'une montagne.

Barystatique *(Barystatic)* Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Bascule bipolaire (ou bascule interhémisphérique, asymétrie interhémisphérique, asymétrie hémisphérique) *(Bipolar seesaw (also interhemispheric seesaw, interhemispheric asymmetry, hemispheric asymmetry))* Phénomène dans lequel les variations de température dans les hémisphères Nord et Sud sont reliées mais déphasées, ce qui est généralement compris comme reflétant un changement dans l'ampleur ou le signe du transport net de chaleur à travers l'équateur. Appelée au départ « asymétrie hémisphérique » et associée à des modifications de la circulation thermohaline de retournement aux échelles plurimillénaires (Mix *et al.*, 1986), elle a ensuite été appelée « bascule bipolaire » et appliquée aux échelles millénaires (Broecker, 1998) avec un mécanisme thermohalin similaire (Stocker et Johnsen, 2003). Voir aussi *Circulation méridienne de retournement* et *Déglaciation ou fin de période glaciaire*.

Bassin versant *(Catchment)* Zone qui recueille et draine les eaux pluviales.

Biens *(Assets)* Ressources naturelles ou artificielles qui présentent une utilité, un avantage et une valeur économique ou intrinsèque, actuels ou futurs, pour les systèmes naturels ou humains.

Bilan de masse (des glaciers ou des calottes glaciaires) *(Mass balance/budget (of glaciers or ice sheets))* Différence entre le gain de masse (*accumulation*) et la perte de masse (*ablation*) que présente une masse de glace (par exemple un *glacier* ou une *calotte glaciaire*) sur une période donnée, souvent une année ou une saison. Le bilan de masse en surface est l'écart entre l'accumulation superficielle et l'ablation superficielle.

Ablation (des glaciers, des calottes glaciaires ou du manteau neigeux
Ensemble des processus qui réduisent la masse d'un *glacier*, d'une *calotte glaciaire* ou du *manteau neigeux*. Les principaux facteurs sont la fonte et, dans le cas des glaciers, le *vêlage* (ou le *flux de glace* par-delà la *ligne d'échouage ou ligne d'ancrage* si le glacier alimente une *plate-forme de glace*), mais d'autres phénomènes y contribuent, dont la sublimation et la neige transportée par le vent. L'ablation désigne également la masse perdue lors de ces processus.

Accumulation (des glaciers, des calottes glaciaires ou du manteau neigeux)
Ensemble des processus qui augmentent la masse d'un *glacier*, d'une *calotte glaciaire* ou du *manteau neigeux*. Les chutes de neige sont le facteur principal. L'accumulation comprend aussi le dépôt de givre de surface, la pluie verglaçante, d'autres types de précipitations solides, la neige transportée par le vent, les avalanches et l'accumulation sous-glaciaire (le plus souvent sous de la glace flottante).

Flux (de glace)
Vitesse d'écoulement de la glace à travers une section verticale d'un *glacier* perpendiculaire à la direction de l'écoulement. Terme renvoyant souvent à la perte de masse qui se produit sur le front des glaciers à terminaison marine (surtout par *vêlage* d'*icebergs* et fonte sous-marine) ou à la masse qui s'écoule à travers la *ligne d'échouage ou ligne d'ancrage* d'une *plate-forme de glace* flottante.

Bilan de masse en surface *(Surface mass balance (SMB))* Voir *Bilan de masse (des glaciers ou des calottes glaciaires)*.

Bilan énergétique (de la Terre) *(Energy budget (of the Earth))*
La Terre est un système physique dont le bilan énergétique tient compte de l'ensemble des gains d'énergie entrante et des pertes d'énergie sortante. Ce bilan énergétique est déterminé en mesurant la quantité d'énergie entrant dans le système Terre en provenance du Soleil, la quantité d'énergie 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 (du fait de 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 sortante se situe dans la bande infrarouge du spectre. Voir aussi *Flux de chaleur sensible* et *Flux de chaleur latente*.

Bilan énergétique ***(Energy balance)*** Différence entre l'énergie totale entrante et l'énergie totale sortante. 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 de longues périodes de temps, doit être égale à zéro. Comme le *système climatique* tire presque toute son énergie du Soleil, un bilan égal à zéro 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*.

Bilan énergétique de la Terre ***(Earth's energy budget)*** Comprend les grands flux énergétiques de la Terre qui sont pertinents pour le *système climatique* : le bilan énergétique de la Terre au sommet de l'atmosphère ; le bilan énergétique à la surface de la Terre ; les modifications de l'inventaire énergétique mondial et les flux internes d'énergie du système climatique qui caractérisent l'état du climat.

Le *bilan énergétique de la Terre au sommet de l'atmosphère* se compose des flux d'énergie qui sont associés au *rayonnement solaire* incident, au rayonnement solaire réfléchi et au rayonnement thermique émis. Unité de mesure habituelle : W m^{-2}.

Le *bilan énergétique à la surface de la Terre* comprend les échanges de chaleur à la surface de la Terre qui sont associés à des processus radiatifs et non radiatifs. Unité de mesure habituelle : W m^{-2}.

L'*inventaire énergétique mondial* sert à quantifier l'énergie excédentaire absorbée ou perdue par le système Terre (*océans*, terres émergées, *atmosphère* et *cryosphère*), essentiellement sous forme de chaleur, en lien avec le *forçage radiatif* du *climat*. Unité de mesure habituelle : joule.

Bilan énergétique à l'échelle du globe (Global energy budget)
Pour une période donnée, rapport entre la modification de l'inventaire énergétique mondial, le *forçage radiatif effectif* intégré dans le temps et la *réponse radiative du système climatique* intégrée dans le temps. Unité de mesure habituelle : joule.

Voir également *Déséquilibre énergétique de la Terre*.

Biodiversité ***(Biodiversity)*** La biodiversité ou diversité biologique désigne la « variabilité des organismes vivants de toute origine y compris, entre autres, les *écosystèmes* terrestres, marins et autres écosystèmes aquatiques et les complexes écologiques dont ils font partie ; cela comprend la diversité au sein des espèces et entre espèces ainsi que celle des écosystèmes » (ONU, 1992). Voir aussi *Écosystème*.

Bioénergie avec captage et stockage du dioxyde de carbone (BECCS) ***(Bioenergy with carbon dioxide capture and storage (BECCS))*** Technologie de captage et de stockage du dioxyde de carbone appliquée à une installation de bioénergie. En fonction des émissions totales liées à la chaîne d'approvisionnement, cette méthode peut permettre d'éliminer du *dioxyde de carbone (CO_2)* de l'*atmosphère*. Voir aussi *Captage et stockage du dioxyde de carbone (CCS)*, *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Biomasse ***(Biomass)*** Matière organique, à l'exclusion des matériaux fossilisés ou incorporés dans des formations géologiques. Peut désigner la masse de la matière organique dans une zone donnée (ISO, 2014).

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

Blanchissement des coraux ***(Coral bleaching)*** Dépigmentation du corail résultant de la disparition des algues symbiotes intracellulaires, appelées zooxanthelles, et/ou de la perte de leurs pigments.

Blocage ***(Blocking)*** Phénomène associé à des anticyclones persistants à déplacement lent faisant obstacle aux vents d'ouest dominants aux latitudes moyennes à élevées et entravant la progression normale vers l'est des systèmes de tempêtes extratropicales transitoires. C'est une composante importante de la *variabilité du climat* à l'échelle infrasaisonnière dans les régions extratropicales, qui peut générer des conditions météorologiques persistantes telles que des vagues de froid en hiver ou des *vagues de chaleur* en été.

Boisement ***(Afforestation)*** Conversion en forêts de terres qui, dans le passé, n'en possédaient pas. [Note : Pour une analyse du terme « forêt » et des termes apparentés tels que « boisement », « reboisement » et « déforestation », voir les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre et leur version révisée de 2019, ainsi que les informations issues de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (GIEC, 2006, 2019 ; CCNUCC, 2021a, b). Voir aussi *Déboisement*, *Reboisement*, *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Budget carbone ***(Carbon budget)*** Expression renvoyant à deux notions dans la littérature scientifique : i) l'évaluation des *sources* et des *puits* qui affectent le cycle du carbone à l'échelle mondiale, par la synthèse des données relatives aux émissions liées aux *combustibles fossiles* et au ciment, aux émissions et éliminations associées à l'*usage des terres* et au *changement d'affectation des terres*, ainsi qu'aux sources et puits de *dioxyde de carbone (CO_2)* de l'*océan* et des terres émergées naturelles, et la modification de la concentration de CO_2 atmosphérique qui en résulte. Il s'agit alors du budget carbone mondial ; ii) la quantité maximale d'émissions *anthropiques* mondiales nettes cumulées de CO_2 qui permettrait de limiter le *réchauffement planétaire* à un niveau donné avec une probabilité donnée, compte tenu de l'effet des autres facteurs anthropiques de forçage du climat. On parle de budget carbone total quand cette valeur est calculée à partir de la période *préindustrielle*, et de budget carbone résiduel quand elle est calculée à partir d'une date récente.

Note 1 : Les émissions anthropiques nettes de CO_2 sont les émissions anthropiques de CO_2 moins les éliminations anthropiques de CO_2. Voir aussi *Élimination du dioxyde de carbone (CDR).*

Note 2 : La quantité maximale d'émissions anthropiques mondiales nettes cumulées de CO_2 est atteinte au moment où les émissions anthropiques nettes annuelles de CO_2 s'établissent à zéro.

Note 3 : La mesure dans laquelle les facteurs anthropiques de forçage climatique autres que le CO_2 influent sur le budget carbone total et sur le budget carbone résiduel dépend des choix humains effectués quant à l'ampleur de l'atténuation de ces facteurs, ainsi que de leurs effets résultants sur le *climat*.

Note 4 : Les notions de budget carbone total et de budget carbone résiduel sont également employées dans une partie des publications scientifiques et par certaines entités à l'échelon régional, national ou infranational. La répartition des budgets mondiaux entre différentes entités et différents émetteurs est largement fonction de considérations d'équité et autres jugements de valeur.

Budget carbone mondial ***(Global carbon budget)*** Voir *Budget carbone*.

Budget carbone résiduel ***(Remaining carbon budget)*** Voir *Budget carbone*.

Budget carbone total ***(Total carbon budget)*** Voir *Budget carbone*.

^{13}C ***(^{13}C)*** *Isotope* stable de carbone dont le poids atomique est d'environ 13. On utilise les mesures du rapport $^{13}C/^{12}C$ dans les molécules de *dioxyde de carbone (CO_2)* pour en déduire l'importance de différents processus liés au *cycle du carbone* et au *climat* ainsi que pour estimer le *réservoir* de carbone terrestre.

^{14}C ***(^{14}C)*** *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 milliers d'années. Sa variation dans le temps est influencée par les champs magnétiques solaire et terrestre, qui ont une incidence sur sa production par l'effet des rayons cosmiques.

Cadre d'analyse des risques ***(Risk framework)*** Les trois groupes de travail ont adopté un cadre commun de description et d'*évaluation des risques* afin de promouvoir une communication claire et cohérente à leur sujet et de mieux éclairer l'évaluation des risques et la prise de décision en matière de *changement climatique*.

Calcification ***(Calcification)*** Processus de précipitation biologique de minéraux de carbonate de calcium par lequel se forment les coquilles, squelettes, otolithes et autres structures corporelles de divers organismes. L'équation chimique de la calcification est : Ca^{2+} (aq) + $2HCO_3^-$ (aq) → $CaCO_3$(s) + CO_2 + H_2O. L'aragonite et la calcite, deux formes cristallines courantes du carbonate de calcium précipité, présentent des solubilités différentes.

Calotte glaciaire (inlandsis) de l'Antarctique de l'Ouest ***(West Antarctic Ice Sheet (WAIS))*** Voir *Calotte glaciaire (ou inlandsis)*.

Calotte glaciaire (ou inlandsis) ***(Ice sheet)*** Masse de glace d'origine terrestre qui recouvre une superficie d'échelle continentale (généralement plus de 50 000 km^2), formée par *accumulation* et compaction de la neige pendant des milliers d'années. Les calottes glaciaires s'écoulent dans toutes les directions à partir d'un haut plateau glaciaire central qui présente une faible pente moyenne. Leurs bords sont habituellement plus escarpés, et l'essentiel de la glace se déverse par le biais de fleuves de glace à écoulement rapide ou de *glaciers émissaires*, souvent dans la mer ou dans des *plates-formes de glace* flottant sur la mer. De nos jours, il n'existe que deux calottes glaciaires, celle du Groenland et celle de l'Antarctique. Cette dernière est divisée en trois parties : l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest, l'inlandsis de l'Antarctique de l'Est et l'inlandsis de la péninsule antarctique. D'autres calottes de glace étaient présentes pendant les périodes glaciaires.

Calotte glaciaire (ou inlandsis) d'Antarctique de l'Est ***(East Antarctic ice sheet (EAIS))*** Voir *Calotte glaciaire (ou inlandsis)*.

Calotte glaciaire (ou inlandsis) de l'Antarctique ***(Antarctic ice sheet (AIS))*** Voir *Calotte glaciaire (ou inlandsis)*.

Calotte glaciaire (ou inlandsis) du Groenland ***(Greenland ice sheet (GrIS))*** Voir *Calotte glaciaire (ou inlandsis)*.

Calotte glaciaire marine ***(Marine-based ice sheet)*** *Calotte 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 trouve dans l'Antarctique occidental.

Capacité d'adaptation ***(Adaptive capacity)*** Faculté d'ajustement des systèmes, des institutions, des êtres humains et d'autres organismes leur permettant de se prémunir contre d'éventuels dommages, de tirer parti des possibilités ou de réagir aux conséquences (MA, 2005).

Captage direct dans l'air (DAC) ***(Direct air capture (DAC))*** Procédé chimique consistant à produire un flux de *dioxyde de carbone (CO_2)* pur en piégeant le CO_2 dans l'air ambiant. Voir aussi *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Captage et stockage du dioxyde de carbone (CCS) ***(Carbon dioxide capture and storage (CCS))*** Processus consistant à extraire (capter) un flux de *dioxyde de carbone (CO_2)* relativement pur provenant de sources d'émission industrielles et énergétiques, à le conditionner, à le comprimer et à le transporter vers un site de stockage afin de l'isoler de l'*atmosphère* à long terme. On parle parfois de captage et stockage du carbone. Voir aussi *Bioénergie avec captage et stockage du dioxyde de carbone (BECCS)*, *Piégeage*, *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Carbone bleu ***(Blue carbon)*** Dans les systèmes marins, flux et stockage de carbone induits par des facteurs biologiques qui peuvent se prêter à une intervention humaine. Le carbone bleu côtier désigne principalement les plantes enracinées dans la zone côtière, tels les marais salés, mangroves et herbiers. Ces *écosystèmes* présentent des taux élevés d'enfouissement du carbone par unité de surface et accumulent du carbone dans les sols et les sédiments. Ils fournissent de nombreux bénéfices non climatiques et peuvent contribuer aux mesures d'adaptation fondée sur les écosystèmes. S'ils sont dégradés ou détruits, les écosystèmes à carbone bleu côtiers risquent de libérer la majeure partie de leur carbone dans l'*atmosphère*. L'application de la notion de carbone bleu à d'autres processus et écosystèmes, côtiers ou non, y compris la haute mer, fait actuellement l'objet de débats. Voir aussi *Piégeage*.

Carbone inorganique dissous ***(Dissolved inorganic carbon)*** Total des différentes formes de carbone non organique présentes dans une

solution (eau de mer), comprenant le carbonate (CO_3^{2-}), le bicarbonate (HCO_3^-), l'acide carbonique (H_2CO_3) et le *dioxyde de carbone (CO_2)*.

Carbone suie (BC) ***(Black carbon (BC))*** Forme relativement pure de carbone, également connue sous le nom de suie, générée par la combustion incomplète de combustibles fossiles, de biocarburants et de biomasse. Le carbone suie ne perdure dans l'*atmosphère* que quelques jours ou semaines. C'est un agent de *forçage* du climat à fort effet de réchauffement, tant dans l'atmosphère que lorsqu'il se dépose sur de la neige ou de la glace. Voir aussi *Aérosol* et *Atmosphère*.

Carotte de glace ***(Ice core)*** Cylindre de glace prélevé par forage dans un *glacier* ou une *calotte glaciaire* en vue d'en déterminer les propriétés physiques et d'obtenir des informations sur les variations passées du *climat* et de la composition de l'*atmosphère* par analyse de la glace ou de l'air emprisonné.

Catastrophe ***(Disaster)*** « Perturbation grave du fonctionnement d'une communauté ou d'une société, à quelque échelle que ce soit, par suite d'événements dangereux, dont les répercussions dépendent des situations d'exposition, de vulnérabilité et des capacités de la communauté ou de la société concernée, et qui peuvent provoquer des pertes humaines ou matérielles ou avoir des conséquences sur les plans économique ou environnemental » (Nations Unies, Assemblée générale, 2016). Voir aussi *Exposition, Aléa*, *Risque* et *Vulnérabilité*.

Cellule de Hadley ***(Hadley cell)*** Voir *Circulation de Hadley*.

Cénozoïque ***(Cenozoic Era)*** Troisième ère géologique, qui a débuté il y a 66 millions d'années et se poursuit de nos jours. Il englobe le Paléogène, le Néogène et le Quaternaire.

Changement abrupt ***(Abrupt change)*** Changement d'un système qui se produit à un rythme beaucoup plus rapide que les variations historiques caractéristiques. Voir aussi *Changement climatique abrupt* et *Point de bascule*.

Changement climatique ***(Climate change)*** Variation de l'état du *climat* que l'on peut déceler (au moyen de tests statistiques, etc.) 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'*usage 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 Convention établit ainsi une distinction entre les changements climatiques attribuables aux activités humaines qui altèrent la composition de l'atmosphère et la *variabilité du climat* imputable à des causes naturelles. Voir aussi *Variabilité du climat*, *Détection et attribution*, *Réchauffement planétaire* et *Acidification de l'océan*.

Changement climatique abrupt ***(Abrupt climate change)*** *Changement abrupt* de grande échelle touchant le *système climatique*, qui s'étale sur quelques décennies voire moins, persiste (ou devrait persister) durant quelques décennies au moins et a des *impacts* substantiels sur les systèmes humains et/ou naturels. Voir aussi *Changement abrupt* et *Point de bascule*.

Changement climatique inéluctable ***(Climate change commitment)*** Évolution du climat qui s'avère inéluctable du fait de l'inertie des systèmes géophysiques et socio-économiques. On en distingue différents types (voir les entrées secondaires). L'aspect inéluctable du *changement climatique* est généralement quantifié en termes de variation ultérieure de température, mais il inclut d'autres changements futurs, notamment dans le *cycle hydrologique*, les *évènements météorologiques extrêmes*, les évènements climatiques extrêmes et le niveau de la mer.

Changement inéluctable à composition constante
Changement climatique qui surviendrait si la composition de l'atmosphère, et donc le *forçage radiatif*, se maintenait à une valeur donnée. Il s'explique par l'inertie thermique de l'*océan* et la lenteur des processus propres à la *cryosphère* et à la surface des terres émergées.

Changement inéluctable à émissions constantes
Changement climatique qui surviendrait à la suite d'une stabilisation des *émissions anthropiques*.

Changement inéluctable pour des émissions égales à zéro
Estimation du *réchauffement planétaire* qui surviendrait après avoir ramené à zéro les *émissions anthropiques*. Elle est déterminée par l'inertie propre aux composantes physiques du *système climatique* (*océan*, *cryosphère*, terres émergées) et par l'inertie propre au *cycle du carbone*. Au sens le plus large, elle renvoie aux émissions de chaque facteur de forçage du climat, dont les *gaz à effet de serre*, les *aérosols* et leurs précurseurs. La réponse du climat peut être complexe étant donné l'échelle temporelle différente de réponse de chaque facteur de forçage. Une sous-catégorie du changement inéluctable pour des émissions égales à zéro est l'inertie pour des émissions de CO_2 égales à zéro, qui renvoie à la réponse du système climatique aux émissions de CO_2 après avoir ramené celles-ci à un niveau net de zéro. La définition qui se limite au CO_2 sert principalement à estimer les *budgets carbone résiduels*.

Changement d'affectation des terres (CAT) ***(Land-use change (LUC))*** Passage d'une catégorie d'*usage des terres* à une autre. Il est à noter que, dans certains articles scientifiques, le changement d'usage des terres englobe aussi bien les changements dans les catégories d'usage des terres que ceux concernant la gestion des terres. Voir également *Boisement*, *Déforestation*, et *Reboisement*.

Changement d'affectation des terres indirect (CATi)
Changement d'usage des terres en dehors de la zone considérée, qui résulte d'une modification de l'usage ou de la gestion des terres dans cette zone, notamment par le biais des marchés ou sous l'effet des politiques mises en œuvre. Par exemple, si des terres agricoles sont converties à la production de biocarburant, il est possible qu'une déforestation survienne ailleurs afin de remplacer la production agricole perdue. Voir *Changement d'affectation des terres (CAT)*.

Changement d'affectation des terres indirect (CATi) ***(Indirect land-use change (iLUC))*** Voir *Changement d'affectation des terres (CAT)*.

Changement de couverture des sols ***(Land cover change)*** Passage d'une catégorie de *couverture des sols* à une autre, dû à un changement d'*usage des terres* ou à des conditions naturelles (Pongratz *et al.*, 2018). Voir aussi *Changement d'affectation des terres (CAT)*.

Changement dynamique rapide (des glaciers ou des calottes glaciaires) ***(Rapid dynamical change (of glaciers or ice sheets))*** Variation de masse d'un *glacier* ou d'une *calotte glaciaire* causée par une modification du débit ou de la vitesse d'écoulement plutôt que par un processus d'*accumulation* ou d'*ablation*. Le rythme de cette variation de masse peut être supérieur à celui découlant d'un quelconque déséquilibre entre l'accumulation et l'ablation. Un changement dynamique rapide peut être déclenché par un facteur climatique tel qu'une incursion d'eau océanique relativement chaude sous une *plate-forme de glace* ou l'amincissement d'un front glaciaire échoué sur l'estran, qui peut déclencher des réactions au sein du glacier et, par conséquent, une perte rapide de glace.

Changement inéluctable pour des émissions constantes ***(Constant emissions commitment)*** Voir *Changement climatique inéluctable*.

Changement inéluctable pour des émissions égales à zéro ***(Zero emissions commitment)*** Voir *Changement climatique inéluctable*.

Changement inéluctable pour une composition constante ***(Constant composition commitment)*** Voir *Changement climatique inéluctable*.

Chaotique ***(Chaotic)*** Un *système dynamique* tel que le *système climatique*, régi par des équations déterministes non linéaires, peut présenter un comportement erratique ou chaotique, d'infimes variations dans l'état initial du système entraînant des changements importants et apparemment imprévisibles dans son évolution temporelle. Un tel comportement chaotique limite la *prévisibilité* de l'état d'un système dynamique non linéaire à des échéances précises dans le futur. Cependant, les modifications 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 ***(Charcoal)*** Matériau produit par la carbonisation de la *biomasse*, 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 ***(Burden)*** Masse totale d'une substance préoccupante dans l'*atmosphère*.

Chlorofluorocarbone (CFC) ***(Chlorofluorocarbons (CFCs))*** Composé organique contenant du chlore, du carbone, de l'hydrogène et du fluor, employé pour la réfrigération, la climatisation, l'emballage et l'isolation, dans la mousse plastique ainsi que comme solvant et comme propulseur d'aérosols. Échappant à la destruction dans la basse *atmosphère*, les CFC atteignent la haute atmosphère où, quand les conditions s'y prêtent, ils entraînent l'appauvrissement de la couche d'*ozone (O_3)*. C'est un des *gaz à effet de serre (GES)* visés par le Protocole de Montréal de 1987 ; la fabrication de ces gaz ayant été progressivement abandonnée, ceux-ci sont remplacés par d'autres composés, notamment les *hydrofluorocarbones (HFC)*.

Chronologie ***(Chronology)*** Classement d'événements selon la date ou la période où ils se sont produits.

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

Circulation de Hadley ***(Hadley circulation)*** Cellule atmosphérique de retournement direct d'origine thermique, 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 ensuite naissance aux alizés à proximité de la surface, lesquels convergent vers l'équateur où l'air s'élève dans ce qu'on appelle la *zone de convergence intertropicale*.

Circulation de Walker ***(Walker circulation)*** Circulation atmosphérique zonale au-dessus de la partie tropicale de l'océan Pacifique, avec ascendance d'air à l'ouest et subsidence à l'est, directement entraînée par des gradients de température.

Circulation générale ***(General circulation)*** Mouvements à grande échelle de l'*atmosphère* et de l'*océan* provoqués par l'échauffement différentiel de la Terre en rotation et contribuant au *bilan énergétique* du système par transfert de chaleur et de quantité de mouvement.

Circulation méridienne de retournement (MOC) ***(Meridional overturning circulation (MOC))*** Circulation méridienne (nord-sud) de retournement dans l'*océan*, quantifiée par la somme sur la verticale du transport de masse le long des 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 et incomplète. La circulation méridienne de retournement est également provoquée par le vent et peut mettre en jeu des cellules de retournement comme celles qui sont observées dans les régions tropicales et subtropicales, lorsque les eaux chaudes (légères) de surface se déplaçant vers les pôles augmentent légèrement de densité et sont subduites vers l'équateur à plus grande profondeur.

Circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC)
Principal système de courants dans l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud. Cette circulation transporte les eaux chaudes des couches superficielles vers le nord et les eaux froides des couches profondes vers le sud dans le cadre du système mondial de circulation océanique. Les variations de puissance de ce paramètre peuvent avoir des effets sur diverses composantes du *système climatique*.

Circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC) ***(Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC))*** Voir *Circulation méridienne de retournement (MOC)*.

Circulation thermohaline ***(Thermohaline circulation (THC))*** Voir *Circulation méridienne de retournement (MOC)*.

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

Climat ***(Climate)*** Au sens étroit du terme, temps (météorologique) moyen ou, plus précisément, description statistique fondée sur les moyennes et la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes allant de quelques mois à des milliers, voire des millions d'années. La période typique pour calculer la moyenne de ces variables est de 30 ans, selon la définition de l'Organisation météorologique mondiale (OMM). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, la quantité de précipitations et le vent. Dans un sens plus large, le climat désigne l'état du *système climatique*, incluant sa description statistique.

CMIP6 ***(CMIP6)*** Voir *Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP)*.

Coefficient d'émission/Intensité des émissions ***(Emission factor/Emissions intensity)*** Coefficient qui quantifie les émissions ou les éliminations d'un gaz par unité d'activité. Les coefficients d'émission reposent souvent sur un échantillon de données de mesure, dont la moyenne sert à établir un taux d'émission représentatif pour un niveau d'activité donné, dans un ensemble donné de conditions de fonctionnement.

Cohérence ***(Agreement)*** Degré de concordance que présente un résultat donné au sein du corpus de connaissances scientifiques ; dans le présent rapport, il est évalué à partir d'un faisceau d'éléments probants (compréhension mécaniste, théorie, données, modèles, avis d'experts, etc.) et est exprimé en termes qualitatifs (Mastrandrea *et al.*, 2010). Voir aussi *Confiance*, *Probabilité*, *Incertitude* et *Éléments probants*.

Combustibles fossiles ***(Fossil fuels)*** Combustibles carbonés extraits des dépôts d'hydrocarbures fossiles, dont le charbon, le pétrole et le gaz naturel.

Composés organiques volatils (COV) ***(Volatile organic compounds (VOCs))*** 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 (GOR) et composés organiques volatils non méthaniques (COVNM). Les COVNM contribuent en grande partie (avec les oxydes d'azote (NO_x) et le monoxyde de carbone (CO)) à la formation d'oxydants photochimiques tels que l'*ozone (O_3)*.

Composés organiques volatils biogènes (COVB)
Composés organiques en phase gazeuse émis par les écosystèmes terrestres et aquatiques, qui jouent un rôle essentiel dans l'écologie et dans la physiologie des plantes, depuis les fonctions de stress abiotique et biotique jusqu'aux éléments intégrés du métabolisme. Les COVB jouent un rôle important dans la chimie atmosphérique en tant que *précurseurs* de la formation d'*ozone (O_3)* et d'aérosols organiques secondaires. D'autres termes servent à désigner les COVB : hydrocarbures (HC), gaz organiques réactifs (GOR) et composés organiques volatils non méthaniques (COVNM).

Composés organiques volatils biogènes (COVB) ***(Biogenic volatile organic compounds (BVOCs))*** Voir *Composés organiques volatils (COV)*.

Composés organiques volatils non méthaniques (COVNM) ***(Non-methane volatile organic compounds (NMVOCs))*** Voir *Composés organiques volatils (COV)*.

Compromis de risque ***(Risk trade-off)*** Modification de l'éventail des risques en raison de l'émergence d'un *risque* compensatoire lui-même généré (délibérément ou par inadvertance) par une intervention visant à réduire le risque initiatialement ciblé (Wiener et Grahal, 2009).

Conditions météorologiques propices aux incendies ***(Fire weather)*** Conditions météorologiques propices au déclenchement et au maintien de feux de forêt ; elles sont en général déterminées par un ensemble d'indicateurs et des combinaisons d'indicateurs qui comprennent la température, l'humidité, l'*humidité du sol* et le vent. Parmi ces indicateurs, il n'est pas tenu compte de la présence ou non de biomasse combustible.

Confiance ***(Confidence)*** Robustesse d'un résultat, selon la nature, la quantité, la qualité et la concordance des *éléments probants* (compréhension mécaniste, théorie, données, modèles, avis d'experts, etc.) et selon le degré de *cohérence* correspondant. Dans le présent rapport, elle est exprimée en termes qualitatifs (Mastrandrea *et al.*, 2010).

Configuration Pacifique-Amérique du Nord (PNA) ***(Pacific-North American (PNA) pattern)*** Configuration ondulatoire atmosphérique à grande échelle présentant une séquence d'*anomalies* troposphériques anticycloniques et dépressionnaires s'étendant de la partie ouest du Pacifique subtropical à la côte est de l'Amérique du Nord.

Contrainte émergente ***(Emergent constraint)*** Tentative de réduire l'incertitude des *projections climatiques* en utilisant un ensemble de *modèles du système Terre* pour relier un changement futur ou une rétroaction spécifique à une observation du *climat* passé ou présent (généralement une tendance, une variabilité ou un changement de variabilité).

Contre-pompe des carbonates ***(Carbonate counter pump)*** Voir *Pompe des carbonates*.

Convection ***(Convection)*** Mouvement vertical engendré par des forces de flottabilité résultant de l'instabilité statique, généralement provoqué par un refroidissement à proximité de la surface ou par un accroissement de la salinité dans le cas de l'océan ou par un réchauffement à proximité de la surface ou un refroidissement radiatif du sommet d'un nuage dans le cas de l'*atmosphère*. Dans l'atmosphère, la convection donne lieu à des cumulus et à des précipitations ; ainsi est-elle efficace à la fois pour éliminer et pour déplacer verticalement des substances chimiques. Dans l'océan, la convection peut entraîner les eaux de surface en profondeur.

Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) ***(United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC))*** Convention adoptée en mai 1992 et ouverte à la signature lors du Sommet planète Terre, qui s'est tenu à Rio de Janeiro en 1992. Entrée en vigueur en mars 1994, elle comptait, en septembre 2020, 197 Parties (196 États plus l'Union européenne). 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 » (CCNUCC, 1992). Les dispositions de la Convention sont appliquées par l'intermédiaire de deux traités : le Protocole de Kyoto et l'Accord de Paris.

Côte (ou littoral) ***(Coast)*** Terre à proximité de la mer. L'adjectif « côtier » renvoie à la bande de terre à proximité de la mer (dans

« population côtière », par exemple) ou à l'espace marin fortement conditionné par les processus terrestres. Par conséquent, les eaux côtières sont en général peu profondes et proches du rivage. Les limites de la zone côtière, tant du côté continental que du côté marin, ne sont pas définies de manière uniforme, ni scientifiquement, ni juridiquement. Ainsi, elles peuvent correspondre aux eaux territoriales (12 milles marins/22,2 kilomètres à partir de la basse mer moyenne), à la zone économique exclusive dans son ensemble ou à la mer épicontinentale (profondeur inférieure à 200 m).

Couche active ***(Active layer)*** Couche de sol reposant sur du *pergélisol* et qui est soumise chaque année au gel et au dégel.

Couche d'ozone ***(Ozone layer)*** Couche de la *stratosphère* terrestre qui absorbe la plus grande partie du rayonnement ultraviolet émis par le Soleil. Elle présente une concentration élevée d'*ozone (O_3)* par rapport aux autres couches de l'*atmosphère*, même si cette concentration reste très inférieure à celle des autres gaz de la stratosphère. La couche d'ozone contient moins de 10 parties par million d'ozone, alors que la concentration moyenne d'ozone dans l'ensemble de l'atmosphère terrestre est d'environ 0,3 partie par million. La couche d'ozone se trouve principalement dans la partie inférieure de la stratosphère, entre 15 et 35 kilomètres environ au-dessus de la surface du globe, bien que son épaisseur varie selon les saisons et les régions. Voir également *Trou d'ozone* et *Substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS)*.

Couche limite atmosphérique ***(Atmospheric boundary layer)*** Couche atmosphérique en contact direct avec la surface de la Terre, subissant l'influence du frottement contre cette surface et, potentiellement, du transfert de chaleur et d'autres variables à travers cette surface (AMS, 2021). Sa partie inférieure (correspondant à une centaine de mètres d'épaisseur, soit environ 10 % de l'épaisseur de la couche limite), où la production mécanique de turbulence prédomine, est appelée couche limite de surface ou couche de surface.

Courants-jets extratropicaux ***(Extratropical jets)*** Valeurs maximales des vents dans la haute *troposphère* qui marquent des zones d'instabilité barocline. Les anomalies dans la position de ces courants sont fréquemment associées à des tempêtes, des *blocages* et des phénomènes météorologiques extrêmes.

Couverture des sols ***(Land cover)*** Couverture biophysique des *terres émergées* (sols dénudés, roches, *forêts*, bâtiments, routes, lacs, etc.). Souvent divisée en grandes catégories de couverture des sols (forêts décidues, forêts de résineux, forêt mixte, herbages, sols dénudés, etc.). [Note : Dans certains articles scientifiques, les expressions « couverture des sols » et « *usage des terres* » sont utilisées de manière interchangeable ; or chacune représente un système de classification distinct. Par exemple, la catégorie de couverture des sols « Forêt claire » peut figurer sous différentes classes d'usage (pâturage du bétail, loisirs, conservation, ramassage du bois, etc.)]

Crue ou inondation ***(Flood)*** Débordement d'un cours d'eau ou d'un plan d'eau au-delà de ses limites normales ou accumulation d'eau dans des zones qui, en temps normal, ne sont pas submergées. Le phénomène peut être provoqué par des pluies d'une intensité inhabituelle, par exemple lors d'une tempête ou d'un cyclone. On englobe sous ce terme les crues fluviales, les crues éclair, les crues en milieu urbain, les inondations pluviales, les débordements d'égouts, les inondations *côtières* et les *vidanges brutales de lac glaciaire (GLOF)*.

Cryosphère ***(Cryosphere)*** Composantes du système Terre à l'état gelé, situées à la surface et sous la surface des terres émergées et de l'*océan* : manteau neigeux, *glaciers*, *calottes glaciaires*, *plates-formes de glace*, *icebergs*, *glace de mer*, glace de lac et de rivière, *pergélisol*, *sol gelé* saisonnier, etc.

Cycle de l'eau ***(Water cycle)*** Voir *Cycle hydrologique*.

Cycle du carbone ***(Carbon cycle)*** Flux de carbone (sous forme de *dioxyde de carbone (CO_2)*, de composant de la biomasse, de carbonates et de bicarbonates océaniques, etc.) dans l'*atmosphère*, l'*hydrosphère*, la *biosphère* terrestre et marine et la *lithosphère*. Dans le présent rapport, l'unité de référence pour le cycle du carbone est la $GtCO_2$ ou la GtC (1 gigatonne = 1 Gt = 10^{15} grammes ; 1 GtC correspond à 3,664 $GtCO_2$). Voir aussi *Cycle du carbone océanique*.

Cycle du carbone océanique ***(Ocean carbon cycle)*** Ensemble des processus d'échange du carbone entre les différents bassins océaniques, ainsi qu'entre l'*atmosphère*, l'intérieur de la Terre, la *cryosphère* et le plancher océanique. Voir aussi *Cycle du carbone*.

Cycle glaciaire-interglaciaire ***(Glacial–interglacial cycles)*** 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 ou glaciation*, *Déglaciation ou fin de glaciation*, *Période interglaciaire ou interglaciation* et *Glaciation (ou période glaciaire)*.

Cycle hydrologique ***(Hydrological cycle)*** Cycle par lequel l'eau présente à la surface de l'*océan* et des terres émergées s'évapore, circule dans l'atmosphère à l'état de vapeur, se condense pour former les nuages, se déverse dans les océans et sur les terres émergées sous forme de pluie ou de neige, est interceptée par les arbres et la végétation, s'accumule sous forme de neige ou de glace, ruisselle à la surface des terres émergées, s'infiltre dans les sols, réalimente les nappes souterraines, vient gonfler les cours d'eau et, finalement, s'écoule vers les océans via les fleuves et rivières, les *glaciers* polaires et les *calottes glaciaires*, avant de s'évaporer à nouveau. Les différents systèmes qui participent au cycle hydrologique sont appelés systèmes hydrologiques.

Cycle solaire (11 ans) ***(Solar cycle (11-year))*** Modulation quasi périodique de l'*activité solaire*, d'amplitude variable et d'une fréquence de 8 à 14 ans.

Cyclone extratropical (ou dépression extratropicale) (ETC) ***(Extratropical cyclone (ETC))*** Tout système dépressionnaire de l'ampleur d'un cyclone qui n'est pas un *cyclone tropical*. Le terme désigne fréquemment une tempête non stationnaire des hautes ou moyennes latitudes qui se forme à la faveur de fortes variations de la température dans le plan horizontal. Le phénomène est également appelé tempête extratropicale ou dépression extratropicale.

Cyclone tropical ***(Tropical cyclone)*** Terme générique désignant une forte perturbation d'échelle cyclonique qui prend naissance au-dessus des eaux tropicales. Se distingue des systèmes dépressionnaires tropicaux plus faibles (souvent appelés perturbations tropicales ou dépressions tropicales) lorsque la vitesse des vents dépasse un seuil défini. On parle ainsi de tempête tropicale lorsque la vitesse moyenne des vents de surface calculée sur 1 minute est comprise entre 18 et 32 m s^{-1}. Au-delà de 32 m s^{-1}, on parle d'ouragan, de typhon ou de cyclone selon la région du globe où le phénomène se produit.

Débit fluvial ***(River discharge)*** Voir *Écoulement fluvial*.

Déferlement ***(Wave run-up)*** Voir *Élévation extrême du niveau de la mer (ESL)*.

Déforestation ***(Deforestation)*** Conversion d'une forêt en zone non forestière. [Note : Pour une analyse du terme « forêt » et des termes apparentés tels que « boisement », « reboisement » et « déforestation », voir les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre et leur version révisée de 2019, ainsi que les informations issues de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (GIEC, 2006, 2019 ; CCNUCC, 2021a, b)]. Voir aussi *Boisement* et *Reboisement*.

Déglaciation ou fin de période glaciaire ***(Deglacial or deglaciation or glacial termination)*** Passage de conditions glaciaires, à la fin d'une période glaciaire, à des conditions interglaciaires caractérisées par une réduction du volume des glaces terrestres. Les changements graduels peuvent être ponctués de *changements abrupts* liés à des *stades froids/interstades chauds* et à des *bascules bipolaires*. La dernière déglaciation est survenue entre 18 000 et 11 000 ans environ. Elle a comporté des phénomènes rapides comme l'*impulsion de fonte 1A* (Meltwater Pulse 1A) et des fluctuations à l'échelle du millénaire comme le *Dryas récent*. Voir aussi *Cycle glaciaire-interglaciaire* et *Glaciation (ou période glaciaire)*.

Dépassement de température ***(Temperature overshoot)*** Dépassement d'un niveau de réchauffement mondial spécifié, suivi d'une baisse jusqu'à ce niveau ou au-dessous pendant une période donnée (par exemple avant 2100). Parfois, l'ampleur et la *probabilité* du dépassement sont également caractérisées. La durée du dépassement peut varier d'une *trajectoire* à l'autre, mais dans la plupart des *trajectoires de dépassement temporaire* décrites dans les publications et appelées ainsi dans le sixième Rapport d'évaluation, le dépassement se produit sur une période d'au moins une décennie et susceptible de durer plusieurs décennies. Voir aussi *Trajectoires*.

Dépôt d'azote ***(Nitrogen deposition)*** Azote passant de l'*atmosphère* à la surface du globe par les processus de dépôt humide et de dépôt sec.

Dernier maximum glaciaire (DMG) ***(Last Glacial Maximum (LGM))*** Voir *Période glaciaire ou glaciation*.

Dernier millénaire ***(Last millennium)*** Intervalle de l'*ère commune (EC)* compris entre 1001 et 2000 EC. Cet intervalle englobe le petit âge glaciaire, une période définie approximativement, caractérisée par de multiples extensions de *glaciers* de montagne dans le monde entier, dont la chronologie diffère selon les régions, mais qui se sont généralement produites entre 1400 et 1900 EC. Le dernier millénaire englobe également l'optimum climatique médiéval (aussi appelé « anomalie climatique médiévale »), une période définie approximativement, caractérisée par des conditions relativement chaudes ou d'autres fluctuations du *climat* telles qu'une *sécheresse* prolongée, dont la période et l'ampleur diffèrent selon les régions mais qui s'est généralement produite entre 900 et 1400 EC. Les simulations transitoires effectuées à l'aide de *modèles climatiques* menées par le Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) pour le dernier millénaire couvrent la période comprise entre 850 et 1849 EC.

Dernière période interglaciaire (DPI) ***(Last Interglacial (LIG))*** Voir *Période interglaciaire ou interglaciation*.

Dernière transition déglaciaire ***(Last deglacial transition)*** Voir *Déglaciation ou fin de glaciation* et *Dryas récent*.

Descente d'échelle ou régionalisation ***(Downscaling)*** Méthode permettant d'obtenir des informations à l'échelle locale ou régionale à partir de modèles ou d'analyses de données à plus grande échelle. Il existe deux grandes méthodes : la descente d'échelle dynamique et la descente d'échelle empirique ou statistique. La méthode dynamique utilise les données de sortie de *modèles climatiques régionaux* et de modèles mondiaux à résolution spatiale variable ou à haute résolution. La méthode empirique ou statistique repose sur les observations et établit des relations statistiques entre les variables atmosphériques à grande échelle et les variables climatiques à l'échelle locale ou régionale. Dans tous les cas, la qualité des résultats de la descente d'échelle dépend de la qualité du modèle utilisé. Les deux méthodes peuvent être combinées, par exemple en appliquant une descente d'échelle empirique ou statistique aux sorties d'un modèle régional, lui-même obtenu par descente d'échelle dynamique d'un modèle mondial du climat.

Descente d'échelle statistique ***(Statistical downscaling)*** Voir *Descente d'échelle ou régionalisation*.

Descente d'échelle dynamique ***(Dynamical downscaling)*** Voir *Descente d'échelle ou régionalisation*.

Description narrative ***(Narrative)*** Voir *Trame*. Voir aussi *Trajectoires*.

Déséquilibre du bilan énergétique de la Terre ***(Earth's energy imbalance)*** Flux d'énergie net persistant et positif (descendant) au sommet de l'atmosphère qui est associé au *forçage* du *système climatique* par les gaz à effet de serre. Voir aussi *Bilan énergétique de la Terre* et *Réponse radiative (du système climatique)*

Désoxygénation de l'océan ***(Ocean deoxygenation)*** Diminution de la quantité d'oxygène dans l'*océan* sous l'effet du réchauffement des eaux océaniques, qui diminue la solubilité de l'oxygène, augmente la consommation d'oxygène et renforce la *stratification*, ce qui réduit le mélange de l'oxygène vers l'intérieur de l'océan. Le phénomène peut être aggravé par l'apport excessif de nutriments à proximité des côtes.

Détection ***(Detection)*** La détection d'un changement est définie comme le processus qui consiste à démontrer que le *climat*, ou un système affecté par le climat, a changé selon certains critères statistiquement définis, sans en fournir les causes. Un changement est détecté dans les observations s'il est établi que sa *probabilité* d'occurrence par un hasard découlant uniquement de la *variabilité interne* est déterminée comme faible, inférieure à 10 % par exemple.

Détection et attribution ***(Detection and attribution)*** Voir *Détection* et *Attribution*.

Diatomées ***(Diatoms)*** Algues unicellulaires photosynthétiques de taille microscopique (2-200 µm), qui croissent dans les eaux proches de la surface des lacs, des cours d'eau et de l'*océan* et qui sécrètent une coquille d'opale. Dans l'océan mondial, la présence de diatomées est principalement fonction des nutriments disponibles. À l'échelon

régional, leur présence dans les carottes de sédiments océaniques peut être liée aux valeurs passées de la *température de surface de la mer* (Abrantes *et al.*, 2013).

Dilatation thermique ***(Thermal expansion)*** Voir *Variation stérique du niveau de la mer* (sous *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*).

Dimensions d'intégration ***(Dimensions of integration)*** Dans l'AR6 du GIEC, notions servant à synthétiser les connaissances sur le *changement climatique* relevant non seulement des sciences physiques, mais aussi des recherches sur les *impacts*, l'*adaptation* et l'*atténuation*. Ces dimensions d'intégration englobent i) les scénarios d'émissions et de concentration sur lesquels reposent les *projections* du changement climatique évaluées dans le présent rapport, ii) les niveaux de variation de la température moyenne projetée à l'échelle du globe et iii) les quantités totales d'émissions de carbone cumulées pour les projections.

Dioxyde de carbone ***(Carbon dioxide (CO_2))*** Gaz d'origine naturelle ou résultant de la combustion de *combustibles fossiles* (pétrole, gaz, charbon, etc.) et de *biomasse*, du *changement d'affectation des terres (CAT)* et de divers procédés industriels (production de ciment, etc.). Le dioxyde de carbone est le principal *gaz à effet de serre (GES)* anthropique qui influe sur le bilan radiatif de la Terre. Comme il sert de référence pour la mesure des autres GES, son *potentiel de réchauffement global (PRG)* est égal à 1.

Dipôle de l'océan Indien (IOD) ***(Indian Ocean Dipole (IOD))*** Mode de variabilité interannuelle qui se manifeste par un dipôle est-ouest des anomalies de la *température de surface de la mer* dans la partie tropicale de l'océan Indien. Sa phase positive est marquée par un refroidissement de la surface de la mer au large de Sumatra et de Java et par un réchauffement simultané au large de la Somalie, à l'ouest, accompagnés par des vents d'est anormaux en surface le long de l'équateur. La phase négative présente des anomalies contraires. Le dipôle de l'océan Indien se développe généralement pendant l'été boréal et arrive à maturité pendant l'automne boréal ; il régit une partie de la variabilité interannuelle de la pluviosité en Australie, en Asie du Sud-Est et en Afrique de l'Est. Voir la section AIV.2.4 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI. Voir aussi *Mode du bassin de l'océan Indien (IOB)*.

Dispersion des modèles ***(Model spread)*** Éventail ou dispersion des résultats obtenus à partir de *modèles climatiques*, notamment ceux coordonnés par CMIP6 (sixième phase du Projet de comparaison de modèles couplés). Cela ne fournit pas nécessairement une estimation exhaustive et formelle de l'*incertitude* dans les *rétroactions*, les *forçages* ou les *projections*, même si elle est exprimée numériquement, par exemple en calculant l'écart type des réponses des modèles. Pour quantifier l'incertitude, il faut combiner l'information tirée des observations, des contraintes physiques et du jugement d'experts, dans un cadre statistique.

Domaines typologiques ***(Typological domains)*** Voir *Régions typologiques*.

Données indirectes (proxies) ***(Proxy)*** Un *indicateur climatique* indirect (proxy) correspond à toute propriété biophysique de matières formées dans le passé qui est interprétée afin de représenter certaines combinaisons de variations relatives au climat survenues dans le passé. Les données relatives au climat ainsi obtenues sont qualifiées de données indirectes, et les séries chronologiques de données indirectes sont des relevés indirects. Les assemblages de pollen, la largeur des *anneaux de croissance des arbres*, la géochimie des spéléothèmes et 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 ***(Younger Dryas)*** Pendant la *dernière transition déglaciaire*, période s'étendant de 12,9 à 11,7 ka (milliers d'années avant 1950) environ, caractérisée par un retour temporaire à des conditions plus froides dans de nombreuses régions, en particulier autour de l'Atlantique Nord. Voir aussi *stadiaire* et *Dernière transition déglaciaire*.

Durée de vie ***(Lifetime)*** Expression générale utilisée pour diverses échelles de temps, caractérisant la vitesse des processus affectant la concentration des gaz à l'état de traces. On distingue les durées de vie suivantes :

Temps de réponse ou d'ajustement (T_a)
Échelle de temps caractérisant la décroissance 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 décroissance » sont utilisées pour quantifier un processus de décroissance exponentielle de premier ordre. Voir *Temps de réponse ou d'ajustement* 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* : $T = T_a$. 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 impliqués ou encore où l'élimination n'est pas proportionnelle à la masse totale, l'égalité $T = T_a$ n'est plus vérifiée.

Le *dioxyde de carbone (CO_2)* en est un exemple extrême. Son temps de renouvellement n'est que de quatre ans environ en raison des échanges rapides entre l'atmosphère et les biotes marins et terrestres. Cependant, une grande partie de ce CO_2 est renvoyée dans l'atmosphère en quelques années. Le temps d'ajustement du CO_2 dans l'atmosphère est déterminé à partir des taux d'élimination du carbone par une série de processus dont les échelles de temps vont de quelques mois à des centaines de milliers d'années. Par conséquent, 15 à 40 % d'une émission donnée de CO_2 restera dans l'atmosphère pendant plus de 1 000 ans, 10 à 25 % pendant environ dix mille ans et le reste sera éliminé sur plusieurs centaines de milliers d'années.

Dans le cas du *méthane (CH_4)*, 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 de CH_4. C'est pourquoi le taux d'élimination S du CH_4 n'est pas proportionnel à sa masse totale M.

Temps de renouvellement (T) (aussi appelé durée de vie atmosphérique globale)
Rapport entre la masse M d'un *réservoir* (par exemple 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 ».

Durée de vie dans l'atmosphère ***(Atmospheric lifetime)*** Voir *Durée de vie*.

Eau précipitable ***(Precipitable water)*** Quantité totale de vapeur d'eau atmosphérique dans une colonne verticale de section transversale unitaire. Elle est habituellement exprimée en hauteur d'eau si la condensation est complète et que l'eau est recueillie dans un récipient de section identique.

Échange stratosphère-troposphère (STE) ***(Stratosphere–troposphere exchange (STE))*** Par échange *stratosphère-troposphère* (STE), on entend le flux d'air ou de substances-traces à travers la *tropopause* dans les deux directions possibles, à savoir le transfert de la stratosphère vers la troposphère (STT) et le transfert de la troposphère vers la stratosphère (TST). Le STE est l'un des principaux facteurs contrôlant les bilans d'*ozone*, de vapeur d'eau et d'autres substances aussi bien dans la *troposphère* que dans la basse *stratosphère*.

Éclaircissement des nuages marins (MCB) ***(Marine cloud brightening (MCB))*** Voir *Modification du rayonnement solaire*.

Écosystème ***(Ecosystem)*** Unité fonctionnelle constituée d'organismes vivants, de leur environnement non vivant et de l'ensemble de leurs interactions. 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 assez précises et dans d'autres, plutôt 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. À notre époque, la plupart des écosystèmes comprennent les êtres humains en tant qu'organismes clés ou subissent l'influence des activités humaines dans leur milieu.

Écoulement fluvial ***(Streamflow)*** Mouvement de l'eau dans le lit d'un cours d'eau, généralement exprimé en $m^3\ s^{-1}$. Synonyme de débit fluvial.

Effet de serre ***(Greenhouse effect)*** Effet radiatif de tous les constituants de l'*atmosphère* qui absorbent le rayonnement infrarouge. Les *gaz à effet de serre (GES)*, les nuages et certains *aérosols* absorbent le *rayonnement terrestre* émis par la surface de la Terre et ailleurs 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 normalement inférieure à 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 GES accroît cet effet ; cette différence est parfois appelée effet de serre renforcé. Le changement de concentration des GES découlant d'émissions *anthropiques* entraîne 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) ***(Direct (aerosol) effect)*** Voir *Interaction aérosols-rayonnement*.

Effet indirect des aérosols ***(Indirect aerosol effect)*** Voir *Interaction aérosols-nuages*.

Effet radiatif des nuages ***(Cloud radiative effect)*** Effet qu'ont les nuages sur le rayonnement par comparaison à une situation identique sans nuages.

Effet semi-direct (des aérosols) ***(Semi-direct (aerosol) effect)*** Voir *Interaction aérosols-rayonnement*.

Effets de gravitation, rotation et déformation (GRD) ***(Gravitational, rotational and deformational (GRD) effects)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Efficacité de l'absorption de chaleur par les océans ***(Ocean heat uptake efficiency)*** Mesure ($W\ m^{-2}\ °C^{-1}$) du rythme auquel le stockage de la chaleur par l'*océan* mondial augmente parallèlement à l'élévation de la température à la surface du globe. C'est un paramètre utile pour les simulations du *changement climatique* dans lesquelles le *forçage radiatif* varie de façon uniforme, lorsqu'il peut être comparé au *paramètre de rétroaction climatique* pour évaluer l'importance relative de la réponse radiative et de l'*absorption* de chaleur par les océans dans la détermination du rythme du *changement climatique*. En se fondant sur ce type d'expérience, il est possible d'évaluer cette efficacité, puisqu'elle correspond au rapport entre le rythme de l'augmentation de la teneur en chaleur de l'océan et la variation de la température en surface.

El Niño ***(El Niño)*** Voir *El Niño-oscillation australe (ENSO)*.

El Niño du Pacifique central ***(Central Pacific El Niño)*** Voir *El Niño-oscillation australe (ENSO)*.

El Niño du Pacifique oriental ***(Eastern Pacific El Niño)*** Voir *El Niño-oscillation australe (ENSO)*.

El Niño-oscillation australe (ENSO) ***(El Niño–Southern Oscillation (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 un réchauffement de 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. Phénomène couplé atmosphère-océan, il se produit à des échelles temporelles de 2 à 7 ans environ ; il est connu sous le nom d'El Niño–oscillation australe (ENSO). Les phases chaudes et froides sont appelées respectivement El Niño et La Niña. Le phénomène ENSO est souvent mesuré par l'écart des anomalies de pression en surface entre Tahiti et Darwin et/ou par les valeurs de la *température de surface de la mer* au centre et à l'est du Pacifique équatorial. Il exerce une grande influence sur le vent, la température de surface de la mer 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. Voir la section AIV.2.3 de l'annexe IV de l'AR6 du GTI.

El Niño du Pacifique central
Épisode El Niño au cours duquel les anomalies de la *température de surface de la mer* sont plus fortes dans le centre du Pacifique équatorial que dans l'est. Également appelé El Niño Modoki.

El Niño du Pacifique oriental
Épisode El Niño dans lequel les plus fortes anomalies de la *température de surface de la mer* surviennent dans l'est du Pacifique tropical.

Élément de basculement *(Tipping element)* Élément du système Terre susceptible d'atteindre un *point de bascule*.

Éléments probants *(Evidence)* Données et informations utilisées lors d'une analyse scientifique pour établir les résultats. Dans le présent rapport, le niveau des éléments probants traduit la quantité, la qualité et la concordance des informations scientifiques et techniques sur lesquelles les auteurs principaux fondent leurs conclusions. Voir aussi *Cohérence*, *Confiance*, *Probabilité* et *Incertitude*.

Élévation du niveau de la mer *(Sea level rise (SLR))* Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Élimination du dioxyde de carbone (CDR) *(Carbon dioxide removal (CDR))* Activités *anthropiques* qui permettent d'éliminer le *dioxyde de carbone (CO_2)* de l'*atmosphère* et de le stocker, de manière durable, dans des réservoirs géologiques, terrestres ou océaniques, ou dans des produits. Sont compris dans ces activités la valorisation anthropique, qu'elle soit actuelle ou potentielle, des *puits* biologiques ou géochimiques ainsi que le captage direct dans l'air et le stockage du dioxyde de carbone (DACCS), mais en est exclue l'*absorption* naturelle de CO_2 qui n'est pas causée directement par des activités humaines. Voir aussi *Éliminations anthropiques*, *Boisement*, *Altération accélérée*, *Alcalinisation des océans/Augmentation d'alcalinité des océans*, *Reboisement*, *Bioénergie avec captage et stockage du dioxyde de carbone (BECCS)* et *Captage et stockage du dioxyde de carbone (CCS)*.

Éliminations anthropiques *(Anthropogenic removals)* Élimination de *gaz à effet de serre (GES)* de l'*atmosphère* résultant d'activités humaines menées dans ce but. Cela comprend le renforcement de *puits* biologiques de CO_2 et le recours à des méthodes chimiques permettant de parvenir à une élimination et un stockage de long terme. Bien que le processus de captage et de stockage du dioxyde de carbone (CCS) n'élimine pas à lui seul le CO_2 de l'atmosphère, il peut contribuer à réduire le CO_2 atmosphérique provenant de sources liées à l'industrie et à l'énergie s'il est associé à la production de bioénergie (BECCS), ou si le CO_2 est capté directement dans l'air et stocké (DACCS). [Note : Dans les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre (GIEC, 2006), qui sont utilisées pour la notification des émissions à la CCNUCC, les flux « anthropiques » de GES liés aux terres émergées sont ceux qui ont lieu sur des « terres aménagées », c'est-à-dire des terres « qui ont été soumises à des interventions et des actions humaines à des fins productives, écologiques ou sociales ». Cependant, certaines éliminations (liées à la fertilisation par le CO_2 ou aux dépôts d'azote, par exemple) ne sont pas considérées comme « anthropiques » ou sont considérées comme étant des effets anthropiques « indirects » dans une partie des textes scientifiques examinés dans le présent rapport. Les estimations des émissions nettes de GES liées aux terres émergées qui sont fournies par les modèles mondiaux et qui apparaissent dans ce rapport ne peuvent donc pas toujours être comparées directement aux estimations concernant l'usage des terres, le changement d'affectation des terres et la foresterie (UTCATF) dans les inventaires nationaux.] Voir aussi *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*, *Boisement*, *Altération accélérée*, *Alcalinisation des océans/Augmentation d'alcalinité des océans* et *Reboisement*.

Émergence (du signal climatique) *(Emergence (of the climate signal))* L'émergence d'un signal ou d'une tendance du *changement climatique* décrit le moment où un changement du climat (le « signal ») excède l'amplitude des variations naturelles ou internes (le « bruit »). Cette notion est souvent exprimée par un rapport « signal/bruit », et l'émergence survient à un seuil défini de ce rapport (par exemple, S/N > 1 ou 2). L'émergence peut se référer à des changements par rapport à une période de référence historique ou moderne (généralement d'au moins 20 ans) et peut être exprimée sous forme d'horizon temporel (*moment d'émergence*) ou de niveau de réchauffement planétaire. Elle sert également à désigner le moment où l'on peut s'attendre à voir une réponse à la réduction des émissions de *gaz à effet de serre (GES)* (émergence par rapport à *l'atténuation)*. L'émergence peut être estimée à partir d'observations et/ou de simulations de modèles. Voir aussi *Moment d'émergence*.

Émission en équivalent CO_2 (eq-CO_2) *(CO_2 equivalent (CO_2-eq) emission)* Quantité de *dioxyde de carbone (CO_2)* émis qui aurait le même effet, sur une mesure clé spécifiée du *changement climatique* et à un horizon temporel donné, que le volume d'émission d'un autre *gaz à effet de serre (GES)* ou d'un mélange d'autres GES. Dans le cas d'un mélange de GES, on l'obtient en additionnant les émissions en équivalent CO_2 de chacun des gaz. Le calcul des émissions équivalentes peut se faire de différentes façons et à divers horizons temporels (voir *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre*). Les émissions en équivalent CO_2 sont couramment utilisées pour comparer différents GES, sans que l'on puisse en déduire que ces émissions ont un effet équivalent sur toutes les mesures clés du changement climatique. [Note : En vertu des règles d'application de l'Accord de Paris (décision 18/CMA.1, annexe, paragraphe 37), les Parties sont convenues d'utiliser les indicateurs du potentiel de réchauffement planétaire à l'horizon de cent ans qui figurent dans le cinquième Rapport d'évaluation ou un rapport d'évaluation ultérieur du GIEC pour communiquer les chiffres globaux des émissions et des éliminations de GES. En outre, les Parties peuvent utiliser d'autres indicateurs pour communiquer des informations complémentaires sur les émissions et les éliminations globales de GES.]

Émission en équivalent dioxyde de carbone (CO_2) *(Equivalent carbon dioxide (CO_2) emission)* Voir *Émission en équivalent CO_2 (eq-CO_2)*.

Émissions *(Emissions)* Voir *Émissions cumulées*, *Émissions anthropiques*, *Émissions émanant de combustibles fossiles*, *Émissions de gaz autres que le CO_2 et forçage radiatif autre que celui dû au CO_2* et *Émissions négatives de gaz à effet de serre*. Voir aussi *Scénario d'émissions* (sous *Scénario)* et *Trajectoires d'émissions*.

Émissions anthropiques *(Anthropogenic emissions)* Emissions de *gaz à effet de serre (GES)*, de *précurseurs* de gaz à effet de serre et d'*aérosols* dues à des activités humaines. Au nombre de ces activités figurent la combustion de *combustibles fossiles*, la *déforestation*, l'*usage des terres* et le *changement d'affectation des terres* (UTCAT), l'élevage, la fertilisation, la gestion des déchets

et les processus industriels. Voir aussi *Anthropique* et *Éliminations anthropiques*.

Émissions compatibles ***(Compatible emissions)*** Les *modèles du système Terre* qui simulent le *cycle du carbone* terrestre et océanique peuvent calculer les émissions de *dioxyde de carbone (CO_2)* qui sont compatibles avec 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 l'*océan*.

Émissions cumulées ***(Cumulative emissions)*** Quantité totale d'émissions rejetées pendant une période donnée. Voir aussi *Budget carbone* et *Réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE)* (sous *Sensibilité du climat*).

Émissions de gaz autres que le CO_2 et forçage radiatif autre que celui dû au CO_2 ***(Non-CO_2 emissions and radiative forcing)*** Expression désignant, dans le présent rapport, toutes les *émissions anthropiques* de gaz autres que le *dioxyde de carbone (CO_2)* qui entraînent un *forçage radiatif*. Ce sont notamment les *facteurs de forçage climatique à courte durée de vie* tels que le *méthane (CH_4)*, certains gaz fluorés, les précurseurs de l'*ozone (O_3)*, les *aérosols* ou leurs *précurseurs*, comme le *carbone suie* et le dioxyde de soufre, respectivement, ainsi que les *gaz à effet de serre* à longue durée de vie tels que l'*oxyde nitreux (N_2O)* ou d'autres gaz fluorés. Le forçage radiatif causé par des émissions de gaz autres que le CO_2 et des variations de l'*albédo* de la surface (résultant par exemple des *changements d'affectation des terres*) est qualifié de forçage radiatif autre que celui dû au CO_2.

Émissions émanant de combustibles fossiles ***(Fossil fuel emissions)*** Émissions de *gaz à effet de serre (GES)* (en particulier le *dioxyde de carbone (CO_2)*), d'autres gaz à l'état de traces et d'*aérosols* résultant de la combustion de combustibles provenant de gisements de carbone fossile tels que le pétrole, le gaz et le charbon.

Émissions négatives de gaz à effet de serre ***(Negative greenhouse gas emissions)*** Élimination des *gaz à effet de serre (GES)* présents dans l'*atmosphère* par une action humaine délibérée, c'est-à-dire qui s'ajoute à l'élimination résultant des processus naturels du *cycle du carbone* ou de la chimie de l'atmosphère. Voir aussi *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*, *Émissions négatives de CO_2*, *Émissions nettes négatives de gaz à effet de serre*, *Émissions nettes de CO_2 égales à zéro* et *Émissions nettes de gaz à effet de serre égales à zéro*.

Émissions nettes de CO_2 égales à zéro ***(Net zero CO_2 emissions)*** Situation dans laquelle les émissions anthropiques de *dioxyde de carbone (CO_2)* sont compensées par les éliminations anthropiques de CO_2 sur une période donnée. [Note : La neutralité carbone et des émissions nettes de CO_2 égales à zéro sont des notions qui se chevauchent. Ces notions peuvent être appliquées à l'échelle mondiale ou inframondiale (par exemple régionale, nationale et infranationale). À l'échelle mondiale, les expressions « neutralité carbone » et « émissions nettes de CO_2 égales à zéro » sont équivalentes. À l'échelle inframondiale, la notion d'émissions nettes de CO_2 égales à zéro s'applique généralement aux émissions et aux éliminations qui relèvent du contrôle direct ou de la responsabilité territoriale de l'entité déclarante, tandis que la neutralité carbone englobe d'ordinaire les émissions et les éliminations qui en relèvent ou non. Les règles comptables spécifiées par les programmes ou les dispositifs relatifs aux GES peuvent avoir une influence considérable sur le calcul des émissions et des éliminations de CO_2 pertinentes.] Voir également *Émissions nettes de gaz à effet de serre égales à zéro* et *Neutralité carbone*.

Émissions nettes de gaz à effet de serre égales à zéro ***(Net zero greenhouse gas emissions)*** Situation dans laquelle les émissions de *gaz à effet de serre (GES)* anthropiques pondérées en fonction de la métrique d'émission choisie sont compensées par les éliminations de GES anthropiques pondérées en fonction de cette même métrique sur une période donnée. Le calcul des émissions nettes de GES égales à zéro dépend de la métrique d'émissions retenue pour comparer les émissions et les éliminations des différents gaz, ainsi que de l'horizon temporel choisi pour la métrique.

[Note 1 : La neutralité GES et des émissions nettes de GES égales à zéro sont des notions qui se chevauchent. La notion d'émissions nettes de GES égales à zéro peut être appliquée à l'échelle mondiale ou inframondiale (par exemple régionale, nationale et infranationale). À l'échelle mondiale, les expressions « neutralité GES » et « émissions nettes de GES égales à zéro » sont équivalentes. À l'échelle inframondiale, la notion d'émissions nettes de GES égales à zéro s'applique généralement aux émissions et aux éliminations qui relèvent du contrôle direct ou de la responsabilité territoriale de l'entité déclarante, tandis que la neutralité GES englobe d'ordinaire les émissions et les éliminations anthropiques qui en relèvent ou non. Les règles comptables spécifiées par les programmes ou les dispositifs relatifs aux GES peuvent avoir une influence considérable sur le calcul des émissions et des éliminations pertinentes.

Note 2 : En vertu des règles d'application de l'Accord de Paris (décision 18/CMA.1, annexe, paragraphe 37), les Parties sont convenues d'utiliser les indicateurs du potentiel de réchauffement planétaire à l'horizon de cent ans qui figurent dans le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC ou dans l'un des rapports ultérieurs pour communiquer les chiffres des émissions et éliminations de GES. En outre, les Parties peuvent utiliser d'autres indicateurs pour communiquer des informations complémentaires sur les émissions et les éliminations globales de GES.]

Voir également *Émissions nettes de CO_2 égales à zéro*, *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre* et *Neutralité des gaz à effet de serre*.

Émissions nettes négatives de gaz à effet de serre ***(Net negative greenhouse gas emissions)*** Situation dans laquelle les éliminations de *gaz à effet de serre (GES)* anthropiques pondérées en fonction de la métrique choisie dépassent les émissions de GES anthropiques pondérées en fonction de ce même paramètre. S'il est question de plusieurs gaz à effet de serre, le calcul des émissions nettes dépend de la métrique retenue pour comparer les émissions (*potentiel de réchauffement global*, potentiel d'évolution de la température à la surface du globe, etc.) ainsi que de l'horizon temporel choisi. Voir également *Émissions nettes de CO_2 égales à zéro*, *Émissions nettes de gaz à effet de serre égales à zéro*, *Émissions négatives de gaz à effet de serre*, *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)* et *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre*.

Empreinte ***(Fingerprint)*** Nom communément donné à la forme spatiale et/ou temporelle de la réponse du *climat* à un *forçage* 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 *calottes glaciaires* (ou à d'autres variations de la charge en surface). Les empreintes 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*. Voir aussi *Détection* et *Attribution*.

Émulateurs *(Emulators)* Vaste catégorie de modèles fortement paramétrés (« modèles climatiques simples »), de méthodes statistiques telles que les réseaux neuronaux, les algorithmes génétiques ou d'autres systèmes d'intelligence artificielle conçus pour reproduire les réponses de *modèles du système Terre (ESM)* plus complexes et fondés sur des processus. Les émulateurs servent principalement à appliquer par extrapolation les informations issues des ESM et des contraintes d'observation à un ensemble plus large de *scénarios d'émissions*. Voir aussi *Émulation* et *Modèle climatique simple (SCM)*.

Modèle de bilan énergétique (EBM)
Modèle climatique simplifié généralement utilisé comme émulateur du climat pour analyser le bilan énergétique de la Terre afin de calculer les changements du *climat*. Sous la forme la plus simple de ce type de 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 de bilan énergétique à zéro dimension une voire deux dimensions spatiales, si l'on veut explicitement prendre en compte l'effet de la latitude, ou à la fois de la latitude et de la longitude, sur le bilan énergétique.

Émulation *(Emulation)* Reproduction du comportement de modèles complexes basés sur des processus (à savoir les *modèles du système Terre (ESM)*) par des approches plus simples, en utilisant soit des *émulateurs* soit des *modèles climatiques simples (SCM)*. L'efficacité de calcul des méthodes d'émulation ouvre de nouvelles possibilités d'analyse compte tenu du volume de ressources informatiques qu'exige chaque simulation par des modèles du système Terre. Voir aussi *Émulateurs* et *Modèle climatique simple (SCM)*.

Ensemble *(Ensemble)* Groupe de jeux de données comparables qui reflètent des variations dans les limites d'une ou de plusieurs sources d'*incertitude* et qui, lorsqu'on en fait la moyenne, peuvent fournir une estimation plus robuste du comportement sous-jacent. Les techniques d'ensemble sont utilisées par les communautés scientifiques impliquées dans les observations, les *réanalyses* et la modélisation. Voir aussi *Ensemble de simulations climatiques*.

Ensemble à paramètres perturbés *(Perturbed parameter ensemble)* Voir *Ensemble de simulations climatiques*.

Ensemble de conditions initiales *(Initial condition ensemble (ICE))* Voir *Ensemble de simulations climatiques*.

Ensemble de modèles *(Model ensemble)* Voir aussi *Ensemble de simulations climatiques* et *Ensemble*.

Ensemble de simulations climatiques *(Climate simulation ensemble)* Groupe de simulations issues de modèles qui sont effectuées parallèlement et qui caractérisent les variations historiques du *climat*, les *prévisions climatiques* ou les *projections climatiques*. Les écarts que présentent les résultats au sein des membres de cet ensemble peuvent permettre d'estimer l'incertitude liée à la modélisation. Les ensembles issus d'un seul modèle, mais avec différentes conditions initiales, caractérisent l'incertitude associée à la *variabilité* interne du climat, tandis que les ensembles multimodèles prennent également en compte l'effet des différences entre ces modèles. Les ensembles à paramètres perturbés, où l'on fait varier les paramètres des modèles de façon systématique, visent à estimer l'incertitude résultant de ces spécifications internes au sein d'un même modèle. Les sources d'incertitude résiduelles que ces ensembles ne permettent pas de prendre en compte sont liées aux erreurs ou aux biais systématiques des modèles, qui peuvent être évalués à l'aide de comparaisons systématiques entre les simulations et toutes les observations disponibles.

Ensemble multimodèle (MME) *(Multi-model ensemble (MME))* Voir *Ensemble de simulations climatiques*. Voir également *Ensemble*.

Ensoleillement (ou insolation) *(Insolation)* Quantité de *rayonnement solaire* atteignant la Terre en fonction de la latitude et de la saison, mesurée en W m^{-2}. En général, l'insolation désigne le rayonnement qui parvient au sommet de l'*atmosphère*, mais il est parfois précisé qu'il s'agit du rayonnement qui parvient à la surface de la Terre. Voir aussi *Forçage orbital* et *Irradiance solaire totale (TSI).*

Épaisseur optique des aérosols (AOD) *(Aerosol optical depth (AOD))* L'épaisseur optique des aérosols, à une longueur d'onde donnée, est une mesure de la contribution des *aérosols* à l'atténuation de l'intensité du rayonnement solaire entre le sommet de l'atmosphère et le sol. Valeur sans unité.

Épaisseur optique des aérosols du mode fin
Épaisseur optique due aux *aérosols* dont le rayon est inférieur à 1 µm.

Épaisseur optique des aérosols du mode fin *(Fine-mode aerosol optical depth)* Voir *Épaisseur optique des aérosols (AOD)*.

Épisode chaud *(Warm spell)* Voir *Vague de chaleur ou canicule*.

Équation/relation de Clausius-Clapeyron *(Clausius–Clapeyron equation/relationship)* Relation thermodynamique entre la température et la pression de vapeur d'une substance dans laquelle deux phases de la substance sont en équilibre (par exemple l'eau liquide et la vapeur d'eau). Pour les gaz comme la vapeur d'eau, cette relation permet d'obtenir l'augmentation de la pression de vapeur d'équilibre (ou saturante) par unité de variation de la température de l'air.

Équivalent niveau de la mer (SLE) *(Sea level equivalent (SLE))* Quantité d'eau, de glace ou de vapeur d'eau convertie en volume, selon une masse volumique de 1 000 kg m^{-3}, et divisée par la superficie actuelle de l'*océan*, soit 362,5 millions de km^2. Ainsi, l'ajout de 362,5 Gt d'eau à l'océan se traduirait par une élévation du niveau moyen mondial de la mer de 1 mm en équivalent niveau de la mer.

Ère commune *(Common era (CE))* Les expressions « de l'ère commune » (EC) et « avant l'ère commune » (AEC), ou encore « de notre ère » et « avant notre ère » remplacent les locutions « après Jésus-Christ » (ap. J.-C.) et « avant Jésus-christ (av. J.-C.) » du calendrier grégorien adopté dans l'ensemble du monde. Elles sont préférées dans un contexte international car elles ne font référence à aucune religion. La numérotation des années civiles est identique dans les trois terminologies. L'ère commune (notre ère) commence en l'an 1 apr. J.-C. et se prolonge jusqu'à aujourd'hui.

Eutrophisation *(Eutrophication)* Enrichissement excessif de l'eau en éléments nutritifs, notamment l'azote et le phosphore. C'est une des causes principales de la dégradation de la qualité de l'eau. Les deux symptômes les plus aigus de l'eutrophisation sont l'*hypoxie* (faible teneur en oxygène) et la prolifération d'algues toxiques.

Évaluation des risques *(Risk assessment)* Estimation scientifique des risques sur le plan qualitatif ou quantitatif. Voir aussi *Gestion des risques* et *Perception du risque*.

Évaporation *(Evaporation)* Processus physique par lequel un liquide (eau, etc.) se transforme en gaz (vapeur d'eau, etc.).

Évapotranspiration *(Evapotranspiration)* Processus combinés par lesquels l'eau est transférée dans l'*atmosphère* depuis les plans d'eau, les surfaces glacées, les sols dénudés et les végétaux qui composent la surface de la Terre.

Évapotranspiration potentielle
Taux potentiel de perte d'eau dans les sols humides et à la surface des végétaux en faisant l'hypothèse d'un approvisionnement en eau illimité.

Évapotranspiration potentielle *(Potential evapotranspiration)* Voir *Évapotranspiration*.

Événement climatique extrême *(Extreme climate event)* Voir *Extrême climatique (événement météorologique ou climatique extrême)*.

Événement de fortes précipitations *(Heavy precipitation event)* Voir *Événement de précipitations extrêmes ou de fortes précipitations*.

Événement de Heinrich *(Heinrich event)* Couches distinctes de sédiments à gros grains, formés de débris transportés par la glace, présentes dans les carottes de sédiments marins de l'Atlantique Nord. Ces couches sédimentaires sont étroitement associées à des phénomènes de refroidissement à l'échelle du millénaire dans l'Atlantique Nord et à une configuration particulière de modifications de l'hydrologie et de la température du globe qui concordent largement avec les signes d'un ralentissement, voire d'un quasi-effondrement, de la *circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC)* pendant ces périodes.

Événement de précipitations extrêmes ou de fortes précipitations *(Extreme/heavy precipitation event)* Événement de très grande ampleur qui survient très rarement en un lieu donné. Les catégories de précipitations extrêmes peuvent se définir par leur durée (période horaire, quotidienne ou plus longue, par exemple 5 jours), bien que toutes présentent une ampleur élevée sur le plan qualitatif. L'intensité de tels épisodes peut être mesurée avec la méthode des maxima par bloc, par exemple les maxima annuels, ou avec la méthode des dépassements de seuil, par exemple les hauteurs de pluie supérieures au 95e ou au 99e centile en un lieu donné.

Événement météorologique extrême *(Extreme weather event)* Événement rare en un endroit et à un moment de l'année particuliers. Même si le sens donné au qualificatif « rare » varie, un événement 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 des conditions météorologiques extrêmes peuvent, dans l'absolu, varier d'un lieu à un autre. Voir aussi *Extrême climatique (événement météorologique ou climatique extrême)*.

Événements composites *(Compound events)* Voir *Événements météorologiques/climatiques composites*.

Événements de Dansgaard-Oeschger (événements D-O) *(Dansgaard–Oeschger events (D-O events))* Phénomènes d'échelle millénaire étudiés pour la première fois dans les carottes de glace du Groenland, qui se caractérisent par le passage abrupt d'un *stadiaire* à un *interstade* plus chaud, suivi d'un retour à l'état froid (Dansgaard *et al.*, 1993); ils se repèrent dans l'*océan* par des dépôts de grains de sable transportés par la glace (Bond et Lotti, 1995). Par cette appellation, Bond et Lotti (1995) souhaitaient rendre hommage à Willi Dansgaard et Hans Oeschger. L'interstade de Bølling-Allerød est un exemple d'événement D-O survenu pendant la plus récente période de déglaciation. Les événements D-O chauds au Groenland sont associés à des phénomènes de refroidissement en Antarctique (Blunier et Brook, 2001) par le biais de la *circulation thermohaline* océanique (Stocker et Johnsen, 2003). Voir aussi *Bascule bipolaire (ou bascule interhémisphérique, asymétrie interhémisphérique, asymétrie hémisphérique)*.

Événements météorologiques/climatiques composites *(Compound weather/climate events)* Les termes « événements composites », « extrêmes composites» et « événements extrêmes composites » sont utilisés de manière interchangeable dans la littérature scientifique et dans le présent rapport. Ils se rapportent à la combinaison de plusieurs facteurs et/ou *aléas* qui contribue aux *risques* pour la société et/ou l'environnement (Zscheischler *et al.*, 2018).

Éventualités de faible probabilité mais à fort impact *(Low-likelihood, high impact outcomes)* Éventualités/événements dont la probabilité d'occurrence est faible ou mal connue (comme dans le contexte d'une incertitude profonde), mais dont les impacts potentiels sur la société et les écosystèmes pourraient être considérables. Pour mieux éclairer l'*évaluation des risques* et la prise de décision, ces éventualités à faible *probabilité* sont prises en compte si elles sont associées à des conséquences très importantes et peuvent donc constituer des *risques* substantiels, même si ces conséquences ne représentent pas nécessairement l'issue la plus probable.

Expérience climatique à l'équilibre et transitoire *(Equilibrium and transient climate experiment)* Une expérience de simulation climatique à l'équilibre est une expérience où l'on laisse le *modèle climatique* s'ajuster complètement 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 en laissant le forçage évoluer progressivement selon un *scénario d'émissions* prescrit. On parle alors d'expérience climatique transitoire.

Expérience relative au champ de gravité terrestre et au climat (GRACE) *(Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE))* Mission spatiale conduite de 2002 à 2017 dans le but de mesurer, à l'aide de deux satellites, les anomalies du champ gravitationnel de la Terre. Ces champs ont servi, entre autres, à étudier l'évolution de la masse des *glaciers* et des *calottes glaciaires* aux pôles.

Exposition ***(Exposure)*** Présence de personnes, *moyens de subsistance*, espèces ou *écosystèmes*, fonctions, ressources et services environnementaux, infrastructures ou biens ou ressources économiques, sociaux ou culturels dans un lieu ou dans un cadre susceptible de subir des dommages.

Extrême climatique (événement météorologique ou climatique extrême) ***(Climate extreme (extreme weather or climate event))*** Occurrence de la valeur prise par une variable météorologique ou climatique située au-dessus (ou au-dessous) d'un seuil proche de la limite supérieure (ou inférieure) de la plage des valeurs observées pour cette variable. Par définition, les caractéristiques de ce qui est dénommé *événement météorologique extrême* peuvent varier, dans l'absolu, 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 classées parmi les événements climatiques extrêmes, en particulier si elles correspondent à une moyenne ou à un total en lui-même extrême (température élevée, *sécheresse*, pluies abondantes pendant une saison, etc.). Par souci de simplicité, l'expression « extrêmes climatiques » regroupe les événements météorologiques extrêmes et les événements climatiques extrêmes.

Facteur climatique générateur d'impacts ***(Climatic impact-driver (CID))*** Conditions physiques du *système climatique* (par exemple des moyennes, des événements ou des extrêmes) qui ont une incidence sur un élément de la société ou des *écosystèmes*. Selon la tolérance du système, ces facteurs et leurs variations peuvent avoir un effet préjudiciable, bénéfique, neutre ou un mélange de ces aspects sur l'ensemble des éléments de ce système et des *régions* qui sont en interaction. Voir aussi *Risque*, *Aléa* et *Impacts*.

Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF) ***(Short-lived climate forcers (SLCFs))*** Ensemble de composés chimiquement réactifs ayant une courte durée de vie (par rapport au *dioxyde de carbone*) dans l'*atmosphère* (de quelques heures à deux décennies environ) mais caractérisés par des propriétés physico-chimiques et des effets environnementaux différents. Leur émission ou leur formation a un effet significatif sur le *forçage radiatif* pendant une période déterminée par leur *durée de vie* respective dans l'atmosphère. Les changements dans leurs émissions peuvent également induire des effets climatiques à long terme, notamment par l'intermédiaire de leurs interactions avec certains cycles biogéochimiques. On distingue les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie directs, qui exercent des effets climatiques par le forçage radiatif qu'ils induisent, et les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie indirects, qui sont les précurseurs d'autres facteurs de forçage climatique directs. Parmi les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie directs figurent le *méthane (CH_4)*, l'*ozone (O_3)*, les *aérosols* primaires et certains composés halogénés. Les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie indirects sont des précurseurs de l'ozone ou d'aérosols secondaires. Les facteurs de forçage climatique à courte durée de vie peuvent être des facteurs de refroidissement ou de réchauffement par suite de leurs interactions avec le rayonnement et les nuages. Ils sont également appelés facteurs de forçage climatique à court terme. De nombreux facteurs de forçage climatique à courte durée de vie sont également des polluants atmosphériques. Un sous-ensemble de ces facteurs de forçage exerçant uniquement un effet de réchauffement sont également appelés polluants climatiques à courte durée de vie, dont font partie le méthane, l'ozone et le *carbone suie*.

Facule ***(Faculae)*** Zone brillante sur le disque solaire. La surface couverte par les facules augmente durant les périodes d'intense *activité solaire*.

Fertilisation des océans ***(Ocean fertilization)*** Méthode envisagée d'*élimination du dioxyde de carbone (CDR)*, qui repose sur l'augmentation délibérée de l'apport de nutriments dans l'océan à faible profondeur dans le but de piéger du CO_2 supplémentaire de l'*atmosphère* par l'intermédiaire de la production biologique. La méthode peut consister à ajouter directement des micronutriments ou des macronutriments. Pour pouvoir remplir son rôle, le carbone supplémentaire doit atteindre les profondeurs océaniques, où il peut être piégé à des échelles de temps pertinentes sur le plan climatique. Voir aussi *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Fertilisation par le dioxyde de carbone (CO_2) ***(Carbon dioxide (CO_2) fertilization)*** Stimulation de la photosynthèse et de l'efficacité de l'utilisation de l'eau par les végétaux en réaction à l'augmentation de la concentration atmosphérique de *dioxyde de carbone (CO_2)*. Les interactions des effets de la température, de l'humidité et de la disponibilité de nutriments déterminent si la hausse de la photosynthèse se traduit par une augmentation de la croissance des plantes et du stockage du carbone sur les terres.

Fin de période glaciaire ***(Glacial termination)*** Voir *Déglaciation ou fin de glaciation*.

Fleuve de glace ***(Ice stream)*** Écoulement beaucoup plus rapide au sein d'une *calotte glaciaire*, souvent séparé de la glace environnante par des bords crevassés au cisaillement profond.

Flux ***(Flux)*** Mouvement (écoulement) de matière (vapeur d'eau, particules, etc.), de chaleur ou d'énergie d'un endroit à un autre, ou d'un milieu (surface des terres émergées, etc.) à un autre (atmosphère, etc.).

Flux (de glace) ***(Discharge (of ice))*** Voir *Bilan de masse (des glaciers ou des calottes glaciaires)*.

Flux de chaleur latente ***(Latent heat flux)*** *Flux* de chaleur turbulent se propageant de la surface de la Terre vers l'*atmosphère*, qui est lié à l'*évaporation* ou à la condensation de vapeur d'eau à la surface du globe ; élément du bilan énergétique de surface. Voir aussi *Flux de chaleur sensible*.

Flux de chaleur sensible ***(Sensible heat flux)*** Transfert turbulent ou conductif de chaleur de la surface du globe vers l'*atmosphère*, non lié à des changements de phase de l'eau ; élément du bilan énergétique de surface. Voir aussi *Flux de chaleur latente*.

Fonction de densité de probabilité (PDF) ***(Probability density function (PDF))*** Fonction qui indique les probabilités relatives de différents résultats d'une variable. Cette fonction effectue une intégration à l'unité dans le domaine pour lequel elle est définie et 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 zéro est obtenue à partir de sa PDF, en intégrant la PDF à toutes les anomalies

de température possibles supérieures à zéro. Les fonctions de densité de probabilité décrivant simultanément deux variables ou plus sont définies de la même façon.

Foraminifères *(Foraminifera)* Organismes marins unicellulaires (protistes) de la taille de grains de sable, dotés d'une coquille dure (appelée test) formée principalement de parois agglutinées (grains détritiques retenus par un ciment organique) ou de carbonate de calcium (principalement de la calcite). Ils servent à reconstituer un ensemble de variables (paléo-) environnementales telles que la salinité, la température, l'oxygénation, la composition isotopique de l'oxygène ou les flux organiques et nutritifs.

Forçage *(Forcing)* Voir *Forçage radiatif*.

Forçage (ou effet) radiatif instantané dû aux interactions aérosols-nuages (IRFaci) *(Instantaneous radiative forcing (or effect) due to aerosol–cloud interactions (IRFaci))* Voir *Interaction aérosols-nuages*.

Forçage (ou effet) radiatif instantané dû aux interactions aérosols-rayonnement (IRFari) *(Instantaneous radiative forcing (or effect) due to aerosol–radiation interactions (IRFari))* Voir *Interaction aérosols-rayonnement*.

Forçage externe *(External forcing)* Expression renvoyant à un agent de *forçage* extérieur au *système climatique*, qui provoque un changement de ce système. Les éruptions volcaniques, les variations du rayonnement solaire et les modifications de l'orbite terrestre, ainsi que les changements *anthropiques* dans la composition de l'*atmosphère* et les *changements d'affectation des terres* sont des forçages externes. Voir aussi *Forçage orbital*.

Forçage orbital *(Orbital forcing)* Influence exercée par les variations lentes, systématiques et prévisibles des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession de l'équinoxe) sur le *rayonnement solaire* incident (*ensoleillement*), en particulier sa distribution latitudinale et saisonnière. Il s'agit d'un *forçage externe* et d'un facteur clé des *cycles glaciaires-interglaciaires*.

Forçage radiatif *(Radiative forcing)* Variation du *flux* radiatif net (flux descendant moins flux ascendant) (exprimé en W m^{-2}) due à la modification d'un facteur externe de *changement climatique* tel que la concentration de *dioxyde de carbone (CO_2)*, la concentration des *aérosols* volcaniques ou l'intensité du rayonnement solaire. Le forçage radiatif ajusté pour la *stratosphère* est calculé avec toutes les propriétés de la *troposphère* maintenues à leurs valeurs non perturbées et après avoir permis aux températures de la stratosphère, en cas de perturbations, de se réajuster à l'équilibre radiatif-dynamique. Le forçage radiatif est dit instantané lorsqu'il n'est pas tenu compte des variations de température dans la stratosphère. Une fois les ajustements stratosphériques et troposphériques pris en compte, on parle alors de forçage radiatif effectif.

Forçage radiatif effectif (ERF) *(Effective radiative forcing (ERF))* Voir *Forçage radiatif*, *Forçage radiatif effectif des aérosols (ERFari+aci)* (sous *Interaction aérosols-rayonnement*), *Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosols-nuages (ERFaci)* (sous *Interaction aérosols-nuages*) et *Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosols-rayonnement (ERFari)* (sous *Interaction aérosols-rayonnement*).

Forçage radiatif effectif des aérosols (ERFari+aci) *(Aerosol effective radiative forcing (ERFari+aci))* Voir *Interaction aérosols-rayonnement*.

Forêt *(Forest)* Type de végétation dominé 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. [Note : Pour une analyse du terme « forêt » dans le cadre des inventaires nationaux de gaz à effet de serre, voir les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre, et leur version révisée de 2019, ainsi que les informations issues de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (GIEC, 2006, 2019 ; CCNUCC, 2021a, b).] Voir aussi *Boisement*, *Déforestation* et *Reboisement*.

Fraction des émissions qui restent dans l'atmosphère *(Airborne fraction)* Fraction de la quantité totale des émissions de *dioxyde de carbone (CO_2)* (dues à l'utilisation de *combustibles fossiles* et au *changement d'affectation des terres*) qui reste dans l'*atmosphère*.

Gaz à effet de serre (GES) *(Greenhouse gases (GHGs))* Constituants gazeux de l'*atmosphère*, tant naturels qu'*anthropiques*, qui absorbent et émettent un rayonnement à des longueurs d'onde spécifiques du spectre du rayonnement 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 (H_2O), le *dioxyde de carbone (CO_2)*, l'*oxyde nitreux (N_2O)*, le *méthane (CH_4)* et l'*ozone (O_3)* sont les principaux gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère terrestre. Parmi les gaz à effet de serre d'origine artificielle figurent *l'hexafluorure de soufre (SF_6)*, les *hydrofluorocarbones (HFC)*, les *chlorofluorocarbones (CFC)* et les hydrocarbures perfluorés (PFC), dont certains sont aussi des substances appauvrissant la couche d'ozone (et sont assujettis aux dispositions du *Protocole de Montréal*). Voir aussi *Gaz à effet de serre bien mélangés.*

Gaz à effet de serre à longue durée de vie *(Long-lived greenhouse gases (LLGHGs))* Ensemble de *gaz à effet de serre* (*dioxyde de carbone (CO_2)*, *oxyde nitreux (N_2O)*, composés halogénés, etc.) bien mélangés qui ont une longue *durée de vie* dans l'*atmosphère* et exercent un effet de réchauffement sur le *climat*. Ces composés s'accumulent pendant des dizaines ou des centaines d'années dans l'atmosphère, si bien que leur effet sur le climat persiste durant des décennies, voire des siècles, après leur émission. Vu ces échelles de temps, l'effet d'émissions passées de facteurs de forçage climatique à longue durée de vie ne peut être diminué que par l'élimination des gaz à effet de serre concernés.

Gaz à effet de serre bien mélangés *(Well-mixed greenhouse gas)* *Gaz à effet de serre (GES)* dont la *durée de vie* dans l'atmosphère est suffisamment longue (plusieurs années au moins) pour être mélangé de manière homogène dans la *troposphère* et dont le rapport de mélange moyen à l'échelle du globe peut être déterminé à partir d'un réseau d'observations de surface. Pour de nombreux gaz à effet de serre bien mélangés, les mesures effectuées dans les régions éloignées diffèrent de la moyenne mondiale de moins de 15 %.

Gaz trace *(Trace gas)* Constituant mineur de l'*atmosphère* après l'azote et l'oxygène qui représentent à eux deux 99 % du volume total. Les principaux gaz traces qui contribuent à l'*effet de serre* sont le *dioxyde de carbone (CO_2)*, l'*ozone (O_3)*, le *méthane (CH_4)*, l'*oxyde nitreux (N_2O)*, les hydrocarbures perfluorés (PFC), les *chlorofluorocarbones*

(CFC), les hydrofluorocarbones (HFC), l'*hexafluorure de soufre (SF_6)* et la vapeur d'eau (H_2O).

Géoïde *(Geoid)* 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 géodésiques.

Gestion des risques *(Risk management)* Plans, mesures, stratégies ou politiques mis en place pour réduire la *probabilité* d'occurrence des conséquences négatives potentielles et/ou leur ampleur, sur la base des *risques* estimés ou perçus. Voir également *Évaluation des risques* et *Perception du risque*.

Glace de mer *(Sea ice)* Glace présente à la surface de la mer qui résulte de la congélation 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 de glace de mer* désigne la proportion de l'océan couverte de glace. La glace de mer qui a au plus un hiver de croissance est appelée « glace de première année » ou « glace de l'année ». Celle qui a survécu à au moins une période de fonte estivale est appelée « vieille glace » ou « glace pérenne ». Cette catégorie se subdivise en « glace de deuxième année » et « glace pluriannuelle », cette dernière ayant survécu à au moins deux fontes d'été.

Zone de glace de mer (SIA)
Zone couverte par des glaces de mer. Contrairement à l'*étendue de glace de mer*, il s'agit d'une mesure linéaire de la couverture de glace de mer qui ne dépend pas de la résolution de la grille.

Concentration de glace de mer
Proportion de l'océan couverte de glace.

Étendue de glace de mer (SIE)
L'étendue de glace de mer est calculée pour des produits de données maillés tels que la surface totale de toutes les mailles où la *concentration de glace de mer* est supérieure à un seuil donné, généralement 15 %. Il s'agit donc d'une mesure de la couverture de glace de mer non linéaire et dépendante de la grille.

Glaciation (ou période glaciaire) *(Ice age)* Expression du langage courant qui désigne une période géologique marquée par une baisse prolongée de la température du *climat* de la Terre, entraînant la formation ou l'expansion de *calottes glaciaires* et de *glaciers*. Parmi les époques glaciaires de la Terre figure le *Quaternaire* actuel, caractérisé par l'alternance d'intervalles glaciaires et interglaciaires. Voir aussi *Déglaciation ou fin de glaciation* et *Cycle glaciaire-interglaciaire*.

Glacier *(Glacier)* Masse pérenne de glace, parfois aussi de névé et de neige, qui se forme à la surface des terres émergées par accumulation et compaction de la neige et qui montre des signes tangibles d'un écoulement passé ou présent. En règle générale, la masse d'un glacier augmente par *accumulation* de neige et diminue par *ablation*. Une masse de glace terrestre d'échelle continentale (> 50 000 km^2) est appelée « *calotte glaciaire* » (Cogley *et al.*, 2011).

Glacier émissaire
Glacier, souvent bordé de parois rocheuses, qui fait partie d'une *calotte glaciaire* dont il s'écoule. Voir aussi *Fleuve de glace*.

Glacier émissaire *(Outlet glacier)* Voir *Glacier*.

Glacier rocheux *(Rock glacier)* Forme de relief constituée de débris (masse de fragments rocheux et de matériaux plus fins contenant soit un noyau de glace, soit une matrice cimentée par la glace) résultant d'un fluage par gravité, ancien ou actuel, du *pergélisol* sur des pentes montagneuses (Harris *et al.*, 1988 ; Giardino *et al.*, 2011 ; IPA-RG, 2020). Les glaciers rocheux se reconnaissent dans le paysage en raison de la présence : i) d'une forte pente délimitant la partie terminale, ii) de marges latérales généralement bien définies dans le prolongement du front et iii) de crêtes et de sillons transversaux ou longitudinaux (topographie de crêtes et de sillons). Il s'agit d'indicateurs géomorphologiques de conditions caractéristiques de la présence de pergélisol. Bien qu'il s'agisse d'un mode de stockage de la glace, ce n'est pas un type de glacier puisqu'il ne se forme pas à la surface du sol par recristallisation de la neige.

Glaciérisation *(Glacierized)* Etat d'une surface couverte aujourd'hui de glace de *glacier*. Voir aussi *Paléo-englacement*.

Gradient vertical *(Lapse rate)* 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.

Grande échelle *(Large-scale)* Le *système climatique* donne lieu à des interactions de processus à une échelle variant de la microéchelle à l'échelle planétaire. Toute limite servant à définir la notion de « grande échelle » est arbitraire. Pour comprendre la *variabilité du climat* et le *changement climatique* à grande échelle, il faut connaître à la fois la réponse aux *forçages* externes et le rôle de la *variabilité interne*. De nombreux forçages externes présentent des variations substantielles à l'échelle hémisphérique ou continentale. Les *modes de variabilité du climat* sont déterminés par des processus se déroulant à l'échelle du bassin océanique. Ainsi, la notion de grande échelle telle qu'elle est définie ici comprend l'échelle du bassin océanique, l'échelle continentale ainsi que les échelles hémisphérique et planétaire.

Gyre océanique *(Gyre)* Structure de circulation océanique horizontale à l'échelle d'un bassin, dont la fermeture est assurée par un courant de bord ouest puissant et étroit (100 à 200 km de large). Dans chaque océan, les gyres subtropicaux se caractérisent par de hautes pressions en leur centre, alors que les pressions au centre des gyres subpolaires sont basses.

Halocline *(Halocline)* Couche de la colonne d'eau océanique caractérisée par un fort gradient vertical de salinité. En général, l'eau très salée étant plus dense, elle se situe sous l'eau moins salée. Dans certains *océans* 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.

Halostérique *(Halosteric)* Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Hauteur d'eau totale *(Total water level)* Voir *Élévation extrême du niveau de la mer (ESL)*.

Hauteur significative des vagues ***(Significant wave height)*** 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.

Hexafluorure de soufre (SF_6) ***(Sulphur hexafluoride (SF_6))*** L'un des *gaz à effet de serre (GES)*. Principalement utilisé dans l'industrie lourde pour isoler l'appareillage haute tension et pour faciliter la fabrication des systèmes de refroidissement des câbles et des semi-conducteurs.

Holocène ***(Holocene)*** *Période interglaciaire* actuelle, seconde des deux époques géologiques du Quaternaire, la première étant le Pléistocène. La Commission internationale de stratigraphie (ICS) fixe le début de l'Holocène à 11 700 ans avant l'année 2000 (Walker *et al.*, 2019). L'Holocène moyen, l'intervalle de 1 000 ans centré sur 6 000 ans avant 1950, intéresse depuis longtemps la modélisation climatique par sa saisonnalité accrue dans l'hémisphère Nord et sa saisonnalité réduite dans l'hémisphère Sud. Le début de l'Holocène est marqué par les derniers stades de la *déglaciation* du Pléistocène, la disparition des glaces terrestres, l'élévation du niveau de la mer et l'apparition de phases chaudes dans différentes régions à différents moments, souvent appelées « maximum thermique de l'Holocène ». La période comprend également l'intervalle post-glaciaire, qui a démarré il y a environ 7 000 ans lorsque la plupart des principales caractéristiques du *système climatique* moderne étaient en place, alors que l'influence des *calottes glaciaires* résiduelles du Pléistocène s'estompait. Voir aussi *Anthropocène*.

Holocène moyen ***(Mid-Holocene (MH))*** Voir *Holocène*.

Humidité du sol ***(Soil moisture)*** Eau, sous forme liquide ou solide, accumulée dans le sol. L'humidité au niveau du système racinaire est particulièrement importante pour le développement des plantes.

Humidité relative ***(Relative humidity)*** Rapport entre la pression de vapeur réelle et la pression de vapeur saturante de l'eau liquide ou de la glace à la même température. Voir aussi *Humidité spécifique*.

Humidité spécifique ***(Specific humidity)*** Rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse totale d'air humide. Voir aussi *Humidité relative*.

Hydrocarbures halogénés ***(Halocarbons)*** Terme 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 du globe* élevé. Les hydrocarbures halogénés contenant du chlore et du brome contribuent également à l'appauvrissement de la *couche d'ozone*.

Hydroclimat ***(Hydroclimate)*** Aspect du *climat* qui est en relation avec l'hydrologie d'une *région*.

Hydrofluorocarbones (HFC) ***(Hydrofluorocarbons (HFCs))*** Composés organiques contenant du fluor, du carbone et de l'hydrogène, qui font partie des *gaz à effet de serre (GES)*. Produits commercialement pour remplacer les *chlorofluorocarbones (CFC)*, ils sont utilisés principalement dans le secteur de la réfrigération et de la fabrication des semi-conducteurs.

Hydrosphère ***(Hydrosphere)*** Composante du *système climatique* formée des eaux de surface et des eaux souterraines que l'on trouve dans les *océans*, les mers, les cours d'eau, les lacs d'eau douce, les nappes souterraines, les *zones humides*, etc.

Hypothèses d'action communes (SPA) ***(Shared policy assumptions (SPAs))*** Voir *Trajectoires communes d'évolution socio-économique (SSP)* (sous *Trajectoires*).

Hypoxie ***(Hypoxic)*** Faible teneur en oxygène dissous dans les milieux océaniques et d'eau douce peu profonds. Il n'existe pas de seuil universel pour l'hypoxie. Une valeur d'environ 60 µmol kg^{-1} est couramment employée pour certains systèmes estuariens, même si cela ne se traduit pas nécessairement par des impacts biologiques directs. L'anoxie désigne l'absence complète d'oxygène. Voir aussi *Eutrophisation*.

Hypsométrie ***(Hypsometry)*** Répartition des étendues de sol ou de glace en fonction de l'altitude.

Iceberg ***(Iceberg)*** Grande masse d'eau douce à l'état solide qui s'est séparée d'un *glacier* ou d'une *plate-forme de glace* pendant le *vêlage* et qui flotte dans l'océan (hauteur d'au moins 5 m au-dessus du niveau de la mer). Les glaces flottantes de moindre dimension, appelées fragments d'iceberg (moins de 5 m au-dessus du niveau de la mer) ou bourguignons (moins de 2 m), peuvent provenir également de glaciers ou de plates-formes de glace, mais aussi d'icebergs qui se sont disloqués. Les icebergs sont classés selon leur forme, tabulaire (sommet plat et côtés abrupts) ou non tabulaire (en forme de dôme, pointus, etc.) (NOAA, 2021). Des icebergs peuvent se former dans un lac quand se rompt la couche de glace recouvrant la surface.

Îlot de chaleur urbain ***(Urban heat island (UHI))*** Zone urbaine où la température ambiante est supérieure à celle des zones rurales environnantes et où l'on observe également un piégeage de chaleur dû à la proximité de hauts bâtiments, aux propriétés d'absorption de la chaleur des matériaux de construction urbains, à la ventilation réduite et à la chaleur générée directement par les activités humaines Voir aussi *Urbanisation*

Impacts ***(Impacts)*** Conséquences de la réalisation des *risques* sur les systèmes naturels et humains, les risques découlant des interactions des *aléas* associés au climat (y compris les évènements météorologiques et climatiques extrêmes), de l'*exposition* et de la *vulnérabilité*. Il s'agit en général d'effets sur la vie, la santé et le bien-être des personnes, les *moyens de subsistance*, les *écosystèmes* et les espèces, les biens et ressources économiques, sociaux et culturels, les services (y compris les services écosystémiques) et les infrastructures. Les impacts, que l'on peut assimiler à des conséquences ou à des résultats, peuvent être préjudiciables ou bénéfiques. Voir aussi *Adaptation*, *Exposition*, *Aléa*, *Vulnérabilité* et *Risque*.

Impulsion de fonte 1A ***(Meltwater Pulse 1A (MWP-1A))*** Intervalle particulier d'élévation rapide du niveau de la mer à l'échelle mondiale entre environ 14 700 et 14 300 ans avant notre ère, associé à la fin de la dernière *période glaciaire* et attribué à un *flux* d'eau douce vers l'*océan* provenant de la fonte accélérée des *calottes glaciaires* et des *glaciers*. Définie pour la première fois à partir de données sur les *isotopes* de l'oxygène (Duplessy *et al.*, 1981) et ensuite confirmée par les taux élevés de la montée du niveau de la mer (Fairbanks, 1989). Voir également *Déglaciation ou fin de glaciation*.

Incertitude ***(Uncertainty)*** État des connaissances lacunaire, 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 : elle peut notamment être due à des données imprécises, à une ambiguïté dans la définition des concepts ou dans la terminologie, à une compréhension partielle des processus fondamentaux ou encore à des *projections* incertaines concernant le comportement humain. Elle peut donc être exprimée par des mesures quantitatives (une fonction de densité de probabilité, par exemple) ou par des évaluations qualitatives (reflétant par exemple l'opinion d'une équipe d'experts) (voir Moss et Schneider, 2000 ; GIEC, 2004 ; Mastrandrea *et al.*, 2010). Voir aussi *Confiance* et *Probabilité*.

Incertitude profonde
Une situation d'incertitude profonde existe lorsque les experts ou les parties concernées ne connaissent pas ou ne peuvent pas se mettre d'accord sur : 1) les modèles conceptuels adéquats pour décrire les relations entre les principaux facteurs déterminants d'un système, 2) les distributions de probabilité utilisées pour décrire l'incertitude liée aux variables et paramètres clés, et/ou 3) la manière de pondérer et d'évaluer différents types de résultats plus ou moins favorables (Lempert *et al.*, 2003).

Incertitude d'interpolation
Incertitude découlant de l'interpolation, au moyen d'un modèle statistique ou physique, d'un champ entre les estimations disponibles permettant d'obtenir une estimation plus complète sur le plan spatio-temporel.

Incertitude d'échantillonnage
Incertitude résultant d'une disponibilité incomplète ou inégale des mesures dans l'espace ou le temps, ou les deux.

Incertitude des estimations de tendance
Incertitude découlant de l'ajustement des données à une série chronologique présentant un caractère potentiellement non linéaire et autorégressif.

Incertitude d'échantillonnage ***(Sampling uncertainty)*** Voir *Incertitude*.

Incertitude profonde ***(Deep uncertainty)*** Voir *Incertitude*.

Indicateur climatique ***(Climate indicator)*** Mesures du *système climatique*, incluant des variables à grande échelle et des *données indirectes* sur le climat. Voir aussi *Métriques climatiques*.

Indicateurs climatiques clés
Ensemble fini de variables distinctes qui peuvent, conjointement, indiquer des changements généraux importants dans le *système climatique* présentant un intérêt sociétal majeur dans les domaines atmosphérique, océanique, cryosphérique et biosphérique, les terres émergées formant un thème transversal implicite. Pris ensemble, il est attendu que ces indicateurs ont varié et continuent de varier à l'avenir de manière systématique et cohérente. Voir l'encadré thématique 2.2, tableau 1, dans le sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Indicateurs climatiques clés ***(Key climate indicators)*** Voir *Indicateur climatique*.

Indice climatique ***(Climate index)*** Série chronologique établie à partir de variables climatiques et qui constitue une synthèse agrégée 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). Du fait de leurs propriétés optimales, les indices climatiques sont souvent définis à l'aide de composantes principales – des combinaisons linéaires de variables climatiques à différents emplacements présentant une variance maximale en fonction de certaines contraintes de normalisation (les indices NAM - mode annulaire boréal et SAM - mode annulaire austral, par exemple, sont les composantes principales des anomalies de pression aux points de grille respectivement dans l'hémisphère boréal et dans l'hémisphère austral). Les indices d'observation visant les *modes de variabilité du climat* sont définis à l'annexe IV.

Indice de chaleur (**ou indice thermique)** ***(Heat index)*** Mesure de la chaleur de l'air ressentie par le corps humain. L'indice est principalement basé sur la température de l'air en surface et sur l'*humidité relative* ; il reflète donc l'effet conjugué de températures élevées et de l'humidité sur la physiologie humaine et fournit une indication relative des risques potentiels pour la santé.

Influence humaine sur le système climatique ***(Human influence on the climate system)*** Activités humaines qui provoquent des changements dans le *système climatique* en perturbant le bilan énergétique de la Terre (on parle aussi de *forçage* anthropique). L'influence humaine résulte des émissions de *gaz à effet de serre*, d'*aérosols* et de *substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS),* ainsi que des *changements d'affectation des terres*. Voir aussi *Anthropique*, *Émissions anthropiques* et *Éliminations anthropiques*.

Information climatique ***(Climate information)*** Informations sur l'état passé, présent ou futur du *système climatique* qui présentent un intérêt pour l'*atténuation*, l'*adaptation* et la *gestion des risques*. Elles peuvent être élaborées spécifiquement « sur mesure » ou « coproduites » pour des contextes précis, en tenant compte des besoins et des intérêts des utilisateurs.

Initialisation d'un modèle ***(Model initialization)*** Pour établir une *prévision climatique*, on procède généralement 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 du système climatique dont on dispose sont « assimilées » dans le modèle. L'initialisation est un processus complexe dont la qualité dépend des observations disponibles et des erreurs d'observation et qui, selon la méthode employée, peut pâtir de l'*incertitude* propre à l'historique du *forçage* climatique. Les conditions initiales contiennent des erreurs qui prennent de l'ampleur à mesure que les conditions prévues s'en éloignent dans le temps, ce qui fixe une limite à la période pour laquelle la prévision est utile.

Injection d'aérosols stratosphériques ***(Stratospheric aerosol injection (SAI))*** Voir *Modification du rayonnement solaire (SRM)*.

Instabilité des calottes glaciaires marines ***(Marine ice sheet instability (MISI))*** Mécanisme de recul *irréversible* (à l'échelle décennale à séculaire) de la *ligne d'échouage ou ligne d'ancrage* d'un *glacier* émissaire, lorsque la pente du socle du glacier est orientée vers l'intérieur de la *calotte glaciaire*. Voir aussi *Instabilité des falaises de glace des calottes glaciaires marines*.

Instabilité des falaises de glace des calottes glaciaires marines ***(Marine ice cliff instability (MICI))*** Mécanisme hypothétique d'effondrement des falaises de glace. La dislocation de la *plate-forme de glace* qui sert de contrefort à une *calotte glaciaire* se terminant dans la mer peut exposer une nouvelle falaise de glace. Si le front exposé est assez haut (800 m environ de la hauteur totale ou 100 m environ de la partie émergée), les tensions qui s'y exercent excèdent la force de la glace, et la falaise se disloque par *vêlages* successifs. Voir aussi *Instabilité des calottes glaciaires marines*.

Interaction aérosols-nuages ***(Aerosol–cloud interaction)*** Processus par lequel une perturbation des *aérosols* influe sur les propriétés microphysiques et sur l'évolution des nuages, les aérosols servant de *noyaux de condensation des nuages* ou de noyaux glaciogènes, avec des effets notamment sur le rayonnement et les précipitations ; ces processus peuvent également inclure l'effet des nuages et des précipitations sur les aérosols. La perturbation des aérosols peut être d'origine humaine (on parle alors de perturbation *anthropique*) ou naturelle. Le *forçage radiatif* résultant de ce type d'interaction est habituellement attribué aux nombreux effets indirects des aérosols, mais, dans le présent rapport, une distinction n'est établie qu'entre ces deux types de forçage (ou d'effet) radiatif :

Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosols-nuages (ERFaci)
Forçage (ou effet) radiatif final résultant de la perturbation des *aérosols*, y compris les ajustements aux modifications initiales des taux de formation des gouttelettes ou des cristaux. Ces ajustements comprennent des changements dans l'intensité de la *convection*, l'efficacité des précipitations, la nébulosité, la *durée de vie* ou le contenu en eau des nuages, et la formation ou la suppression de nuages dans des zones éloignées du fait de modifications de la circulation atmosphérique.

Forçage (ou effet) radiatif instantané dû aux interactions aérosols-nuages (IRFaci)
Forçage radiatif (ou effet radiatif, quand la perturbation découle de facteurs internes) causé par une modification de la concentration ou de la distribution en taille des gouttelettes nuageuses ou des cristaux de glace qui est le résultat immédiat d'une perturbation des aérosols, les autres variables étant considérées comme inchangées (en particulier le contenu en eau total des nuages). Dans les nuages liquides, une augmentation de la concentration et de l'aire de surface des gouttelettes augmenterait l'*albédo* des nuages. Cet effet est également connu sous le nom d'effet sur l'albédo des nuages, de premier effet indirect ou d'effet Twomey. C'est un concept principalement théorique qui ne peut être mis en évidence aisément dans des observations ou des modèles représentant l'ensemble des processus en raison de l'ubiquité des ajustements.

Voir aussi *Interaction aérosols-rayonnement*.

Interaction aérosols-rayonnement ***(Aerosol–radiation interaction)*** Interaction directe des *aérosols* avec le rayonnement, produisant des effets radiatifs. Dans le présent rapport, une distinction est établie entre deux types de *forçage* (ou d'effet) *radiatif* :

Forçage radiatif effectif des aérosols (ERFari+aci)
Forçage radiatif effectif total résultant à la fois des interactions *aérosols*-nuages et des interactions aérosols-rayonnement.

Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosols-rayonnement (ERFari)
Forçage (ou effet) *radiatif* final causé par la perturbation des *aérosols* et comprenant les effets induits par la modification initiale du rayonnement. Ces ajustements comprennent les changements qui affectent les nuages et qui découlent de l'effet du réchauffement radiatif sur la circulation convective ou sur la circulation atmosphérique de grande échelle. Ce forçage est habituellement appelé forçage (ou effet) semi-direct des aérosols.

Forçage (ou effet) radiatif instantané dû aux interactions aérosols-rayonnement (IRFari)
Forçage radiatif (ou effet radiatif, quand la perturbation découle de facteurs internes) résultant d'une perturbation des aérosols et lié directement aux 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.

Voir aussi *Interaction aérosols-nuages*.

Interstadiaire ***(Interstadial or interstade)*** Brève période de réchauffement régional du climat pendant un intervalle glaciaire ou interglaciaire, souvent caractérisée par des reculs glaciaires transitoires. Les interstades sont généralement de courte durée (de quelques centaines à quelques milliers d'années) par rapport aux intervalles glaciaires ou interglaciaires (qui durent de plusieurs milliers à des dizaines de milliers d'années). Un exemple d'interstade régional concerne le réchauffement à l'échelle millénaire enregistré par les taux des *isotopes* de l'oxygène dans les *carottes de glace* du Groenland, également appelé « interstades chauds du Groenland » (Johnsen *et al.*, 1992). Voir aussi *stadiaire*.

Irradiance solaire totale (TSI) ***(Total solar irradiance (TSI))*** Quantité totale de *rayonnement solaire*, en watts par mètre carré, reçue à l'extérieur de l'*atmosphère* terrestre sur une surface perpendiculaire au rayonnement incident et à la distance moyenne de la Terre par rapport au Soleil. Des mesures fiables du rayonnement solaire ne peuvent être effectuées que depuis l'espace et l'on ne dispose de relevés précis qu'à partir de 1978. Des variations de l'ordre de quelques dixièmes de pourcent sont courantes et sont généralement liées à la présence de *taches solaires* sur le disque solaire. La variation de TSI en fonction du *cycle solaire* est de l'ordre de 0,1 % (AMS, 2021). Voir également *Ensoleillement (ou insolation)*.

Irréversibilité ***(Irreversibility)*** Un état perturbé d'un *système dynamique* est considéré comme irréversible à une certaine échelle de temps si le temps de restauration du système par les processus naturels est nettement plus long que l'échelle de temps considérée. Voir aussi *Point de bascule*.

Isostatique ou isostasie ***(Isostatic or Isostasy)*** Terme se rapportant à la réponse de la Terre aux variations de charge en surface. Cette réponse se traduit notamment par des déformations et des variations du champ gravitationnel. 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* qui a suivi le *dernier maximum glaciaire*.

Isotopes ***(Isotopes)*** Atomes d'un même élément chimique ayant un nombre identique de protons, mais un nombre différent de neutrons. Certaines configurations protons-neutrons sont stables (isotopes stables) et d'autres sont 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. Voir également ^{13}C et ^{14}C.

Jet de rive ***(Swash)*** Voir *Élévation extrême du niveau de la mer (ESL)*.

Krigeage ***(Kriging)*** Le krigeage est une méthode d'interpolation (normalement une interpolation spatiale lorsqu'elle est utilisée avec des données atmosphériques ou océanographiques), selon laquelle les valeurs interpolées sont estimées à l'aide d'un processus gaussien régi par des covariances antérieures.

La Niña ***(La Niña)*** Voir *El Niño-oscillation australe (ENSO)*.

Ligne d'échouage ou ligne d'ancrage ***(Grounding line)*** Jonction entre un *glacier* ou une *calotte glaciaire* et une *plate-forme de glace*, ou endroit où la glace commence à flotter. La jonction a généralement lieu au sein d'une zone plutôt que le long d'une ligne.

Ligne d'équilibre ***(Equilibrium line)*** 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 ***(Lithosphere)*** 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*.

Lubrification sous-glaciaire ***(Basal lubrication)*** Réduction du frottement à la base d'une *calotte glaciaire* ou d'un *glacier* par l'action de lubrification de l'eau de fonte. Le glacier ou la calotte 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.

Manteau neigeux ***(Snow cover)*** Totalité de la neige accumulée au sol à un instant donné (UNESCO/IASH/OMM, 1970).

Durée de l'enneigement
Période pendant laquelle la neige reste continuellement à la surface du sol ou période entre les dates d'apparition et de disparition de la neige.

Étendue de l'enneigement
Superficie du sol couvert de neige.

Équivalent en eau de la neige
Hauteur d'eau que l'on obtiendrait si une masse de neige fondait complètement.

Marégraphe ***(Tide gauge)*** 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 ***(Air mass)*** Quantité relativement importante d'air, dont les propriétés approximativement homogènes i) ont été déterminées alors que cet air se trouvait au-dessus d'une *région* particulière de la surface du globe et ii) subissent des modifications particulières pendant que la masse d'air s'éloigne de sa région d'origine (AMS, 2021).

Masse d'eau ***(Water mass)*** 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 leurs propriétés, par exemple la salinité. Les eaux intermédiaires du Pacifique Nord (NPIW) et les eaux intermédiaires de l'Antarctique (AAIW) sont des exemples de masses d'eau.

Maximum thermique de l'Holocène ***(Holocene Thermal Maximum (HTM))*** Voir *Holocène*.

Maximum thermique du Paléocène-Eocène (PETM) ***(Palaeocene–Eocene Thermal Maximum (PETM))*** Événement transitoire qui s'est produit entre 55,9 et 55,7 millions d'années. A cette époque, la position des continents était quelque peu différente de celle d'aujourd'hui en raison du mouvement des plaques tectoniques. D'après les données géologiques, le PETM a été caractérisé par un réchauffement (la *température moyenne à la surface du globe* a augmenté d'environ 4 à 7 °C par rapport à l'état moyen précédent) et une augmentation de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère (qui est passée de 900 à 2 000 ppmv environ). En outre, le *pH* et la teneur en oxygène de l'océan ont diminué ; de nombreuses espèces d'eau profonde ont disparu, et les *récifs coralliens* tropicaux ont diminué d'étendue.

Mégapole ***(Megacity)*** Agglomération urbaine comptant 10 millions d'habitants ou plus.

Mesures inadaptées (maladaptation) ***(Maladaptive actions (Maladaptation))*** Mesures susceptibles d'aggraver le risque de conséquences néfastes liées au *climat* (y compris par une hausse des émissions de *gaz à effet de serre (GES)*), d'accentuer la *vulnérabilité* face aux *changements climatiques* ou de dégrader les conditions de vie actuelles ou futures. L'inadaptation est rarement intentionnelle.

Méthane (CH_4) ***(Methane (CH_4))*** *Gaz à effet de serre (GES)*, principal composant du gaz naturel, et associé à tous les combustibles d'hydrocarbures. L'élevage et la riziculture rejettent également de grandes quantités de ce gaz (*émissions anthropiques*). Le méthane est aussi produit naturellement par la décomposition de matières organiques en conditions d'anaérobie, comme dans les *zones humides*. Le *réchauffement planétaire* pourrait accroître la quantité de méthane dégagé par le *pergélisol* soumis au dégel, les zones humides et les hydrates de gaz dans les fonds marins. Voir aussi *Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF)*.

Métrique d'émissions de gaz à effet de serre ***(Greenhouse gas emission metric)*** Relation simplifiée servant à quantifier l'effet de l'émission d'une unité de masse d'un *gaz à effet de serre* donné sur une mesure clé déterminée du *changement climatique*. Une métrique

d'émissions de GES relative exprime l'effet d'un gaz par rapport à l'effet de l'émission d'une unité de masse d'un GES de référence sur la même mesure du changement climatique. Il existe de nombreuses métriques d'émissions, dont la mieux adaptée dépend de l'application. Les métriques d'émissions de GES peuvent différer sur divers plans : i) la mesure clé du changement climatique qui est visée, ii) le fait qu'elles prennent en compte les effets climatiques attendus à un moment précis ou intégrés sur un horizon temporel spécifié, iii) l'horizon temporel sur lequel elles s'appliquent, iv) le fait qu'elles s'appliquent à des émissions ponctuelles, à des émissions plus durables ou à une combinaison des deux et v) le fait qu'elles prennent en compte l'effet climatique d'une émission par rapport à l'absence d'une telle émission ou par rapport à un niveau d'émission ou un état climatique qui sert de référence.

Notes : La plupart des métriques d'émissions de GES relatives (comme le *potentiel de réchauffement global (PRG)*, le potentiel d'évolution de la température planétaire, le potentiel de dommages planétaires et le PRG*) utilisent le *dioxyde de carbone (CO_2)* comme gaz de référence. Les émissions de gaz autres que le CO_2, lorsqu'elles sont exprimées à l'aide de telles métriques, sont souvent dénommées « émissions en équivalent dioxyde de carbone ». Une métrique qui établit l'équivalence pour une mesure clé de la réponse du *système climatique* aux émissions n'implique pas l'équivalence pour d'autres mesures clés. Le choix d'une métrique, y compris son horizon temporel, doit refléter les objectifs pour lesquels elle est appliquée.

Métriques climatiques *(Climate metrics)* Mesures de certains aspects de la réponse globale du *système climatique* à un *forçage radiatif*, comme la *sensibilité du climat à l'équilibre (ECS)*, la *réponse transitoire du climat (TCR)*, la *réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE)* et la fraction du dioxyde de carbone *anthropique* restant dans l'atmosphère. Voir aussi *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre*, *Indicateur climatique* et *Indicateurs climatiques clés* (sous *Indicateur climatique*).

Microclimat *(Microclimate)* Climat local à la surface ou à proximité de la surface de la Terre.

Minéralisation/Reminéralisation *(Mineralization/Remineralization)* 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 résidus d'origine végétale et animale (protéines, acides nucléiques, sucres aminés et urée) est transformé en ammoniac (NH_3) et en ammonium (NH_4^+) par l'activité biologique.

Mise à l'échelle des structures spatiales *(Pattern scaling)* Technique utilisée pour représenter les variations spatiales du *climat* pour une augmentation donnée de la *température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*.

Mode annulaire austral (SAM) *(Southern Annular Mode (SAM))* Voir *Modes annulaires*.

Mode annulaire boréal (NAM) *(Northern Annular Mode (NAM))* Voir *Modes annulaires*.

Mode du bassin de l'océan Indien (IOB) *(Indian Ocean Basin (IOB) mode)* Mode de variabilité interannuelle caractérisé par une alternance temporelle de réchauffement et de refroidissement des eaux superficielles de l'océan Indien à l'échelle du bassin. Il se développe principalement en réponse au phénomène *El Niño-oscillation australe (ENSO)*, mais persiste souvent après la dissipation du signal ENSO dans la partie équatoriale du Pacifique oriental. Le mode du bassin de l'océan Indien a une incidence sur la circulation atmosphérique, la température et les précipitations en Asie du Sud, du Sud-Est et de l'Est ainsi qu'en Afrique, et module l'activité cyclonique dans le Pacifique Nord-Ouest. Voir la section AIV.2.4 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI. Voir aussi *Modes de variabilité du climat* et *Dipôle de l'océan Indien*.

Mode équatorial atlantique *(Atlantic Equatorial Mode)* Voir *Mode zonal atlantique* (AZM) sous *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*.

Mode méridien atlantique (AMM) *(Atlantic Meridional Mode (AMM))* Voir *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*.

Mode zonal atlantique (AZM) *(Atlantic Zonal Mode (AZM))* Voir *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*.

Modèle climatique *(Climate model)* Représentation qualitative ou quantitative du *système climatique* qui repose 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 ; pour une composante ou une combinaison de composantes donnée, on peut définir un spectre ou une hiérarchie de modèles qui diffèrent 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. On observe une évolution vers des modèles plus complexes agrémentés de scénarios d'interaction chimique et biologique. Les modèles climatiques sont utilisés comme outils de recherche pour comprendre et simuler le *climat* ; ils sont aussi utilisés à des fins opérationnelles, notamment pour la prévision climatique à échéance mensuelle, saisonnière et interannuelle. Voir aussi *Modèle du système Terre (ESM)*, *Modèle du système Terre de complexité intermédiaire (EMIC)*, *Modèle de bilan énergétique (EBM)*, *Modèle climatique simple (SCM)*, *Modèle climatique régional (RCM)*, *Modèle global dynamique de la végétation (DGVM)*, *Modèle de circulation générale (GCM)* et *Émulateurs*.

Modèle climatique régional (RCM) *(Regional climate model (RCM))* *Modèle climatique* à haute *résolution* sur une zone d'étendue limitée. Ce type de modèle est utilisé pour réduire l'échelle des résultats concernant le *climat* mondial aux fins d'application à des domaines régionaux particuliers.

Modèle climatique simple (SCM) *(Simple climate model (SCM))* Vaste catégorie de modèles de dimensions plus réduites du *bilan énergétique*, du transfert radiatif, du *cycle du carbone* ou d'une combinaison de ces éléments physiques. Les SCM conviennent aussi pour réaliser des *émulations* de variables climatiques moyennes de *modèles du système Terre (ESM)*, étant donné que leur flexibilité structurelle permet de saisir aussi bien les incertitudes paramétriques que les incertitudes structurelles dans les réponses des ESM axées sur les processus. On peut également s'en servir pour s'assurer de la cohérence entre plusieurs sources d'*éléments probants* concernant les intervalles de *sensibilité du climat*, les *réponses transitoires du climat (TCR)*, la *réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE)*

et les *rétroactions* du cycle du carbone. Voir également *Émulateurs* et *Modèle de système Terre de complexité intermédiaire (EMIC)*.

Modèle d'évaluation intégrée (IAM) ***(Integrated assessment model (IAM))*** Modèles qui intègrent des connaissances issues de plusieurs domaines dans un seul cadre. Ils constituent l'un des principaux outils d'évaluation intégrée. Les modèles de ce type utilisés pour l'*atténuation* du changement climatique peuvent inclure des représentations de plusieurs secteurs de l'économie (énergie, *usage des terres*, *changement d'affectation des terres*, etc.), des interactions de ces secteurs, de l'économie dans son ensemble et des émissions et puits de *gaz à effet de serre (GES)* associés ; ils peuvent aussi comporter une représentation simplifiée du *système climatique*. Ce type de modèle sert à évaluer les liens qui existent entre le développement économique, social et technologique et l'évolution du système climatique. Une autre catégorie de modèles d'évaluation intégrée comprend, en plus, des représentations des coûts liés aux *impacts* du changement climatique, mais contiennent des représentations moins détaillées des systèmes économiques. Ces modèles peuvent être utilisés pour évaluer les impacts et l'atténuation sous l'angle coûts-avantages et ont servi à estimer le coût social du carbone.

Modèle de circulation générale (GCM) ***(General circulation model (GCM))*** Représentation numérique du système *atmosphère-océan-glace de mer* qui repose sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes et sur leurs processus d'interaction et de rétroaction. Les modèles de circulation générale sont utilisés pour produire des prévisions météorologiques, des prévisions saisonnières à décennales et des *projections climatiques*. Ils forment la base des *modèles du système Terre (ESM)*, plus complexes. Voir aussi *Modèle climatique*.

Modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (AOGCM) ***(Atmosphere–ocean general circulation model (AOGCM))*** Voir *Modèle de circulation générale (GCM)*.

Modèle du système Terre (ESM) ***(Earth system model (ESM))*** *Modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (AOGCM)* comprenant une représentation du *cycle du carbone* et permettant ainsi des calculs interactifs de la teneur de l'atmosphère en *dioxyde de carbone (CO_2)* ou des *émissions compatibles*. Il peut aussi comprendre d'autres composantes (chimie de l'atmosphère, *calottes glaciaires*, dynamique de la végétation, cycle de l'azote, modèles urbains ou modèles de production agricole, etc.). Voir aussi *Modèle du système Terre de complexité intermédiaire (EMIC).*

Modèle du système Terre de complexité intermédiaire (EMIC) ***(Earth system model of intermediate complexity (EMIC))*** Ce type de modèle représente les processus climatiques à basse *résolution* ou d'une manière plus simplifiée et plus idéalisée qu'un *modèle du Système Terre (ESM)*.

Modèle global dynamique de la végétation (DGVM) ***(Dynamic global vegetation model (DGVM))*** Modèle simulant le développement et la dynamique de la végétation dans l'espace et dans le temps, sous l'influence du *climat* et d'autres modifications du milieu.

Modèle semi-empirique ***(Semi-empirical model)*** Modèle dans lequel les calculs se fondent sur une combinaison d'associations observées entre les variables et de considérations théoriques établissant des liens entre ces variables en vertu de principes fondamentaux (conservation de l'énergie, par exemple). 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 la *variation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL)* – ou les contributions à cette variation – découlant des variations futures de la *température à la surface du globe* ou du *forçage radiatif*.

Modèles de nuages ***(Cloud-resolving models (CRMs))*** Modèles numériques offrant une *résolution* assez fine et possédant les éléments physiques nécessaires pour représenter les processus dynamiques et physiques de la formation des nuages.

Modèles fondés sur des processus ***(Process-based model)*** Concepts théoriques et méthodes de calcul qui représentent et simulent le comportement de systèmes naturels établis à partir d'un ensemble de composantes fonctionnelles et de leurs interactions réciproques ainsi qu'avec leur environnement, par l'intermédiaire de processus physiques et mécanistes s'inscrivant dans la durée.

Modèles permettant de simuler la convection ***(Convection-permitting models)*** Voir *Modèles de nuages*.

Modes annulaires ***(Annular modes)*** Configurations de la variabilité atmosphérique à l'échelle hémisphérique caractérisées par des fluctuations opposées et synchrones de la pression au niveau de la mer entre les calottes polaires et les latitudes moyennes, avec une structure présentant un degré élevé de symétrie zonale et des échelles de temps foncièrement variables allant de quelques jours à plusieurs décennies. Dans chaque hémisphère, ces fluctuations reflètent les modifications de la position latitudinale et de la force des courants-jets des latitudes moyennes et des trajectoires des tempêtes qui leur sont associées. Les modes annulaires se définissent comme le mode de variabilité principal de la pression extratropicale au niveau de la mer ou de l'altitude géopotentielle ; ils sont appelés respectivement *mode annulaire boréal (NAM)* dans l'hémisphère Nord et *mode annulaire austral (SAM)* dans l'hémisphère Sud.

Mode annulaire boréal (NAM)
Fluctuation latitudinale, dans l'hémisphère Nord, de la pression au niveau de la mer ou de la hauteur géopotentielle entre l'Arctique et les latitudes moyennes. Le NAM comporte certains liens avec le *vortex stratosphérique polaire* et est associé aux fluctuations d'intensité et de latitude des vents d'ouest moyens. Sa variance est maximale en hiver et sa structure spatiale se caractérise par une forte signature régionale dans l'Atlantique Nord, où il est fortement corrélé avec l'indice de l'*oscillation nord-atlantique*. Le NAM est également appelé oscillation arctique (AO). Dans sa phase positive, le NAM se caractérise par une pression anormalement basse sur l'Arctique et une pression élevée au-dessus des latitudes moyennes/régions subtropicales, avec un renforcement des vents d'ouest sur leur flanc polaire et en moyenne zonale, qui confine l'air froid dans l'Arctique. La phase négative du NAM se caractérise par une structure de vents plus discontinue et des méandres du courant-jet qui augmentent l'activité des tempêtes dans les régions des latitudes moyennes. Voir la section AIV.2.1 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Mode annulaire austral (SAM)
Mode principal de la variabilité climatique de la pression au niveau de la mer et de la hauteur géopotentielle dans l'hémisphère Sud, associé à des fluctuations d'intensité et de latitude de la ceinture des vents

d'ouest aux latitudes moyennes à hautes. Le SAM est également appelé oscillation antarctique (AAO). Dans la phase positive du SAM, les pressions sont inférieures à la normale au-dessus des régions polaires et supérieures à la normale aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud, avec une contraction vers l'Antarctique et un renforcement de la ceinture des vents d'ouest. La phase négative du SAM présente des anomalies de pression positives aux hautes latitudes, des anomalies de pression négatives aux latitudes moyennes et un flux affaibli de vents d'ouest se développant vers l'équateur. Voir la section AIV.2.2 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI. Voir aussi *Modes annulaires*.

Modes de l'Atlantique tropical ***(Tropical Atlantic modes)*** Voir *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*.

Modes de variabilité du climat ***(Modes of climate variability)*** Structures spatio-temporelles récurrentes de la *variabilité naturelle* du *système climatique*, assorties de schémas spatiaux, de saisonnalités et d'échelles de temps intrinsèques. Ces modes peuvent résulter des caractéristiques dynamiques de la circulation atmosphérique mais aussi du couplage entre l'*océan* et l'*atmosphère*, auxquels s'ajoutent certaines interactions avec les terres émergées et la *glace de mer*. De nombreux modes de variabilité sont déterminés par des processus climatiques internes et constituent une source potentielle cruciale de *prévisibilité* climatique à des échelles de temps infrasaisonnière à décennale. Voir annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI. Voir également *Modes annulaires*, *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*, *Dipôle de l'océan Indien (IOD)*, *Mode du bassin de l'océan Indien (IOB)*, *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*, *Oscillation décennale du Pacifique (ODP)* (sous *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*), *El Niño-oscillation australe (ENSO)*, *Oscillation nord-atlantique (NAO)*, *Mode annulaire boréal (NAM)* (sous *Modes annulaires*), *Mode annulaire austral (SAM)* (sous *Modes annulaires*), *Mode méridien atlantique (AMM)* (sous *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*), *Mode zonal atlantique (AZM)* (sous *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*), *Oscillation de Madden-Julian (MJO)*, *Variabilité atlantique multidécennale (AMV)* et *Oscillation interdécennale du Pacifique (IPO)* (sous *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*).

Modification du rayonnement solaire (SRM) ***(Solar radiation modification (SRM))*** Désigne une série de mesures de modification du rayonnement non liées à l'*atténuation* des *gaz à effet de serre (GES)* qui visent à limiter le *réchauffement planétaire*. La plupart des méthodes consistent à réduire la quantité de *rayonnement solaire* incident qui atteint la surface, mais d'autres agissent également sur le bilan du *rayonnement de grandes longueurs d'onde* en réduisant l'épaisseur optique des aérosols et la durée de vie des nuages.

Amincissement des cirrus (CCT)
L'une des nombreuses techniques de modification du rayonnement visant à lutter contre le réchauffement causé par les *gaz à effet de serre (GES)*. Elle consiste à réduire la quantité de cirrus en injectant des substances glaçogènes dans la haute *troposphère*. Cela devrait permettre d'augmenter l'intensité du refroidissement aux grandes longueurs d'onde vers l'espace, entraînant ainsi un refroidissement planétaire. Bien que l'amincissement des cirrus influe principalement sur le bilan radiatif planétaire de grandes longueurs d'onde, il est souvent mentionné comme l'une des techniques de *modification du rayonnement solaire (SRM)* dans les publications.

Éclaircissement des nuages marins (MCB)
L'une des nombreuses techniques de *modification du rayonnement solaire (SRM)* visant à augmenter l'*albédo* planétaire. Elle consiste à injecter des *aérosols* de sel marin dans les nuages des dépressions marines persistantes. Cela devrait permettre d'augmenter la concentration de gouttelettes au sein de ces nuages et leur réflectivité.

Injection d'aérosols dans la stratosphère (SAI) (Stratospheric aerosol injection (SAI))
L'une des techniques de *modification du rayonnement solaire (SRM)* visant à augmenter l'*albédo* planétaire. Elle consiste à injecter dans la basse *stratosphère* des *aérosols* hautement réfléchissants tels que des sulfates. Cela devrait permettre d'augmenter la proportion du rayonnement solaire déviée vers l'espace et d'entraîner ainsi un refroidissement planétaire.

Moment d'émergence ***(Time of emergence (ToE))*** Moment où l'on détecte statistiquement qu'un signal *anthropique* particulier lié au *changement climatique* émerge du bruit de fond de la variabilité naturelle du *climat* au cours d'une *période de référence* et dans une *région* donnée (Hawkins et Sutton, 2012). Voir également *Émergence (du signal climatique)*.

Motifs de préoccupation ***(Reasons for concern (RFCs))*** Éléments d'un cadre de classification, élaboré initialement dans le troisième Rapport d'évaluation du GIEC, qui vise à permettre d'estimer à quel niveau le *changement climatique* peut se révéler dangereux (selon la terminologie employée à l'article 2 de la CCNUCC, CCNUCC, 1992) en tenant compte de l'ensemble des *risques* encourus par différents secteurs et en prenant en considération les *aléas*, l'*exposition*, la *vulnérabilité*, les capacités d'adaptation et les conséquences de ces risques.

Mousson ***(Monsoon)*** Voir *Mousson globale*.

Mousson d'Asie du Sud et du Sud-Est ***(South and Southeast Asian monsoon (SAsiaM))*** Voir *Mousson globale*.

Mousson d'Asie de l'Est ***(East Asian monsoon (EAsiaM))*** Voir *Mousson globale.*

Mousson d'Australie et du continent maritime ***(Australian and Maritime Continent monsoon (AusMCM))*** Voir *Mousson globale*.

Mousson globale ***(Global monsoon)*** La mousson globale (GM) est le mode solsticial d'échelle mondiale qui domine la variation annuelle de la circulation et des précipitations tropicales et subtropicales. Le domaine de la mousson globale est défini comme la zone où l'amplitude annuelle des précipitations (taux moyen des précipitations estivales moins les précipitations hivernales à l'échelon local) est supérieure à 2,5 mm.jr^{-1}, suivant la définition donnée dans Kitoh *et al.* (2013). L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont la notion de mousson globale est définie, utilisée et rapportée aux moussons régionales tout au long du rapport.

Mousson d'Australie et du continent maritime (AusMCM)
La mousson d'Australie et du continent maritime survient en décembre-janvier-février, avec le déplacement à grande échelle de la *zone de convergence intertropicale* dans l'hémisphère Sud, qui couvre le nord de l'Australie et le continent maritime jusqu'à 10° N. Elle se caractérise par l'inversion saisonnière des vents d'est dominants en vents d'ouest et par l'apparition de périodes de *convection* active et de fortes précipitations. Dans le nord de l'Australie, la mousson s'étend

généralement de décembre à mars et s'accompagne de vents humides soufflant d'ouest à nord-ouest qui produisent des phénomènes de convection et apportent d'abondantes précipitations. Sur le continent maritime, la principale saison des pluies au sud de l'équateur est centrée sur les mois de décembre à février et s'accompagne de flux de mousson du nord-ouest à bas niveaux. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson d'Asie de l'Est (EAsiaM)
La mousson d'Asie de l'Est (EAsiaM) est l'inversion saisonnière des vents et des précipitations en Asie de l'Est, y compris l'est de la Chine, le Japon et la péninsule coréenne. Contrairement aux autres moussons, elle s'étend assez loin vers le nord, au-delà de la ceinture tropicale, et subit la nette influence des systèmes subtropicaux et des perturbations des latitudes moyennes. Cette mousson se manifeste pendant l'été boréal par des vents chauds et humides qui soufflent du sud, mais aussi pendant l'hiver boréal par des vents froids et secs qui soufflent du nord. Fin avril/début mai, les pluies commencent à s'abattre sur le centre de la péninsule indochinoise et, à la mi-juin, la saison des pluies arrive en Asie de l'Est avec la formation des fronts Meiyu le long de la vallée du Yangtsé, Changma en Corée et Baiu au Japon. En juillet, la mousson progresse vers le nord de la Chine, la péninsule coréenne et le centre du Japon. Pendant l'hiver boréal, de forts vents du nord-ouest soufflent sur le nord et le nord-est de la Chine, la Corée et le Japon, tandis que de forts vents du nord-est balaient le littoral de l'Asie de l'Est. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson d'Amérique du Nord (NAmerM)
La mousson d'Amérique du Nord (NAmerM) est un système de circulation atmosphérique d'échelle régionale marqué par une augmentation des précipitations estivales sur le nord-ouest du Mexique et le sud-ouest des États-Unis d'Amérique. Les caractéristiques associées à la mousson dans la région comprennent un maximum annuel prononcé des pluies pendant l'été boréal (juin-juillet-août) accompagné d'un système dépressionnaire en surface et d'un anticyclone en altitude, même si l'inversion saisonnière des vents de surface se cantonne principalement à la partie nord du golfe de Californie. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson d'Amérique du Sud (SAmerM)
La mousson d'Amérique du Sud (SAmerM) est une circulation régionale caractérisée par l'afflux de vents de basse altitude soufflant de l'Atlantique vers l'Amérique du Sud, notamment le Brésil, le Pérou, la Bolivie et le nord de l'Argentine, et associée au développement de gradients de pression en surface (et de précipitations intenses) pendant l'été austral (décembre-janvier-février). En septembre-octobre-novembre, les zones de *convection* intense migrent du nord-ouest de l'Amérique du Sud vers le sud. Ce régime s'accompagne de la formation, dans la haute troposphère, d'une zone de haute pression (l'anticyclone bolivien) sur la région de l'Altiplano au début de la mousson. La mousson d'Amérique du Sud recule en mars-avril-mai, et la convection se déplace vers le nord-est. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson d'Asie du Sud et du Sud-Est (SAsiaM)
La mousson d'Asie du Sud et du Sud-Est (SAsiaM) est caractérisée par des inversions saisonnières prononcées des vents et des précipitations. La région où cette mousson se manifeste est très vaste et englobe plusieurs pays (Inde, Bangladesh, Népal, Myanmar, Sri Lanka, Pakistan, Thaïlande, Laos, Cambodge, Viet Nam, Philippines, etc.). La mousson commence fin mai/début juin et progresse vers le nord-est, pour se terminer fin septembre/début octobre. Au cœur de la saison de la mousson, les précipitations maximales ont lieu sur la côte ouest, le nord-est et le centre-nord de l'Inde, le Myanmar et le Bangladesh, tandis que des précipitations minimales sont relevées dans le nord-ouest et le sud-est de l'Inde, l'ouest du Pakistan et le sud-est et le nord du Sri Lanka. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson d'Afrique de l'Ouest (WAfriM)
La mousson d'Afrique de l'Ouest (WAfriM) est l'inversion saisonnière des vents et des précipitations qui touche le Bénin, le Burkina Faso, Cabo Verde, le nord du Cameroun, la Côte d'Ivoire, la Gambie, le Ghana, la Guinée, la Guinée-Bissau, le Libéria, le Mali, la Mauritanie, le Niger, le Nigéria, le nord de la République centrafricaine, le Sénégal, la Sierra Leone, le Tchad et le Togo. Elle se caractérise, de mai à septembre, par l'avancée vers le nord de vents bas et humides du sud-ouest, à partir du golfe de Guinée. En mai et juin, les précipitations se situent essentiellement le long de la côte guinéenne avec un maximum près de 5° N, suivi par une baisse soudaine de la pluviosité qui marque la « courte saison sèche » sur le littoral de Guinée et le début de la mousson au Sahel. Les précipitations continuent à progresser vers le nord jusqu'à environ 18-20° N, atteignant un maximum près de 12° N à la fin du mois d'août et en septembre, puis se replient à partir d'octobre vers la côte guinéenne où elles atteignent un second maximum. L'annexe V donne de plus amples informations sur la manière dont cette mousson est définie et utilisée tout au long du rapport.

Mousson nord-américaine (NAmerM) ***(North American monsoon (NAmerM))*** Voir *Mousson globale*.

Mousson ouest-africaine ***(West African monsoon (WAfriM))*** Voir *Mousson globale*.

Mousson sud-américaine ***(South American monsoon (SAmerM))*** Voir *Mousson globale*.

Mouvement vertical du sol (VLM) ***(Vertical land motion (VLM))*** Changement de hauteur de la surface des terres émergées ou du plancher océanique, qui peut avoir plusieurs causes en plus de la déformation élastique liée aux variations contemporaines de la gravité, de la rotation et de la déformation viscoélastique du solide terrestre (GRD) ainsi que de la déformation viscoélastique associée à l'*ajustement isostatique glaciaire (GIA)*. La subsidence (enfoncement des terres émergées ou du fond de la mer) peut, par exemple, résulter du compactage des sédiments alluviaux dans les régions deltaïques, de l'extraction de fluides tels que le gaz, le pétrole et l'eau ou du drainage des tourbières. La déformation tectonique de la croûte terrestre peut se produire à la suite de tremblements de terre et d'éruptions volcaniques. Voir aussi *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Moyens de subsistance ***(Livelihood)*** Ressources employées et activités entreprises pour vivre. Les moyens de subsistance sont d'ordinaire déterminés par les droits dont jouissent les personnes et par les biens et ressources humains, sociaux, naturels, physiques ou financiers auxquels elles ont accès.

Neutralité carbone ***(Carbon neutrality)*** Situation dans laquelle les émissions *anthropiques* de CO_2 associées à un élément sont compensées par les éliminations anthropiques de CO_2. L'élément en question peut être une entité, comme un pays, une organisation, un district ou une marchandise, ou encore une activité comme un service ou un événement. L'évaluation de la neutralité carbone porte souvent sur l'ensemble du cycle de vie, incluant les émissions indirectes (catégorie 3), mais elle peut se restreindre aux émissions et aux éliminations, sur une période donnée, que l'élément contrôle directement, selon ce que stipule le programme pertinent.

Note 1 : Les notions de neutralité carbone et d'*émissions nettes de CO_2 égales à zéro* se chevauchent. Elles peuvent s'appliquer à l'échelle de la planète ou à des échelles inférieures (régionale, nationale et infranationale). À l'échelle mondiale, les deux termes sont équivalents. Aux échelles inférieures, des émissions nettes de CO_2 égales à zéro renvoient d'ordinaire aux émissions et aux éliminations qui relèvent directement du contrôle ou de l'autorité territoriale de l'entité déclarante, tandis que la neutralité carbone englobe généralement les émissions et les éliminations qui relèvent et ne relèvent pas directement du contrôle ou de l'autorité territoriale de l'entité déclarante. Les règles de comptabilisation fixées par les programmes et projets visant les GES peuvent avoir un effet considérable sur la quantification des émissions et des éliminations de CO_2 visées.

Note 2 : Dans certains cas, l'atteinte de la neutralité carbone intègre également des compensations pour contrebalancer les émissions qui subsistent après avoir pris en compte les actions engagées par l'entité déclarante.

Voir aussi *Neutralité en matière de gaz à effet de serre (ou neutralité GES)* et *Émissions nettes de CO_2 égales à zéro*.

Neutralité en matière de gaz à effet de serre (ou neutralité GES) ***(Greenhouse gas neutrality)*** Situation dans laquelle les émissions anthropiques de *gaz à effet de serre (GES)* pondérées par une métrique et associées à un élément donné sont compensées par les éliminations anthropiques de GES pondérées de la même manière. L'élément en question peut être une entité, comme un pays, une organisation, un district ou une marchandise, ou encore une activité comme un service ou un événement. L'évaluation de la neutralité GES porte souvent sur l'ensemble du cycle de vie, y compris les émissions indirectes (catégorie 3), mais elle peut aussi se restreindre aux émissions et aux éliminations, sur une période donnée, que l'élément contrôle directement, selon ce que stipule le régime applicable. La quantification des émissions et des éliminations de GES dépend de la métrique d'émissions de GES retenue pour comparer les émissions et les éliminations des différents gaz, ainsi que de l'horizon temporel choisi pour la métrique en question.

[Note 1 : Les notions de neutralité GES et d'émissions nettes de GES égales à zéro se chevauchent. Elles peuvent s'appliquer à l'échelle de la planète ou à des échelles inférieures (régionales, nationales et infranationales, par exemple). À l'échelle mondiale, les deux termes sont équivalents. Aux échelles inférieures, les émissions nettes de GES égales à zéro renvoient d'ordinaire aux émissions et aux éliminations qui relèvent directement du contrôle ou de l'autorité territoriale de l'entité déclarante, tandis que la neutralité GES englobe généralement les émissions et les éliminations qui relèvent et ne relèvent pas directement du contrôle ou de l'autorité territoriale de l'entité déclarante. Les règles de comptabilisation fixées par les programmes et projets concernant les GES peuvent avoir un effet considérable sur la quantification des émissions et des éliminations visées.

Note 2 : En vertu des règles d'application de l'Accord de Paris (décision 18/CMA.1, annexe, paragraphe 37), les Parties sont convenues d'utiliser les indicateurs du potentiel de réchauffement global à l'horizon de cent ans qui figurent dans l'AR5 du GIEC ou dans l'un des rapports ultérieurs pour communiquer les chiffres des émissions et absorptions de GES. En outre, les Parties peuvent utiliser d'autres indicateurs pour communiquer des informations complémentaires sur les émissions et les absorptions globales de GES.

Note 3 : Dans certains cas, l'atteinte de la neutralité GES peut reposer sur l'utilisation supplémentaire de compensations pour contrebalancer les émissions qui subsistent après avoir pris en compte les actions engagées par l'entité déclarante.]

Voir aussi *Neutralité carbone*, *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre* et *Émissions nettes de gaz à effet de serre égales à zéro*.

Névé ***(Firn)*** Neige qui a survécu à une ou plusieurs saisons d'*ablation* sans se transformer en glace de *glacier*. Sa porosité (espaces interstitiels) est au moins partiellement reliée ; l'air et l'eau peuvent y circuler. La masse volumique du névé se situe d'ordinaire entre 400 et 830 kg m^{-3}.

Niño atlantique ***(Atlantic Niño)*** Voir *Mode zonal atlantique (AZM)* sous *Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV)*.

Niveau d'eau total extrême (ETWL) ***(Extreme total water level (ETWL))*** Voir *Niveau marin extrême (ESL)*.

Niveau extrême des eaux calmes (ESWL) ***(Extreme still water level (ESWL))*** Voir *Niveau marin extrême (ESL)*.

Niveau extrême des eaux côtières (ECWL) ***(Extreme coastal water level (ECWL))*** Voir *Niveau marin extrême (ESL)*.

Niveau marin extrême (ESL) ***(Extreme sea level (ESL))*** Niveau local de la surface de la mer exceptionnellement bas ou haut résultant de phénomènes de courte durée (par exemple *ondes de tempête*, marées et vagues), isolés ou combinés. Les variations du *niveau relatif de la mer* affectent les niveaux marins extrêmes directement, en modifiant les niveaux d'eau moyens, et indirectement, en modulant la propagation des marées, des vagues et/ou des ondes de tempête du fait de l'augmentation de la hauteur d'eau. En outre, les niveaux marins extrêmes peuvent être influencés par des changements dans la fréquence, la trajectoire ou la force des systèmes météorologiques et des tempêtes ou par des changements d'origine humaine tels que la modification du littoral ou le dragage. À leur tour, les modifications survenant dans tout ou partie des éléments qui contribuent aux niveaux marins extrêmes peuvent entraîner des variations à long terme du niveau relatif de la mer. Le terme « niveau marin extrême » peut être remplacé par d'autres expressions selon les processus étudiés.

Le *niveau extrême des eaux calmes (ESWL)* se réfère à la contribution conjointe de la variation du niveau relatif de la mer, des marées et des ondes de tempête. La houle du vent contribue également au niveau des eaux côtières par trois processus, à savoir les ondes infragravitaires (ondes de gravité de basse fréquence générées par la houle du vent), la surélévation de la surface libre (élévation du niveau moyen de la mer dans le temps due à la dissipation de l'énergie des vagues) et le jet

de rive (déplacement vertical de l'eau sur le rivage induit par chaque vague). Le *niveau d'eau total extrême (ETWL)* correspond au niveau extrême des eaux calmes augmenté de la surélévation de la surface libre due aux vagues. Le jet de rive étant également important pour étudier les impacts côtiers, on utilise le *niveau extrême des eaux côtières (ECWL)*. Voir aussi *Onde de tempête* et *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Niveau moyen de la mer ***(Mean sea level)*** 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.

Non-linéarité ***(Non-linearity)*** 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 un *changement climatique abrupt* et des *points de bascule*.

Noyaux de condensation des nuages (CCN) ***(Cloud condensation nuclei (CCN))*** 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 les conditions normales de formation des nuages. La taille est le facteur principal qui détermine quels aérosols sont des noyaux de condensation des nuages, à un degré de sursaturation donné.

Obscurcissement planétaire ***(Global dimming)*** Diminution largement observée du *rayonnement solaire* atteignant la surface de la Terre entre les années 1950 et 1980, à laquelle semble avoir contribué l'augmentation des émissions *anthropiques* d'aérosols. Le phénomène a été suivi par un rétablissement partiel depuis les années 1990 (« éclaircissement »), notamment dans les zones industrialisées, qui coïncide avec une réduction des émissions anthropiques d'*aérosols*.

Océan ***(Ocean)*** Masse d'eau salée qui couvre 71 % de la surface de la Terre, renferme 97 % de l'eau de la planète et offre 99 % des espaces que peuvent occuper les organismes vivants. Il comprend les océans Arctique, Atlantique, Indien, Pacifique, Austral, les mers marginales ainsi que les eaux côtières.

Onde de tempête ***(Storm surge)*** Élévation temporaire du niveau de la mer en un lieu donné, imputable à des conditions météorologiques extrêmes (basse pression atmosphérique et/ou vents forts). Le terme renvoie à la hauteur qui excède le niveau résultant de la seule marée à l'endroit et au moment considérés. Aussi appelée « surcote météorologique » ou « surcote atmosphérique ». Voir également *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)* et *Élévation extrême du niveau de la mer (ESL)*.

Optimum climatique de l'Éocène inférieur (EECO) ***(Early Eocene Climatic Optimum (EECO))*** Période géologique de l'Éocène comprise à peu près entre 53 et 49 millions d'années. À cette époque, les continents n'occupaient pas tout à fait la même position qu'aujourd'hui, en raison du mouvement des plaques tectoniques. Les données géologiques indiquent que les concentrations atmosphériques de CO_2 étaient relativement élevées (de 1 150 à 2 500 ppmv), tout comme le niveau de température (la *température moyenne à la surface du globe* se situait entre 10 et 18 °C au-dessus de la référence de 1850–1900), et que les pôles étaient dépourvus de *calottes glaciaires*.

Options d'adaptation ***(Adaptation options)*** Ensemble des stratégies et des mesures qui sont disponibles et adéquates pour favoriser l'*adaptation*. Cela inclut un large éventail d'activités de nature structurelle, institutionnelle, écologique ou comportementale.

Oscillation antarctique (AAO) ***(Antarctic oscillation (AAO))*** Voir *Mode annulaire austral (SAM)* (sous *Modes annulaires*).

Oscillation arctique (AO) ***(Arctic oscillation (AO))*** Voir *Mode annulaire boréal (NAM)* (sous *Modes annulaires*).

Oscillation atlantique multidécennale (AMO) ***(Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO))*** Voir *Variabilité atlantique multidécennale (AMV)*.

Oscillation australe ***(Southern Oscillation)*** Voir *El Niño-oscillation australe (ENSO)*.

Oscillation de Madden-Julian (MJO) ***(Madden–Julian Oscillation (MJO))*** Principal mode de la variabilité intrasaisonnière de l'atmosphère tropicale, avec des périodes typiques de 20 à 90 jours. La MJO correspond à des perturbations à l'échelle planétaire de la pression, du vent et de la *convection* profonde se déplaçant principalement vers l'est le long de l'équateur. Au fur et à mesure de sa progression, la MJO est associée à une alternance temporelle de précipitations renforcées et réduites à grande échelle, avec un effet maximal au-dessus des océans Indien et Pacifique occidental, bien que l'influence de la MJO puisse se faire sentir au-dessus de l'Atlantique ou de l'Afrique dans les champs dynamiques. Voir la section AIV.2.8 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Oscillation décennale du Pacifique (PDO) ***(Pacific Decadal Oscillation (PDO))*** Voir *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*.

Oscillation interdécennale du Pacifique (IPO) ***(Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO))*** Voir *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*.

Oscillation nord-atlantique (NAO) ***(North Atlantic Oscillation (NAO))*** Mode principal de variabilité atmosphérique à grande échelle dans le bassin de l'Atlantique Nord, l'oscillation nord-atlantique est caractérisée par des variations alternées (en dents de scie) de la pression au niveau de la mer ou de la hauteur géopotentielle entre l'anticyclone des Açores dans les régions subtropicales et la dépression d'Islande aux latitudes moyennes à élevées, avec une certaine extension vers le nord dans l'Arctique. Elle est associée aux fluctuations de la force et de la position latitudinale des principaux vents d'ouest dans un vaste domaine couvrant l'Atlantique Nord et l'Europe, et donc aux fluctuations des *dépressions extratropicales* intégrées et des systèmes frontaux associés, ce qui entraîne une forte *téléconnexion* sur l'ensemble des continents adjacents à l'Atlantique Nord. Les phases positives et négatives de la NAO présentent des caractéristiques analogues à celles décrites pour le *mode annulaire boréal (NAM)*. Voir la section AIV.2.1 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Oscillation quasi biennale (QBO) ***(Quasi-Biennial Oscillation (QBO))*** Oscillation presque périodique du vent zonal équatorial entraînant une alternance de vents d'est et de vents d'ouest dans la *stratosphère* tropicale selon une période moyenne d'environ 28 mois.

Les maximums de vent à direction alternée descendent depuis la base de la mésosphère jusqu'à la *tropopause* et sont entraînés par l'énergie des ondes qui se propagent vers le haut depuis la *troposphère*.

Ouragan *(Hurricane)* Voir *Cyclone tropical.*

Oxyde nitreux (N_2O) *(Nitrous oxide (N_2O))* L'un des *gaz à effet de serre (GES)*. 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 de *combustibles fossiles* et les procédés de l'industrie chimique jouent également un rôle important à cet égard. Par ailleurs, toute une série de processus biologiques qui se déroulent naturellement dans le sol et l'eau dégagent de l'oxyde nitreux, notamment l'action microbienne dans les *forêts* tropicales humides.

Ozone (O_3) *(Ozone (O_3))* Forme triatomique de l'oxygène, l'ozone est un constituant gazeux de l'*atmosphère*. Dans la *troposphère*, il se forme à la fois naturellement et par suite de réactions photochimiques qui font intervenir des gaz résultant des activités humaines (smog, etc.). L'ozone troposphérique fait office de *gaz à effet de serre (GES)*. Dans la *stratosphère*, l'ozone 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. Voir également *Ozone au niveau du sol*, *Trou d'ozone*, *Substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS)*, *Sonde d'ozone* et *Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF)*.

Ozone au niveau du sol *(Ground-level ozone)* *Ozone (O_3)* atmosphérique qui se forme naturellement ou sous l'action de *précurseurs* d'origine humaine près de la surface terrestre et qui a donc un effet néfaste sur la santé, l'agriculture et les *écosystèmes*. L'ozone est un *gaz à effet de serre (GES)*, mais l'ozone qui se trouve au niveau du sol, à la différence de celui qui se trouve dans la *stratosphère*, a un effet délétère direct sur les organismes vivant à la surface. L'ozone au niveau du sol est parfois appelé ozone troposphérique, mais une grande partie de la *troposphère* se situe bien au-dessus de la surface et les organismes en surface n'y sont donc pas directement exposés.

Ozone stratosphérique *(Stratospheric ozone)* *Ozone (O_3)* présent dans la *stratosphère*, la région de l'*atmosphère* comprise entre 10 et 50 kilomètres au-dessus de la surface du globe. Quatre-vingt-dix pour cent de l'ozone total de la colonne se trouve dans la stratosphère. Voir aussi *Couche d'ozone* et *Substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS)*.

Ozone troposphérique *(Tropospheric ozone)* Voir *Ozone (O_3)* et *Ozone au niveau du sol*.

Paléoclimat *(Paleoclimate)* *Climat* pendant les périodes antérieures à l'invention des instruments de mesure, y compris les périodes historiques et géologiques, pour lesquelles on ne dispose que de *données* climatiques *indirectes (proxies)*.

Paléo-englacement *(Glaciated)* Etat d'une surface aujourd'hui exempte de glace que recouvrait autrefois un *glacier*. Voir aussi *Glaciérisation*.

Paramètre de rétroaction climatique *(Climate feedback parameter)* Une des méthodes de quantification de la réponse radiative du *système climatique* à un changement induit par un *forçage radiatif*. Cette réponse est quantifiée par la variation du flux d'énergie net au sommet de l'atmosphère pour un changement donné de la température annuelle à la surface du globe. Elle est exprimée en $W\ m^{-2}\ °C^{-1}$.

Paramétrisation *(Parameterization)* Dans le contexte des *modèles climatiques*, ce terme désigne la technique permettant de représenter les processus qui ne peuvent être simulés explicitement à la *résolution* spatiale ou temporelle du modèle considéré (processus d'échelle inférieure à la maille) grâce à l'établissement de relations entre les variables à grande échelle effectivement modélisées et les effets de ces processus, moyennés sur une zone ou une période donnée.

Particules absorbant la lumière *(Light-absorbing particles)* Les particules absorbant la lumière, par exemple le *carbone suie*, le carbone brun et les poussières, sont des particules qui absorbent le *rayonnement solaire* et le convertissent en énergie interne, augmentant ainsi leur propre température et émettant un rayonnement infrarouge qui est sélectivement absorbé par le milieu environnant. Ces particules affectent le bilan énergétique de l'*atmosphère* et des nuages et réduisent par ailleurs l'albédo de la neige ou de la glace lorsqu'elles s'y déposent, ce qui a pour conséquence d'intensifier le réchauffement et d'accélérer la fonte. Elles exercent en outre un effet réchauffant sur le *climat*.

Percentile *(Percentile)* Valeur de partition dans la distribution d'une population à laquelle un pourcentage donné des valeurs des données est inférieur ou égal. Ainsi, le cinquantième percentile correspond à la médiane de la population. Les percentiles servent souvent à évaluer les extrêmes d'une distribution. Par exemple, le quatre-vingt-dixième (ou le dixième) percentile peut servir de seuil pour les extrêmes supérieurs (ou inférieurs).

Perception du risque *(Risk perception)* Jugement subjectif porté sur les caractéristiques et la gravité d'un *risque*. Voir également *Évaluation des risques* et *Gestion des risques*.

Pergélisol *(Permafrost)* Sol (y compris roche, glace et matières organiques) dont la température reste inférieure ou égale à 0 °C pendant au moins deux années consécutives (Harris *et al.*, 1988). À noter que le pergélisol se définit par la température et non par la présence de glace, dont il est parfois exempt.

Pergélisol de surface
Pergélisol jusqu'à 3 à 4 mètres environ de profondeur. La profondeur n'est pas précise, mais correspond à ce qui a communément le plus d'effet sur les personnes et les *écosystèmes*. Le pergélisol plus profond renferme souvent moins de glace et réagit plus lentement au réchauffement que la couche superficielle. La présence ou l'absence de pergélisol de surface n'est pas la seule métrique des changements qui surviennent, le pergélisol pouvant disparaître en surface mais persister longtemps en profondeur.

Dégradation du pergélisol
Diminution de l'épaisseur ou de l'étendue du pergélisol.

Dégel du pergélisol
Diminution progressive de la teneur en glace du pergélisol, due souvent à un apport de chaleur. Le phénomène peut durer des décennies ou des siècles et toucher toute l'épaisseur de sol gelé, les impacts apparaissant au fur et à mesure. Pendant le dégel, les variations de température sont atténuées par l'énergie de changement de phase entre la glace et l'eau. Après la fonte, le sol est dit « dégelé ».

Pergélisol de surface ***(Near-surface permafrost)*** Voir *Pergélisol*.

Période chaude du Plaisancien ***(Piacenzian warm period)*** Voir *Pliocène*.

Période chaude du Pliocène moyen ***(Mid-Pliocene Warm Period (MPWP))*** Voir *Pliocène*.

Période de référence ***(Reference period)*** Période de temps présentant un intérêt particulier ou pour laquelle certaines statistiques pertinentes sont calculées. Une période de référence peut être utilisée comme période de référence initiale ou aux fins de comparaison avec une période de référence initiale.

Période de référence initiale
Période de temps par rapport à laquelle des différences sont calculées (des *anomalies* par rapport à une référence, par exemple).

Période de retour ***(Return period)*** Estimation de l'intervalle de temps moyen séparant deux manifestations d'un événement (crue ou pluies extrêmes, par exemple) d'une ampleur ou d'une intensité donnée (ou inférieure ou supérieure à cette grandeur).

Période glaciaire ou glaciation ***(Glacial or glaciation)*** Période marquée par la formation de *calottes glaciaires* et de *glaciers* de grande étendue, associée à un niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) nettement inférieur au niveau actuel ; de telles périodes coïncident généralement avec des *stades isotopiques marins* à numéros pairs. Les intervalles glaciaires sont entrecoupés d'intervalles interglaciaires. Le *dernier maximum glaciaire (LGM)* est un intervalle particulier de la dernière glaciation, où les calottes glaciaires approchaient de leur volume maximal à l'échelle planétaire (Clark *et al.*, 2009 ; Gowan *et al.*, 2021) et où le niveau moyen de la mer approchait de son plus bas niveau (Lambeck *et al.*, 2014 ; Yokoyama *et al.*, 2018). Les maxima glaciaires locaux ou régionaux peuvent être diachrones, se situant par exemple entre 29 000 ans et 16 000 ans environ. Pour effectuer une synthèse à l'échelle planétaire, le sixième Rapport d'évaluation du GIEC adopte une définition chronostratigraphique pratique du dernier maximum glaciaire, soit entre 23 000 et 19 000 ans avant le présent (fixé à 1950 ; chronozone de niveau 1 selon Mix *et al.*, 2001). En modélisation, le dernier maximum glaciaire est défini par le pas de temps du modèle le plus proche du centre de cet intervalle, il y a 21 000 ans (Kageyama *et al.*, 2017). Voir aussi *Déglaciation ou fin de glaciation*, *Cycle glaciaire-interglaciaire*, *Glaciation (ou période glaciaire)* et *Période interglaciaire ou interglaciation*.

Période interglaciaire ou interglaciation ***(Interglacial or interglaciation)*** Période globalement chaude qui dure des milliers d'années entre deux glaciations d'une *période glaciaire*. Elle coïncide généralement avec les *stades isotopiques marins (MIS)* à numéros impairs, lorsque le niveau moyen de la mer était proche du niveau actuel. La dernière période interglaciaire s'est produite entre 129 000 et 116 000 ans environ avant le présent (fixé à 1950), bien que la période chaude ait débuté quelques milliers d'années plus tôt dans certaines régions. En ce qui concerne les MIS, les interglaciations se définissent comme l'intervalle entre le point médian de la fin de la période de glaciation précédente et le début de la glaciation suivante. La dernière période interglaciaire coïncide avec le MIS 5e. L'interglaciation actuelle, à savoir l'*Holocène*, a débuté il y a 11 700 ans avant l'an 2000 de notre ère, même si le niveau de la mer à l'échelle de la planète ne s'est approché du niveau actuel qu'il y a environ 7 000 ans. Voir aussi *Déglaciation ou fin de glaciation*, *Cycle glaciaire-interglaciaire*, *Période glaciaire ou glaciation* et *Glaciation (ou période glaciaire)*.

Période postglaciaire ***(Post-glacial period)*** Voir *Holocène*.

Petits États insulaires en développement (PEID) ***(Small Island Developing States (SIDS))*** Selon le Bureau du Haut-Représentant pour les pays les moins avancés, les pays en développement sans littoral et les petits États insulaires en développement (OHRLLS) des Nations Unies, groupe à part de pays en développement qui fait face à des vulnérabilités sociales, économiques et environnementales particulières (UN-OHRLLS, 2011). En raison de leur environnement et de leur développement, ces États ont été considérés comme un cas spécial lors du Sommet de la Terre tenu à Rio de Janeiro (Brésil) en 1992. À l'heure actuelle, l'OHRLLS estime que 58 pays et territoires sont des petits États insulaires en développement, parmi lesquels 38 sont des États Membres de l'ONU et 20 sont non membres ou membres associés des commissions régionales (UN-OHRLLS, 2018).

pH ***(pH)*** Mesure adimensionnelle de l'acidité d'une solution diluée (de l'eau de mer, par exemple), fondée sur l'activité, ou la concentration effective, des ions hydrogènes (H^+) dans la solution. 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 l'acidité ou de l'activité des ions H^+.

Phénologie ***(Phenology)*** Rapport entre des phénomènes biologiques périodiques (stades de développement, migration, etc.) et les *changements climatiques* et saisonniers.

Photosynthèse ***(Photosynthesis)*** Production d'hydrates de carbone à partir de l'énergie de la lumière chez les plantes, les algues et certaines bactéries. Le *dioxyde de carbone (CO_2)* sert de source de carbone.

Piégeage ***(Sequestration)*** Stockage du carbone dans un *réservoir* de carbone. Voir également *Réservoir, carbone et azote*, *Réservoir*, *Potentiel de séquestration*, *Puits*, *Source* et *Absorption*.

Piégeage du carbone ***(Carbon sequestration)*** Voir *Piégeage*.

Plancton ***(Plankton)*** Organismes flottant librement et vivant dans les couches supérieures des milieux aquatiques. Leur répartition et leur migration sont essentiellement déterminées par les courants. Il convient de distinguer le phytoplancton, qui tire son énergie de la *photosynthèse*, et le zooplancton, qui se nourrit de phytoplancton, d'autres formes de zooplancton et de bactérioplancton.

Plate-forme de glace ***(Ice shelf)*** Couche de glace flottante d'origine terrestre d'une épaisseur considérable, reliée à la *côte* (généralement d'une grande étendue horizontale et de pente très douce), issue de l'écoulement de *calottes glaciaires*. Formées au départ par accumulation de neige, elles comblent souvent les baies le long d'une calotte glaciaire. 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 telles plates-formes.

Pléistocène ***(Pleistocene)*** Époque géologique la plus ancienne des deux époques formant le *Quaternaire*, qui s'étend de 2,59 Ma jusqu'au début de l'Holocène (environ 11,7 ka).

Pliocène ***(Pliocene)*** Époque la plus récente des deux époques du Néogène, période qui fait elle-même partie du *Cénozoïque*. Elle s'étend de 5,33 Ma à 2,59 Ma (début de l'époque du *Pléistocène*). La

période du Néogène précède la période géologique actuelle, à savoir le *Quaternaire*, qui est l'une des nombreuses *périodes glaciaires* qui se sont succédé tout au long de l'histoire géologique de la Terre. Elle englobe la période chaude du Pliocène moyen (MPWM), également connue sous le nom de période chaude du Plaisancien, comprise approximativement entre 3,3 et 3,0 Ma. La période du MPWP, à son tour, englobe l'épisode *interglaciaire*, le *stade isotopique marin (MIS)* KM5c, qui a culminé à 3,205 Ma, lorsque le forçage orbital était analogue à celui de l'époque actuelle (Haywood *et al.*, 2016).

Point de bascule *(Tipping point)* Seuil critique au-delà duquel un système se réorganise, souvent de manière soudaine et/ou irréversible. Voir également *Élément de basculement*, *Irréversibilité* et *Changement abrupt*.

Point de bifurcation *(Bifurcation point)* Voir *Point de bascule*.

Polluants climatiques à courte durée de vie (SLCP) *(Short-lived climate pollutants (SLCP))* Voir *Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF)*.

Pollution de l'air *(Air pollution)* Détérioration de la qualité de l'air qui a des effets négatifs sur la santé humaine ou sur le milieu naturel ou l'environnement bâti, imputable à l'introduction dans l'*atmosphère*, par des processus naturels ou par les activités humaines, de substances (gaz, *aérosols*) qui ont un effet néfaste direct (polluants primaires) ou indirect (polluants secondaires). Voir aussi *Facteurs de forçage climatique à courte durée de vie (SLCF)*.

Pompe biologique (de carbone) *(Biological (carbon) pump)* Série de processus océaniques par lesquels le carbone inorganique (sous forme de *dioxyde de carbone (CO_2)*) est fixé en tant que matière organique par *photosynthèse* dans les eaux de surface éclairées, puis transporté en profondeur, parfois jusqu'aux sédiments, où le carbone est stocké.

Pompe de solubilité *(Solubility pump)* Processus physico-chimique qui transporte le *carbone inorganique dissous* des eaux de surface de l'*océan* vers les profondeurs. Il est principalement conditionné par la solubilité du *dioxyde de carbone (CO_2)* (la dilution étant plus facile dans les eaux froides) et par les configurations de la circulation thermohaline à grande échelle.

Pompe des carbonates *(Carbonate pump)* Fixation de carbone océanique résultant de la formation biologique de carbonates, essentiellement par le plancton ; les particules biominérales ainsi produites plongent vers les fonds océaniques, parfois jusqu'à la couche sédimentaire. Ce mécanisme est également appelé « contre-pompe des carbonates », car la formation de carbonate de calcium ($CaCO_3$) s'accompagne d'un rejet de *dioxyde de carbone (CO_2)* dans l'eau avoisinante et, ultérieurement, dans l'*atmosphère*.

Potentiel biogéophysique *(Biogeophysical potential)* Voir *Potentiel d'atténuation*.

Potentiel d'atténuation *(Mitigation potential)* Quantité de réduction nette des émissions de *gaz à effet de serre* qui peut être réalisée par une option d'*atténuation* donnée par rapport à des niveaux initiaux d'émissions spécifiés. [Note : la réduction nette des émissions de gaz à effet de serre est la somme de la réduction des émissions et/ou du renforcement des *puits*.] Voir également *Potentiel de piégeage*.

Potentiel biogéophysique
Potentiel d'atténuation restreint par les limites biologiques, géophysiques et géochimiques et la thermodynamique, à l'exclusion de toute considération d'ordre technique, social, économique et/ou environnemental.

Potentiel économique
Partie du potentiel technique pour laquelle les avantages sociaux dépassent les coûts sociaux, compte tenu d'un taux social d'actualisation et de la valeur des externalités.

Potentiel technique
Potentiel d'atténuation restreint par les limites biogéophysiques ainsi que par la disponibilité des technologies et des pratiques. La quantification des potentiels techniques tient compte principalement de considérations techniques, mais intègre parfois des considérations d'ordre social, économique et/ou environnemental si celles-ci représentent des obstacles importants à la mise en œuvre d'une option.

Potentiel de piégeage *(Sequestration potential)* Quantité de *gaz à effet de serre* qui peut être retirée de l'*atmosphère* par le renforcement *anthropique* des *puits* et stockée dans un *réservoir*. Voir *Potentiel d'atténuation* pour les différentes sous-catégories du potentiel de piégeage. Voir également *Réservoir, carbone et azote*, *Réservoir, Piégeage*, *Source* et *Absorption*.

Potentiel de réchauffement global (PRG) *(Global warming potential (GWP))* Indice du *forçage radiatif* consécutif à l'émission d'une unité de masse d'une substance donnée, cumulé sur un horizon temporel déterminé, par rapport à celui de la substance de référence, le *dioxyde de carbone (CO_2)*. Le PRG représente donc l'effet combiné des temps de séjour différents de ces substances dans l'*atmosphère* et de leur capacité de causer un forçage radiatif. Voir aussi *Durée de vie* et *Métrique d'émissions de gaz à effet de serre*.

Potentiel économique *(Economic potential)* Voir *Potentiel d'atténuation*.

Potentiel technique *(Technical potential)* Voir *Potentiel d'atténuation*.

Poursuite inchangée des activités *(Business as usual (BAU))* L'expression décrit un *scénario* de statu quo, dans lequel on suppose qu'aucune politique ne vient s'ajouter à celles qui sont déjà en place et que les modes de développement socio-économique concordent avec les tendances récentes. Ce terme est moins courant aujourd'hui. Voir aussi *Scénario de référence* (sous *Scénario*).

Précurseurs *(Precursors)* Composés atmosphériques qui ne sont ni des *gaz à effet de serre (GES)* ni des *aérosols*, mais qui ont un effet sur les concentrations de GES et d'aérosols car ils interviennent dans les processus physiques ou chimiques qui déterminent leur rythme de production ou de destruction.

Préindustrielle (période) *(Pre-industrial (period))* Période pluriséculaire antérieure à celle marquant le début du développement industriel à grande échelle vers 1750. La *température moyenne à la surface du globe (GMST)* pour la période 1850–1900 sert de référence pour l'estimation de la température moyenne de la période préindustrielle. Voir aussi *Révolution industrielle*.

Prévisibilité ***(Predictability)*** Degré selon lequel il est possible de prévoir les états futurs d'un système en se fondant sur la connaissance que l'on a de son état actuel et de ses états passés. 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 les utilisent pour produire des *prévisions climatiques*, et que le système climatique est, par nature, *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, 2021). Voir aussi *Prévision climatique* et *Qualité/performance d'une prévision*.

Prévisibilité décennale ***(Decadal predictability)*** Notion renvoyant à la capacité de prévoir l'évolution du *système climatique* à l'échelle d'une décennie. Voir aussi *Prévision climatique*, *Prévisibilité* et *Prévision décennale*.

Prévision climatique ***(Climate prediction)*** Une prévision climatique est le résultat d'une tentative d'estimation (à partir d'un état donné du *système climatique*) de l'évolution réelle future du *climat*, à l'échelle d'une saison, de plusieurs années ou d'une décennie, par exemple. Comme il est possible que l'évolution future du système climatique soit fortement influencée par les conditions initiales, comporte des éléments *chaotiques* et soit soumise à la *variabilité naturelle*, de telles prévisions sont, en général, de nature probabiliste.

Prévision décennale ***(Decadal prediction)*** Prévision climatique à l'échelle temporelle d'une décennie. Voir aussi *Prévisibilité* et *Prévisibilité décennale*.

Probabilité ***(Likelihood)*** Éventualité d'un résultat spécifique, quand il est possible de l'évaluer d'un point de vue probabiliste. Cette probabilité est exprimée dans le présent rapport à l'aide d'une terminologie normalisée (Mastrandrea *et al.*, 2010). Voir aussi *Cohérence*, *Confiance*, *Éléments probants* et *Incertitude*.

Production primaire ***(Primary production)*** Synthèse de composés organiques par les plantes et les microbes, sur les terres émergées ou dans l'*océan*, principalement par l'intermédiaire de la *photosynthèse*, qui utilise la lumière et le *dioxyde de carbone (CO_2)* comme sources d'énergie et de carbone respectivement. Peut également s'effectuer par chimiosynthèse à partir de l'énergie chimique, par exemple dans les cheminées hydrothermales des grands fonds marins.

Production primaire brute (PPB)
Quantité totale de carbone fixé par *photosynthèse* pendant une période de temps déterminée.

Production primaire nette (PPN)
Quantité de carbone fixé par *photosynthèse* de laquelle on soustrait la quantité perdue par *respiration* pendant une période de temps déterminée.

Production primaire brute (PPB) ***(Gross Primary Production (GPP))*** Voir *Production primaire*.

Production primaire nette (PPN) ***(Net primary production (NPP))*** Voir *Production primaire*.

Projection ***(Projection)*** Évolution future possible d'une grandeur ou d'un ensemble de grandeurs, souvent estimée 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 socio-économique et technologique, qui peuvent ou non se réaliser. Voir aussi *Projection climatique*, *Trajectoires* et *Scénario*.

Projection climatique ***(Climate projection)*** Simulation de la réponse du *système climatique* à un *scénario* futur d'émissions ou de concentration de *gaz à effet de serre (GES)* et d'*aérosols* et à des *changements d'affectation des terres*, obtenue généralement à l'aide de *modèles climatiques*. Les projections climatiques se distinguent des *prévisions climatiques* par le fait qu'elles sont liées aux scénarios d'émissions, de concentration ou de *forçage radiatif* utilisés, lesquels reposent sur des hypothèses concernant, par exemple, le développement socio-économique et technologique qui peuvent ou non se réaliser.

Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP) ***(Coupled Model Intercomparison Project (CMIP))*** Activité conduite par le Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC) dans le domaine de la modélisation du *climat*, qui consiste à coordonner et archiver des simulations du climat sur la base du partage des données de modèles par des équipes de modélisation dans le monde entier. Le jeu de données multimodèles CMIP3 comprend des projections établies à partir des scénarios SRES (définis dans le Rapport spécial sur les scénarios d'émissions). Le jeu de données CMIP5 comprend des projections fondées sur les *trajectoires représentatives de concentration (RCP)*. La sixième phase (CMIP6) du projet comporte une série d'expériences communes de modélisation, ainsi qu'un ensemble d'autres projets de comparaison de modèles retenus par le CMIP.

Protocole de Montréal ***(Montreal Protocol)*** 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 (notamment à Londres (1990), Copenhague (1992), Vienne (1995), Montréal (1997), Beijing (1999) et Kigali (2016)). Il réglemente la consommation et la production d'un certain nombre de substances chimiques chlorées et bromées qui détruisent l'*ozone (O_3) stratosphérique*, telles que les *chlorofluorocarbones (CFC)*, le trichloroéthane ou le tétrachlorure de carbone. Depuis l'Amendement de Kigali (2016), les *hydrofluorocarbones* (HFC), qui étaient utilisés comme solutions de remplacement des *substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS)*, font l'objet d'une élimination en raison de leur impact sur le *climat* en tant que *gaz à effet de serre (GES)*.

Puits ***(Sink)*** 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 (CCNUCC, article 1.8 (CCNUCC, 1992)). Voir aussi *Réservoir, carbone et azote*, *Réservoir*, *Piégeage*, *Potentiel de piégeage*, *Source* et *Absorption*.

Puits de carbone ***(Carbon sink)*** Voir *Puits*.

Qualité/performance d'une prévision ***(Prediction quality/skill)*** 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* et *Prévisibilité*.

Quaternaire ***(Quaternary)*** Période la plus récente des trois périodes que comporte le *Cénozoïque* (de 66 Ma à nos jours) ; le Quaternaire,

qui a débuté il y a 2,58 Ma et se poursuit de nos jours, comprend deux époques : le *Pléistocène* et l'*Holocène*.

Rapport de mélange ***(Mixing ratio)*** Voir *Fraction molaire ou rapport de mélange*.

Rayonnement ascendant de grandes longueurs d'onde ***(Outgoing longwave radiation)*** Rayonnement ascendant net dans la bande infrarouge du spectre à partir du sommet de l'*atmosphère*.

Rayonnement de courtes longueurs d'onde ***(Shortwave radiation)*** Voir *Rayonnement solaire*.

Rayonnement de grandes longueurs d'onde ***(Longwave radiation)*** Voir *Rayonnement terrestre*.

Rayonnement infrarouge ***(Infrared radiation)*** *Voir Rayonnement terrestre*.

Rayonnement solaire ***(Solar radiation)*** 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 *Ensoleillement (ou insolation)* et *Éclairement énergétique solaire total (TSI)*.

Rayonnement solaire incident ***(Incoming solar radiation)*** Voir *Ensoleillement (ou insolation)*.

Rayonnement terrestre ***(Terrestrial radiation)*** 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 un intervalle particulier de longueurs d'onde (spectre) supérieur à celui de la lumière 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.

Réanalyse ***(Reanalysis)*** Procédé consistant à traiter des données météorologiques ou océanographiques passées à l'aide de modèles statiques de prévision météorologique ou de circulation océanique à la pointe du progrès et avec des techniques d'*assimilation de données*. Les réanalyses permettent d'obtenir des estimations de variables telles que la température et le vent atmosphériques ou la température et les courants océanographiques du passé, ainsi que d'autres quantités. Le recours à une assimilation statique des données permet d'éviter les effets des systèmes d'analyse dynamique propres aux analyses opérationnelles. Bien que la continuité se soit améliorée, les réanalyses globales pâtissent encore des fluctuations de couverture et des biais des systèmes d'observation.

Reboisement ***(Reforestation)*** Rétablissement de *forêts* sur des terres qui en avaient précédemment porté mais qui ont été converties en terres non forestières. [Note : Pour une analyse du terme « forêt » et des termes apparentés tels que « boisement », « reboisement » et « déforestation », voir les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre et leur version révisée de 2019, ainsi que les informations issues de la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (GIEC, 2006, 2019 ; CCNUCC, 2021a, b).] Voir également *Boisement*, *Déforestation*, *Éliminations anthropiques* et *Élimination du dioxyde de carbone (CDR)*.

Réchauffement dépendant de l'altitude (EDW) ***(Elevation-dependent warming (EDW))*** Caractéristique propre à de nombreuses régions montagneuses, où l'évolution passée et/ou future de la température de l'air en surface présente une variation non uniforme et non linéaire en fonction de l'altitude. Dans de nombreuses situations, le réchauffement est amplifié à l'intérieur ou au-delà d'une certaine plage d'altitude.

Réchauffement planétaire ***(Global warming)*** Augmentation de la *température à la surface du globe* relativement à une *période de référence* initiale, dont la moyenne est calculée sur une période assez longue pour éliminer les variations interannuelles (par exemple 20 ou 30 ans). La période de référence initiale la plus courante est 1850–1900 (première période pour laquelle on dispose d'observations fiables offrant une couverture géographique suffisante), mais des périodes plus récentes sont utilisées selon l'application. Voir aussi *Changement climatique* et *Variabilité du climat*.

Réchauffement stratosphérique soudain (SWW) ***(Sudden stratospheric warming (SSW))*** Phénomène de réchauffement rapide de la *stratosphère* aux latitudes élevées (parfois plus de 50 °C en un à deux jours) qui peut provoquer l'effondrement des *vortex polaires stratosphériques*.

Récif corallien ***(Coral reef)*** *Écosystème* sous-marin caractérisé par des coraux durs constructeurs de structures. Les récifs coralliens des eaux chaudes se forment à faible profondeur, dans la zone tropicale surtout, les coraux (animaux) renfermant des algues (végétaux) ayant besoin de lumière et d'une température assez stable. On trouve des récifs coralliens d'eaux froides partout sur la planète, à des profondeurs de 50 à 500 m principalement. Les uns comme les autres se développent souvent sur des matériaux morts plus anciens, principalement formés de carbonate de calcium ($CaCO_3$). Les récifs coralliens des eaux chaudes et des eaux froides, qui abritent une grande *biodiversité* de poissons et d'autres espèces, sont très vulnérables face au *changement climatique*.

Reconstruction (d'une variable climatique) ***(Reconstruction (of climate variable))*** Méthode visant à reconstruire les caractéristiques temporelles et spatiales passées d'une variable climatique à partir de prédicteurs. Les prédicteurs peuvent être des données instrumentales si la reconstruction sert à remplacer des données manquantes ou des *données indirectes* si on les utilise pour élaborer des reconstructions *paléoclimatiques*. Diverses techniques ont été mises au point à ces fins (méthodes fondées sur une régression multivariable linéaire, méthode *bayésienne* non linéaire et méthode des analogues).

Région ***(Region)*** Zone terrestre ou océanique assez vaste se caractérisant par un certain nombre de particularités géographiques et climatologiques. Le *climat* d'une région est le résultat d'une combinaison multi-échelle de ses propres caractéristiques, des influences à distance des autres régions et des conditions climatiques mondiales.

Région de remontée d'eau ***(Upwelling region)*** Région de l'*océan* où les eaux froides, habituellement riches en éléments nutritifs, remontent des profondeurs vers la surface.

Régions typologiques ***(Typological regions)*** Régions de la Terre qui partagent une ou plusieurs caractéristiques spécifiques (appelées « typologies »), telles que la situation géographique (par exemple côtier), des processus physiques (par exemple les *moussons*), des particularités biologiques (par exemple des *récifs coralliens* ou des *forêts* tropicales), géologiques (par exemple des montagnes) ou *anthropiques* (par exemple des *mégapoles*), et pour lesquelles il est opportun de prendre en compte les caractéristiques climatiques communes. Les régions typologiques sont plus petites que les zones climatiques (par exemple une région montagneuse) et peuvent être discontinues (par exemple un groupe de mégapoles affectées par l'effet d'*îlot de chaleur urbain* ou des régions de mousson).

Relevés indirects ***(Proxy records)*** Voir *Données indirectes (proxies)*.

Remontée artificielle des eaux océaniques ***(Artificial ocean upwelling (AOUpw))*** Méthode potentielle d'*élimination du dioxyde de carbone (CDR)* qui consiste à pomper artificiellement vers la surface les eaux plus fraîches et riches en nutriments des profondeurs océaniques. Le but est d'accroître l'absorption de CO_2 par l'*océan* en stimulant l'activité phytoplanctonique.

Réponse climatique ***(Climate response)*** Terme général désignant la manière dont le *système climatique* répond à un *forçage radiatif*.

Réponse climatique transitoire ***(Transient climate response (TCR))*** Voir *Sensibilité du climat*.

Réponse radiative (du système climatique) ***(Radiative response (of the climate system))*** Flux radiatif net au sommet de l'atmosphère qui contrecarre une variation du *forçage radiatif* sous l'effet de *rétroactions climatiques*. Unités de mesure habituelles : W m^{-2}. Voir aussi *Bilan énergétique de la Terre* et *Paramètre de rétroaction climatique*.

Réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (RTCE) ***(Transient climate response to cumulative CO_2 emissions (TCRE))*** Voir *Sensibilité du climat*.

Réservoir ***(Reservoir)*** Un ou plusieurs constituants du système climatique qui retiennent un *gaz à effet de serre (GES)* ou un *précurseur* de gaz à effet de serre (CCNUCC, article 1.7 (CCNUCC, 1992)). Voir aussi *Réservoir, carbone et azote*, *Piégeage*, *Potentiel de piégeage*, *Puits*, *Source* et *Absorption*.

Réservoir, carbone et azote ***(Pool, carbon and nitrogen)*** *Réservoir* du système Terre où des éléments tels que le carbone et l'azote sont présents sous diverses formes chimiques sur une période de temps donnée. Voir aussi *Réservoir*, *Piégeage*, *Potentiel de piégeage*, *Puits*, *Source* et *Absorption*.

Résilience ***(Resilience)*** Capacité des systèmes sociaux, économiques et environnementaux interdépendants à faire face à une évolution, à une perturbation ou à un évènement aléatoire, leur permettant d'y répondre ou de se réorganiser de façon à préserver leur fonction, leur identité et leur structure fondamentales. Qualité positive lorsqu'elle permet de maintenir les capacités d'*adaptation*, d'apprentissage et/ou de transformation (Conseil de l'Arctique, 2016). Voir aussi *Aléa*, *Risque* et *Vulnérabilité*.

Résolution ***(Resolution)*** Appliqué aux *modèles climatiques*, le terme se rapporte à la distance physique (en mètres ou en degrés) entre les points de la grille servant à résoudre les équations. La résolution temporelle se rapporte au pas de temps ou à la durée écoulée entre chaque nouveau calcul des équations par le modèle.

Respiration ***(Respiration)*** Processus par lequel des organismes vivants transforment la matière organique en *dioxyde de carbone (CO_2)*, en produisant de l'énergie et en consommant de l'oxygène moléculaire.

Respiration autotrophe ***(Autotrophic respiration)*** *Respiration* propre aux organismes photosynthétiques (voir *photosynthèse*) (végétaux, algues, etc.).

Respiration hétérotrophe ***(Heterotrophic respiration)*** Conversion de matière organique en *dioxyde de carbone (CO_2)* par des organismes non autotrophes.

Rétroaction ***(Feedback)*** Voir *Rétroaction climatique*.

Rétroaction carbone-climat ***(Carbon–climate feedback)*** Voir *Rétroaction climat-cycle du carbone*.

Rétroaction climat-cycle du carbone ***(Climate–carbon cycle feedback)*** *Rétroaction climatique* qui entraîne 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 *dioxyde de carbone (CO_2)* entre l'*atmosphère* et l'océan ; sur les continents, le changement climatique peut exercer son influence 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 ***(Climate feedback)*** Interaction dans laquelle la perturbation d'une variable climatique provoque, dans une seconde variable, des changements qui influent à leur tour sur la variable initiale. Une rétroaction positive accentue la perturbation initiale, une rétroaction négative l'atténue. La perturbation initiale peut découler d'un forçage externe ou relever de la *variabilité interne*. Voir aussi *Rétroaction climat-cycle du carbone*, *Rétroaction nuageuse* et *Rétroaction glace-albédo*.

Rétroaction glace-albédo ***(Ice–albedo feedback)*** *Rétroaction climatique* comprenant 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 planétaire moyen (~0,3). Avec le réchauffement, on prévoit une réduction de l'étendue de neige et de glace, une diminution de l'albédo global de la Terre et l'absorption d'une quantité plus importante de *rayonnement solaire*, entraînant un réchauffement encore plus important de la planète.

Rétroaction nuageuse ***(Cloud feedback)*** *Rétroaction climatique* se caractérisant par les variations d'une propriété des nuages, quelle qu'elle soit, en réponse à une variation de la température de surface à l'échelle locale ou mondiale. Pour 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.

Révolution industrielle ***(Industrial revolution)*** Période de croissance industrielle rapide aux profondes répercussions sociales et économiques, qui a débuté en Grande-Bretagne pendant la seconde moitié du XVIIIe 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 important déclencheur de ce développement. La révolution industrielle marque le début d'une augmentation importante de l'utilisation des *combustibles fossiles*, le charbon au départ, et par conséquent des émissions de *dioxyde de carbone (CO_2)*.

Risque ***(Risk)*** Possibilité de conséquences néfastes pour les systèmes humains ou écologiques, compte tenu de la diversité des valeurs et des objectifs associés à ces systèmes. S'agissant du *changement climatique*, les risques peuvent découler de ses *impacts* potentiels, ainsi que des réponses humaines en la matière. Parmi les conséquences préjudiciables notables figurent les effets sur la vie, les *moyens de subsistance*, la santé et le bien-être, les biens et investissements économiques, sociaux et culturels, les éléments d'infrastructure, les services (y compris les services écosystémiques), les *écosystèmes* et les espèces.

S'agissant des impacts du changement climatique, les risques résultent des interactions dynamiques des *aléas* liés au climat, de l'*exposition* et de la *vulnérabilité* du système humain ou écologique visé. Les aléas, l'exposition et la vulnérabilité peuvent faire l'objet d'incertitudes en matière d'ampleur et de *probabilité* d'occurrence et évoluer au fil du temps et dans l'espace en raison de changements socio-économiques et de décisions humaines (voir aussi *Gestion des risques*, *Adaptation* et *Atténuation*).

S'agissant des réponses au changement climatique, les risques résultent de la possibilité que ces réponses n'atteignent pas les objectifs visés, ou de compromis potentiels ou d'effets secondaires négatifs sur d'autres objectifs sociétaux tels que les objectifs de développement durable (ODD) (voir aussi *Substituabilité des risques*). Ils peuvent découler, par exemple, de l'*incertitude* quant à la mise en œuvre, à l'efficacité ou aux résultats des *politiques climatiques*, des investissements liés au climat, du développement ou de l'adoption des technologies et des transitions systémiques. Voir aussi *Aléa* et *Impacts*.

Rivières atmosphériques ***(Atmospheric rivers (ARs))*** Filaments longs, étroits (quelques centaines de kilomètres au plus), peu profonds (quelques kilomètres au plus) et transitoires d'intense transport horizontal de vapeur d'eau, qui sont généralement associés à un courant-jet de basse altitude à l'avant du front froid d'une dépression extratropicale (Ralph *et al.*, 2018).

Ruissellement ***(Runoff)*** Écoulement de surface ou de subsurface provenant généralement de la part des précipitations liquides ou de l'eau de fonte de la neige ou de la glace qui ne s'évapore pas, ne regèle pas et n'est pas perdue par transpiration et qui contribue à l'alimentation des masses d'eau.

Scénario ***(Scenario)*** Description plausible d'un développement futur, 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. Il convient de noter que les scénarios ne sont ni des prédictions ni des prévisions, mais permettent de mieux cerner les conséquences de différentes évolutions et actions. Voir aussi *Trajectoires* et *Trames de scénarios* (sous *Trames)*.

Scénario de base
Voir *Scénario de référence* (sous *Scénario*).

Scénario de concentration
Représentation plausible de l'évolution future des concentrations atmosphériques de substances qui ont des effets radiatifs (*gaz à effet de serre (GES)*, *aérosols*, *ozone* troposphérique, etc.), complétée par les changements anthropiques de *couverture des sols* susceptibles d'avoir des effets radiatifs du fait des variations d'*albédo* ; ces scénarios sont souvent introduits, comme conditions initiales, dans les *modèles climatiques* pour établir des *projections climatiques*.

Scénario d'émissions
Représentation plausible de l'évolution future des émissions de substances qui ont des effets radiatifs *(gaz à effet de serre (GES)*, *aérosols*, etc.), complétée par les changements anthropiques de couverture des sols susceptibles d'avoir des effets radiatifs du fait des variations d'*albédo* et fondée sur un ensemble cohérent et intrinsèquement homogène d'hypothèses concernant les forces motrices (évolution démographique et socio-économique, progrès technologique, énergie, *usage des terres*, etc.) et leurs interactions principales. Les *scénarios de concentration*, qui découlent des scénarios d'émissions, sont souvent introduits comme conditions initiales dans les *modèles climatiques* pour établir des *projections climatiques*.

Scénario d'atténuation
Représentation plausible de la réponse future du système (étudié) à la mise en œuvre de politiques et de mesures d'atténuation.

Scénario de référence
Scénario servant de point de départ ou de référence pour une comparaison entre deux ou plusieurs scénarios.

[Note 1 : Dans de nombreux types de recherche sur le *changement climatique*, les scénarios de référence reflètent des hypothèses spécifiques sur les modes de développement socio-économique et peuvent représenter des futurs qui supposent l'absence de politiques climatiques ou encore des politiques climatiques spécifiques, par exemple celles en vigueur ou prévues au moment où l'étude est réalisée. Les scénarios de référence peuvent également représenter des futurs caractérisés par des *impacts* climatiques ou une *adaptation* au changement climatique limités ou inexistants, susceptibles de servir de point de comparaison pour les futurs marqués par des impacts et une adaptation de plus grande ampleur. On emploie aussi l'expression « scénarios de base » dans certaines publications.

Note 2 : Les scénarios de référence peuvent également constituer des scénarios de politiques ou d'impacts en matière de climat, qui servent en l'occurrence de point de comparaison pour déterminer les conséquences d'autres caractéristiques (délais, options technologiques, conception des politiques et stratégie, par exemple) ou pour étudier les effets d'impacts et de processus d'adaptation d'une plus grande ampleur que ceux évoqués dans le scénario de référence.

Note 3 : L'expression « scénario de poursuite inchangée des activités » a été utilisée pour décrire un scénario fondé sur l'absence de politiques supplémentaires autres que celles actuellement en place et sur la conformité des modes de développement socio-économique aux tendances récentes. Cette expression est aujourd'hui moins fréquemment utilisée que par le passé.

Note 4: Dans le cadre de la recherche sur l'*attribution* des changements climatiques ou des impacts, les scénarios de référence peuvent se rapporter à des scénarios historiques contrefactuels supposant l'absence

d'émissions anthropiques de *gaz à effet de serre (GES)* (attribution des changements climatiques) ou l'absence de changement climatique (attribution des impacts).]

Scénario socio-économique
Scénario qui décrit un développement futur plausible en matière de population, de produit intérieur brut (PIB) et d'autres facteurs socio-économiques, permettant de mieux cerner les conséquences du *changement climatique*.

Scénario d'atténuation ***(Mitigation scenario)*** Voir *Scénario*.

Scénario de base ***(Baseline scenario)*** Voir *Scénario de référence* (sous *Scénario*)

Scénario de concentration ***(Concentrations scenario)*** Voir *Scénario*.

Scénario de référence ***(Reference scenario)*** Voir *Scénario*.

Scénario socio-économique ***(Socio-economic scenario)*** Voir *Scénario*.

Sécheresse ***(Drought)*** Période exceptionnelle de manque d'eau pour les *écosystèmes* existants et pour la population humaine (due à un déficit pluviométrique, à une température élevée et/ou au vent). Voir aussi *Stress dû à l'évaporation chez les plantes*.

Sécheresse agricole et écologique
Le choix du qualificatif dépend du *biome* touché : période caractérisée par un déficit anormal d'*humidité du sol*, qui résulte d'un manque de précipitations conjugué à un excès d'*évapotranspiration* et qui, pendant la période de végétation, nuit à la production des cultures ou au fonctionnement des *écosystèmes* en général.

Sécheresse hydrologique¨
Période caractérisée par un déficit marqué du *ruissellement* et de la hauteur d'eau dans les cours d'eau, les lacs et les réservoirs.

Sécheresse météorologique (Meteorological drought)
Période caractérisée par un déficit anormal des précipitations.

Sécheresse agricole et écologique ***(Agricultural and ecological drought)*** Voir *Sécheresse*.

Sécheresse hydrologique ***(Hydrological drought)*** Voir *Sécheresse*.

Sécheresse météorologique ***(Meteorological drought)*** Voir *Sécheresse*.

Sécurité de l'eau ***(Water security)*** « Capacité d'une population à garantir un accès durable à des quantités adéquates d'eau de qualité acceptable, pour assurer les moyens de subsistance, le bien-être humain et le développement socioéconomique, se protéger de la pollution de l'eau et des catastrophes hydriques et préserver les écosystèmes dans un climat de paix et de stabilité politique » (ONU-Eau, 2013).

Sensibilité du climat ***(Climate sensitivity)*** Variation de la température de surface en réponse à une variation de la concentration de *dioxyde de carbone (CO_2)* dans l'atmosphère ou à un autre facteur de *forçage radiatif*. Voir aussi *Paramètre de rétroaction climatique*.

Sensibilité du système Terre
Réponse de la température de surface à l'état d'équilibre du système couplé atmosphère-océan-cryosphère-végétation-cycle du carbone à un doublement de la concentration atmosphérique de *dioxyde de carbone (CO_2)*. Comme elle intègre l'ajustement des *calottes glaciaires* aux perturbations externes, elle peut être nettement différente de la *sensibilité du climat à l'équilibre* qui est obtenue à partir de modèles couplés atmosphère-océan.

Sensibilité effective du climat à l'équilibre
Estimation de la réponse de la température de surface à un doublement de la concentration de *dioxyde de carbone (CO_2)* atmosphérique, obtenue à partir de modèles ou d'observations pour des conditions évolutives qui ne sont pas à l'équilibre. Mesure de l'ampleur des *rétroactions climatiques* à un instant donné, qui peut varier en fonction du *forçage* passé et de l'état du climat et peut donc différer de la *sensibilité du climat à l'équilibre*.

Sensibilité du climat à l'équilibre (ECS)
Variation à l'équilibre (état stable) de la température de surface après un doublement de la concentration de *dioxyde de carbone (CO_2)* dans l'atmosphère par rapport aux valeurs de l'*ère préindustrielle*.

Réponse transitoire du climat (TCR)
Réaction de la température de surface dans le cas du scénario hypothétique selon lequel le *dioxyde de carbone (CO_2)* présent dans l'atmosphère augmente de 1 % par an depuis la période *préindustrielle* jusqu'au moment où la concentration de CO_2 atmosphérique double (année 70).

Réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO_2 (TCRE)
Variation transitoire de la température de surface par unité d'émissions cumulées de *dioxyde de carbone (CO_2)* (en général 1 000 GtC). La TCRE donne des informations à la fois sur *la fraction* des émissions cumulées de CO_2 *qui reste dans l'atmosphère* (fraction de la quantité totale de CO_2 émise qui demeure dans l'*atmosphère*, déterminée par les processus en jeu dans le *cycle du carbone*) et sur la *réponse transitoire du climat (TCR)*.

Sensibilité du climat à l'équilibre ***(Equilibrium climate sensitivity (ECS))*** Voir *Sensibilité du climat*.

Sensibilité du système Terre ***(Earth system sensitivity)*** Voir *Sensibilité du climat*.

Sensibilité effective du climat à l'équilibre ***(Effective equilibrium climate sensitivity)*** Voir *Sensibilité du climat.*

Sensibilité hydrologique (η) ***(Hydrological sensitivity (η))*** Changement linéaire dans les précipitations moyennes mondiales par degré Celsius de variation de la *température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)* après que sont survenues les fluctuations pluviométriques associées aux ajustements rapides de l'atmosphère et de la surface des terres émergées aux *forçages radiatifs*. Elle est exprimée en % par °C, bien qu'elle puisse également être calculée en W m^{-2} par °C. Voir aussi *Sensibilité hydrologique apparente* (ηa).

Sensibilité hydrologique apparente (ηa) ***(Apparent hydrological sensitivity (ηa))*** Variation des précipitations moyennes mondiales par degré Celsius de variation de la *température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*. Elle est exprimée en % par °C, bien qu'elle

puisse également être calculée en W m^{-2} par °C. Voir aussi *Sensibilité hydrologique (η)*.

Services climatiques ***(Climate services)*** Les services climatiques impliquent la fourniture d'*informations climatiques* visant à faciliter la prise de décision. Un tel service comprend une mobilisation appropriée des utilisateurs et des prestataires, s'appuie sur des informations et une expertise scientifiquement crédibles, offre un mécanisme d'accès efficace et répond aux besoins des utilisateurs (Hewitt *et al.*, 2012).

Seuil climatique ***(Climate threshold)*** Limite, au sein du *système climatique* (ou de son *forçage*), au-delà de laquelle le comportement du système est qualitativement modifié. Voir aussi *Changement climatique abrupt* et *Point de bascule*.

Situation initiale/Référence ***(Baseline/reference)*** Voir *Scénario de référence* (sous *Scénario*) et *Période de référence*.

Sol gelé ***(Frozen ground)*** Sol ou roche dont une partie ou la totalité de l'eau interstitielle est gelée. Voir aussi *Couche active* et *Pergélisol*.

Sonde d'ozone ***(Ozonesonde)*** Radiosonde mesurant la concentration d'*ozone (O_3)*. La radiosonde est généralement emportée par un ballon météorologique et transmet par radio les quantités mesurées à un récepteur au sol.

Sondeur à hyperfréquences (MSU) ***(Microwave sounding unit (MSU))*** Sondeur embarqué à bord des satellites à orbite polaire de la NOAA (Administration américaine pour les océans et l'atmosphère), servant à évaluer la température de 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. Neuf sondeurs de ce type ont entrepris ce genre de mesures dès la fin de l'année 1978. Une nouvelle série d'instruments appelés « sondeurs à hyperfréquences améliorés » a été mise en exploitation vers le milieu de l'année 1998.

Sondeur stratosphérique (SSU) ***(Stratospheric sounding unit (SSU))*** Sondeur infrarouge à trois canaux embarqué sur les satellites opérationnels à orbite polaire de la NOAA (Administration américaine pour les océans et l'atmosphère). Les trois canaux servent à déterminer les profils de température dans la *stratosphère* (AMS, 2021).

Source ***(Source)*** Tout processus ou activité qui libère dans l'*atmosphère* un *gaz à effet de serre*, un *aérosol* ou un *précurseur* de gaz à effet de serre (CCNUCC, article 1.9 (CCNUCC, 1992)). Voir aussi *Réservoir, carbone et azote*, *Réservoir*, *Piégeage*, *Potentiel de piégeage*, *Puits* et *Absorption*.

Source de carbone ***(Carbon source)*** Voir *Source*.

Spectre électromagnétique ***(Electromagnetic spectrum)*** Gamme de longueur d'onde, de fréquence ou d'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.

Stades isotopiques marins (MIS) ***(Marine isotope stage (MIS))*** Périodes géologiques d'alternance de conditions *glaciaires* et *interglaciaires*, chacune durant généralement des dizaines de milliers d'années, comme le montre la composition isotopique de l'oxygène présent dans les microfossiles provenant de carottes de sédiments marins profonds. Les numéros des stades isotopiques marins remontent dans le temps à partir du présent, qui correspond au stade 1. Les stades à numéros pairs correspondent à des périodes glaciaires et les stades à numéros impairs, à des périodes interglaciaires.

Stadiaire ***(Stadial or stade)*** Brève période de refroidissement régional du climat pendant un intervalle *glaciaire* ou *interglaciaire*, souvent caractérisée par des avancées glaciaires transitoires. Les stades froids sont généralement de courte durée (de quelques centaines à quelques milliers d'années) par rapport aux intervalles glaciaires ou interglaciaires (qui durent de plusieurs milliers à des dizaines de milliers d'années). Un exemple de stadiaire régional consiste dans le refroidissement à l'échelle millénaire enregistré par les taux des *isotopes* de l'oxygène dans les *carottes de glace* du Groenland, également appelé « stades froids du Groenland » (Johnsen *et al.*, 1992). Voir aussi *interstadiaire*.

Stockage d'eau terrestre (LWS) ***(Land water storage (LWS))*** Le stockage d'eau terrestre comprend toutes les eaux de surface, l'humidité du sol, le stockage des eaux souterraines et la neige, mais à l'exclusion de l'eau stockée dans les *glaciers* et les *calottes glaciaires*. Les changements dans le stockage de l'eau terrestre peuvent être causés soit par une intervention humaine directe dans le cycle de l'eau (par exemple le stockage d'eau dans des réservoirs résultant de la construction de barrages sur des cours d'eau, l'extraction d'eau provenant d'aquifères pour la consommation et l'irrigation ou la déforestation), soit par des variations du *climat* (par exemple des changements dans la quantité d'eau présente dans les lacs endoréiques et les *zones humides*, la canopée, le sol, le *pergélisol* et le manteau neigeux). Les changements dans le stockage d'eau terrestre causés par des variations du climat peuvent aussi être indirectement affectés par des influences *anthropiques*. Voir aussi *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Stratification ***(Stratification)*** Processus de formation de couches d'eau (océanique) présentant des propriétés différentes (salinité, densité, température, etc.) qui font obstacle au mélange des eaux. Le renforcement de la stratification à proximité de la surface entraîne généralement un réchauffement des eaux de surface, une diminution de la teneur en oxygène des eaux plus profondes et une intensification de l'*acidification de l'océan (OA)* dans ses couches supérieures.

Stratification océanique ***(Ocean stratification)*** Voir *Stratification*.

Stratosphère ***(Stratosphere)*** Région fortement stratifiée de l'atmosphère au-dessus de la *tropopause*, s'étendant jusqu'à 50 km environ d'altitude. Voir aussi *Troposphère*.

Stress dû à l'évaporation chez les plantes ***(Plant evaporative stress)*** Stress, dont font l'objet aussi bien les cultures que la végétation naturelle, pouvant résulter de la combinaison d'une forte demande d'évaporation atmosphérique et d'une quantité limitée d'eau disponible pour répondre à cette demande par l'intermédiaire de l'*évapotranspiration*, ce qui a pour effet d'accentuer la *sécheresse agricole et écologique*.

Stress thermique ***(Heat stress)*** Eventail d'effets sanitaires, par exemple pour les organismes terrestres ou aquatiques, qui se produisent lorsque le corps absorbe un excès de chaleur lors d'une surexposition à des températures élevées de l'air ou de l'eau ou à un rayonnement thermique. Chez les animaux à respiration aquatique, l'hypoxie et l'acidification des eaux peuvent exacerber la *vulnérabilité* à la chaleur. Dans l'air, chez les mammifères (y compris l'être humain)

et les oiseaux, le stress thermique est exacerbé par la combinaison néfaste de la chaleur ambiante, d'une forte humidité et de faibles vitesses du vent, entraînant une défaillance de la régulation de la température corporelle.

Structure climatique ***(Climate pattern)*** 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 structure climatique est un vecteur propre de la matrice des covariances ; en sciences du climat, on parle de fonction orthogonale empirique (EOF).

Structure de téléconnexion ***(Teleconnection pattern)*** Structure spatiale des *anomalies* climatiques qui sont liées entre elles par des processus de *téléconnexion* ou qui constituent l'empreinte à *grande échelle* des *modes de variabilité du climat*. Les configurations de téléconnexion peuvent être visualisées à l'aide de cartes de corrélation et/ou de régression des variables climatiques avec certains *indices climatiques* (c'est-à-dire ceux dérivés de la variation temporelle des principaux modes de variabilité du climat). Elles peuvent également être établies à partir d'une analyse en composantes principales, d'une décomposition en valeurs singulières/analyse de covariance maximale, d'une agrégation fondée sur des critères de récurrence spatiale, etc. Voir aussi section Atlas.3.1 du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Subduction ***(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 région où la couche de surface est localement moins dense et qu'elles doivent, de ce fait, glisser sous cette couche de surface, généralement sans variation de densité.

Subsidence anthropique ***(Anthropogenic subsidence)*** Affaissement de la surface des terres émergées dû à des facteurs *anthropiques* (chargement, extraction d'hydrocarbures ou d'eaux souterraines, drainage, exploitation minière, etc.) causant la compaction des sédiments, la subsidence/déformation de la séquence sédimentaire ou l'oxydation des matières organiques, ce qui entraîne une élévation relative du niveau de la mer.

Substances appauvrissant la couche d'ozone (ODS) ***(Ozone-depleting substances (ODSs))*** Gaz d'origine humaine qui détruisent l'*ozone (O_3)* lorsqu'ils atteignent la *couche d'ozone* dans la *stratosphère*. Les substances appauvrissant la couche d'ozone comprennent les *chlorofluorocarbones (CFC)*, les hydrochlorofluorocarbones (HCFC), les hydrobromofluorocarbones (HBFC), les halons, le bromure de méthyle, le tétrachlorure de carbone et le méthylchloroforme. Elles sont utilisées comme réfrigérants dans les climatiseurs et les réfrigérateurs commerciaux, domestiques et automobiles, agents de gonflement pour mousse, composants de matériel électrique, solvants industriels, solvants pour le nettoyage (y compris le nettoyage à sec), propulseurs d'aérosols et fumigènes. Voir également *Couche d'ozone*, *Ozone (O_3)* et *Ozone stratosphérique*.

Substances halogénées à très courte durée de vie (VSLS) ***(Very short-lived halogenated substances (VSLSs))*** Comprennent notamment des gaz sources (substances halogénées à très courte durée de vie présentes dans l'*atmosphère* sous la forme où elles ont été émises par des sources naturelles et *anthropiques*), des gaz produits halogénés issus de la dégradation des gaz sources et d'autres sources d'halogènes inorganiques *troposphériques*. Ces substances ont une *durée de vie* troposphérique d'environ 0,5 an ou moins.

Surélévation par les vagues ***(Wave setup)*** Voir *Élévation extrême du niveau de la mer (ESL)*.

Surprises ***(Surprises)*** Catégorie de *risque* qui peut être définie comme correspondant à des événements de faible *probabilité* mais bien compris et à des événements qui ne peuvent être prévus dans l'état actuel des connaissances (voir section 1.4.4.3 dans le chapitre 1 de l'AR6 du GTI).

Système climatique ***(Climate system)*** Système planétaire composé de cinq grands éléments : l'*atmosphère*, l'*hydrosphère*, la *cryosphère*, la *lithosphère* et la *biosphère*, ainsi que de leurs interactions. Le système climatique varie au cours du 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, le *forçage orbital* ou les forçages *anthropiques* (notamment les changements de la composition de l'atmosphère et les *changements d'affectation des terres*).

Système dynamique ***(Dynamical system)*** 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.

Système humain ***(Human system)*** Tout système dans lequel les organisations et les institutions humaines jouent un rôle de premier plan. Souvent synonyme de société ou de système social, mais pas toujours. Les systèmes agricoles, urbains, politiques, technologiques et économiques sont des systèmes humains au sens donné dans le présent rapport.

Systèmes naturels ***(Natural systems)*** Composantes physiques, physicochimiques et biologiques dynamiques du système Terre qui existeraient indépendamment des activités humaines.

Taches solaires ***(Sunspots)*** Petites zones sombres à la surface du Soleil où les champs magnétiques intenses réduisent la convection et entraînent ainsi une baisse de température d'environ 1 500 K par rapport aux régions avoisinantes. Le nombre de taches solaires est particulièrement élevé pendant les périodes de forte *activité solaire* et varie en particulier avec le *cycle solaire*.

Talik ***(Talik)*** Couche ou masse de sol non gelé dans une zone de *pergélisol* en raison d'une anomalie locale des conditions thermiques, hydrologiques, hydrogéologiques ou hydrochimiques (IPA, 2005).

Téléconnexion ***(Teleconnection)*** Association entre des variables climatiques en des lieux géographiquement fixes et très éloignés les uns des autres, qui sont reliées entre elles par des processus physiques et des trajectoires dynamiques océaniques et/ou atmosphériques. Les téléconnexions peuvent être causées par plusieurs phénomènes climatiques tels que les trains d'ondes de Rossby, les déplacements de trajectoire des jets et des tempêtes aux latitudes moyennes, les fluctuations de la *circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC)* ou les fluctuations de la *circulation de Walker*. Elles peuvent être amorcées par des *modes de variabilité du climat* permettant le

développement d'*anomalies* climatiques à distance avec différents décalages temporels. Voir aussi *Structure de téléconnexion*.

Température à la surface du globe ***(Global surface temperature)*** Voir *Température moyenne à la surface du globe (GMST)* et *Température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*. Voir aussi *Réchauffement planétaire*.

Température de l'air à la surface des terres émergées ***(LSAT (Land surface air temperature (LSAT))*** Température de l'air mesurée près du sol, généralement entre 1,25 et 2 mètres de hauteur, à l'aide d'instruments météorologiques normalisés.

Température de l'air en surface ***(Surface air temperature)*** Voir *Température de l'air à la surface des terres émergées* et *Température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*.

Température de la canopée ***(Canopy temperature)*** Température à l'intérieur de la canopée d'une formation végétale.

Température de surface de la mer ***(Sea surface temperature (SST))*** Température moyenne de la mer dans les premiers mètres de la couche superficielle, mesurée par des navires, des bouées ancrées ou des bouées dérivantes. Dans le cas des navires, les mesures ont d'abord été effectuées sur des échantillons recueillis à l'aide de seaux puis, à partir des années 1940, sur des échantillons prélevés sur les prises d'eau pour les moteurs. Des mesures par satellite de la température pelliculaire (température de la couche superficielle, épaisseur inférieure à un millimètre) dans l'infrarouge ou de la température dans les hyperfréquences du premier centimètre environ au-dessous de la surface sont aussi effectuées, mais elles doivent être corrigées pour obtenir la température moyenne de surface de la mer.

Température du sol ***(Soil temperature)*** Peut être mesurée ou modélisée à de nombreux niveaux de profondeur dans le sol.

Température en surface ***(Surface temperature)*** Voir *Température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*, *Température moyenne à la surface du globe (GMST)*, *Température de l'air à la surface des terres émergées* et *Température de surface de la mer (SST)*.

Température moyenne à la surface du globe (GMST) ***(Global mean surface temperature (GMST))*** Estimation de la moyenne mondiale de la température de l'air près de la surface des terres émergées et des *glaces de mer* et de la *température de surface de la mer (SST)* dans les régions où l'océan est libre de glaces, les variations étant généralement exprimées en tant qu'écarts par rapport à une valeur correspondant à une *période de référence* donnée. Voir aussi *Température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT)*.

Température moyenne de l'air à la surface du globe (GSAT) ***(Global mean surface air temperature (GSAT))*** Moyenne mondiale des températures de l'air à proximité de la surface des terres émergées, de l'*océan* et des *glaces de mer*. Les changements de la GSAT constituent souvent une mesure de l'évolution de la température à l'échelle du globe dans les *modèles climatiques.* Voir aussi *Température moyenne à la surface du globe (GMST)*.

Temps d'ajustement ***(Adjustment time)*** Voir *Temps de réponse ou d'ajustement*.

Temps de renouvellement ***(Turnover time (T))*** Voir *Durée de vie*.

Temps de réponse ou d'ajustement ***(Response time or adjustment time)*** Dans le contexte des variations du climat, temps nécessaire au *système climatique* ou à ses composantes pour retrouver un nouvel état d'équilibre, après un *forçage* dû à des processus externes. Ce temps de réponse ou d'ajustement 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 encore, qui s'énonce d'ordinaire 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 plus long que celui de la stratosphère, puisqu'il est déterminé principalement par les océans. La *biosphère* peut réagir rapidement (par exemple en cas de *sécheresse*), mais aussi très lentement à des changements imposés.

Dans le contexte de la *durée de vie*, le temps de réponse ou d'ajustement (T_a) est l'échelle de temps caractérisant la désintégration d'un apport instantané dans le réservoir. Voir *Temps de réponse ou d'ajustement (T_a)* sous *Durée de vie*.

Terres émergées ***(Land)*** Partie émergée (terrestre) de la biosphère, composée des ressources naturelles (sol, air à proximité de la surface, végétation et autres biotes et eau), des processus écologiques, de la topographie et des établissements humains et infrastructures qui évoluent au sein du système (CCD, 1994 ; FAO, 2007).

Thermocline ***(Thermocline)*** Couche océanique à gradient de température vertical maximum, comprise entre la surface de l'*océan* et les régions abyssales. Dans les régions subtropicales, cette couche est généralement constituée d'eaux qui se trouvaient en surface à des latitudes plus élevées et qui ont été subduites (voir *Subduction*) et 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 de salinité vertical maximum.

Thermokarst ***(Thermokarst)*** Processus par lequel la fonte de *pergélisol* riche en glace ou de glace massive provoque l'apparition de formes de relief particulières (IPA, 2005).

Thermostérique ***(Thermosteric)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Titre molaire ou rapport de mélange ***(Mole fraction or mixing ratio)*** 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 même volume. Il est en général indiqué pour l'air sec. Les valeurs types pour les *gaz à effet de serre bien mélangés* 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).

Torchage ***(Flaring)*** Action de brûler, à l'air libre, des rejets de gaz et de liquides volatils résiduels évacués par une cheminée, sur des puits ou des plates-formes pétrolières, dans des raffineries, des usines chimiques et des décharges.

Toundra ***(Tundra)*** Biome non arboré caractéristique des régions polaires et alpines.

Tourbe ***(Peat)*** Dépôt sédimentaire meuble, poreux ou comprimé, dont une partie importante est constituée de matière végétale partiellement décomposée à forte teneur en eau à l'état naturel (jusqu'à environ 90 %).

Tourbières ***(Peatlands)*** Terres où la *tourbe* est prédominante.

Trajectoire axée sur l'objectif de 1,5 °C ***(1.5°C pathway)*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires ***(Pathways)*** Évolution future des systèmes naturels ou humains en fonction du temps. Ces trajectoires peuvent consister en un ensemble de *scénarios* quantitatifs et qualitatifs, ou de *descriptifs narratifs*, relatifs à des évolutions futures possibles ou en des processus de prise de décision axés sur la recherche de solutions visant à atteindre des objectifs souhaitables pour la société. Elles sont généralement centrées sur l'évolution biophysique, techno-économique ou socio-comportementale, impliquent des dynamiques, des objectifs et des acteurs divers et sont établies à différentes échelles. Voir également *Scénario* et *Trames de scénarios* (sous *Trames*).

Trajectoire compatible avec l'objectif de 1,5 °C
Trajectoire des émissions de *gaz à effet de serre* et d'autres facteurs de forçage climatique qui, selon l'état actuel des connaissances sur la réponse climatique, présente une probabilité d'environ 50 % à 66 % soit de maintenir le *réchauffement planétaire* au-dessous de 1,5 °C, soit de le ramener à 1,5 °C aux alentours de 2100 après un dépassement temporaire.

Trajectoires d'émissions
Trajectoires modélisées des *émissions anthropiques* à l'échelle du globe au XXIe siècle.

Trajectoires d'atténuation
Évolution temporelle d'une série de caractéristiques des *scénarios d'atténuation*, telles que les émissions de *gaz à effet de serre (GES)* et le développement socio-économique.

Trajectoires sans dépassement
Trajectoires qui restent en-deçà d'un niveau spécifié de concentration, de *forçage* ou de réchauffement planétaire pendant une période de temps donnée (par exemple jusqu'en 2100).

Trajectoires de dépassement temporaire
Trajectoires qui dépassent d'abord un niveau spécifié de concentration, de *forçage* ou de réchauffement planétaire avant de revenir à ce niveau ou au-dessous avant la fin d'une période de temps donnée (par exemple avant 2100). Parfois, l'ampleur et la probabilité du dépassement sont aussi caractérisées. La durée du dépassement temporaire peut varier d'une trajectoire à l'autre, mais, pour ce qui concerne la plupart des trajectoires de dépassement temporaire mentionnées dans les publications et appelées trajectoires de dépassement temporaire dans le sixième Rapport d'évaluation, le dépassement a lieu sur une période d'au moins une décennie et pouvant atteindre plusieurs décennies.

Trajectoires représentatives de concentration (RCP)
Scénarios comprenant les séries chronologiques des *émissions* et des concentrations de l'ensemble des *gaz à effet de serre (GES)*, *aérosols* et gaz chimiquement actifs et celles concernant l'évolution de *l'usage des terres* et de la *couverture des sols* (Moss et al., 2010). Ces trajectoires sont dites « représentatives » dans la mesure où chacune présente un seul des multiples scénarios possibles conduisant à une caractéristique donnée en matière de *forçage radiatif*. On parle de trajectoire pour souligner le fait qu'on ne s'intéresse pas seulement aux niveaux de concentration atteints à long terme, mais aussi aux étapes qui ont mené à ce résultat (Moss et al., 2010).

En général, les RCP se rapportent à la partie des trajectoires de concentration allant jusqu'à 2100, pour laquelle les *modèles d'évaluation intégrés* produisent des *scénarios d'émissions* correspondants. Les trajectoires de concentration prolongées fournissent une description de ce qui se produit lorsque l'on prolonge les RCP de 2100 à 2300, ce qu'on calcule en suivant des règles simples établies au cours de consultations avec les parties prenantes ; ces trajectoires ne représentent pas des scénarios parfaitement cohérents. Quatre RCP produites à partir de modèles d'évaluation intégrés ont été sélectionnées dans les documents publiés et sont utilisées dans le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC ainsi que dans le présent rapport d'évaluation aux fins de comparaison, lesquelles couvrent la plage allant d'un réchauffement à peu près inférieur à 2 °C aux estimations les plus fiables concernant un fort réchauffement (> 4 °C) d'ici la fin du XXIe siècle ; il s'agit de la RCP2.6, des RCP4.5 et 6.0 et de la RCP8.5.

- RCP2.6 : Trajectoire dans laquelle le forçage radiatif atteint un pic d'environ 3 W m^{-2} avant de diminuer et d'être limité à 2,6 W m^{-2} en 2100 (la trajectoire de concentration prolongée (ECP) correspondante est fondée sur des émissions constantes après 2100).
- RCP4.5 et RCP6.0 : Trajectoires de stabilisation intermédiaires dans lesquelles le forçage radiatif est limité à environ 4,5 W m^{-2} et 6,0 W m^{-2} respectivement en 2100 (l'ECP correspondante est fondée sur des concentrations constantes après 2150).
- RCP8.5 : Trajectoire élevée dans laquelle le forçage radiatif dépasse 8,5 W m^{-2} en 2100 (l'ECP correspondante est fondée sur des émissions constantes de 2100 à 2150 et sur des concentrations constantes après 2250).

Voir aussi *Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP)* et *Trajectoires communes d'évolution socio-économique (SSP)* (sous *Trajectoires*).

Trajectoires communes d'évolution socio-économique (SSP)
Trajectoires élaborées pour compléter les *trajectoires représentatives de concentration (RCP)*. Les trajectoires d'émissions et de concentration RCP ont été à dessein dépourvues de leur association avec un certain développement socio-économique. Différents niveaux d'émissions et de *changement climatique* selon la dimension correspondant aux RCP peuvent donc être explorés dans le contexte de diverses trajectoires de développement socio-économique (SSP) selon l'autre dimension de la matrice. Ce cadre intégré SSP-RCP est désormais largement utilisé dans les publications sur l'analyse des *impacts* et des politiques climatique, où les *projections climatiques* obtenues dans le cadre des scénarios RCP sont analysées dans le contexte des divers SSP. Comme plusieurs mises à jour des émissions étaient requises, une nouvelle série de scénarios d'émissions a été élaborée conjointement avec les SSP. En conséquence, l'abréviation SSP est désormais utilisée de deux façons : D'une part, les abréviations SSP1, SSP2, ..., SSP5 servent à

désigner les cinq familles de scénarios socio-économiques. D'autre part, les abréviations SSP1-1.9, SSP1-2.6, ..., SSP5-8.5 servent à désigner les scénarios d'émissions nouvellement élaborés qui sont le résultat d'une mise en œuvre des SSP dans un *modèle d'évaluation intégré*. Ces scénarios SSP sont dépourvus de toute hypothèse en matière d'action climatique, mais, en combinaison avec ce qu'on appelle les hypothèses d'action commune (SPA), divers niveaux approximatifs de *forçage radiatif* de 1,9, 2,6, ... ou 8,5 W m^{-2} sont atteints à la fin du siècle, respectivement.

Trajectoires communes d'évolution socio-économique (SSP) ***(Shared Socio-economic Pathways (SSPs))*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires d'atténuation ***(Mitigation pathways)*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires d'émissions ***(Emission pathways)*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires de concentration prolongées (ECP) ***(Extended concentration pathways (ECPs))*** Voir *Trajectoires représentatives de concentration (RCP)* (sous *Trajectoires*).

Trajectoires de dépassement temporaire ***(Overshoot pathways)*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires des tempêtes ***(Storm tracks)*** Terme désignant, à l'origine, les trajectoires de systèmes cycloniques particuliers, mais souvent utilisé de nos jours pour désigner, de façon plus générale, les principales *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).

Trajectoires représentatives de concentration (RCP) ***(Representative Concentration Pathways (RCPs))*** Voir *Trajectoires*.

Trajectoires sans dépassement ***(Non-overshoot pathways)*** Voir *Trajectoires*.

Trame ***(Storyline)*** Cadre permettant de donner un sens à une situation ou à une série d'événements au moyen d'un ensemble d'éléments explicatifs. Une trame repose généralement sur un raisonnement logique ou causal. Dans le domaine de la recherche sur le *climat*, le terme « trame » est utilisé en relation avec des *scénarios* liés à une trajectoire future des systèmes climatiques et humains ou avec un événement météorologique ou climatique particulier. Dans ce contexte, les trames peuvent servir à décrire de possibles futurs ou explications multiples et conditionnels d'une situation actuelle, par opposition à des futurs ou explications uniques et définitifs.

Trame de climat physique
Déroulement cohérent et plausible d'une trajectoire physique du *système climatique*, ou d'un événement météorologique ou climatique, à des échelles de temps allant de quelques heures à plusieurs décennies (Shepherd et al., 2018). Par ce biais, les trames explorent, illustrent et communiquent les *incertitudes* concernant la réponse du *système climatique* au *forçage* et la *variabilité interne*.

Trame de scénarios
Description circonstanciée (narrative) d'un *scénario* (ou d'une famille de scénarios) qui met l'accent sur les caractéristiques fondamentales du scénario, les relations entre les principales forces motrices en jeu et la dynamique de leur évolution.

Trame de climat physique ***(Physical climate storyline)*** Voir *Trame*.

Trame de scénarios ***(Scenario storyline)*** Voir *Trame*.

Transport d'Ekman ***(Ekman transport)*** Transport total résultant d'un équilibre entre la force de Coriolis et la force de frottement due à l'action du vent à la surface de l'*océan*.

Tropopause ***(Tropopause)*** Limite entre la *troposphère* et la *stratosphère*. Elle varie de 8 à 9 km d'altitude aux hautes latitudes à 15 à 16 km d'altitude sous les tropiques.

Troposphère ***(Troposphere)*** Partie inférieure de l'atmosphère, sous la *tropopause*, où se trouvent les nuages et se produisent les phénomènes météorologiques. Dans la troposphère, la température diminue généralement avec l'altitude. Voir aussi *Stratosphère*.

Typhon ***(Typhoon)*** Voir *Cyclone tropical*.

Unité Dobson (UD) ***(Dobson unit (DU))*** 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 unités 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 $2{,}69 \times 10^{20}$ 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.

Urbanisation ***(Urbanization)*** Dans le rapport du Groupe de travail I, l'urbanisation s'entend du processus d'imperméabilisation des sols lié à la transformation de la *couverture* naturelle *des sols* en environnement bâti et en zones urbaines, ainsi que des modifications de l'*albédo* qui y sont associées et de l'augmentation du *ruissellement* de surface et du réchauffement. Voir aussi *Îlot de chaleur urbain*.

Usage des terres ***(Land use)*** Ensemble des dispositions, activités et apports appliqués à un terrain. L'expression sert également à indiquer les objectifs sociaux et économiques de la gestion des terres (pâturage, production de bois, conservation, habitat urbain, etc.). Dans les inventaires nationaux de *gaz à effet de serre (GES)*, les terres sont classées selon les catégories définies par le GIEC, soit terres forestières, terres cultivées, herbages, zones humides, établissements humains et autres terres (voir les Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre et leur version révisée de 2019 pour plus de détails (GIEC, 2006, 2019)).

Vague de chaleur (ou canicule) ***(Heatwave)*** Période de conditions atmosphériques anormalement chaudes, souvent définies par rapport à un seuil de température relative, d'une durée de deux jours à plusieurs mois. Les définitions données aux vagues de chaleur et aux canicules varient et se recoupent parfois. Voir aussi *Vague de chaleur marine*, *Blocage*, *Indice de chaleur (ou indice thermique)* et *Stress thermique*.

Vague de chaleur marine ***(Marine heatwave)*** Période pendant laquelle la température de l'eau de mer est anormalement élevée pour la période de l'année considérée par rapport aux températures relevées dans le passé, cette chaleur extrême persistant pendant des jours, voire des mois. Le phénomène peut se manifester en tout point de l'*océan*

et à des échelles pouvant atteindre des milliers de kilomètres. Voir également *Vague de chaleur (ou canicule)*.

Valeur ajoutée *(Added value)* Amélioration de la représentation de certains aspects du climat que permet une méthodologie par rapport à une autre méthodologie. Par exemple, la *descente d'échelle* d'un *modèle climatique* planétaire à faible résolution peut améliorer la représentation du *climat* régional en terrain complexe.

Valeur de récurrence *(Return value)* 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).

Variabilité atlantique multidécennale (AMV) *(Atlantic Multidecadal Variability (AMV))* Fluctuations à grande échelle observées d'une décennie à l'autre dans une variété de relevés instrumentaux et de reconstitutions indirectes sur l'ensemble de l'Atlantique Nord et des continents adjacents. Les signatures de l'AMV se trouvent à la surface de l'*océan* et sont caractérisées par une fluctuation des anomalies de la *température de surface de la mer* à l'échelle du bassin, reflétant l'interaction avec l'*atmosphère*. La phase positive de l'AMV se caractérise par un réchauffement anormal sur l'ensemble de l'Atlantique Nord, les plus fortes amplitudes étant relevées dans le gyre subpolaire et le long des zones marginales de banquise en mer du Labrador et en mer du Groenland/de Barents, mais aussi dans le bassin subtropical de l'Atlantique Nord à un degré moindre. Dans la contribution du GTI au sixième Rapport d'évaluation, le terme de variabilité atlantique multidécennale (AMV) est préféré à celui d'*oscillation atlantique multidécennale (AMO)* employé dans les précédents rapports du GIEC, car la variabilité décennale ne présente pas d'échelle temporelle privilégiée comme le laisserait indirectement entendre le terme d'oscillation. Voir la section AIV.2.7 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Variabilité du climat *(Climate variability)* Écart des variables climatiques par rapport à un état moyen donné (y compris l'occurrence d'événements extrêmes, etc.) à toutes les échelles spatiales et temporelles au-delà de celles d'évènements météorologiques individuels. Cette variabilité peut être intrinsèque, due à la fluctuation des processus naturels au sein même du *système climatique (variabilité interne)*, ou extrinsèque, due à la variation des *forçages externes* naturels ou anthropiques (variabilité forcée). Voir aussi *Changement climatique* et *Modes de variabilité du climat*.

Variabilité décennale
Variabilité du climat à l'échelle de la décennie. Voir aussi *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*, *Oscillation atlantique multidécennale (AMO)*, *Variabilité atlantique multidécennale (AMV)* et *Oscillation décennale du Pacifique (PDO)* (sous *Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*).

Variabilité interne
Fluctuations du système dynamique du climat sous l'effet d'un *forçage externe* constant ou périodique (tel que le cycle annuel). Voir aussi *Variabilité du climat*.

Variabilité naturelle
Décrit les fluctuations climatiques qui se produisent sans aucune influence humaine, c'est-à-dire la *variabilité interne* combinée à la réponse à des facteurs naturels externes tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'*activité solaire* et, à des échelles de temps plus longues, les effets orbitaux et la tectonique des plaques. Voir aussi *Forçage orbital*.

Variabilité de l'Atlantique tropical (TAV) *(Tropical Atlantic Variability (TAV))* Terme générique servant à décrire la variabilité climatique de l'Atlantique tropical qui est dominée, aux échelles interannuelle à décennale, par deux modes climatiques principaux : le *mode zonal atlantique (AZM)* et le *mode méridien atlantique (AMM)*. Le mode zonal atlantique, aussi appelé communément Niño atlantique ou mode équatorial atlantique, est associé à des anomalies de la *température de surface de la mer* près de l'équateur, atteignant un maximum dans le bassin oriental, tandis que le mode méridien atlantique est caractérisé par un gradient interhémisphérique de la température de surface de la mer et des anomalies du vent. Les deux modes sont associés à des *téléconnexions* importantes au-dessus de l'Afrique et de l'Amérique du Sud.

Mode méridien atlantique (AMM)
Le mode méridien atlantique (AMM) se rapporte à la variabilité interannuelle à décennale des gradients transéquatoriaux de la *température de surface de la mer* et des anomalies du vent de surface dans l'Atlantique tropical. Il module le degré d'intensité et les déplacements latitudinaux de la *zone de convergence intertropicale (ITCZ)*, ce qui a une incidence sur les précipitations régionales dans le nord-est du Brésil et sur l'activité cyclonique dans l'Atlantique. Voir la section AIV.2.5 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Mode zonal atlantique (AZM)
Mode équatorial couplé dans l'Atlantique, analogue à *El Niño-oscillation australe (ENSO)* dans le Pacifique, et donc parfois appelé « Niño atlantique ». Le mode zonal atlantique est associé à des anomalies de la *température de surface de la mer* près de l'Atlantique équatorial et à des perturbations des précipitations dans la zone de la mousson africaine. Ses variations sont principalement observées à l'échelle interannuelle. On l'appelle aussi mode équatorial atlantique. Voir la section AIV.2.5 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Variabilité décennale *(Decadal variability)* Voir *Variabilité du climat*.

Variabilité décennale dans le Pacifique (PDV) *(Pacific Decadal Variability (PDV))* Variabilité décennale à interdécennale couplée de la circulation atmosphérique et de l'océan sous-jacent, généralement observée dans l'ensemble du bassin du Pacifique au-delà de l'échelle de temps propre à *El Niño-oscillation australe (ENSO)*. Dans le sixième Rapport d'évaluation, GTI, la variabilité décennale dans le Pacifique englobe l'*oscillation décennale du Pacifique (PDO)*, l'oscillation décennale du Pacifique Sud (SPDO), la variabilité décennale dans le Pacifique tropical (également appelée ENSO décennal) et l'oscillation interdécennale du Pacifique (IPO). En général, la phase positive de la variabilité décennale dans le Pacifique se caractérise par des *températures de surface de la mer* anormalement élevées dans les parties centrale et orientale du Pacifique tropical qui s'étendent au Pacifique Nord et Sud extratropical le long des côtes américaines, entourées à l'ouest par des températures de surface de la mer anormalement basses dans le Pacifique Nord et Sud aux latitudes moyennes. Quant à la phase négative, elle s'accompagne d'*anomalies* de la température de surface de la mer en sens opposé. Ces anomalies de la température de surface de la mer sont liées à des anomalies de la circulation atmosphérique et océanique dans tout le bassin du Pacifique.

La variabilité décennale dans le Pacifique est associée aux modulations décennales de l'occurrence relative d'El Niño et de La Niña. Voir la section AIV.2.6 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Oscillation interdécennale du Pacifique (IPO)
Configuration symétrique par rapport à l'équateur de la variabilité de la *température de surface de la mer* à une échelle de temps décennale à interdécennale. Alors que l'*oscillation décennale du Pacifique (PDO)* et son équivalent dans le Pacifique Sud, l'oscillation décennale du Pacifique Sud (SPDO), sont considérées comme des modes physiquement distincts, la variabilité décennale à interdécennale dans le Pacifique tropical peut stimuler à la fois la PDO et la SPDO et former ainsi l'IPO en tant que variabilité synchronisée dans l'ensemble du Pacifique. Sa configuration spatiale des *anomalies* de la température de surface de la mer est analogue à celle d'*El Niño-oscillation australe (ENSO)*, mais avec une plus grande étendue méridienne dans le signal tropical et une influence plus marquée dans les régions extratropicales que dans les régions tropicales. Dans le sixième Rapport d'évaluation, GT I, elle est prise en compte dans la définition et la description de la *variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*. Voir également la section AIV.2.6 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GT I.

Oscillation décennale du Pacifique (PDO)
Mode principal de variabilité obtenu par décomposition en fonction orthogonale empirique de la *température de surface de la mer* dans le Pacifique Nord au nord de 20° N et caractérisé par une forte composante décennale. La phase positive de la PDO se caractérise par un dipôle d'*anomalies* de la température de surface de la mer dans le Pacifique Nord, avec un lobe froid proche du centre du bassin et s'étendant vers l'ouest le long du courant de Kuroshio, entouré par des conditions plus chaudes le long de la côte de l'Amérique du Nord et dans les régions subtropicales. Une PDO positive s'accompagne d'une intensification de la dépression des Aléoutiennes et d'un renforcement de la circulation cyclonique associée, ce qui entraîne des *téléconnexions* au-dessus des continents limitrophes du Pacifique Nord. Dans le sixième Rapport d'évaluation, GT I, la PDO est prise en compte dans la définition et la description de la *variabilité décennale dans le Pacifique (PDV)*. Voir également la section AIV.2.6 de l'annexe IV du sixième Rapport d'évaluation, GTI.

Variabilité interne du climat *(Internal climate variability)* Voir *Variabilité interne* (sous *Variabilité du climat*).

Variabilité naturelle *(Natural variability)* Voir *Variabilité du climat*.

Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer) *(Sea level change (sea level rise/sea level fall))* Variation du niveau de la mer de l'échelle mondiale à l'échelle locale (variation du *niveau relatif de la mer*) sur des périodes saisonnières, annuelles et de plus longue durée. Ces variations du niveau de la mer sont causées par i) une modification du volume des *océans* due à une variation de la masse d'eau dans les océans (fonte des *glaciers* et des *calottes glaciaires*, par exemple), ii) une modification du volume des océans due à une variation de la masse volumique de l'eau de mer (dilatation de la mer sous l'effet de la chaleur, par exemple), iii) une modification de la forme des bassins océaniques, du champ de gravitation terrestre ou de l'axe de rotation de la Terre et iv) un affaissement ou un soulèvement localisé des *terres émergées*. Les *variations du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL)* résultant d'une variation de la masse des océans sont dites barystatiques. Ces variations barystatiques du niveau de la mer dues à un apport ou à une élimination de masse d'eau sont comptées en mètres « *équivalents niveau de la mer* ». Les variations du niveau de la mer causées par des modifications de la masse volumique de l'eau, à l'échelle mondiale comme au niveau local, sont dites stériques. Les variations de masse volumique dues uniquement à des variations de température sont dites thermostériques, celles dues à des variations de salinité sont dites halostériques. Pour les variations barystatiques et stériques du niveau de la mer, l'effet des modifications de la forme des bassins océaniques induit par ces variations de la masse d'eau et de sa répartition n'est pas pris en compte. Voir également *Mouvement vertical des terres émergées (VLM)*, *Stockage d'eau terrestre*, *Ajustement isostatique glaciaire (GIA)*, *Niveau marin extrême (ESL)* et *Onde de tempête*.

Variation du niveau de la mer géocentrique
Variation de la hauteur moyenne locale de la surface de la mer par rapport au cadre de référence terrestre ; c'est la variation du niveau de la mer observée avec des instruments depuis l'espace. Voir aussi *Altimétrie*.

Variation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL
Augmentation ou diminution du volume de l'océan divisé par sa surface. Il s'agit de la somme des variations de la densité de l'océan dues aux variations de température (*variation thermostérique* moyenne mondiale du niveau de la mer) et des variations de la masse de l'océan résultant de changements dans la cryosphère ou le *stockage de l'eau terrestre* (variation barystatique du niveau de la mer).

Effets de gravitation, rotation et déformation (GRD)
Variations de la gravité terrestre, de la vitesse de rotation de la Terre et de la déformation viscoélastique du solide terrestre (GRD) résultant de la redistribution des masses entre les réservoirs terrestres de glace et d'eau et l'*océan*. La perte de masse terrestre contemporaine entraîne un soulèvement élastique du solide terrestre et un abaissement du niveau relatif de la mer à proximité (pour une source unique de perte de masse terrestre, cette distance est de l'ordre de 2 000 km ; pour des sources multiples, elle dépend de l'interaction des différentes configurations du niveau relatif de la mer). Plus loin (à plus de 7 000 km environ d'une source unique de perte de masse terrestre), l'élévation relative du niveau de la mer est supérieure à la moyenne mondiale, (principalement) en raison des effets de la gravitation. La déformation de la Terre associée à l'apport d'eau dans les océans et au déplacement de l'axe de rotation de la Terre vers la source de perte de masse terrestre entraîne des effets secondaires qui augmentent la variabilité spatiale de la configuration à l'échelle mondiale. Les effets de GRD dus à la redistribution de la masse d'eau au sein même de l'océan sont appelés effets d'auto-attraction et de charge.

Variation halostérique du niveau de la mer
La variation halostérique du niveau de la mer résulte des variations de salinité : une salinité élevée se traduit par une augmentation de la densité et une diminution du volume par unité de masse. Bien que les deux processus puissent avoir des effets à l'échelle régionale ou locale, seules les variations thermostériques ont une incidence sur la *variation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL)*, tandis que la variation halostérique moyenne mondiale est négligeable (Gregory et al., 2019).

Variation locale du niveau de la mer
Variation du niveau de la mer par rapport à un élément de référence (le *niveau moyen de la mer* actuel, par exemple) à des échelles spatiales de moins de 10 km.

Variation du niveau de la mer liée à la dynamique des océans
Variation du *niveau moyen de la mer* par rapport au géoïde, associée à des modifications de la circulation et de la densité en milieu océanique. La variation du niveau de la mer liée à la dynamique des *océans* diffère d'une *région* à l'autre mais, par définition, présente une moyenne mondiale égale à zéro et, par convention, fait l'objet d'une correction par baromètre inverse (c'est-à-dire que l'effet de la dépression hydrostatique de la mer en surface due aux variations de la pression atmosphérique est supprimé). Des changements dans les courants océaniques se produisent sous l'effet des variations en matière d'échauffement et de refroidissement, de la variabilité des vents et des variations de la température et de l'humidité de l'air en moyenne saisonnière à annuelle.

Variation régionale du niveau de la mer
Variation du niveau de la mer par rapport à un élément de référence (le *niveau moyen de la mer* actuel, par exemple) à des échelles spatiales de l'ordre de 100 km.

Variation du niveau relatif de la mer (RSL)
Variation de la hauteur de la surface de la mer (SSH) moyenne locale par rapport à la surface solide locale, c'est-à-dire le fond de la mer, telle que mesurée par des instruments fixés à la surface du globe, comme les *marégraphes*. Ce cadre de référence est utilisé lors de l'examen des *impacts* côtiers, des *aléas* et des besoins d'*adaptation*.

Variation stérique du niveau de la mer
Variation causée par des changements de densité de l'*océan* ; on distingue la *variation thermostérique du niveau de la mer* et la *variation halostérique du niveau de la mer*.

Variation thermostérique du niveau de la mer
Type de variation du niveau de la mer (en cas d'élévation thermostérique du niveau de la mer, on parle également de dilatation thermique) résultant de variations de la température de l'*océan* : la hausse de température engendre une diminution de densité de l'océan et une augmentation du volume par unité de masse.

Variation du niveau de la mer géocentrique ***(Geocentric sea level change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation du niveau de la mer liée à la dynamique des océans ***(Ocean dynamic sea level change)*** Voir aussi *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation du niveau relatif de la mer ***(Relative sea level (RSL) change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation halostérique du niveau de la mer ***(Halosteric sea level change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation locale du niveau de la mer ***(Local sea level change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation régionale du niveau de la mer ***(Regional sea level change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation stérique du niveau de la mer ***(Steric sea level change)*** Voir *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Variation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) ***(Global mean sea level (GMSL) change)*** Voir aussi *Variation du niveau de la mer (élévation du niveau de la mer/abaissement du niveau de la mer)*.

Vêlage (des glaciers ou des calottes glaciaires) ***(Calving (of glaciers or ice sheets))*** Séparation, par fracture, d'une masse de glace à partir d'un *glacier*, d'une *calotte glaciaire* ou d'une *plate-forme de glace* dans l'eau d'un lac ou d'une mer, formant des *icebergs*. C'est une forme de perte de masse glaciaire.

Vélocité climatique ***(Climate velocity)*** Vitesse à laquelle les isolignes d'une variable climatique se déplacent à la surface des terres émergées et des mers du fait du changement climatique. Si par exemple la variable considérée est la température, il s'agit alors de la vitesse (en km an^{-1}) à laquelle les isothermes se déplacent sous l'effet du changement climatique, calculée en divisant la variation de température dans le temps (°C an^{-1}) par le gradient spatial actuel de la température (°C km^{-1}). Il est possible de calculer cette vélocité à partir d'autres variables climatiques, notamment les précipitations, ou en se fondant sur la niche climatique de certains organismes.

Vent ou courant géostrophique ***(Geostrophic winds or currents)*** 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 ***(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, 2021) et processus qui propagent ces propriétés vers les profondeurs.

Vidange brutale de lac glaciaire (GLOF) ***(Glacial lake outburst flood (GLOF) / Glacier lake outburst)*** Libération brusque de l'eau d'un lac appartenant à l'une des catégories suivantes : poche d'eau glaciaire, lac proglaciaire de barrage morainique ou masse d'eau présente à l'intérieur, au-dessous ou au-dessus d'un *glacier*.

Vortex circumpolaire boréal ***(Northern polar vortex)*** Voir *Vortex circumpolaire stratosphérique*.

Vortex circumpolaire stratosphérique ***(Stratospheric polar vortex)*** Région à grande échelle d'air froid entre le pôle et 60 degrés de latitude environ, circonscrite par un fort jet d'ouest circulant de la *tropopause* (8 à 10 km) à la stratopause (50 à 60 km) et qui se forme dans chaque hémisphère pendant le semestre d'hiver. Les ondes planétaires peuvent perturber temporairement le vortex, produisant des vents d'est et un réchauffement rapide de la *stratosphère* au-dessus des régions polaires et entraînant un affaiblissement substantiel ou un effondrement du vortex.

Vulnérabilité ***(Vulnerability)*** Propension ou prédisposition à subir des dommages. La vulnérabilité englobe divers concepts et éléments tels que la sensibilité ou la fragilité ainsi que l'incapacité de faire face et de s'adapter. Voir aussi *Exposition*, *Aléa* et *Risque*.

Zone aride ***(Arid zone)*** Zone où la croissance végétale est fortement restreinte en raison de disponibilités en eau limitées. Dans la plupart des zones arides, la végétation naturelle est clairsemée. Les précipitations y sont très variables, les moyennes annuelles étant inférieures à 300 mm. L'agriculture en zone aride nécessite une irrigation.

Zone de convergence du Pacifique Sud ***(South Pacific Convergence Zone (SPCZ))*** 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 *zone de convergence intertropicale (ITCZ)*, mais elle est par nature plus extratropicale, surtout à l'est de la ligne internationale de changement de date.

Zone de convergence intertropicale (ITCZ) ***(Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ))*** Ceinture zonale équatoriale de basse pression, d'intense *convection* et de fortes précipitations près de l'équateur, où les alizés du nord-est rencontrent les alizés du sud-est. Cette bande se déplace au gré des saisons. Voir aussi *Zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ).*

Zone de minimum d'oxygène (OMZ) ***(Oxygen minimum zone (OMZ))*** Couche de haute mer de profondeur moyenne (de 200 à 1 000 m) dans laquelle la saturation en oxygène est la plus faible. Le degré d'appauvrissement en oxygène est fonction de la consommation de matières organiques assurée en grande partie par des bactéries ; de plus, la circulation océanique à grande échelle influe sur la répartition des OMZ. Dans les zones maritimes littorales, les OMZ s'étendent jusqu'au plateau continental et peuvent aussi influer sur les *écosystèmes* benthiques.

Zones de remontée d'eau (upwelling) sur les marges orientales (EBUS) ***(Eastern boundary upwelling systems (EBUS))*** Les zones de remontée d'eau sur les marges orientales (EBUS) sont situées en bordure est (vers la terre) des grands bassins océaniques des deux hémisphères, où les vents qui soufflent vers l'équateur engendrent des courants marins ascendants qui font remonter les eaux fraîches et riches en nutriments (et souvent pauvres en oxygène) des profondeurs océaniques vers la surface à proximité du littoral.

Zones humides ***(Wetland)*** Terres couvertes d'eau ou saturées pendant la totalité ou une partie de l'année (*tourbières*, etc.).

Zones mortes ***(Dead zones)*** Zones océaniques ou lacustres présentant une *hypoxie* (déficit d'oxygène) extrême, résultant de la présence d'un excès d'éléments nutritifs provenant des activités humaines, couplée à d'autres facteurs qui provoquent un appauvrissement en oxygène indispensable à la vie de nombreux organismes aquatiques des fonds marins.

Références

AMS, 2021 : Glossary of Meteorology. American Meteorological Society (AMS), Boston, MA, États-Unis d'Amérique. Source : http://glossary.ametsoc.org.

Carson, M. et G. Peterson (dir.), 2016 : *Arctic Resilience Report 2016*. Stockholm Environment Institute et Stockholm Resilience Centre, Stockholm, Suède.

Blunier, T. et E.J. Brook, 2001 : Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science*, 291(5501), p. 109 LP à 112, doi :10.1126/science.291.5501.109.

Bond, G.C. et R. Lotti, 1995 : Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267(5200), p. 1005 LP à 1010, doi :10.1126/science.267.5200.1005.

Broecker, W.S., 1998 : Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13(2), p. 119 à 121, doi :10.1029/97pa03707.

Clark, P.U. *et al.*, 2009: The Last Glacial Maximum. Science, 325(5941), 710–714, doi:10.1126/science.1172873.

Cogley, J.G. *et al.*, 2011 : *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-PHI, Paris, France, 114 pages.

Dansgaard, W. *et al.*, 1993 : Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), p. 218 à 220, doi :10.1038/364218a0.

Duplessy, J.C., G. Delibrias, J.L. Turon, C. Pujol, et J. Duprat, 1981 : Deglacial warming of the northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the european continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35(C), p. 121 à 144, doi :10.1016/0031-0182(81)90096-1.

Fairbanks, R.G., 1989 : A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), p. 637 à 642, doi :10.1038/342637a0.

FAO, 2007 : Land evaluation: Towards a revised framework. Land and water discussion paper.

Gbeckor-Kove, 1989 : Exposés sur la sécheresse et la désertification. *Drought and Desertification*, p. 41 à 73.

Giardino, J.R., N.R. Regmi et J.D. Vitek, 2011 : Rock Glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Netherlands, Dordrecht, Pays-Bas, p. 943 à 948, doi :10.1007/978-90-481-2642-2_453.

Gowan, E.J. *et al.*, 2021 : A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature Communications*, 12(1), 1199, doi :10.1038/s41467-021-21469-w.

Gregory, J.M. *et al.*, 2019: Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. Surveys in Geophysics, 40(6), 1251–1289, doi :10.1007/s10712-019-09525-z.

Harris, S.A. *et al.*, 1988 : *La terminologie du pergélisol et notions connexes*. Note de service technique no 142, Sous-comité du pergélisol, Comité associé de recherches géotechniques. Conseil national de recherches du Canada, Ottawa, ON, Canada, 159 p., doi :10.4224/20386561.

Hawkins, E. et R. Sutton, 2012 : Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, 39(1), doi : 10.1029/2011gl050087.

Haywood, A.M. *et al.*, 2016 : The Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP) Phase 2: scientific objectives and experimental design. *Climate of the Past*, 12(3), p. 663 à 675, doi :10.5194/cp-12-663-2016.

Hewitt, C.D., S. Mason et D. Walland, 2012 : The global framework for climate services. *Nature Climate Change*, 2(12), p. 831 et 832, doi :10.1038/nclimate1745.

IPA, 2005 : *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. International Permafrost Association (IPA), 159 pages.

Delaloye, R. et T. Echelard (dir.), 2020 : *Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers : Baseline concepts (Version 4.0)*. International Permafrost Association (IPA) Action Group Rock glacier inventories and kinematics, Longyearbyen, Svalbard, 13 pages.

GIEC, 2004 : *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk of Options*. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), Genève, Suisse, 138 pages.

GIEC, 2006 : Lignes directrices 2006 du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre, préparé par le Programme pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre. [Eggleston, H.S., L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara et K. Tanabe (dir.)]. Institut des stratégies environnementales mondiales (IGES), Hayama, Japon.

GIEC, 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.)] IPCC Working Group II Technical Support Unit, Carnegie Institution, Stanford, Californie, États-Unis d'Amérique, 164 pages.

GIEC, 2019 : 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. [Calvo Buendia, E., K. Tanabe, A. Kranjc, J. Baasansuren, M. Fukuda, S. Ngarize, A. Osako, Y. Pyrozhenko, P. Shermanau et S. Federici (dir.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Genève, Suisse.

GIEC-TGICA, 2007 : *General guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment*. Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Assessment (TGICA), Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Genève, Suisse, 66 pages.

ISO, 2014 : ISO 16559:2014(fr). Biocombustibles solides – Terminologie, définitions et descriptions. Organisation internationale de normalisation (ISO). Adresse consultée: https://www.iso.org/obp/ui/#iso:std:iso:16559:ed-1:v1:fr .

Johnsen, S.J. et al., 1992: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359(6393), 311–313, doi:10.1038/359311a0

Kageyama, M. *et al.*, 2017 : The PMIP4 contribution to CMIP6 - Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geoscientific Model Development*, 10(11), 4035–4055, doi :10.5194/gmd-10-4035-2017.

Kitoh, A. et al., 2013: Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(8), 3053–3065, doi:10.1002/jgrd.50258.

Lambeck, K., H. Rouby, A. Purcell, Y. Sun, and M. Sambridge, 2014: Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296–15303, doi:10.1073/pnas.1411762111.

Lempert, R.J., S.W. Popper et S.C. Bankes, 2003 : *Shaping the Next One Hundred Years: New Methods for Quantitative, Long-Term Policy Analysis*. RAND Corporation, Santa Monica, CA, États-Unis d'Amérique, 186 pages.

MA, 2005 : Appendix D: Glossary. In: *Ecosystems and Human Well–being: Current States and Trends. Findings of the Condition and Trends Working Group* [Hassan, R., R. Scholes et N. Ash (sous la dir. de)]. Millennium Ecosystem Assessment (MEA). Island Press, Washington DC, États-Unis d'Amérique, p. 893 à 900.

Mastrandrea, M.D. *et al.*, 2010 : *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Genève, Suisse, 6 pages.

Mix, A.C., W.F. Ruddiman et A. McIntyre, 1986 : Late Quaternary paleoceanography of the Tropical Atlantic, 1 : Spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P.. *Paleoceanography*, 1(1), p. 43 à 66, doi :10.1029/pa001i001p00043.

Mix, A.C., W.F. Ruddiman, and A. McIntyre, 1986: Late Quaternary paleoceanography of the Tropical Atlantic, 1: Spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P.. *Paleoceanography*, 1(1), 43–66, doi:10.1029/pa001i001p00043.

Mix, A.C., E. Bard et R. Schneider, 2001 : Environmental processes of the ice age : land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), p. 627 à 657, doi :10.1016/s0277-3791(00)00145-1.

Moss, R.H. et S.H. Schneider, 2000 : Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and

Reporting. In: *Guidance Papers on the Cross Cutting Issues of the Third Assessment Report of the IPCC* [Pachauri, R., T. Taniguchi et K. Tanaka (dir.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Genève, Suisse, p. 33 à 51.

Moss, R.H. *et al.*, 2010 : The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), p. 747 à 756, doi :10.1038/nature08823.

NOAA, 2021 : What is an iceberg? National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Site Web du National Ocean Service. Adresse consultée: https://oceanservice.noaa.gov/facts/iceberg.html.

Pongratz, J. *et al.*, 2018 : Models meet data: Challenges and opportunities in implementing land management in Earth system models. *Global Change Biology*, 24(4), p. 1470 à 1487, doi :10.1111/gcb.13988.

Ralph, F.M., M.D. Dettinger, M.M. Cairns, T.J. Galarneau et J. Eylander, 2018 : Defining "Atmospheric River": How the Glossary of Meteorology Helped Resolve a Debate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4), p. 837 à 839, doi :10.1175/bams-d-17-0157.1.

Schwartz, S.E. et P. Warneck, 1995 : Units for use in atmospheric chemistry (IUPAC Recommendations 1995). *Pure and Applied Chemistry*, 67(8/9), p. 1377 à 1406.

Shepherd, T.G. *et al.*, 2018 : Storylines: an alternative approach to representing uncertainty in physical aspects of climate change. *Climatic Change*, 151(3–4), p. 555 à 571, doi :10.1007/s10584-018-2317-9.

Steffen, W. *et al.*, 2016: Stratigraphic and Earth System approaches to defining the Anthropocene. *Earth's Future*, 4(8), 324–345, doi : 10.1002/2016ef000379.

Stocker, T.F. et S.J. Johnsen, 2003 : A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 18(4), doi :10.1029/2003pa000920.

Türkeş, M., 1999 : Vulnerability of Turkey to Desertification With Respect to Precipitation and Aridity Conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 23, p. 363 à 380.

CCD, 1994 : *Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification dans les pays gravement touchés par la sécheresse et/ou la désertification, en particulier en Afrique*, 58 pages.

UNESCO/IASH/OMM, 1970 : *Seasonal snow cover: A guide for measurement, compilation and assemblage of data*. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 38 pages.

CCNUCC, 1992 : *Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques*. FCCC/INFORMAL/84, Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), 25 pages.

CCNUCC, 2021a : Reporting and accounting of LULUCF activities under the Kyoto Protocol. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Adresse consultée: https://unfccc.int/topics/land-use/workstreams/land-use-land-use-change-and-forestry-lulucf/reporting-and-accounting-of-lulucf-activities-under-the-kyoto-protocol.

CCNUCC, 2021b : Reporting and Review under the Paris Agreement. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Adresse consultée : https://unfccc.int/process-and-meetings/transparency-and-reporting/reporting-and-review-under-the-paris-agreement.

Nations Unies, Assemblée générale, 2016 : *Rapport du Groupe de travail intergouvernemental d'experts à composition non limitée chargé des indicateurs et de la terminologie relatifs à la réduction des risques de catastrophe*. A/71/644, Assemblée générale des Nations Unies, 43 pages.

UN-OHRLLS, 2011 : *Small Island Developing States: Small Islands Big(ger) Stakes*. Office for the High Representative for the Least Developed Countries, Landlocked Developing Countries and Small Island Developing States (UN-OHRLLS), New York, NY, États-Unis d'Amérique, 32 pages.

UN-OHRLLS, 2018 : Small Island Developing States: Country profiles. Office for the High Representative for the Least Developed Countries, Landlocked Developing Countries and Small Island Developing States (UN-OHRLLS). Adresse consultée: http://unohrlls.org/about-sids/country-profiles.

ONU-Eau, 2013 : What is Water Security? Infographic. UN-Water, Genève, Suisse. Adresse consultée: www.unwater.org/publications/water-security-infographic.

Walker, M. et al., 2019: Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *Journal of the Geological Society of India*, 93(2), 135–141, doi:10.1007/s12594-019-1141-9.

Wiener, J.B. and J.D. Graham (eds.), 2009: *Risk vs Risk: Tradeoffs in Protecting Health and the Environment*. Harvard University Press, Cambridge, MA, USA, 352 pp.

Yokoyama, Y. et al., 2018: Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum. *Nature*, 559(7715), 603–607, doi: 10.1038/s41586-018-0335-4.

Zscheischler, J. *et al.*, 2018 : Future climate risk from compound events. *Nature Climate Change*, 8(6), p. 469 à 477, doi :10.1038/s41558-018-0156-3.