

Résumé technique

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. Fuglestedt (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), Nouredine 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. Fuglestedt, 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](https://doi.org/10.1017/9781009157896.002).

Table des matières

Introduction	42	RT.3 Comprendre la réponse du système climatique et ses implications pour limiter le réchauffement global	101
Encadré RT.1 Notions essentielles à ce rapport	44	RT.3.1 Forçage radiatif et bilan d'énergie	101
RT.1 Un climat qui change	49	RT.3.2 Sensibilité du climat et rétroactions du système Terre	104
RT.1.1 Le contexte d'un climat qui change	49	RT.3.3 Stabilisation de la température, émissions nettes égales à zéro et atténuation	109
Encadré RT.2 Paléoclimats	51	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
RT.1.2 Avancées des sciences du climat	53	Encadré RT.8 Réponse du système Terre à la modification du rayonnement solaire	117
RT.1.3 Évaluer le changement climatique à venir	59	Encadré RT.9 Irréversibilité, points de bascule et changements abrupts	119
RT.1.4 Information climatique, de l'échelle globale à régionale, pour l'évaluation des impacts et des risques	65	RT.4 Changement climatique à l'échelle régionale	120
Encadré thématique RT.1 Changement de la température à la surface du globe ..	67	RT.4.1 Elaboration et communication des informations sur le changement climatique à l'échelle régionale	120
RT.2 Changement climatique à grande échelle : climat moyen, variabilité et extrêmes	72	Encadré RT.10 Attribution des événements	122
RT.2.1 Changements dans l'ensemble du système climatique global	72	Encadré RT.11 Services climatiques	125
RT.2.2 Changements des facteurs affectant le système climatique	76	Encadré RT.12 Multiples éléments probants servant à évaluer le changement climatique régional et Atlas interactif	125
RT.2.3 Températures de l'air en altitude et circulation atmosphérique	79	RT.4.2 Facteurs de variabilité et de changement climatiques à l'échelle régionale	128
Encadré RT.3 Trames de faible probabilité mais fort réchauffement	81	Encadré RT.13 Moussons	134
RT.2.4 L'océan	83	RT.4.3 Changement climatique à l'échelle régionale et implications pour les extrêmes climatiques et les facteurs climatiques générateurs d'impacts	137
RT.2.5 La cryosphère	86	Encadré RT.14 Zones urbaines	163
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		

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 confiance¹ 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 probabilité² 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 régionale³. 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 terme⁴.

Les principes FAIR sont au cœur de l'Atlas interactif⁵ 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/3234e911d4f4354af00c3aaecd879b7>.

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'AR6⁶ 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* ($\geq 80\%$), 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 ($\geq 66\%$ des modèles montrent un changement supérieur au seuil de variabilité et $\geq 80\%$ 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 (CO₂) : Quantité totale nette de CO₂ émise dans l'atmosphère du fait des activités humaines. Étant donné la relation quasi linéaire qui existe entre les émissions cumulées de CO₂ et l'augmentation de la température à la surface du globe, ce paramètre permet de comprendre l'influence des émissions de CO₂ passées et futures sur la température à la surface du globe. Un terme connexe – le budget carbone résiduel – désigne la quantité totale nette de CO₂ 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 CO₂. 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 CO₂ égales à zéro : Situation dans laquelle la quantité de CO₂ émise dans l'atmosphère par les activités humaines est égale à la quantité de CO₂ éliminée de l'atmosphère par les activités humaines pendant une période donnée. Les émissions nettes de CO₂ 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 réfléchi 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 événement 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,

Encadré 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 CO₂ 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 événements 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 événements 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 profonde⁷, 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/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 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 récemment⁸, 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 climatique⁹ 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 CO₂, du méthane (CH₄) et de l'oxyde nitreux (N₂O) dans l'atmosphère au cours de la période industrielle est le fruit des activités humaines et que l'influence humaine est le principal facteur¹⁰ 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 CH₄. 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 (SO₂) et de CH₄ 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)
- Événements 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 CO₂ 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 (GtCO₂)), 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 SRCL et le SROCC

- **Concentration atmosphérique de méthane** : Le SRCL signalait une reprise de l'accroissement de la concentration atmosphérique de CH₄ 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 SRCL 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 CO₂ ; il est projeté toutefois que la fraction des émissions absorbée par les terres et l'océan diminuera à mesure qu'augmentera la concentration de CO₂, la plage d'incertitude étant beaucoup plus grande pour le puits terrestre. L'AR5, le SR1.5 et le SRCL 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 CO₂ seraient plus efficaces pour augmenter le CO₂ atmosphérique que des éliminations de CO₂ ne le seraient pour diminuer le CO₂ atmosphérique. (Section RT.3.3, encadré RT.5)

- **Accentuation de la stratification océanique¹²** : 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 référence¹³ 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 CO₂ 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 intermédiaire¹⁴ 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 CO₂, 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}

RT

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 calculés 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.

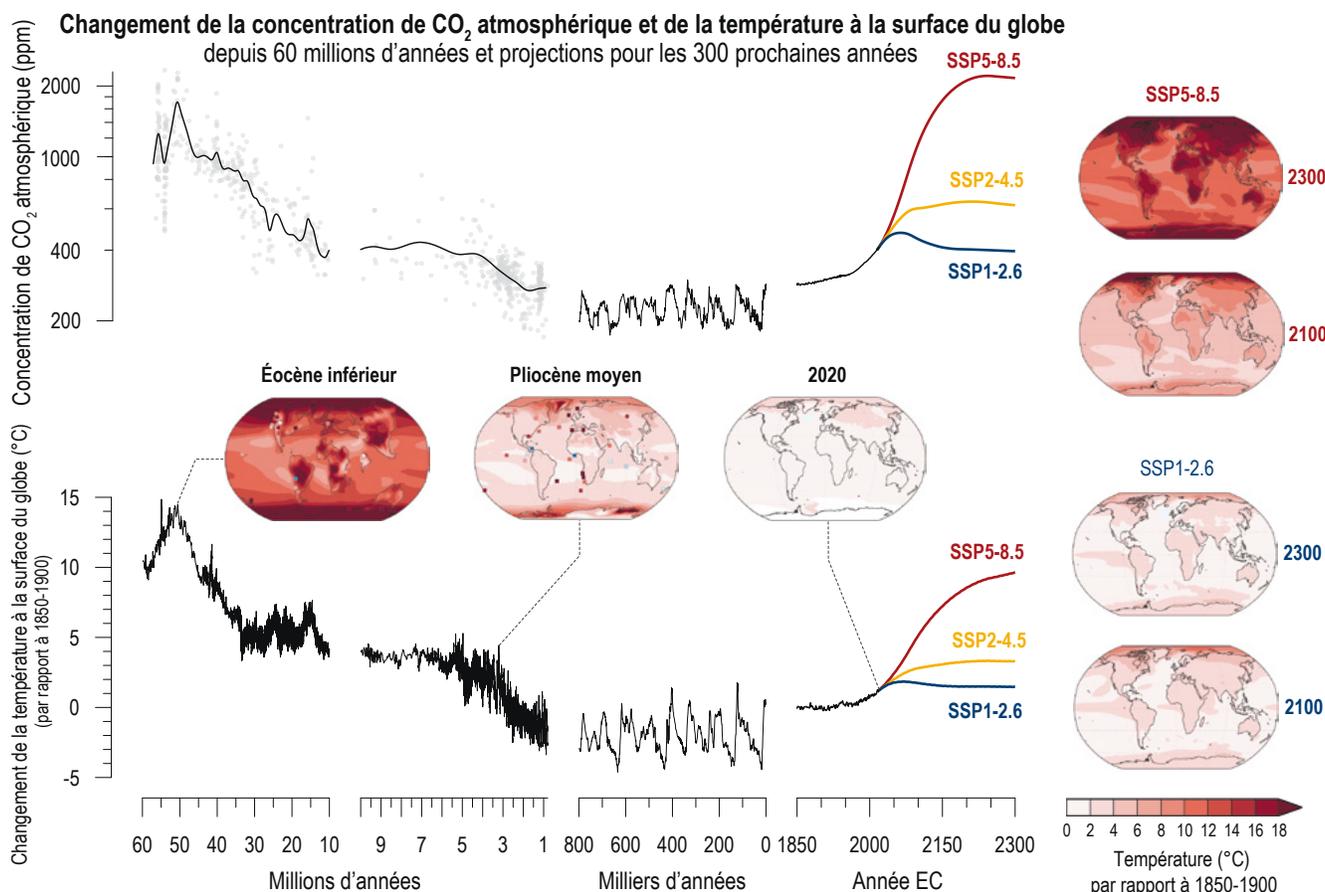


Figure RT.1 | Changement du CO₂ atmosphérique et de la température à la surface du globe (par rapport à 1850-1900) du passé lointain aux 300 prochaines années. Le but de cette figure est de montrer que le CO₂ et la température covarient, dans le passé comme à l'avenir, et qu'il faut remonter des millions d'années en arrière pour trouver des concentrations de CO₂ et des températures similaires aux valeurs projetées. Les concentrations de CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂, 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

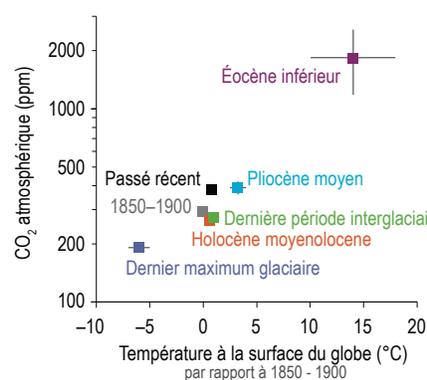
(a)

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 à -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)



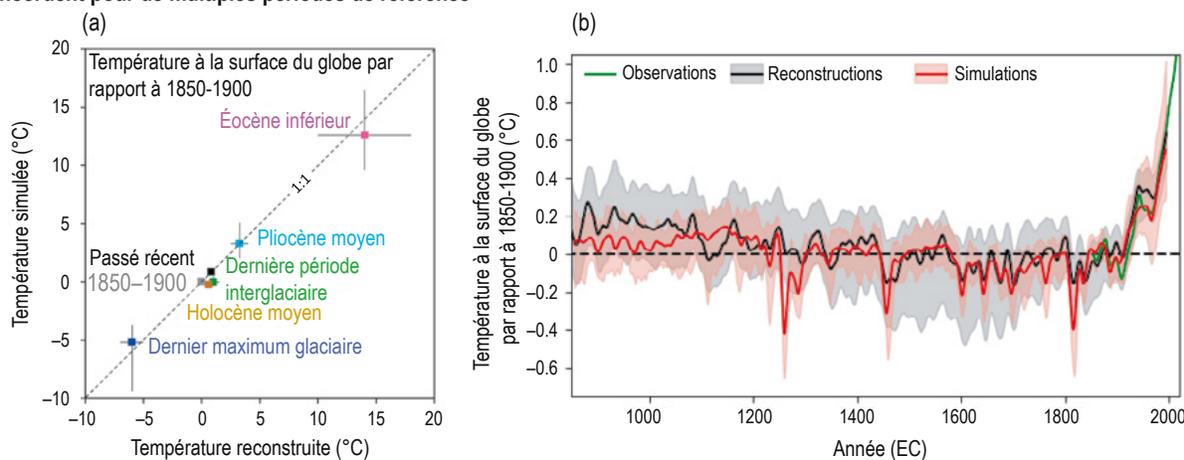
Encadré RT.2, figure 1 | Périodes de référence paléoclimatiques et récentes, avec quelques indicateurs clés. Le but de cette figure est d'indiquer les périodes de référence paléoclimatiques étudiées dans ce rapport, de récapituler trois indicateurs clés du climat global et de comparer le CO₂ à la température planétaire au cours de multiples périodes. **a)** Trois indicateurs climatiques de grande échelle (CO₂ 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 CO₂ 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 (ECS¹⁵) (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 (CO₂) dans l'atmosphère par rapport aux valeurs préindustrielles.

Encadré 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 mégasécheresses 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 CO₂, 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 XXI^e 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 CO₂ 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'événements 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 événements 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 CO₂ 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 CO₂ 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 (TCR¹⁶). 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 classer 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 (CO₂) présent dans l'atmosphère augmente de 1 % an⁻¹ depuis la période préindustrielle jusqu'au moment où la concentration de CO₂ atmosphérique a doublé.

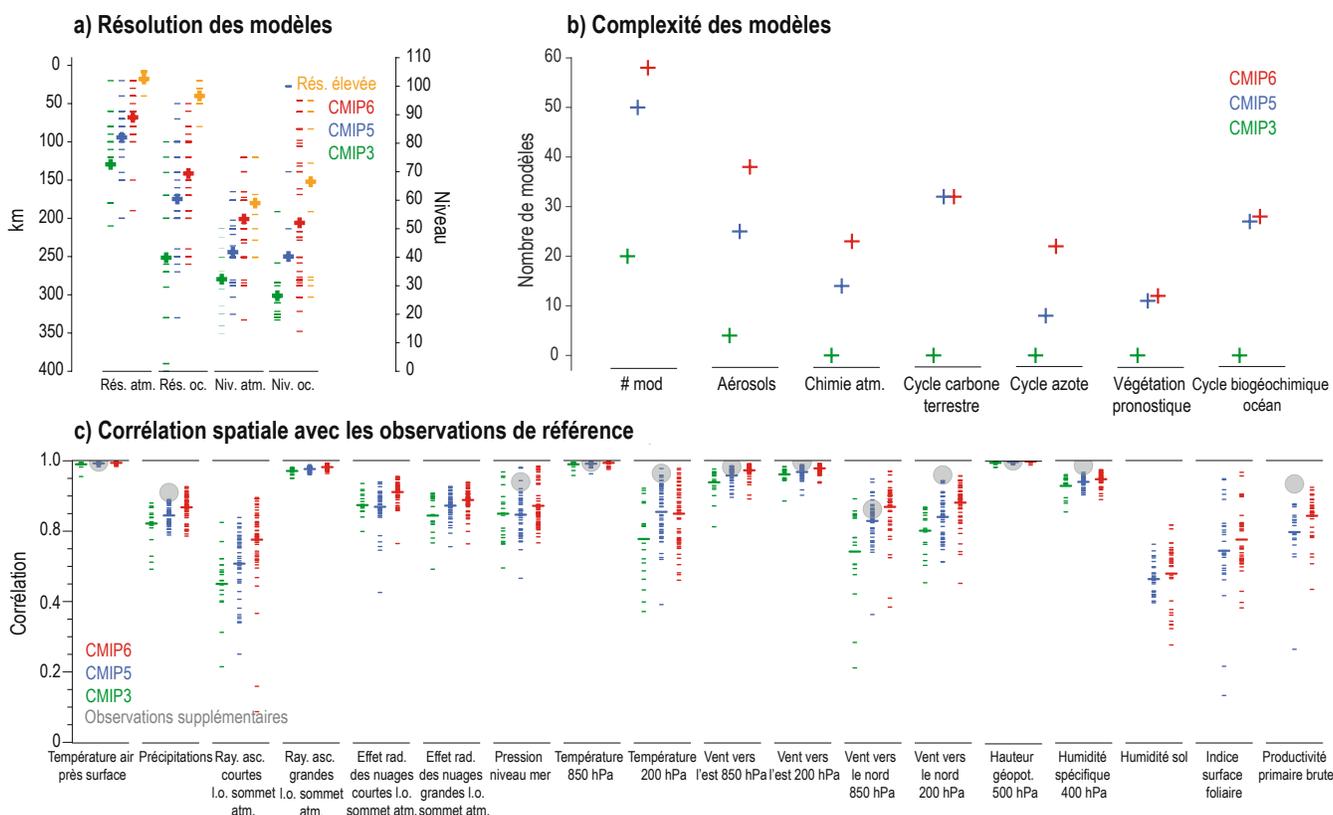


Figure RT.2 | Progrès des modèles climatiques. Le but de cette figure est de montrer les améliorations apportées aux modèles climatiques actuels sur les plans de la résolution, de la complexité et de la représentation des variables clés. **a)** Évolution de la résolution horizontale et des niveaux verticaux 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, 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, 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

de mer en Arctique. {1.4.2, encadré thématique 3.1, 9.3.1, 11.3.2, 12.5.2}

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

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 XXI^e 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

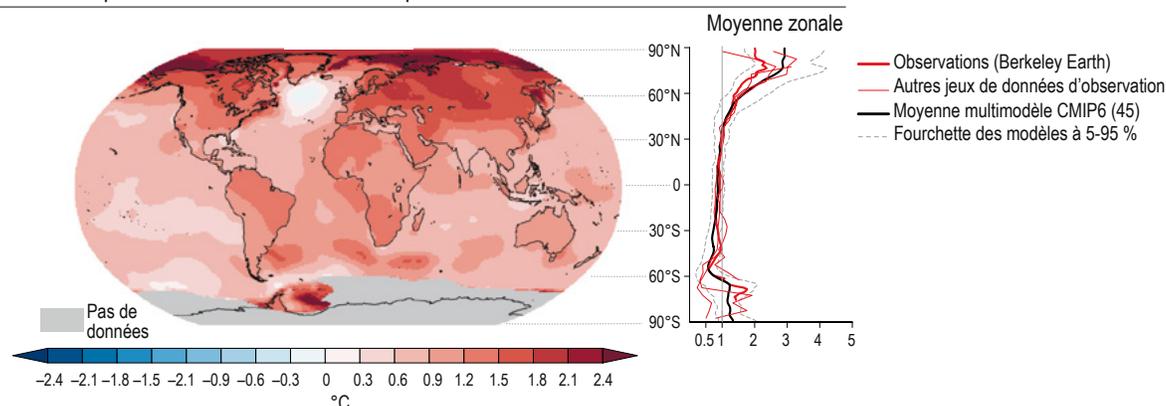
les précipitations moyennes multiséculaires dans plusieurs régions, la variabilité interne peut retarder l'émergence du signal anthropique de changements des précipitations à long terme dans de nombreuses régions terrestres (*degré de confiance élevé*). {10.4}

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}

Émergence des changements de la température de surface

Changement de la température annuelle moyenne et changement par rapport aux variations interannuelles

a) Changement de la température avec un réchauffement planétaire de 1 °C



b) Changement de la température avec un réchauffement planétaire de 1 °C par rapport à l'ampleur des variations interannuelles

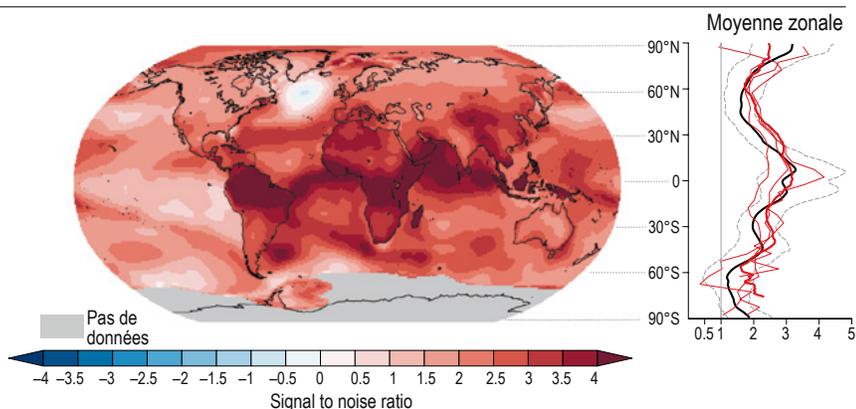


Figure RT.3 | Émergence des changements de la température au cours de la période historique. Le but de cette figure est de montrer comment les changements de la température observés ont émergé et la concordance entre la structure de l'émergence et les simulations des modèles. **a)** Changement de la 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'événements 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 multiséculaires 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 CO₂ (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 CO₂ sans atténuation du changement climatique et de nouvelles trajectoires d'émissions faibles de CO₂ (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.

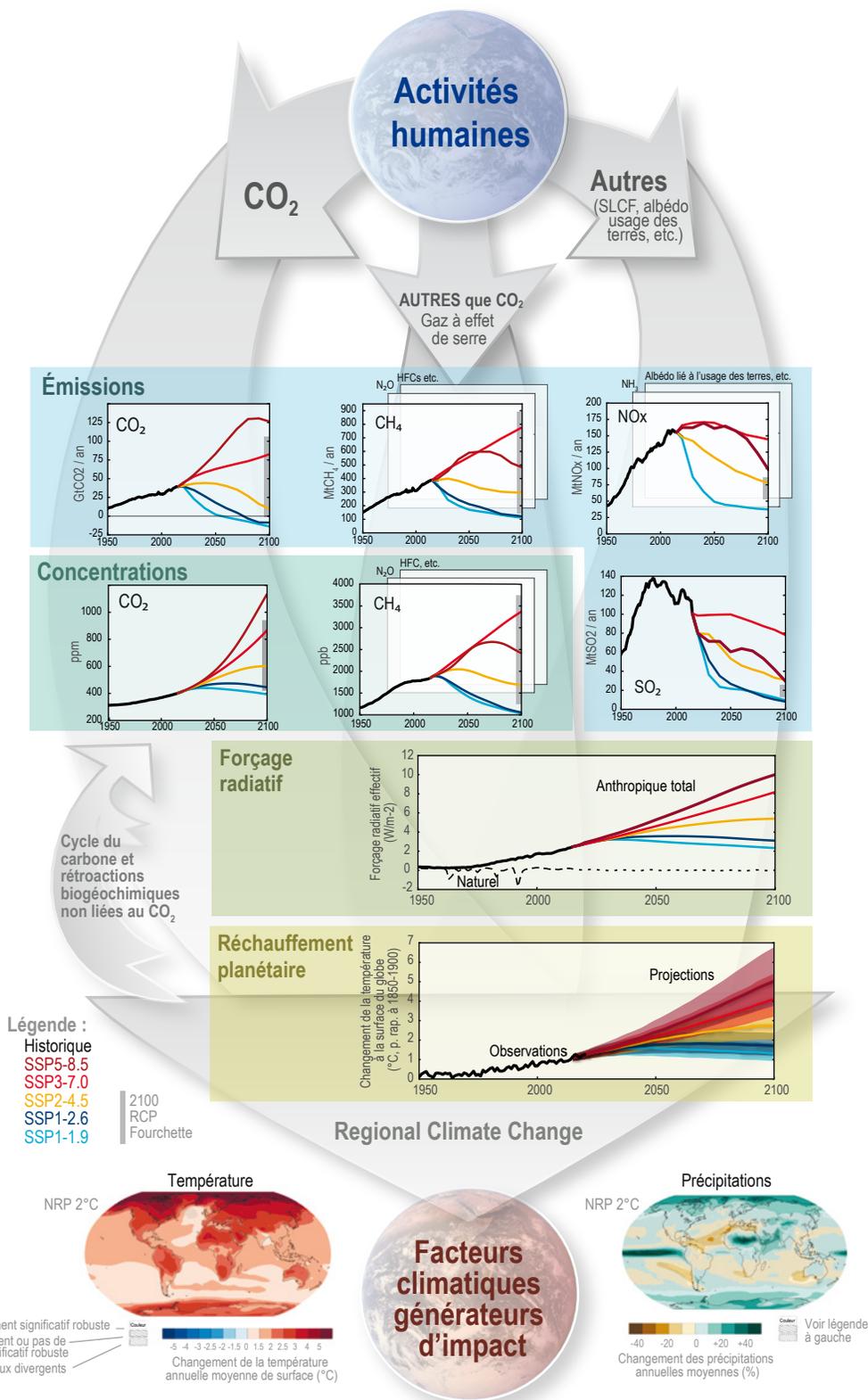
Si on compare les simulations issues de CMIP5 (à l'aide des RCP) aux simulations issues de CMIP6 (basées sur les SSP), on voit qu'environ la moitié de la hausse du réchauffement simulé dans CMIP6, par rapport à CMIP5, provient du fait qu'une sensibilité climatique plus élevée est plus fréquente dans 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 XXI^e 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 événements 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 CO₂ sans atténuation du changement climatique et un scénario d'émissions faibles de CO₂ dans lequel les émissions nettes de CO₂ 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 XXI^e siècle et au-delà (section RT.2). Désignés SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5¹⁷, 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ (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.



RT

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 de trajectoires représentatives de concentration (RCP) en 2100 : émissions de carbone (CO₂) (GtCO₂ an⁻¹) en haut à gauche ; émissions de méthane (CH₄) au centre et émissions de dioxyde de soufre (SO₂) et d'oxydes d'azote (NO_x) en haut à droite (Mt an⁻¹) ; concentrations de CO₂ atmosphérique (ppm) et de CH₄ (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 CO₂ 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 XXI^e 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 CO₂ 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 CO₂, 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 nominale 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 (CH₄)) 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 XXI^e 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 CO₂ plus élevées mais des concentrations de CH₄ plus faibles que la RCP8.5. Deuxièmement, les trajectoires projetées au cours du XXI^e 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 CO₂ (simulations "forcées en émissions"), auquel cas la concentration de CO₂ 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 CO₂ 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 XXI^e siècle, les simulations forcées en émissions sont, en moyenne, inférieures de 0,1 °C environ aux simulations forcées en concentrations, reflétant des concentrations de CO₂ 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 CO₂ simulées. Cependant, ces rétroactions climatiques liées au cycle du carbone influent bel et

bien sur la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO₂ (TCRE¹⁸), 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 CO₂

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 CO₂, 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 XXI^e 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 XXI^e 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 SRCLL en examinant explicitement les impacts différentiels pour des demi-degrés d'incrément 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 CO₂ (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 CO₂ (et d'équivalent CO₂ 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 CO₂ et l'augmentation résultante de la température à la surface du globe (section RT.3.2). Cela signifie que la persistance des émissions de CO₂ 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 CO₂ (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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ ne donnent pas d'information sur les émissions de gaz autres que le CO₂, mais il est possible d'inclure celles-ci dans certaines métriques afin d'estimer les émissions en équivalent CO₂. (Section RT.3.3) {1.3.2, 1.6, 4.6.2, 5.5, 7.6}

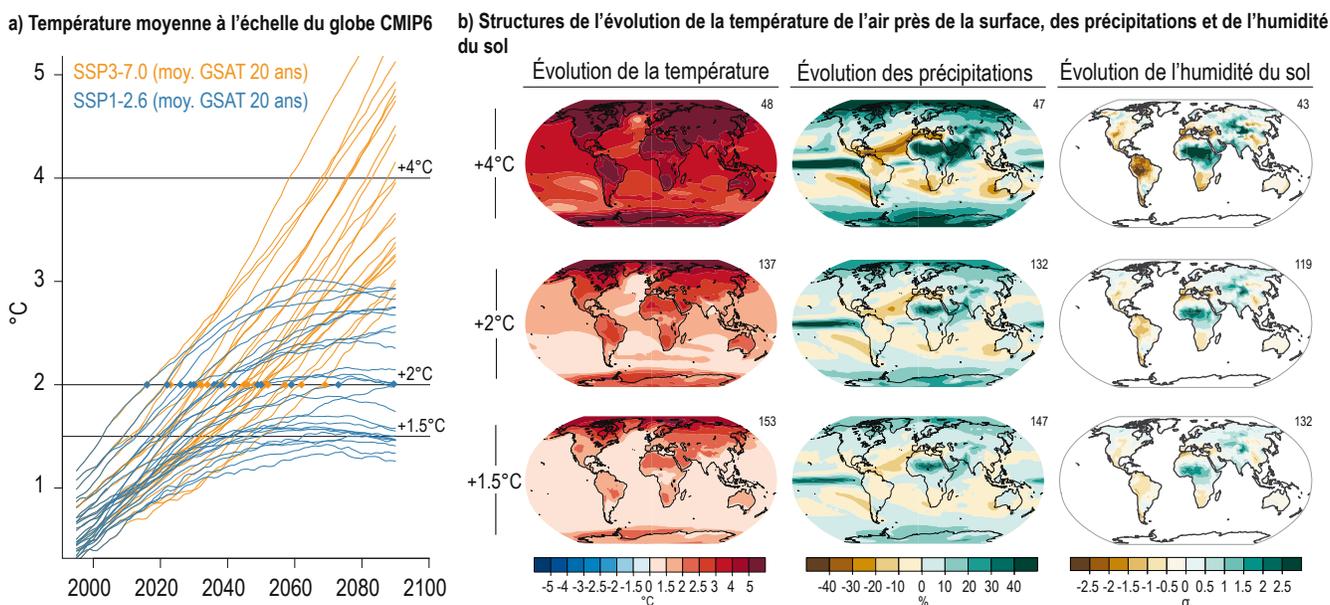


Figure RT.5 | Scénarios, niveaux de réchauffement planétaire et structures de changement. *Le but de cette figure est de montrer de quelle manière les scénarios sont reliés aux niveaux de réchauffement planétaire (NRP) et de donner des exemples de l'évolution des structures de changement selon les niveaux 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 moyennées 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 événements, 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-continent, 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}

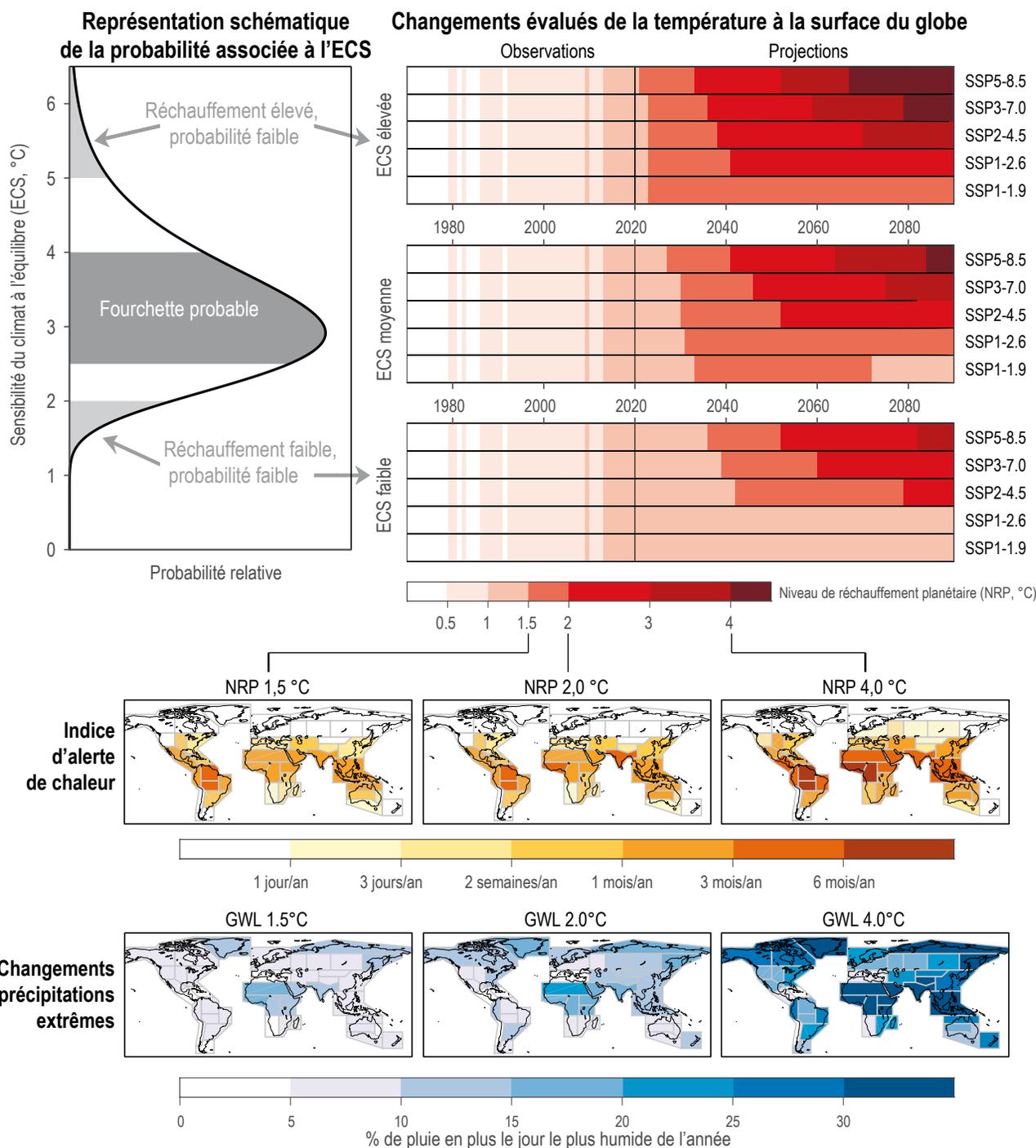


Figure RT.6 | Récapitulation graphique d'aspects essentiels du Résumé technique. Le but de cette figure est de récapituler de nombreux aspects différents du Résumé technique touchant les changements observés et projetés de la température globale et les changements régionaux correspondants des facteurs 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 événements) 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 XXI^e 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 CO₂ (SSP1-1.9) et de [3,3 - 5,7 °C] pour le scénario d'émissions élevées de CO₂ (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 XXI^e 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,

Encadré 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 XXI^e 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 XXI^e 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

Encadré 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 XXI^e 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}

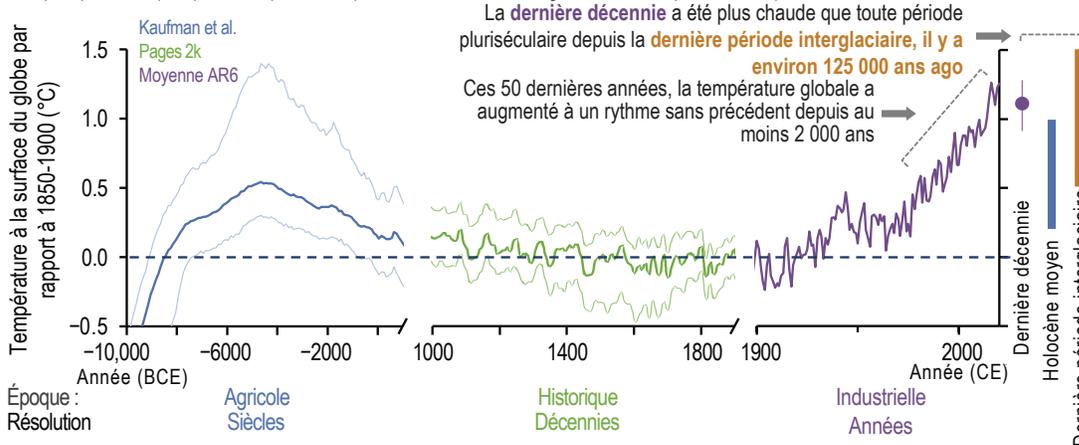
Au XXI^e siècle, une hausse de 2 °C de la température à la surface du globe par rapport à 1850-1900 sera dépassée dans le cas des SSP5-8.5 et SSP3-7.0 ; il est *extrêmement probable* que ce niveau sera franchi dans le cas du SSP2-4.5, mais il est *peu probable* qu'il le soit dans le cas du SSP1-2.6 et *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 XXI^e siècle, mais sans influencer 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

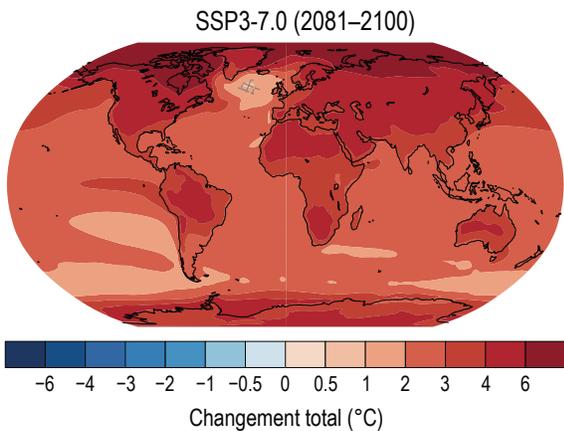
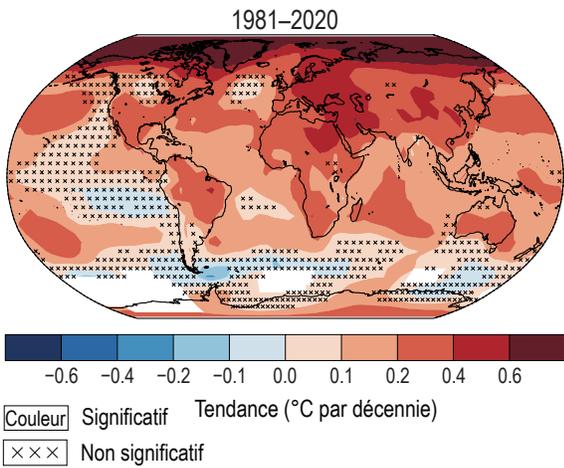
Encadré thématique RT.1 (suite)

Changements de la température de surface

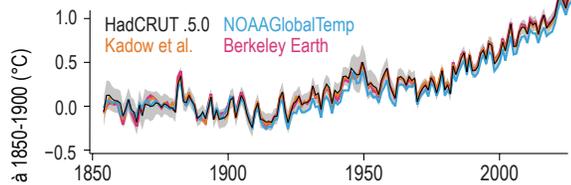
(a) Il est plus probable qu'improbable que les températures à la surface du globe sont sans précédent depuis 125 000 ans



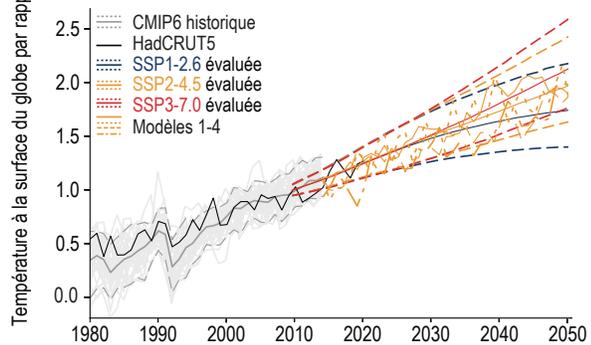
(b) Le réchauffement observé et projeté est plus prononcé sur les terres émergées que sur l'océan et atteint des valeurs maximales dans l'Arctique



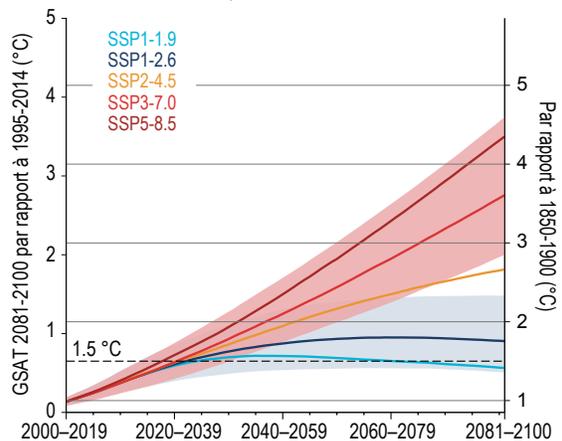
(c) La température à la surface du globe s'est élevée de plus de 1 °C par rapport à 1850-1900



(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)

Encadré 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 5^e-95^e percentiles des membres de l'ensemble (lignes fines). Les barres verticales représentent les fourchettes (5^e-95^e 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, 5^e et 95^e 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 5^e et 95^e 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 CO₂ (SSP1-1.9) et de [3,3 - 5,7 °C] pour le scénario d'émissions élevées de CO₂ (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}

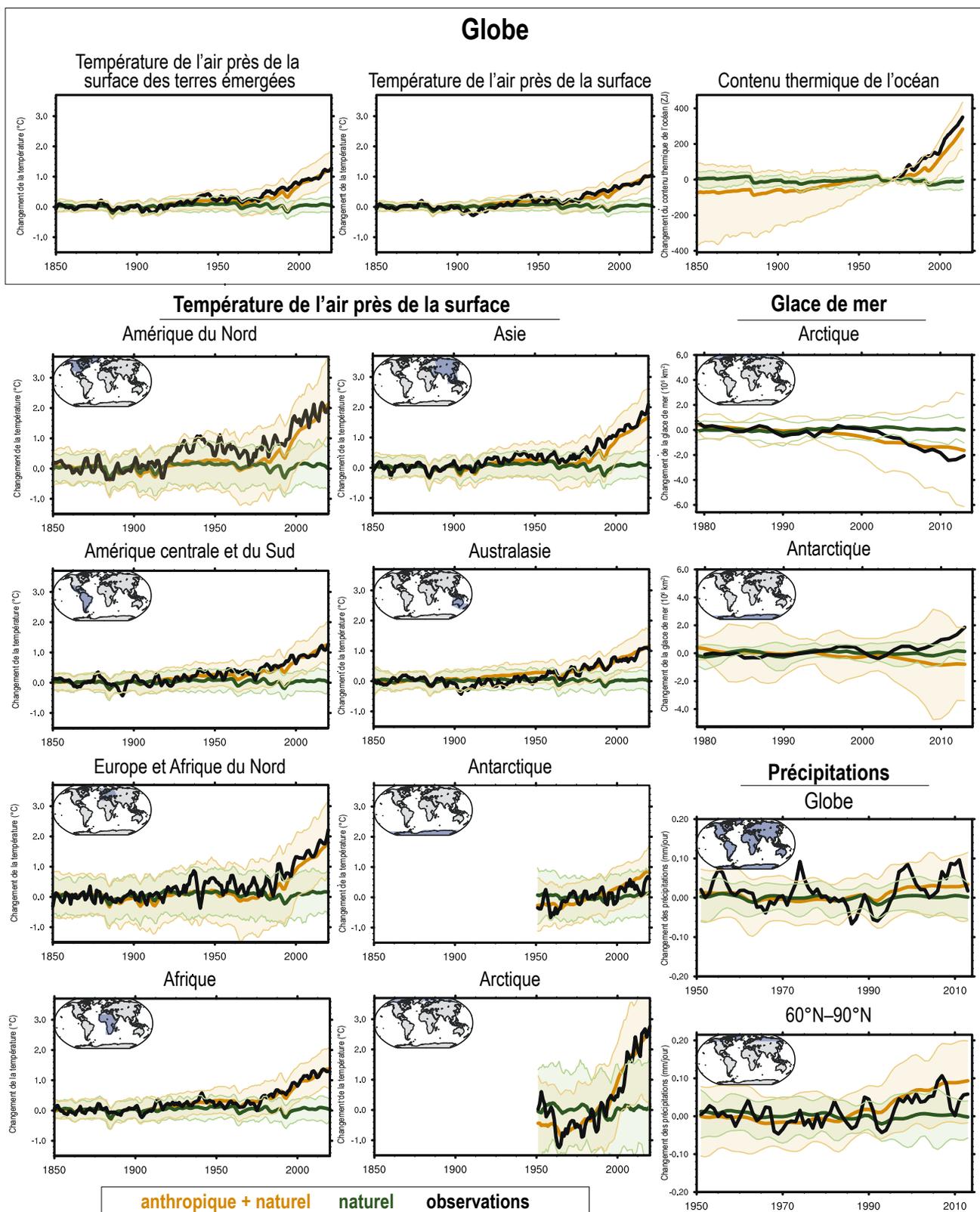


Figure RT.7 | Changements simulés et observés, par rapport à la moyenne 1850-1900, des principaux indicateurs à grande échelle du changement climatique dans les continents, les bassins océaniques et le globe jusqu'en 2014. Le but de cette figure est de comparer les changements observés et simulés sur 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 5-95^e 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 5-95^e 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 facteur¹⁹ (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 <i>probable</i> 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 ».

Changement récent et futur de quatre indicateurs clés du système climatique

Température de l'atmosphère, contenu thermique de l'océan, glace de mer arctique en été et précipitations sur les terres émergées

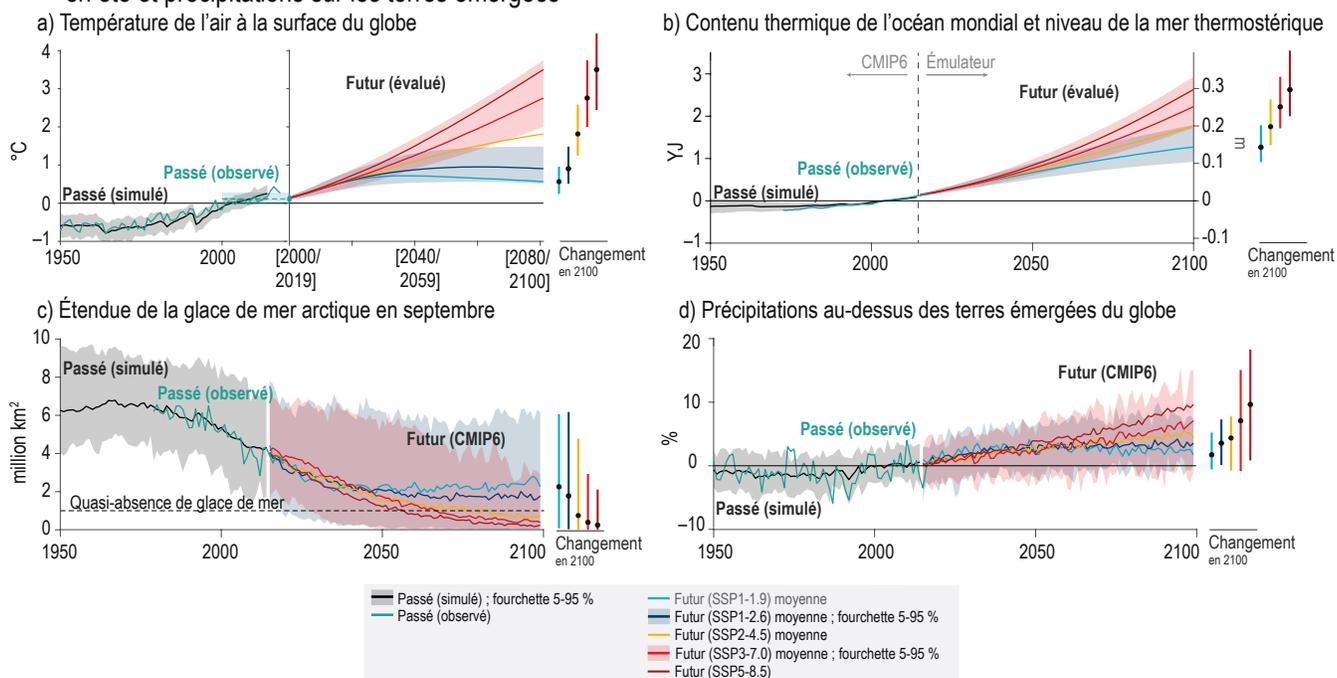


Figure RT.8 | Changements observés, simulés et projetés par rapport à la moyenne 1995-2014 de quatre indicateurs clés du système climatique jusqu'en 2100, selon le scénario de trajectoire socio-économique partagée (SSP). Le but de cette figure est de montrer comment les choix futurs en matière d'émissions 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 XXI^e 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 XXI^e 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 événements 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 CO₂, de méthane (CH₄) et d'oxyde nitreux (N₂O) 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 CO₂ 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

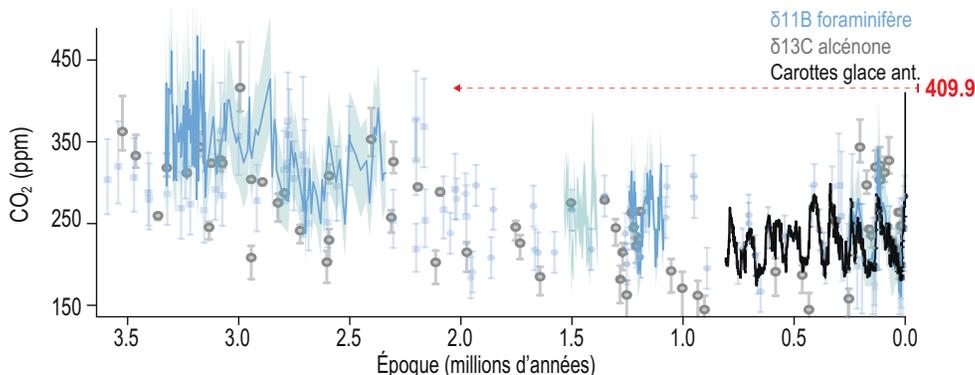
l'Est (degré de confiance élevé).

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}

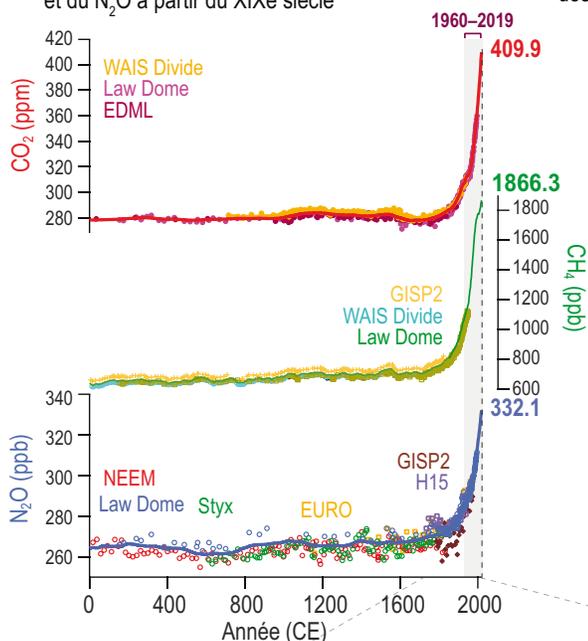
L'activité solaire est forte depuis 1900, mais pas exceptionnelle par rapport aux 9 000 dernières années (degré de confiance élevé). L'ampleur moyenne et la variabilité des aérosols d'origine volcanique depuis 1900 ne sont pas inhabituelles par rapport aux 2 500 dernières années au moins (degré de confiance 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 CO₂ atmosphérique ont considérablement évolué sur des millions d'années (figure RT.1). Les niveaux actuels

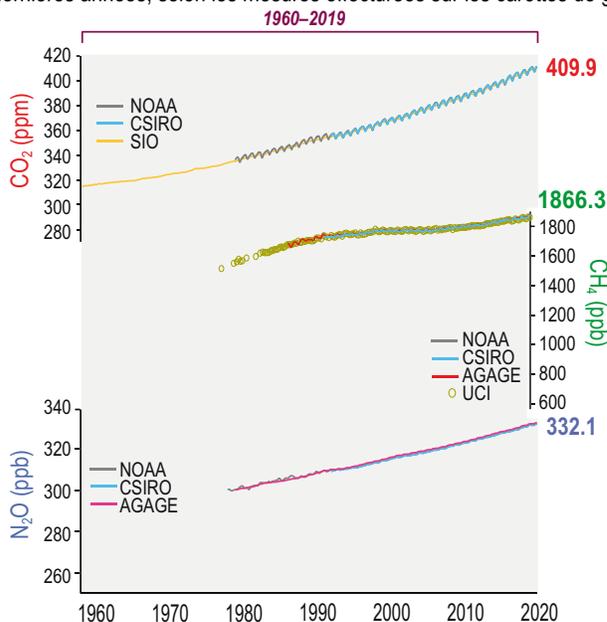
a) La dernière fois que les niveaux de CO₂ étaient aussi élevés qu'aujourd'hui remonte à 2 millions d'années au moins



b) Les informations extraites de multiples carottes de glace montrent une forte augmentation du CO₂, du CH₄ et du N₂O à partir du XIXe siècle



c) Plusieurs réseaux mondiaux de grande précision mesurent les concentrations de CO₂, CH₄ et N₂O 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

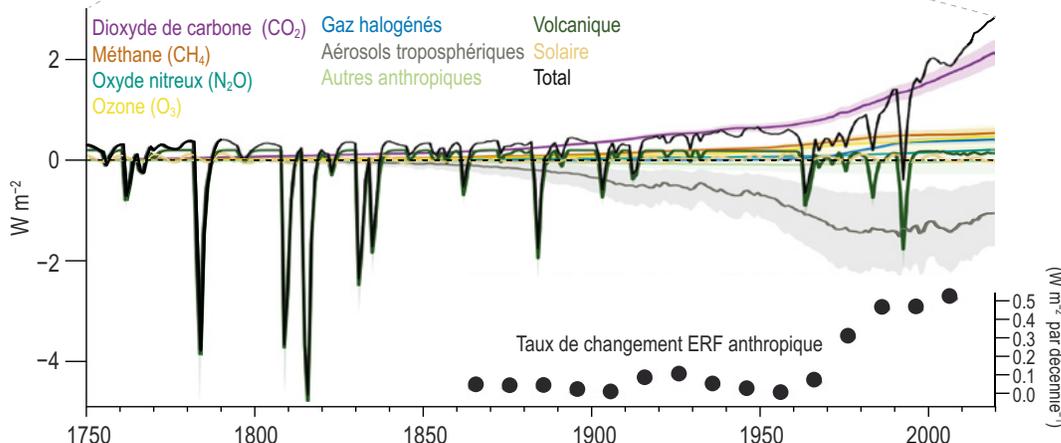


Figure RT.9 | Changements des concentrations de gaz à effet de serre (GES) bien mélangés et du forçage radiatif effectif (ERF). Le but de cette figure est de montrer que les changements survenus au cours de la période industrielle dans les principaux facteurs qui affectent le système climatique sont exceptionnels dans une perspective à long terme. **a)** Changements des concentrations de dioxyde de carbone (CO₂) 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 XX^e 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 CO₂ a augmenté de 131,6 ± 2,9 ppm (47,3 %). Le taux de variation centennal du CO₂ 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 CO₂ ont dépassé 400 ppm, atteignant 409,9 (± 0,3) ppm en 2019 (figure RT.9c). L'ERF dû au CO₂ 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 CH₄ 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 CH₄ 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 CH₄ s'établissait à 0,54 W m⁻² en 2019. {2.2.3, 5.2.2, 7.3}

Le N₂O 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 N₂O 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 N₂O 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 CH₄, 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 CH₄. {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 $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ [-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 $2,72 \text{ W m}^{-2}$ [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 CO₂ 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 CO₂. 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 CO₂ 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}

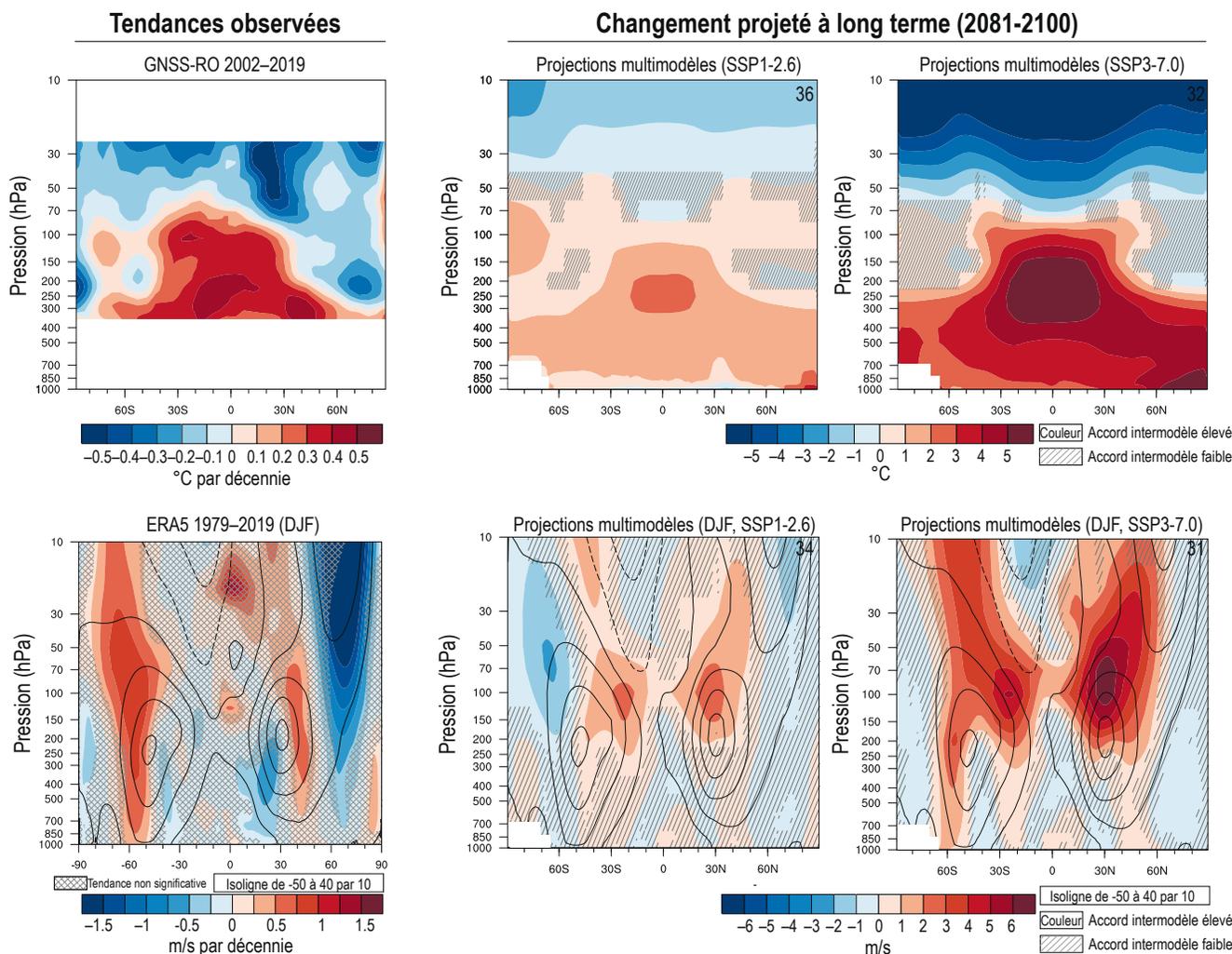


Figure RT.10 | Changements observés et projetés de la température de l'air en altitude et de la circulation atmosphérique. Le but de cette figure est de visualiser les changements de la température de l'air et de la circulation atmosphérique, et la similitude entre les tendances observées et projetées. **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 événements 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 événements composites (extrêmes multivariés ou concomitants) peu probables dans le climat passé et présent deviendront plus fréquents, et il y a plus de chance que des événements 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 XXI^e 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*

Encadré 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}

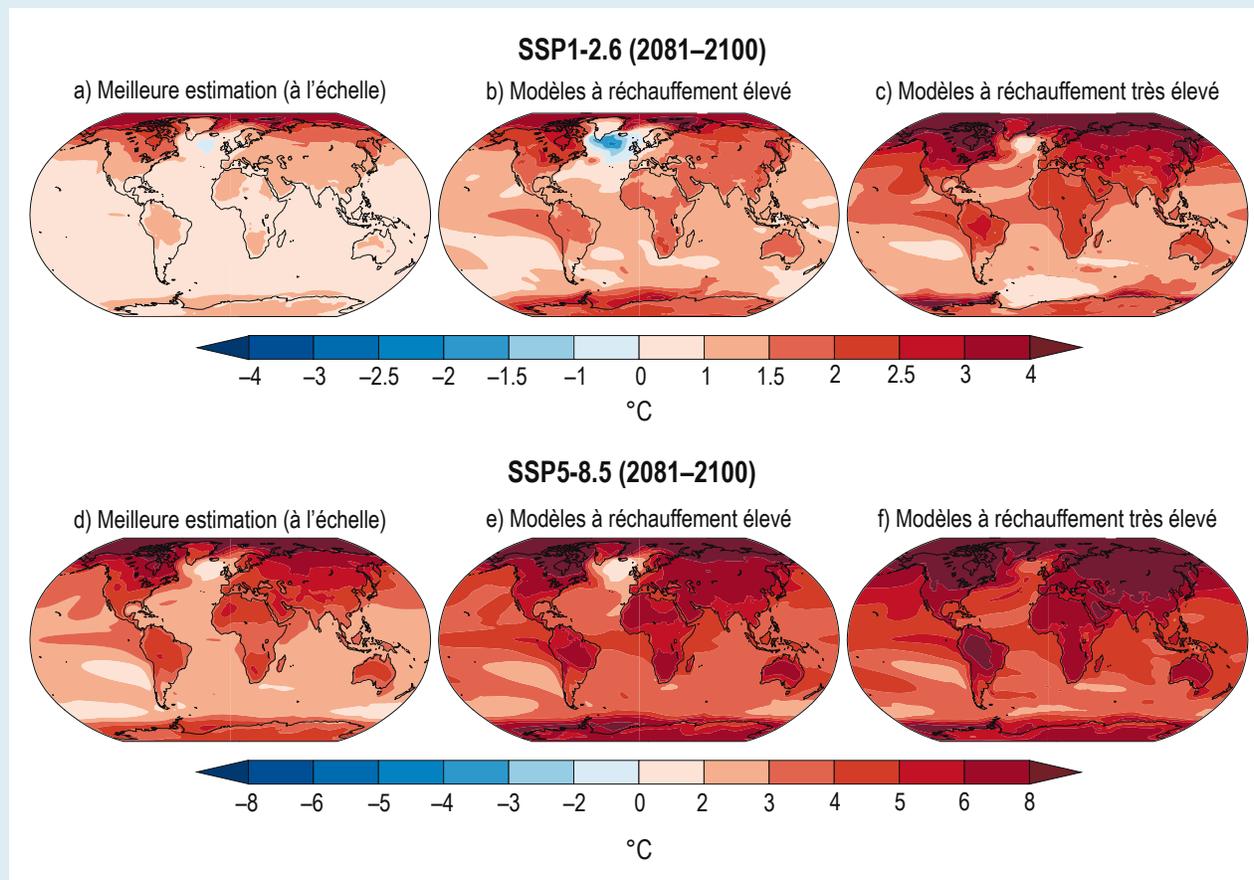
Les modèles CMIP6 ayant un réchauffement global proche de la limite supérieure de la fourchette de réchauffement évaluée comme *très probable* tendent à présenter des changements plus importants dans l'intensité des conditions régionales de sécheresse et d'humidité que la moyenne multimodèle. De plus, 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 XXI^e 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 XXI^e 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 événement 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 événements 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'événements extrêmes, comme les sécheresses décennales et les niveaux marins extrêmes, et cela se poursuivra avec le réchauffement à venir. Les événements 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'événements 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 XXI^e siècle par rapport aux projections des modèles du système Terre basées sur les SSP. {Encadré thématique 4.1}

Encadré 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 XXI^e siècle. Il est très probable que l'AMOC s'affaiblira au cours du XXI^e siècle, même si un degré de confiance faible est associé à son changement au XX^e 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 XXI^e siècle (*quasi certain*) et *probablement* jusqu'en 2300 au moins, même dans le cas de scénarios de faibles émissions de CO₂. La tendance est irréversible sur des siècles à des millénaires (*degré de confiance moyen*) mais, à partir du milieu du XXI^e 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 XX^e siècle et il est *quasi certain* qu'elle continuera d'augmenter tout au long du XXI^e siècle, exposant les écosystèmes marins à des aléas croissants (*degré de confiance moyen*). Les vagues de chaleur marines sont devenues plus fréquentes au XX^e 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 $4,9 \pm 1,5$ % 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 XXI^e siècle à un rythme qui dépend du scénario d'émissions (*quasi certain*). {2.3.3, 9.2.1}

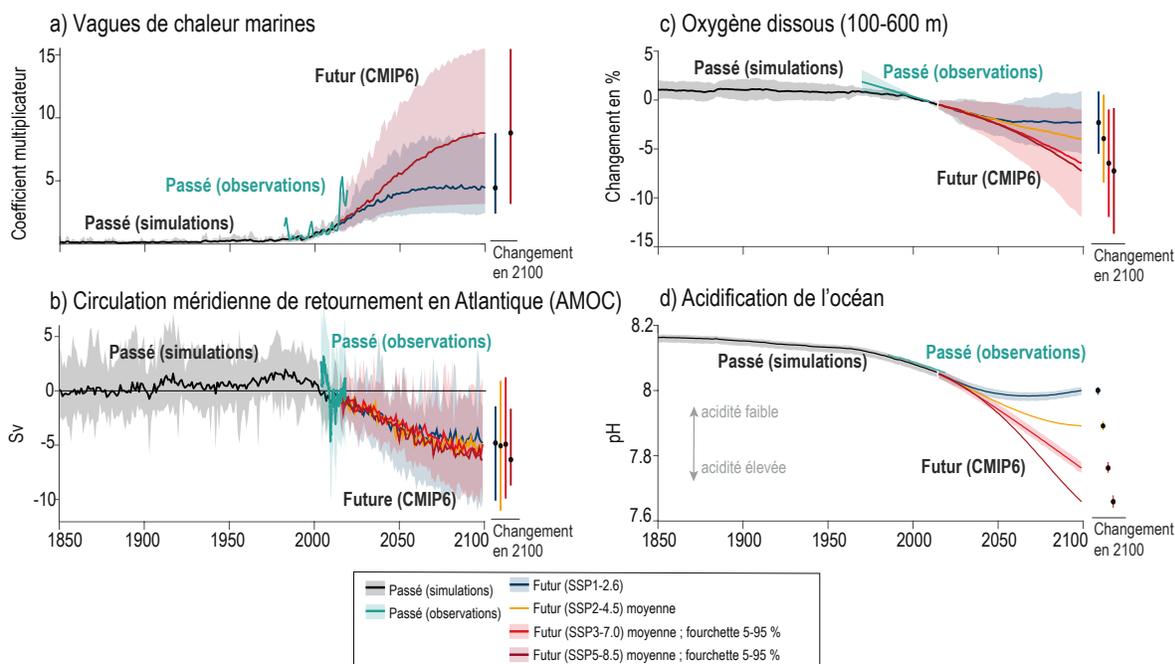
Il est *quasi certain* que les régions dont les eaux de surface présentent une salinité élevée sont plus salines qu'en 1950, tandis que les eaux sont devenues plus douces dans les régions de faible salinité, avec un *degré de confiance moyen* que cela soit lié à une intensification du cycle hydrologique (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 XXI^e 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 XX^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e siècle (*degré de confiance élevé*). {2.3.3, 9.2.3}

Changement récent et futur de l’océan

Vagues de chaleur marines, circulation méridienne de retournement en Atlantique (AMOC), oxygène dissous et pH



Recent and future change in ice sheets

Greenland and Antarctic ice sheets

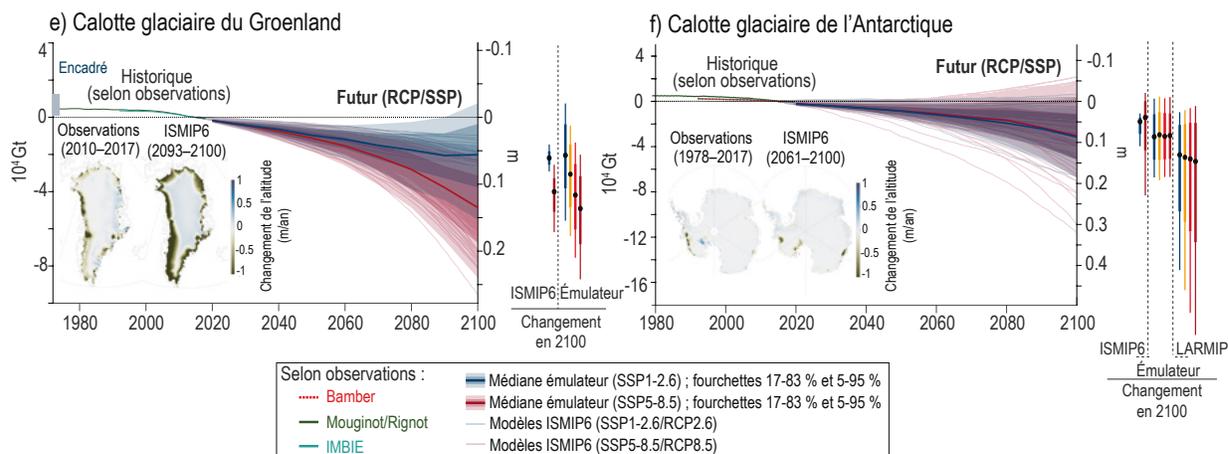


Figure RT.11 | Changements passés et futurs de l’océan et des calottes glaciaires. Le but de cette figure est de montrer la concordance des séries chronologiques observées et projetées de nombreux indicateurs de l’océan et de la cryosphère. On y voit les changements historiques observés et simulés et 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 99^e 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 à 17-83 % (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 (Mougnot), 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). Médailles 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). Médillons 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 CO₂ 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 XXI^e 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 XX^e siècle (*degré de confiance élevé*), en partie à cause de l'influence humaine (*degré de confiance moyen*). La désoxygénation devrait se poursuivre 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 CO₂, l'océan Arctique, sera pratiquement libre de glace en fin d'été d'ici à la fin du XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 km² 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 XXI^e siècle dans les scénarios d'émissions élevées de CO₂ (*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. Étant 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

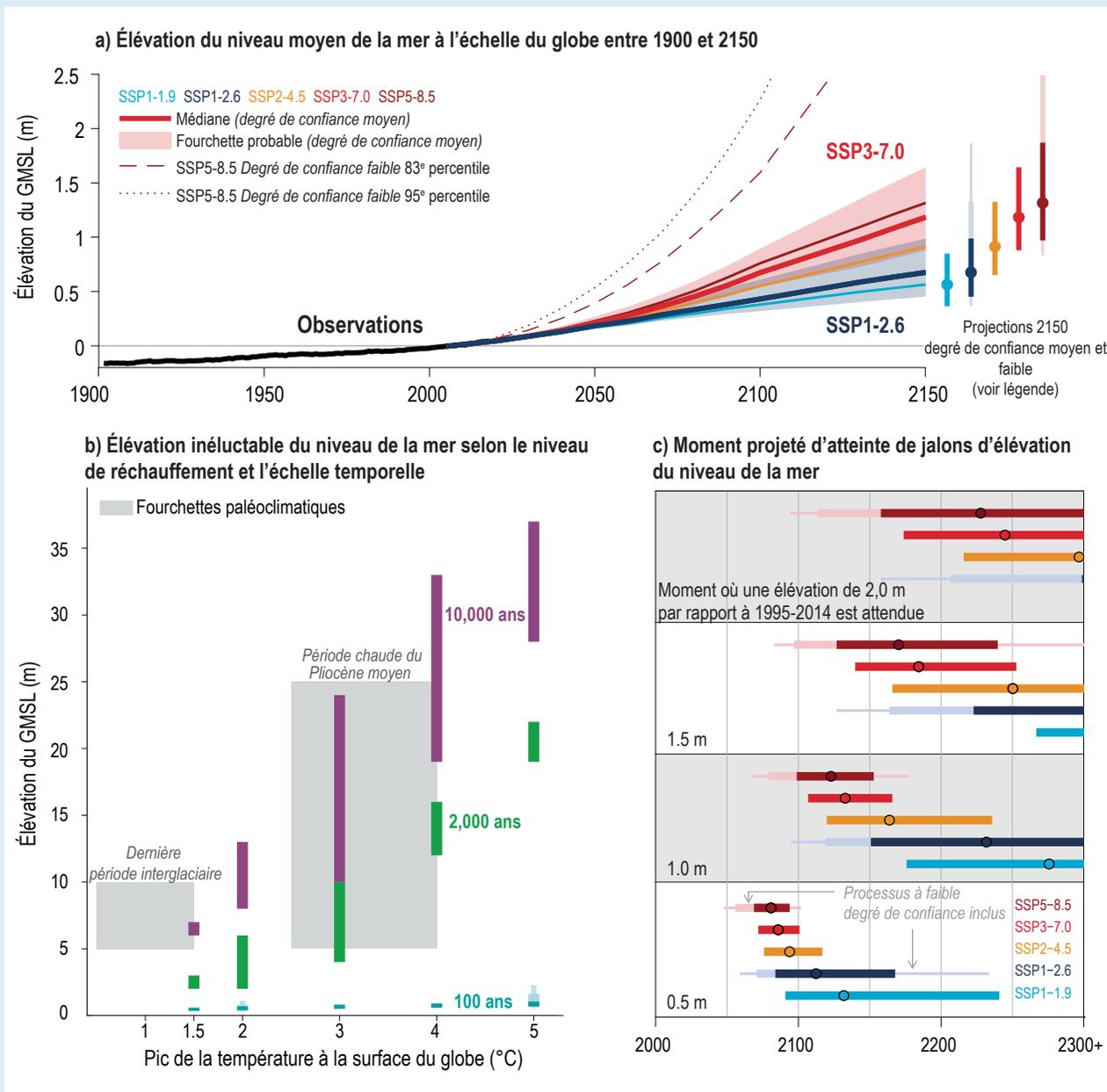
Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) a augmenté de 0,20 m [0,15 - 0,25 m] au cours de la période 1901-2018 et le rythme d'élévation s'est accéléré depuis les années 1960 pour atteindre 3,7 mm [3,2 - 4,2 mm] par an au cours de la période 2006-2018 (*degré de confiance élevé*). Il est *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 XXI^e 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 XXI^e 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 CO₂, 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 CO₂, 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 XX^e 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 XXI^e 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 CO₂, 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}

Encadré 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 83^e et au 95^e 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 17^e-83^e/5^e-95^e 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 83^e/95^e 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 17^e-83^e/5^e-95^e 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 17^e-83^e/5^e-95^e 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]

RT

Encadré 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 CO₂, 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 CO₂ basses (SSP1-2.6) (*degré de confiance faible*). Dans le cas d'émissions élevées de CO₂ (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}

RT

Encadré RT.5 | Le cycle du carbone

La hausse continue des concentrations de CO₂ 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 CO₂ dans l'atmosphère. Les projections montrent que, si ces puits absorbent davantage de CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ atmosphérique, mais ils sont modulés par les changements des conditions climatiques (encadré RT.5, figure 1c, d). L'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud dominant, 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 CO₂ (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 CO₂, ses isotopes et

Encadré RT.5 (suite)

les données d'inventaires, il est sans équivoque que la croissance du CO₂ 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 = 10¹⁵ 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 CO₂, 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ atmosphérique a renforcé le puits terrestre net de CO₂ (*degré de confiance moyen*). Pendant la période historique, le taux d'augmentation du CO₂ 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 CO₂, tant dans l'océan que pour les terres émergées. À ce jour cependant, on n'a pas encore observé de changements dans les tendances multidéennales des puits. {2.3.4, 3.6.1, 5.2.1}

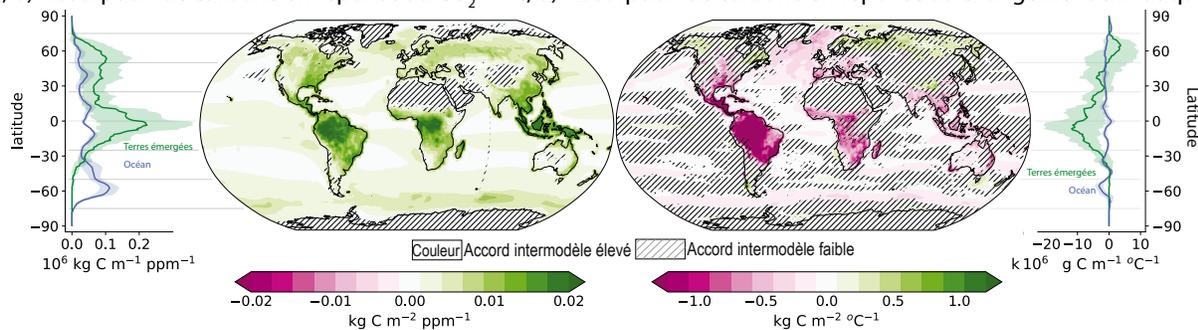
Les projections ESM évaluées dans l'AR6 ont des concentrations de CO₂ allant d'environ 400 ppm (SSP1-1.9) à plus de 1 100 ppm (SSP5-8.5) en 2100. La plupart des simulations sont réalisées avec des concentrations prescrites de CO₂ atmosphérique, qui rendent déjà compte d'une estimation centrale des effets 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 CO₂ 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 CO₂ émise est grande, moins les puits océanique et terrestre sont efficaces (*degré de confiance élevé*), effet qui compense la relation logarithmique entre le CO₂ et son forçage radiatif, qui implique que chaque unité d'augmentation supplémentaire du CO₂ 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}

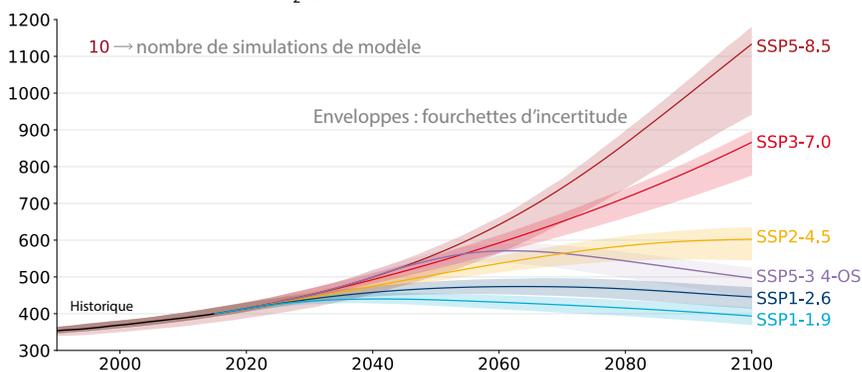
Les réponses des puits océanique et terrestre projetés sont similaires pour un scénario donné, mais le puits terrestre présente une variabilité interannuelle beaucoup plus grande et une plus large dispersion des modèles. Avec les scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5, la croissance initiale des deux puits en réponse à l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO₂ 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 XXI^e 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂, 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 XXI^e siècle, mais il est *très improbable* qu'il passe de puits à source avant 2100.

Encadré RT.5 (suite)

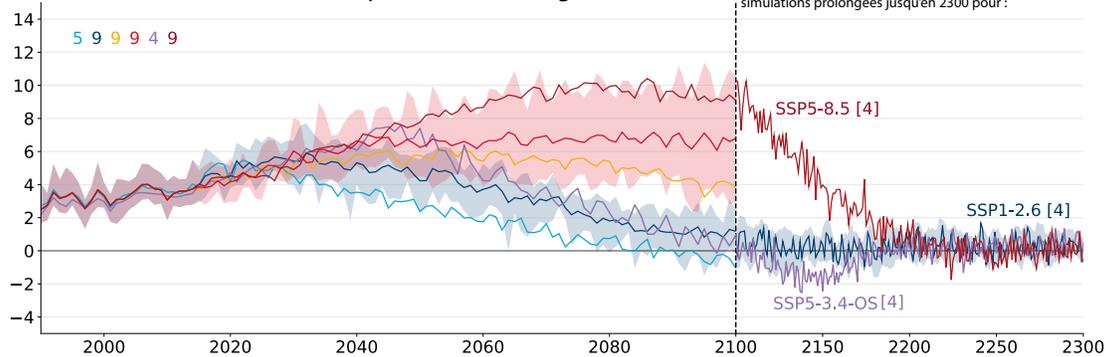
a, b) Absorption de carbone en réponse au CO₂ c, d) Absorption de carbone en réponse au changement climatique



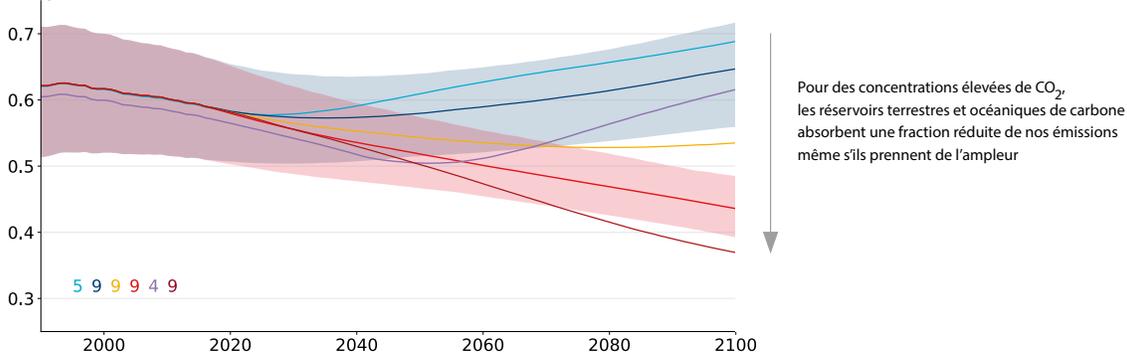
e) Concentration de CO₂ (ppm)



f) Flux nets terrestres et océaniques de carbone (PgC an⁻¹)



g) Fraction absorbée par les puits



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

Encadré 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 XXI^e 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

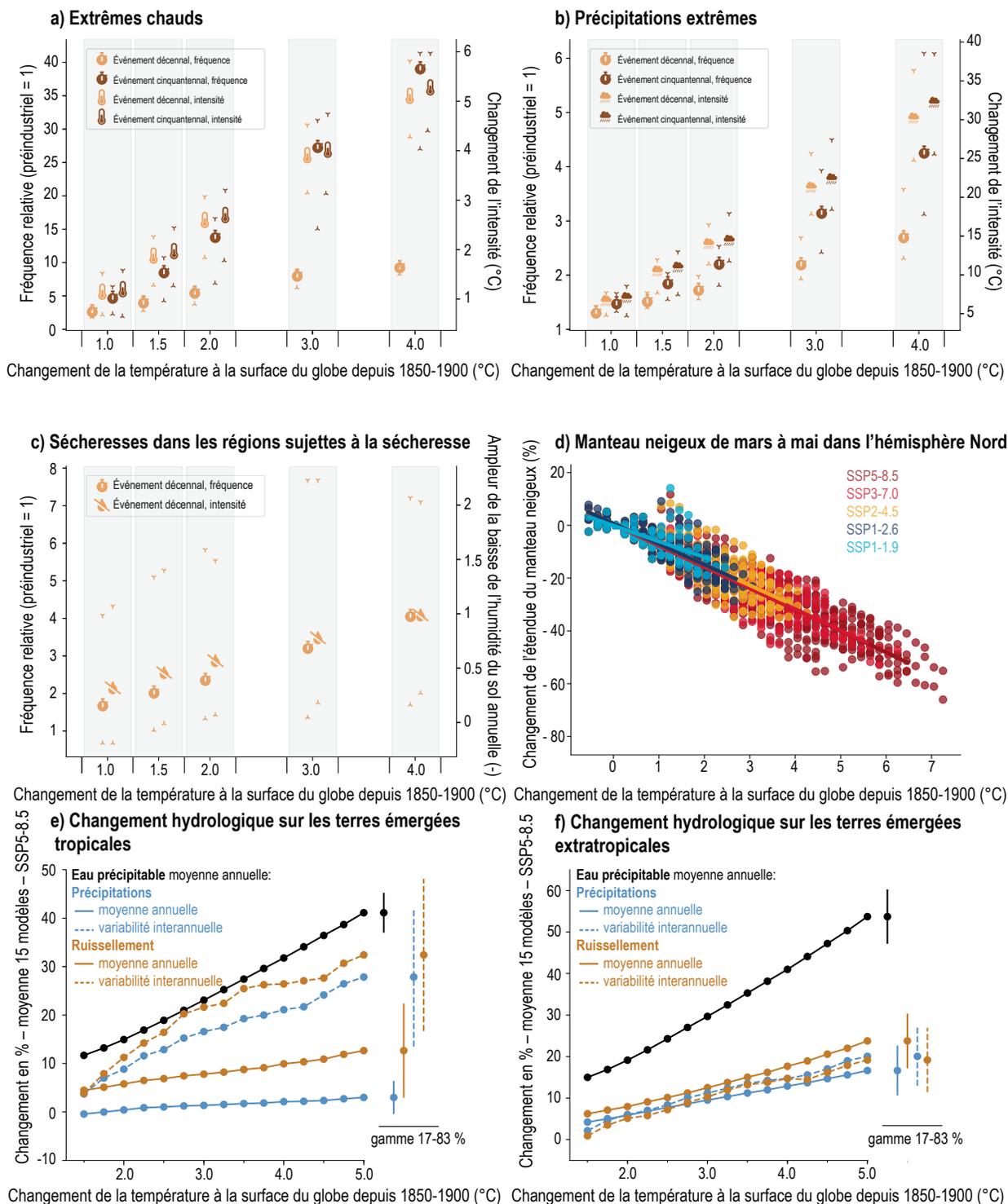


Figure RT.12 | Changements affectant les terres émergées en fonction des niveaux de réchauffement global, par rapport à 1850-1900. Le but de cette figure est de montrer que les extrêmes et les variables moyennes sur les terres émergées changent systématiquement avec les niveaux de réchauffement et de 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 XXI^e 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 CO₂ 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'événements 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 XX^e siècle (*degré de confiance élevé*), concordent avec un réchauffement à grande échelle. Dans le même temps, une amplification du cycle saisonnier du CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ est le principal facteur de l'amplitude accrue du cycle saisonnier du CO₂ 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 CO₂ 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 SRCL conclut 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, SRCL 2.2, SRCL 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 XXI^e 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 événements 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XX^e 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 XXI^e 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

Encadré 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}

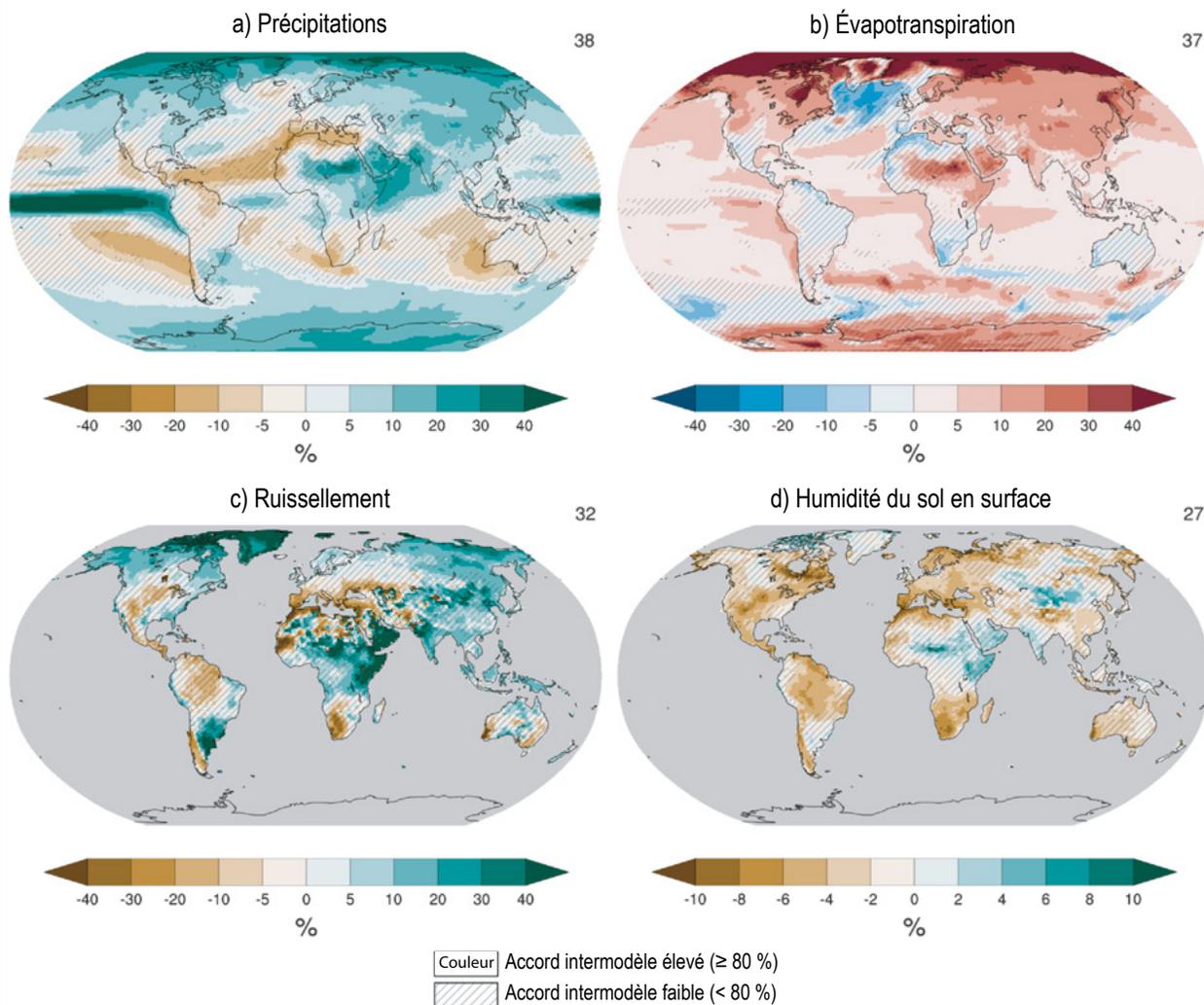
Le réchauffement au-dessus des terres émergées accroît la demande évaporative atmosphérique et la sévérité des épisodes de sécheresse (*degré de confiance élevé*). Le réchauffement plus marqué sur les terres émergées que sur l'océan modifie la structure de la circulation atmosphérique et réduit l'humidité 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 XXI^e 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 événements humides (*degré de confiance élevé*). L'ampleur de la hausse projetée des précipitations et des événements 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}

Encadré RT.6 (suite)

Changements à long terme des variables du cycle de l'eau pour le SSP2-4.5 (2081-2100 par rapport à 1995-2014)



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 ($\geq 80\%$ 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

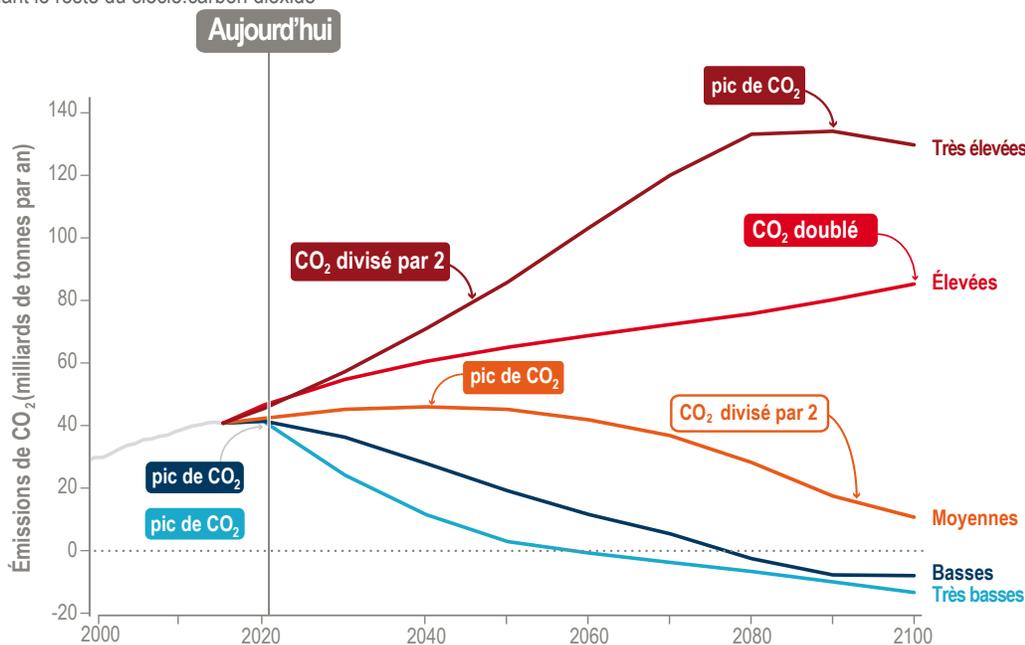
Climats futurs

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.



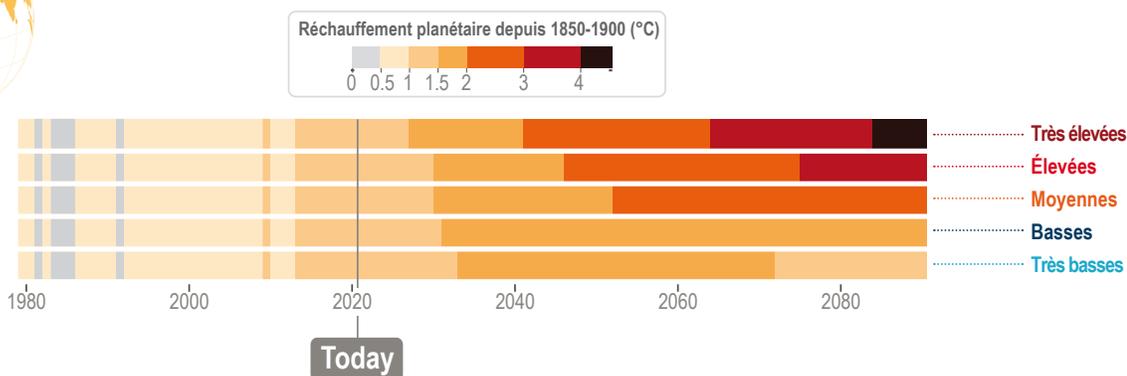
Trajectoires d'émissions

Différents développements sociaux et économiques peuvent conduire à des émissions substantiellement différentes de dioxyde de carbone (CO₂), d'autres gaz à effet de serre et de polluants atmosphériques pendant le reste du siècle.



Effet sur la température de surface

Pour que la température se stabilise, les émissions de CO₂ 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 montrer 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.

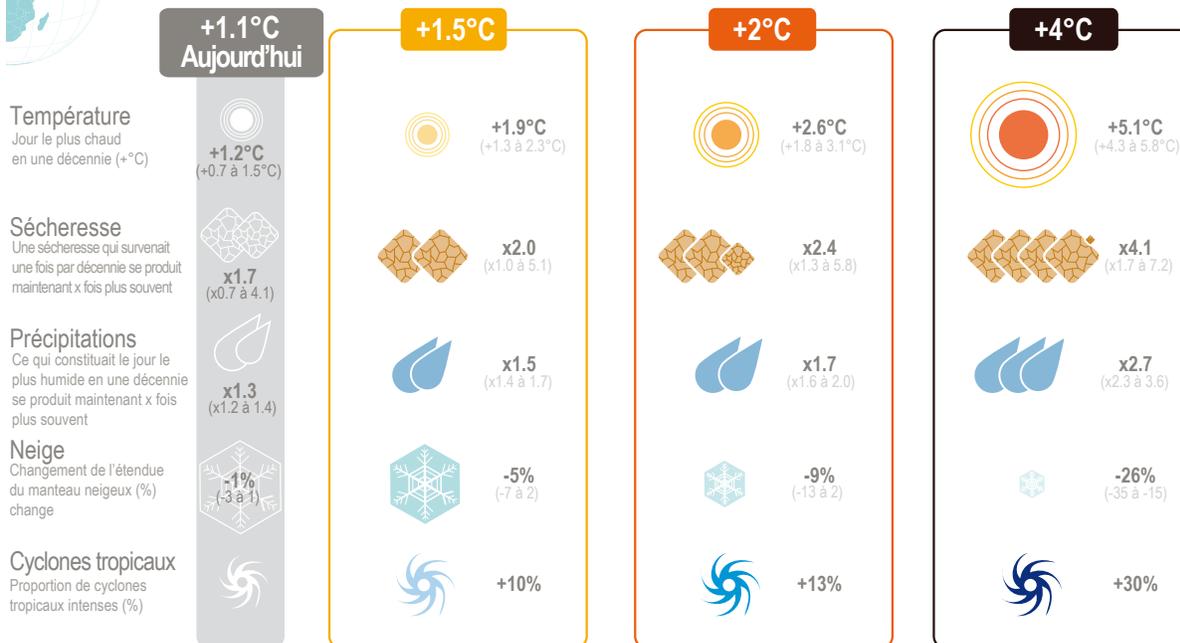
(en haut à gauche) Émissions annuelles de CO₂ pour les cinq scénarios principaux de trajectoire socio-économique partagée (SSP) (émissions très basses : SSP1-1.9, basses : SSP1-2.6, intermédiaires : SSP2-4.5, élevées : SSP3-7.0, très élevées : SSP5-8.5). (en bas à gauche) Réchauffement prévu pour chacun de ces scénarios d'émissions.

Climats futurs



Réponse du système climatique par rapport à 1850-1900

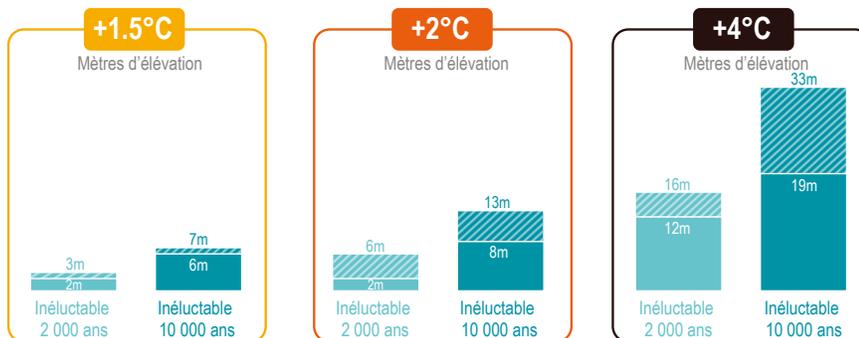
Beaucoup d'aspects du système climatique réagissent rapidement aux changements de température. Pour des niveaux de réchauffement planétaire de plus en plus élevés, les conséquences sont plus graves (fourchette min./max.)



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.

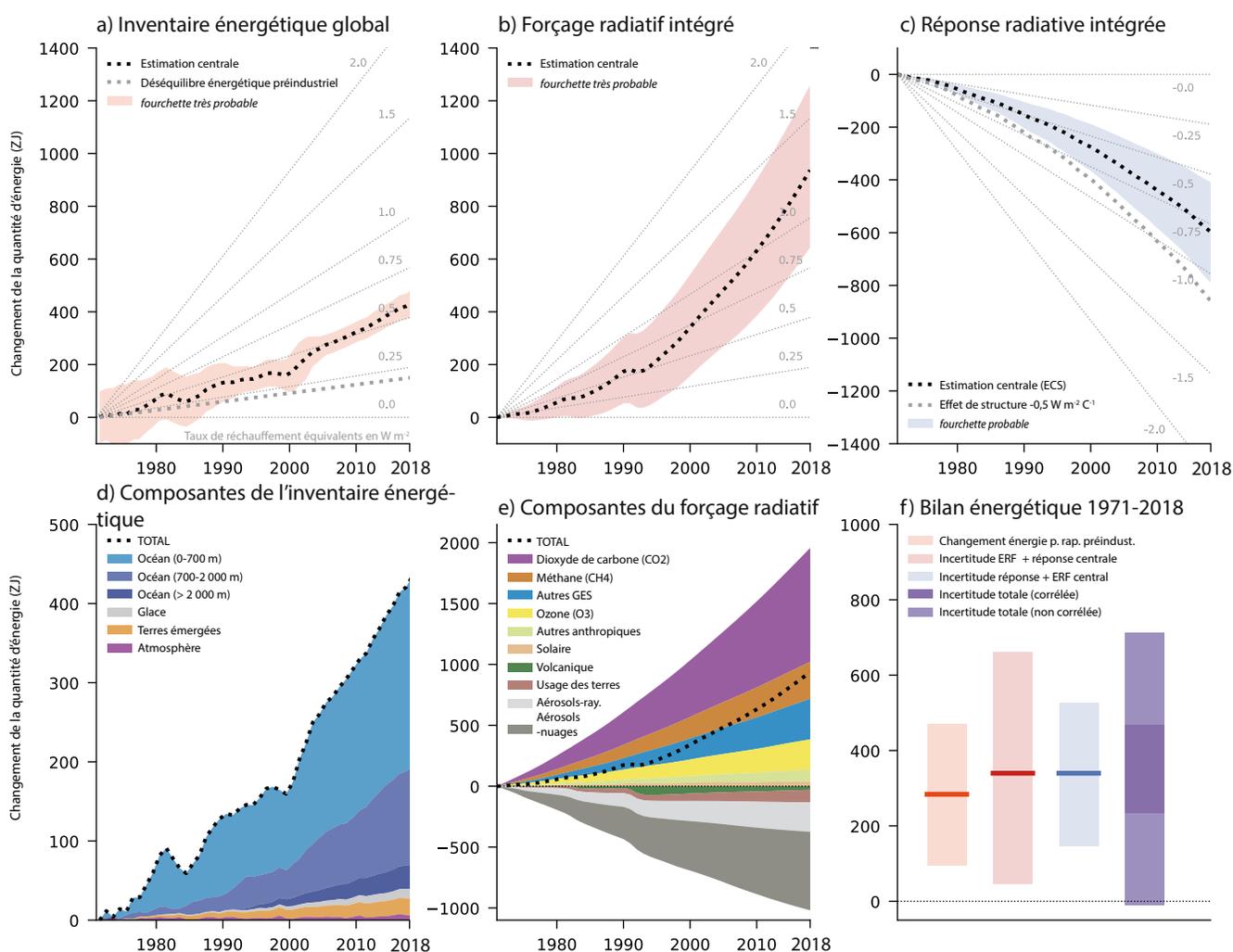


Figure RT.13 | Estimations du changement cumulé net d'énergie (ZJ = 10^{21} joules) sur la période 1971-2018 associé a) aux changements observés dans l'inventaire énergétique global, b) au forçage radiatif intégré et c) à la réponse radiative intégrée. Le but de cette figure est de montrer l'évaluation 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 $2,72 \text{ W m}^{-2}$, excède de $0,43 \text{ W m}^{-2}$ 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 $0,50 \text{ W m}^{-2}$ [$0,32 - 0,69 \text{ W m}^{-2}$], qui augmente à $0,79 \text{ W m}^{-2}$ [$0,52 - 1,06 \text{ W m}^{-2}$] 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 $+0,59 \text{ W m}^{-2}$ par rapport aux estimations données dans l'AR5 pour 1750-2011. Cette hausse se décompose comme suit : $+0,34 \text{ W m}^{-2}$ provenant de l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre bien mélangés (y compris les espèces halogénées) depuis 2011, $+0,15 \text{ W m}^{-2}$ provenant des révisions à la hausse de leurs efficacités radiatives et $+0,10 \text{ W m}^{-2}$ 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 ($3,9 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$) 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 $1,19 \text{ W m}^{-2}$ [$0,81 - 1,58 \text{ W m}^{-2}$], dont $0,35 \text{ W m}^{-2}$ [$0,16 - 0,54 \text{ W m}^{-2}$] 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 (SO_2) 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 SO_2 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 SO_2 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 $-1,3 \text{ W m}^{-2}$ [-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 $-1,0 \text{ W m}^{-2}$ [-1,7 - 0,3 W m^{-2}] (*degré de confiance moyen*), le reste étant dû aux interactions aérosols-rayonnement (ERFari), évalué à $-0,3 \text{ W m}^{-2}$ [-0,6 - 0,0 W m^{-2}] (*degré de confiance moyen*).

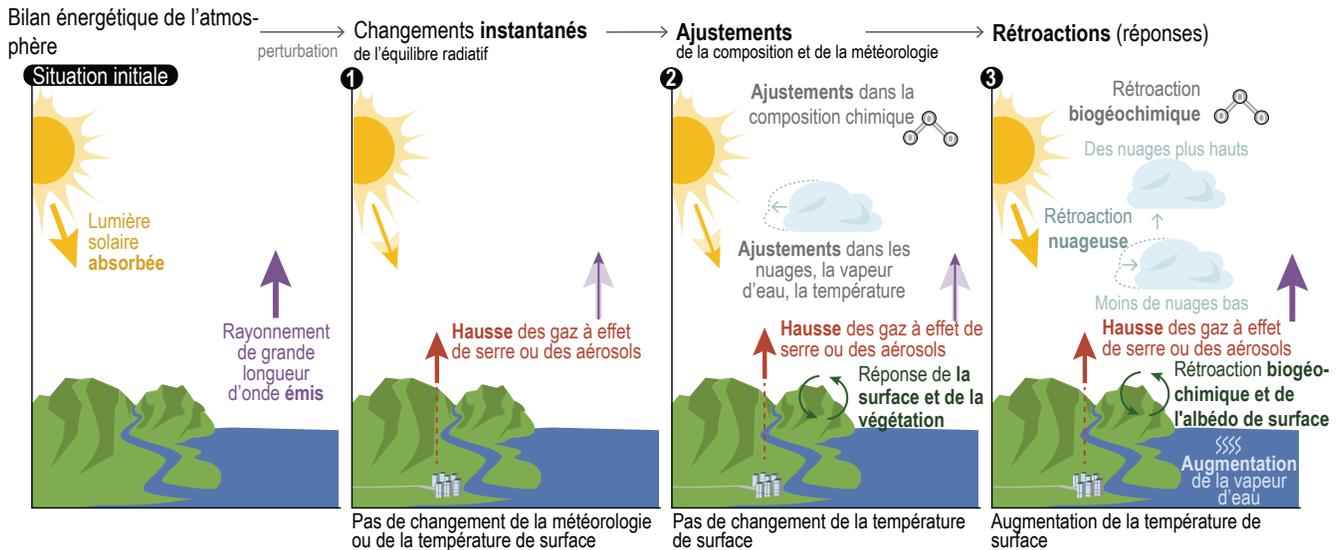
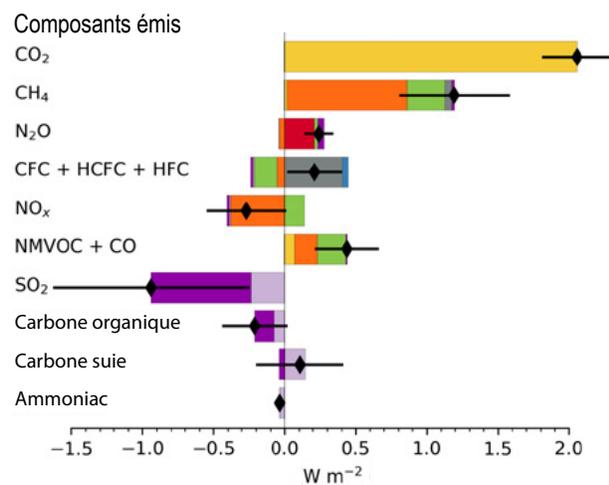
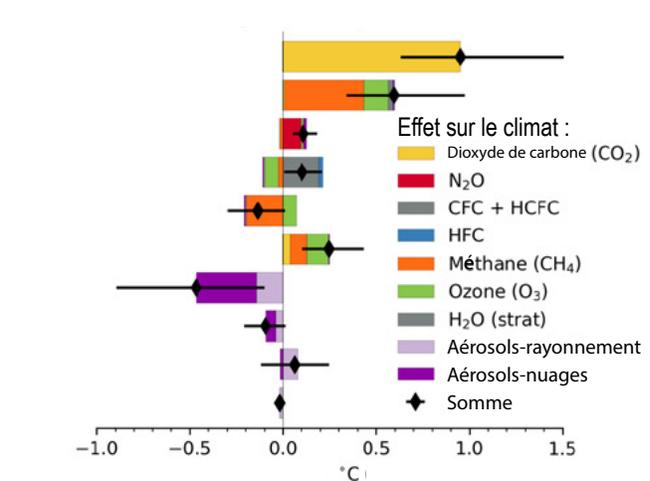


Figure RT.14 | Représentation schématique des changements du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère suite à une perturbation. Le but de cette figure est d'illustrer la notion d'ajustement à l'intérieur du système climatique suite à une perturbation du bilan radiatif. Le bilan énergétique initial au 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 que concernant les calottes glaciaires, ne sont pas illustrés. {adapté de la figure 7.2 ; FAQ 7.2, figure 1 ; et figure 8.3}

a) Forçage radiatif effectif de 1750 à 2019



b) Changement de la température à la surface du globe de 1750 à 2019



c) Forçage radiatif effectif des aérosols

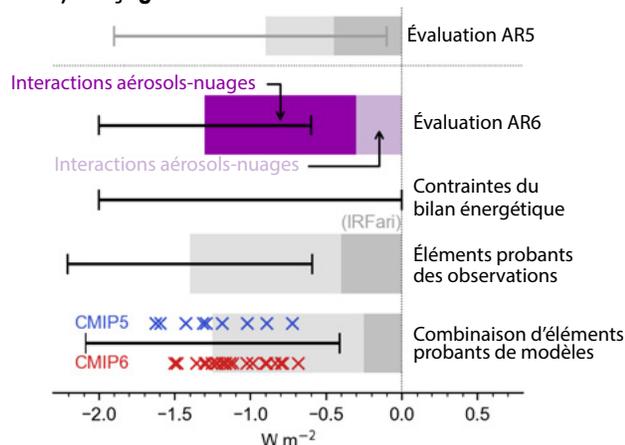


Figure RT.15 | Contribution a) au forçage radiatif effectif (ERF), b) au changement de température à la surface du globe des composants atmosphériques émis entre 1750 et 2019, sur la base des modèles CMIP6 (phase 6 du Projet de comparaison de modèles couplés), et c) à l'ERF net des aérosols entre 1750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

RT

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}

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'accroisse 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}

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}

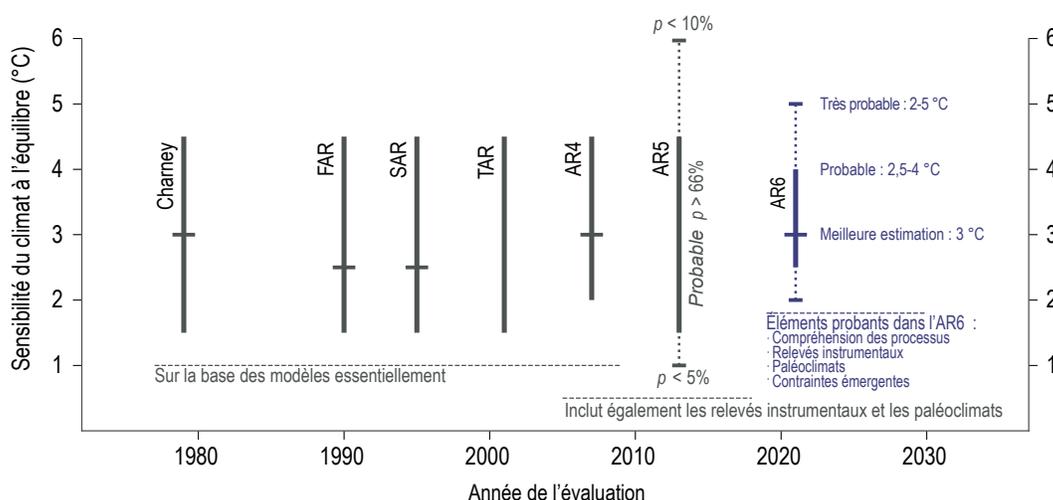
Les contraintes sur la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) et sur la réponse transitoire du climat (TCR) (voir le glossaire) reposent sur quatre grands faisceaux d'éléments probants : la compréhension des processus de rétroaction, l'évolution et la variabilité du climat qui apparaissent dans les 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

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

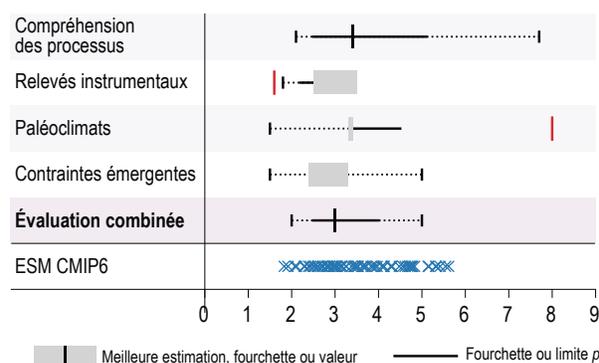
données paléoclimatiques. Les modèles CMIP6 aux valeurs d'ECS et de TCR les plus élevées donnent un aperçu de conditions futures de faible probabilité mais à fort impact que l'on ne peut exclure à la lumière des éléments probants dont on dispose actuellement (encadré thématique RT.1). {4.3.1, 4.3.4, 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 XXI^e siècle pour les scénarios de concentrations modérées à élevées de GES. Pour les scénarios qui atteignent des émissions nettes de CO₂ 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}

a) Évolution des évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre entre le rapport Charney et l'AR6



b) Sensibilité du climat à l'équilibre (°C) évaluée dans l'AR6 et simulée par les ESM CMIP6



c) Réponse transitoire du climat (°C) évaluée dans l'AR6 et simulée par les ESM CMIP6

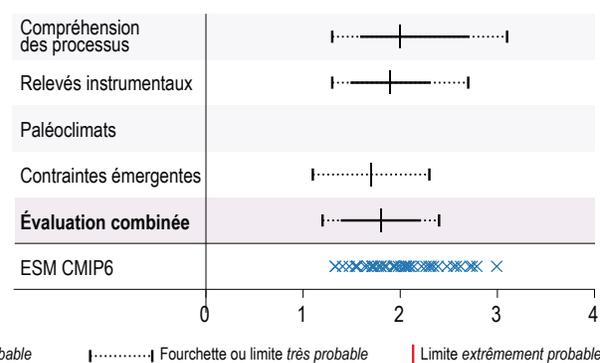


Figure RT.16 a) Évolution des évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre (ECS) entre le rapport Charney et l'AR6, en passant par la série des rapports d'évaluation du GIEC, et éléments probants et évaluations combinées pour b) l'ECS et c) la réponse transitoire du climat (TCR) dans l'AR6. 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 CO₂ (TCRE) est le rapport entre l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe et les émissions cumulées de CO₂ (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 CO₂ et l'augmentation de la température moyenne causée par le CO₂ 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 GtCO₂. 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 CO₂, 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 CO₂. {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 XXI^e 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 CO₂. Cela comprend les modifications touchant les émissions naturelles de CH₄, les émissions naturelles d'aérosols, le N₂O, 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 XXI^e siècle. Étant donné que les rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques non liées au CO₂ 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 CO₂ ne sont pas incluses car l'ECS est définie comme la réponse à un doublement du CO₂ 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 CO₂, comme le méthane (CH₄) et l'oxyde nitreux (N₂O), réagissent à la fois directement et indirectement à la concentration de CO₂ 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 CH₄ et de N₂O 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂) est d'amplifier la réponse climatique de base (en l'absence de rétroactions), également appelée réponse de Planck²⁰ 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}

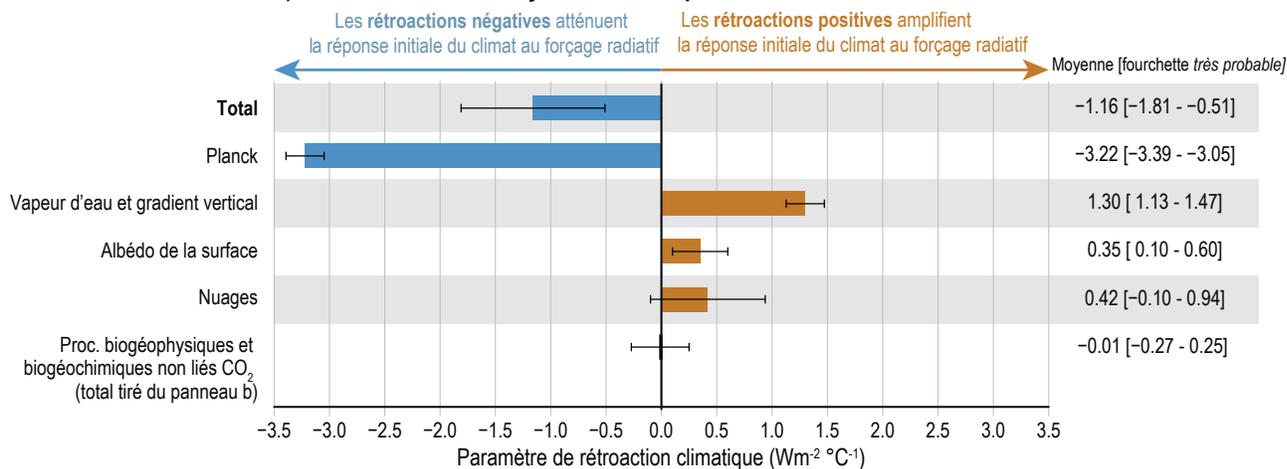
Le cycle du carbone induit des rétroactions supplémentaires sur le climat en raison de la sensibilité des flux (terre-atmosphère et océan-atmosphère) et du stockage du carbone aux changements du climat et du CO₂ atmosphérique (figure RT.17c). Vu les échelles temporelles en jeu dans l'absorption du carbone 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 CO₂ 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 CO₂ et du CH₄ en tant que processus de rétroaction. Selon un ensemble de modèles, le rejet de CO₂ 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

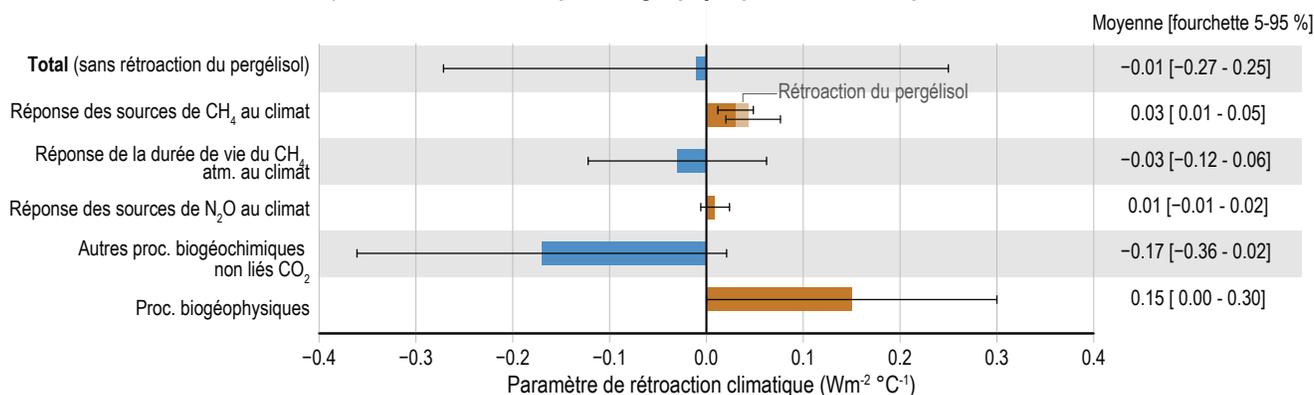
plus faible que le réchauffement généré par la combustion de combustibles fossiles. Cependant, la représentation incomplète de processus importants comme le dégel abrupt, allié à de faibles contraintes observationnelles, ne permet d'attribuer qu'un *degré de confiance faible* à ces estimations ainsi 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 CH₄ et de N₂O, le forçage radiatif combiné dû au dégel du pergélisol devenant plus important que celui dû aux seules émissions de CO₂. Cependant, la compréhension quantitative de ces rétroactions supplémentaires est faible, s'agissant en particulier du N₂O. 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 CO₂ atmosphérique est d'environ 1,2 °C à l'équilibre.

a) Rétroactions dans le système climatique



b) Rétroactions climatiques biogéophysiques et biochimiques non liées au CO2



c) Rétroactions climatiques du cycle du carbone

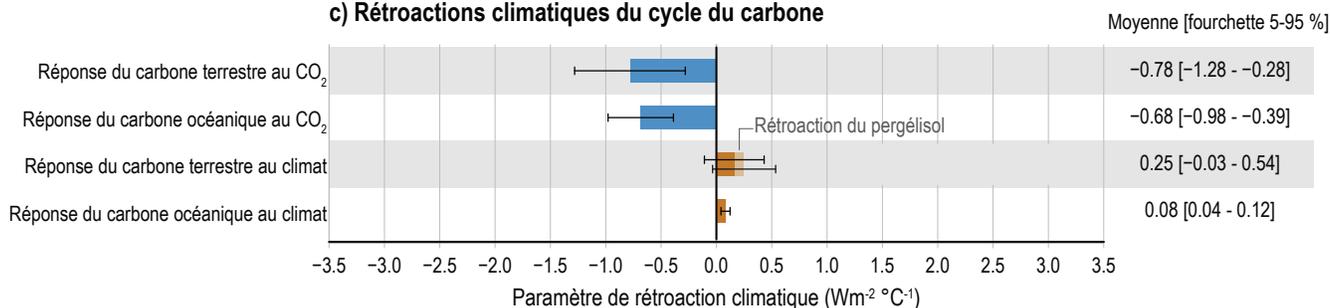


Figure RT.17 | Aperçu des rétroactions physiques et biogéochimiques dans le système climatique. Le but de cette figure est de synthétiser les résultats de l'évaluation des estimations des rétroactions physiques, biogéophysiques et biogéochimiques sur la température globale, à partir des chapitres 5, 6 et 7. **a)** Synthèse des rétroactions physiques, biogéophysiques et biogéochimiques non liées au dioxyde de carbone (CO₂) 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 CO₂. 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 CO₂. Les rétroactions liées à la durée de vie du méthane (CH₄) atmosphérique et à d'autres processus biogéochimiques non liés au CO₂ ont été calculées à l'aide de simulations globales issues de modèles du système Terre (projet AerChemMIP) ; les réponses des sources de CH₄ et d'oxyde nitreux (N₂O) 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 CO₂, et ne sont donc pas incluses dans la définition de l'ECS, qui suppose un doublement du CO₂, mais sont incluses dans la définition et la fourchette évaluée de la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO₂ (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 CO₂ et l'augmentation maximale de la température à la surface du globe causée par le CO₂ nécessite que les émissions anthropiques nettes de CO₂ 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 CO₂ et le changement de la température à la surface du globe après l'arrêt des émissions de CO₂ (*degré de confiance élevé*). {1.3.5, encadré 1.2, 4.7.1, 5.5}

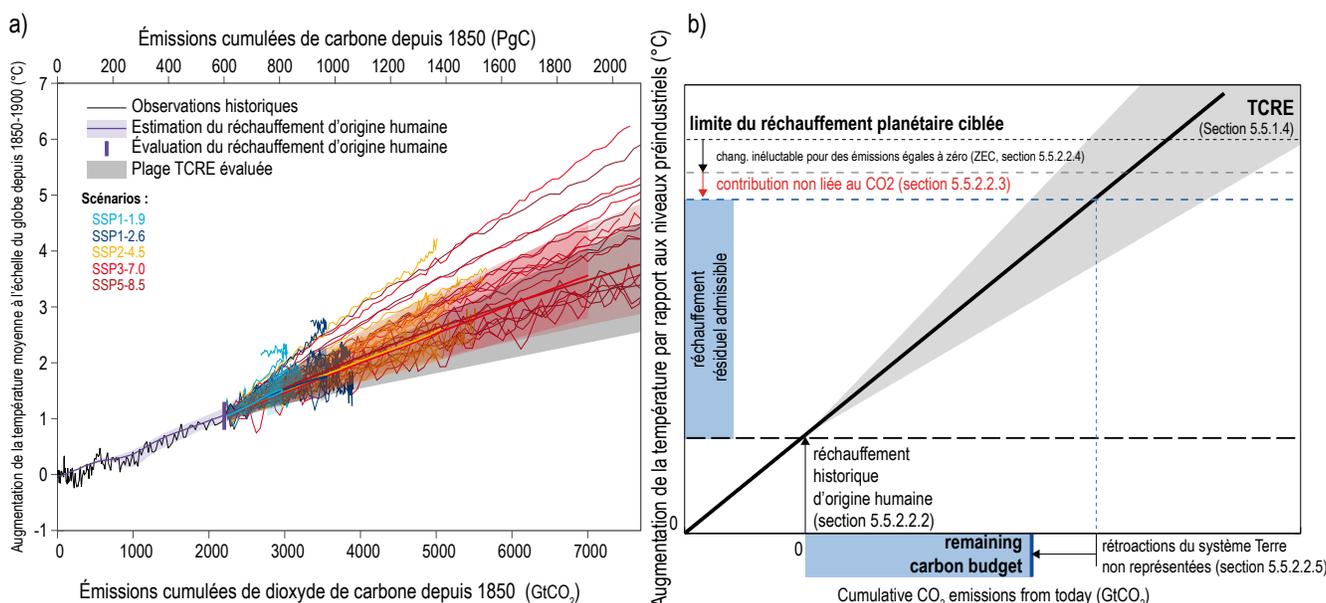


Figure RT.18 | Illustration de a) la relation entre les émissions cumulées de dioxyde de carbone (CO₂) et l'augmentation de la température moyenne de l'air à la surface du globe et b) l'évaluation du budget carbone résiduel à partir de ses composantes constitutives, sur la base de multiples éléments probants. Le but de cette figure est de montrer i) la proportionnalité des émissions cumulées de CO₂ 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 CO₂ (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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ ne seront pas à zéro et s'il n'y a pas de diminution du forçage net non lié au CO₂ (ou si les émissions nettes négatives de CO₂ ne sont

pas suffisantes pour compenser tout réchauffement supplémentaire dû au forçage net non lié au CO₂). 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 CO₂ 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 $2\,390 \pm 240$ GtCO₂ 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 GtCO₂, 850 GtCO₂ et 1 350 GtCO₂, sur la base du 50e percentile de la TCRE. Dans le cas du 67e percentile, les valeurs correspondantes s'établissent à 400 GtCO₂, 700 GtCO₂ et 1 150 GtCO₂. Les estimations des budgets carbone résiduels associés à différentes limites de température supposent que les émissions de gaz autres que le CO₂ sont atténuées conformément aux réductions médianes tirées des scénarios évalués dans le SR1.5, mais on estime qu'elles peuvent varier de ± 220 GtCO₂ selon les hypothèses formulées quant à l'ampleur de la réduction des émissions futures de gaz autres que le CO₂ (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 CO₂ 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 CO₂ égales à zéro pour mettre fin au réchauffement planétaire. Les estimations peuvent varier de ± 220 GtCO₂ selon le niveau des émissions de gaz autres que le CO₂ au moment où les émissions anthropiques globales nettes de CO₂ atteignent zéro. Cette variation, désignée comme l'incertitude des scénarios non liée au CO₂, 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 CO₂ se soldent par une incertitude supplémentaire d'au moins ± 220 GtCO₂, tandis que les incertitudes concernant le niveau de réchauffement historique produisent une incertitude de ± 550 GtCO₂. {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 CO₂ entre 1850 et 2014 ont été estimées à environ $2\,180 \pm 240$ GtCO₂ (1 écart type), tandis que 210 GtCO₂ supplémentaires ont été émises entre le 1er janvier 2015 et la fin de l'année 2019. Valeurs en GtCO₂ 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			
		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. inéluçtable émissions CO ₂ égales à zéro
°C	°C	17 ^e	33 ^e	50 ^e	67 ^e	83 ^e	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 GtCO₂, 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 CO₂ sont atténuées conformément aux réductions médianes tirées des scénarios évalués dans le SR1.5. Les variations dues aux scénarios non liées au CO₂ 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 CO₂ dans les scénarios d'atténuation du SR1.5 où les émissions nettes de CO₂ 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 CO₂, 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 CO₂ 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 CO₂ 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 GtCO₂, 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 GtCO₂ 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 CO₂ ou de réduire davantage les gaz à effet de serre autres que le CO₂ après avoir atteint un niveau net de CO₂ 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 CO₂ égales à zéro, l'ampleur du changement de température inéluctable pour des émissions de CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ de sorte à atteindre des émissions nettes de CO₂ égales à zéro ou à générer des émissions nettes négatives de CO₂. De la même manière qu'une partie des émissions anthropiques nettes actuelles de CO₂ est absorbée par les réservoirs terrestres et océaniques de carbone, l'élimination nette de CO₂ sera en partie contrecarrée par le relargage de CO₂ 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 CO₂, il faudrait éliminer une plus grande quantité de CO₂ pour compenser une émission d'une ampleur donnée et parvenir au même changement dans le CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ présent dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). De la même manière qu'une partie des émissions anthropiques nettes actuelles de CO₂ est absorbée par les réservoirs terrestres et océaniques de carbone, l'élimination nette de CO₂ sera en partie contrecarrée par le relargage de CO₂ 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 CO₂ éliminée de l'atmosphère qui n'est pas remplacée par le CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ (*degré de confiance élevé*). Étant donné cette relation quasi linéaire, l'ampleur du refroidissement par unité de CO₂ 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 CO₂ de l'atmosphère n'est pas toujours, à l'échelle du siècle, égale et opposée à sa réponse à une émission simultanée de CO₂ (*degré de confiance moyen*). Dans le cas d'émissions de 100 PgC de CO₂ rejetées dans un état d'équilibre avec les niveaux de CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂. {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 CO₂ diminuent progressivement, atteignent un niveau net égal à zéro et deviennent nettes négatives au cours du XXI^e siècle (par exemple, SSP1-2.6), les puits de carbone terrestre et océanique commencent à faiblir en réponse à la baisse des concentrations de CO₂ 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 CO₂ sont devenues négatives. L'océan reste un puits de CO₂ pendant des siècles après que les émissions nettes sont devenues négatives. Dans le cas de scénarios d'émissions nettes négatives élevées de CO₂ (par exemple SSP5-3.4-OS) et de baisse rapide des concentrations de CO₂, 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 CO₂ dans les scénarios d'émissions nettes négatives de CO₂. L'élimination de dioxyde de carbone pourrait inverser certains aspects du changement climatique si les émissions nettes de CO₂ 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 CH₄ et de N₂O, 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 CO₂ 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}

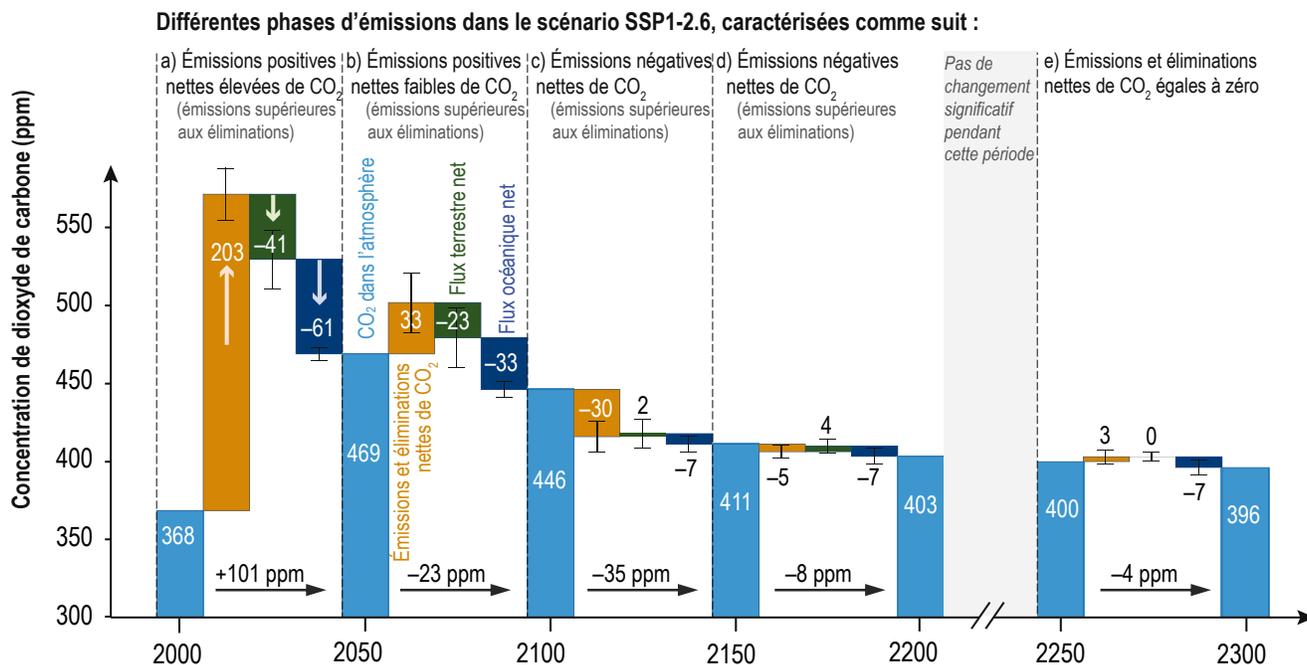


Figure RT.19 | Réponse des puits de carbone dans un scénario d'élimination nette de dioxyde de carbone (CO₂) de l'atmosphère. *Le but de cette figure est de montrer comment le CO₂ atmosphérique évolue en cas d'émissions négatives et sa dépendance à l'égard des technologies d'émissions négatives. Elle montre également l'évolution des puits océanique et terrestre. On voit ici les composantes des flux de CO₂ 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 CO₂, b) émissions positives nettes faibles de CO₂, c) et d) émissions négatives nettes de CO₂, et e) émissions nettes de CO₂ égales à zéro. L'action des composantes positives des flux augmente la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, tandis que l'action des composantes négatives diminue la concentration de CO₂ et les flux terrestres et océaniques de CO₂ 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 CO₂ sont calculées à partir de simulations ESM forcées par les concentrations en tant que résidu du taux d'augmentation du CO₂ atmosphérique et des flux terrestres et océaniques de CO₂. 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 CO₂ 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 CO₂, 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 CO₂.

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 CO₂. 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 CO₂ 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 CO₂. 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 CO₂ d'origine

fossile dans l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). L'actualisation des ajustements chimiques relatifs aux émissions de CH₄ et de N₂O (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 CO₂ (CO₂-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 CO₂-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 CO₂-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 CO₂ égales à zéro et de diminuer le forçage radiatif autre que celui dû au CO₂ 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 CH₄. Des émissions nettes de GES égales à zéro (définies par le PTP combiné ou le PRG*) impliquent que les émissions nettes de CO₂ 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 CO₂ 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}

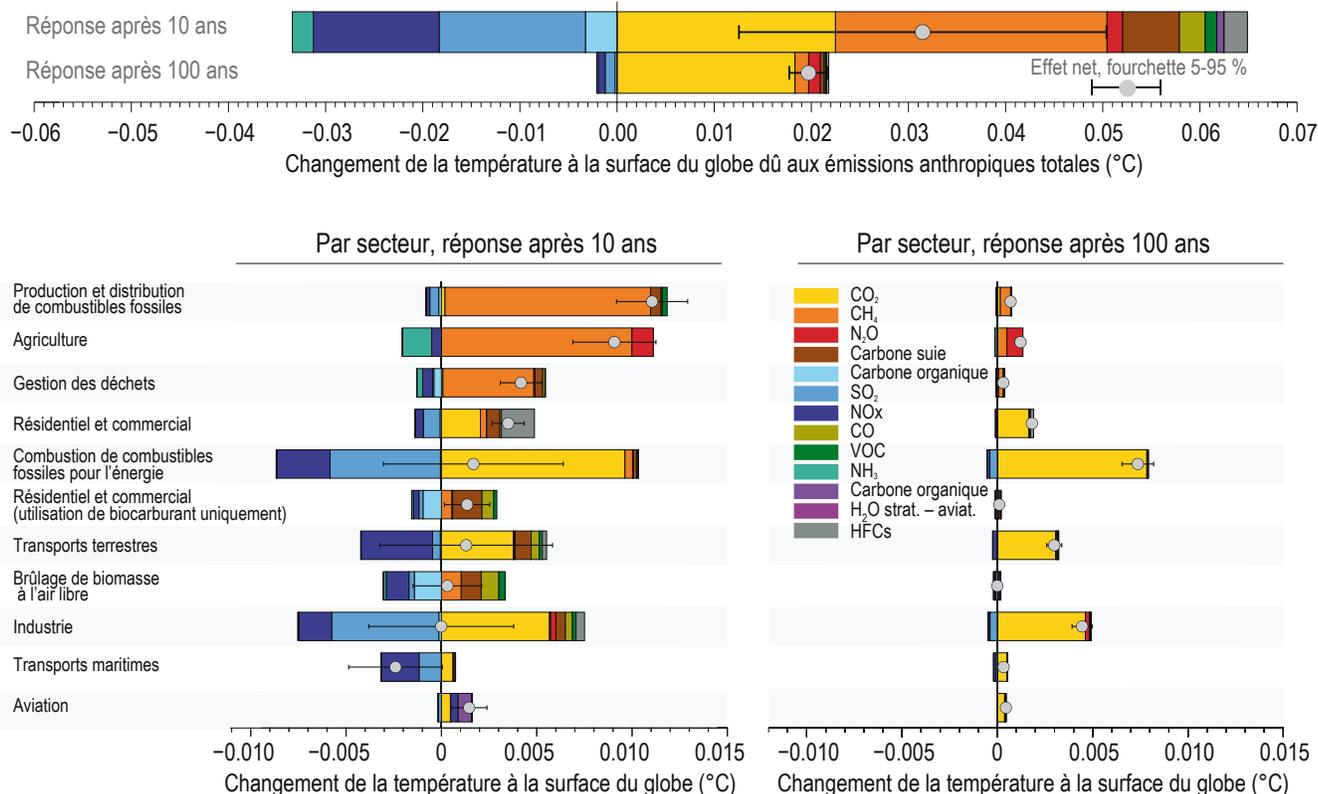
En fin de compte, il appartient aux décideurs de déterminer quelle métrique d'émissions répond le mieux à leurs besoins, comme l'indiquait l'AR5. Ce rapport ne recommande pas d'utiliser une métrique d'émissions particulière, car la métrique la plus adaptée dépend de l'objectif de l'action politique et 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 CO₂, 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 CO₂. 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 CO₂, N₂O 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 CO₂ 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 CO₂, 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}

Effet de l'impulsion d'une année d'émissions actuelles sur la température à la surface du globe



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 (CH₄), 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 CH₄ 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 CH₄ 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 CO₂ 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*

Encadré 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

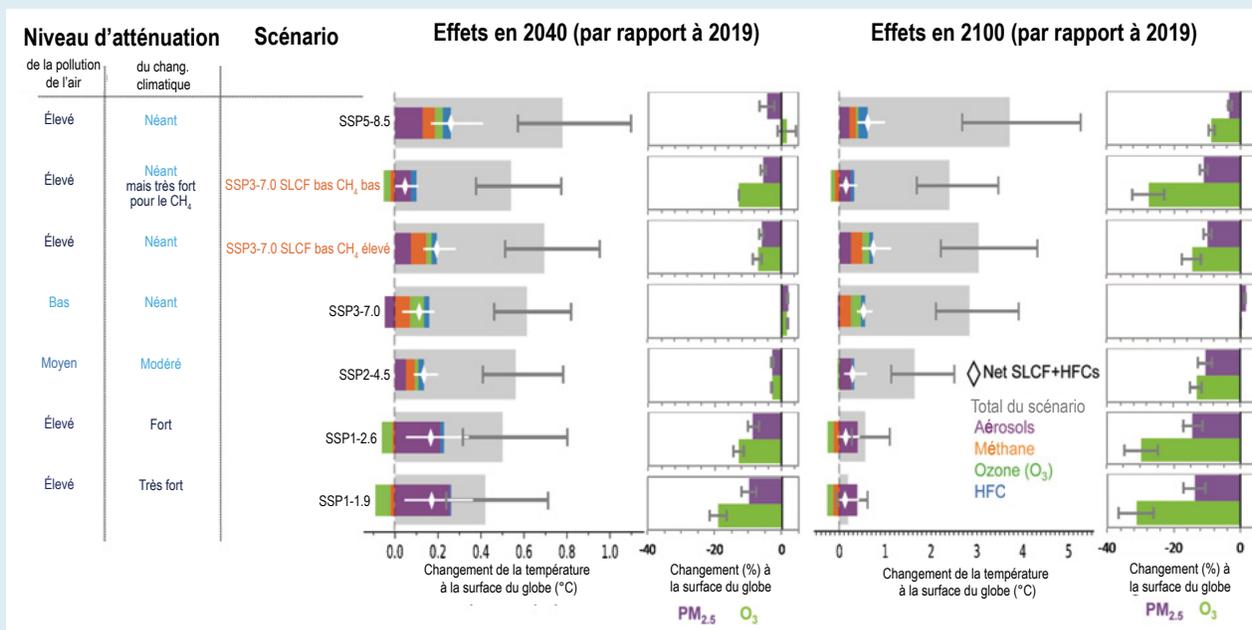
Au cours des deux prochaines décennies, il est *très probable* que les changements des émissions de SLCF causeront un réchauffement par rapport à 2019, selon les scénarios principaux SSP du GTI (voir la section RT.1.3.1), qui viendra s'ajouter au réchauffement dû aux GES à longue durée de vie. L'effet 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 (CH₄, 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 CH₄, 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 CH₄, 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 CH₄ entravent la baisse de l'ozone de surface à l'échelle planétaire au moins jusqu'en 2080 (*degré de confiance élevé*). {6.7.1}

Encadré 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 $3,0\text{ °C}$ pour un doublement de la concentration de CO_2 atmosphérique (paramètre de rétroaction de $-1,31\text{ W m}^{-2}\text{ °C}^{-1}$). 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 $PM_{2.5}$) 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}

RT

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 cirrus²¹, 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}

Encadré 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 CO₂ 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 CO₂, 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 CO₂ à l'échelle globale (*degré de confiance moyen*) et un léger recul du CO₂ atmosphérique par rapport à un changement climatique non atténué. Toutefois, en cas de poursuite des émissions anthropiques, la SRM n'empêcherait pas le CO₂ 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 CO₂, 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,

Encadré 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 CO₂ 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 multidéennale (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

Encadré 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 CO₂ 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 CO₂ et la hausse maximale de la température moyenne de l'air à la surface du globe causée par le CO₂ 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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

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 événements 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 événements 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 événements observés issues de modèles climatiques pour attribuer les causes de ces changements et événements 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}

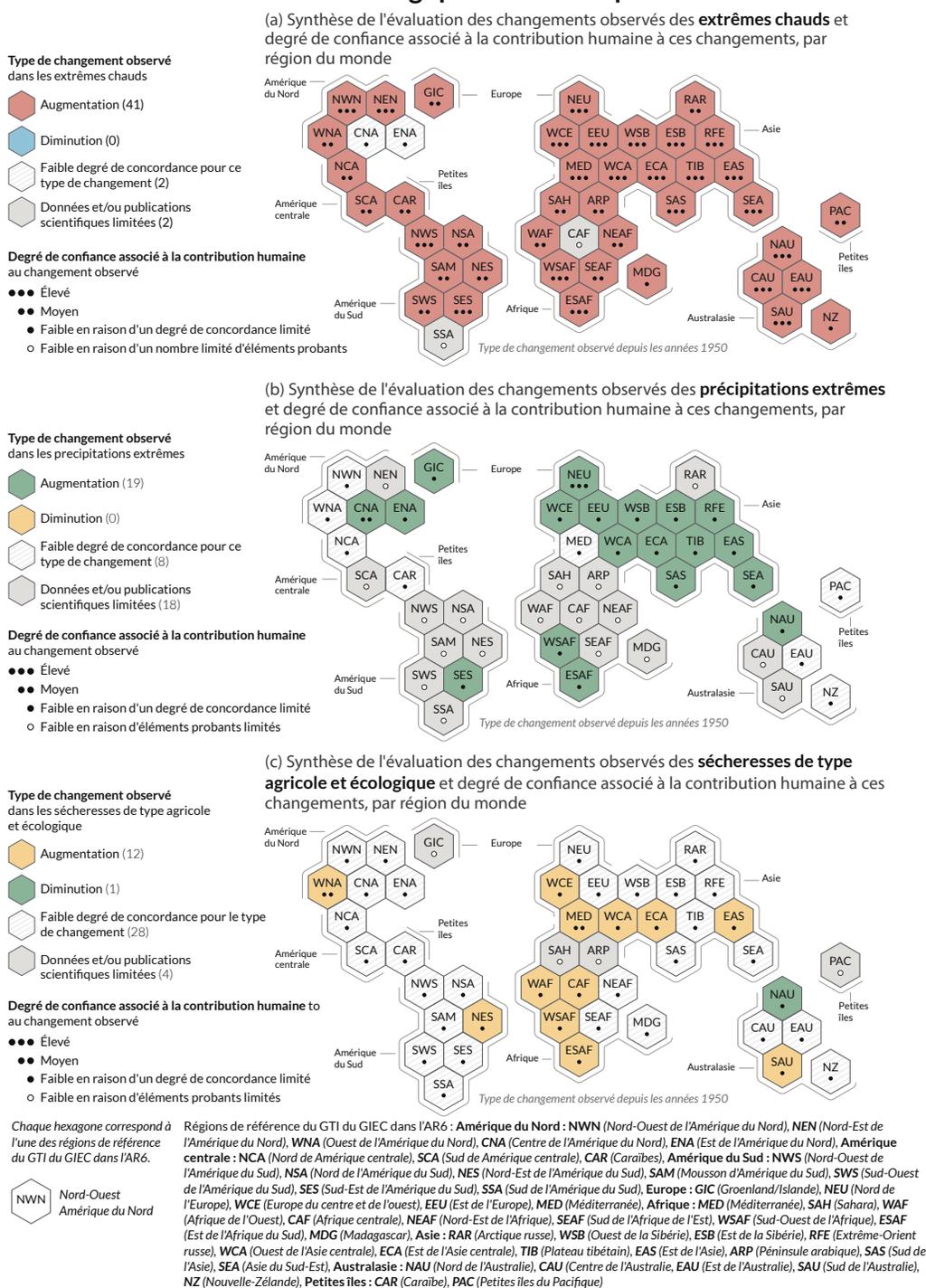
L'influence humaine a contribué à l'intensification des précipitations extrêmes sur les trois continents où les données d'observation sont les plus abondantes, à savoir l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Asie (*degré de confiance élevé*). On dispose d'*éléments probants limités* concernant l'incidence 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}

Encadré 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



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

RT

Encadré 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 illustrés 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 événements 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 événements 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}

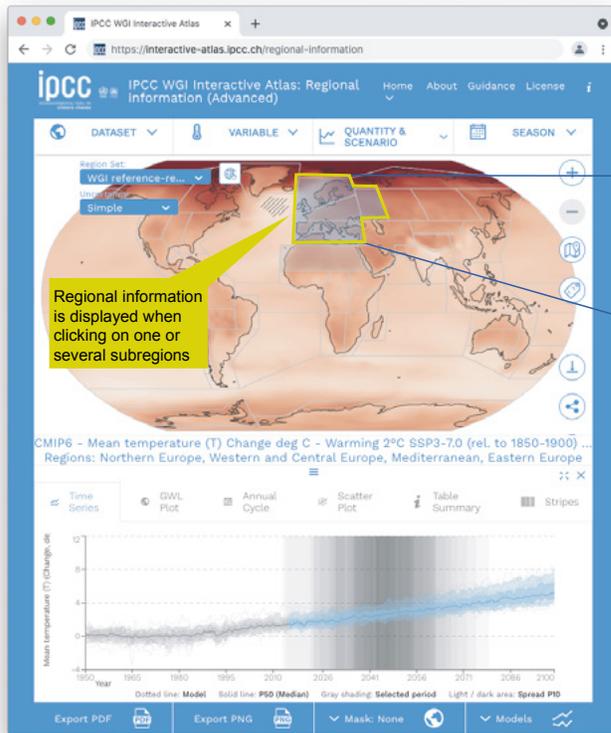
L'Atlas est une innovation importante du rapport du GTI de l'AR6. Il a entre autres fonctions de procurer une évaluation par région des changements du climat moyen et d'établir des liens avec d'autres chapitres du rapport du GTI, afin de générer des informations sur le changement climatique dans les régions. Une composante importante est le nouvel outil interactif en ligne, l'Atlas interactif, qui

Encadré RT.12 (suite)

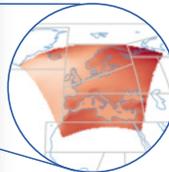
permet une analyse flexible, dans l'espace et dans le temps, d'une grande partie des données sur le changement climatique observé, simulé dans le passé et projeté dans le futur qui sous-tendent l'évaluation du GTI. Il permet en particulier de générer des cartes globales et un certain nombre de produits 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 donnée, et une plus grande fourchette de changements (encadré RT.12, figure 1d). {10.6.4, Atlas.2, Atlas.8.4}

Encadré 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 :

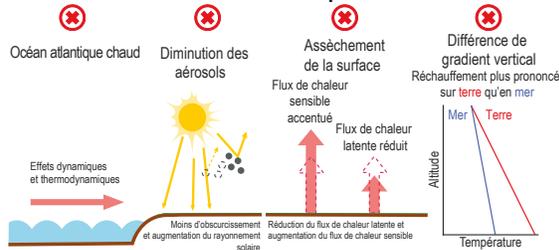
- Séries chronologiques
- Bandes
- Diagrammes de cycles annuels
- Tableaux récapitulatifs
- Nuages de points (précip./temp., p. ex.)

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).

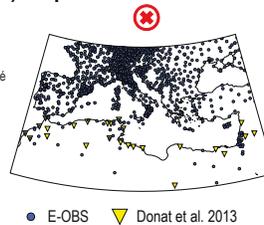
✓ Disponible dans l'Atlas interactif

✗ Non disponible dans l'Atlas interactif

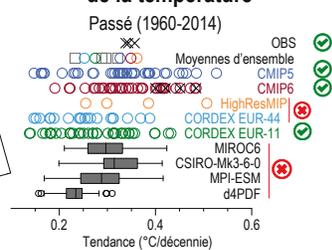
a) Mécanismes du réchauffement amplifié en Méditerranée



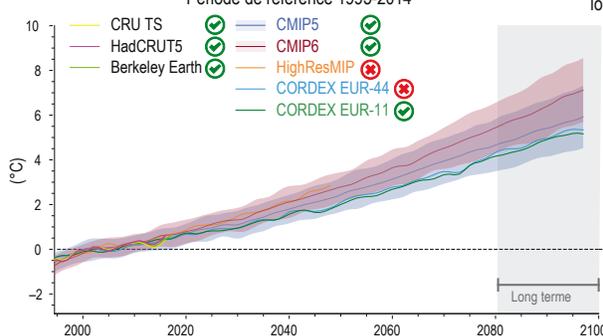
b) Emplacement des stations



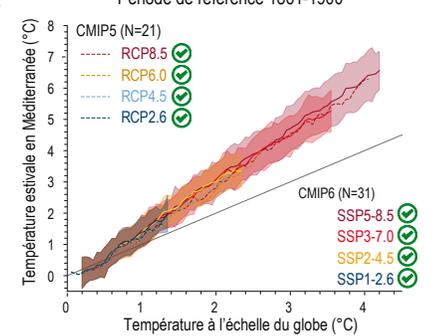
c) Distribution des tendances de la température



d) Anomalies de la température en Méditerranée



e) Réchauffement estival Méditerranée/globe



Encadré RT.12, figure 1 | Production d'informations climatiques régionales à partir de multiples éléments probants : exemple du réchauffement estival dans la région méditerranéenne.

RT

Encadré 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 CO₂, 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'accroître. 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 SO₂ 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]

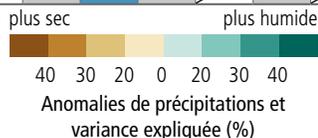
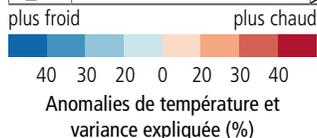
a) Évaluations des modes de variabilité

	NAM	SAM	ENSO	IOB	IOD	AZM	AMM	PDV	AMV
Changements passés, depuis le début des observations	 Hiver boréal {2.4.1.1}	 Été austral {2.4.1.2}	 1400–1850 Depuis an. 1950 {2.4.2}	Dans la plage de variabilité issue des indicateurs indirects {2.4.3}	Dans la plage de variabilité issue des indicateurs indirects {2.4.3}	Limited evidence {2.4.4}	Limited evidence {2.4.4}	Dominés par les fluctuations multidécennales {2.4.5}	Dominés par les fluctuations multidécennales {2.4.6}
Performance des modèles CMIP5 et CMIP6	Haute performance {3.7.1}	Haute performance {3.7.2}	Performance moyenne {3.7.3}	Performance moyenne {3.7.4}	Performance moyenne {3.7.4}	Performance faible {3.7.5}	Performance faible {3.7.5}	Performance moyenne {3.7.6}	Performance moyenne {3.7.7}
Influence humaine sur les changements observés	Pas d'éléments probants robustes {3.7.1}	Contribution par le biais des GES (toutes saisons) et de l'ozone (DJF) {3.7.2}	Degré de concordance faible {3.7.3}	Pas d'éléments probants robustes {3.7.4}	Non détectée {3.7.4}	Pas d'éléments probants robustes {3.7.5}	Pas d'éléments probants robustes {3.7.5}	Non détectée {3.7.6}	Contribution par le biais des aérosols {3.7.7}
Changements futurs à court terme (2021-2040)	La variabilité interne domine {4.4.3.1}	 Toutes saisons sauf DJF {4.4.3.1}	La variabilité interne domine {4.4.3.2}	Pas d'éléments probants robustes {4.4.3.3}	Pas d'éléments probants robustes {4.4.3.3}	Pas d'éléments probants robustes {4.4.3.4}	Pas d'éléments probants robustes {4.4.3.4}	Éléments probants limités {4.4.3.5}	 Passage de phase + à - {4.4.3.6}
Changements futurs à moyen et long terme (2041-2100)	 Toutes saisons DJF {4.3.3.1; 4.5.3.1}	 Toutes saisons DJF {4.3.3.1; 4.5.3.1}	 Augmentation de la variance des précipitations {4.3.3.2; 4.5.3.2}	Pas d'éléments probants robustes {4.5.3.3}	 Augmentation des événements positifs extrêmes {4.5.3.3}	Pas d'éléments probants robustes {4.5.3.4}	Pas d'éléments probants robustes {4.5.3.4}	 Diminution de la variance {4.5.3.5}	Aucun changement {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																



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)

a) Détermination des **facteurs climatiques** et des **phénomènes** permettant d'interpréter la tendance et la variabilité des précipitations observées dans la région SES pendant l'été austral (DJF)

b) Simulations de modèles/évaluation des précipitations en DJF sur la région SES pendant la période historique et le XXI^e siècle à partir de 7 grands ensembles

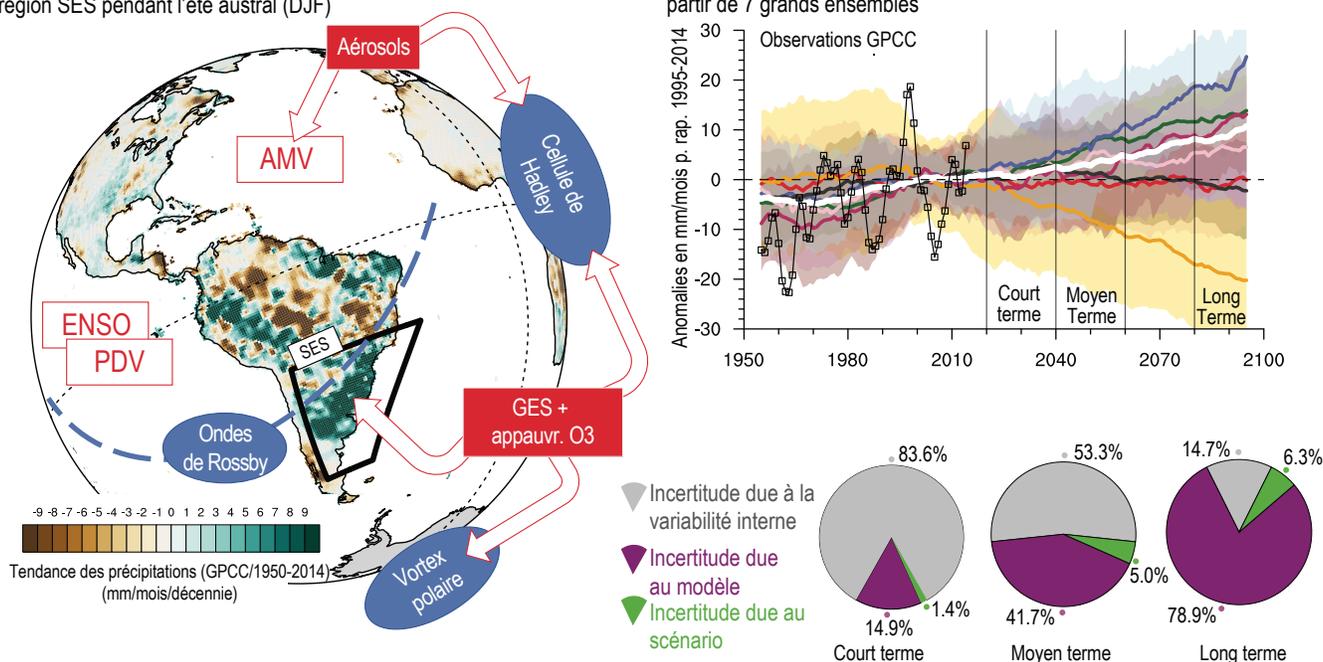


Figure RT.21 | Exemple d'interaction des facteurs de variabilité et d'évolution du climat à l'échelle régionale expliquant les changements passés et projetés. Le but de cette figure est d'illustrer un cheminement pour comprendre les changements passés et anticiper les changements futurs du climat à l'échelle 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 XX^e 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 XXI^e 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 XX^e 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'attribution des 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 XXI^e 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

Encadré RT.13 (suite)

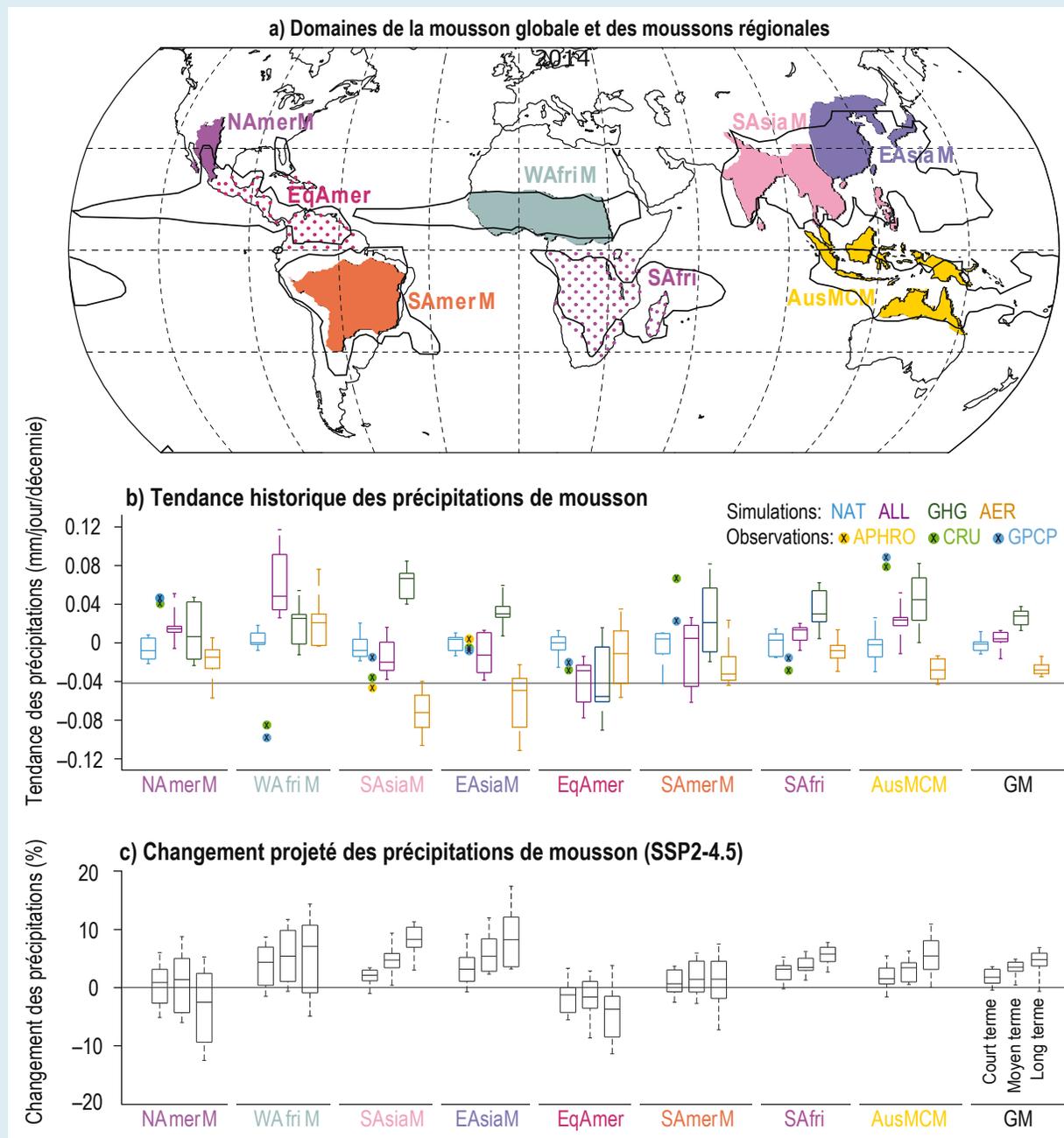
précipitations de la mousson d'Amérique du Nord, mais une augmentation des pluies de mousson sur l'Asie du Sud et du Sud-Est et sur l'Asie de l'Est (*degré de confiance moyen*) (encadré RT.13, figure 1). En Afrique de l'Ouest, les précipitations de mousson devraient augmenter sur le centre du Sahel et 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}

Encadré 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 $2,5 \text{ mm jour}^{-1}$ (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 événements, 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 fournit 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 (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		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗		
Centre et ouest de l'Europe		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗		
Est de l'Europe		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗		
Nord de l'Europe		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗		
Amérique du Nord																																		
Nord de l'Amérique centrale		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗		
Ouest de l'Amérique du Nord		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	
Centre de l'Amérique du Nord		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	
Est de l'Amérique du Nord		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	
Nord-est de l'Amérique du Nord		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	
Nord-ouest de l'Amérique du Nord		↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	

Note : Plusieurs qualificatifs/exceptions propres aux régions accompagnent certaines indications du sens du changement/dégré de confiance ci-dessus [12.4]

Légende : éléments probants pour la tendance des observations ↗ Tendence passée à la hausse (degré de confiance moyen ou plus élevé) ↘ Tendence passée à la baisse (degré de confiance moyen ou plus élevé)

Légende : éléments probants pour l'attribution

Légende : degré de confiance dans les changements futurs

- *** Degré de confiance élevé (ou plus) 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

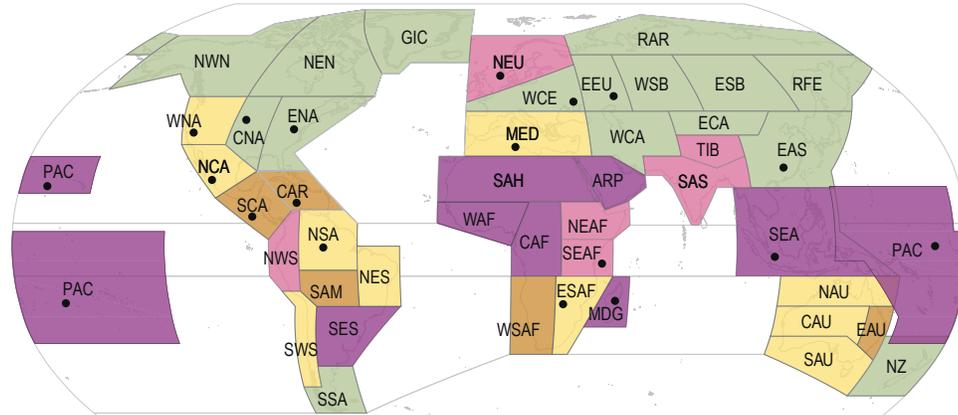
Régions terrestres polaires (projections)

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.

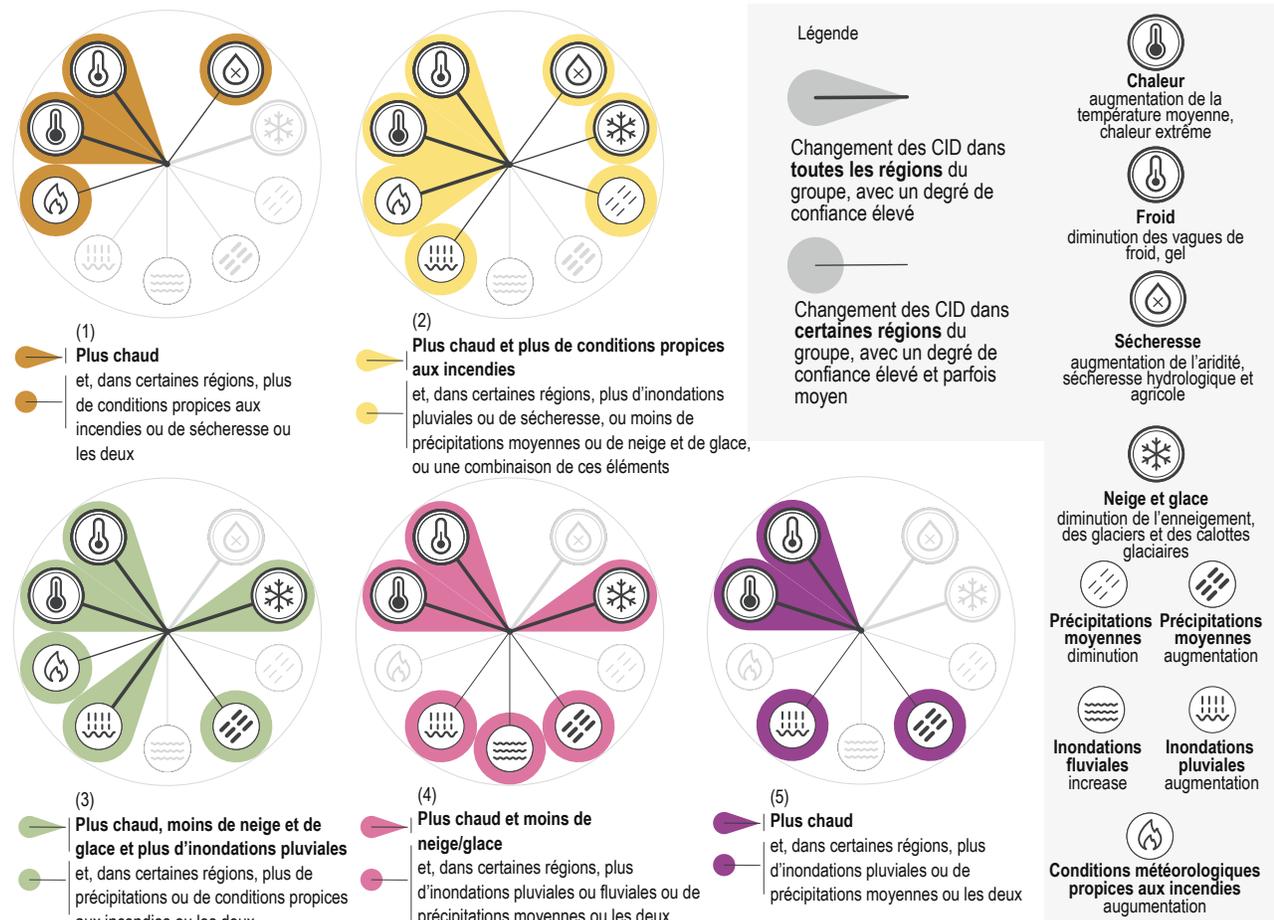


Toutes les régions côtières sauf le nord-est de l'Amérique du Nord (NEN) et la région Groenland-Islande (GIC) connaîtront des augmentations d'au moins deux des éléments suivants: niveau relatif de la mer, inondations côtières, érosion côtière

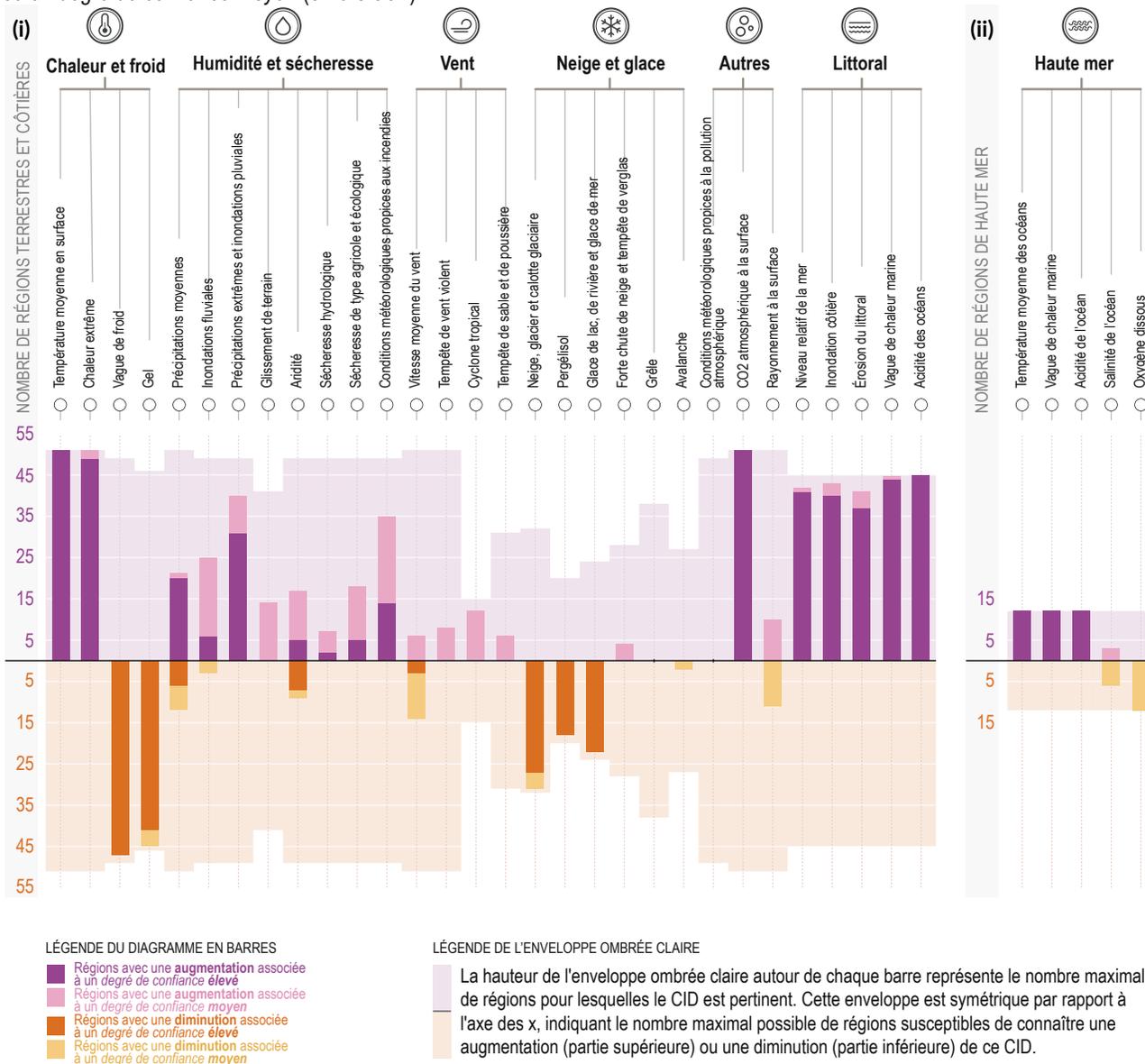
- 1) Plus chaud
- 2) Plus chaud et plus sec et, dans certaines régions, extrêmes plus humides
- 3) Plus chaud et extrêmes plus humides et, dans certaines régions, plus de précipitations ou de conditions propices aux incendies
- 4) Plus chaud et plus humide et, dans certaines régions, plus d'inondations
- 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

RT

Palettes de changements futurs des facteurs climatiques générateurs d'impact (CID)



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)**



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.

RT

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 XXI^e 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 XX^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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}

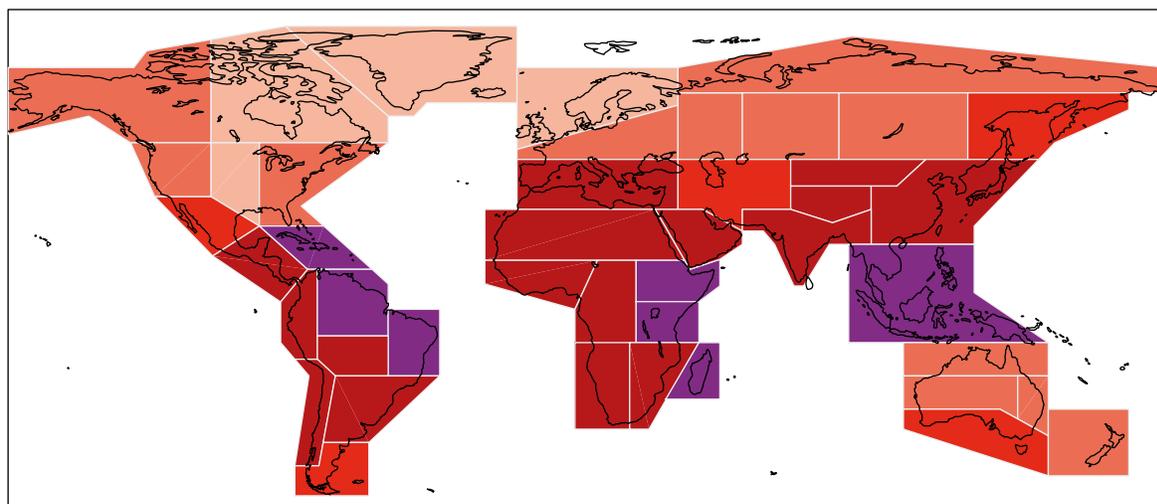
Humidité et sécheresse : La variabilité interne des précipitations est plus forte à l'échelle des régions qu'à l'échelle du globe, et les incertitudes liées aux observations, aux modèles et au forçage externe sont toutes plus grandes. Cependant, le forçage dû aux GES a accentué les écarts dans les hauteurs 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

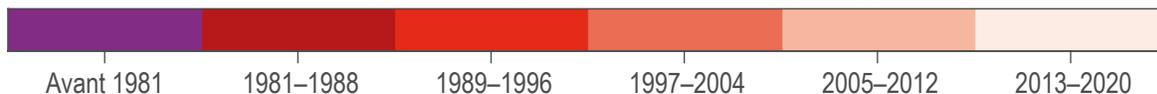
la gestion des ressources en eau. {8.2.2.1, 8.3.1, encadré 8.2, 10.4.1, 11.5, 11.6, 11.9, 12.4, 12.5.1, Atlas.3.1}

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}

Année d'émergence significative des changements de la température sur les régions terrestres (S/N>2)

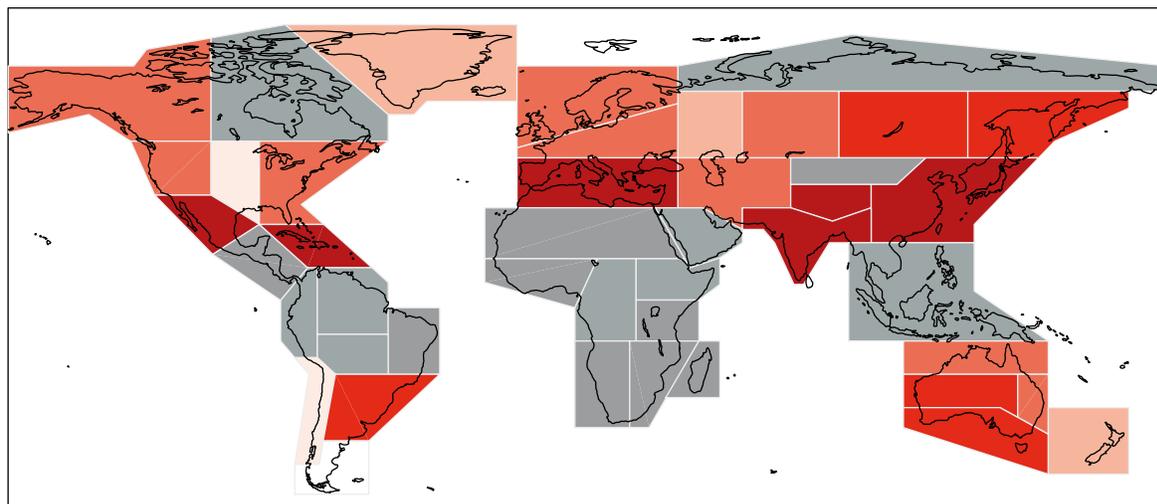


Jeu de données Berkeley Earth. Changements de la température par rapport à 1850-1900.



RT

Année d'émergence significative des changements de la température sur les régions terrestres (S/N>2)



Jeu de données CRUTEM5. Changements de la température par rapport à 1850-1900. Gris : données insuffisantes.

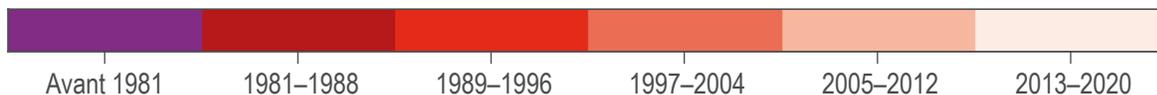


Figure RT.23 | Moment où les signaux de changement de la température dans les données observées agrégées sur les régions de référence émergent du bruit de la variabilité annuelle dans les données agrégées correspondantes, un rapport signal/bruit de deux servant de seuil d'émergence. Le but de cette figure 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}

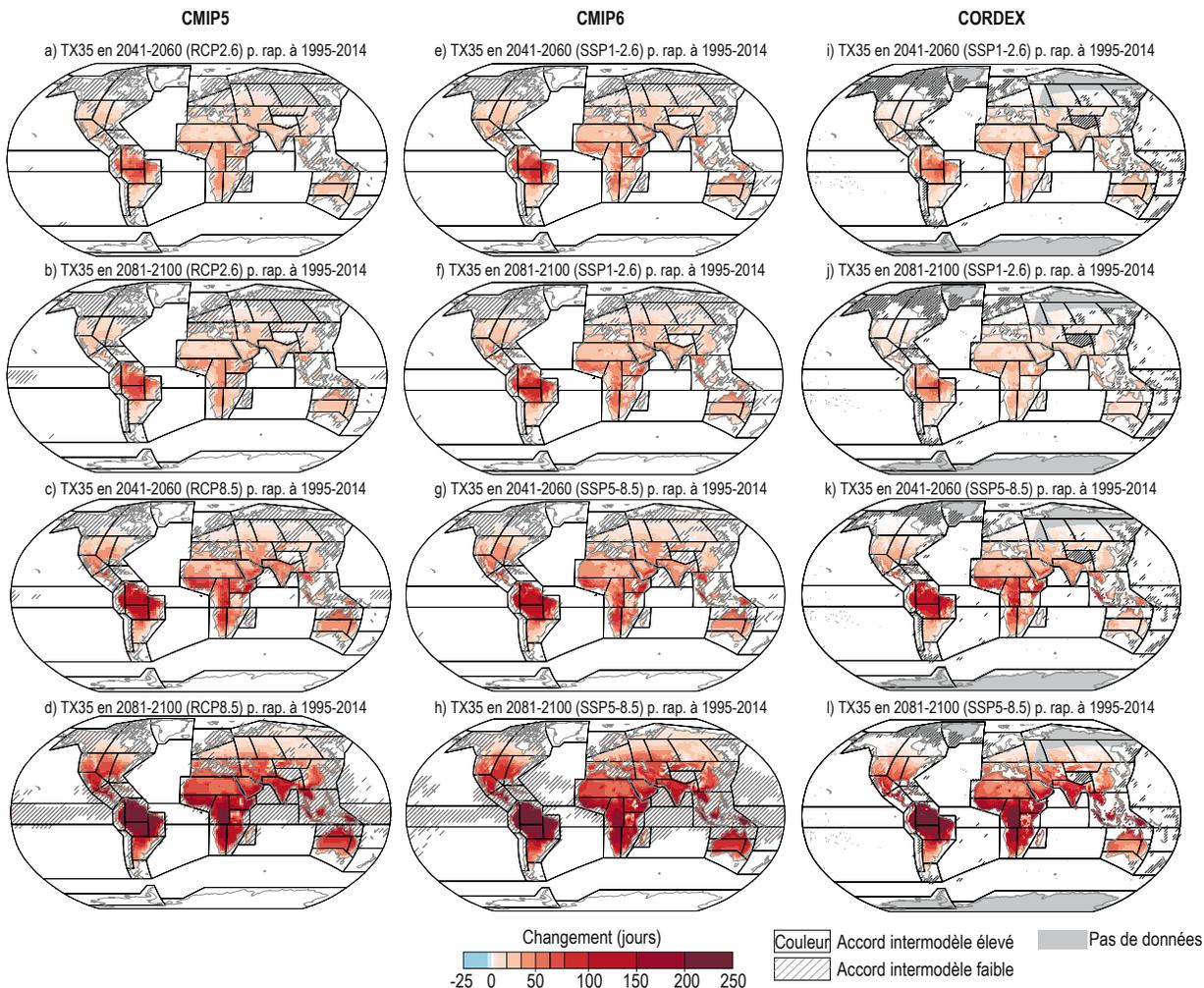


Figure RT.24 | Changement projeté du nombre moyen de jours par an où la température maximale dépasse 35 °C selon les ensembles CMIP5 (phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés ; première colonne), CMIP6 (phase 6 ; deuxième colonne) et CORDEX (Expérience coordonnée de modélisation du climat 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XX^e 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 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*) 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 XXI^e 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}

RT

Autres variables et changements concomitants des CID :

Il est *quasi certain* que le CO₂ atmosphérique et le pH océanique augmenteront dans tous les scénarios climatiques jusqu'à l'atteinte d'émissions nettes de CO₂ 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'événements 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 événements 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 XXI^e 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}

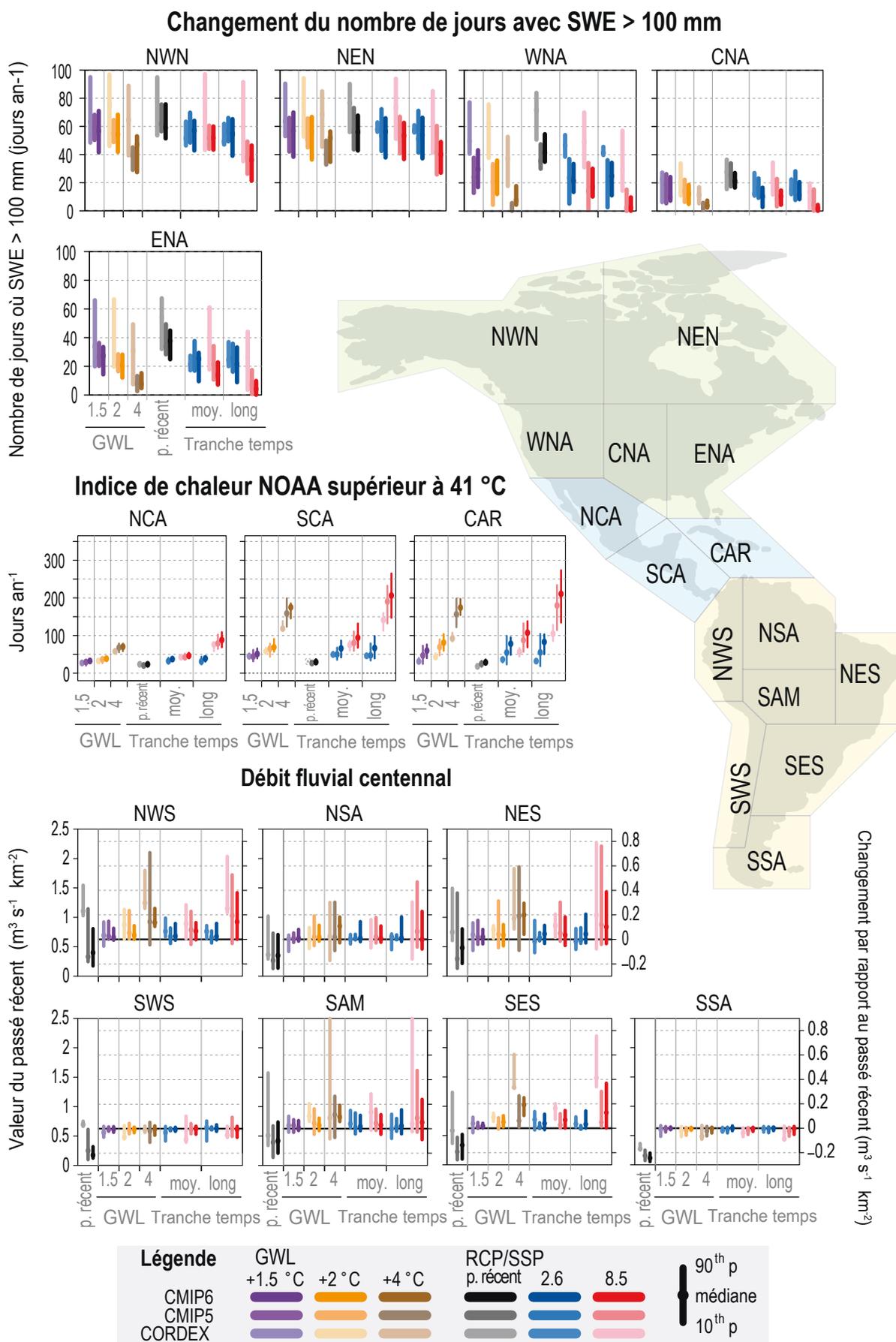
Vent : Il est projeté que le vent moyen, les vents extrêmes et le potentiel d'énergie éolienne diminuent en Afrique du Nord et dans la région méditerranéenne, quel que soit le scénario (*degré de confiance élevé*). Une hausse significative de la vitesse des vents et du potentiel éolien est attendue en 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 XXI^e 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)



RT

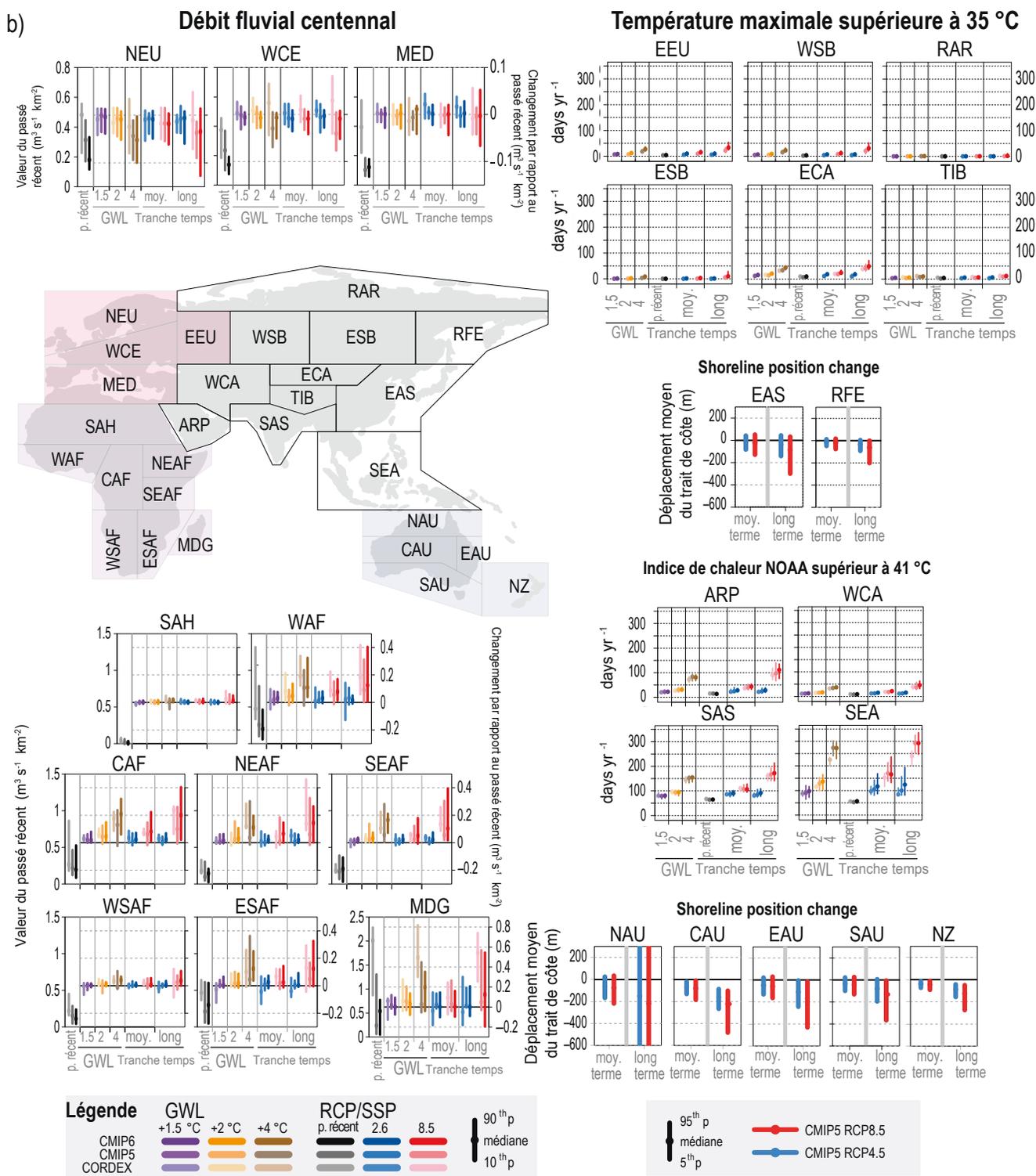


Figure RT.25 | Changements projetés de certains indices climatiques générateurs d'impact (CID) pour une sélection de régions selon les ensembles de modèles CMIP5 et CMIP6 (phases 5 et 6 du Projet de comparaison de modèles couplés) et CORDEX (Expérience coordonnée de modélisation du climat régional). 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 Nord, 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 du Sud-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 CO₂. 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e siècle dans le cas de scénarios d'émissions élevées de CO₂. 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 XX^e 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

événement 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 XXI^e 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 XX^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XXI^e 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 XX^e 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 XXI^e siècle dans le cas de scénarios d'émissions élevées de CO₂ (*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 CO₂, 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 événements 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 événements 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'événements 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}