

1833

2019

Rapport climatique 2020

DE L'INFORMATION
AUX SERVICES CLIMATIQUES



INSTITUT ROYAL MÉTÉOROLOGIQUE DE BELGIQUE

Remerciements

Nous dédions cette publication aux générations successives d'observateurs à l'IRM ou ailleurs dans le pays, dont les nombreux bénévoles du réseau climatologique, qui le plus souvent plein d'enthousiasme ont contribué au travail opérationnel et au travail scientifique de notre établissement fédéral.

Auteurs

Coordinateur: Rozemien De Troch

Chapitre 1: Cedric Bertrand, Michel Journée et Christian Tricot

Chapitre 2: Tom Akkermans, Nicolas Clerbaux, Hugo De Backer, Steven Dewitte, Alexander Mangold, Stijn Nevens et Roeland Van Malderen

Chapitre 3: Lesley De Cruz, Emmanuel Roulin, Stéphane Vannitsem et Bert Van Schaeybroeck

Chapitre 4: Julie Berckmans, Lesley De Cruz, Rozemien De Troch, François Duchêne, Rafiq Hamdi, Piet Termonia, Hans Van de Vyver et Bert Van Schaeybroeck

Chapitre 5: Rozemien De Troch, Daniel Gellens et Piet Termonia

Le coordinateur remercie les nombreux collègues qui ont relu, commenté et traduit les textes, et en particulier Chloé Delhaye, Emilie Delhaye, Alex Dewalque, Marc Christiaens, Veerle Debock et Quentin Laffineur.



IRM - Institut Royal Météorologique

Avenue Circulaire 3 | B-1180 Uccle | Tél.: +32 2 373 05 08 | Fax: +32 2 375 12 59

www.meteo.be

Éditeur responsable: Dr. D. Gellens | ISSN 2033-8562 | Coordination: Rozemien De Troch |

Photos: IRM - Climate Visuals (Creative Commons) - Shutterstock |

Création & réalisation: thecrewcommunication.com | Impression: Snel



↑ Chaque trait vertical de cette image représente une année, allant de 1833 jusqu'à 2019 compris. La couleur de chaque trait correspond à la température annuelle moyenne à Uccle, en bleu les années relativement froides et en rouge les années relativement chaudes.

Sommaire

Préface	02	Chapitre 3. Recherches sur la modélisation de la météo et du climat	54
Chapitre 1. L'évolution du climat en Belgique	04	Introduction	54
Introduction	04	3.1. La dynamique de l'atmosphère et du climat	56
1.1. Évolution du climat à Bruxelles-Uccle	05	3.1.1. Introduction	56
1.1.1. Températures	05	3.1.2. Le climat et la prévisibilité des moyennes	56
1.1.2. Précipitations	12	3.2. Le rôle de l'océan sur la prévisibilité de l'atmosphère	57
1.1.3. Vent	22	3.3. Point de non-retour dans le système climatique	58
1.1.4. Ensoleillement	24	3.4. Le problème de l'erreur de modélisation	60
1.2. Évolution spatiale du climat belge	25	3.5. Qualité et correction des prévisions saisonnières	60
1.2.1. Introduction	25	Références	63
1.2.2. Évolution des températures	26	Chapitre 4. Modélisation climatique régionale	64
1.2.3. Évolution des précipitations	29	Introduction	64
Références	31	4.1. Le modèle climatique régional ALARO-0 et le nouveau modèle de surface	65
Chapitre 2. Observations	32	4.1.1. ALARO-0	65
Introduction	32	4.1.2. SURFEX, le modèle de surface	66
2.1. Bilan radiatif de la Terre	34	4.2. Évaluation pour le climat actuel	67
2.1.1. Comment l'équilibre radiatif détermine-t-il le climat terrestre?	34	4.2.1. Belgique	67
2.1.2. Changements observés dans le bilan radiatif de la Terre	38	4.2.2. Climat urbain à Bruxelles	70
2.2. Observations d'ozone	41	4.3. Projections climatiques jusque 2100	71
2.2.1. Introduction	41	4.3.1. Température	72
2.2.2. L'IRM et l'ozone	43	4.3.2. Précipitations	73
2.2.3. Évolution temporelle des concentrations d'ozone	43	4.3.3. Vagues de chaleur et îlot de chaleur urbain	75
2.2.4. L'ozone et le climat	45	4.3.4. Précipitations extrêmes	76
2.3. Recherche sur la vapeur d'eau	46	4.3.5. Sécheresse	76
2.3.1. Introduction	46	4.4. Effets des changements d'utilisation des sols sur le climat	77
2.3.2. Techniques de mesure de la quantité totale de vapeur d'eau	46	4.4.1. Température	77
2.3.3. Évolution temporelle de la quantité totale de vapeur d'eau	47	4.4.2. Précipitations	78
2.4. La recherche en Antarctique	48	Références	80
2.4.1. Introduction	48	Chapitre 5. De l'information aux services climatiques	82
2.4.2. Les aérosols	49	Introduction	82
2.4.3. Ozone et rayonnement UV	50	5.1. En quoi consistent les services climatiques?	82
2.4.4. Radiosondages	51	5.2. Le développement et la fourniture de services climatiques	83
Références	52	5.2.1. Données et informations climatiques	84
		5.2.2. Services climatiques par secteurs	86
		5.2.3. Communication	87
		5.3. Vers un Centre climatique belge (pour la Recherche et les Services)	87
		5.3.1. Contexte	87
		5.3.2. Les Piliers	88
		Références	89

Préface



L'Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM) joue un rôle actif et de premier plan dans la recherche climatique, les observations climatologiques et la modélisation de pointe du climat régional, en plus des prévisions et de la recherche météorologiques. La continuité et l'innovation

sont au cœur de notre recherche et nos scientifiques s'engagent au quotidien pour une meilleure compréhension des mécanismes du changement climatique, l'utilisation et l'analyse optimales de nos données et informations climatiques, et l'amélioration de notre modèle climatique.

L'analyse des observations climatologiques est cruciale pour comprendre le changement climatique à l'échelle globale, régionale ou locale. Par exemple, les observations mondiales de la température pour 2019 montrent une augmentation moyenne d'environ 1,1°C (par rapport à la période préindustrielle 1850-1900). De plus, juillet 2019 a été globalement le mois le plus chaud depuis le début des observations il y a 140 ans. Au cours de la dernière semaine de juillet 2019, l'Europe de l'Ouest a connu une vague de chaleur avec des températures sans précédent, supérieures à 40°C. Ces températures extrêmement élevées n'avaient encore jamais été mesurées en Belgique.

Le réchauffement climatique est également clairement visible dans les observations de l'IRM à Uccle et dans toute la Belgique, depuis le milieu du 20^e siècle. À Uccle, les six années les plus chaudes ont toutes été observées après 2005, et l'augmentation moyenne de la température pour 2019 est supérieure à 2,5°C par rapport à la période 1850-1900.

Partout dans le monde, l'impact social du changement climatique se fait de plus en plus sentir, c'est pourquoi le changement climatique occupe une place importante dans les projets internationaux et nationaux, tout en devenant un sujet brûlant.

Les preuves scientifiques les plus récentes du réchauffement climatique dû aux émissions humaines de gaz à effet de serre sont régulièrement décrites en détail dans les rapports d'évaluation du Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat (GIEC). Ces rapports fournissent un état des lieux des changements climatiques observés, leurs impacts sur les systèmes physiques, biologiques et humains, les risques futurs et les mesures d'adaptation et d'atténuation possibles.

Notre expertise et nos services de données, d'informations et de connaissances climatiques sont d'une importance capitale pour répondre aux besoins sociétaux au niveau belge. Sur la base des interactions avec les acteurs des administrations, des institutions régionales ou des entreprises privées, nous constatons qu'il existe un besoin croissant d'informations climatiques détaillées, quantitatives, fiables et

cohérentes, liées aux impacts du changement climatique dans des secteurs spécifiques (tels que l'eau, l'agriculture, l'énergie, la santé, les transports, etc). Grâce à ces informations détaillées, l'influence du climat sur notre santé peut également être estimée: outre le stress thermique, l'influence des conditions climatiques sur la propagation du COVID-19 est également un sujet de recherche important aujourd'hui.

Pour ce faire, dix mesures nationales liées à l'adaptation au changement climatique ont été proposées dans le Plan National d'Adaptation belge (2017-2020). La première mesure incluse dans le plan prévoyait l'élaboration de scénarios climatiques à haute résolution pour la Belgique. Cette première mesure a été réalisée en 2017 sous la coordination de l'IRM, en collaboration avec un consortium de scientifiques belges et de renommée internationale de diverses institutions de recherche (dont des universités). Les premiers éléments de base pour la création d'un Centre climatique belge ont alors été créés, générant une source unique de projections scientifiques du climat, validées pour la Belgique.

Tout comme les précédents rapports « Vigilance climatique », ce Rapport climatique 2020 de l'IRM rassemble les résultats les plus récents de nos observations climatologiques et de nos recherches sur le climat. Le Rapport climatique de l'IRM vise à informer les scientifiques, les autorités et le grand public sur les connaissances scientifiques sur le climat observé et futur en Belgique, en répondant à des questions telles que: « Comment observer le changement climatique en Belgique, et quelles tendances observées pouvons-nous définir? Comment le climat en Belgique va-t-il évoluer? Comment l'expertise scientifique de l'IRM constitue-t-elle la base de services climatiques fiables et de haute qualité envers le public et le gouvernement? ».

De cette façon, le Rapport climatique peut être utilisé comme un outil de soutien politique dans le contexte des mesures d'adaptation et d'atténuation nécessaires pour répondre à la crise climatique.

Le chapitre 1 se concentre sur les évolutions et tendances observées des paramètres climatiques à Uccle et en Belgique. Dans le deuxième chapitre, la cause du réchauffement climatique est expliquée par des recherches sur le bilan radiatif de la Terre et des observations de gaz à effet de serre comme l'ozone et la vapeur d'eau. Le chapitre 3 décrit en détail la recherche de l'IRM sur la modélisation de la météo et du climat, et le quatrième chapitre se penche sur les derniers scénarios climatiques de l'IRM pour la Belgique, basés sur notre modèle climatique régional. Le cinquième et dernier chapitre combine un aperçu de toutes nos informations climatiques existantes, explique comment cela constitue la base de nos services climatiques fiables et de haute qualité pour le public et le gouvernement, et décrit les besoins d'un contexte social, de recherche et politique pour la création d'un Centre Belge du Climat.

Nous espérons que ce Rapport climatique 2020 de l'IRM vous fournira les informations nécessaires sur un sujet on ne peut plus actuel et important, et vous en souhaitons une bonne lecture.

Daniel Gellens
Directeur-général a. i. de l'IRM

CHAPITRE 1 | L'évolution du climat en Belgique



INTRODUCTION

Le climat de notre pays a-t-il changé au cours des 100 dernières années? Change-t-il actuellement? À quel point la température augmente-t-elle? Les pluies sont-elles plus intenses et plus abondantes? Les vagues de chaleur plus fréquentes? Et les sécheresses? Voici quelques exemples de questions souvent posées à l'IRM depuis que **la problématique des changements de climat** est sur le devant de la scène dans les milieux scientifiques, politiques et médiatiques et s'est imposée parmi les préoccupations environnementales du grand public. Pour essayer de répondre à ce genre de questions, nous présentons dans le présent chapitre le résultat de plusieurs analyses de tendance menées pour une série de paramètres climatologiques, parfois disponibles depuis près de 200 ans. L'étude du climat d'une région et de son évolution n'est cependant possible que si l'on dispose de séries d'observations de bonne qualité et de longueur suffisante. Dès lors, avant de présenter les résultats des analyses de tendance, nous décrirons brièvement les principaux réseaux d'observations dont les informations peuvent être utilisées par les scientifiques.

Réseaux d'observations climatologiques

En Belgique, les plus longues séries continues de relevés climatologiques sont les séries d'observations effectuées chaque jour depuis 1833 dans la région bruxelloise, tout d'abord à Saint-Josse-ten-Noode (à l'ancien emplacement de l'Observatoire de Belgique), puis ensuite à Uccle à partir de 1886. C'est en effet à cette époque que l'Observatoire fut déplacé en périphérie sud de la ville pour garantir un meilleur environnement pour les observations astronomiques. Ainsi, on dispose à Uccle de séries de mesures de près de 130 ans pour la température et l'humidité de l'air, la quantité et le nombre de jours de précipitations, la pression, la vitesse du vent, la durée d'insolation, le nombre de jours de neige et l'enneigement du sol.

L'IRM a réalisé des études approfondies sur les séries d'observations de Saint-Josse-ten-Noode/Uccle afin de les « homogénéiser » au mieux. L'homogénéisation d'une série climatologique consiste à éliminer les tendances temporelles qui y apparaissent du fait de divers facteurs non climatiques¹. À titre d'exemple, le déplacement de la station de Saint-Josse-ten-Noode vers le site d'Uccle a introduit une modification dans les valeurs des températures du fait d'un changement des caractéristiques environnementales (altitude, dégagement du site...). Pour remédier à cela, on exploite les mesures de températures qui ont été menées en parallèle sur les deux sites de 1886 à 1890. Après analyse des différences entre les mesures conjointes, les températures moyennes mensuelles mesurées à Saint-Josse-ten-Noode de 1833 à 1885 ont été « corrigées » pour les « raccorder » aux relevés effectués par la suite à Uccle. Grâce à ce travail, on dispose ainsi d'une série thermométrique de près de 190 ans dont l'analyse permet de déceler, sur cette période, une éventuelle tendance climatique pour la température en région bruxelloise. Le point 1 de ce chapitre présente les résultats des analyses de tendance de quelques paramètres observés en région bruxelloise, souvent depuis plus de 100 ans.

Des renseignements très utiles pour l'étude des climats régionaux et leur évolution sont tirés des données de mesures fournies par le réseau climatologique belge. Ce réseau, qui compte aujourd'hui près de 220 stations, a vu le jour dans les années 1870. Il est composé d'observateurs quasi bénévoles qui effectuent consciencieusement tous les jours, vers 8 heures du matin, un certain nombre de relevés, dont la quantité de précipitations tombées en 24 heures et, pour certains d'entre eux, les températures extrêmes atteintes au cours de la journée. L'intérêt de ce réseau est de couvrir l'ensemble du territoire belge, mais l'homogénéité des séries est moins assurée que dans le cas d'Uccle. Le nombre de stations pour lesquelles nous disposons de séries de plus de 50 ans est également relativement restreint. Le point 2 présente les premiers résultats de tendance climatique obtenus à partir de l'exploitation des données de ce réseau.

¹ On dit que de tels facteurs sont à l'origine d'« hétérogénéités » dans la série.

Enfin, sur les principaux aéroports militaires et civils, des stations de mesures automatiques et des observateurs professionnels suivent en continu et souvent depuis plusieurs décennies l'évolution du temps. L'IRM dispose également, depuis une vingtaine d'années, d'un réseau de stations automatiques réparties dans le pays. En complément du réseau climatologique, la trentaine de stations automatiques concernées fournissent aussi de précieuses informations sur le temps et le climat de notre pays, en particulier pour des paramètres non mesurés dans le réseau climatologique (comme le vent et le rayonnement). Les données de certaines de ces stations sont utilisées dans ce chapitre, en complément des données d'Uccle ou du réseau climatologique.

Pour terminer, signalons qu'il serait encore utile d'étudier l'évolution d'autres paramètres climatiques que ceux examinés ici, comme la nébulosité ou la pression, mais également l'évolution croisée des différents paramètres. Il serait aussi particulièrement intéressant de relier les changements discutés ici aux modifications survenues dans la circulation atmosphérique et la fréquence des types de temps.

Enfin, l'analyse de l'évolution d'« indices climatiques », combinant différents paramètres climatiques, pourrait être menée en collaboration avec des équipes concernées par les études d'impact des changements climatiques dans divers domaines d'application (agriculture, sylviculture, faune et flore, hydrologie, santé, énergie, assurances...). Comme exemple de tels indices climatiques, on peut mentionner l'évapotranspiration d'un couvert végétal qui combine température, humidité, vent et rayonnement solaire.

1.1. ÉVOLUTION DU CLIMAT À BRUXELLES-UCCLE

L'analyse statistique des plus longues séries climatologiques de Saint-Josse-ten-Noode/Uccle et des séries de données de quelques autres stations dans le pays permet à l'IRM d'assurer la surveillance du climat belge et l'analyse de son évolution. Dans le contexte de l'étude des changements climatiques à l'échelle planétaire², nous allons répondre, lorsque cela est possible, aux interrogations les plus fréquentes du public et des médias quant à l'évolution du climat belge. Sauf indication contraire, les séries de données utilisées dans cette partie concernent toutes la station d'Uccle (combinées éventuellement avec celles relevées à Saint-Josse-ten-Noode, avant le déménagement de l'Observatoire à Uccle dans les années 1880).

1.1.1. Température

(a) Les températures augmentent-elles ?

Les températures et leur évolution intéressent plusieurs domaines ou secteurs d'activités, comme par exemple ceux de l'agriculture, de la consommation énergétique, de la santé (par exemple, la surmortalité des populations à risque pendant les épisodes de chaleur extrême) et de la distribution géographique de la faune.

Pour répondre à la question posée, on examinera tout d'abord les longues séries de températures de Saint-Josse-ten-Noode et d'Uccle à partir de 1833. On exploite ici les séries des températures moyennes mensuelles dans lesquelles toutes les données ont été ramenées à celles d'un abri thermométrique fermé standard, comme celui qui est actuellement utilisé. Une température mensuelle est calculée à partir des températures moyennes journalières déduites des mesures horaires.

² Pour ce sujet, nous référons les lecteurs aux derniers rapports des experts du Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat (GIEC) parus en 2014 et disponibles sur le site web <http://www.ipcc.ch/>.

La figure 1.1 donne l'évolution entre 1833 et 2019 de la température moyenne annuelle exprimée comme l'écart en °C par rapport à la moyenne de référence calculée sur la période 1961-1990 (9,8°C). Les valeurs extrêmes de la série sont 7,0°C en 1879 (soit 2,8°C en dessous de la moyenne de référence) et 11,9°C en 2014 et 2018 (2,1°C au-dessus). Les 7 autres années les plus chaudes sont respectivement 2011 (11,6°C), 2007 et 2019 (11,5°C), 2006 (11,4°C), 1989, 2015 et 2017 (11,3°C). Les 6 années les plus chaudes se sont produites après 2005 et les 22 années les plus chaudes après 1988, c'est-à-dire au cours des 31 dernières années.

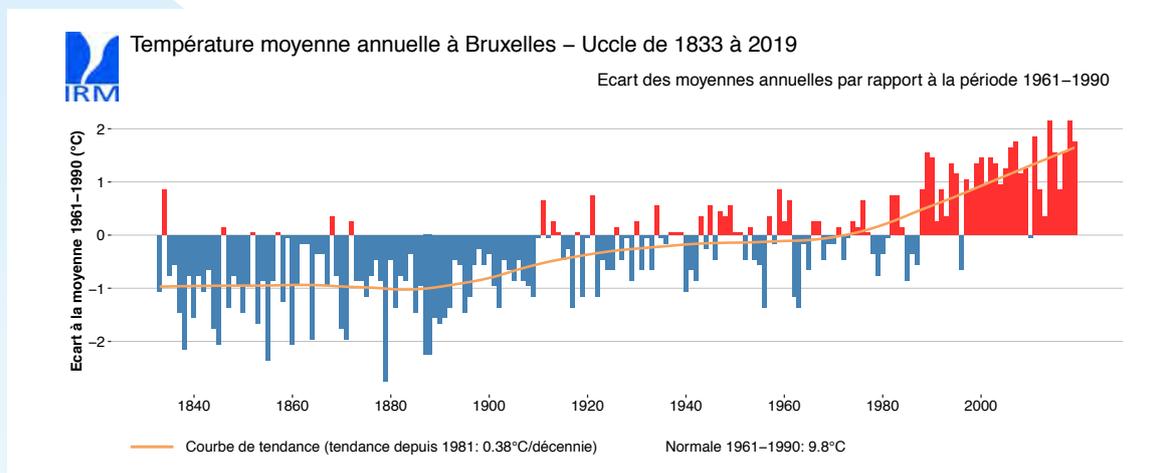


Figure 1.1. Évolution de la température moyenne annuelle à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1833-2019. Les valeurs annuelles sont données par les écarts (en °C) à la moyenne sur la période 1961-1990 (9,8°C). La température annuelle moyenne sur la période 1833-2019 est 9,5°C.

Si l'on considère la température moyenne des 30 premières années de la figure et celle des 30 dernières années, on observe un réchauffement de 2,1°C. L'élévation de la température ne s'est pas faite de manière régulière. Schématiquement, la figure 1.1 indique que la température est restée relativement stable durant deux grandes périodes: de 1833 à 1910 environ (température moyenne = 8,8°C) et de 1911 à 1985 (9,6°C). De 1986 à 2019 la température moyenne était 10,8°C et depuis 1981 on observe un réchauffement moyen significatif³ de +0,38°C par décennie.

L'examen des séries des températures saisonnières indique des tendances assez similaires à celles de la température moyenne annuelle. Depuis 1981, les réchauffements saisonniers sont significatifs; ils présentent des tendances moyennes par décennie de +0,45°C, +0,39°C, +0,40°C et +0,31°C, respectivement pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne.

En résumé, on peut conclure à une élévation indiscutable des températures moyennes saisonnières et annuelles dans la région bruxelloise depuis le 19^e siècle. Schématiquement, cette augmentation s'est produite en deux étapes: tout d'abord un premier réchauffement dans les premières décennies du 20^e siècle et un second, d'amplitude supérieure, à partir de la fin des années 1980. L'analyse des données d'autres stations montre que le réchauffement récent s'est produit de manière générale dans le pays (cf. le point 1.2. Evolution spatiale du climat belge).

Si l'on examine les séries des températures extrêmes à Uccle depuis 1892, on remarque que le réchauffement au cours de la première moitié du 20^e siècle est principalement à mettre en relation avec une augmentation des températures maximales, alors que le réchauffement depuis les années 1980 est lié à une augmentation à la fois des températures maximales et minimales. Il serait intéressant de vérifier si les modèles climatiques qui simulent l'évolution du climat depuis le début du 20^e siècle reproduisent, au-dessus de nos régions, ce comportement différencié et permettent de l'expliquer physiquement.

3 «Significatif» veut dire que la tendance estimée peut être attribuée au moins avec une probabilité de 90% à une tendance réelle dans les observations.

Caractérisation des tendances climatiques dans les séries d'observations

Les graphiques repris dans ce chapitre illustrent les séries annuelles de différentes variables climatiques observées principalement à Uccle. Au cours de la période d'observation, ces variables peuvent présenter des tendances (ou évolutions) parfois à la hausse sur certaines sous-périodes et à la baisse pour d'autres. Ces tendances ne sont généralement pas constantes sur toute la période observée.

Afin de caractériser ces **tendances climatiques**, deux types d'informations sont systématiquement reprises sur ces graphiques :

- Une courbe spline ajustée aux valeurs annuelles retire la variabilité interannuelle et illustre de manière qualitative les tendances (généralement non linéaires) sur l'entièreté de la période représentée (figure cadre 1.1). Cette courbe est estimée par une méthode de régression locale (LOESS).
- Une droite de régression ajustée aux valeurs annuelles depuis 1981 permet de quantifier les tendances linéaires récentes (figure cadre 1.2). La valeur de la pente de la droite de régression est reprise en légende lorsque celle-ci est statistiquement significative (i.e., la pente estimée est à au moins 90% de probabilité due à une tendance effective dans les observations).

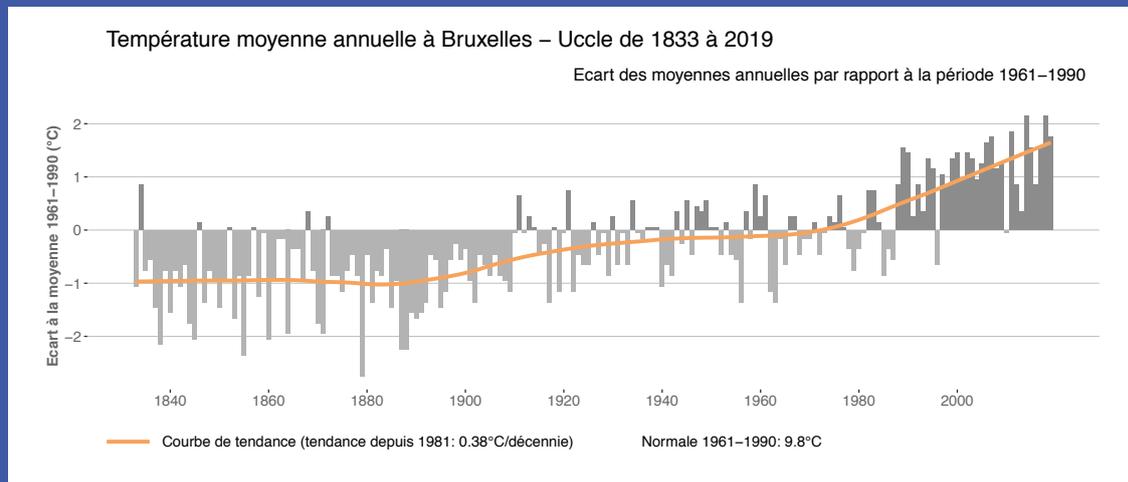


Figure cadre 1.1. Illustration d'une courbe spline ajustée à la série de la température moyenne annuelle à Bruxelles-Uccle depuis 1833.

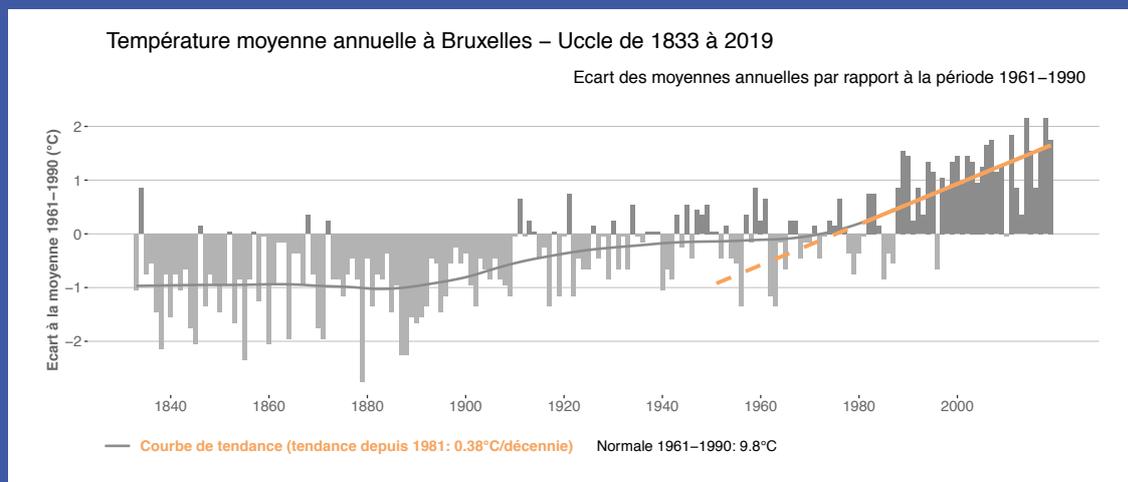


Figure cadre 1.2. Illustration d'une droite de régression ajustée à la période 1981-2019 de la série de la température moyenne annuelle à Bruxelles-Uccle depuis 1833. La valeur de la pente de cette droite de régression est reprise dans la légende (vu que celle-ci est statistiquement significative).

(b) Y a-t-il plus de vagues de chaleur ?

Pour examiner s'il y a une évolution de la fréquence, de la durée et de l'intensité des vagues de chaleur, on dispose à Uccle de deux séries de températures extrêmes journalières (maximum et minimum) depuis 1892. Pour un jour donné, on peut estimer la température moyenne journalière par la moyenne des deux températures extrêmes. Ces températures ont été ramenées sur toute la période à des mesures dans l'abri fermé de référence qui est utilisé depuis 1983.

Avant d'aborder la question des vagues de chaleur proprement dite, examinons tout d'abord l'évolution de quelques autres paramètres en relation avec les températures élevées. La figure 1.2 donne le nombre de jours par an où la température maximale a atteint au moins 25°C, c'est-à-dire ce qu'on appelle le **nombre annuel de jours d'été**.

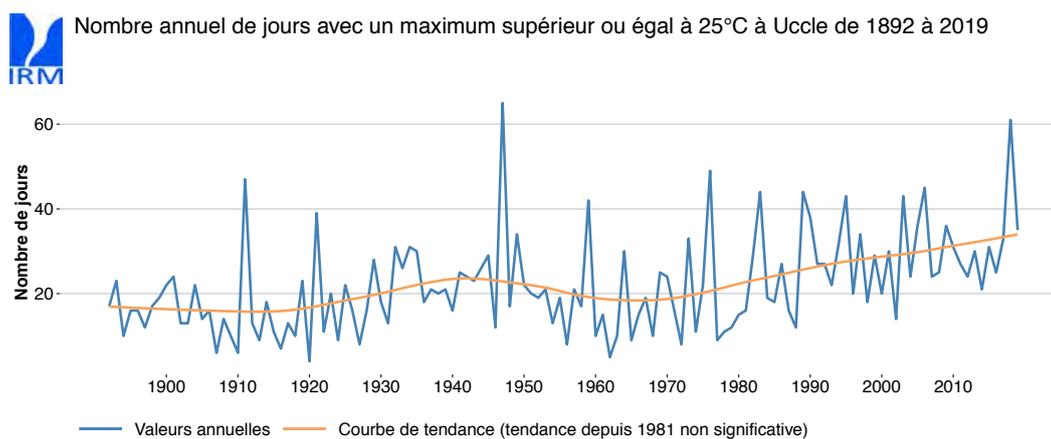


Figure 1.2. Évolution du nombre annuel de jours d'été (température maximale au moins égale à 25°C) à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 21,9 jours.

La figure montre qu'à la suite du réchauffement qui a débuté dans les années 1980, le nombre de jours d'été a augmenté et qu'il se maintient depuis lors à des valeurs généralement élevées. À plus long terme, ce paramètre présente une variabilité importante à l'échelle de quelques décennies : après une augmentation à la fin des années 1920, une baisse se produit dans les années 1950 et, finalement, une nouvelle hausse débute à partir des années 1980. Sur la période récente, depuis 1981, on observe une tendance à la hausse, mais elle n'est pas significative jusqu'à présent.

La figure 1.3 donne l'évolution de la température estivale la plus élevée relevée à Uccle. On observe depuis 1981 une tendance significative à la hausse de ce paramètre, avec une augmentation moyenne de +0,85°C par décennie. Au cours de la dernière décennie, les valeurs de ce paramètre ont toutes été relativement élevées et un nouveau record, exceptionnel, a été établi le 25 juillet 2019 (39,7°C), largement au-dessus du record précédent du 27 juin 1947 (36,8°C).

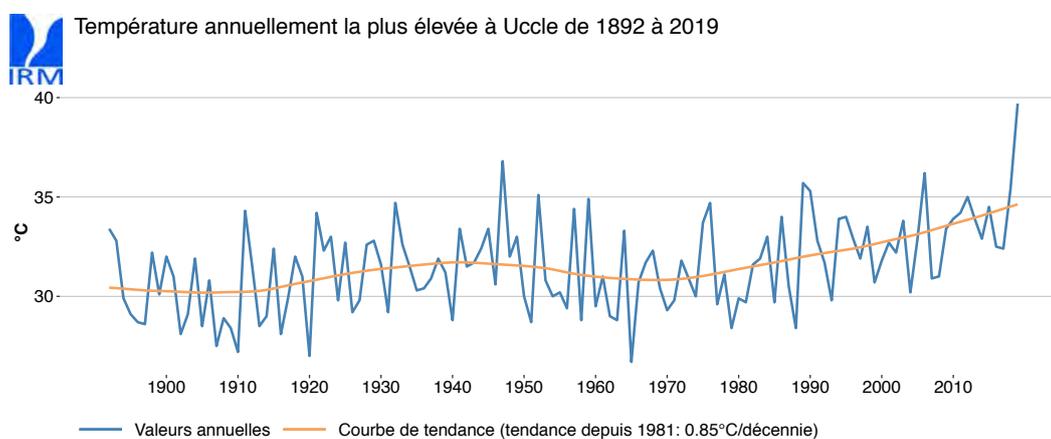


Figure 1.3. Évolution de la température maximale la plus élevée relevée à Uccle durant l'été, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 31,5°C.

Comme dans le cas des températures maximales, des températures nocturnes élevées ne sont pas sans incidence sur la santé des populations à risque. La figure 1.4 montre l'évolution du nombre de jours par an où la température minimale journalière a atteint au moins 15°C. La tendance à l'augmentation de ce paramètre est particulièrement significative au cours des dernières décennies, avec une augmentation moyenne de +3,9 jours par décennie depuis 1981.

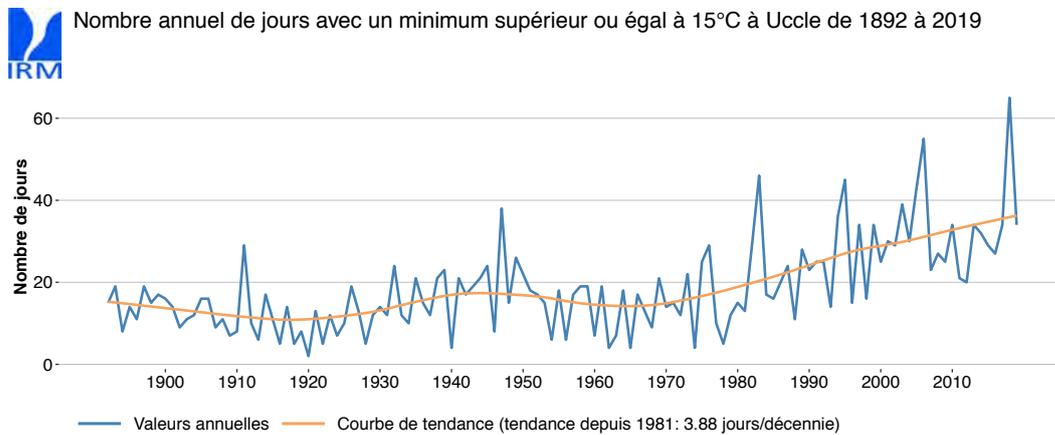


Figure 1.4. Évolution du nombre annuel de jours avec une température minimale au moins égale à 15°C à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 18,5 jours.

On peut aussi, par exemple, se demander comment évolue dans le temps le niveau global de chaleur des 5 mois les plus chauds de l'année (mai à septembre), que l'on qualifiera ici d'**intensité estivale**. Cette intensité est définie, sur les 5 mois, par la somme des écarts positifs des températures moyennes journalières par rapport à une température de référence de 20°C. Comme pour les paramètres présentés dans les figures précédentes, le constat le plus frappant est la tendance significative à la hausse pour cette intensité estivale depuis 1981, avec une augmentation moyenne de +9,2°C par décennie.

Passons maintenant à la question des vagues de chaleur. On définira ici une **vague de chaleur** comme une période d'au moins cinq jours consécutifs au cours de laquelle les deux critères suivants sont vérifiés simultanément :

- la température maximale atteint ou dépasse 25°C chaque jour,
- la température maximale atteint ou dépasse 30°C au moins à trois reprises durant la période considérée.

La figure 1.5 donne l'évolution du nombre annuel de vagues de chaleur à Uccle. On observe une variabilité importante d'une année à l'autre. Depuis la fin du 19^e siècle, il y a eu en moyenne une vague de chaleur (ou davantage) tous les 3 à 4 ans. On remarque que les vagues de chaleur furent surtout relativement fréquentes entre les années 1920 et 1950 et à nouveau depuis les années 1990. L'analyse de tendance indique une hausse significative de ce paramètre depuis 1981, avec une augmentation moyenne de +0,3 vague de chaleur par décennie. Elles ont aussi tendance à devenir plus fréquentes au cours des dernières années. Il y eut au moins une vague de chaleur chaque année au cours des 5 dernières années (2015-2019); c'est la première fois que cela se produit depuis 1892.

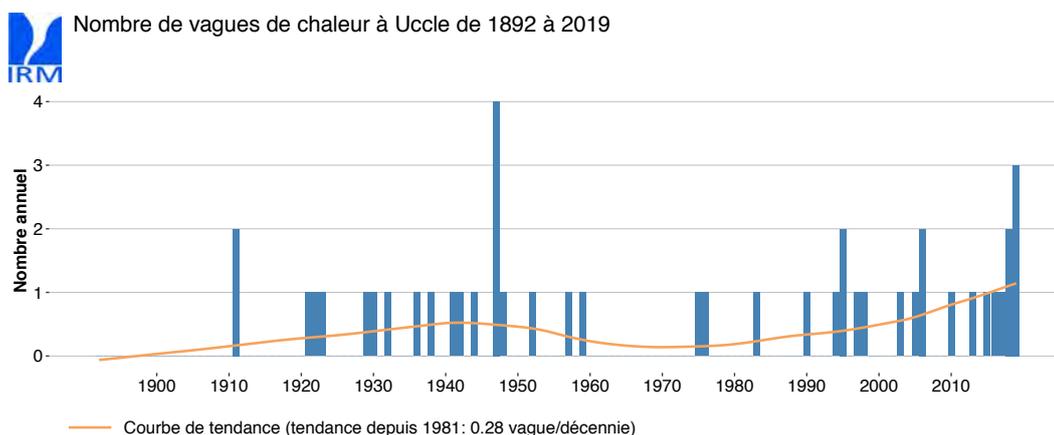


Figure 1.5. Évolution du nombre annuel de vagues de chaleur à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 0,34.

À côté du nombre de vagues de chaleur, on peut aussi examiner l'évolution de la durée annuelle des vagues de chaleur, en comptabilisant chaque année le nombre de jours qui définissent les vagues de chaleur éventuelles de l'année. Ce paramètre présente également une tendance significative à l'augmentation depuis 1981, avec une augmentation moyenne de +2 jours par décennie. Les durées élevées observées en 2018 et 2019 contribuent à cette tendance et il sera intéressant de suivre également l'évolution de ce paramètre.

Enfin, on peut encore caractériser une vague de chaleur par un indice d'intensité. Celui-ci est défini par le rapport entre la somme des écarts des températures maximales à la température de référence de 25°C et la durée de la vague de chaleur. La figure 1.6 donne pour chaque année la valeur de l'intensité maximale annuelle des vagues de chaleur qui se sont éventuellement produites durant l'année. Cette figure montre également une tendance positive de ce paramètre depuis 1981, avec une augmentation moyenne de 1°C/jour par décennie. On remarquera aussi que la valeur maximale de cette intensité date de 2019 et est liée à la courte vague de chaleur durant 5 jours (entre le 22 et le 26 juillet) au cours de laquelle les températures maximales ont à deux reprises dépassées 35°C. C'est lors de cette vague de chaleur remarquable qu'un nouveau record de la température maximale a été établi à Uccle (cf. figure 1.3).

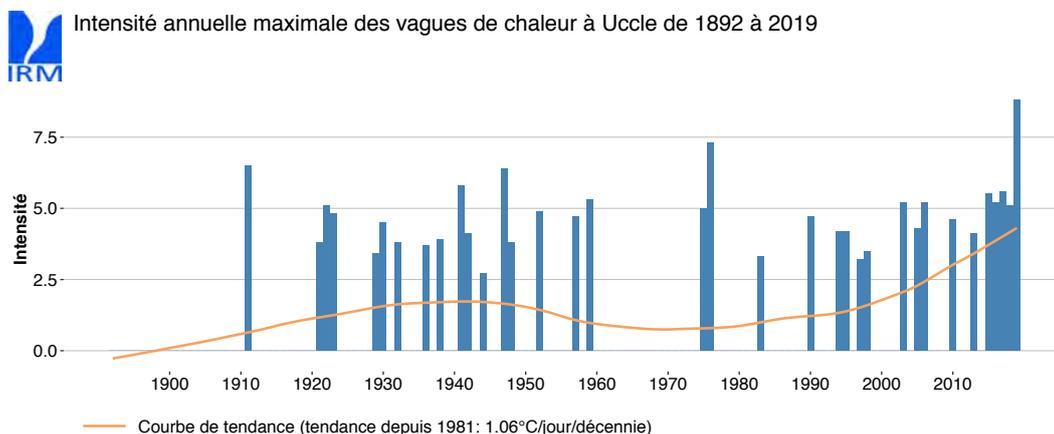


Figure 1.6. Évolution de l'intensité annuelle maximale des vagues de chaleur à Uccle, sur la période 1892-2019

(c) Y a-t-il moins de vagues de froid ?

Nous utiliserons ici encore, pour examiner cette question, les séries des températures extrêmes journalières (maximum et minimum) disponibles à Uccle depuis 1892. Mais, comme pour les vagues de chaleur, avant d'aborder la question des vagues de froid proprement dite, nous examinerons tout d'abord l'évolution de quelques autres paramètres en relation avec les températures durant les périodes froides.

Examinons en premier lieu l'évolution du nombre de jours par an où la température minimale est descendue en dessous de 0°C (cf. figure 1.7). C'est ce qu'on appelle le **nombre annuel de jours de gel**. Ce paramètre, relativement stable jusque dans les années 1960, montre ensuite une tendance à la baisse. Cependant, depuis 1981, cette tendance reste encore non significative, du fait de la grande variabilité du paramètre d'une année à l'autre.

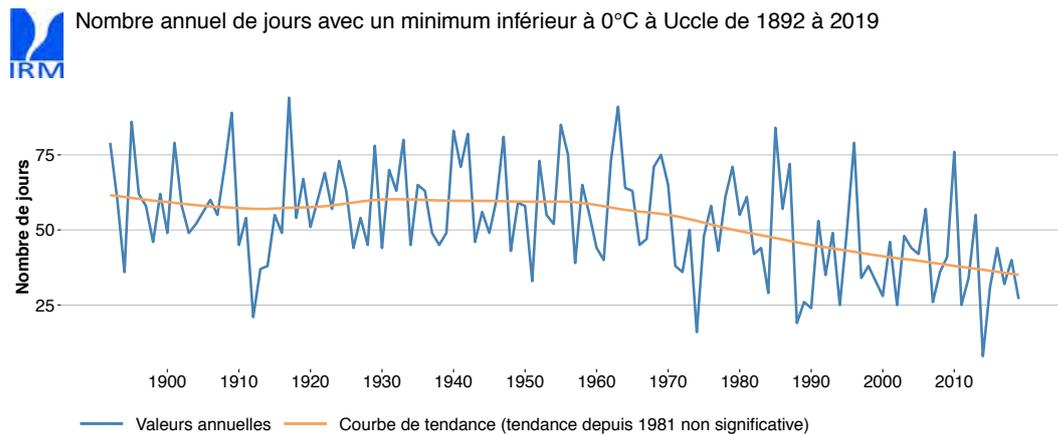


Figure 1.7. Évolution du nombre annuel de jours de gel (température minimale inférieure à 0°C) à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 53,0 jours.

Pour caractériser l'évolution des températures les plus froides, la figure 1.8 donne la température hivernale la plus basse relevée chaque année à Uccle. On observe depuis la fin du 19^e siècle une lente tendance au réchauffement de cette température. Depuis 1981, cette tendance s'accroît, mais elle reste, elle aussi, encore non significative. On remarquera sur la figure le groupement de valeurs élevées au cours des 6 dernières années.

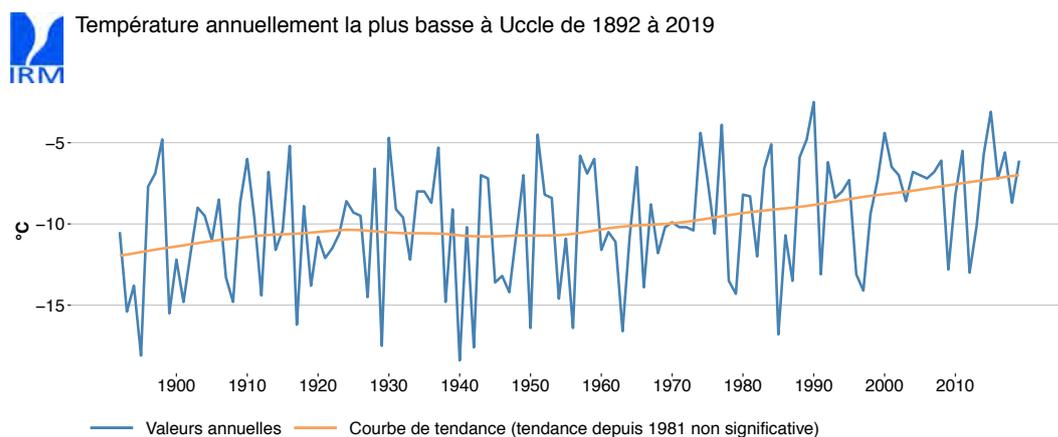


Figure 1.8. Évolution de la température minimale la plus basse relevée à Uccle durant l'hiver, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est -9,9°C.

On peut aussi se demander comment évolue dans le temps le niveau global de froid des 5 mois les plus froids de l'année (novembre à mars). Pour répondre à cette question, on peut utiliser le **nombre de Hellmann** défini par la somme (en valeur absolue) des températures moyennes journalières négatives sur les 5 mois considérés. Comme pour les paramètres précédents, une tendance à la baisse est observée depuis la fin du 19^e siècle. Pour la période

récente, c'est une tendance significative à la baisse qui est cette fois observée, avec une diminution moyenne de $-11,8^{\circ}\text{C}$ par décennie depuis 1981.

Examinons maintenant la question des vagues de froid. On définira ici une **vague de froid** comme une période d'au moins cinq jours consécutifs au cours de laquelle les deux critères suivants sont vérifiés simultanément :

- la température maximale est négative chaque jour (c'est-à-dire qu'il gèle tout au long de la journée; c'est ce qu'on appelle un **jour d'hiver**),
- la température minimale atteint une valeur inférieure à -10°C au moins à trois reprises durant la période considérée.

La figure 1.9 donne l'évolution du nombre annuel de vagues de froid à Uccle. Depuis la fin du 19^e siècle, il y a eu, en moyenne, une vague de froid (ou davantage) tous les 5 ans. Depuis 1981, l'analyse de tendance ne montre pas d'évolution significative. On remarque qu'après une longue période sans vagues de froid entre la fin des années 1960 et le milieu des années 1980, quelques vagues de froids se sont reproduites à Uccle jusqu'en 1997, puis qu'il n'y eut plus qu'une seule au cours des 22 années suivantes (en 2012).

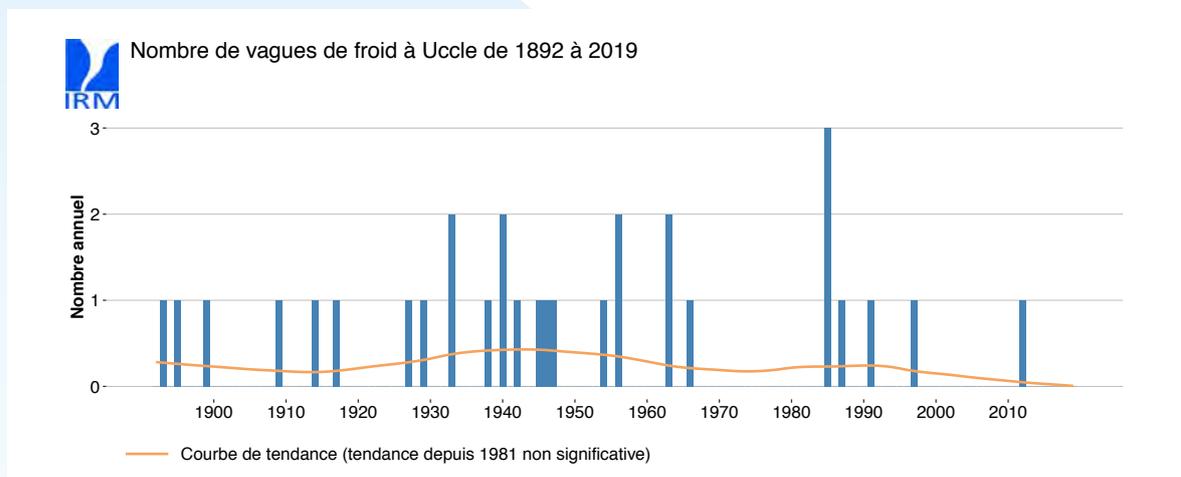


Figure 1.9. Évolution du nombre annuel de vagues de froid à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 0,23.

Comme pour les vagues de chaleur, nous avons également examiné l'évolution de la durée annuelle des vagues de froid (nombre de jours), ainsi que de leur intensité maximale annuelle. Ces indicateurs, comme dans le cas du nombre annuel de vagues de froid, ne montrent pas de tendance significative sur la période récente depuis 1981. Lorsqu'il y a des vagues de froid, les valeurs annuelles de ces paramètres depuis 1981 restent dans la fourchette des valeurs observées durant les périodes plus anciennes.

1.1.2. Précipitations

À Uccle, les mesures de précipitations ont été effectuées depuis la fin du 19^e siècle à l'aide de deux types d'instruments: (i) depuis le début des observations officielles sur le nouveau site de l'Observatoire en 1890, avec un pluviomètre manuel, relevé tous les matins à 8h, donnant le cumul des précipitations sur 24h et (ii) depuis 1898, avec un pluviographe enregistrant sur papier les quantités de précipitations toutes les 10 minutes. Depuis une dizaine d'années, ces mesures à haute fréquence sont effectuées à l'aide d'un pluviomètre automatique. Les cumuls relevés avec le pluviomètre manuel sont généralement utilisés pour l'analyse de l'évolution des précipitations sur des durées d'au moins 24 heures car c'est l'appareil le plus précis pour cet usage (c'est aussi ce type d'appareil qui est utilisé ici pour les cumuls mesurés à Saint-Josse-ten-Noode). Pour l'étude des précipitations sur des durées inférieures à 24 heures, on exploite les données du pluviographe et du pluviomètre automatique.

(a) Pleut-il plus ou moins ?

Les quantités de précipitations et leur évolution intéressent de nombreux secteurs, comme par exemple ceux de la prévention et du suivi des crues et étiages des cours d'eau, du dimensionnement des réseaux d'égouttage, de l'approvisionnement en eau potable et de l'agriculture.

Nous commencerons par examiner l'évolution du cumul pluviométrique annuel relevé à Saint-Josse-ten-Noode, puis à Uccle. La figure 1.10 donne les quantités annuelles de précipitations recueillies depuis le début des relevés réguliers en 1833 et exprimées comme les écarts en pourcents par rapport à la moyenne de référence calculée sur la période 1961-1990 (821,1 mm). La figure illustre en particulier la variabilité des cumuls annuels d'une année à l'autre. Les valeurs sont comprises entre 406,4 mm en 1921 (soit un déficit de 51% par rapport à la moyenne de référence) et 1088,5 mm en 2001 (un excès de 33%).

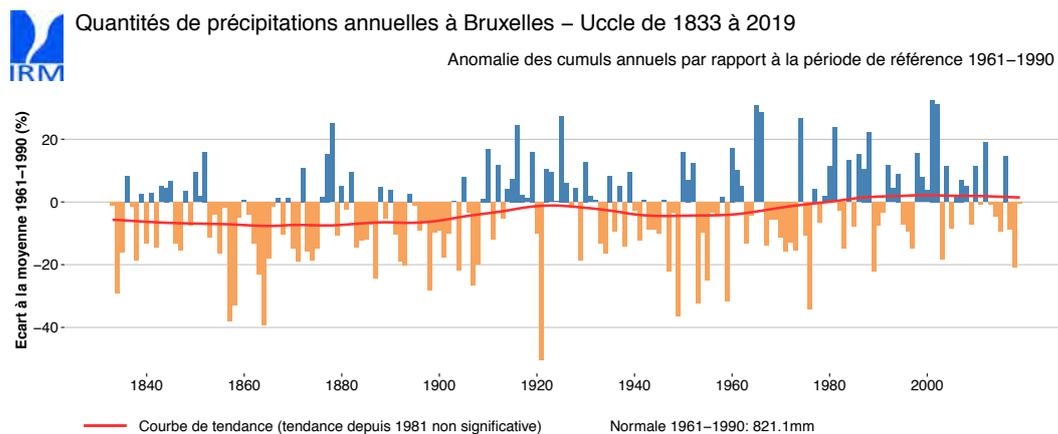


Figure 1.10. Évolution de la quantité annuelle de précipitations à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1833-2019. Les valeurs annuelles sont données par les anomalies (en %) par rapport à la moyenne sur la période 1961-1990 (821,1 mm). La quantité annuelle moyenne sur la période 1833-2019 est 793,3 mm.

Si l'on compare le cumul annuel moyen des 30 premières années de la figure (768 mm) et celui des trente dernières (839 mm), on observe une augmentation de 9%. Schématiquement, la figure 1.10 indique que les cumuls annuels ont peu évolué durant le 19^e siècle (cumul moyen = 762 mm). Entre le 19^e siècle et la période 1901-1980 (cumul moyen = 796 mm), ils ont augmenté en moyenne de 4%. Ensuite, entre la période 1901-1980 et la période 1981-2019 (cumul moyen = 843 mm), ils ont encore augmenté en moyenne de 6%. Depuis 1981, on observe une légère tendance à l'augmentation, mais elle n'est pas significative.

À l'échelle saisonnière, les précipitations hivernales sont celles qui ont le plus augmenté en moyenne depuis 1833. Entre les 30 premières et les 30 dernières années de la série, l'augmentation est de 31% : les cumuls moyens sont passés de 175 mm à 230 mm. Depuis 1981, une tendance à l'augmentation est également observée, mais elle n'est pas significative jusqu'à présent.

Depuis 1833, les précipitations printanières évoluent de manière plutôt cyclique, sans véritable tendance à long terme. Sur la période récente, depuis 1981, ces précipitations montrent par contre une tendance significative à la baisse, d'environ -9 mm par décennie. Cette tendance s'explique par des printemps relativement humides au cours des années 80, puis surtout secs, et parfois très secs, depuis les années 1990.

Jusqu'au début des années 1980, les précipitations estivales n'ont pas montré d'évolution particulière. Depuis 1981, on observe une petite tendance à une augmentation, mais elle n'est pas significative. Les trois derniers étés de la série ont été secs (2017, 2019) ou très sec (2018) (cf. plus bas (f) Y a-t-il plus de sécheresses ?).

Finalement, l'automne est la saison qui présente les cumuls pluviométriques les plus stables à long terme et sur la période récente. On n'observe aucune tendance sur la série.

On peut aussi se demander si la fréquence des jours avec précipitations a subi une modification depuis la fin du 19^e siècle. Un **jour avec précipitations** est défini ici comme une journée où une quantité d'au moins 1 mm a été récoltée. Si on examine l'évolution du nombre annuel de jours avec précipitations observé à Uccle, on n'observe pas de tendance particulière à long terme et pas de tendance significative sur la période récente depuis 1981, même si les trois dernières décennies ont été, en moyenne, relativement peu pluvieuses.

(b) Les pluies abondantes sont-elles plus fréquentes ?

On peut tout d'abord examiner si le nombre de jours avec des précipitations élevées a augmenté ou non. On définit ici des **précipitations abondantes** lorsque le cumul journalier atteint au moins 20 mm. Pour la station d'Uccle, la figure 1.11 donne l'évolution depuis 1892 du nombre de jours avec précipitations abondantes durant l'été (période juin-juillet-août). Durant cette saison, de telles quantités sont causées généralement par des averses orageuses intenses qui tombent sur une courte période de temps (quelques heures au maximum).

Comme la figure l'illustre, ce paramètre montre depuis 1981 une augmentation moyenne significative de +0,6 jour par décennie. Les 5 valeurs les plus élevées de la série ont été observées après 2001. De telles précipitations abondantes peuvent également se produire durant les autres saisons. Sur l'ensemble de l'année, l'évolution du paramètre depuis 1981 est relativement similaire à celle observée en été ; dans ce cas, l'augmentation significative est d'environ +0,5 jour de précipitations abondantes par décennie.

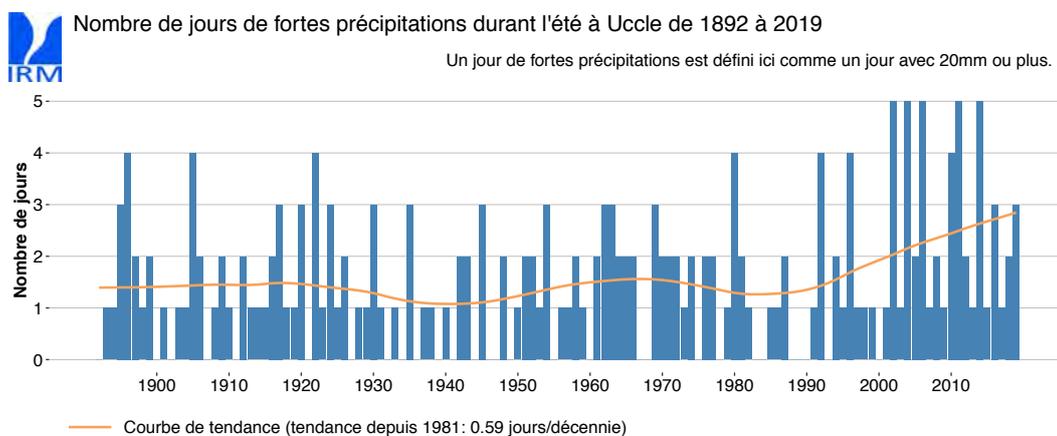


Figure 1.11. Évolution du nombre de jours durant l'été au cours desquels la quantité journalière de précipitations a atteint au moins 20 mm à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 1,5 jour.

On peut ensuite se demander si les précipitations abondantes ont tendance à devenir relativement plus importantes que les précipitations plus faibles. La figure 1.12 illustre l'évolution du pourcentage des précipitations journalières égales ou supérieures à 20 mm dans le cumul annuel des précipitations. Les valeurs les plus faibles (0%) se sont produites en 1907, 1944, 1949 et 1968 et les 2 valeurs les plus élevées ont eu lieu au 21^e siècle : 37% en 2004 et 30% en 2011. On observe depuis 1981 une augmentation moyenne significative de +2% par décennie de la contribution de ce type de précipitations au cumul annuel.

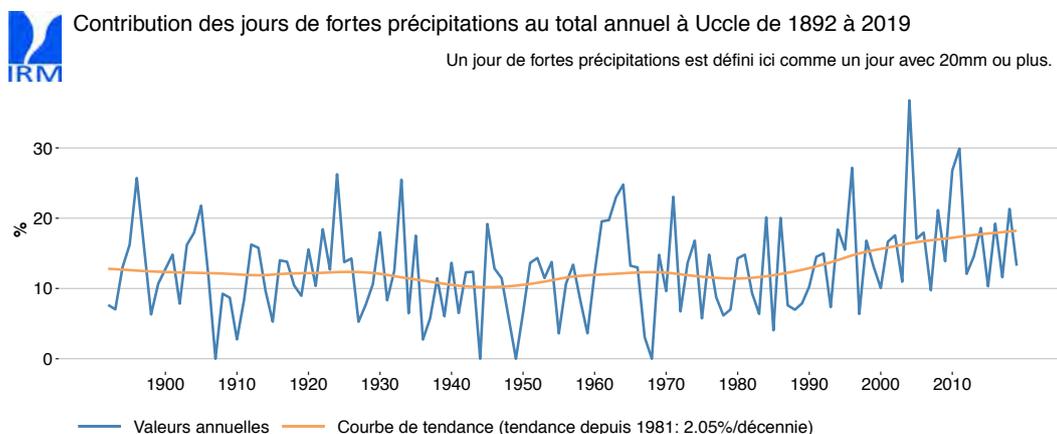


Figure 1.12. Évolution du pourcentage annuel du total des cumuls journaliers au moins égaux à 20 mm par rapport au total annuel des précipitations à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 12,8%.

(c) Les pluies annuelles extrêmes sont-elles plus abondantes ?

Pour répondre à la question, nous avons analysé à titre d'exemples l'évolution des valeurs annuelles les plus élevées des quantités de précipitations cumulées sur une heure, 24 heures et 10 jours. On utilise ici les données du pluviographe et du pluviomètre automatique à Uccle. Les valeurs de ces paramètres varient de manière importante d'une année à l'autre. En général, ces valeurs sont restées relativement faibles ces dernières années.

Sur l'ensemble de la période, depuis 1898, les valeurs annuelles extrêmes des cumuls sur 10 jours et sur 24 heures montrent une tendance à augmenter, alors que les extrêmes horaires ne présentent quasiment pas de tendance. Pour la période récente par contre, les extrêmes horaires montrent une évolution significative, avec une augmentation moyenne de +3 mm par décennie depuis 1981 (cf. figure 1.13). Les extrêmes sur les deux autres durées ne montrent pas d'évolution significative depuis 1981.

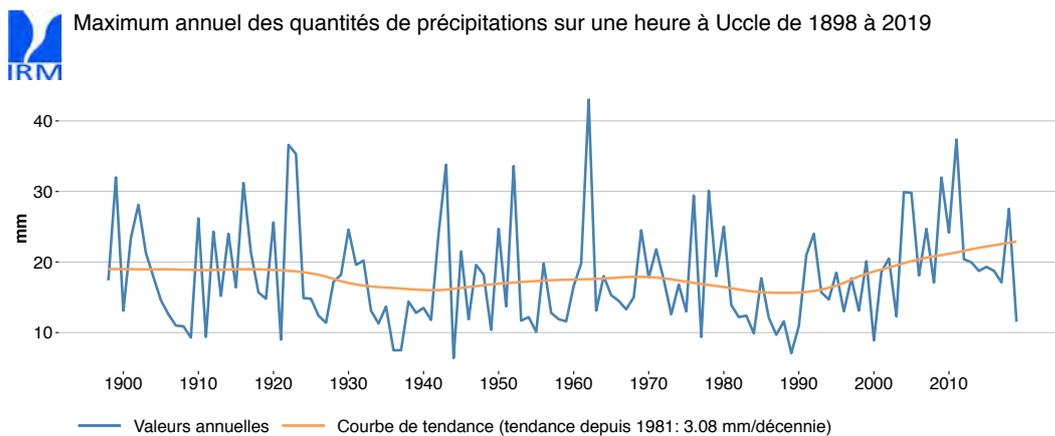


Figure 1.13. Évolution du maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en une heure (en mm) à Uccle, sur la période 1898-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 18,0 mm.

Durant la saison des orages, typiquement entre avril et septembre, les averses les plus intenses tombent localement sur de courtes périodes de temps durant le passage des cellules orageuses. Comme nous l'avons déjà constaté à l'échelle annuelle, les cumuls horaires extrêmes sur cette période de 6 mois montrent également une hausse significative depuis 1981, avec une augmentation moyenne de +2,8 mm par décennie.

(d) Y a-t-il plus d'orages ?

Puisque les cumuls horaires extrêmes en été ont tendance à augmenter au cours des dernières décennies, on peut se demander si cela ne pourrait pas s'expliquer par une évolution de l'activité orageuse dans notre pays. Depuis 1993, l'IRM dispose d'un système de localisation des phénomènes électriques dans l'atmosphère. Il enregistre non seulement les coups de foudre vers le sol mais également les nombreuses décharges électriques dans les nuages eux-mêmes. À l'origine, le réseau de mesures était composé de trois capteurs de type SAFIR (Surveillance et Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique), puis un quatrième capteur a été mis en service en 1996. À partir de 2011, le système a été progressivement complété avec 5 capteurs d'un autre type (LS7002) et l'IRM a également bénéficié des données de 9 autres capteurs similaires situés dans les pays voisins. La configuration actuelle du réseau s'appelle le *Belgian Lightning Location System (BELLS)*.

En utilisant les observations archivées, il est possible de commencer à illustrer l'évolution de l'activité orageuse dans le pays. Un **jour d'orages** est défini ici comme un jour au cours duquel au moins une décharge de foudre est observée quelque part en Belgique. Le nombre annuel de jours d'orages entre 1993 et 2019 est donné à la figure 1.14. Ce nombre varie d'année en année, avec un minimum de 44 jours en 1996 et un maximum de 107 jours en 1999. Les valeurs sont les plus faibles entre 1993 et 1996 en raison du plus petit nombre de capteurs opérationnels. Après 1996, il n'y a pas de tendance claire à la hausse ou à la baisse pour le paramètre illustré.

Cependant, en raison de la modernisation du réseau depuis 2011 et de la période de mesures relativement courte depuis lors, il est encore trop tôt pour pouvoir tirer des conclusions sur l'évolution éventuelle de l'activité orageuse en relation, notamment, avec les changements de températures observées ces dernières décennies. Nous devrions commencer à en savoir plus à ce sujet dans les prochaines années.

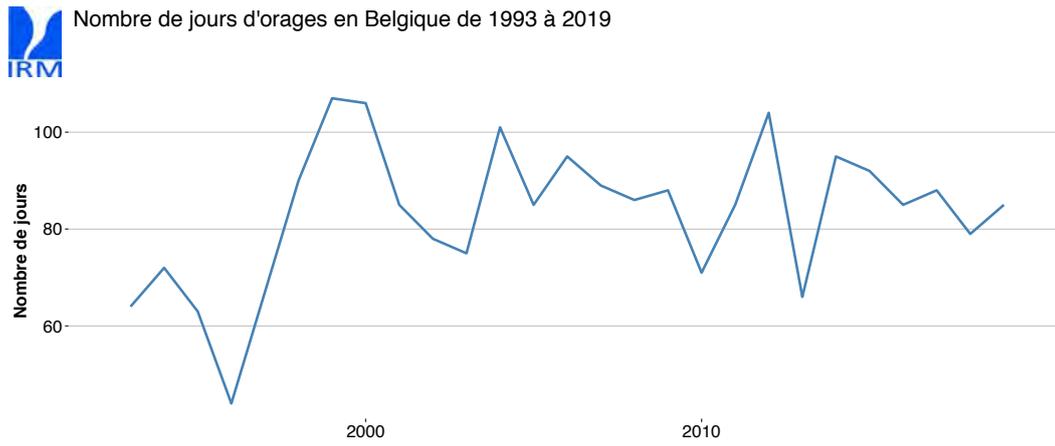


Figure 1.14. Évolution du nombre annuel de jours d'orages dans le pays entre 1993 et 2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 83,2 jours.

En conclusion, de manière générale pour les précipitations, l'examen des données à Uccle conduit à des tendances beaucoup moins marquées que pour les températures. Cela peut s'expliquer en partie par la très grande variabilité des précipitations dans nos régions.

Néanmoins, on peut retenir, d'une part, que les cumuls pluviométriques annuels et hivernaux ont tendance à augmenter à Uccle depuis le 19^e siècle. Pour la période récente, seules les précipitations printanières montrent depuis 1981 une évolution significative, à la baisse. Pour les valeurs annuelles extrêmes, depuis la fin du 19^e siècle, ce sont les cumuls extrêmes sur plusieurs jours qui montrent une tendance à la hausse, alors que sur la période récente, depuis 1981, seuls les cumuls horaires extrêmes présentent une évolution significative, également à la hausse.

(e) Y a-t-il moins de neige ?

Pour la station d'Uccle, on dispose d'une série d'observations des jours avec chutes de neige⁴ depuis 1901 et d'une série de mesure d'épaisseur de neige à 8 heures du matin dans le parc climatologique depuis 1891. Tous les paramètres neigeux examinés ici présentent une variabilité très importante d'une année à l'autre sur toute la période de mesures et, de ce fait, aucun ne présente de tendance significative sur la période récente, depuis 1981.

La figure 1.15 donne l'évolution depuis 1901 du nombre annuel de jours avec des précipitations neigeuses. On remarque que, dans les années 1990, après le réchauffement débutant dans les années 1980, il a généralement neigé moins que par le passé. Une première diminution très marquée s'était déjà produite vers 1920, à l'occasion du réchauffement observé au début du 20^e siècle. Par contre, à partir du début du 21^e siècle, on observe une grande variabilité d'une année à l'autre, avec des années pouvant être relativement neigeuses ; l'année 2010 fut d'ailleurs l'année où on observa le plus de précipitations neigeuses depuis le début des relevés. On remarque aussi que les six dernières années furent relativement peu neigeuses.

⁴ Par chutes de neige, on entend ici tout type de précipitations contenant de la neige (cela peut, par exemple, être quelques flocons tombant en même temps que de la pluie, ou des chutes de neige plus conséquentes).

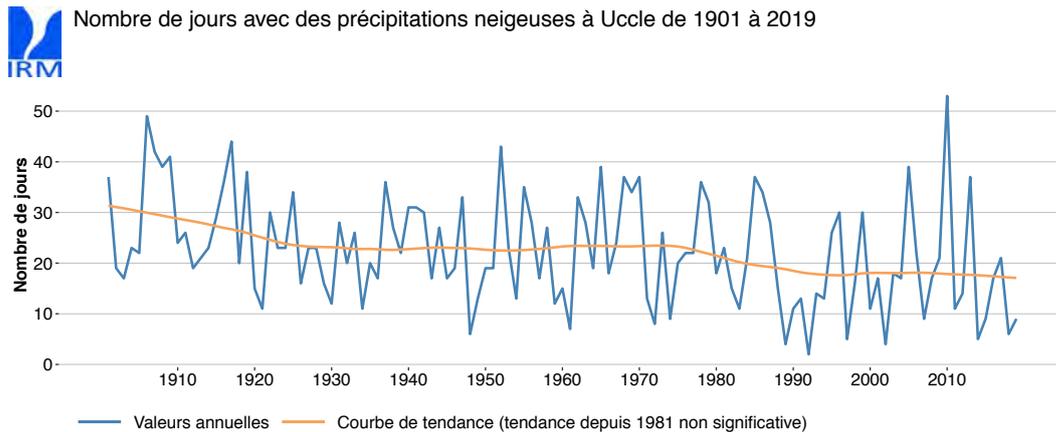


Figure 1.15. Évolution du nombre annuel de jours avec des précipitations neigeuses à Uccle, sur la période 1901-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 22,4 jours.

Examinons maintenant l'enneigement en surface. La figure 1.16 donne depuis 1891 le nombre annuel de jours où une épaisseur de neige d'au moins 1 cm a été mesurée à 8 heures dans le parc climatologique. Depuis le réchauffement dans les années 1980, les valeurs ont été généralement faibles, sauf au début des années 2010.

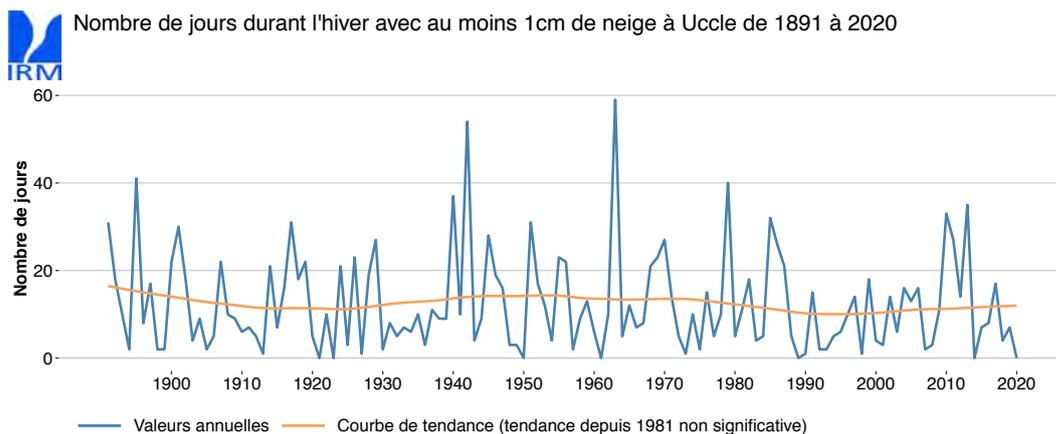


Figure 1.16. Évolution du nombre annuel de jours où une épaisseur de neige d'au moins 1 cm a été mesurée à Uccle, sur la période 1891-2020. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 12,4 jours.

La figure 1.16 indique qu'il n'y eut que 6 années depuis 1891 au cours desquelles aucune couche de neige d'au moins 1 cm n'a été observée à Uccle (en 1921, 1923, 1950, 1961, 1989 et 2014). Si l'on tient compte également des jours où l'épaisseur de neige était inférieure à 1 cm ou des jours où seules des traces de neige furent observées, ce n'est alors qu'à deux reprises qu'aucune observation de neige au sol ne fut faite durant l'année: en 1989 et en 2014.

D'autre part, si l'on examine l'évolution au cours du temps de l'épaisseur annuelle maximale de la couche de neige, on remarque que ce paramètre présente lui aussi une variabilité très importante d'une année à l'autre, sans tendance significative. L'épaisseur record est de 34 cm; elle fut mesurée à 8h les 29 et 30 novembre 1925.

Vu la fréquence relativement faible des chutes de neige à Uccle et les quantités généralement faibles de neige au sol en cette station du centre du pays, il est utile d'examiner les données d'enneigement dans des régions où la neige est un phénomène plus courant si l'on veut caractériser plus généralement son évolution dans notre pays. Cependant, en dehors de la station d'Uccle, les séries de mesures de neige sont beaucoup plus courtes et souvent moins précises. Deux séries complémentaires méritent néanmoins d'être citées car elles permettent d'illustrer l'évolution neigeuse en Ardenne. On dispose de 1948 à 2007 de mesures d'épaisseur de neige à la station de Saint-Hubert, appartenant à Skeyes et située sur les plateaux ardennais, et depuis 1976 également de mesures de neige à la station de l'IRM au Mont-Rigi (Waimes), sur le plateau des Hautes Fagnes.

La figure 1.17 donne tout d'abord le nombre de jours par hiver au cours desquels une épaisseur de neige d'au moins 10 cm a été observée au Mont-Rigi depuis 1976. Comme à Uccle, il faut souligner la très importante variabilité interannuelle du paramètre; les valeurs varient entre 3 jours durant les hivers 1989 et 2007 et 85 jours durant l'hiver 1979. Après une période très enneigée s'étendant de la fin des années 1970 au milieu des années 1980 (l'âge d'or pour les loueurs de ski de fond dans la région, avec une moyenne de 57 jours pour le paramètre), suivie d'un recul très sensible de l'enneigement durant les années 1990, on observe à partir du milieu des années 2000 une succession d'hivers plus ou moins enneigés, mais sans retrouver l'enneigement du début de la période (moyenne de 38 jours pour la décennie 2010).

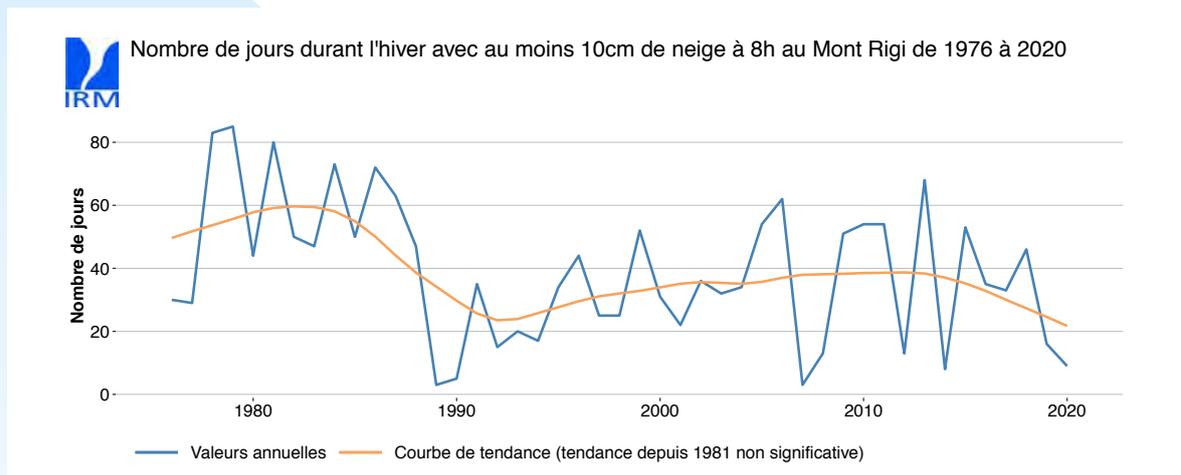


Figure 1.17. Évolution du nombre de jours en hiver au cours desquels une épaisseur de neige d'au moins 10 cm est observée à la station du Mont-Rigi, sur la période 1976-2020. La valeur pour une année tient compte des observations effectuées à 8 heures du matin entre le 1^{er} décembre de l'année précédente et le dernier jour du mois de février de l'année indiquée. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 39,0 jours.

La figure 1.18 donne ensuite l'épaisseur maximale de neige atteinte à Saint-Hubert au cours des hivers entre 1948 et 2007 et l'épaisseur maximale à la station de l'IRM au Mont-Rigi pour les hivers entre 1976 et 2020. La hauteur maximale atteinte au cours de chaque hiver connaît, elle aussi, une très grande variabilité d'une année à l'autre. Au Mont-Rigi, l'hiver 1988 affiche une hauteur maximale de 105 cm, alors que durant l'hiver 1990, cette valeur ne dépasse pas 16 cm. On remarque que les évolutions relatives du paramètre sont très similaires pour les deux stations durant la période où des mesures furent faites en parallèle. Les épaisseurs maximales relevées au Mont-Rigi sont plus importantes du fait principalement de la différence d'altitude entre les deux stations (près de 120 mètres).

Après le réchauffement dans les années 1980, on observe à la station de Saint-Hubert une diminution importante de l'épaisseur de neige maximale, en particulier dans les années 1990. Au Mont-Rigi, on note également un net recul de l'épaisseur maximale dans les années 1990, puis à partir des années 2000, on retrouve quelques hivers avec un enneigement maximal élevé, notamment autour de 2010, suivis d'une nouvelle tendance à une diminution au cours des derniers hivers.

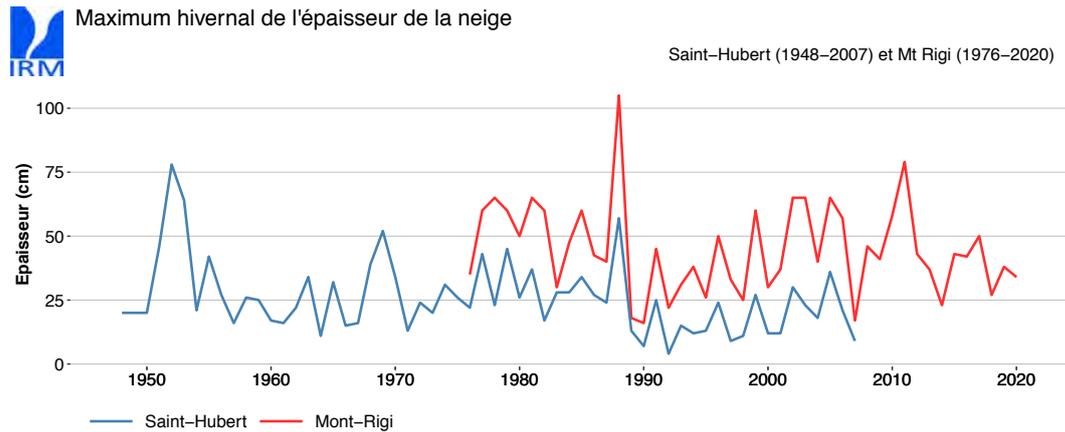


Figure 1.18. Évolution de l'épaisseur maximale hivernale de la couche de neige (en cm) à Saint-Hubert sur la période 1948-2007 et au Mont-Rigi sur la période 1976-2020. Les valeurs sont indiquées à l'année correspondant aux mois de janvier et février de chaque hiver.

On peut conclure des données examinées que l'enneigement en Ardenne reste relativement faible et stable depuis les années 1990, après le réchauffement de la fin des années 1980, même si, à partir du milieu des années 2000, l'enneigement semble montrer une légère reprise. On n'observe pas d'évolution significative sur l'ensemble des dernières décennies pour les paramètres analysés ici.

(f) Y a-t-il plus de sécheresses ?

Une longue période sans précipitations ou avec seulement de très faibles précipitations peut entraîner des conséquences dommageables dans plusieurs secteurs. Par exemple, trop peu de précipitations en hiver perturbe le bon réapprovisionnement des nappes phréatiques. Au printemps et en été, un déficit en eau diminue les rendements agricoles. Un temps sec, de trop longue durée, favorise au printemps les feux de forêt, comme cela se produit parfois dans les Hautes Fagnes, mais aussi en d'autres endroits, comme en avril 2020 dans la réserve naturelle du domaine De Liereman en province d'Anvers.

La notion de **sécheresse** ne peut pas être définie de manière simple et générale. Comme nous venons de l'illustrer, elle dépend du domaine auquel on s'intéresse plus particulièrement. Dans tous les cas, le déficit de précipitations, considéré sur une période plus ou moins longue, joue le rôle crucial, mais d'autres paramètres (comme le vent, la température, le contenu en eau du sol...) peuvent aussi intervenir pour caractériser la sévérité d'une sécheresse et expliquer l'ampleur de ses impacts. On ne considérera ici que la **sécheresse météorologique**, caractérisée uniquement par un déficit de précipitations.

Avant d'aborder la question des sécheresses proprement dite, examinons tout d'abord à Uccle le **nombre de jours sans précipitations significatives**⁵ (on parle aussi de jours secs) depuis 1892. A l'échelle annuelle, on n'observe pas de tendance significative pour ce paramètre. Par contre, à l'échelle saisonnière, on remarque pour la période récente une tendance significative à la hausse au printemps (cf. figure 1.19) : l'augmentation est de +3,1 jours par décennie depuis 1981. Les autres saisons ne montrent pas d'évolution significative. L'hiver montre une certaine tendance à la baisse au cours des dernières décennies, mais elle n'est pas suffisamment importante pour être significative.

5 Par « quantité significative de précipitations », on entend ici une quantité journalière de précipitations au moins égale à 1 mm. Cela permet de considérer comme « jour sec » une journée au cours de laquelle la quantité de précipitations tombée reste suffisamment faible pour pouvoir être relativement négligeable dans de nombreux secteurs d'activités.

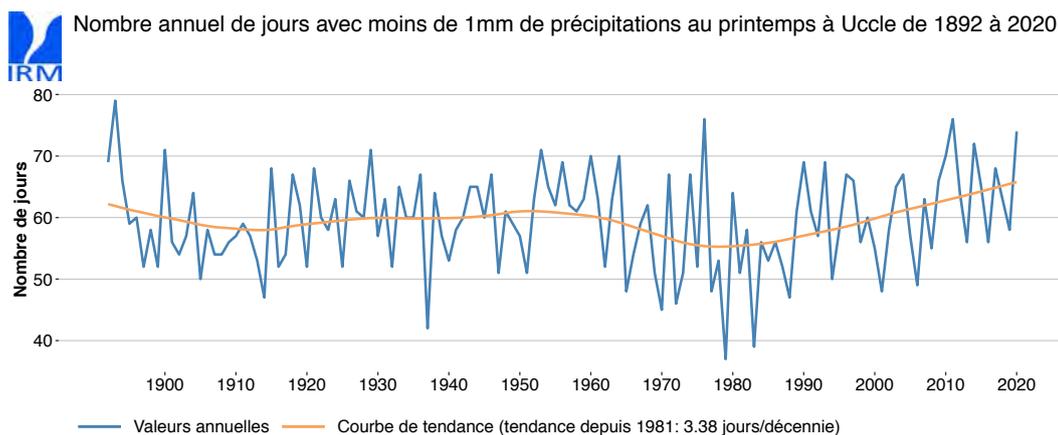


Figure 1.19. Évolution du nombre de jours sans précipitations significatives (quantités journalières inférieures à 1 mm) au printemps à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 59,3 jours.

Concentrons-nous maintenant sur les **périodes de sécheresse** (cf. cadre : Sécheresse de longue durée au printemps 2020). On examinera ici plus particulièrement la durée d'une sécheresse, définie par une période de jours secs consécutifs (jours sans précipitations significatives). La figure 1.20 donne l'évolution de la période de sécheresse la plus longue observée au printemps chaque année à Uccle. Le record date de 1893, avec 44 jours, suivi de 2007 (37 jours), 2012 (29), 1906 et 2020 (28). En 1893, la période de sécheresse record avait débuté le 19 mars et s'était prolongée jusqu'au 1^{er} mai. L'analyse de tendance indique une hausse significative de ce paramètre depuis 1981, avec une augmentation moyenne de +1,5 jour par décennie.

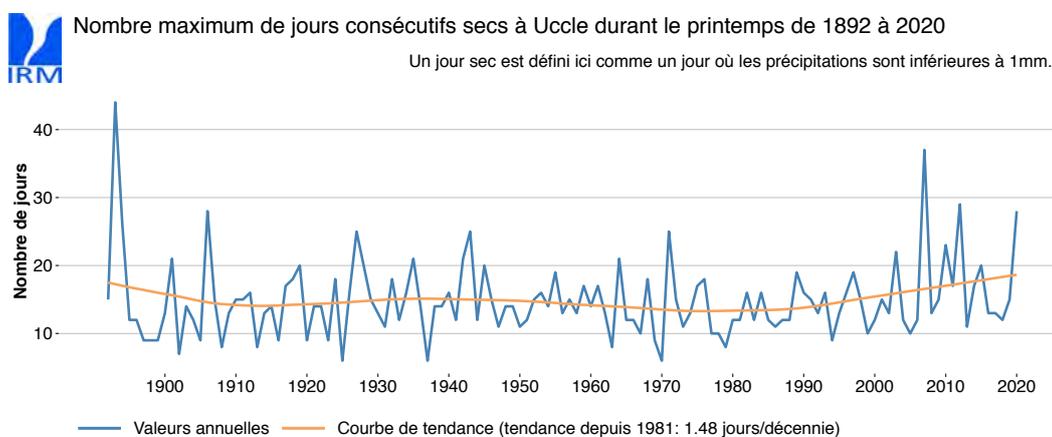


Figure 1.20. Évolution de la durée (en jours) de la plus longue période sans précipitations journalières significatives (quantités journalières inférieures à 1 mm) au cours du printemps à Uccle, sur la période 1892-2020. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 14,8 jours.

Nous avons également examiné l'évolution de ce paramètre pour les autres saisons, pour l'année entière et pour la période avril-septembre. Aucune d'entre elles ne montre de tendance significative, à l'exception de l'hiver où une diminution moyenne de -1,3 jour par décennie est observée depuis 1981.

En conclusion, les résultats des analyses effectuées indiquent que la durée maximale des périodes de sécheresse a tendance à s'allonger au printemps au cours des dernières décennies. En combinant ce résultat avec le fait vu précédemment que les cumuls pluviométriques printaniers montrent une tendance significative à une diminution en moyenne depuis 1981, on peut en conclure que l'intensité des sécheresses printanières doit avoir également tendance à augmenter à la suite du réchauffement observé dans notre pays depuis la fin des années 1980. Une telle évolution, si elle se poursuit, peut avoir des conséquences importantes non seulement en agriculture, mais aussi par exemple dans le domaine de l'approvisionnement en eau dans certaines régions du pays.

Sécheresse de longue durée au printemps 2020

Le printemps 2020 a été fort sec et les pluies cumulées sur avril et mai ont été exceptionnellement faibles. L'IRM a suivi de près l'évolution des différents paramètres météorologiques qui ont caractérisé cette sécheresse.

Très sec

À partir de la mi-mars 2020, il n'y a pratiquement plus eu de précipitations à Uccle jusqu'à la fin du printemps. Cette année, la période avril-mai a été la plus sèche à Uccle depuis le début des relevés en 1890, avec un cumul de 24,4 mm de précipitations. Pour l'ensemble du printemps météorologique 2020 (mars-avril-mai), c'est un total de 105,7 mm qui a été mesuré à Uccle. En raison de la première quinzaine humide de mars, le printemps 2020 ne se classe qu'en cinquième position dans la liste des printemps les plus secs depuis 1981, le début de la période de référence du climat actuel.

Dans le reste du pays, les moyennes régionales des quantités de précipitations printanières ont également été inférieures aux valeurs normales et ont varié d'environ 50% de la normale en Hesbaye à environ 70% de la normale dans les Flandres et en Lorraine belge.

Beaucoup de soleil et une faible humidité ont provoqué beaucoup d'évaporation

Les trois mois du printemps ont été beaucoup plus ensoleillés qu'en moyenne. Au final, à Uccle, cela a permis au printemps 2020 de connaître l'ensoleillement le plus important depuis le début des mesures en 1887. La durée totale d'insolation s'éleva à 740h 46min de soleil (normale: 463h 58min). Le précédent record datait du printemps 2011, avec 707h 16min (cf. plus loin 1.1.4. Ensoleillement).

De plus, le taux d'humidité relative a souvent été très faible en avril et en mai. Plus de 25% du temps, l'humidité moyenne journalière fut inférieure à 50% à Uccle. Une faible humidité relative et un ensoleillement très élevé ont entraîné une évaporation importante. Alors que les précipitations cumulées au cours des trois mois printaniers étaient encore proches de la normale dans de nombreuses régions (cf. *Standard Precipitation Index*, SPI-3, dans la figure cadre 1.3 ci-dessous à gauche), on constate que la sécheresse sur le printemps devient très sévère lorsqu'on prend aussi en compte l'évaporation (cf. *Standard Precipitation-Evapotranspiration Index*, SPEI-3, dans la figure cadre 1.3 ci-dessous à droite).

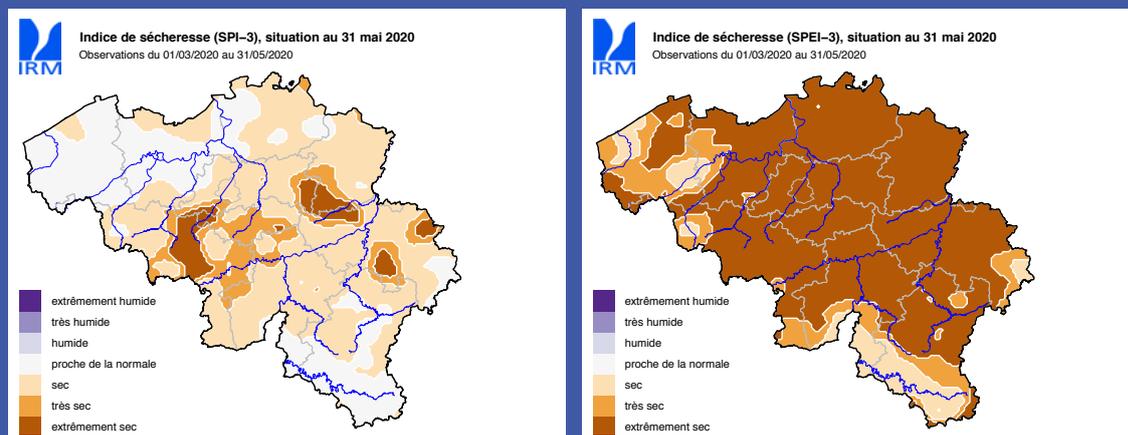


Figure cadre 1.3. Gauche : L'indice de sécheresse calculé sur les 3 mois printaniers uniquement sur base des précipitations (SPI-3) ; droite : L'indice de sécheresse calculé sur les 3 mois printaniers avec prise en compte de l'évaporation (SPEI-3).

Pourquoi a-t-il fait aussi sec?

Le manque de précipitations au cours du printemps 2020 est dû principalement à la persistance d'une situation de blocage atmosphérique. De ce fait, des zones de haute pression étaient souvent situées sur l'Europe occidentale et les îles britanniques, empêchant les champs de précipitations d'atteindre nos régions. La probabilité que des événements météorologiques extrêmes, tels que la sécheresse du printemps 2020, se produisent plus souvent dans le futur se voit augmentée par le changement climatique en cours (cf. le point 4.3.5. Sécheresse).

Il faut souligner que pour d'autres applications sensibles au manque de précipitations, des études complémentaires devraient être menées pour caractériser l'évolution des sécheresses selon d'autres paramètres plus adaptés. Par exemple, pour l'approvisionnement en eau des nappes phréatiques profondes, les déficits en précipitations doivent être généralement analysés sur des périodes plus longues (de la saison à quelques années) et les indices de sécheresse définis dans la présente étude ne s'appliquent donc pas dans ce domaine. Même dans le domaine de l'agriculture, la prise en compte de l'évolution d'autres paramètres, comme l'évapotranspiration, devrait permettre d'affiner les résultats présentés ici.

1.1.3. Vent

(a) Y a-t-il plus de tempêtes ?

La mesure du vent est influencée par les caractéristiques de l'environnement immédiat autour du mât anémométrique (par exemple, la présence d'obstacles trop proches, comme des bâtiments ou des arbres), mais également par les conditions de rugosité et la topographie dans la région environnante. Tout changement de l'une ou l'autre de ces conditions risque donc de compliquer l'analyse de tendance des séries anémométriques.

Examinons tout d'abord l'évolution générale de la vitesse du vent. La figure 1.21 donne l'évolution de la vitesse moyenne annuelle observée à Uccle depuis 1892. L'analyse de ces données indique que le vent moyen dans la région bruxelloise est resté relativement stable jusque vers 1960, puis qu'il a eu tendance à faiblir. Entre les années 1950 et les années 2010, il a diminué d'environ 15%. Une tendance significative à la baisse est observée depuis 1981, avec une diminution moyenne de $-0,1$ m/s par décennie.

Cependant, ce résultat est à considérer avec précaution. En effet, la station d'Uccle n'est pas très appropriée à une étude de l'évolution du vent, du fait des modifications dans le bâti autour du site de l'IRM et du développement de la végétation sur et autour du site. De même, l'effet des changements de types d'anémomètres au fil du temps n'a pas encore été analysé dans le détail. Une étude plus complète de l'évolution du vent à Uccle reste donc à faire.

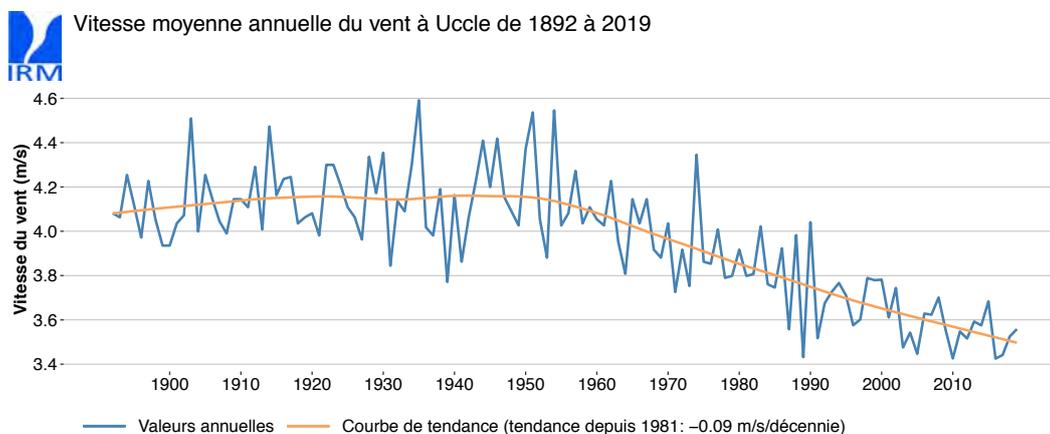


Figure 1.21. Évolution de la vitesse annuelle moyenne du vent (en m/s) à Uccle, sur la période 1892-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 4,0 m/s.

Il est donc intéressant d'essayer de comparer l'évolution observée à Uccle à celle observée ailleurs dans le pays. D'autres stations disposent en effet de séries anémométriques, mais sur des périodes plus courtes. Une étude de l'IRM a examiné la qualité des sites de mesures de ces stations et retracé au mieux l'historique des relevés (Delcloo and Tricot, 2007). On peut penser que les mesures effectuées à l'aéroport de Zaventem sont relativement homogènes depuis le milieu des années 1960. La figure 1.22 donne l'évolution de la vitesse moyenne annuelle du vent à cet endroit depuis 1965. La vitesse du vent est tout d'abord relativement stable jusqu'au début des années 1980; ensuite, vers le milieu des années 1980, une décroissance marquée assez brutale se produit et une nouvelle diminution semble débuter vers le milieu des années 2000. Depuis 1981, le vent à Zaventem présente une tendance significative à la baisse, avec une diminution de $-0,2$ m/s par décennie.

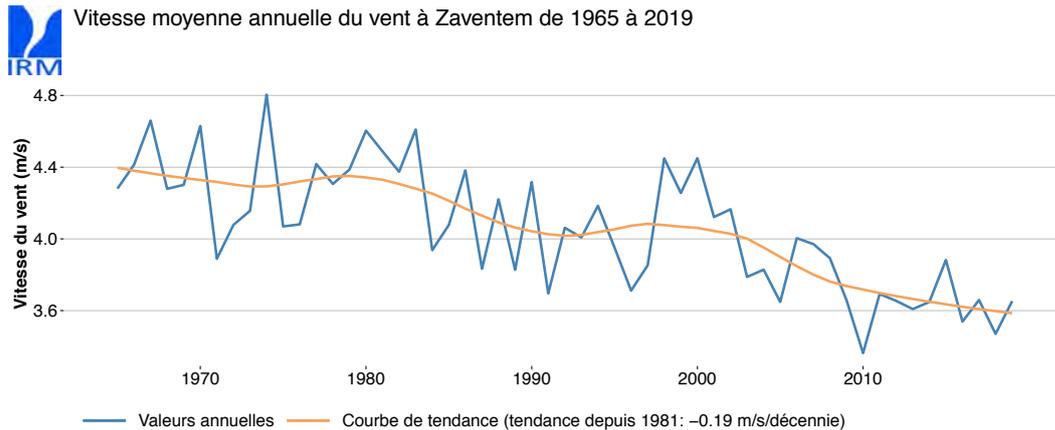


Figure 1.22. Évolution de la vitesse annuelle moyenne du vent (en m/s) à Zaventem, sur la période 1965-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 4,1 m/s.

Au cours des dernières décennies, l'évolution du vent à Zaventem est relativement cohérente avec celles observées à la station d'Uccle et à la station de Saint-Hubert, en Ardenne, dont l'environnement, comme celui de Zaventem, est resté relativement stable depuis le milieu des années 1960. On peut donc conclure que la vitesse moyenne du vent a tendance à diminuer dans notre pays depuis quelques décennies et en particulier depuis le début du 21^e siècle.

Si l'on examine maintenant l'évolution du vent à Uccle à l'échelle saisonnière, on observe également, comme en moyenne sur l'année, une tendance significative à un affaiblissement du vent en hiver, au printemps et en automne depuis 1981. La diminution moyenne est d'environ -0,1 m/s par décennie pour les trois saisons. En été, par contre, la vitesse du vent ne montre pas d'évolution particulière.

Un autre aspect important du vent concerne les pointes de vent les plus élevées, qui se produisent généralement entre octobre et avril et qui peuvent parfois être à l'origine de dégâts importants dans notre pays.

On définira un **jour de tempête** comme une journée au cours de laquelle les pointes de vent mesurées en une station ont dépassé au moins à une reprise la valeur seuil de 80 km/h.

La figure 1.23 donne l'évolution du nombre annuel de jours de tempêtes à Uccle depuis 1940. On note que le paramètre varie entre quelques jours à plus de 30 jours. On relève aussi une variabilité importante à l'échelle de quelques années: en particulier, on remarque une fréquence annuelle élevée autour de 1947 et 1989 et des valeurs particulièrement faibles autour de 1968 et au cours des 11 dernières années. L'analyse de tendance indique une diminution significative de ce paramètre depuis 1981 (-4,5 jours en moyenne par décennie).

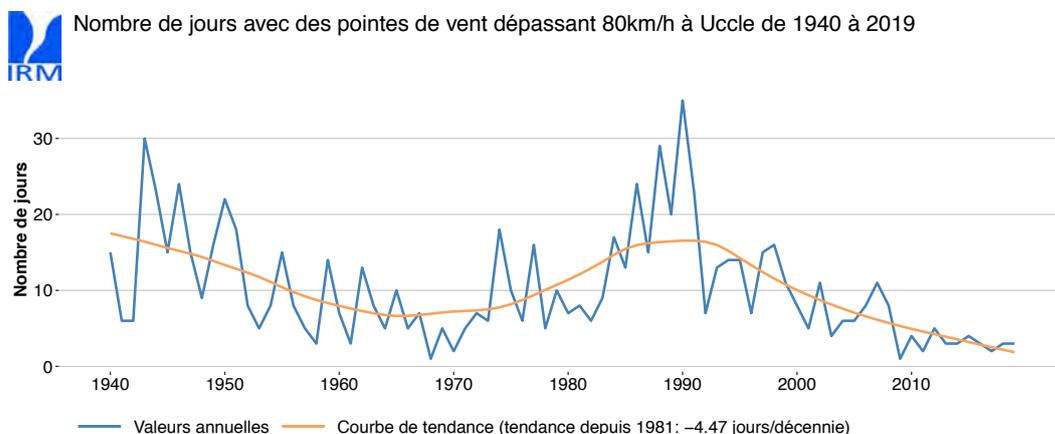


Figure 1.23. Évolution du nombre annuel de jours de tempêtes (pointe maximale de vent supérieure à 80 km/h) à Uccle, sur la période 1940-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 10,2 jours.

L'analyse des données disponibles depuis le milieu des années 1980 dans plusieurs autres stations anémométriques conduit au même résultat que celui obtenu pour Uccle: la **fréquence d'occurrence** des tempêtes (selon la définition retenue) n'a pas augmenté au cours des 30 dernières années, elle a plutôt eu tendance à diminuer.

Le même constat de stabilité globale, malgré une variabilité à l'échelle de quelques années, s'applique à la série des **pointes de vent maximales annuelles** relevées à Uccle (depuis 1940) et dans d'autres stations (depuis 1985). En particulier, on observe que les pointes maximales ont été relativement faibles après une période de valeurs généralement élevées entre 1983 et 1990. On peut donc conclure à partir de l'ensemble des résultats obtenus que l'intensité des tempêtes, comme leur fréquence, n'a pas augmenté dans notre pays au cours des trois dernières décennies.

Signalons pour terminer, qu'en été, lors du passage de cellules orageuses, les vents peuvent également parfois être localement très violents; à ce sujet, on garde en mémoire la catastrophe qui endeuilla le festival Pukkelpop en août 2011. D'autre part, des tornades peuvent également, dans certaines conditions, prendre naissance sous les nuages d'orage et provoquer des dégâts parfois considérables, comme à Oostmalle en 1967 et à Légglise en 1982. Ce type particulier de phénomène météorologique est observé en moyenne quelques fois par an dans notre pays. L'IRM dispose de nombreuses informations sur les tornades qui ont pu se produire dans nos régions depuis plus d'un siècle, mais seuls une analyse approfondie de ces informations et un contrôle de leur qualité permettraient peut-être d'établir si la fréquence de ce phénomène météorologique extrême a augmenté depuis la fin du 19^e siècle. Ce genre d'étude est particulièrement délicat, compte-tenu de la difficulté d'établir des séries d'observations homogènes.

1.1.4. Ensoleillement

(a) L'ensoleillement a-t-il changé ?

La durée d'insolation, exprimée en heures de soleil, est mesurée à Uccle depuis 1887. Elle est étroitement corrélée à la quantité de nuages dans le ciel, qui est un des paramètres climatiques les plus importants, mais dont l'observation est relativement délicate. La figure 1.24 donne l'évolution de la durée annuelle d'insolation depuis le début des relevés. Il n'y a pas de tendance globale sur l'ensemble de la période, mais on observe une variabilité importante à l'échelle pluriannuelle, avec des valeurs généralement élevées sur la période de 1920 à 1950 et depuis 2000, et des valeurs généralement faibles sur la période de 1960 à 1990. Depuis 1981, on observe une tendance significative à l'augmentation de l'ensoleillement annuel, avec une hausse moyenne de +58 heures de la durée d'insolation par décennie.

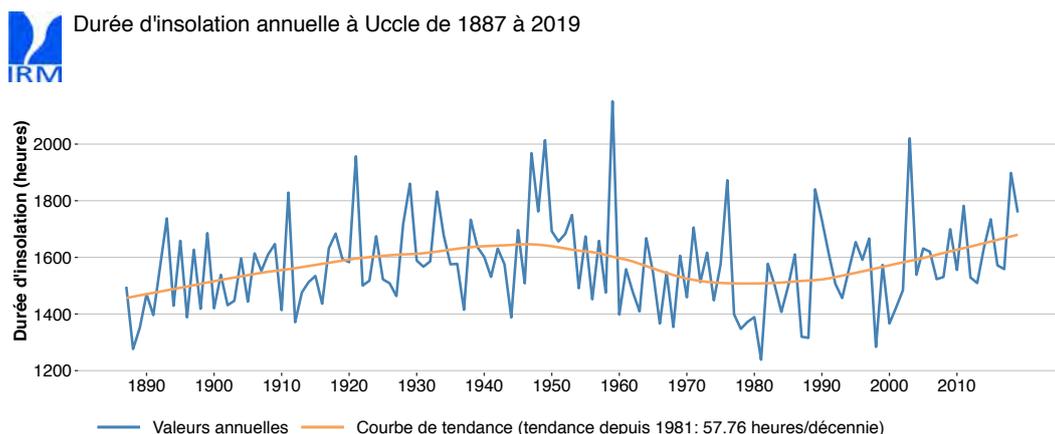


Figure 1.24. Évolution de la durée d'insolation annuelle (en heures) à Uccle, sur la période 1887-2019. La valeur moyenne du paramètre sur la période est 1572,0 heures.

Si l'on examine les tendances à l'échelle des saisons, on observe au printemps, plus que pour les autres saisons, des regroupements de valeurs relatives bien marqués, avec des durées d'insolation généralement supérieures à la moyenne entre 1910 et 1960 et des valeurs généralement inférieures entre 1960 et 1990. Depuis 1981, la durée d'insolation au printemps montre une tendance significative à la hausse, avec une augmentation moyenne de +35 heures de soleil par décennie.

Après l'été 1976, particulièrement ensoleillé, les dix étés suivants le furent beaucoup moins, avec des valeurs généralement en dessous de la moyenne saisonnière. Ensuite, depuis les années 1990, les durées d'insolation estivales ont plutôt tendance à être supérieures à la moyenne saisonnière. Depuis 1981, on observe également une tendance à la hausse pour l'ensoleillement estival, avec une augmentation moyenne de +20 heures de soleil par décennie. Par contre, l'hiver et l'automne ne présentent pas de tendance significative.

Un autre paramètre intéressant pour étudier l'évolution de l'ensoleillement est la quantité d'énergie solaire arrivant sur la surface terrestre. Le rayonnement solaire global sur une surface horizontale est mesuré à Uccle depuis 1951. Son évolution présente des tendances relativement similaires à ceux de la durée d'insolation, avec les valeurs les plus faibles dans les années 1980 et une tendance à la hausse significative par la suite, avec une augmentation moyenne de +42 kWhm⁻² par décennie depuis 1981.

Depuis les années 1980, l'amélioration de la qualité de l'air dans nos régions, grâce aux efforts pour réduire l'émission de polluants, semble être, au moins en partie, à l'origine de l'augmentation de l'énergie solaire arrivant en surface (Journée *et al.*, 2012). Une diminution de la quantité d'aérosols⁶ dans l'atmosphère permet à davantage de rayonnement solaire d'atteindre la surface, soit par un effet direct, soit via une diminution de la couverture nuageuse liée à la diminution des noyaux de condensation disponibles et qui sont nécessaires à la formation des nuages.

1.2. ÉVOLUTION SPATIALE DU CLIMAT BELGE

1.2.1. Introduction

La température et les précipitations sont les variables climatiques les mieux surveillées et les plus largement étudiées. En complément aux analyses effectuées pour Uccle, la section suivante porte sur les changements dans les températures et précipitations annuelles et saisonnières dans tout le pays. En Belgique, la mise en place du réseau de mesures climatiques remonte aux années 1870. Depuis 1880, on dispose de relevés quotidiens réguliers de la température et des précipitations en différents endroits du pays. En 1887, le réseau comptait plus de 200 stations pluviométriques, ce qui en faisait le réseau le plus dense d'Europe (Lancaster, 1889).

Même si l'objectif initial des observations de ce réseau était de surveiller la variabilité quotidienne et saisonnière du climat et d'appuyer les prévisions météorologiques, aujourd'hui ces observations permettent de replacer les événements climatiques extrêmes dans un contexte à long terme, de contribuer à l'avancement des études de détections et d'attribution des changements climatiques, et de fournir de meilleures données pour évaluer et calibrer les modèles numériques globaux et régionaux du climat.

Disposer de longues séries de données est une étape indispensable pour comprendre la variabilité climatique. Mais les mesures faites à un même endroit pendant plus de 50 ans sont très rares. Pour constituer de longues séries de données, il est donc parfois nécessaire de concaténer des séquences plus courtes recueillies dans des lieux différents mais relativement proches géographiquement. L'étude de l'évolution du climat (tendance, extrêmes, etc.) à partir des données instrumentales brutes pose, cependant, un certain nombre de problèmes spécifiques. En effet, outre la présence de valeurs erronées dans les séries d'observations (problème inhérent à tout système de mesures), de nombreux types de changements au cours du temps des conditions de mesures (tels que les changements d'instruments ou d'abris, les déplacements des stations d'observations, les modifications dans l'environnement immédiat des stations, etc.) mais également dans les pratiques/procédures d'observations (par ex., l'heure du relevé), peuvent introduire des variations dans les séries de mesures qui viennent se superposer au signal climatique. Ces variations pouvant être du même ordre de grandeur que le signal climatique que l'on cherche à isoler, il est primordial de détecter et corriger les biais présents dans les séries de données observées. Des méthodes statistiques permettent de repérer ces ruptures d'homogénéité non liées au climat, par comparaison avec des séries appartenant à la même zone climatique, et de corriger ou « homogénéiser » les séries afin d'éliminer autant que possible l'effet des changements cités ci-dessus.

L'exploitation des bulletins climatologiques archivés à l'IRM a permis d'établir des séries d'observations thermométriques et pluviométriques validées et homogénéisées pour plusieurs endroits du pays. Pour la température, ces séries de références consistent en 46 « longues séries » couvrant la période 1954-2019 et 13 « séries historiques »

⁶ Les aérosols ou particules fines sont l'ensemble des particules solides ou liquides flottant dans un gaz. Les aérosols présents dans l'atmosphère peuvent être d'origine naturelle (par exemple, le pollen ou le sel marin) ou d'origine humaine (par exemple, les particules libérées lors de la combustion de combustibles fossiles).

commençant avant 1931, dont 8 disponibles sur l'ensemble de la période 1880-2019. Pour les précipitations, 110 longues séries de référence ont été établies pour la période 1951-2019, ainsi que 18 séries historiques débutant au plus tard en 1911.

À partir de mesures des stations individuelles, des méthodes statistiques peuvent être utilisées pour déduire des valeurs pour des endroits en Belgique qui ne possèdent pas eux-mêmes une station de mesures. On obtient ainsi la répartition spatiale et l'évolution de la température et des précipitations en Belgique. En regroupant les valeurs mesurées sur toute la Belgique, les évolutions et les changements peuvent également être présentés pour différentes régions du pays ou pour tout le pays. Pour les températures, on renvoie le lecteur aux publications de Delvaux *et al.* (2015, 2019) pour un complément d'informations.

1.2.2. Évolution des températures

Depuis la fin du 19^e siècle, on mesure donc en plusieurs stations les températures extrêmes journalières (le maximum et le minimum). Les relevés sont effectués à 8 heures du matin et couvrent les dernières 24 heures. On peut alors estimer une température moyenne en calculant la moyenne des valeurs extrêmes.

Si l'on compare la moyenne des 30 dernières années (1990-2019) à celle des 30 premières (1880-1909), on constate une augmentation de la température annuelle moyenne estimée pour la Belgique comprise entre +1,8°C et +1,9°C (cf. figure 1.25). Cette augmentation est identique que l'on considère, comme sur la figure, la moyenne des huit séries historiques les plus longues (à savoir les stations d'Ostende, Jalhay, Saint-Trond, Uccle, Anvers, Leopoldsborg, Gembloux et Stavelot) ou seulement la série de la station d'Uccle. Ce réchauffement moyen annuel s'explique principalement par l'augmentation des températures printanières et estivales.

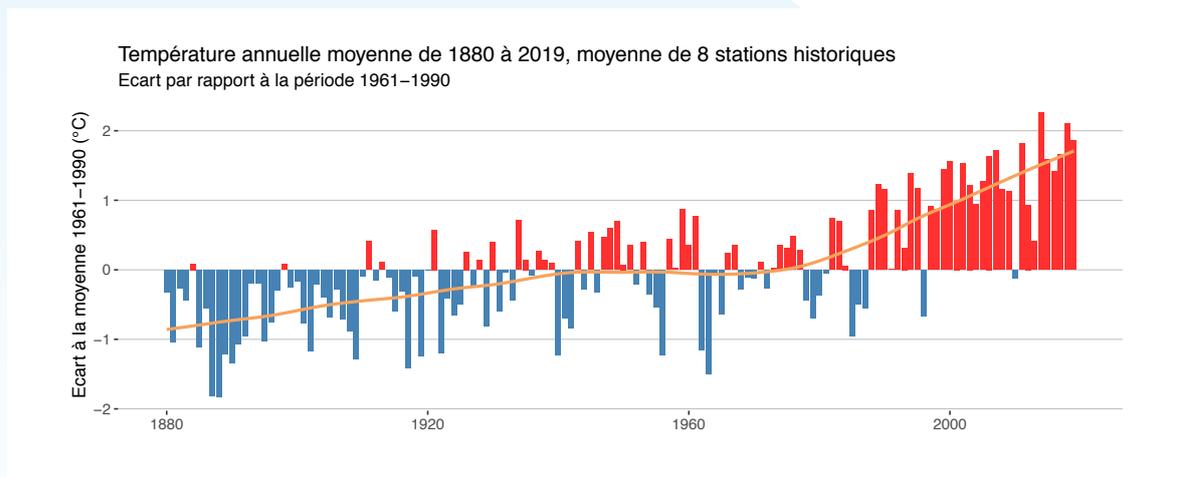


Figure 1.25. Évolution (écart par rapport à la période de référence 1961-1990) de la température annuelle moyenne combinée de 8 stations historiques (à savoir, Ostende, Jalhay, Saint-Trond, Uccle, Anvers, Leopoldsborg, Gembloux et Stavelot) de 1880 à nos jours. (L'évolution de la température annuelle enregistrée à certaines des 8 stations historiques est consultable sur le site web de l'IRM à l'adresse : <https://www.meteo.be/fr/climat/tendances-climatiques-observees/en-belgique>).

Notons que l'ampleur du réchauffement obtenue ici pour Uccle à partir des séries journalières des températures extrêmes est relativement similaire à celui obtenu depuis 1833 à partir des séries mensuelles des températures moyennes (cf. figure 1.1 au début du point 1.1.).

Afin d'utiliser le maximum de séries disponibles, l'analyse spatiale des tendances annuelles et saisonnières (cf. figures 1.26 à 1.29) porte sur la période 1954-2019 à partir des 46 séries pour les températures moyennes (Tm), maximales (Tx) et minimales (Tn). Sur la période, cet ensemble de séries homogénéisées témoigne d'un réchauffement annuel sur la Belgique compris entre +0,27°C et +0,33°C par décennie pour Tm (cf. figure 1.26 à gauche), entre +0,27°C et +0,38°C par décennie pour Tx (cf. figure 1.26 au milieu) et entre +0,23°C et +0,32°C par décennie pour Tn (cf. figure 1.26 à droite). Ces tendances sont toutes significatives (c'est-à-dire statistiquement différente de 0 au niveau 95%). En moyenne sur l'ensemble des séries disponibles, le réchauffement est de +0,30°C par décennie pour Tm, de +0,33°C pour Tx et de +0,27°C pour Tn. Si les différences spatiales sont modérées sur la Belgique, elles diffèrent cependant pour la température maximale et la température minimale. Ainsi, par exemple, la Campine présente le réchauffement le plus prononcé pour Tx et un réchauffement relativement faible pour Tn en moyenne annuelle.

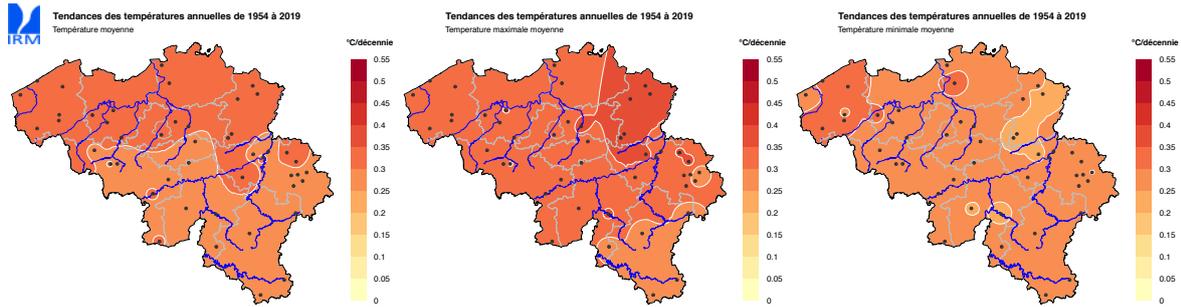


Figure 1.26. Changements observés (en °C par décennie) dans les températures annuelles en Belgique sur la période 1954-2019, d'après les tendances linéaires. Gauche : température moyenne, T_m ; milieu : température maximale, T_x , et droite : température minimale, T_n . Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

Examinons maintenant l'évolution des séries de la température moyenne au niveau saisonnier. Toutes les tendances mentionnées sont significatives. En moyenne sur l'ensemble des séries, les tendances valent $+0,34^\circ\text{C}$ par décennie pour le printemps (cf. figure 1.27 (b), tendances individuelles comprises entre $+0,29^\circ\text{C}$ et $+0,37^\circ\text{C}$ par décennie) et $+0,36^\circ\text{C}$ par décennie pour l'été (cf. figure 1.27 (c), tendances individuelles comprises entre $+0,33^\circ\text{C}$ et $+0,41^\circ\text{C}$ par décennie). L'écart entre les deux saisons n'est pas significatif, et est lié en partie à l'influence des vagues de chaleur enregistrées ces dernières années sur le calcul des tendances estivales. L'automne est la saison qui montre la tendance la plus faible au réchauffement, soit $+0,20^\circ\text{C}$ par décennie (cf. figure 1.27 (d), tendances individuelles comprises entre $+0,15^\circ\text{C}$ et $+0,27^\circ\text{C}$ par décennie) tandis que le réchauffement hivernal est de $+0,29^\circ\text{C}$ par décennie en moyenne sur l'ensemble des séries disponibles (cf. figure 1.27 (a), tendances individuelles comprises entre $+0,23^\circ\text{C}$ et $+0,35^\circ\text{C}$ par décennie).

Pour terminer, si aucune différence spatiale majeure ne peut être observée dans les températures moyennes saisonnières (cf. figure 1.27), signalons que certaines régions semblent se démarquer avec des tendances plus fortes qu'ailleurs pour les températures extrêmes journalières (cf. figures 1.28 et 1.29). Par exemple, le contraste est bien marqué entre d'une part le réchauffement prononcé de la température maximale, T_x , estivale en Campine (cf. figure 1.28 (c)) et d'autre part, la très faible tendance au réchauffement constatée en Campine pour la température minimale, T_n , en automne (cf. figure 1.29 (d)).

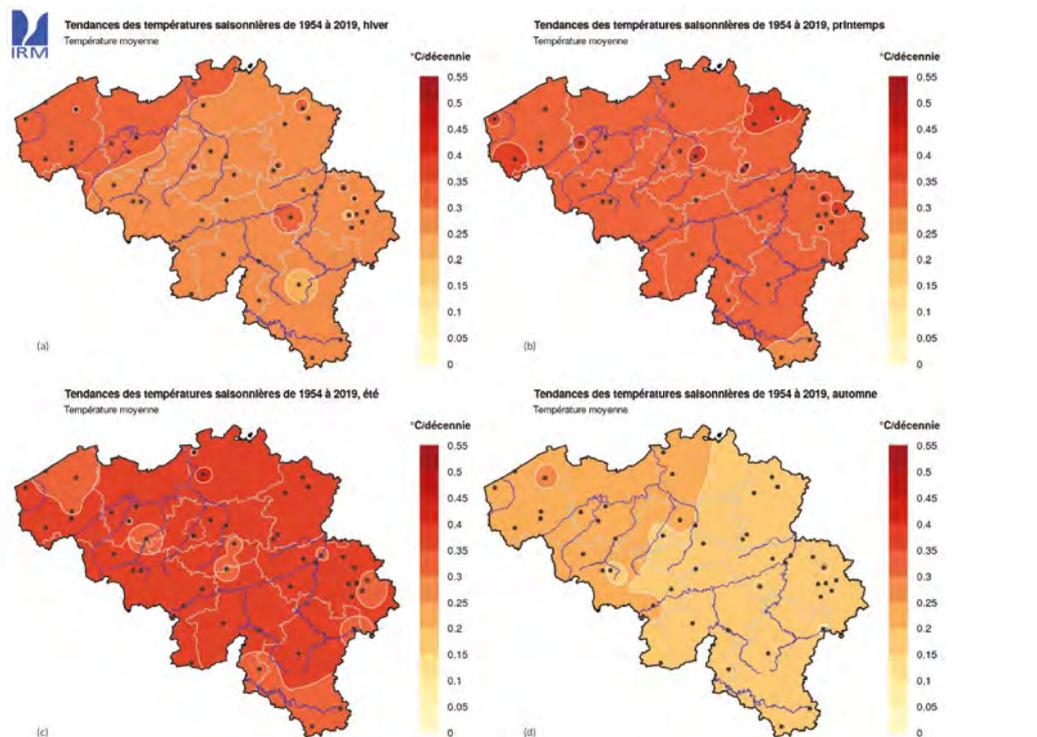


Figure 1.27. Tendances saisonnières de la température moyenne, T_m , en °C par décennie, sur la période 1954-2019. (a) hiver, (b) printemps, (c) été et (d) automne. Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

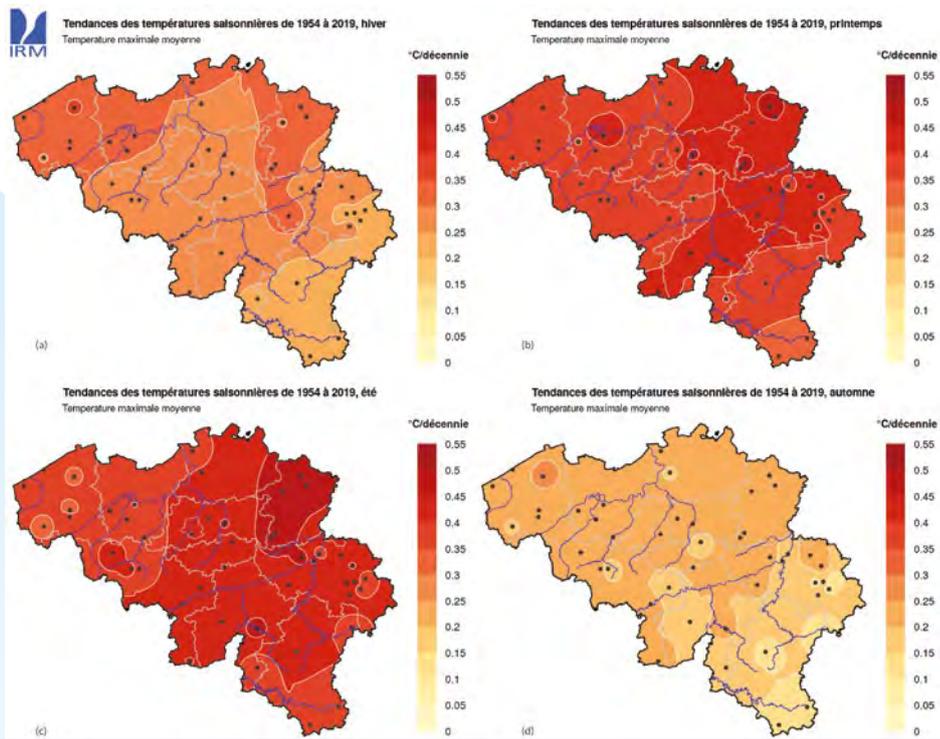


Figure 1.28. Tendances saisonnières de la température maximale, T_x , en °C par décennie, sur la période 1954-2019. (a) hiver, (b) printemps, (c) été et (d) automne. Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

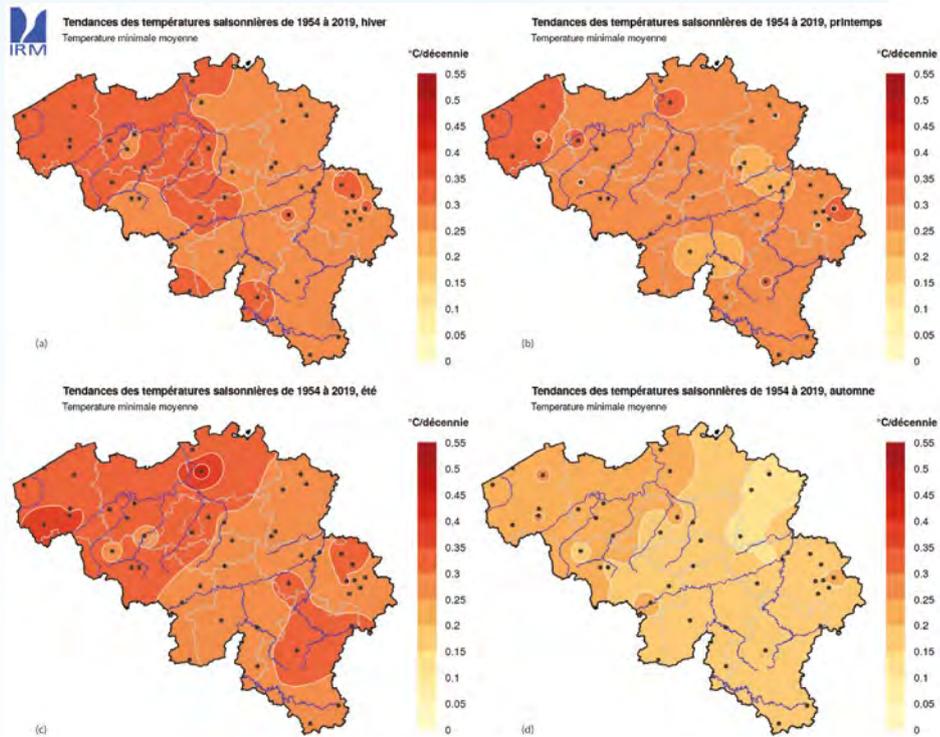


Figure 1.29. Tendances saisonnières de la température minimale, T_n , en °C par décennie, sur la période 1954-2019. (a) hiver, (b) printemps, (c) été et (d) automne. Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

1.2.3. Évolution des précipitations

La figure 1.30 montre l'évolution moyenne des précipitations en Belgique depuis 1880 obtenue en combinant les données de mesures des 8 mêmes stations historiques que celles considérées pour la température moyenne annuelle (cf. figure 1.25). Sur la figure, les cumuls annuels moyens sont représentés par leurs écarts (en %) par rapport à la moyenne de la période de référence 1961-1990.

Si l'on compare la moyenne des 30 dernières années (1990-2019) à celle des 30 premières (1880-1909), on constate une augmentation moyenne des précipitations de l'ordre de 15%. Comme illustré à la figure 1.30, cette tendance résulte surtout du caractère particulièrement sec de la période 1883-1909. Inversement, les décennies 1980, 1990 et 2000 ont connu une majorité d'années humides. Les années 2010 sont quant à elles majoritairement sèches.

La représentation des précipitations moyennes en Belgique peut masquer des différences régionales importantes. Afin d'utiliser le maximum de séries disponibles, l'analyse spatiale des tendances annuelles et saisonnières présentée ici (cf. figures 1.31 et 1.32) porte sur la période 1951-2019 (110 séries). Le cumul annuel des précipitations pouvant varier du simple au double sur le pays (à savoir, de 740 mm/an dans la partie Nord de la Hesbaye à plus de 1400 mm/an dans les Hautes Fagnes), les tendances illustrées aux figures 1.31 et 1.32 sont exprimées en pourcentage par décennie.

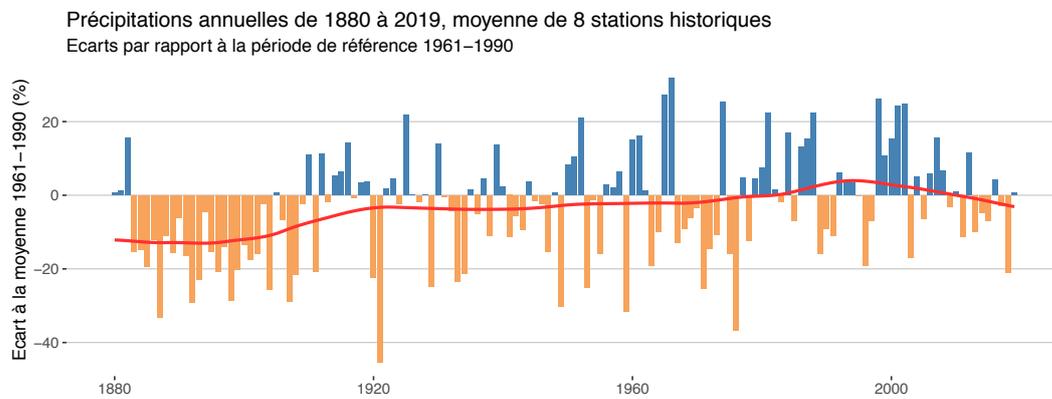


Figure 1.30. Évolution (écarts en % des cumuls annuels par rapport à la moyenne de la période de référence 1961-1990) des précipitations en Belgique de 1880 à nos jours obtenue en combinant les données de mesures de 8 stations historiques (à savoir, Ostende, Jalhay, Saint-Trond, Uccle, Anvers, Leopoldsborg, Gembloux et Stavelot). (L'évolution des précipitations annuelles enregistrée à certaines des 8 stations historiques est consultable sur le site web de l'IRM à l'adresse : <https://www.meteo.be/fr/climat/tendances-climatiques-observees/en-belgique>).

Pour chaque série, les anomalies mensuelles des précipitations en pourcentage ont été calculées en soustrayant la normale mensuelle des précipitations (pour la période 1961-1990) du total mensuel réel des précipitations, puis en divisant le résultat par la normale et en le multipliant par 100 pour obtenir la valeur en pourcentage. Pour obtenir les anomalies annuelles, les valeurs des précipitations mensuelles et les normales mensuelles sont totalisées sur les douze mois (janvier à décembre), tandis que pour obtenir les anomalies saisonnières, elles sont totalisées pour chaque saison définie comme suit : hiver (décembre de l'année précédente, janvier, février), printemps (mars, avril, mai), été (juin, juillet, août) et automne (septembre, octobre, novembre).

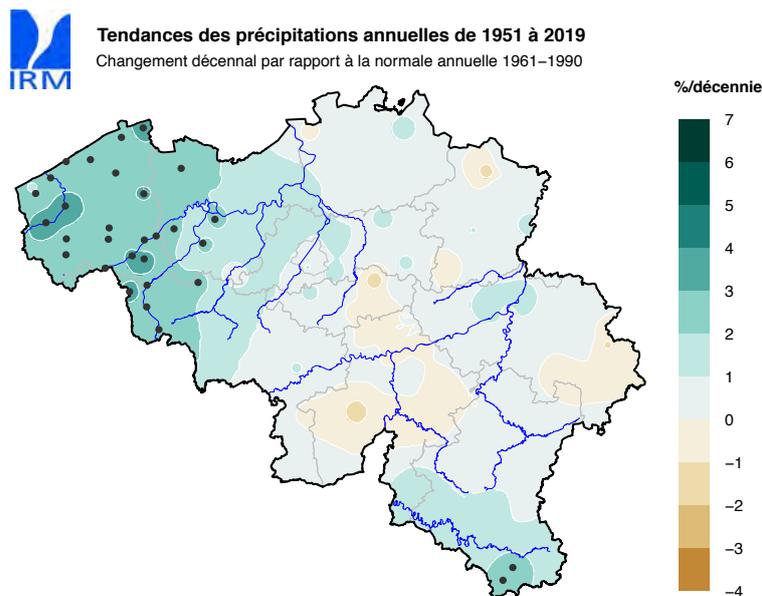


Figure 1.31. Changements observés dans les précipitations annuelles normalisées (% par décennie) sur la période 1951-2019, d'après les tendances linéaires. Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

L'ensemble des séries homogénéisées témoigne d'un changement pour le cumul annuel compris entre -1,8% et +3,8% par décennie dans les précipitations normalisées (cf. figure 1.31). En moyenne, sur l'ensemble des séries, les précipitations normalisées ont augmenté de +1,1% par décennie, mais cette augmentation n'est en général pas significative sur le plan statistique. En effet, comme indiqué par la figure 1.31, l'augmentation des précipitations annuelles sur la période 1951-2019 n'est statistiquement significative que pour les régions des Polders, de la Flandre sablonneuse, de la Flandre sablo-limoneuse et en Gaume.

Dans les 4 régions où les précipitations annuelles ont augmenté significativement, on observe aussi une augmentation des précipitations saisonnières, mais ce n'est qu'en hiver que les hausses sont significatives (cf. figure 1.32 (a)), à l'exception également des +4% d'augmentation décennale observée au printemps à la station de Dixmude dans les Polders (cf. figure 1.32 (b)). Ce n'est par contre pas le cas pour les autres régions du pays (cf. figure 1.32). Ainsi par exemple, la diminution (non significative) la plus prononcée dans les précipitations normalisées est observée dans les Hautes Fagnes pendant la période estivale (cf. figure 1.32 (c)). En moyenne sur l'ensemble des séries, les changements les plus marqués dans le régime des précipitations apparaissent en hiver avec une augmentation moyenne de +3,7% par décennie (par rapport à +0,7% au printemps, +0,2% en été et +0,1% en automne), mais toutes ces tendances moyennes sont non significatives. Il est à noter que les périodes de sécheresses observées ces dernières années tendent à étendre les zones sur lesquelles une réduction des précipitations est observée en dehors de la période hivernale.

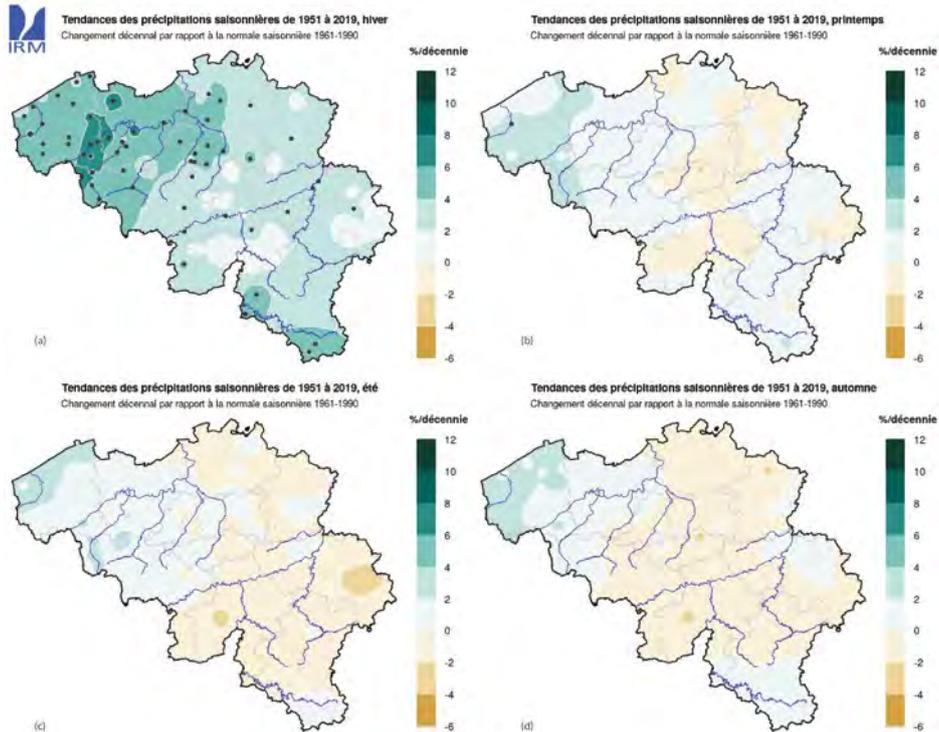


Figure 1.32. Changements observés dans les précipitations saisonnières normalisées (% par décennie) sur la période 1951-2019, d'après les tendances linéaires. (a) hiver, (b) printemps, (c) été et (d) automne. Les stations pour lesquelles les tendances des séries sont significatives au seuil de confiance de 95% sont indiquées par un point noir.

RÉFÉRENCES

Delcloo, A. and Tricot, Ch.: Reference meteorological stations and wind data. In « Improved prediction of wind power in Belgium », project CP/54 SPSP II (Y. Cabooter et al.), Final Report, published by the Belgian Science Policy (Belspo), 11-62, 2007.

Delvaux, C., Journée, M. and Bertrand, C.: The FORBIO Climate data set for climate analyses. *Advances in Science and Research*, 12, 103-109, doi: 10.5194/asr-12-103-2015, 2015.

Delvaux, C., Ingels, R., Vrabel, V., Journée, M. and Bertrand C.: Quality control and homogenization of the Belgian historical temperature data. *Int. J. Climatol.*, 39, 157-171, doi: 10.1002/joc.5792, 2019.

Journée, M., Müller, R. and Bertrand, C.: Solar resource assessment in the Benelux by merging Meteosat-derived climate data and ground measurements. *Solar Energy*, 86, 3561-3574, doi: 10.1016/j.solener.2012.06.023, 2012.

Lancaster, A.: Le réseau pluviométrique belge. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, III, 139-144, 1889.

CHAPITRE 2 | Observations



INTRODUCTION

Les émissions humaines de gaz à effet de serre et l'augmentation des concentrations d'aérosols perturbent le **bilan énergétique de la Terre**. Contrairement aux gaz à effet de serre, qui ont un effet de réchauffement du climat à long terme, l'augmentation des concentrations d'aérosols peut avoir un effet de refroidissement à court terme (Hansen *et al.*, 2011). Entre l'événement El Niño (voir cadre) de 1997 et celui de 2014, l'évolution de la température moyenne mondiale montre une augmentation moins prononcée (voir figure 2.1, et aussi Trenberth and Fasullo, 2013) qui peut être liée à l'augmentation de la pollution atmosphérique en Asie du Sud-Est (Sogacheva *et al.*, 2020).

El Niño et la Niña

El Niño est un phénomène météorologique récurrent associé à un réchauffement inhabituel des eaux de surface dans l'Océan Pacifique oriental (à l'ouest du Pérou). Ce phénomène est associé à un schéma de changements de pression atmosphérique au-dessus de l'Océan Pacifique et Indien, appelé *El Niño Southern Oscillation (ENSO)*.

Dans des conditions normales (cf. figure cadre 2.1 à droite), les alizés (vents qui soufflent vers l'ouest) provoquent une accumulation d'eau chaude en surface dans l'Océan Pacifique occidental et une accumulation d'eau froide en profondeur qui remonte à la surface dans la partie orientale de l'océan (à l'ouest du Pérou). Lors d'un El Niño (cf. figure cadre 2.1 à gauche), ces alizés s'affaiblissent, voire disparaissent. Par conséquent, l'eau chaude retenue retourne vers l'est et, dans la partie orientale du Pacifique, le flux ascendant d'eau de mer froide provenant des profondeurs s'arrête. Il y a ensuite un réchauffement des eaux de surface dans une large bande à l'ouest du Pérou où l'eau de mer est beaucoup plus chaude que la normale.

Ce changement de la température de l'eau de mer au-dessus du Pacifique a une influence directe sur le flux d'air dans la région et sur le climat des pays proches de l'équateur. Par exemple, un El Niño s'accompagne d'une sécheresse dans les régions à l'est de l'Indonésie et de l'Australie, tandis que la côte ouest de l'Amérique du Sud connaît davantage de précipitations (et éventuellement des inondations). Lorsque les vents alizés d'ouest sont beaucoup plus forts que la normale, une situation inverse appelée La Niña se produit. Le flux ascendant d'eau froide profonde qui remonte à la surface dans la partie orientale est alors beaucoup plus fort, ce qui rend l'eau de surface beaucoup plus froide que la normale¹.

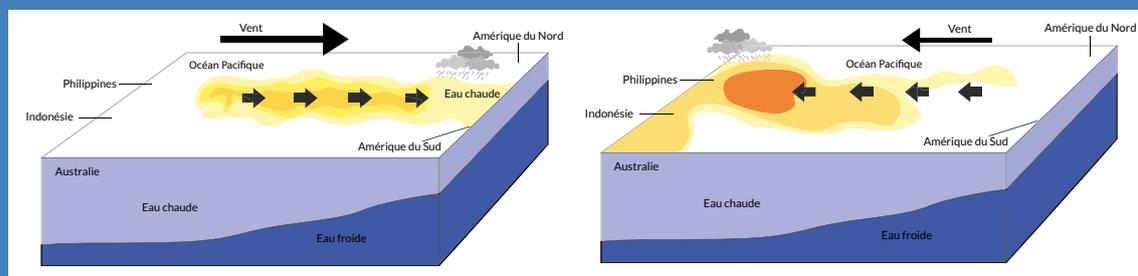


Figure cadre 2.1. À gauche : Réchauffement inhabituel des eaux de surface dans l'Océan Pacifique oriental pendant El Niño ; à droite : conditions normales.

1 <https://www.nationalgeographic.org/encyclopedia/el-nino/>; <https://www.theguardian.com/environment/2015/mar/05/what-is-el-nino>

Le réchauffement climatique global semble s'être accéléré depuis que le gouvernement chinois a pris des mesures rigoureuses en 2013 en vue de diminuer la pollution atmosphérique (Jin *et al.*, 2016 ; Loeb *et al.*, 2018). Juillet 2019 a été le mois le plus chaud sur Terre depuis le début des mesures, il y a 140 ans, et l'étendue de la banquise en Arctique a atteint le deuxième niveau le plus bas jamais enregistré (NOAA, 2019). Il est donc évident que l'effet de refroidissement temporaire dû aux aérosols ne contrebalance pas, sur le long terme, l'effet du réchauffement suite aux énormes émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

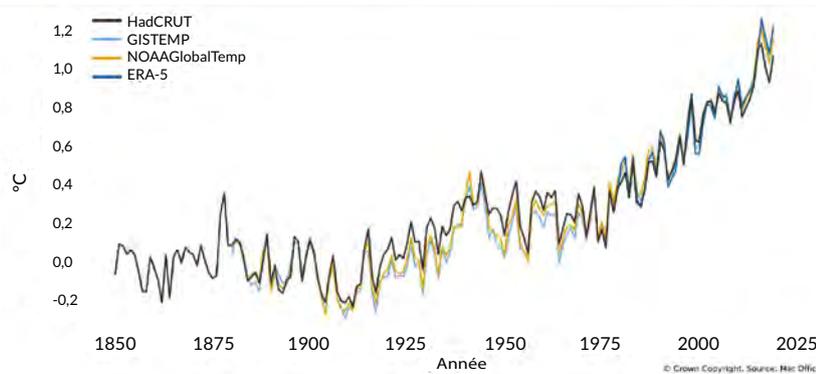


Figure 2.1. Observations des anomalies de la température globale moyenne de surface observée durant la période 1850-2019 par rapport à la moyenne de 1850-1900.

Comme indiqué sur la figure 2.1, le **réchauffement global** moyen annuel pour 2019 est d'environ 1,1°C (par rapport à la période préindustrielle 1850-1900). Les analyses de tendances comme décrites dans le chapitre précédent (chapitre 1: L'évolution du climat en Belgique) démontrent que le réchauffement est aussi observé en Belgique.

Réchauffement global versus réchauffement à Uccle

Comme illustré dans la figure ci-dessous (cf. figure cadre 2.2), à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, l'année 2019 fut en moyenne 2,7°C plus chaude que la période 1850-1900. Pourquoi le réchauffement global (+1,1°C) est-il en moyenne plus limité que le réchauffement à Uccle (+2,7°C)? Le réchauffement global de 1,1°C reflète le réchauffement des océans ainsi que la surface terrestre. Les océans (environ 70% de la surface de la Terre) agissent comme un tampon qui ralentit le réchauffement de l'atmosphère. Plus de 90% de l'excès de chaleur causé par la présence de gaz à effet de serre est absorbé par les océans. Par conséquent, les océans eux aussi se réchauffent, mais dû à l'énorme masse de ceux-ci, ce réchauffement prend place beaucoup plus lentement que celui de la température de l'air sur les continents, comme à Uccle par exemple (l'eau a une plus grande capacité thermique que l'air).

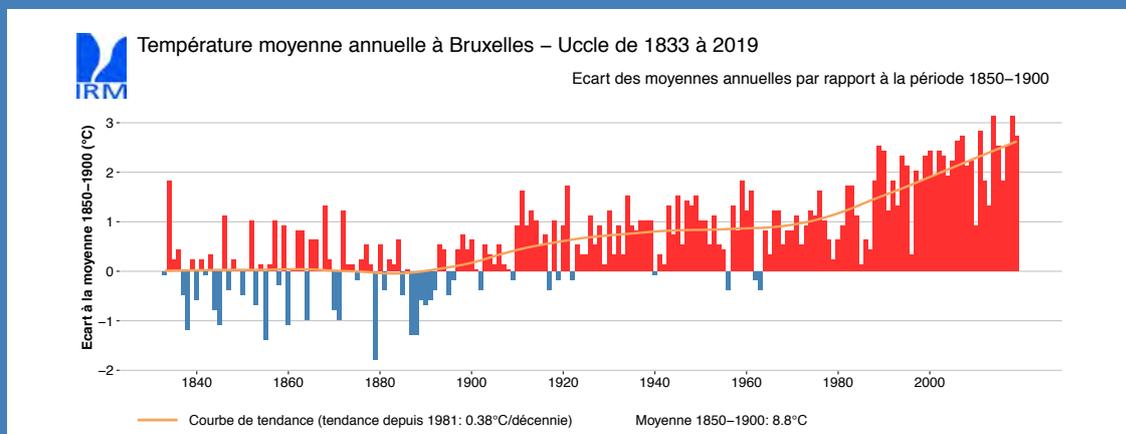


Figure cadre 2.2. Évolution de la température moyenne annuelle à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1833-2019. Les valeurs annuelles sont données par les écarts (en °C) à la moyenne sur la période 1850-1900 (8,8°C). La température annuelle moyenne sur la période 1833-2019 est 9,5°C.

Pour comprendre pourquoi ces changements de températures ont lieu, et pour pouvoir prévoir comment la température et notre climat évoluera dans le futur, il est important de mesurer et d'interpréter ces changements de température.

C'est pourquoi ce chapitre offre un aperçu des différentes observations et du travail effectué à l'IRM qui contribue à une meilleure compréhension des mécanismes liés au changement climatique: Observations de flux de radiation au sommet de l'atmosphère, des observations d'ozone, de rayonnements UV, d'hydrogène et aérosols, aussi bien à Uccle qu'en Antarctique.

2.1. BILAN RADIATIF DE LA TERRE

2.1.1. Comment l'équilibre radiatif détermine-t-il le climat terrestre ?

Depuis 2003, l'IRM est responsable du traitement des données et de l'analyse de la variation quotidienne du rayonnement sortant de la Terre. Ces données sont mesurées par l'instrument satellitaire GERB (*Geostationary Earth Radiation Budget*), qui fait partie des satellites météorologiques de deuxième génération appelés Météosat géostationnaires. De cette façon, les scientifiques de l'IRM contribuent à une bonne compréhension des changements dans le bilan radiatif et des différents flux de rayonnement sur Terre. Un certain nombre de résultats de ce travail scientifique sont présentés ci-dessous, ce qui est important pour une meilleure compréhension du climat de la Terre et du changement climatique.

Le bilan radiatif de la Terre décrit la différence d'énergie entre le rayonnement solaire entrant et le rayonnement sortant vers l'espace. L'existence d'une petite différence entre ces flux d'énergie est le moteur des changements climatiques. La figure 2.2 montre les composantes moyennes annuelles du bilan radiatif terrestre (Dewitte and Clerbaux, 2017). L'observation des composantes du bilan radiatif, à laquelle contribuent les scientifiques de l'IRM, des variables climatiques essentielles (en anglais, *Essential Climate Variables, ECV*) et le suivi du bilan radiatif terrestre est un enjeu fondamental pour appréhender le changement climatique (von Schuckmann *et al.*, 2016). Le concept de ECV a été développé par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) pour mieux comprendre le climat et sa variabilité dans le passé, le présent et le futur grâce aux observations (WMO GCOS, 2016).

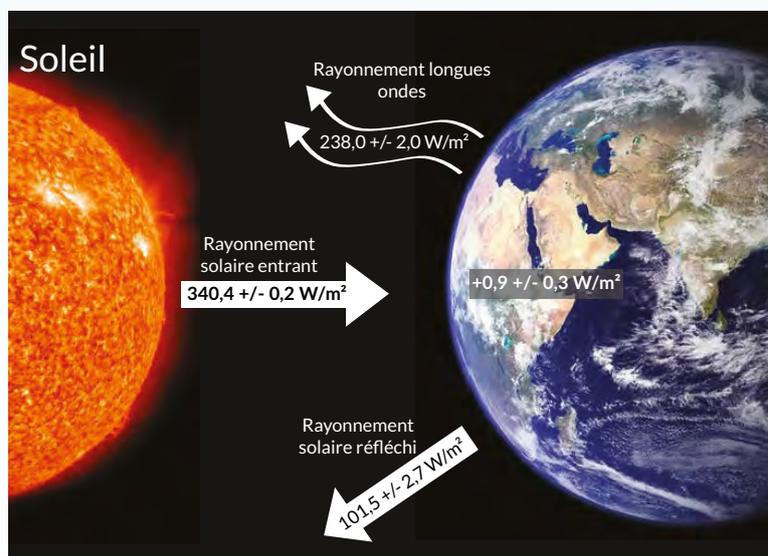


Figure 2.2. Moyennes globales des trois composantes du bilan radiatif terrestre : le rayonnement solaire entrant, le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement « longues ondes ».

(a) Température moyenne sur Terre

Le climat terrestre est déterminé par l'équilibre des flux de rayonnement qui prend place au «sommet de l'atmosphère», décrit par le bilan radiatif de la Terre. La Terre reçoit de l'énergie du soleil sous forme de rayonnement solaire incident et perd de l'énergie dans l'espace sous forme de rayonnement solaire réfléchi et de rayonnement infra-rouge émis en «longues ondes». Les chercheurs de l'IRM et de la VUB ont estimé les flux moyens de rayonnement annuels qui déterminent le bilan radiatif de la Terre (Dewitte and Clerbaux, 2017; Dewitte *et al.*, 2019). Tels qu'illustrés à la figure 2.2, ces flux ainsi que leurs incertitudes sont :

1. **le rayonnement solaire entrant** de $340,2 \pm 0,2 \text{ W/m}^2$;
2. **le rayonnement solaire réfléchi** de $101,5 \pm 2,7 \text{ W/m}^2$;
3. **le rayonnement «longues ondes»** dû à l'émission thermique de $238,0 \pm 2,0 \text{ W/m}^2$.

La distribution globale de ces flux de radiation est décrite ci-dessous. La différence entre ces flux de rayonnement donne une estimation du réchauffement net.

Pour un climat équilibré, le rayonnement entrant est égal au rayonnement sortant, c'est à dire que (1)=(2)+(3). Le rayonnement thermique longues ondes (3) est lié à la température de la Terre, et c'est ce flux qui s'adapte en premier pour maintenir l'équilibre radiatif de la Terre.

(b) Circulation générale de l'atmosphère et de l'océan

Tous les processus atmosphériques et océaniques qui ont lieu dans le système climatique terrestre sont alimentés par l'énergie provenant du soleil. L'activité solaire est responsable de petites variations de cette énergie. Comme le montre la figure 2.3, l'intensité du rayonnement solaire varie en fonction d'un cycle de 11 ans (Dewitte and Nevens, 2016).

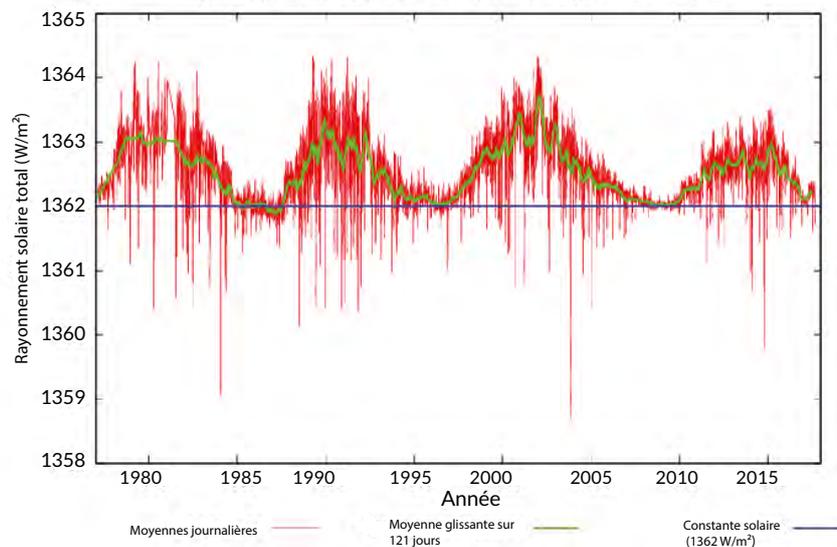


Figure 2.3. Variation du rayonnement solaire total selon Dewitte et Nevens (2016). La courbe rouge indique la valeur moyenne journalière, la courbe verte indique la moyenne glissante sur 121 jours (pour une visualisation plus claire) et la ligne bleue indique la constante solaire (1362 W/m^2).

La figure 2.4 montre la répartition spatiale du rayonnement entrant net annuel moyen au sommet de l'atmosphère. Le rayonnement solaire entrant est plus important à l'équateur qu'aux pôles, où le rayonnement solaire atteint la Terre à un angle d'incidence plus faible. Le gradient du rayonnement sortant total de l'équateur vers les pôles est moins fort que le gradient du rayonnement solaire entrant. Il en résulte un gain d'énergie net de la Terre à l'équateur et une perte d'énergie nette autour des pôles (voir figure 2.4, Dewitte and Clerbaux, 2017).

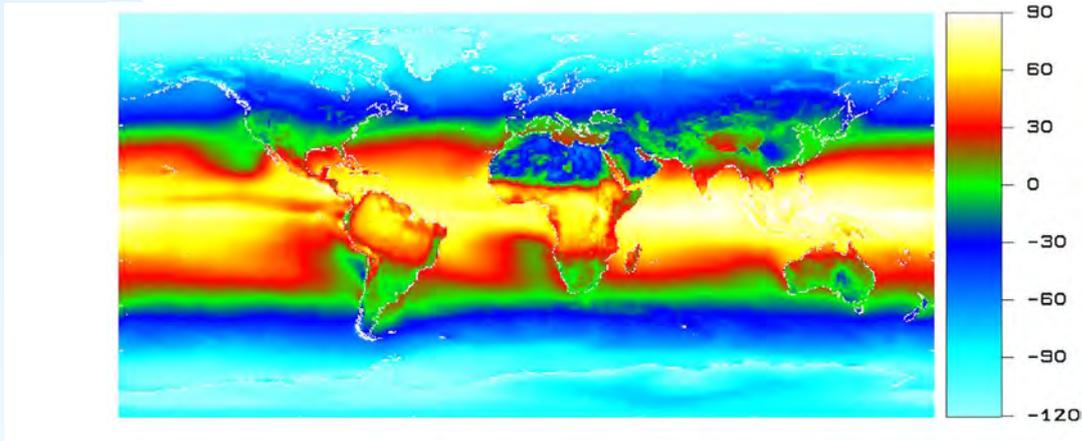


Figure 2.4. Carte du rayonnement incident moyen net au sommet de l'atmosphère (Dewitte and Clerbaux, 2017). L'unité est le W/m^2 .

Le gain d'énergie net à hauteur de l'équateur et le déficit aux pôles est le moteur de la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan, qui transporte l'énergie sous forme de chaleur entre ces régions. En raison de la Force de Coriolis - qui est une conséquence de la rotation de la Terre, qui fait dévier les masses d'air en mouvement de leur orbite initiale - ce transport de chaleur a lieu à travers trois cellules de circulation atmosphérique distinctes :

1. **la cellule de Hadley** qui transporte l'énergie des tropiques vers les régions subtropicales à environ 30° de latitude nord et sud,
2. **la cellule de Ferrel** qui transporte l'énergie des régions subtropicales aux latitudes moyennes à environ 60° de latitude nord et sud,
3. **la cellule polaire** qui transporte l'énergie des latitudes moyennes jusqu'aux pôles. Dans ces cellules de circulation, les régions d'ascendance, dans lesquelles l'air monte, sont caractérisées par des nuages abondants, des précipitations intenses, peu de rayonnement thermique longues ondes et beaucoup de rayonnement solaire réfléchi.

Sous les tropiques, les régions de faibles valeurs de rayonnement longues ondes, comme indiqué en bleu foncé sur la figure 2.5, correspondent aux cellules Hadley qui forment les centres de convection tropicale, et où la circulation est entraînée par l'air chaud et humide montant depuis la surface.

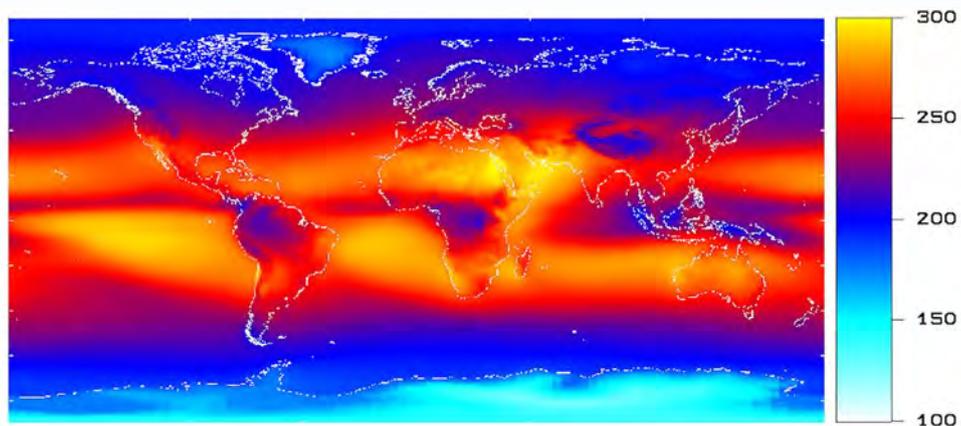


Figure 2.5. Carte du rayonnement thermique longues ondes moyen annuel au sommet de l'atmosphère (Dewitte and Clerbaux, 2017). L'unité est le W/m^2 .

La figure 2.6 montre la répartition spatiale du rayonnement solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère. Les régions désertiques (ainsi que celles couvertes par une calotte glaciaire) présentent généralement les valeurs les plus élevées de rayonnement solaire réfléchi, et apparaissent en jaune sur la carte.

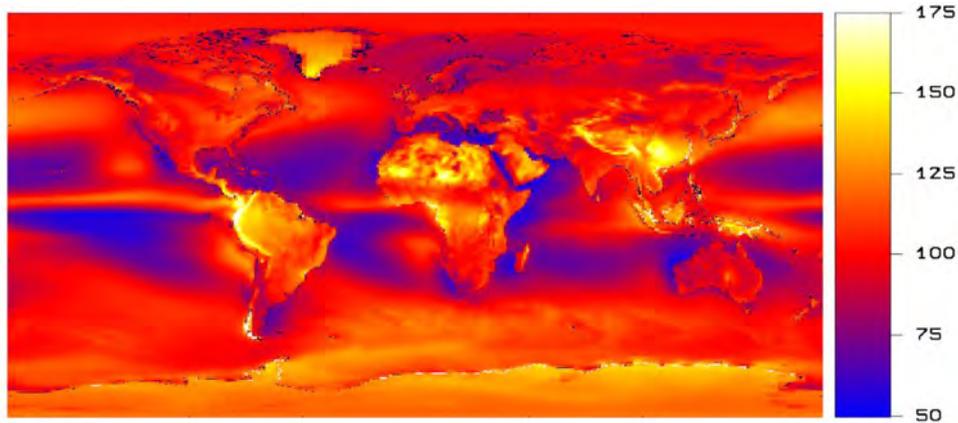


Figure 2.6. Carte du rayonnement solaire réfléchi annuel moyen au sommet de l'atmosphère (Dewitte et al., 2019). L'unité est le W/m^2 .

La figure 2.7 montre la moyenne annuelle du rayonnement sortant total, qui correspond à la somme du rayonnement sortant longues ondes et du rayonnement solaire réfléchi (Dewitte and Clerbaux, 2017). En général, les nuages provoquent une diminution du rayonnement longues ondes et une augmentation du rayonnement solaire réfléchi. Ces effets opposés s'annulent en grande partie et ne laissent qu'un petit effet sur le rayonnement sortant total. Seules les régions caractérisées par des nuages du type stratocumulus marin, comme par exemple à l'ouest de la côte namibienne, du Pérou et de la Californie, font exception à cette règle. Dans ces régions, qui apparaissent en jaune sur la figure 2.7, les nuages bas se forment suite à la subsidence (qui est le mouvement opposé à l'ascendance) des masses d'air de la circulation de Hadley. Ces nuages réfléchissent fortement le rayonnement solaire mais ont peu d'effet sur le rayonnement longues ondes, si bien qu'ils ont un effet de refroidissement sur le système climatique. Ces nuages restent une source importante d'incertitude pour la projection du climat futur (Bony and Dufresne, 2005).

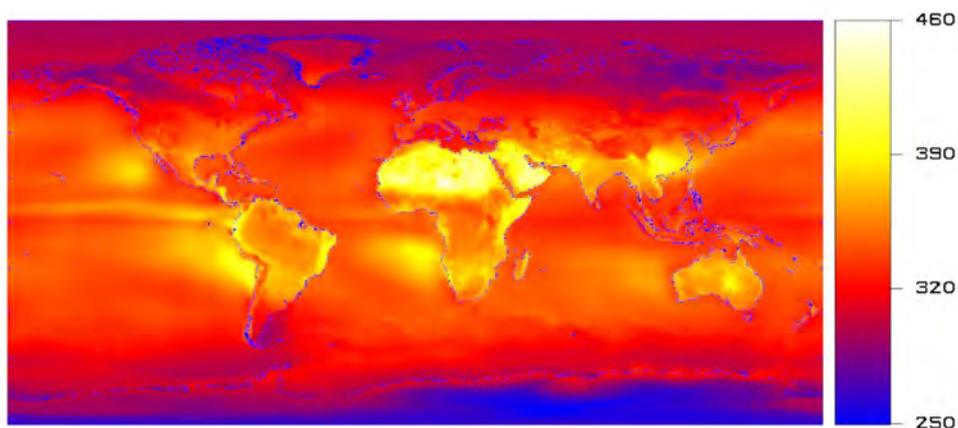


Figure 2.7. Carte du rayonnement sortant annuel moyen au sommet de l'atmosphère (Dewitte and Clerbaux, 2017). L'unité est le W/m^2 .

(c) Changement climatique

Le changement climatique sur Terre est le résultat d'un forçage radiatif lié à un déséquilibre du bilan d'énergie. Un forçage radiatif positif important est provoqué par des changements dans la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, qui ont augmenté depuis la période préindustrielle (IPCC, 2013). Les gaz à effet de serre provoquent une diminution du rayonnement émis en longues ondes, ce qui entraîne un réchauffement climatique. Pour leur part, les aérosols dans l'atmosphère provoquent en général un forçage radiatif négatif et ont un effet de refroidissement en réfléchissant le rayonnement solaire. Les aérosols ont en général une courte durée de vie dans l'atmosphère car ils finissent par retomber à la surface. Contrairement à l'effet de réchauffement des gaz à effet de serre qui se fait sur le long terme, les aérosols ont un effet de refroidissement à court terme (Hansen *et al.*, 2011).

Rétroaction dans le système climatique

Le forçage radiatif net, défini comme la somme de tous les forçages radiatifs, est la cause du changement climatique. Sur le long terme, le résultat d'un forçage radiatif positif est une augmentation de la température moyenne sur Terre. En raison des changements de température, des changements secondaires dans le système climatique vont avoir lieu qui vont eux-mêmes souvent influencer le bilan radiatif de la Terre; ce sont des processus dits de rétroaction. Ces rétroactions dans le système climatique peuvent être négatives (et le réchauffement initial est atténué) ou positives (le réchauffement initial sera amplifié).

Une rétroaction négative importante est la dépendance à la température du rayonnement longues ondes qui s'échappe vers l'espace: à mesure que la température sur la Terre augmente, la Terre émet plus de rayonnement longues ondes, ce qui réduit le déséquilibre du bilan radiatif. La principale rétroaction positive est la rétroaction due à la vapeur d'eau: lorsque la température sur Terre augmente, l'atmosphère contient plus de vapeur d'eau. Etant donné que la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre important, le rayonnement longues ondes diminuera et le déséquilibre radiatif augmentera (Soden *et al.*, 2007). Cette rétroaction positive renforce le changement climatique initial.

2.1.2. Changements observés dans le bilan radiatif de la Terre

(a) Rayonnement longues ondes sortant

La figure 2.8 montre l'évolution du rayonnement longues ondes moyenné sur la période 2001-2017 par rapport à la période 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). Une augmentation de ce rayonnement (couleurs rouge et jaune sur la figure) est visible sur l'essentiel de la région arctique, sur certaines régions de l'hémisphère nord (latitude moyenne et régions subtropicales), ainsi que sur certaines régions autour de l'équateur.

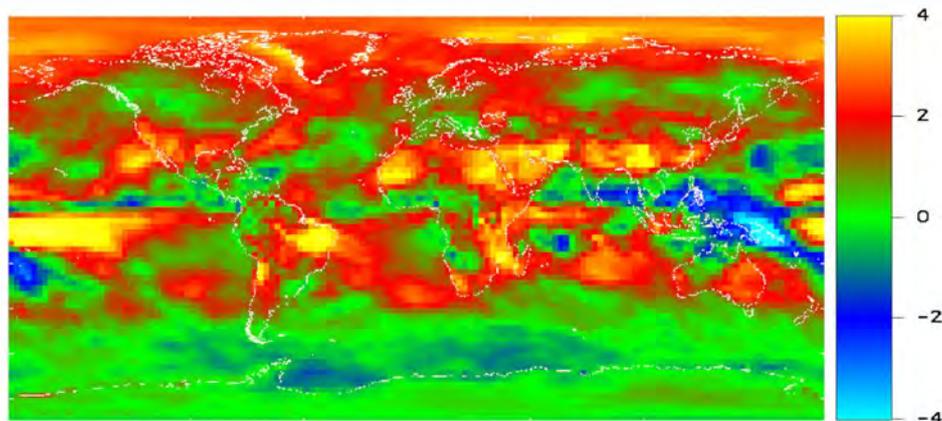


Figure 2.8. Carte de l'évolution du rayonnement longues ondes, moyenné sur la période 2001-2017 par rapport à la moyenne de la période 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). Le changement est exprimé en W/m^2 .

Cette augmentation du rayonnement longues ondes semble être bien corrélée à l'augmentation de température observée à la surface de la Terre pour la même période (figure 2.9). Le réchauffement climatique est en effet le plus marqué dans l'Arctique et l'hémisphère nord.

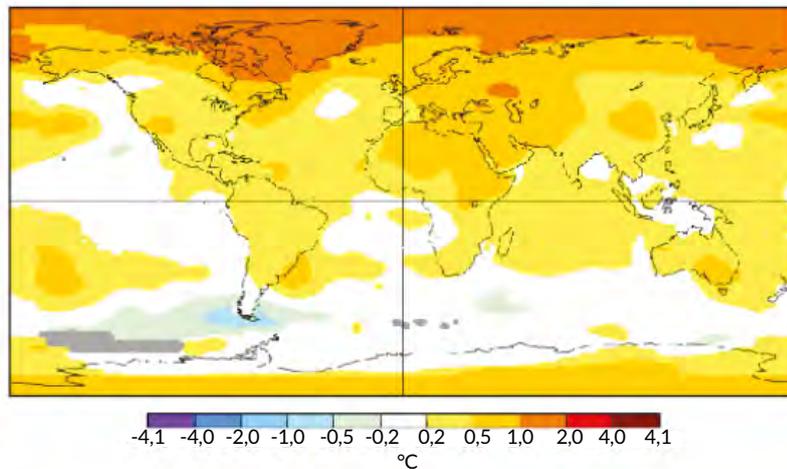


Figure 2.9. Carte de la variation de la température moyenne à la surface de la Terre pour la période 2001-2017 par rapport à la période 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). Les unités sont en degrés Celsius.

La figure 2.10 montre l'évolution annuelle du rayonnement longues ondes sur la base des observations de trois instruments embarqués sur satellites (courbes violette, verte et bleue) ainsi que modélisée par régression linéaire à partir de la température de surface (courbe orange). Le rayonnement longues ondes global augmente dans le temps, alors qu'on pourrait s'attendre à ce qu'il diminue suite à l'augmentation des concentrations de CO_2 (et d'autres gaz à effet de serre) qui devraient empêcher ce rayonnement de s'échapper vers l'espace.

Il doit donc exister un autre mécanisme qui compense l'effet de serre et fait augmenter le rayonnement longues ondes plus qu'il n'est nécessaire pour rétablir l'équilibre du rayonnement. Ce mécanisme se retrouve dans le rayonnement à ondes courtes. En raison de la fonte croissante de la glace et de la neige, moins de rayonnement solaire à ondes courtes est réfléchi (cf. plus bas (b) Rayonnement solaire réfléchi). Par conséquent, la Terre absorbe de plus en plus ce rayonnement entrant à ondes courtes, ce qui est une cause supplémentaire de l'augmentation de la température de surface et de l'augmentation du rayonnement longues ondes. Ceci est un deuxième exemple de rétroaction positive dans notre système climatique, en plus de la rétroaction due à la vapeur d'eau.

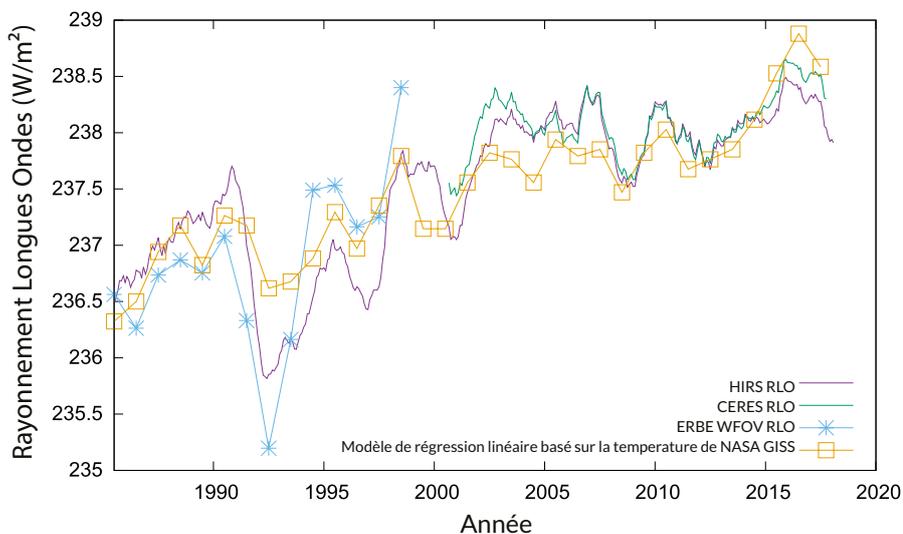


Figure 2.10. Évolution de la moyenne globale annuelle du Rayonnement Longues Ondes (RLO) selon Dewitte et Clerbaux (2018).

(b) Rayonnement solaire réfléchi

La figure 2.11 montre la variation moyenne du rayonnement solaire réfléchi par ciel sans nuage pour la période 2009-2018 par rapport à la période 2000-2009 (Dewitte *et al.*, 2019). En raison de la fonte croissante de la glace de mer, une diminution du rayonnement solaire réfléchi est visible pour la région arctique et pour certaines zones autour de l'Antarctique (couleur bleue). Dans certaines régions autour de l'Antarctique, l'extension de la glace de mer et donc le rayonnement solaire réfléchi ont également augmenté (couleur rouge).

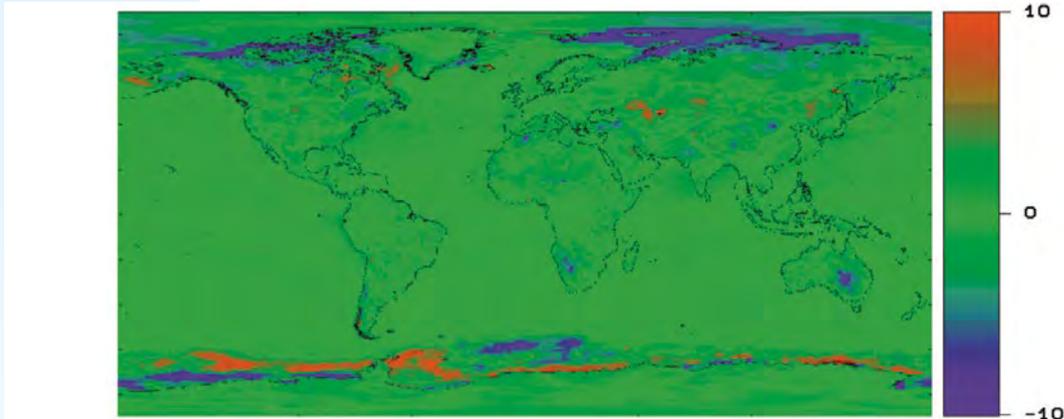


Figure 2.11. Carte de la variation du rayonnement solaire réfléchi par ciel clair pour la période 2009-2018 par rapport à la période 2000-2009 (Dewitte *et al.*, 2019). Les unités sont en W/m^2 .

(c) Bilan radiatif net

La figure 2.12 montre l'évolution temporelle du rayonnement longues ondes (courbe verte) et du rayonnement solaire réfléchi (courbe violette). Les tendances ont été décrites et analysées par les scientifiques de l'IRM dans une étude de 2019. Le rayonnement longues ondes montre une tendance à la hausse de $0,23 \pm 0,03 W/m^2$ par décennie, qui est en partie compensée par une tendance à la baisse de $-0,14 \pm 0,11 W/m^2$ par décennie du rayonnement solaire réfléchi.

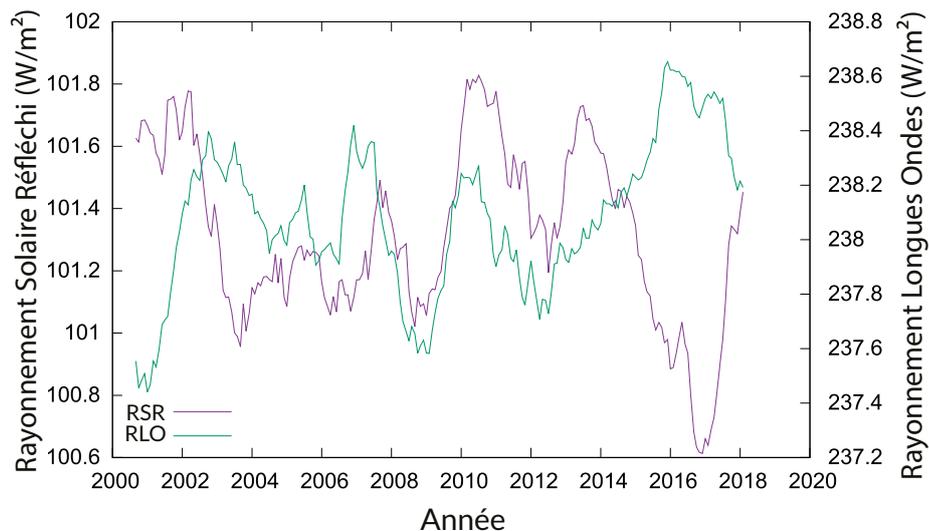


Figure 2.12. Évolution temporelle du Rayonnement Longues Ondes (RLO, courbe verte) et du Rayonnement Solaire Réfléchi (RSR, courbe mauve) selon Dewitte *et al.* (2019).

La figure 2.13 montre la variation temporelle du Déséquilibre du Bilan Radiatif (DBR) de la Terre sur la base des observations satellitaires pour la période de 2000 à 2019 (courbe violette) et sur la base des mesures du Stockage de Chaleur dans les Océans (SCO) pour la période de 1965 à 2010 (courbe bleu clair). Étonnamment, le déséquilibre des rayonnements semble avoir diminué depuis 2000, malgré la poursuite de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Une explication possible est une diminution temporaire du forçage radiatif net due à l'augmentation de la pollution de l'air en Chine et en Inde, en raison de l'augmentation des concentrations d'aérosols qui ont un effet de refroidissement (Sogacheva *et al.*, 2020). La période de 2000 à 2013, caractérisée par l'augmentation de la pollution de l'air en Asie, coïncide bien avec une période où l'augmentation de la température mondiale a été moins prononcée (Trenberth and Fasullo, 2013).

Tout ceci montre qu'une compréhension des changements dans le bilan radiatif et des flux de rayonnement sur Terre est essentielle pour mieux comprendre le changement climatique.

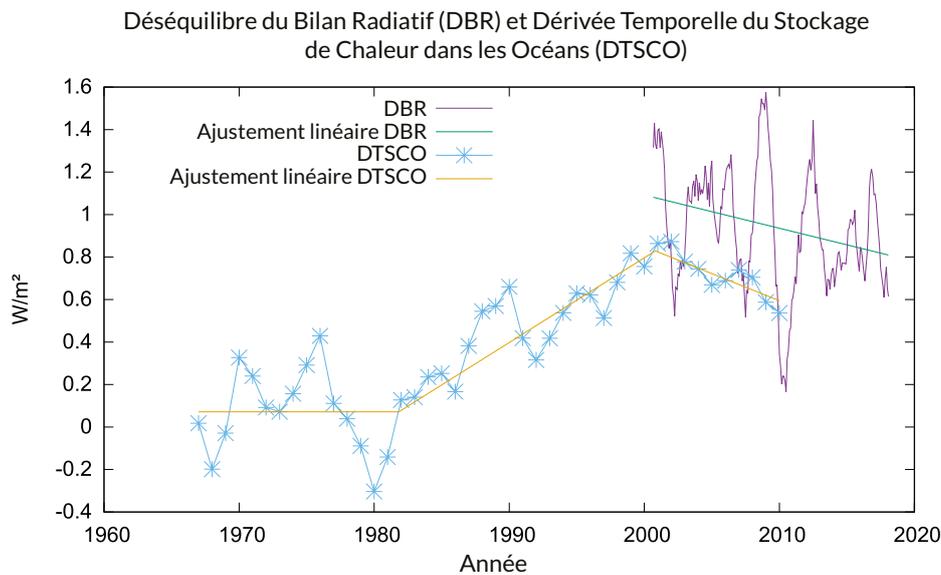


Figure 2.13. Variation temporelle du Déséquilibre du Bilan Radiatif (DBR) sur base des observations satellites pour la période de 2000 à 2019 (courbe violette) et sur base des mesures du Stockage de Chaleur dans les Océans pour la période de 1965 à 2010 (courbe bleue) (extrait de Dewitte *et al.*, 2019).

2.2. OBSERVATIONS D'OZONE

2.2.1. Introduction

L'ozone est un gaz qui se compose de trois atomes d'oxygène (O_3), contrairement à la molécule normale d'oxygène diatomique (O_2). L'ozone est formé par les interactions entre cet oxygène moléculaire, les rayons du soleil (surtout le rayonnement UV) et certains autres constituants minoritaires de l'atmosphère. Suite à ces interactions, l'ozone se retrouve principalement dans la stratosphère (90% de la colonne d'ozone est originaire de la stratosphère², avec des valeurs de concentrations maximales à 20-25 km d'altitude), et, dans une moindre mesure, à la surface de la terre et dans la troposphère³(cf. figure 2.14).

Bien que l'ozone se trouve relativement en petites quantités dans l'atmosphère, il remplit néanmoins un rôle important pour la vie sur Terre. Un rôle qui dépend également de l'altitude à laquelle ces molécules se trouvent. De cette manière, les molécules d'ozone dans la stratosphère bloquent les rayons UV nocifs du soleil. Sans cette couche d'ozone, notre peau brûlerait en quelques minutes et la faune et le flore terrestre serait bien différente.

2 Une couche atmosphérique dans laquelle la température augmente avec l'altitude. Elle s'étend d'environ 10 à 50 km au-dessus de la Terre.

3 La couche inférieure de l'atmosphère, dans laquelle se trouve la plupart des phénomènes météorologiques conditionnant la météo à la surface de la Terre. La température diminue avec l'altitude jusqu'à la tropopause (à environ 10 km d'altitude), qui indique la séparation entre la troposphère et la stratosphère.

Un effet secondaire de cet effet de blocage dû aux fortes concentrations d'ozone est que la température dans la stratosphère - après une baisse de température avec l'altitude dans la troposphère - augmente à nouveau avec l'altitude (cf. figure 2.14). Dans les basses couches de l'atmosphère, l'ozone qui se forme après réaction avec les gaz d'échappement à la surface, provoque des problèmes respiratoires et ont donc un impact négatif sur notre santé. L'ozone est également un composant du fameux 'smog'. De plus, l'ozone agit comme un gaz à effet de serre dans la troposphère.

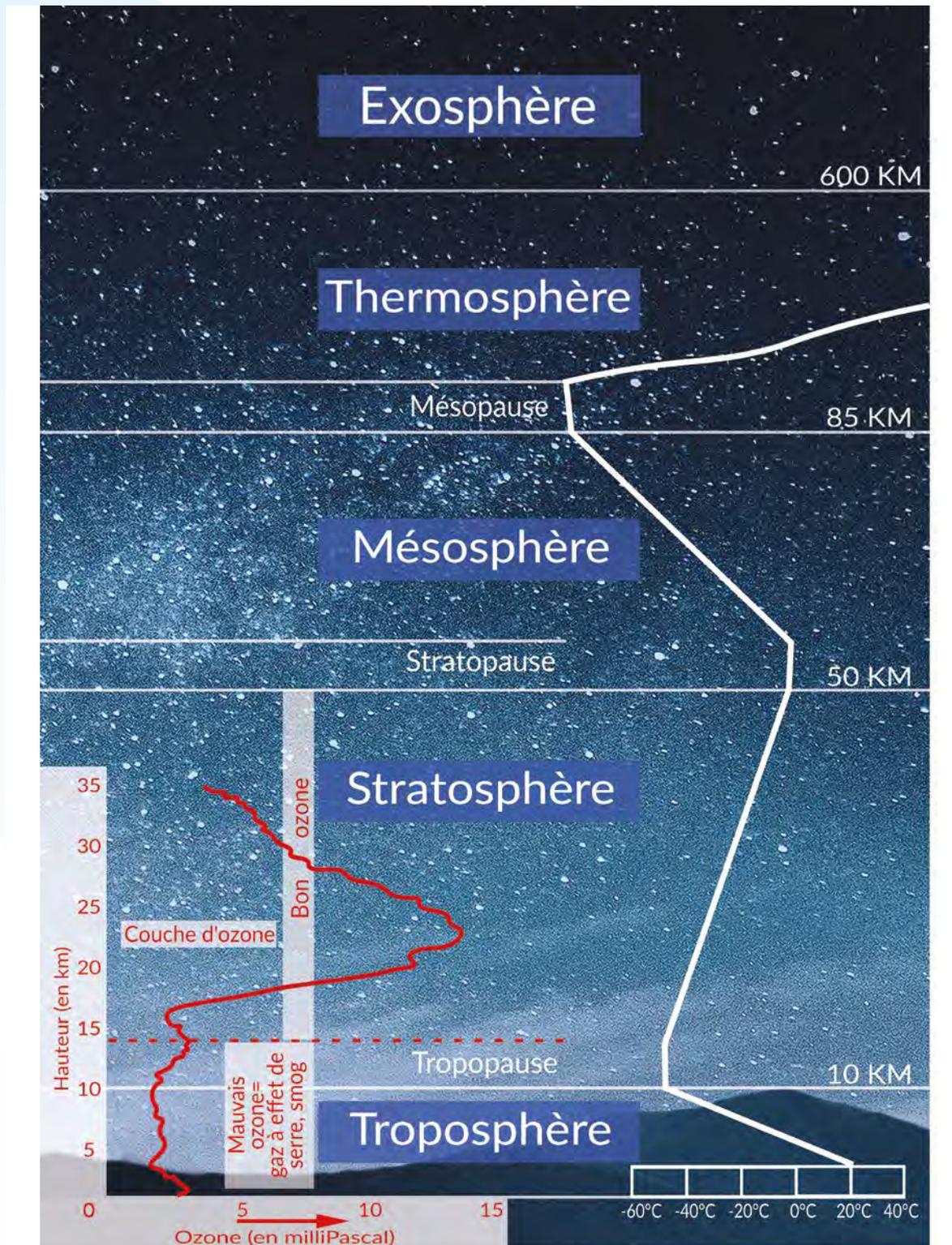


Figure 2.14. Répartition de l'ozone (courbe rouge) et de la température (courbe blanche) selon l'altitude dans l'atmosphère.

Il est donc important de suivre de près l'évolution des concentrations d'ozone au fil des années. L'ozone est en outre une molécule très instable : de très faibles concentrations de certaines substances chimiques peuvent provoquer un grand changement dans les concentrations d'ozone. Ce phénomène peut être illustré par les CFC (chlorofluorocarbures) qui étaient utilisés à grande échelle dans les bombes aérosols et les installations de réfrigération des années 1970 et 1980 et qui ont fini par se retrouver dans la stratosphère. Ces composés chlorés peuvent, dans certaines conditions, affecter la couche d'ozone stratosphérique, le fameux trou d'ozone au-dessus du pôle sud en étant le résultat le plus frappant, augmentant l'intensité du rayonnement UV nocif à la surface de la Terre. Après l'interdiction de ces CFC (par le protocole de Montréal en 1987), l'état antérieur de la couche d'ozone devrait à long terme (2030-2070) être rétabli.

2.2.2. L'IRM et l'ozone

L'IRM a une très longue histoire et une expertise dans la recherche sur l'ozone. Dès 1969, des mesures d'ozone sont effectuées trois fois par semaine à l'aide de ballons météorologiques de manière opérationnelle. Ces mesures fournissent la distribution verticale des concentrations d'ozone jusqu'à une altitude de 30 à 35 km. Cette série presque continue de mesures de l'ozone pour Uccle est, avec sa fréquence élevée et sa durée de 50 ans, tout à fait unique au monde. À l'occasion du 50^e anniversaire des mesures d'ozone le 19 septembre 2019, l'IRM a organisé un symposium. De nombreux chercheurs étrangers de renom y ont participé ainsi que le président de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) qui pour l'occasion a remis un certificat pour la longue série de mesures d'ozone.

En plus des mesures d'ozone avec le ballon météorologique, nous utilisons également depuis 1971 un spectrophotomètre qui mesure la quantité totale d'ozone dans l'atmosphère. Depuis quelques années, un instrument similaire a également été utilisé pendant les mois de décembre-janvier-février à la base polaire belge Princesse Elisabeth (cf. la section 2.4. La recherche en Antarctique). Enfin, l'IRM est également impliqué dans la validation des concentrations d'ozone observées par les satellites météorologiques opérationnels.

2.2.3. Évolution temporelle des concentrations d'ozone

Une analyse des séries homogénéisées de l'épaisseur totale de la couche d'ozone à Uccle est présentée dans la figure 2.15, qui montre la moyenne glissante annuelle (courbe bleue) depuis le début des observations en 1971. Les couches d'ozone les plus minces ont été mesurées au milieu des années 90, lorsque les concentrations de substances appauvrissant la couche d'ozone (telles que les CFC) dans la stratosphère ont atteint un maximum. La mise en œuvre effective du protocole de Montréal, qui interdit la production de ces substances, a entraîné un retour en arrière. Pour cette raison, un calcul de tendance a été effectué pour différentes périodes. Aucune tendance n'a été établie avant 1980. Cette période est utilisée pour calculer un niveau de référence, représenté par la courbe noire horizontale dans la figure 2.15.

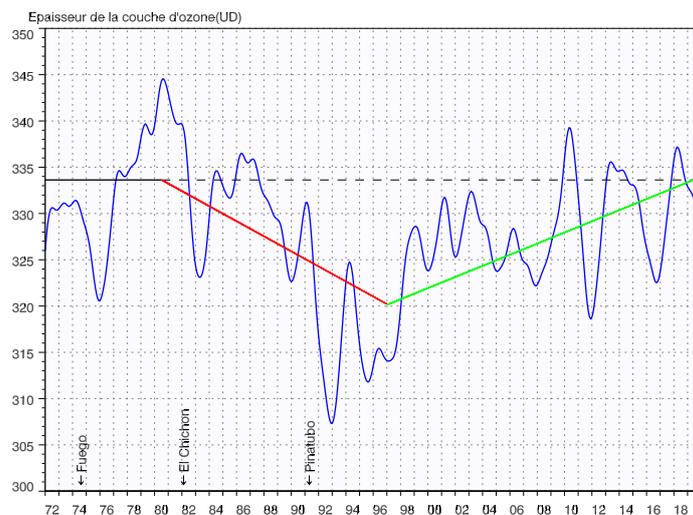


Figure 2.15. Évolution de l'épaisseur de la couche d'ozone (exprimée en unités Dobson (UD)) à Uccle. La diminution de la couche d'ozone durant la période 1980-1997 est marquée en rouge, l'augmentation durant la période 1997-2019 en vert. De fortes éruptions volcaniques (par exemple le Pinatubo aux Philippines en juin 1991) ont provoqué une baisse temporaire des quantités d'ozone.

Après 1980, il y a une tendance à la baisse jusqu'au milieu des années 90 (-0,25% par an, courbe rouge), suivie d'une tendance notable à la hausse (+0,18%/an, courbe verte). À cet égard, il faut noter que la variabilité de l'épaisseur de la couche d'ozone a été très élevée ces dernières années, ce qui rend la détermination de la signification statistique de la croissance de l'ozone difficile.

En raison de la grande variabilité de l'épaisseur de la couche d'ozone, nous examinons également l'évolution des concentrations d'ozone à différentes altitudes dans l'atmosphère, telles que celles mesurées par les sondes d'ozone avec des ballons météorologiques. Ces tendances (positives pour une augmentation des concentrations d'ozone, négatives pour une diminution) sont illustrées dans la figure 2.16, avec une distinction claire entre la troposphère (valeurs négatives sur l'axe vertical) et la stratosphère. À partir de cette figure, on peut déduire que la période 1997-2019 (courbe verte) est en effet caractérisée par une augmentation des concentrations d'ozone à presque toutes les altitudes (jusqu'à 15 km au-dessus de l'altitude de la tropopause). Cependant, si nous examinons l'ensemble de la période 1969-2019 (courbe noire), nous constatons que les concentrations d'ozone stratosphérique ne se sont pas encore totalement rétablies, alors que les concentrations d'ozone troposphérique ont augmenté. Il semble donc que la reconstitution apparente de la couche d'ozone de la figure 2.15 soit principalement due à l'augmentation de l'ozone dans la troposphère, où l'ozone joue le rôle d'un gaz à effet de serre et est nocif pour nos voies respiratoires. Heureusement, la forte augmentation des concentrations d'ozone troposphérique au cours de la période 1969-1996 (courbe rouge dans la figure 2.16) a été quelque peu atténuée au cours de la période suivante 1997-2019 (courbe verte).

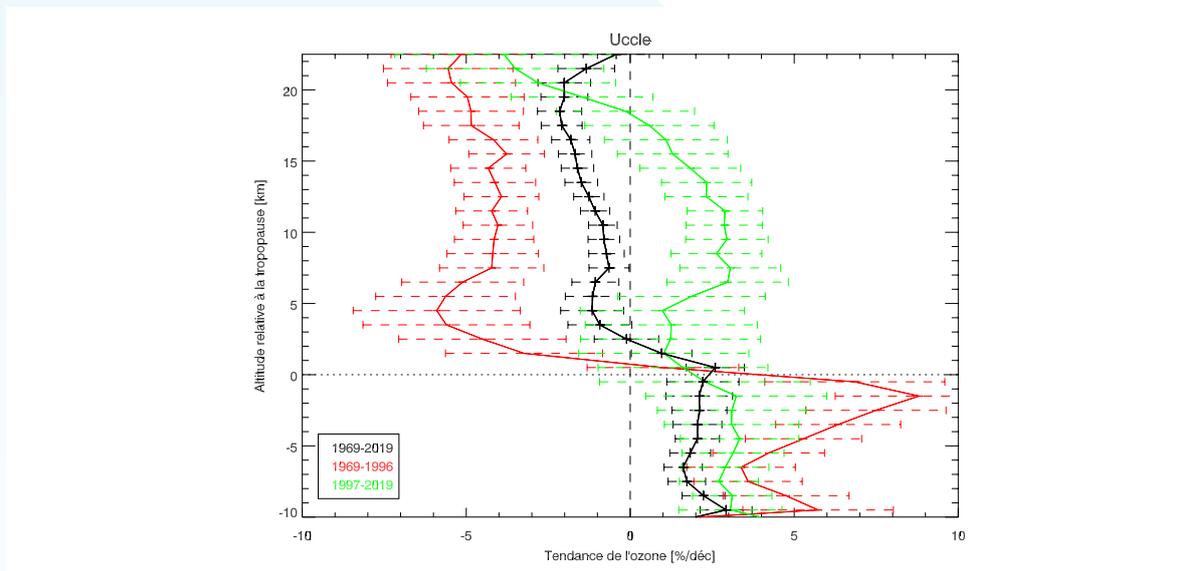


Figure 2.16. Tendances verticales des concentrations d'ozone (en %/décennie) pour la période définie dans la figure 2.15. Ici, l'altitude est exprimée en fonction de l'altitude de la tropopause (= 0 km), qui marque la séparation entre la troposphère et la stratosphère. Les pointillés colorés horizontaux montrent les incertitudes des tendances.

Enfin, nous examinons les tendances des concentrations mensuelles verticales d'ozone présentées dans la figure 2.17 pour l'ensemble de la période 1969-2019. Cette figure montre que la diminution la plus importante des concentrations d'ozone (couleur rouge foncé) au niveau du maximum d'ozone (entre 10 et 15 km d'altitude par rapport à la tropopause) a lieu au printemps et au début de l'été (de mars à juin), précisément lorsque les concentrations d'ozone y sont élevées (les valeurs maximales sont atteintes entre février et avril). À des altitudes supérieures au maximum d'ozone, il y a également une réduction significative des concentrations d'ozone pour les mois de novembre et décembre.

Une autre observation intéressante qui peut être déduite de cette figure est que les augmentations les moins importantes (couleur bleu clair) des concentrations d'ozone troposphérique se produisent pendant les mois d'été, juste au moment où la production d'ozone troposphérique est la plus élevée en raison des réactions photochimiques entre la lumière du soleil et les composants chimiques gazeux provenant des gaz d'échappement, des processus de combustion, etc.

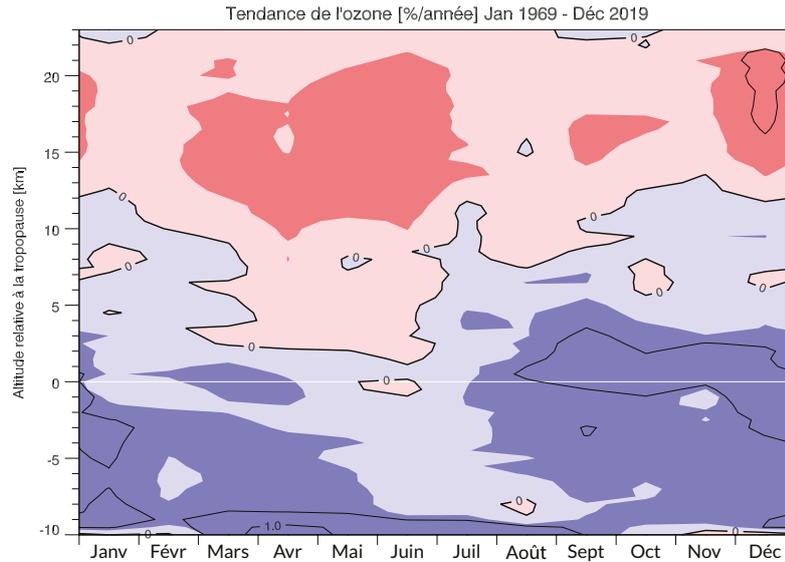


Figure 2.17. Tendances verticales des concentrations d'ozone (maintenant en % par an) pour toute la période 1969-2019, mais fractionnées par mois. Les couleurs rouges représentent les diminutions des concentrations d'ozone, les couleurs bleues représentent les augmentations. Les couleurs les plus sombres correspondent aux tendances significatives. Comme dans la figure 2.16, l'altitude est exprimée en kilomètres par rapport à la tropopause et est donc positive pour la stratosphère et négative pour la troposphère.

2.2.4. L'ozone et le climat

L'ozone est un gaz à effet de serre et la modification de ses concentrations a donc un effet sur le climat. Les concentrations d'ozone dans la stratosphère déterminent le profil de température dans la stratosphère; plus les concentrations d'ozone sont élevées, plus la stratosphère est chaude. De plus, la distribution de la température dans la stratosphère affecte la circulation troposphérique, la température et les précipitations. Par exemple, il a été constaté que le trou d'ozone au-dessus de l'Antarctique est très probablement responsable des changements dans les circulations atmosphériques et océaniques de l'hémisphère sud, entraînant une augmentation des précipitations subtropicales pendant l'été.

Inversement, le climat (ou le changement climatique) influence également les concentrations d'ozone. Par exemple, le réchauffement de la surface terrestre dû à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre entraîne une baisse des températures stratosphériques. À l'échelle mondiale, ces températures stratosphériques plus basses ralentissent les processus chimiques qui appauvrissent l'ozone, ce qui entraîne une augmentation des concentrations d'ozone dans le monde. D'autre part, les températures stratosphériques plus basses au-dessus des pôles signifient que les nuages stratosphériques polaires peuvent se former plus fréquemment avec une durée de vie plus longue.

Dans ces nuages nacrés, des réactions très spécifiques et efficaces ont lieu qui appauvrissent la couche d'ozone au-dessus des pôles, formant le trou d'ozone au-dessus de l'Antarctique chaque année, et exceptionnellement au-dessus de l'Arctique, comme au printemps 2020. Un autre effet du réchauffement climatique est le renforcement de la circulation stratosphérique des tropiques vers les pôles, ce qui permet à l'ozone d'être transporté encore plus efficacement de son lieu de formation (les tropiques, où il y a beaucoup de lumière solaire) vers les latitudes plus élevées. En résumé, il faut actuellement s'attendre à ce que le changement climatique accélère la reconstitution de la couche d'ozone, ce qui, dans quelques décennies, se traduira même par des concentrations d'ozone dans la stratosphère plus élevées qu'avant les émissions de gaz appauvrissant la couche d'ozone tels que les CFC.

2.3. RECHERCHE SUR LA VAPEUR D'EAU

2.3.1. Introduction

La Terre se réchauffe en raison de l'émission de gaz à effet de serre par l'homme. Les médias font écho de valeurs record de concentrations de CO₂, ainsi que parfois de méthane, de protoxyde d'azote, etc. Cependant, le principal gaz à effet de serre d'origine naturelle est la vapeur d'eau. La vapeur d'eau est omniprésente dans les couches atmosphériques inférieures – les concentrations diminuent à peu près exponentiellement avec l'altitude – en raison de l'évaporation de l'eau des océans, des mers et des lacs. La vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre, elle retient une partie de la chaleur (rayonnement thermique) émise par la Terre. Cela provoque un réchauffement des couches d'air inférieures. De plus, de l'air plus chaud peut contenir plus de vapeur d'eau, si bien que cette élévation de la température provoque à son tour une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau : un ratio de 7% pour une augmentation de température de 1°C (d'après l'équation de Clausius-Clapeyron). Ce « mécanisme de rétroaction » de la vapeur d'eau, renforce l'élévation de la température provoquée, par exemple, par l'augmentation des concentrations en CO₂, d'un facteur de 2 à 3 (Held and Soden, 2000). La vapeur d'eau dans l'atmosphère est également responsable de la formation des nuages. Ces derniers peuvent aussi bien conserver la chaleur de la Terre (une nuit d'hiver est bien moins froide lorsque le ciel est nuageux) que retenir une partie du rayonnement solaire. Tant le mécanisme de rétroaction de la vapeur d'eau que celui des nuages sont responsables en majeure partie des incertitudes des projections des modèles climatiques (cf. la section 2.1. Bilan radiatif de la Terre). Il est important de suivre l'évolution temporelle des mesures de vapeur d'eau afin de pouvoir bien comprendre ces deux mécanismes.

2.3.2. Techniques de mesure de la quantité totale de vapeur d'eau

Nous prendrons ici en compte différentes méthodes de mesure de la quantité totale de vapeur d'eau (contenue dans une colonne d'air), exprimée en mm, tout comme la quantité de précipitations. Étant donné que la vapeur d'eau varie fortement dans le temps et dans l'espace (aussi bien horizontalement que verticalement), il n'est pas aisé de la mesurer et la comparaison des mesures est recommandée. De plus, certains instruments sont incapables d'effectuer ces mesures à travers les nuages. Nous utilisons donc deux techniques de mesures différentes : les stations GPS au sol et les instruments à bord de satellites.

Voici ci-après comment se déroulent les mesures de vapeur d'eau par stations GPS et satellites. La vapeur d'eau présente entre l'émetteur GPS de la station d'une part, et le satellite se trouvant en orbite autour de la Terre d'autre part, est responsable d'un retard supplémentaire entre le signal GPS émis et le signal GPS reçu. Ce délai supplémentaire peut facilement être enregistré puis, après calcul, être converti en quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette méthodologie et ces méthodes de calcul ont été récemment homogénéisées et consolidées pour être appliquées par un réseau de presque 300 stations GPS en Europe (Pacione *et al.*, 2017).

La série temporelle de mesures de quantité de vapeur d'eau prises par satellite que nous avons analysée (Beirle *et al.*, 2018), combine des mesures effectuées par trois instruments satellitaires différents : GOME (de juillet 1995 à juin 2003), SCIAMACHY (d'août 2002 à mars 2012) et GOME-2 (de janvier 2007 à maintenant). Ces instruments satellitaires mesurent la quantité de vapeur d'eau à partir de l'espace en observant la lumière visible (la lumière rouge en particulier) qui est émise ou réfléchi par l'atmosphère terrestre, en y cherchant la signature spectrale des molécules d'eau. Cette technique de mesure n'est cependant possible que lors de conditions de ciel plus ou moins serein.

Enfin, nous utilisons également les résultats des calculs de la quantité de vapeur d'eau provenant d'un modèle numérique du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF), qui a pu recalculer les conditions météorologiques de ces dernières années avec la même configuration de modèle. Cette réanalyse⁴ s'appelle ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011).

4 Une réanalyse est un ensemble de données qui décrit l'état de l'atmosphère pendant une période du passé aussi précisément que possible.

2.3.3. Evolution temporelle de la quantité totale de vapeur d'eau

Bien que le recalcul récent des données GPS de la vapeur d'eau ait été effectué pour près de 300 stations européennes, seules une trentaine de stations ont une très longue série temporelle, commençant en 1996 (Berckmans *et al.*, 2018). La figure 2.18 montre les tendances de la quantité de vapeur d'eau sur la période 1996-2014, pour plusieurs séries temporelles. Afin de pouvoir comparer les différentes séries temporelles entre elles, les données de vapeur d'eau issues des satellites et des estimations du modèle ont été réévaluées au niveau des endroits où se trouvent les stations GPS.

De manière générale, la plupart des stations laissent entrevoir une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau sur la période 1996-2014 (cf. figure 2.18), qui va de pair avec le réchauffement terrestre assez cohérent en Europe (cf. le panneau en bas à droite de la figure 2.18). D'importantes différences sont malgré tout remarquables entre les différentes séries temporelles : les calculs du modèle montrent une augmentation générale et cohérente de la vapeur d'eau, mais d'après les observations par satellite, deux stations (à Madrid et une autre dans l'extrême sud-est de l'Angleterre) montrent une diminution de la quantité totale de vapeur d'eau. Il semble donc que la tendance des séries temporelles GPS de la quantité totale de vapeur d'eau soit beaucoup plus fragmentée, et en Belgique et aux Pays-Bas, par exemple, des stations voisines montrent des différences très marquées à la fois dans le signe et la valeur des tendances. Bien sûr, la différence de résolution horizontale entre les séries temporelles (en particulier entre les mesures GPS d'une part et les calculs du modèle et les données satellitaires de l'autre) peut également expliquer certaines des différences de tendances, mais il semble toujours qu'une homogénéisation plus poussée de ces séries de données GPS soit nécessaire. Par exemple, l'effet des discontinuités dans la série temporelle dues aux changements d'instrumentation (par exemple de l'antenne GPS ou du récepteur GPS) peut être étudié plus en détail (Van Malderen *et al.*, 2020).

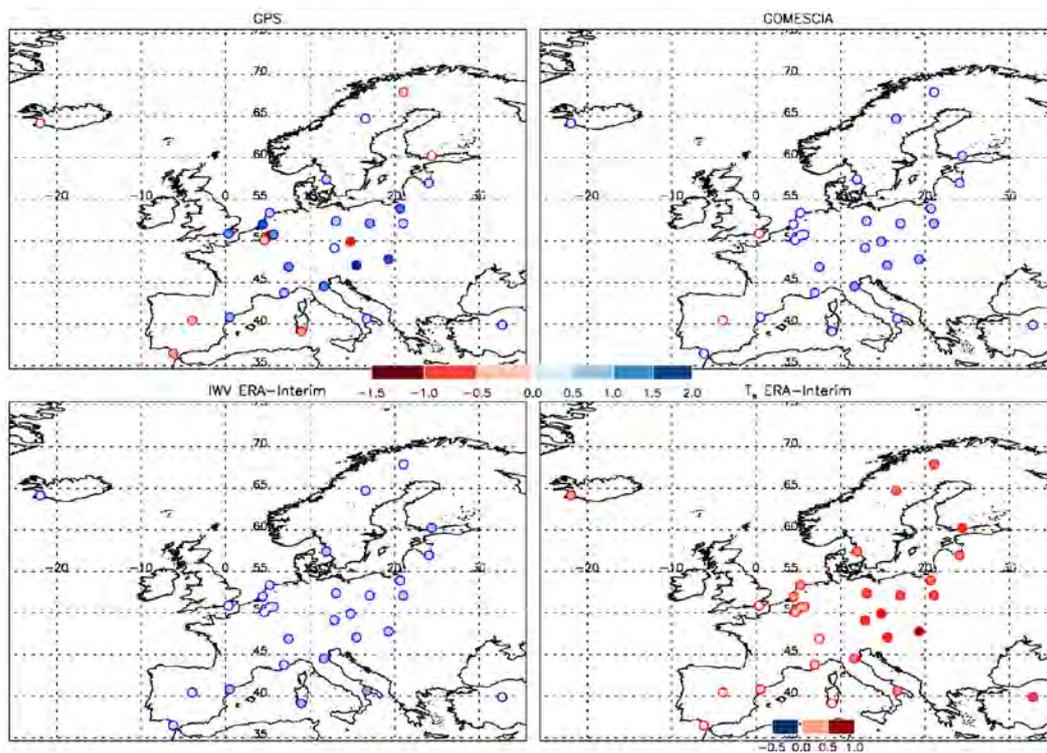


Figure 2.18. Tendances de la quantité totale de vapeur d'eau en mm par décennie pour notre ensemble de données de stations GPS (en haut à gauche). Les tendances dans les séries temporelles des satellites et les résultats des modèles calculant la quantité totale de vapeur d'eau aux emplacements des sites GPS sont montrés respectivement dans la figure en haut à droite et en bas à gauche. En bas à droite, les tendances correspondant à la température de surface sont affichées, également dérivées des calculs du modèle. Les tendances ont été calculées pour la période 1996-2014 dans l'ensemble des figures.

Les tendances résultant des observations satellitaires et des calculs du modèle semblent correspondre assez bien. Par contre, nous ne les avons comparées qu'à la trentaine de stations GPS disposant d'une série temporelle de mesures suffisante. Lorsque nous comparons les tendances de la quantité totale de vapeur d'eau pour l'ensemble des données des sites GPS et pour les séries chronologiques les plus longues possibles (juillet 1995-fin 2015),

nous constatons encore quelques différences régionales (cf. figure 2.19). Par exemple, un gradient est-ouest beaucoup plus fort existe dans les tendances observées pour les observations par satellite (diminution de la quantité totale de vapeur d'eau dans l'ouest de l'Europe et forte augmentation dans l'est) par rapport aux calculs du modèle, où la diminution de la quantité totale de vapeur d'eau reste limitée pour trois sites dans la péninsule ibérique, en Irlande, un site dans le nord de l'Écosse et dans les îles Féroé. L'interprétation de ces différences fait encore l'objet de recherches supplémentaires.

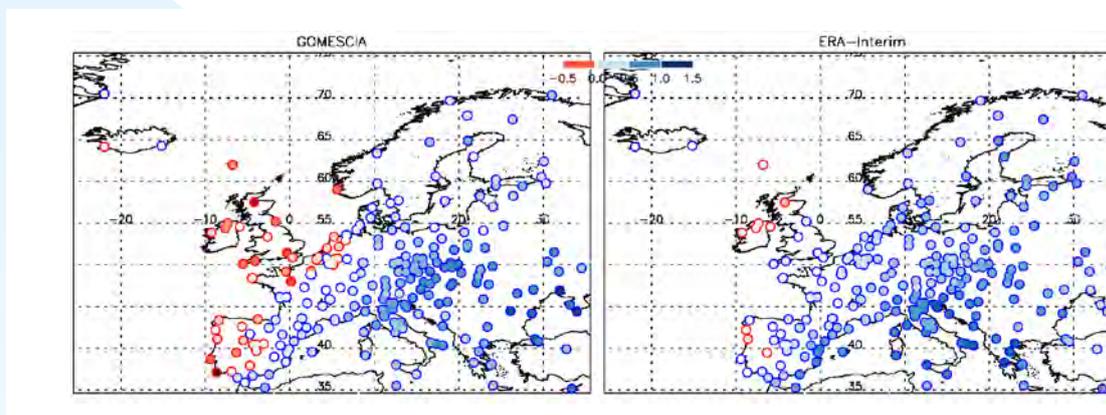


Figure 2.19. Tendances de la quantité totale de vapeur d'eau en mm par décennie pour les observations par satellite (à gauche) et les calculs du modèle (à droite) pour l'ensemble des sites GPS du réseau européen basés à partir d'un recalcul homogène. La période va de juillet 1995 à décembre 2015.

2.4. LA RECHERCHE EN ANTARCTIQUE

2.4.1. Introduction

L'IRM mène des recherches scientifiques à la base polaire belge Princesse Elisabeth, en Antarctique. La station se situe dans les montagnes Sør Rondane, dans la région appelée Dronning Maud, dans l'est de l'Antarctique, et est construite sur le nunatak⁵ de Utsteinen (cf. figure 2.20).



Figure 2.20. La base polaire belge Princesse Elisabeth. Dans le conteneur au sud de la station (sur la photo, à gauche de la station) se trouvent les instruments de mesure des propriétés des aérosols. Les mesures de l'ozone et du rayonnement UV sont prises sur le toit de la station. La carte montre l'emplacement de la base polaire en Antarctique, ainsi que d'autres stations de recherche.

5 Un nunatak est le sommet d'une montagne ou d'un piton rocheux dépassant de la neige ou de la glace, et qui n'est pas recouvert de neige ou de glace.

Sous la direction de l'IRM et en collaboration avec l'Institut Royal d'Aéronomie Spatiale de Belgique (IASB), une station d'observations atmosphériques continues a été installée en 2010 (Gorodetskaya *et al.*, 2013). La station se compose de huit instruments complémentaires au sol qui mesurent (i) les propriétés physiques et optiques des aérosols atmosphériques (petites particules flottant dans l'air), (ii) la quantité totale d'ozone dans la colonne atmosphérique, (iii) le rayonnement solaire total atteignant la surface, et (iv) les rayonnements UV-A et UV-B entrant. Depuis janvier 2014, des sondages radio ont également été menés pendant les étés antarctiques grâce au lancement de ballons météorologiques.

Nos observations de la composition de l'atmosphère en Antarctique sont intéressantes pour la recherche climatique. L'Antarctique joue un rôle important dans le climat de la Terre. Il contient le plus grand réservoir d'eau douce du monde et sa fonte entraînerait une élévation significative du niveau de la mer. Son rôle en tant qu'endroit le plus froid de la Terre dirige également les circulations océaniques et atmosphériques, et donc également la répartition de l'énergie autour de la Terre. Mais l'Antarctique se réchauffe lui aussi : en février 2020, des températures ont été mesurées en Antarctique occidental qui n'ont jamais été aussi élevées depuis le début des mesures. Par exemple, le 6 février 2020, 18,3°C ont été observés à la station argentine d'Esperanza, et pas moins de 20,7°C ont été enregistrés à la station argentine de Marambio le 9 février 2020.

2.4.2. Les aérosols

Les particules d'aérosol opèrent un effet important sur le climat, en atténuant, réfléchissant (ou diffusant) et absorbant le rayonnement (ou l'énergie). Les aérosols redistribuent l'énergie du soleil et influencent ainsi la température à la surface et dans l'atmosphère. De plus, ils sont indispensables à la formation des nuages ou des cristaux de glace. Par conséquent, les aérosols ont une influence majeure sur la formation et la durée de vie des nuages et sur les précipitations. En Antarctique, les précipitations sont la seule source de masse supplémentaire pour la calotte glaciaire. L'IRM étudie l'effet des aérosols sur la formation de nuages et de précipitations, en collaboration avec un groupe de recherche de l'Université catholique de Louvain qui effectue des observations de nuages et de précipitations à la station Princesse Elisabeth (Herenz *et al.*, 2019 ; Souverijns *et al.*, 2018).

Les instruments installés à la station Princesse Elisabeth nous permettent de déterminer toutes les caractéristiques physiques et optiques importantes des particules d'aérosol (cf. figure 2.21, à gauche). Étant donné que nous mesurons les coefficients de diffusion et d'absorption (mesurés respectivement avec un néphélomètre et un éthalomètre), ce que l'on appelle *single scattering albedo* peut en être directement dérivé. Il s'agit d'un paramètre important pour les calculs de transfert de rayonnement, qui sont utilisés dans les algorithmes des modèles climatiques et de transport, ou dans les algorithmes de traitement des données des satellites. Ce paramètre définit le rapport entre la quantité de rayonnement solaire absorbée ou réfléchi et constitue donc une mesure du potentiel de réchauffement ou de refroidissement des particules d'aérosols atmosphériques.

Les valeurs mesurées (mesures depuis 2012) sont élevées, généralement entre 0,98 et 1,0. Une valeur de 1 signifie que tout le rayonnement est renvoyé par les particules d'aérosol. Si tout le rayonnement était absorbé, ce paramètre serait nul. Les particules dans l'atmosphère réfléchissent ainsi presque tout le rayonnement entrant et seule une infime fraction est absorbée.



Figure 2.21. Gauche : instruments de mesure pour déterminer les propriétés physiques et optiques des aérosols. De gauche à droite : TEOM-FDMS (masse d'aérosol), aéthalomètre (absorption de lumière), néphélomètre (diffusion de lumière), spectromètre d'aérosol (taille des aérosols), compteur de particules (nombre d'aérosols); droite : spectrophotomètre à ozone Brewer sur le toit de la station.

La figure 2.22 montre les moyennes mensuelles, mesurées sur plusieurs années, du nombre total de particules d'aérosols atmosphériques au-dessus de la base polaire belge. En combinaison avec les autres propriétés des aérosols, ce paramètre fournit des informations importantes pour mieux simuler l'influence des particules atmosphériques sur la formation des nuages dans les modèles climatiques. On y voit clairement qu'il y a plus de particules en été antarctique qu'en hiver. En été, plus de masses d'air des latitudes inférieures atteignent le continent, et en hiver, l'Antarctique est presque complètement coupé des latitudes inférieures en raison de son vortex polaire. Pendant l'hiver, le nombre d'aérosols est donc extrêmement faible. Par rapport à la Belgique, le nombre de particules d'aérosol sur la base du pôle est cent à mille fois inférieur.

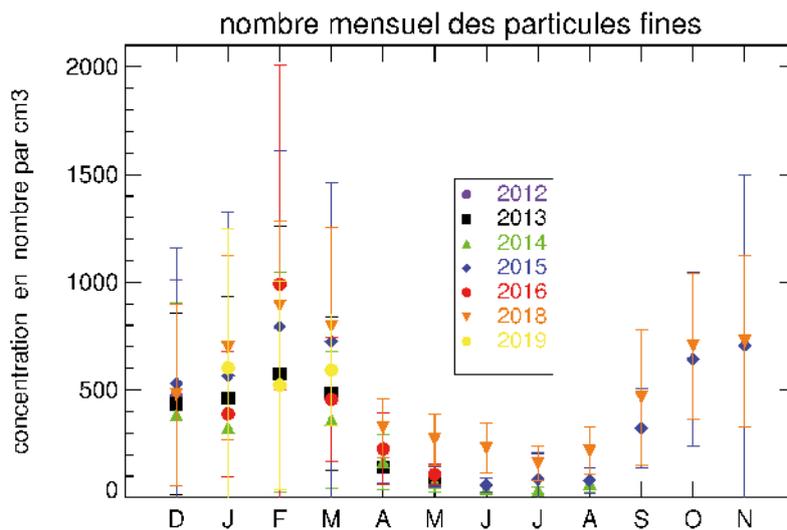


Figure 2.22. Moyennes mensuelles (\pm marge d'erreur) du nombre total de particules d'aérosols atmosphériques, sur plusieurs années, mesurées à la station Princesse Elisabeth; mois: « D » pour décembre, « J » pour janvier et ainsi de suite.

2.4.3. Ozone et rayonnement UV

Le spectrophotomètre à ozone Brewer est installé sur le toit de la base polaire (cf. figure 2.21, à droite). Cet instrument mesure la quantité totale d'ozone dans la colonne atmosphérique et le rayonnement UV-A et UV-B entrant. L'ozone est un gaz atmosphérique important qui absorbe fortement le rayonnement UV du soleil. Une dose trop élevée de rayonnement UV peut brûler la peau humaine et éventuellement provoquer un cancer de la peau, mais aussi des lésions oculaires (cf. aussi 2.2. Observations d'ozone). Le fameux indice UV (indice de risque de brûlure de la peau) peut être calculé sur base du rayonnement UV mesurés. À partir d'un indice UV supérieur à 10, la peau non protégée brûlera en à peine 10 minutes.

La figure 2.23 montre l'indice UV maximal quotidien, mesuré à la station Princesse Elisabeth. L'instrument ne prend des mesures que pendant l'été antarctique. Les valeurs maximales sont donc atteintes fin décembre, lorsque le soleil est au plus haut. Les différences entre les années sont dues à la variabilité de la quantité totale d'ozone dans la colonne atmosphérique (Aun *et al.*, 2019). Il est donc important de mesurer la quantité exacte d'ozone dans l'atmosphère. Les valeurs très élevées de l'indice UV (des valeurs jusqu'à 12) à la fin de 2015 sont dues à de très faibles quantités d'ozone dans la colonne atmosphérique à cette époque, conséquence du trou dans la couche d'ozone.

Le célèbre trou dans la couche d'ozone est apparu au-dessus de l'Antarctique pendant plus de 30 ans pendant le printemps austral (septembre-novembre). Ce trou est causé par des gaz chimiques anthropiques qui peuvent dégrader l'ozone. Cette dégradation de la couche d'ozone se produit justement à des hauteurs verticales de la stratosphère (entre 15 et 20 km) où les concentrations d'ozone sont les plus élevées et où la couche d'ozone a une influence majeure sur le gradient de température vertical. Cela peut influencer les modèles de circulation atmosphérique à grande échelle.

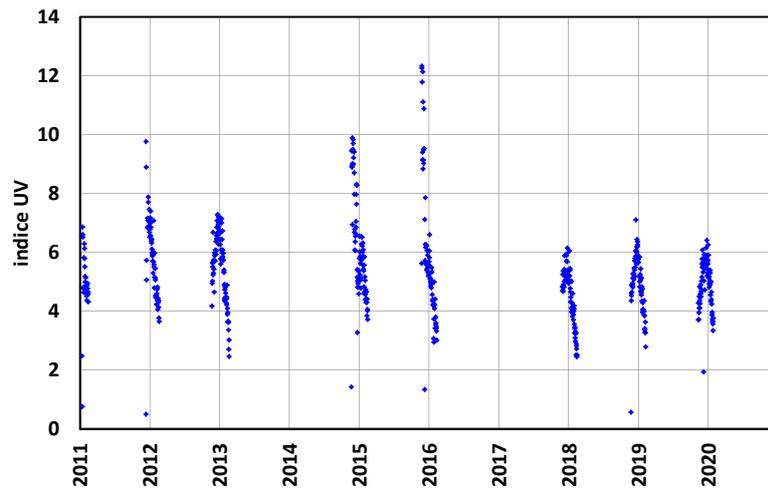


Figure 2.23. Valeur maximale quotidienne de l'indice UV mesurée à la base polaire belge, pendant plusieurs années.

2.4.4. Radiosondages

Depuis janvier 2014, l'IRM lance des ballons météo au cours de l'été antarctique (décembre - février) en collaboration avec l'International Polar Foundation et l'Institut fédéral suisse de recherche sur la forêt, la neige et le paysage. Les ballons météo sont équipés d'un système de sondes radio pour mesurer les profils verticaux de température, d'humidité et de vent. Les informations sur la distribution verticale de ces paramètres météorologiques sont importantes pour visualiser la dynamique à grande échelle de l'atmosphère antarctique, afin d'améliorer les prévisions météorologiques, mais aussi pour mieux comprendre les processus de formation des nuages.

Les radiosondages montrent que la hauteur moyenne de la tropopause (transition de la troposphère à la stratosphère) en été est d'environ 9 km (au-dessus du niveau de la mer), sans différence nette entre les années. Les mesures montrent également que la température de la tropopause en février est nettement plus élevée qu'en décembre. Des profils moyens peuvent également être créés sur la base de ces radiosondages, par exemple pour la distribution verticale de l'humidité de l'air (cf. figure 2.24). Le profil d'humidité montre la sécheresse de l'atmosphère antarctique. Il ressort des autres saisons un schéma similaire pour l'humidité. Ce modèle reflète l'effet du courant circumpolaire qui limite le transport de l'eau (vapeur) à l'intérieur des terres antarctiques.

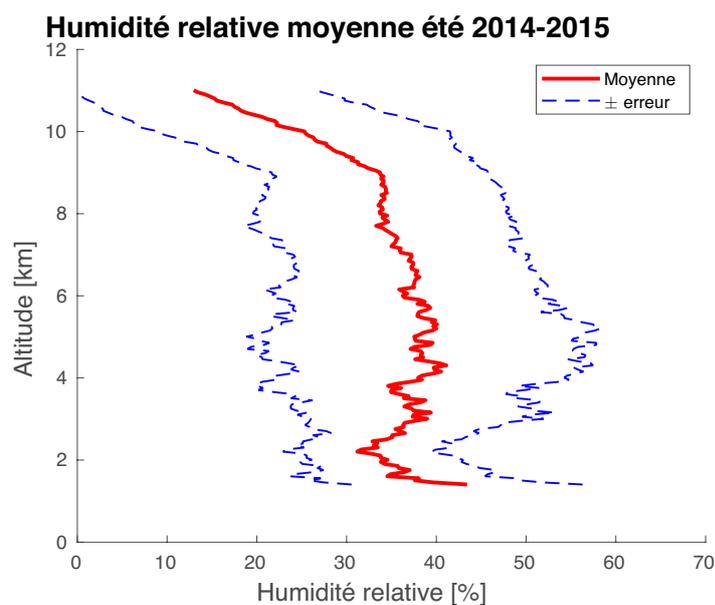


Figure 2.24. Profil vertical moyen de tous les radiosondages d'humidité pendant la saison d'été 2014-2015 à la station Princess Elisabeth. En rouge les moyennes, en bleu les marges d'erreur.

RÉFÉRENCES

Aun, M., Lakkala, K., Sanchez, R., Asmi, E., Nollas, F., Meinander, O., Sogacheva, L., De Bock, V., Arola, A., de Leeuw, G., Aaltonen, V., Bolsee, D., Cizkova, K., Mangold, A., Metelka, L., Jakobson, E., Svendby, T., Gillotay, D. and Van Opstal, B.: UV radiation measurements in Marambio, Antarctica during years 2017–2019 in a wider temporal and spatial context. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi: 10.5194/acp-2019-896, in review, 2019.

Beirle, S., Lampel, J., Wang, Y., Mies, K., Dörner, S., Grossi, M., Loyola, D., Dehn, A., Danielczok, A., Schröder, M. and Wagner, T.: The ESA GOME-Evolution «Climate» water vapor product: a homogenized time series of H₂O columns from GOME, SCIAMACHY, and GOME-2. *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 449-468, doi: 10.5194/essd-10-449-2018, 2018.

Berckmans, J., Van Malderen, R., Pottiaux, E., Pacione, R. and Hamdi, R.: Validating the water vapour content from a reanalysis product and a regional climate model over Europe based on GNSS observations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi: 10.5194/acp-2018-1097, 2018.

Bony, S. and Dufresne J.-L.: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806, doi: 10.1029/2005GL023851, 2005.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P. and Bechtold, P.: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597, doi: 10.1002/qj.828, 2011.

Dewitte, S. and Nevens, S.: The Total Solar Irradiance Climate Data Record. *Astrophysical Journal*, 830, 1-5, doi: 10.3847/0004-637X/830/1/25, 2016.

Dewitte, S. and Clerbaux, N.: Measurement of the Earth Radiation Budget at the Top of the Atmosphere - A Review. *Remote Sensing*, 9, 1143, doi: 10.3390/rs9111143, 2017.

Dewitte S. and Clerbaux, N.: Decadal changes of the Outgoing Longwave Radiation. *Remote Sensing*, 10, 1539, doi: 10.3390/rs10101539, 2018.

Dewitte, S., Clerbaux, N. and Cornelis, J.: Decadal Changes of the Reflected Solar Radiation and the Earth Energy Imbalance. *Remote Sensing*, 11, 663, doi: 10.3390/rs11060663, 2019.

Gorodetskaya, I. V., Van Lipzig, N. P. M., Van den Broeke, M. R., Mangold, A., Boot, W. and Reijmer, C. H.: Meteorological regimes and accumulation patterns at Utsteinen, Dronning Maud Land, East Antarctica: Analysis of two contrasting years. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 1700-1715, doi: 10.1002/jgrd.50177, 2013.

Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P. and von Schuckmann, K.: Earth's energy imbalance and implications. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13421-13449, doi: 10.5194/acp-11-13421-2011, 2011.

Held, I. M. and Soden, B. J.: Water vapor feedback and global warming. *Annual Review of Energy and the Environment*, 25, 441- 475, doi: 10.1146/annurev.energy.25.1.441, 2000.

Herenz, P., Wex, H., Mangold, A., Laffineur, Q., Gorodetskayfa, I. V., Fleming, Z., Panagi, M. and Stratmann, F.: CCN measurements at the Princess Elisabeth Antarctica Research station during three austral summers. *Atmos. Chem. Phys.* 19, 275-294, doi: 10.5194/acp-19-275-2019, 2019.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1535 pp., 2013.

Jin, Y., Andersson, H. and Zhang, S.: Air pollution control policies in China: a retrospective and prospects. *Int. J. Environ. Res. Public Health*, 13, 1219, doi: 10.3390/ijerph13121219, 2016.

Loeb, N., Thorsen, T., Norris, J., Wang, H. and Su, W.: Changes in Earth's Energy Budget during and after the «Pause» in Global Warming: An Observational Perspective. *Climate*, 6, 62, doi: 10.3390/cli6030062, 2018.

NOAA, 2019: <https://www.noaa.gov/news/june-2019-was-hottest-on-record-for-globe>.

Pacione, R., Araszkiwicz, A., Brockmann, E. and Dousa, J.: EPN-Repro2: A reference GNSS tropospheric data set over Europe. *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 1689-1705, doi: 10.5194/amt-10-1689-2017, 2017.

Rapport de l'Organisation Météorologique Mondiale et du programme pour l'environnement des Nations Unies à propos de l'état global de la couche d'ozone: <https://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/ozone/>

Site web du groupe de recherche sur l'ozone de l'IRM: <http://ozone.meteo.be>

Soden, B., Held, I., Colman, R., Shell, K., Kiehl, J. and Shields, C.: Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J. Clim.*, 21, 3504-3520, doi: 10.1175/2007JCLI2110.1, 2007.

Sogacheva, L., Popp, T., Sayer, A. M., Dubovik, O., Garay, M. J., Heckel, A., Hsu, N. C., Jethva, H., Kahn, R. A., Kolmonen, P., Kosmale, M., de Leeuw, G., Levy, R., Litvinov, P., Lyapustin, A., North, P., Torres, O., Arola, A.: Merging regional and global aerosol optical depth records from major available satellite products. *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 2031-2056, doi: 10.5194/acp-20-2031-2020, 2020.

Souvereinjs, N., Gossart, A., Gorodetskaya, I. V., Lhermitte, S., Mangold, A., Laffineur, Q., Delcloo, A. and Van Lipzig, N. P. M.: How does the ice sheet surface mass balance relate to snowfall? Insights from a ground-based precipitation radar in East Antarctica. *The Cryosphere*, 12, 1987-2003, doi: 10.5194/tc-12-1987-2018, 2018.

Trenberth, K. and Fasullo, J.: An apparant hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1, 19-32, doi: 10.1002/2013EF000165, 2013.

Van Malderen, R., Pottiaux, E., Klos, A., Domonkos, P., Elias, M., Ning, T., Bock, O., Guijarro, J., Alshawaf, F., Hoseini, M., Quarello, A., Lebarbier, E., Chimani, B., Tornatore, V., Zengin Kazanci, S. and Bogusz, J.: Homogenizing GPS integrated water vapor time series: benchmarking break detection methods on synthetic datasets. *Earth and Space Science*, in revision, 2020.

von Schuckmann, K., Palmer, M., Trenberth, K., Cazenave, A., Chambers, D., Champollion, N., Hansen, J., Josey, S., Loeb, N., Mathieu, P., Meyssignac, B. and Wild, M.: An imperative to monitor Earth's energy imbalance. *Nature Climate Change*, 6, 138-144, doi: 10.1038/NCLIMATE2876, 2016.

WMO GCOS Implementation Plan, 2016: <https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables>.

CHAPITRE 3 | Recherches sur la modélisation de la météo et du climat



INTRODUCTION

Les variables atmosphériques présentent une forte variabilité sur des échelles de temps très différentes allant de la minute à la centaine d'années, voire bien au-delà. Les chapitres précédents regorgent d'exemples de cette variabilité. En outre, l'évolution des variables qui y ont été décrites revêt une apparence erratique, souvent associée à des régularités globales telles que les variations saisonnières ou journalières de l'influx solaire, ou encore des changements de régimes abrupts ou plus doux. Tous ces comportements découlent de l'ensemble des lois physiques et chimiques qui régissent la dynamique du système climatique constitué par l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère. Des questions centrales dans ce contexte est de savoir dans quelle mesure ces phénomènes peuvent être décrits par des modèles représentant aussi bien que possible les différentes composantes du climat et dans quelles limites ils peuvent être prévus.

L'atmosphère est sans doute la composante pour laquelle nos connaissances sont les plus grandes puisqu'elle constitue le milieu naturel dans lequel nous vivons. Néanmoins, même dans ce cas, notre expérience de tous les jours nous indique que notre capacité de prévision de son évolution reste très limitée, même avec les ordinateurs puissants actuellement à notre disposition. Il apparaît notamment qu'après une dizaine de jours, la prévision du temps obtenue à partir des modèles ne se distingue plus d'une prévision purement aléatoire qui ne tiendrait compte que de la période de l'année concernée. D'une part, cela peut être dû à des lacunes dans les modèles. D'autre part, cette prévisibilité limitée est une propriété inhérente aux lois de la nature. La moindre erreur dans l'état initial de l'atmosphère augmente de façon exponentielle jusqu'à ce que la prévision s'écarte complètement de la réalité, un phénomène connu sous le nom d'effet papillon.

La figure 3.1 illustre cette dynamique dans le cadre du modèle opérationnel global de prévision du temps du Centre de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). On y représente l'évolution de l'erreur de prévision pour une quantité traditionnelle de la prévision du temps qui est la pression au niveau de la surface de la mer sur toute l'hémisphère nord. Cette quantité croît clairement, en fonction de l'échéance de prévision. Cette perte progressive de prévisibilité peut être attribuée à deux sources distinctes : (i) la présence d'imperfections dans la modélisation qui affecte la prévision et (ii) la propriété de **sensibilité aux conditions initiales** par laquelle toute erreur commise sur les conditions initiales d'un système va progressivement croître au cours du temps. Sur base de la figure 3.1, les deux sources d'erreurs ne peuvent être distinguées, mais il est possible de montrer que la source dominante dans ce cas précis est l'erreur sur les conditions initiales (Vannitsem and Nicolis, 2008).

Les deux propriétés que nous venons de décrire brièvement, à savoir la variabilité prononcée des variables atmosphériques d'apparence erratique et la sensibilité aux conditions initiales, sont les deux facettes visibles d'une dynamique propre aux modèles atmosphériques connue sous le nom de **dynamique chaotique** ou dynamique apériodique. Il est important de souligner que cette dynamique n'est pas liée à notre connaissance et notre description imparfaite des lois d'évolution de l'atmosphère, mais fait partie intégrante de la gamme de dynamiques possibles régies par ces lois.

Les variables atmosphériques auxquelles s'intéressent principalement les météorologues et les climatologues sont le vent, la température, la pression, la densité, les différentes phases de l'eau, la quantité d'aérosols, ainsi que les différents constituants chimiques qui composent les masses d'air. Leur évolution est décrite par les équations de base de la dynamique des fluides, de la thermodynamique et de la cinétique chimique, auxquelles s'ajoutent tout une série de relations décrivant les changements de phase de l'eau et les différents processus d'absorption, d'émission et de diffusion des radiations par les constituants présents dans l'air. L'une des particularités essentielles

de ces équations est qu'elles sont, par nature, non-linéaires¹. Cette caractéristique est à l'origine de la dynamique chaotique que nous venons de mentionner plus haut et constitue un élément central des travaux théoriques et pratiques effectués dans le cadre de la théorie des systèmes dynamiques, discipline à la frontière de la physique et des mathématiques. Nous reparlerons des travaux effectués à l'IRM dans ce contexte dans la section 3.1 de ce chapitre.

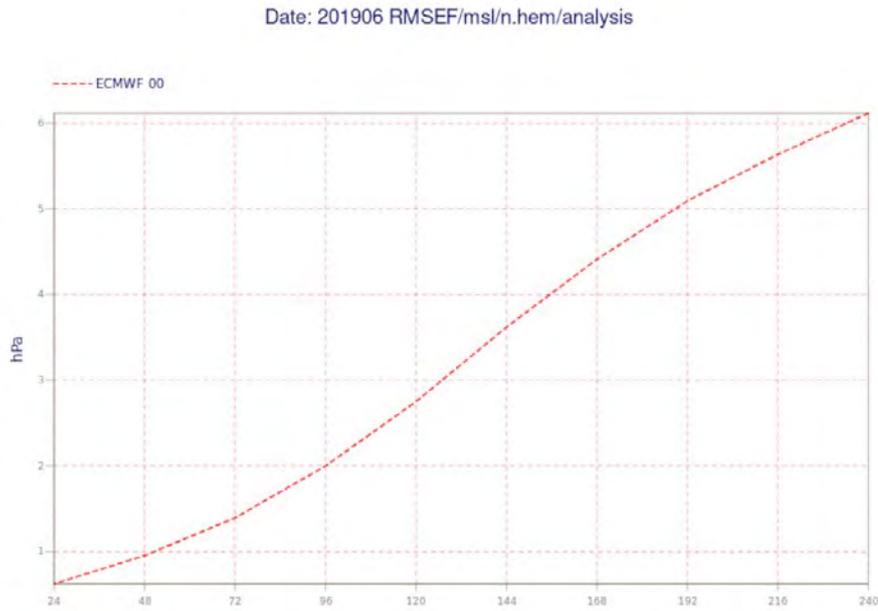


Figure 3.1. Évolution de l'erreur quadratique (racine carrée de la moyenne des différences au carré) moyennée sur trois mois et sur l'ensemble de l'hémisphère nord, pour la pression à la surface de la mer. Ce résultat provient de la prévision du modèle de haute résolution du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). L'axe horizontal représente le temps en heures (source: le site internet du CEPMMT, <https://apps.ecmwf.int/wmolcdnv/scores/mean/msl>).

De façon classique, on définit le climat comme l'ensemble des propriétés statistiques (moyennes, variances... des différentes variables d'intérêt telles que la température ou les précipitations) de l'atmosphère. La description de sa dynamique part des mêmes équations de base que celles utilisées pour la prévision du temps, adaptées pour décrire les quantités statistiques auxquelles on s'intéresse et augmentées des couplages aux autres composantes du climat telles que les océans et la cryosphère, ainsi que des forçages externes à variations lentes, telle que l'accroissement du CO₂, souvent négligés lors de la prévision du temps. Pour les océans, la modélisation de base suit la même approche que pour l'atmosphère, à la différence que le fluide est maintenant un liquide composé d'eau et de sel (et d'autres composés chimiques ou biologiques tels que le phytoplancton). Pour la cryosphère, un modèle dynamique de glace est nécessaire et pour la biosphère, un modèle décrivant les différents types de végétation et de couverture à la surface terrestre. Dans ce contexte, l'une des difficultés majeures réside dans la modélisation précise des flux de toutes natures échangés entre ces différentes composantes du système climatique (par exemple les flux de chaleur, l'évapotranspiration, les flux de différents gaz dont les gaz à effet de serre, etc).

Lorsqu'on s'intéresse à l'évolution future de ces quantités statistiques moyennes on parle de **projections climatiques** (cf. chapitre 4: Modélisation climatique régionale) caractérisant la sensibilité de ces propriétés statistiques aux autres composantes du système climatique et aux forçages internes et externes. Cette approche se base sur des modèles construits spécifiquement pour les échelles de temps longues en simplifiant les processus se déroulant sur des échelles de temps courtes de l'ordre du jour, c'est-à-dire typiquement les échelles de temps auxquelles s'intéressent les météorologues. Il faut noter que dans ce cadre, une théorie complète de la manière dont il faut réduire les équations d'évolution du système climatique de telle façon à obtenir de nouvelles équations uniquement pour les quantités statistiques (moyennes, variances...) n'est pas encore disponible et ce surtout à

1 Une réponse d'un système sera qualifiée de linéaire si elle est proportionnelle à l'amplitude de l'action et obéit au principe de superposition, c'est-à-dire que l'effet de plusieurs actions correspond à la somme de ces différentes actions. Une réponse est non-linéaire si elle ne tombe pas dans cette catégorie.

cause de la complexité du système climatique. Ceci implique que des approches relativement phénoménologiques sont utilisées, induisant un degré d'incertitude important sur la qualité de ces modèles et la présence de sources d'erreur de modélisation importantes.

Des travaux récents tentent, en parallèle, de développer des modèles de prévision qui peuvent être à la fois utilisés en mode de prévision à court (de l'ordre de quelques jours), à moyen (de l'ordre du mois) ou à long terme (à l'échelle annuelle ou décennale). Cette approche très détaillée de la description du système climatique est très coûteuse en temps de calcul et n'a d'avenir que pour autant que des systèmes informatiques très puissants soient mis en place, ainsi que des systèmes d'observations complets couvrant toutes les composantes du système climatique.

3.1. LA DYNAMIQUE DE L'ATMOSPHÈRE ET DU CLIMAT

3.1.1. Introduction

La théorie des systèmes dynamiques que nous avons mentionnée ci-dessus, au-delà de sa capacité à expliquer l'apparition de solutions de type chaotique dans les systèmes non-linéaires, permet de décrire la vaste 'zoologie' des solutions possibles de ces systèmes, portant le nom d'attracteurs. Ces attracteurs peuvent coexister pour un système donné et l'application de perturbations appropriées à ce genre de système peut alors, dans certaines conditions, induire des passages d'un attracteur à l'autre. Cela donne lieu à des transitions plus ou moins rapides entre les solutions telles que celles qui ont été illustrées de façon empirique au chapitre 1 (L'évolution du climat en Belgique) pour les températures ou les précipitations. Ces transitions peuvent avoir un caractère naturel si le forçage qui les induit est de source naturelle, comme par exemple un accroissement de l'énergie solaire atteignant la Terre, ou de nature anthropique si le forçage est provoqué par l'homme telle que la combustion de combustibles fossiles.

Un exemple spectaculaire bien connu de ces transitions entre états différents est donné par l'évolution des précipitations dans la région sahélienne (Afrique de l'Ouest) qui montre une alternance de périodes de sécheresses et de périodes plus humides. Ces transitions entre états ont fait l'objet d'une modélisation simplifiée à partir d'un modèle non-linéaire qui reproduit remarquablement l'évolution entre ces deux états (Demarée and Nicolis, 1990).

3.1.2. Le climat et la prévisibilité des moyennes

Néanmoins, bien que les propriétés statistiques de l'atmosphère soient fortement influencées par les autres composantes du système climatique (par exemple l'hydrosphère ou la cryosphère) évoluant sur des échelles de temps plus longues, elles doivent également garder la marque du comportement erratique de l'atmosphère décrit à la section précédente. Cette constatation naturelle ouvre dès lors la question de savoir, au vu de l'horizon temporel limité de la prévision du temps, dans quelle mesure le climat est prévisible.

Les équations d'évolution du climat sont d'une complication considérable et il y a souvent avantage à réduire fortement la description des phénomènes de telle façon à réduire la difficulté du problème qui nous intéresse, tout en gardant les ingrédients essentiels qui en font sa particularité. C'est ainsi que des **modèles très simples** ont vu le jour, décrivant des phénomènes spécifiques, tels que le modèle de circulation océanique de Stommel (voir par exemple Dijkstra, 2005) décrit par 2 équations différentielles ordinaires non-linéaires (qualifié de modèle de basse dimension), ou encore des modèles de taille intermédiaire, se situant entre les modèles de basse dimension et les modèles opérationnels de prévision du temps et du climat. L'avantage fondamental de ces systèmes est de permettre une étude exhaustive tout en gardant les ingrédients essentiels de la dynamique de base.

Plusieurs travaux ont été effectués ces dernières années à l'IRM à l'aide de ce type de modèles simplifiés. Ces analyses montrent que la limite de prévisibilité de quantités statistiques telles que les moyennes temporelles, est identique à celle du système d'origine et que la dynamique reste chaotique.

Ces résultats suggèrent que le choix de la condition initiale de la composante atmosphérique doit jouer relativement peu de rôle dans la problématique de la prévision climatique puisque l'erreur sature rapidement après une dizaine de jours, mais cela n'exclut pas que certaines informations peuvent être tirées d'une prévision plus longue au travers de l'influence d'autres composantes du climat dont l'évolution est beaucoup plus lente.

3.2. LE RÔLE DE L'OcéAN SUR LA PRÉVISIBILITÉ DE L'ATMOSPHÈRE

L'océan est une composante du système climatique entrant directement en interaction avec l'atmosphère au travers d'échange de masse et de chaleur. Comme sa variabilité naturelle est plus lente que l'atmosphère, on s'attend à pouvoir retrouver la signature de son évolution lente dans la dynamique de l'atmosphère, et donc de pouvoir influencer la prévisibilité de cette dernière. Dans le cadre d'un modèle couplé océan-atmosphère assez détaillé, Goswami et Shukla (1991) montrent que la saturation de l'erreur est beaucoup plus lente que celle déduite dans les modèles purement atmosphériques et que des informations utiles peuvent être tirées au niveau saisonnier ou interannuel. Ce résultat encourageant a ouvert de nombreuses perspectives notamment dans le contexte des prévisions saisonnières, interannuelles et décennales. Toutefois, les prévisions à ces échelles de temps sont actuellement de faible qualité et la compréhension du rôle de l'océan sur la prévisibilité à long terme reste ouverte (Cassou and Mignot, 2013).

Pour comprendre comment l'océan peut influencer la prévisibilité de l'atmosphère, une série de **modèles couplés océan-atmosphère simplifiés** ont été développés à l'IRM (voir par exemple Vannitsem (2017) pour des revues récentes de ces modèles). Ils comprennent un module atmosphérique décrit par les équations usuelles de la dynamique de l'atmosphère à grande échelle aux latitudes moyennes, couplé à un module océanique d'eau peu profonde dont les équations sont également valides à grande échelle et qui échange énergie radiative et chaleur avec l'atmosphère, ainsi que de la quantité de mouvement. Ces modèles ont permis de montrer que pour avoir une prévisibilité à long terme d'une de nos variables il ne suffit pas d'avoir une interaction avec l'océan, mais bien d'avoir une nouvelle dynamique qui émerge faisant à la fois intervenir des variables océaniques et des variables atmosphériques, ces dernières « s'imprégnant » en quelque sorte de la dynamique lente de l'océan. Le couplage entre ces deux composantes climatiques (l'océan et l'atmosphère) est donc une condition nécessaire pour avoir une prévisibilité à long terme mais pas suffisante (voir Vannitsem, 2018 pour plus d'explications sur le sujet).

Un exemple de l'évolution de l'erreur dans l'atmosphère liée à la présence de l'océan est représenté à la figure 3.2. Quand le couplage est fort ($C=0,015$), l'erreur quadratique moyenne de l'une des variables du modèle continue à croître sur plusieurs dizaines d'années, suggérant une prévisibilité étendue sur des périodes très longues (courbe bleue ou verte pour différentes profondeurs de l'océan du modèle). Par contre si le couplage est trop faible ($C=0,01$), aucune prévisibilité à long terme n'apparaît (courbe rouge).

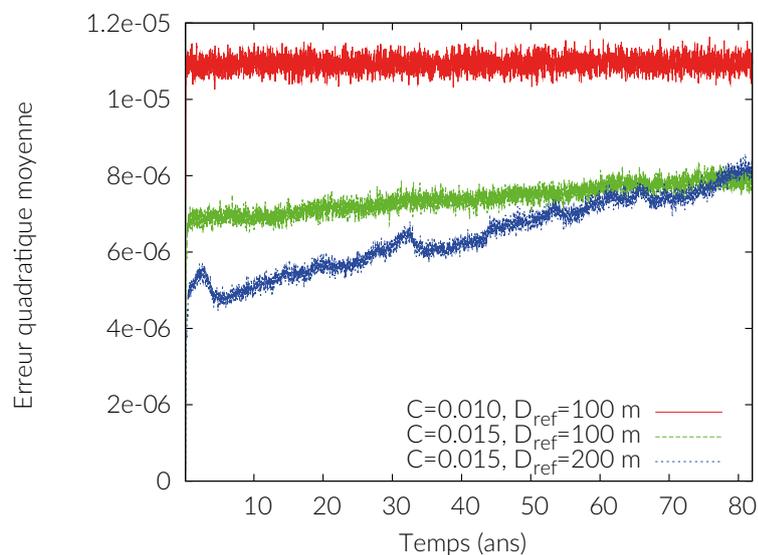


Figure 3.2. Évolution de l'erreur quadratique moyenne pour une variable atmosphérique dominante pour trois jeux de paramètres différents d'une version du modèle couplé océan-atmosphère simplifié (selon Vannitsem (2017, 2018)).

Ce modèle simplifié a fait l'objet d'extensions à différents niveaux et en particulier la possibilité d'augmenter à souhait le nombre de variables à des échelles de plus en plus petites intervenant dans la dynamique. Cette version du modèle porte comme nom l'acronyme « MAOOAM », pour *Modular Arbitrary-Order Ocean-Atmosphere Model* (De Cruz et al., 2016, 2018).

3.3. POINT DE NON-RETOUR DANS LE SYSTÈME CLIMATIQUE

De nombreuses études ont démontré le rôle prépondérant dans la dynamique du climat de l'océan profond et des glaces, agissant sur des échelles de temps beaucoup plus longues que celles de l'atmosphère. Leur interaction avec l'atmosphère peut donner lieu à des 'surprises' climatiques qui peuvent être lourdes de conséquences.

Un premier exemple de ces effets relativement soudains est fourni par la succession des **périodes glaciaires et interglaciaires** durant l'ère quaternaire (les deux derniers millions d'années environ), séparées par des phases de transition dont la durée est souvent beaucoup plus courte (quelques milliers d'années) que celles de ces périodes elles-mêmes. Un premier élément d'explication de cette évolution a été fourni par la ressemblance frappante de ces changements successifs avec les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Berger, 1981). Mais l'absence d'une cohérence parfaite entre ces deux 'cycles' et la variabilité importante de la durée des phases glaciaires et interglaciaires restait encore à élucider. Une explication plausible de ce comportement a ensuite été apportée par la description de l'interaction complexe des changements d'excentricité de l'orbite terrestre (et donc de l'influx solaire) avec la température globale de la surface de la Terre dont la dynamique obéit à une équation non-linéaire. Ces études sur les glaciations du quaternaire sont notamment à l'origine du développement d'une théorie importante en physique, la résonance stochastique, qui explique comment un système non-linéaire peut répondre à des perturbations de très faibles amplitudes (Nicolis, 1982, 1991).

Un autre exemple de comportement lié à la présence de non-linéarités dans les composantes du climat est l'interruption possible de la **circulation thermohaline océanique**, un courant important qui traverse l'ensemble des océans du globe. Ce transport est déterminé par les différences de densité des masses d'eau océanique qui se répartissent sur le globe, elles-mêmes associées aux différences de température et de salinité (Dijkstra, 2005). Ce courant joue un rôle essentiel dans les transferts de chaleurs et de masse au sein des océans du globe, et donc contribue considérablement à la répartition énergétique sur la Terre. Une interruption éventuelle de ce courant global pourrait avoir des conséquences désastreuses sur les climats régionaux (Baruch, 2007). Si le Gulf Stream, qui fait partie de la circulation thermohaline et amène la chaleur vers l'Europe, disparaît, ceci pourrait induire toutes sortes d'effets secondaires locaux sur le climat (voir cadre).

Gulf Stream

Les scientifiques (océanographes) ont déterminé que le Gulf Stream s'est affaibli de 15% depuis les années 50. Ceci n'est pas peu de choses car, de par des reconstructions climatiques, il semble qu'un tel affaiblissement ne se soit pas produit au cours des mille dernières années. De plus, il se pourrait qu'à cause du changement climatique, une limite pourrait être franchie qui ferait disparaître complètement le Gulf Stream.

Dans nos régions, cet affaiblissement couplé au réchauffement global actuel renforcerait la circulation d'ouest au-dessus de l'Océan Atlantique pendant l'hiver, résultant en des hivers moins froids et plus de précipitations provenant du sud-ouest.

Les conséquences prévues de cet arrêt du Gulf Stream pour nos régions seraient les suivantes: de l'air humide et doux en hiver et en été, des zones de haute pression bloquant le chemin aux dépressions, et donc à l'air plus frais et humide en provenance de l'océan vers notre continent. Cette situation pourrait conduire à des risques plus élevés de vagues de chaleur et de sécheresse estivale. En résumé: l'arrêt du Gulf Stream pourrait avoir comme conséquence pour la Belgique un climat côtier renforcé en hiver et un climat continental renforcé en été. Le rafraîchissement des températures à la suite de l'arrêt du Gulf Stream ne se ferait réellement sentir que dans les régions les plus au nord².

Ce type de transition entre ces deux régimes différents pourrait résulter de la présence de ce que l'on appelle, dans le cadre de la théorie des systèmes dynamiques, une **bifurcation**. Elle caractérise la manière dont un système va changer de régime (c'est-à-dire d'attracteur) sous l'influence d'une modification de certains paramètres qui contrôlent son état. Pour reprendre l'exemple donné ci-dessus, la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord est, notamment, contrôlée par la quantité d'eau douce qui pénètre dans l'océan au niveau des régions polaires.

² <https://www.vn.nl/warmteregelaar-aarde-zwakt-af/>

Si cette quantité devient trop importante (ex: fonte rapide des glaces du pôle), la circulation pourrait en être fortement perturbée, voire s'arrêter ou s'inverser, et induire rapidement toute une série de changements régionaux, dont les conséquences peuvent être catastrophiques.

La figure 3.3 illustre ce phénomène au travers d'un diagramme de bifurcation schématisé tiré d'un modèle simplifié, qualitatif, décrivant la circulation thermohaline au niveau de l'Atlantique Nord. Clairement, si dans ce modèle on augmente l'apport en eau douce, le système va passer successivement d'un état unique stable où la circulation est intense (points rouges en haut du diagramme) vers une situation où deux états possibles sont stables, l'un intense et l'autre faible (ou de circulation inversée), et ensuite vers une situation où l'état stable correspond à une circulation de faible intensité (ou de circulation inversée). De plus, si à un instant donné on se trouve dans l'état de circulation intense et qu'on augmente l'apport en eau douce, on glisse le long de la courbe supérieure et ensuite on peut basculer rapidement vers l'état de faible circulation (ou d'inversion de circulation) représenté par la courbe inférieure.

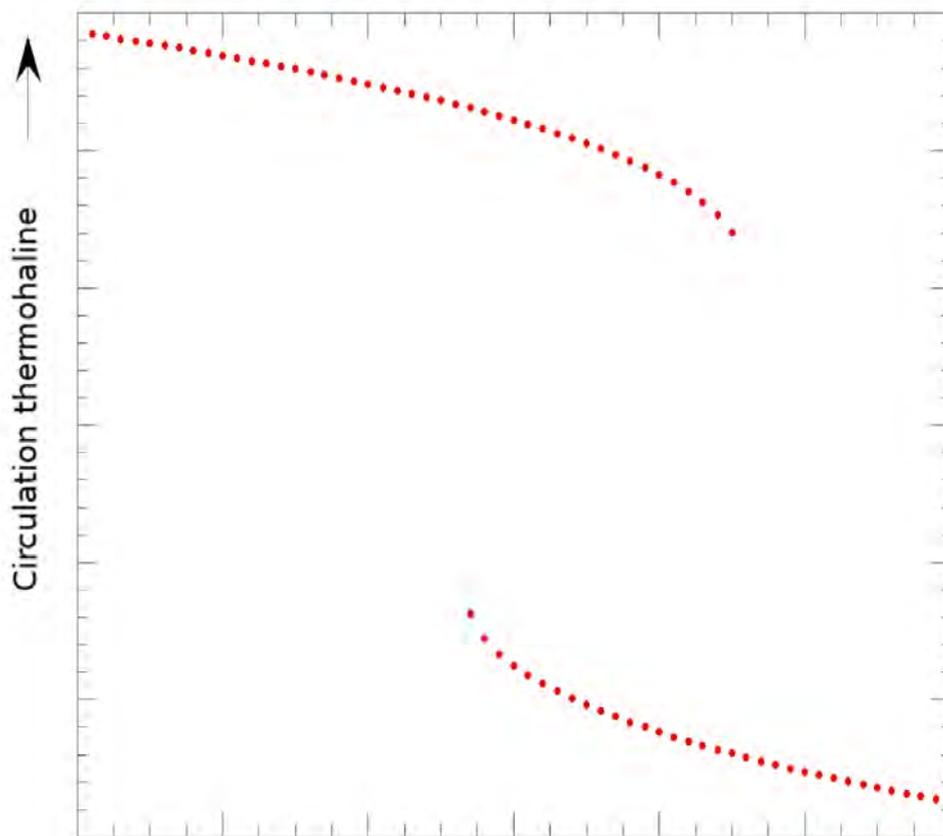


Figure 3.3. Diagramme de bifurcation de l'intensité de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord en fonction de l'apport en eau douce dans les régions polaires.

De façon générale, la présence de non-linéarités dans le système climatique peut avoir des conséquences inattendues surtout en présence de forçages dépendants du temps, tels que l'accroissement des gaz à effets de serre ou encore la déforestation rapide des terres du globe qui modifie l'albédo³, le pouvoir réfléchissant de la surface de la Terre, et donc la quantité d'énergie solaire qui peut être stockée par la Terre et l'atmosphère. La variation d'un paramètre tel que ceux-là peut induire un passage soudain d'un état climatique donné vers un autre et la modification complète des propriétés statistiques du système. Cette question a récemment été abordée à l'IRM dans le cadre de modèles simples et il est apparu que l'état initial instantané du système au début de la modification du paramètre concerné et la vitesse de changement de ce paramètre ont des conséquences inattendues telles que la persistance dans un état donné (Nicolis and Nicolis, 2004).

³ Albédo est le pouvoir réfléchissant de la surface de la Terre, et donc la quantité d'énergie solaire qui peut être stockée par la Terre et l'atmosphère.

3.4. LE PROBLÈME DE L'ERREUR DE MODÉLISATION

L'utilisation de modèles climatiques de différentes complexités permet de mieux comprendre la dynamique des changements climatiques. Mais du point de vue de la prévision, toute la difficulté réside dans une très bonne représentation des processus climatiques et de leurs interactions au sein d'un modèle. Tout cela passe à la fois par l'analyse de systèmes très simples permettant une étude approfondie des mécanismes agissant sur le climat et le développement de modèles très détaillés tenant compte de tous les processus présents. Ces efforts peuvent conduire à une estimation de l'évolution future du climat et à une évaluation de son horizon de prévisibilité. Mais cette tâche est, à l'heure actuelle, loin d'être accomplie au vu de l'ensemble des incertitudes qui planent encore sur les processus en jeu et leurs impacts sur le climat (Baruch, 2007). La présence de ces incertitudes ouvre dès lors la question de savoir d'une part quel est l'impact de ces incertitudes sur les projections climatiques actuelles et d'autre part comment tenir compte de ces incertitudes dans les projections futures.

La question de l'impact de l'erreur de modélisation sur la prévision ne se pose pas uniquement pour les modèles climatiques mais également pour les modèles de prévision du temps, comme par exemple dans la figure 3.1 où l'impact des deux types d'erreurs est présent, à savoir l'erreur sur la condition initiale et l'erreur de modélisation puisque le modèle de prévision n'est qu'une représentation toujours imparfaite de la réalité. Cette question est largement abordée à l'IRM au travers du développement d'une théorie fondamentale de la dynamique de l'erreur de modélisation et de sa correction. Il apparaît que la présence d'une erreur de modélisation peut avoir des conséquences importantes sur la prévision du temps telles que par exemple de manquer une transition vers un régime différent du système étudié. De plus, si le système est chaotique, l'erreur de modélisation subit, au même titre que l'erreur sur les conditions initiales, une croissance qui, au final, conduira le système à devenir complètement imprévisible après un certain laps de temps (Nicolis, 2004 ; Vannitsem, 2006).

En parallèle à cette réduction de prévisibilité, l'erreur de modélisation a tendance à induire des biais importants dans les différentes quantités statistiques (moyennes, variances...) des variables climatiques qui nous intéressent telle que par exemple la température moyenne globale annuelle. Ces biais sont en général corrigés à posteriori au travers de techniques de *post-processing* (technique statistique de correction se basant sur des données mesurées dans le passé). Mais lorsqu'on s'intéresse à l'évolution du climat sous l'influence, par exemple, de forçages extérieurs ou de modifications de la composition chimique de l'atmosphère, ces techniques de correction basées sur des relations statistiques entre les observations et les observables du modèle ne sont plus nécessairement valables. Cette question est cruciale lorsqu'on souhaite effectuer des projections à long terme de l'évolution du climat et associer à celles-ci une incertitude potentielle. Cette question a été étudiée dans le cadre de systèmes très simples, dont notamment un modèle climatique de basse dimension (Vannitsem, 2011). Il est apparu qu'effectivement les biais et les relations statistiques permettant la correction de l'impact de l'erreur de modélisation subissaient des changements considérables lorsque les propriétés d'absorption d'énergie de l'atmosphère étaient modifiées. De plus ces relations statistiques et de correction du biais ont une dépendance complexe en fonction des modifications des propriétés d'absorption d'énergie imposées au système climatique considéré (associée par exemple à l'accroissement des gaz à effet de serre), ne permettant pas d'inférer le type de relation qui pourrait prévaloir dans le futur.

3.5. QUALITÉ ET CORRECTION DES PRÉVISIONS SAISONNIÈRES

L'ensemble des incertitudes évoquées jusqu'à présent, à savoir l'incertitude sur les conditions initiales, sur la présence d'erreurs de modélisation, sur les projections futures des forçages externes (et les scénarios possibles de l'activité humaine par exemple) au système climatique ou internes tels que les émissions de gaz à effet de serre, doivent être prises en compte pour permettre une évaluation fiable de l'évolution du climat. Ceci ne peut se faire qu'au travers d'une prévision (ou projection climatique) probabiliste.

Cette approche a été adoptée depuis près de 30 ans dans le contexte de la prévision du temps par les différents centres météorologiques principaux fournissant des prévisions globales à l'échelle journalière et saisonnière. L'approche opérationnelle de ce type de prévision se base soit sur un ensemble de prévisions d'un modèle particulier en partant de différentes conditions initiales, soit en utilisant un ensemble de modèles différant dans la spécification des propriétés d'évolution de certains processus physiques, soit encore au travers d'une combinaison des deux techniques.

L'intérêt majeur de cette approche est à la fois de donner une estimation de l'erreur de prévision. Dans le cadre de la prévision du temps, cette approche commence à faire son chemin au travers de l'utilisation de plusieurs conditions initiales et de plusieurs modèles légèrement différents (Palmer, 2000). Ces approches sont toutefois plus complexes dans le cadre du système climatique puisqu'elles font intervenir des composantes climatiques ayant des échelles de temps très différentes. On peut par exemple se poser la question de la manière dont il faut perturber un système couplé océan-atmosphère pour pouvoir représenter convenablement les sources d'incertitude de ce système. Cette question a notamment été abordée récemment dans le modèle MAOOAM (Vannitsem and Duan, 2020).

Récemment, une analyse détaillée de la qualité de prévisions saisonnières réalistes pour la Belgique et d'autres domaines représentatifs de l'Europe de l'Ouest et de la Région Méditerranéenne a été effectuée à l'IRM. Cette analyse a porté sur des données du système de prévisions saisonnières multi-modèles EUROSIP hébergé par le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais) et opérationnel de 2005 à 2019. Ce système combine les prévisions de trois centres pilotes puis de quatre en 2012 et cinq à partir de 2017. Chacun de ces centres internationaux produit un **ensemble de prévisions** à l'aide de son propre modèle et chaque ensemble est constitué de scénarios, encore appelés membres, qui représentent chacun une évolution possible pour les mois suivants. Ces différents modèles ont fait l'objet de développements considérables de telle sorte que la configuration de l'ensemble multi-modèle a évolué. Malgré ces efforts, des différences importantes subsistent quand on compare les prévisions avec les observations principalement à cause d'une représentation simplifiée de la dynamique climatique dans les modèles. L'impact des erreurs modèles peuvent être en partie corrigées en appliquant des techniques de post-traitements statistiques qui constituent pour cela même une étape cruciale dans la chaîne de prévisions des modèles climatiques.

Le post-traitement des prévisions saisonnières de même que la vérification de leurs qualités présentent une série de défis qui se posent d'ailleurs aussi pour les prévisions décennales et climatiques. Afin d'optimiser les paramètres des modèles de correction statistique, il faut préparer une collection de prévisions rétrospectives (aussi appelées en anglais *hindcasts*) et les observations qui les ont suivies. Ces bases de données doivent être renouvelées à chaque modification du système de prévisions. Le post-traitement et la vérification des prévisions saisonnières sont habituellement réalisés pour chaque saison séparément de telle sorte que les échantillons sont caractérisés par des effectifs réduits. En effet, des données fiables principalement d'origine satellitaire ont commencé à affluer vers 1980 et permis des progrès substantiels dans l'initialisation des modèles. De plus, les intégrations multiples de modèles couplés sont très dépen-sières en ressources de calcul. Pour EUROSIP, les *hindcasts* s'étendent sur 18 à 36 années selon les modèles ou les combinaisons de modèles. À cause de cette période relativement courte, de grandes incertitudes sont associées aux estimations de la qualité des prévisions, de même qu'aux paramètres du post-traitement.

Afin de prendre en compte de manière satisfaisante tous les scénarios possibles du système climatique, la taille des ensembles doit être suffisamment grande. La fédération des efforts des différents Centres pour réaliser des ensembles multi-modèles va dans ce sens. Elle permet de bénéficier de la complémentarité de modèles qui excellent dans des situations différentes. En pratique, il est habituel que la quantité formidable d'information soit résumée en sorties simplifiées. Par exemple, la moyenne des prévisions peut être effectuée en les pondérant d'un facteur qui tient compte des performances du modèle dans des situations similaires. Il est aussi courant de définir trois catégories de situations: froid, normal et chaud. Plutôt que d'attendre des prévisions saisonnières qu'elles prédisent la température exacte ou les précipitations précises, il faut plutôt trouver leur utilité dans des prévisions de la probabilité que la saison qui débute sera plus chaude ou plus froide que la normale ou bien plus sèche ou plus pluvieuse.

Afin de réduire l'impact des processus à petite échelle sur la prévisibilité, il faut filtrer les valeurs instantanées et locales des champs atmosphériques. Dans l'exemple présenté ci-après, la variable prédite et observée correspond à une simple moyenne sur un domaine de $5^\circ \times 2,5^\circ$ incluant la Belgique. Une hypothèse utile dans la prévision saisonnière et, notamment, dans le développement de techniques de post-traitement qui consiste à distinguer un signal prévisible d'un bruit indépendant et non corrélé avec le signal. On a vu dans les sections précédentes que cette hypothèse est invalidée dans de nombreuses situations. Cependant ce modèle est commode pour corriger les prévisions d'ensemble. Il s'agit de corriger séparément la moyenne de l'ensemble et les déviations correspondant aux différents autres scénarios. La méthode dite d'inflation de la variance permet d'obtenir des prévisions probabilistes fiables dans le sens où la séquence climatique observée peut être considérée comme faisant partie de l'ensemble des scénarios prévus. La technique de correction «membre par membre» est plus générale et permet d'utiliser des variables explicatives supplémentaires.

Les prévisions des moyennes saisonnières de la température, des précipitations et de la pression atmosphérique au niveau de la mer pour la Belgique et quelques domaines de l'ouest de l'Europe et en Méditerranée ont été comparées aux valeurs observées (ré-analyses ERA-Interim). Trois mesures sont choisies pour décrire la qualité des prévisions et sont présentées au tableau 3.1 dans le cas de la température en Belgique. Seules des valeurs d'efficacité significativement positives sont retenues et on a préféré ne montrer que la meilleure combinaison multi-modèle – technique de post-traitement. En ce qui concerne la Belgique, la situation la plus intéressante est celle de la température moyenne du printemps (mars, avril, mai) selon les prévisions initiées le 1^{er} mars (soit une échéance de 0 mois) voire celles du 1^{er} février (échéance 1 mois, plus utile en pratique) parce que pour ces prévisions, les trois scores sont simultanément positifs. La prévisibilité de la température du printemps a été mise en évidence pour d'autres domaines (Suède, Grèce et R-U). Des scores simultanément positifs ont été obtenus pour les précipitations hivernales en Suède et en Grèce. Désormais, c'est dans le cadre de *Copernicus Climate Change Services (C3S)* que des prévisions saisonnières incluant six modèles sont disséminées chaque mois, succédant à EUROSIIP (<https://climate.copernicus.eu/enhanced-seasonal-forecast-system-now-available>).

SCORE	SAISON	ÉCHÉANCE	(MULTI-) MODÈLE	POST-TRAITEMENT	VALEUR
MSSS	MAM	0	{ECMWF, NCEP}	MBM	0,533
		1	{ECMWF, NCEP, JMA}	INFL	0,301
	SON	1	{JMA}	MBM	0,217
BSS1	MAM	0	{NCEP}	MBM	0,598
		1	{ECMWF, NCEP, JMA}	BC	0,259
	JJA	1	{ECMWF, NCEP, JMA}	MBM	0,376
BSS2	MAM	0	{ECMWF}	INFL	0,307
		1	{NCEP, JMA}	MBM	0,218

Tableau 3.1. Qualité des prévisions de la température moyenne saisonnière sur la Belgique d'après le système multi-modèle EUROSIIP. MSSS (Mean Square Skill Score): efficacité relative à une prévision basée sur la moyenne saisonnière climatique (MSSS=1 parfait, <0 inutile). BSS1 (Brier Skill Score): efficacité relative de la prévision de la probabilité que la température sera inférieure au tiers le plus froid de la climatologie. BSS2: idem pour le tiers le plus chaud. Saison: MAM printemps (mars-avril-mai). Échéance: 0 mois pour une intégration initiée le 1^{er} mars pour le printemps (1 pour le 1^{er} février). Valeur: valeur de la meilleure combinaison multi-modèle et technique de post-traitement, significativement positive. Modèle: ici l'acronyme du Centre (NCEP: USA, JMA: Japon). Post-traitement: BC correction du biais, INFL inflation de la variance, MBM correction des membres de l'ensemble.

RÉFÉRENCES

- Baruch, J-O. (ed): Les trois inconnues du CLIMAT. La Recherche, dossier, 414, 31-49, 2007.
- Berger, A.: Climatic variations and variability: Facts and theories. Reidel, Dordrecht, 1981.
- Cassou, C. and Mignot, J.: Enjeux, méthodes et fondamentaux de prévisibilité et prévision décennale. La Météorologie, 81, 23-30, doi: 10.4267/2042/51099, 2013.
- De Cruz, L., Demaeyer, J. and Vannitsem, S.: The Modular Arbitrary-Order Ocean-Atmosphere Model: MAOOAM v1.0. Geoscientific Model Development, 9, 2793-2808, doi: 10.5194/gmd-9-2793-2016, 2016.
- Demarée, G.R. and Nicolis, C.: Onset of sahelian drought viewed as a fluctuation-induced transition. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 221-234, doi: 10.1002/qj.49711649110, 1990.
- Dijkstra, H.A.: Nonlinear Physical Oceanography: A Dynamical Systems Approach to the Large Scale Ocean Circulation and El Niño. Springer, 28, 532 pp., doi: 10.1007/1-4020-2263-8, 2005.
- Goswami, B. and Shukla, J.: Predictability and variability of a coupled ocean-atmosphere model. J. of Marine Systems, 1, 217-228, doi: 10.1016/0924-7963(91)90028-S, 1991.
- Nicolis, C.: Stochastic aspects of climatic transitions - Response to a periodic forcing. Tellus, 34, 1-9, 1982.
- Nicolis, C.: Le climat peut-il basculer? La recherche, 232, 584-587, 1991.
- Nicolis, C.: Dynamics of model error: The role of unresolved scales revisited. J. Atmos. Sci., 61, 1740-1753, 2004.
- Nicolis, C. and Nicolis, G.: Noisy limit point bifurcation with slowly varying control parameter. Europhys. Lett., 66, 185-191, doi: 10.1209/epl/i2003-10201-5, 2004.
- Palmer, T. N.: Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. Rep. Prog. Phys., 63, 71-116, doi: 10.1088/0034-4885/63/2/201, 2000.
- Vannitsem, S.: The role of scales in the dynamics of parameterization uncertainties. J. Atmos. Sci., 63, 1659-1671, doi: 10.1175/JAS3708.1, 2006.
- Vannitsem, S.: Bias correction and post-processing under climate change. Nonlinear Processes in Geophysics, 18, 911-924, doi: 10.5194/npg-18-911-2011, 2011.
- Vannitsem, S.: Predictability of large-scale atmospheric motions: Lyapunov exponents and error dynamics. Chaos, 27, 032101, doi: 10.1063/1.4979042, 2017.
- Vannitsem, S.: Que nous apprennent les modèles météorologiques et climatiques simplifiés sur la prévisibilité à long terme de l'atmosphère? La Météorologie, 102, 22-30, 2018.
- Vannitsem, S. and Duan, W.: On the use of near-neutral backward Lyapunov vectors to get reliable ensemble forecasts in coupled ocean-atmosphere systems. Submitted to Climate Dynamics, 2020.
- Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamical properties of Model Output Statistics forecasts. Mon. Wea. Rev., 136, 405-419, doi: 10.1175/2007MWR2104.1, 2008.

CHAPITRE 4 | Modélisation climatique régionale



INTRODUCTION

Les premiers calculs de modèle de la circulation atmosphérique générale datent de 1956 (Phillips, 1956). Entretemps, la résolution et la complexité de ces modèles à grande échelle a fortement augmenté, et ils forment toujours le principal outil de calcul des projections climatiques globales. Les projections climatiques globales sont calculées à une résolution horizontale de 100 à 200 km (voir cadre: Résolution du modèle), à cause des limites de puissance de calcul des ordinateurs. Cette résolution est malheureusement très insuffisante pour de nombreuses applications. En résumé, la plupart des modèles climatiques globaux ne sont pas en mesure de délivrer des informations détaillées sur les changements climatiques prévus à l'échelle régionale et locale.

Résolution du modèle

Les modèles climatiques divisent la surface de la Terre et l'atmosphère en points de grille pour lesquels les équations mathématiques sont résolues. La distance (horizontale et verticale) entre les points de la grille détermine la résolution du modèle climatique. Plus cette distance est petite, plus la résolution est élevée, ce qui permet au modèle climatique d'inclure des informations détaillées sur, par exemple, la surface du sol, le type de végétation, l'utilisation du sol, l'orographie, etc. dans les calculs.

Si l'on s'intéresse au climat d'une zone spécifique de la Terre (par exemple la Belgique), un modèle climatique régional (ou *Limited Area Model* en anglais) peut être utilisé. Ces modèles climatiques régionaux ont une résolution horizontale plus élevée (distance plus petite entre les points de la grille). De cette façon, des informations climatiques plus détaillées et précises peuvent être obtenues pour un temps de calcul identique, pour une zone spécifique de la Terre. À l'origine, ces modèles régionaux étaient utilisés pour les prévisions météorologiques numériques, puis ils ont également été utilisés pour la modélisation du climat régional (Dickinson *et al.*, 1989; Giorgi, 1990; Jones *et al.*, 1995; Denis *et al.*, 2002; Laprise *et al.*, 2008). Des informations atmosphériques à grande échelle provenant d'un modèle climatique global sont utilisées en bordure de la région pour laquelle le modèle climatique régional effectue des calculs. Cette méthode d'utilisation des données du modèle global avec peu de détails pour effectuer des calculs de modèle à l'échelle régionale et locale est appelée réduction d'échelle dynamique (ou *dynamical downscaling* en anglais) (cf. figure 4.1).

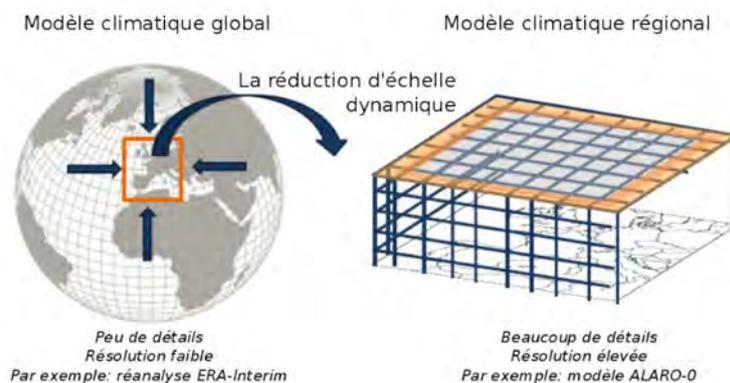


Figure 4.1. Illustration de réduction d'échelle dynamique à l'aide de données de modèle global avec peu de détails pour effectuer des calculs de modèle à l'échelle régionale et locale.

4.1. LE MODÈLE CLIMATIQUE RÉGIONAL ALARO-0 ET LE NOUVEAU MODÈLE DE SURFACE

4.1.1. ALARO-0

L'IRM possède son propre modèle atmosphérique qui est utilisé de manière opérationnelle, tant pour les prévisions météorologiques quotidiennes que pour les études climatiques. Ce modèle est appelé ALARO-0 et est une version du modèle ALADIN (*Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational*) (Bubnova *et al.*, 1995; ALADIN International Team, 1997). Le modèle ALARO utilise de nouvelles paramétrisations physiques (par exemple pour la convection profonde et les nuages) qui ont été spécifiquement développées afin que le modèle puisse être utilisé avec des résolutions horizontales élevées allant de 3 à 10 km (Termonia *et al.*, 2018). Depuis 2010, le modèle ALARO-0 avec une résolution horizontale de 4 km est utilisé de manière opérationnelle à l'IRM (Gerard *et al.*, 2009).

Paramétrisation

Certains processus physiques

- sont trop complexes,
- ne sont pas assez connus,
- ou se produisent à des échelles spatiales plus petites que la résolution du modèle. Ces processus ne peuvent pas être calculés explicitement par le modèle, mais peuvent être approximés par d'autres processus simples utilisant ce que l'on appelle des paramétrisations.

Des exemples de processus physiques paramétrisés dans le modèle sont : le rayonnement, la convection, la turbulence et les interactions avec l'orographie et la surface de la Terre.

Les modèles ALADIN et ALARO sont les résultats d'une collaboration internationale au sein du consortium européen ALADIN, auquel l'IRM participe. Ce consortium se compose de 16 services météorologiques nationaux et vise, d'une part, à permettre à chaque groupe de recherche participant d'exploiter un modèle atmosphérique de pointe pour les besoins nationaux et, d'autre part, à créer un savoir-faire et une masse critique suffisants pour la recherche scientifique contemporaine sur la météorologie et le climat. Une centaine de scientifiques participent au consortium ALADIN. L'IRM joue actuellement un rôle central dans la gestion et les activités scientifiques de ce consortium.

De plus, le modèle ALARO-0 est utilisé pour la modélisation du climat depuis 2011, et plusieurs études en ont démontré le potentiel de modélisation du climat régional (Hamdi *et al.*, 2012; De Troch *et al.*, 2013; Giot *et al.*, 2016; Termonia *et al.*, 2018; Top *et al.*, 2020). Par exemple, une meilleure description physique de l'interaction entre les nuages et le rayonnement dans le modèle signifie que le modèle peut mieux estimer le nombre de vagues de chaleur observées à Uccle (Hamdi *et al.*, 2012). Les chercheurs de l'IRM ont conclu qu'une représentation correcte de la convection profonde dans le modèle ALARO est très importante pour la modélisation des événements extrêmes, en particulier lorsque le modèle est utilisé avec une haute résolution horizontale (ou beaucoup de détails spatiaux). De plus, la climatologie des précipitations estivales extrêmes en Belgique calculée par le modèle ALARO-0, correspond mieux à la climatologie observée que celle calculée par la version précédente du modèle ALADIN (De Troch *et al.*, 2013).

Le modèle ALARO-0 a également été utilisé dans le cadre du projet international CORDEX (*COordinated Regional climate Downscaling EXperiment*). Ce projet garantit la cohérence des calculs entre les modèles climatiques régionaux, les régions prédéfinies, les variables et les différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. L'IRM et l'UGent ont fourni les résultats du modèle ALARO-0 à EURO-CORDEX et CAS-CORDEX, les branches européenne et d'Asie centrale du projet CORDEX. Les résultats du modèle pour l'Europe et l'Asie centrale ont été validés en comparant les simulations pour les deux régions, aux observations (Giot *et al.*, 2016; Top *et al.*, 2020). Il a été démontré que ALARO-0 se rapproche particulièrement bien de la climatologie observée pour les précipitations en Europe et est cohérent avec des simulations comparables pour l'Europe (Jacob *et al.*, 2020).

La validation des résultats du modèle pour la région d'Asie centrale est plus incertaine, car le climat extrême de la région (déserts, moussons, pics les plus élevés sur Terre...) rend les observations par stations météorologiques difficiles. Les modèles climatiques régionaux tels que ALARO-0 offrent une valeur ajoutée considérable pour cette région grâce à leur meilleure représentation, entre autres, des phénomènes météorologiques extrêmes. De plus, ALARO-0 est l'un des rares modèles climatiques régionaux utilisés pour cette région. Les résultats de ces calculs de modèles sont donc une source unique et précieuse d'informations pour étudier le changement climatique dans la région.

4.1.2. SURFEX, le modèle de surface

La paramétrisation qui décrit l'interaction entre le sol et l'atmosphère joue un rôle clé dans la modélisation climatique régionale. Les processus physiques liés à cette paramétrisation décrivent les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère, la végétation et le sol (Prein *et al.*, 2015). Météo-France a développé une paramétrisation pour la modélisation des processus physiques en surface, appelée SURFEX. Les interactions entre le sol et l'atmosphère sont décrites dans SURFEX pour quatre types de surfaces : mer ou océan, lacs, zones urbaines et nature (sol et végétation) (cf. figure 4.2).

La superficie occupée par chacun de ces quatre types de surfaces est basée sur des données provenant de l'utilisation des terres et des satellites (Masson *et al.*, 2003). SURFEX utilise un modèle spécifique et distinct pour chaque type de surface, de sorte que l'échange total d'énergie et d'eau entre la surface et l'atmosphère correspond à une moyenne pondérée des échanges des quatre types de surfaces. Les données atmosphériques utilisées en entrée sont supposées homogènes (figure 4.2).

SURFEX a été développé de telle manière qu'il peut être facilement utilisé en combinaison avec des modèles atmosphériques ou hydrologiques. Il peut également être utilisé pour les calculs de modèles climatiques régionaux avec ALARO (Hamdi *et al.*, 2014 ; Berckmans *et al.*, 2017).

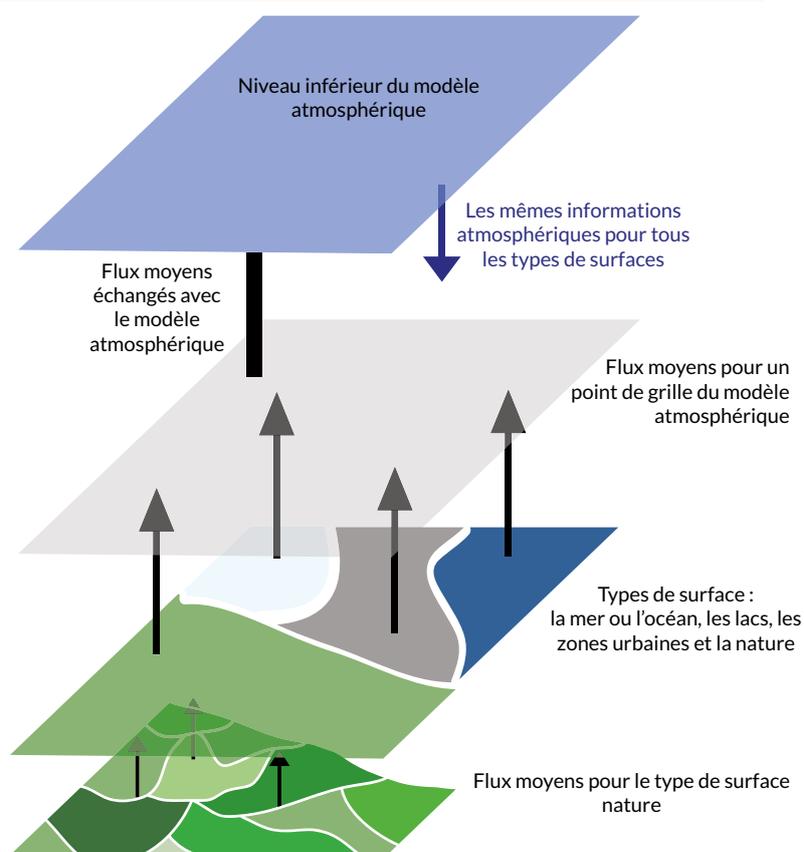


Figure 4.2. Représentation schématique du modèle de surface SURFEX.

Pour les calculs avec un modèle atmosphérique (comme ALARO) qui utilise SURFEX, les données atmosphériques sont utilisées pour chaque point de grille dans le modèle et à chaque pas de temps pour : la température, l'humidité spécifique, le vent, la pression atmosphérique, les précipitations, le rayonnement et des informations sur la composition chimique de l'atmosphère. Le modèle de surface SURFEX calcule les flux moyens de mouvement, la chaleur sensible, la chaleur latente et éventuellement les flux de substances chimiques ou d'aérosols. Ces informations, ainsi que des informations sur la température de surface, l'albédo et le rayonnement thermique de surface, sont ensuite échangées avec la composante du modèle atmosphérique. Plus précisément, ces informations sont imposées comme conditions aux limites sur les paramétrisations du rayonnement et de la turbulence dans le modèle atmosphérique. Après que les informations atmosphériques aient été transmises une première fois au modèle SURFEX, il est également possible d'effectuer les calculs avec le modèle de manière à ce qu'aucun autre échange d'informations n'ait lieu entre la composante atmosphérique et la composante de surface lors des calculs ultérieurs. Cette méthode de calcul nécessite moins de temps que si l'échange d'informations était continu et bilatéral entre les composants atmosphériques et de surface.

Le potentiel de SURFEX couplé aux prévisions météorologiques numériques d'ALARO-0 a été démontré par une étude de l'IRM (Hamdi *et al.*, 2014). Par rapport aux résultats du modèle ALARO-0 sans l'utilisation de SURFEX, les résultats utilisant SURFEX pour la Belgique ont montré un effet neutre pour la température de 2m en hiver et pour le profil vertical de vitesse du vent. En été, en revanche, le modèle ALARO-0 en combinaison avec SURFEX est beaucoup plus proche de la température et de l'humidité relative observées à 2 m, et offre une meilleure représentation spatiale des précipitations. Ces résultats de validation positifs constituent la base de l'utilisation de SURFEX pour les calculs climatiques régionaux avec le modèle ALARO-0.

4.2. ÉVALUATION POUR LE CLIMAT ACTUEL

La validation des modèles pour le climat actuel est une première étape importante avant que les modèles climatiques puissent être utilisés pour des projections fiables pour l'avenir. De plus, les scientifiques de l'IRM effectuent quotidiennement des recherches sur les moyens d'améliorer notre modèle. Même lorsque des versions nouvelles et améliorées du modèle sont utilisées, il est important de d'abord valider ce modèle.

Comme décrit dans l'introduction, le modèle climatique régional utilise les données d'entrée d'un modèle climatique global. Lors de la validation du modèle, ces données globales proviennent de ce que l'on appelle des réanalyses. Une réanalyse est un ensemble de données qui décrit l'état de l'atmosphère aussi précisément que possible au cours d'une période du passé. Pour la validation du modèle climatique ALARO-0, la réanalyse ERA-Interim du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais) a été utilisée.

Les résultats pour la Belgique sont présentés ci-dessous, où les principaux paramètres climatiques tels que la température et les précipitations du modèle ALARO-0 à une résolution de 4 km, sont comparés aux observations. Pour obtenir des informations climatiques détaillées pour les villes, des calculs avec SURFEX à une résolution de 1 km ont été effectués. La validation de ces sorties de modèle pour Bruxelles est proposée à la fin de cette section.

4.2.1. Belgique

Le modèle ALARO-0 a été validé pour la Belgique pour la période 1981-2010. Les résultats du modèle sans et en utilisant le schéma de surface SURFEX ont été validés.

(a) Sans SURFEX

La température minimale moyenne sur 30 ans (figure 4.3) et les précipitations (figure 4.4) calculées par le modèle (sans utiliser le schéma de surface SURFEX) ont été comparées aux observations climatologiques.

La température minimale modélisée pour la Belgique (figure 4.3 à droite) montre, conformément aux observations (figure 4.3 à gauche), une augmentation de la température allant du sud (Ardenne) au nord du pays (côte). Les températures minimales observées montrent des températures plus élevées pour les environnements urbains tels que Bruxelles, Gand, Anvers et Liège. Cet effet urbain n'est pas visible pour la température minimale modélisée. Pour modéliser correctement cet effet urbain, une paramétrisation plus complexe de la surface doit être utilisée, comme celle que permet SURFEX (voir ci-dessous).

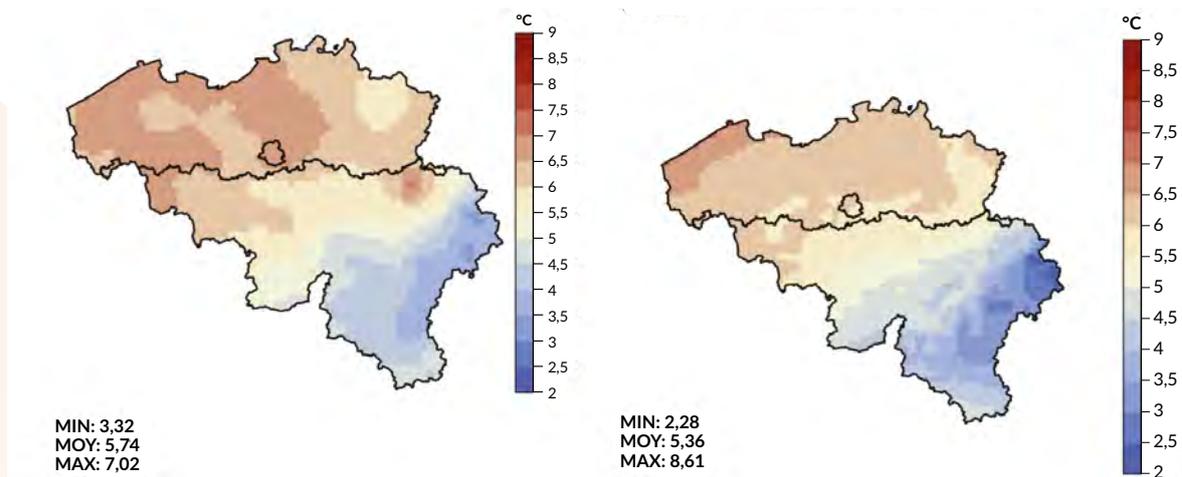


Figure 4.3. Distribution spatiale de la température minimale moyenne sur 30 ans pour les observations (à gauche) et l'évaluation avec le modèle ALARO-0, couplée à la réanalyse ERA-Interim (à droite).

La figure 4.4 montre la distribution spatiale des précipitations moyennes sur 30 ans pour les observations (cf. figure 4.4 à gauche) et le modèle ALARO-0 (figure 4.4 à droite). La distribution observée des précipitations est bien estimée par le modèle. Bien que le modèle se rapproche correctement des emplacements des maxima de précipitations observés dans le sud du pays, les quantités de précipitations modélisées sont légèrement supérieures à celles observées.

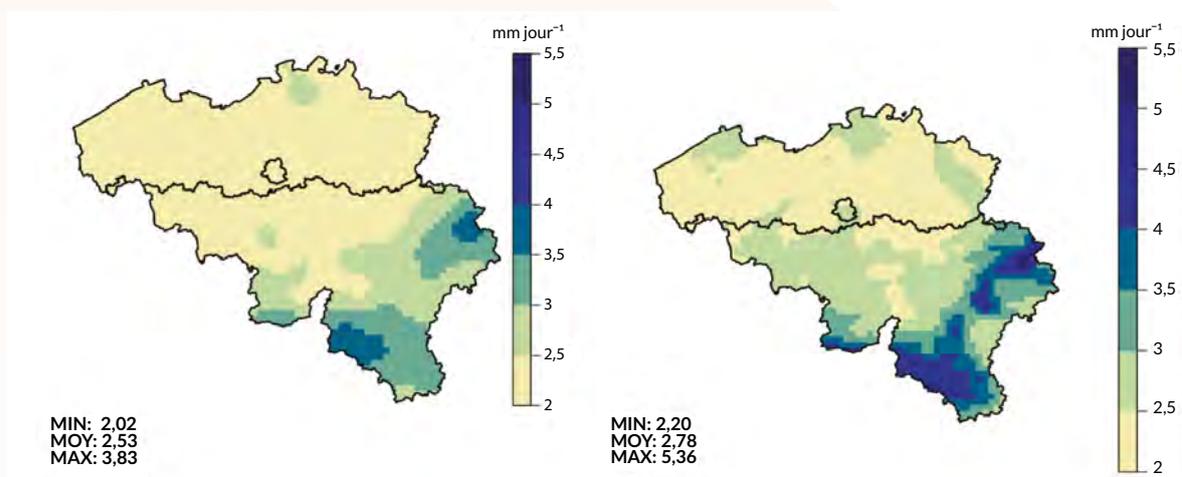


Figure 4.4. Distribution spatiale des précipitations moyennes sur 30 ans pour les observations (à gauche) et l'évaluation avec le modèle ALARO-0, couplée à la réanalyse ERA-Interim (à droite).

(b) Avec SURFEX

En hiver, le climat en Belgique montre un gradient clair avec des températures plus froides vers le sud-est, si l'on regarde une période de 30 ans de 1981 à 2010 (figure non représentée). Les températures chutent de +4,0°C et +7,5°C pour les températures minimales et maximales au nord-ouest, à -4,0°C et +2,0°C au sud-est. Les précipitations les plus élevées ont été mesurées autour de la région d'Arlon et sur les Hautes Fagnes. Le modèle est capable de reproduire la température pour les valeurs absolues, le gradient et les températures plus froides dans le sud-est en raison de l'orographie. La différence entre le modèle et les observations n'est que de -0,37°C pour la température minimale et de -0,52°C pour la température maximale. Le modèle donne donc des températures légèrement trop froides. Le modèle peut également représenter avec précision les précipitations plus élevées dans le sud-est par l'orographie, bien que les valeurs soient clairement supérieures aux valeurs observées.

En été, le climat sur 30 ans en Belgique présente des températures de 9,0°C à 23,5°C, avec les valeurs les plus basses au sud-est du pays (figure 4.5 (a) et (b)). Les observations et le modèle montrent que les valeurs les plus élevées pour la température maximale se situent au nord-est du pays (figure 4.5 (b) et (e)). Cela peut s'expliquer par la

présence de sols sablonneux ayant un effet positif sur la température. En été, le modèle présente des valeurs maximales pour la température minimale ici et là à travers le pays (figure 4.5 (d)). Ces emplacements correspondent aux environnements urbains. Ces maxima locaux sont associés à l'effet d'îlot de chaleur urbain. Cet effet est moins bien représenté par les observations (figure 4.5 (b)), car elles sont interpolées entre des stations principalement situées en dehors des villes. En conséquence, la différence de température minimale entre le modèle et les observations est positive - de 1,0 à 2,0°C pour ces sites - mais aussi pour le nord-est et le sud du pays (figure 4.5 (g)). La différence de température maximale est plutôt négative (figure 4.5 (h)). Comme en hiver, le modèle est capable de rendre l'effet orographique sur les précipitations, bien que les valeurs soient supérieures aux valeurs observées (figure 4.5 (i)).

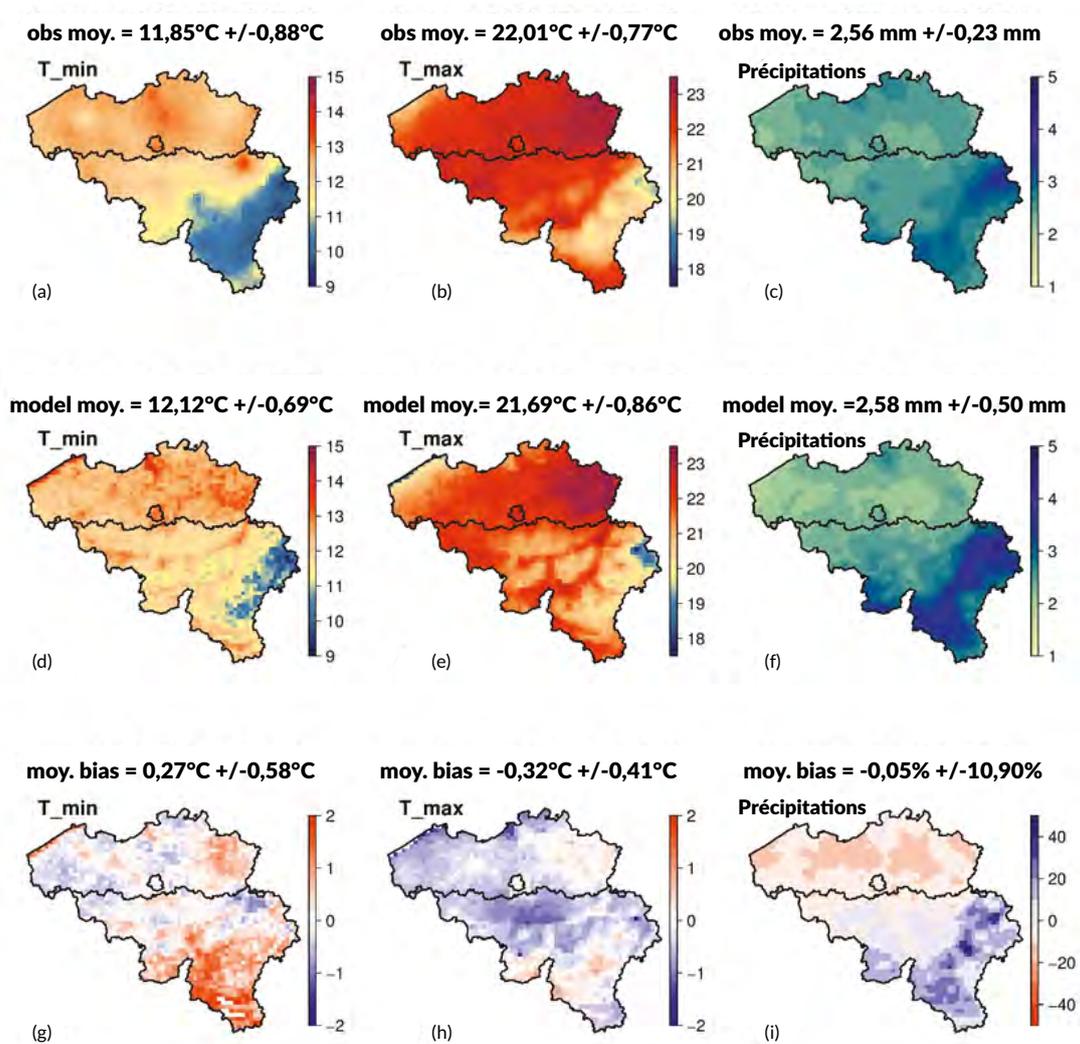


Figure 4.5. Répartition spatiale de la température minimale quotidienne 'T_min' (a, d, g) (°C), (b, e, h) température maximale 'T_max' (°C) et (c, f, i) précipitations cumulées 'Précipitations' (mm/jour) historiques en été (a, b, c) observé, (d, e, f) modélisé et (g, h, i) la différence entre les deux. Les valeurs au dessus de chaque figure correspondent aux valeurs moyennes observées ('obs moy.'), modélisées ('modèle moy.') et la différence entre les deux ('bias moy.') pour la Belgique.

En outre, dans le cadre d'une collaboration de recherche entre l'IRM et l'Institut chinois d'écologie et de géographie de l'Académie chinoise des sciences de la région autonome du Xinjiang (XIEG), une version d'ALARO en combinaison avec SURFEX est utilisée pour la recherche sur les interactions entre les oasis et le climat urbain dans la province chinoise du Xinjiang. Au cours de cette collaboration, des recherches récentes ont montré que l'intensification de l'agriculture dans le nord de la région du Xinjiang a contribué de manière significative à l'augmentation des précipitations estivales dans les montagnes du Tian Shan. Cette tendance avait auparavant été également enregistrée par les stations météorologiques, mais à cette époque, aucun lien ne pouvait être établi entre le changement d'utilisation des terres et l'expansion des oasis dans la région (Cai *et al.*, 2019).

4.2.2. Climat urbain à Bruxelles

Pour étudier le climat urbain à Bruxelles, les scientifiques de l'IRM ont utilisé la réanalyse ERA-Interim comme input pour le modèle ALARO-0 dans lequel les calculs ont été effectués avec une résolution horizontale de 20 km puis de 4 km, en combinaison avec le modèle SURFEX (cf. la section 4.1.2.). Par la suite, les données de 4 km ont été utilisées pour effectuer des calculs avec SURFEX, ce qui permet de zoomer davantage vers une échelle urbaine d'une résolution de 1 km (pour plus d'informations sur la méthodologie: Hamdi and Masson, 2008; Masson and Seity, 2009; Hamdi *et al.*, 2015).

Les résultats du modèle pour Bruxelles ont été validés en les comparant aux observations pour la période 1981-2010 de trois stations situées dans ou à proximité de la Région de Bruxelles-Capitale: (i) Brussegem, qui est située dans un environnement rural à 13 km au nord-ouest du centre-ville de Bruxelles, (ii) Uccle, situé à environ 6 km au sud du centre-ville de Bruxelles, (iii) Molenbeek, qui est situé près du centre-ville et dans une zone urbaine très dense (cf. figure 4.6 pour la carte d'occupation des sols de la Région de Bruxelles-Capitale et l'emplacement des stations de mesure).

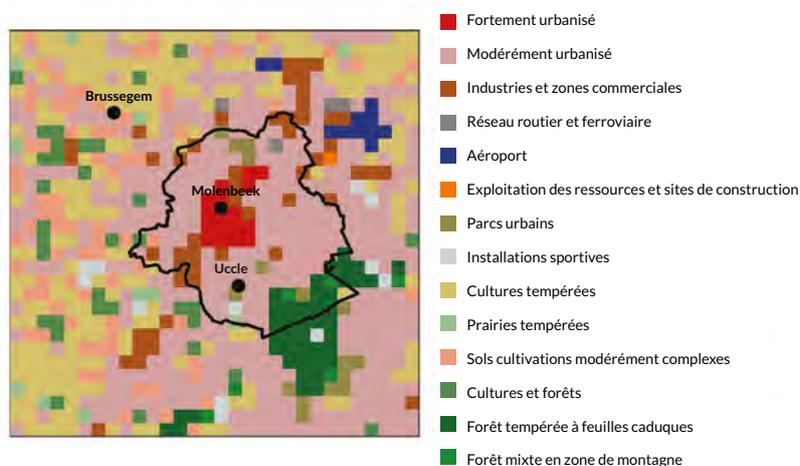


Figure 4.6. Carte d'occupation des sols de la Région de Bruxelles-Capitale. Les informations sur l'utilisation des terres sont utilisées comme input pour les calculs de SURFEX à une résolution horizontale de 1 km. Les emplacements des stations dont les observations sont utilisées pour valider les résultats du modèle sont également indiqués sur la carte.

L'îlot de chaleur urbain

En général, l'îlot de chaleur urbain (ou *Urban Heat Island (UHI)* en anglais) est défini comme la différence de température entre une station urbaine et une station de référence située dans un environnement rural, en dehors de la zone urbaine en question. Pour cette étude, la distribution spatiale de l'îlot de chaleur urbain a été déterminée en calculant d'abord une température moyenne pour tous les points du réseau rural dans la zone d'étude, puis en calculant la différence entre chaque point du réseau et cette valeur de température moyenne pour le milieu rural.

La distribution spatiale de l'îlot de chaleur urbain moyen sur 30 ans pendant la journée (UHI_D) et la nuit (UHI_N) montre les valeurs les plus élevées dans le centre-ville de Bruxelles, les valeurs de l'îlot de chaleur urbain diminuant vers des environnements plus ruraux (cf. figure 4.7). Il est également clair que l'îlot de chaleur urbain est plus fort pendant la nuit lors des vagues de chaleur que lors de conditions climatiques normales (pour la station de Molenbeek, par exemple, il s'agit de 1,7°C à 2,5°C).

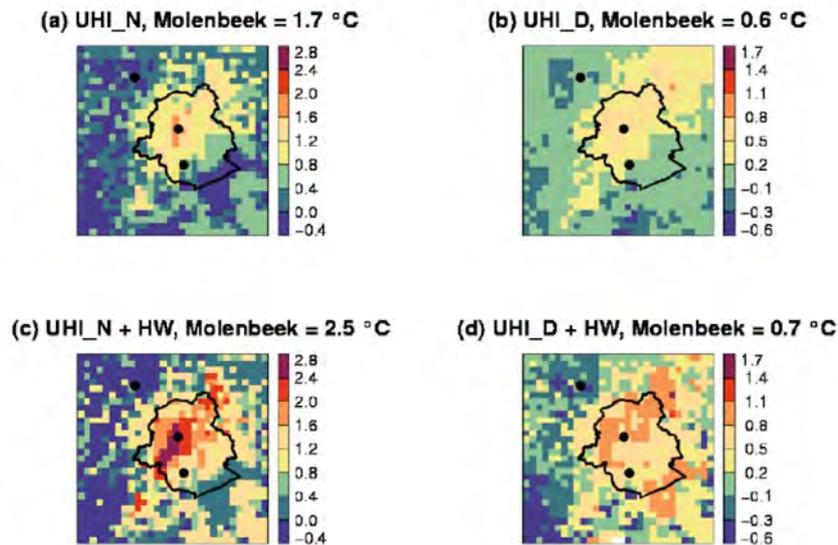


Figure 4.7. Répartition spatiale de l'îlot de chaleur urbain moyen sur 30 ans (1981-2010) pour la Région de Bruxelles-Capitale (Urban Heat Island ou UHI en anglais) pendant la nuit (UHI_N = a, c) et le jour (UHI_D = b, d). Les chiffres du haut montrent (a, b) l'îlot de chaleur urbain dans des conditions climatiques moyennes, et les chiffres du bas (c, d) montrent l'îlot de chaleur urbain pendant les vagues de chaleur¹ (Heat Wave (HW) en anglais) (c, d).

4.3. PROJECTIONS CLIMATIQUES JUSQU'À 2100

Le dernier rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) décrit en détail les connaissances scientifiques actuelles sur le changement climatique. Le changement climatique est un fait incontestable, principalement causé par la combustion de combustibles fossiles. Le climat futur dépend donc fortement des émissions de gaz à effet de serre. Le GIEC a défini quatre scénarios possibles ou *Representative Concentration Pathways* (profils représentatifs d'évolution de concentration) (RCP) différents pour modéliser le climat futur. Chaque RCP couvre la période 1850-2100 et est lié à une mesure de l'augmentation du forçage radiatif qui peut être atteinte d'ici 2100 : 2,6 / 4,5 / 6 et 8,5 Wm⁻² (watts par mètre carré). Les scénarios RCP décrivent les concentrations résultant des émissions de gaz à effet de serre, en tenant compte des évolutions socio-économiques possibles (cf. figure 4.8). Le RCP 8.5 suppose une forte augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (courbe rouge), le RCP 4.5 suppose une augmentation et une stabilisation progressive (courbe bleu clair), et le RCP 2.6 suppose une augmentation suivie d'une diminution de la concentration de gaz à effet de serre vers la fin de ce siècle (courbe bleu foncé). Aujourd'hui, les émissions mondiales de gaz à effet de serre sont plus proches du scénario RCP 8.5 que des autres scénarios, soit le plus pessimiste.

En utilisant ces évolutions des concentrations de gaz à effet de serre, les scientifiques de l'IRM ont calculé diverses projections climatiques à l'aide du modèle climatique ALARO-0. Sur base de ces projections, ils ont produit une estimation quantitative de la façon dont la température et les précipitations, ainsi que les phénomènes météorologiques extrêmes tels que les vagues de chaleur, les précipitations extrêmes et la sécheresse, évolueront jusqu'à la fin de ce siècle.

1 Dans cette étude de l'IRM, une vague de chaleur a été définie comme une période d'au moins trois jours consécutifs avec une température minimale moyenne supérieure à 18°C et une température maximale moyenne supérieure à 30°C. Cette définition correspond à celle utilisée dans les critères d'avertissement de la Santé Publique belge.

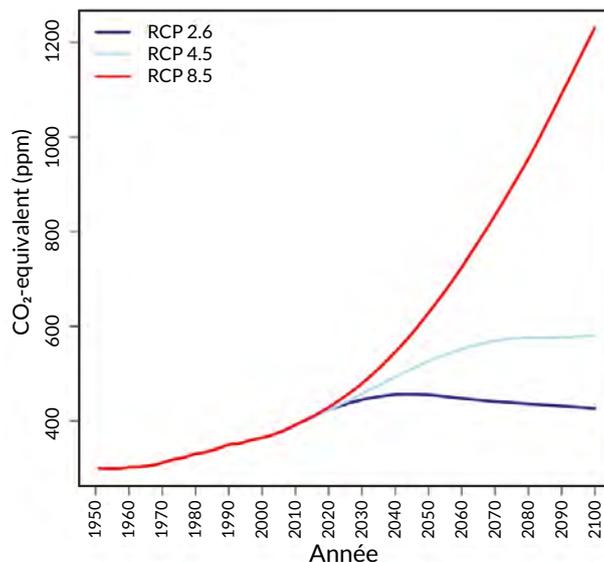


Figure 4.8. L'évolution de la concentration des gaz à effet de serre (exprimé en équivalent de parties par million de CO₂) telle que décrite selon trois profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) pour lesquelles des projections climatiques avec le modèle climatique de l'IRM, ALARO-0, ont été calculées. RCP 8.5 (courbe rouge) : une forte augmentation, RCP 4.5 (courbe bleu clair) : une augmentation et une stabilisation progressive et RCP 2.6 (courbe bleu foncé) : une augmentation suivie d'une diminution de la concentration des gaz à effet de serre vers la fin de ce siècle.

4.3.1. Température

Selon le scénario, l'évolution de la température moyenne pour la Belgique se situe entre 0,7°C et 5,0°C à la fin du siècle. Les projections de température selon le scénario RCP 8.5 - le plus extrême - montrent une augmentation de température positive plus importante, tandis que pour le scénario RCP 2.6 les changements de température à la fin du siècle ne dépassent pas 1,0°C (cf. figure 4.9). Une augmentation plus importante de la température est généralement attendue plus en hiver qu'en été.

Enfin, les distributions spatiales des changements de température annuels et saisonniers attendus montrent des différences spatiales beaucoup plus faibles que les différences moyennes entre les scénarios (cf. figure 4.9 et 4.10).

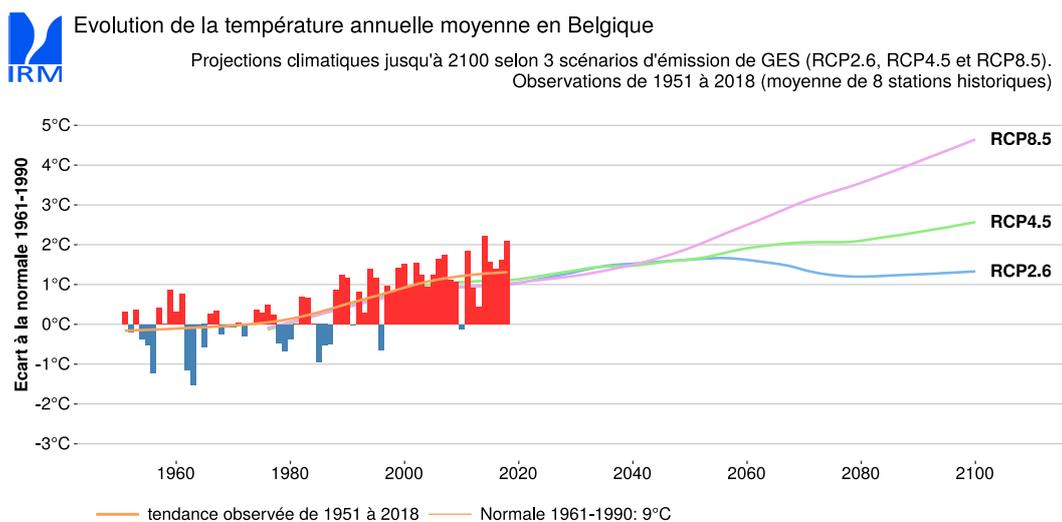


Figure 4.9. Évolution de la température moyenne en Belgique (par rapport à la normale 1961-1990) pour la période 1951-2100. Les lignes correspondent à l'historique des températures moyennes observées dans le passé. Pour l'avenir, ils montrent l'évolution des températures modélisées selon différents scénarios de gaz à effet de serre. Les barres verticales rouges et bleues représentent les moyennes annuelles observées jusqu'en 2018.

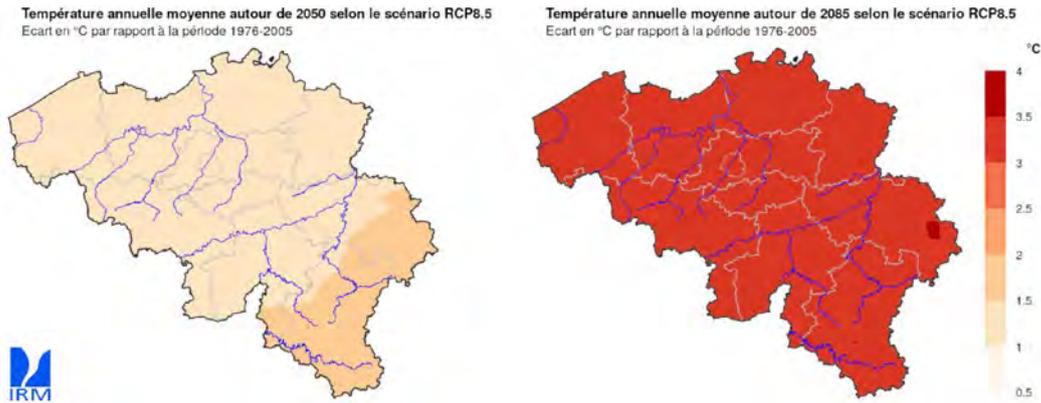


Figure 4.10. Les changements de température moyenne attendus sur la Belgique pour les périodes futures 2036-2065 (à gauche) et 2071-2100 (à droite) par rapport à la période 1976-2005. Ces cartes ont été réalisées sur base des projections climatiques du modèle ALARO-0 avec le scénario RCP 8.5.

4.3.2. Précipitations

Au niveau des changements de précipitations prévus par rapport au climat actuel, il y a deux résultats clairs avant la fin de ce siècle dans le scénario le plus pessimiste RCP 8.5. Les hivers deviendront nettement plus humides (cf. figure 4.11), alors qu'en moyenne dans toute la Belgique, aucune ou seulement une légère baisse n'est attendue en été (cf. figure 4.12).

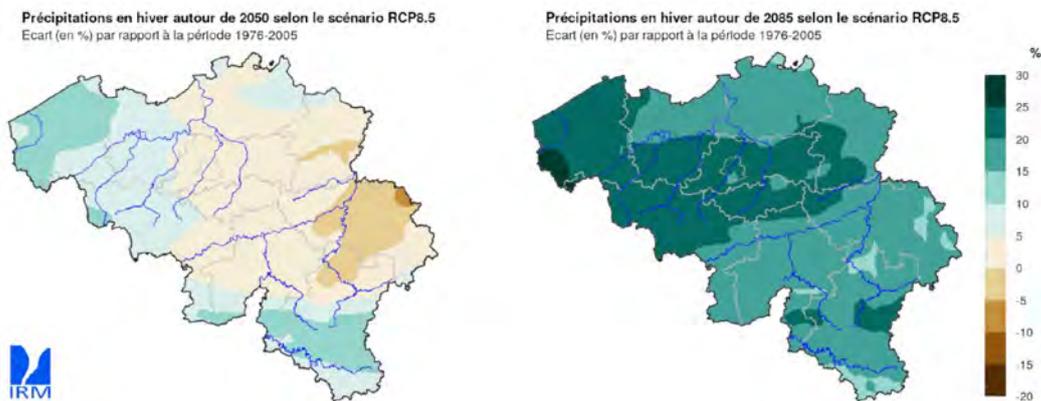


Figure 4.11. Variation moyenne en pourcentage des précipitations en hiver pour les périodes futures 2036-2065 (à gauche) et 2071-2100 (à droite) par rapport à la période 1976-2005. Ces cartes ont été réalisées sur base des projections climatiques du modèle ALARO-0 avec le scénario RCP 8.5.

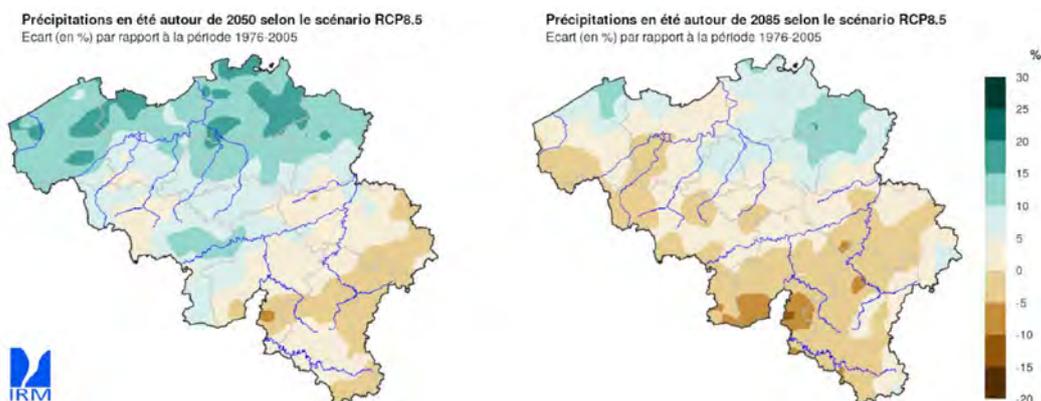


Figure 4.12. Variation moyenne en pourcentage des précipitations en été pour les périodes futures 2036-2065 (à gauche) et 2071-2100 (à droite) par rapport à la période 1976-2005. Ces cartes ont été réalisées sur base des projections climatiques du modèle ALARO-0 avec le scénario RCP 8.5.

Réchauffement climatique et météo plus extrême

Le climat est la moyenne du temps, de la météo. La climatologie de la température, par exemple, suit une distribution normale (cf. figure cadre 4.1). Sous l'influence du changement climatique, cette distribution se déplace vers des températures plus élevées. À mesure que la température moyenne augmente, les extrêmes changent également. De plus, ces températures extrêmement élevées telles que nous les connaissons aujourd'hui ne sont pas (encore) courantes, mais en raison d'un changement vers des températures plus élevées, l'on peut clairement voir dans la figure que la probabilité que de telles températures extrêmement élevées se produisent dans un « nouveau climat » est de plus en plus élevée. De plus, une atmosphère plus chaude peut contenir plus de vapeur d'eau avant qu'elle ne soit saturée, ce qui a un impact sur les précipitations. De plus longues périodes de sécheresse peuvent alterner avec des averses de pluie intenses.

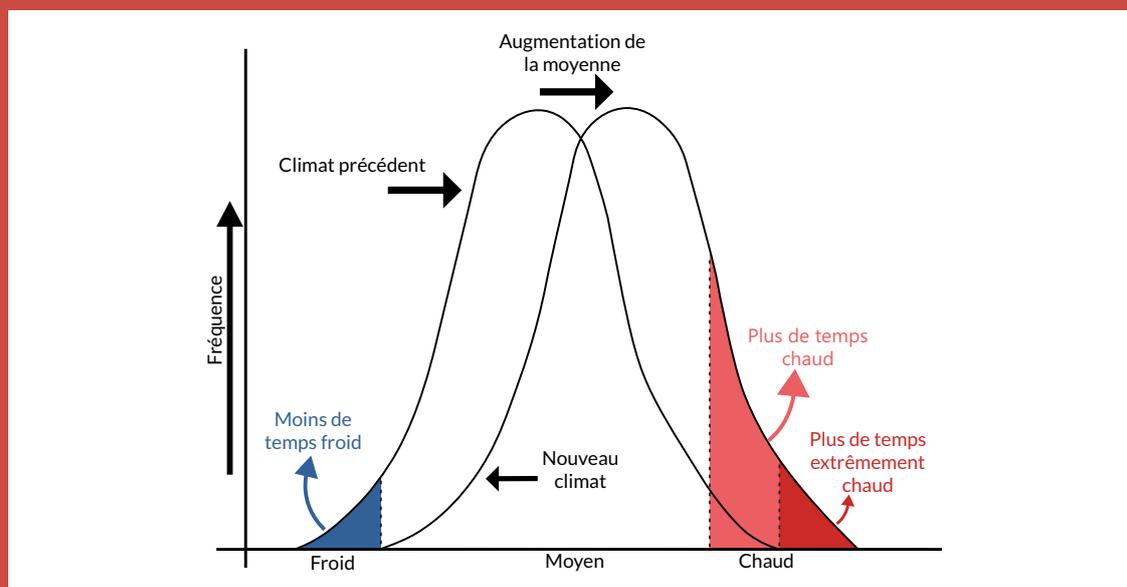


Figure cadre 4.1. Une augmentation de la température moyenne accroît les risques de chaleur extrême et du temps plus extrême.

4.3.3. Vagues de chaleur et îlot de chaleur urbain

Les chercheurs de l'IRM ont étudié l'évolution des vagues de chaleur en région bruxelloise jusqu'en 2100 (Duchêne *et al.*, 2020). Cette évolution est liée à l'augmentation attendue de la température selon les trois différents scénarios de gaz à effet de serre (RCP). Figure 4.13 montre le nombre de vagues de chaleur selon le scénario RCP 8.5, le plus pessimiste, pour trois types d'environnements à Bruxelles: un rural (Brussegem en vert), un suburbain (Uccle en bleu) et un urbain (Molenbeek en rouge). Il est clair que le nombre de vagues de chaleur augmente à mesure que la température augmente. Surtout à partir de la seconde moitié du siècle, au moins une vague de chaleur est attendue par été, quel que soit l'environnement. Pour le scénario le plus positif (RCP 2.6), où la température baisse à partir de la seconde moitié du siècle, le nombre de vagues de chaleur diminue également (non représenté).

En résumé, selon ce scénario (RCP 8.5), on peut s'attendre pour le centre-ville de Bruxelles en 2100 à ce que:

- le nombre de vagues de chaleur ait triplé;
- l'intensité des vagues de chaleur ait doublé;
- la durée des vagues de chaleur ait augmenté de 50%.

Les effets sont moins prononcés pour les zones rurales.

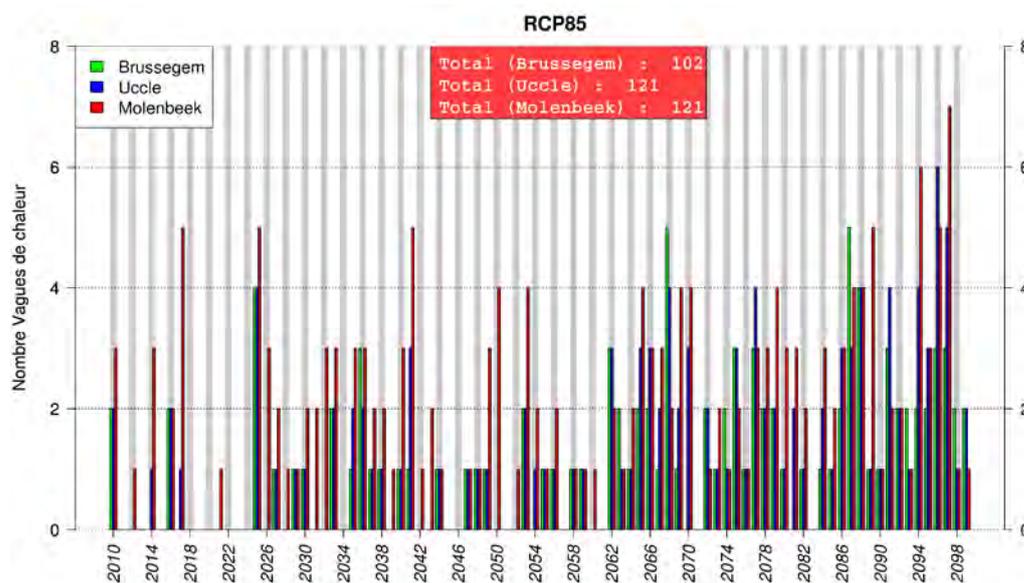


Figure 4.13. Évolution du nombre de vagues de chaleur selon le scénario le plus pessimiste (RCP 8.5) pour trois types d'environnements à Bruxelles : un rural (Brussegem en vert), un suburbain (Uccle en bleu) et un urbain (Molenbeek en rouge).

Plusieurs mesures d'adaptation peuvent être envisagées pour se préparer à l'impact du changement climatique en ville (Cugnon *et al.*, 2019). Par exemple, l'albédo des bâtiments pourrait être modifié (en utilisant différents matériaux, des peintures de couleur blanche...) afin que plus de rayonnement solaire soit réfléchi. Une étude récente de l'IRM a montré que cela pourrait réduire l'îlot de chaleur urbain de 0,45°C et rendre la température moins stressante pour les habitants des villes (confort thermique plus élevé). De plus, cela permettrait d'éviter 50% des vagues de chaleur d'ici 2050. À partir de la seconde moitié du siècle, ce pourcentage diminue car la montée en température est alors trop importante.

Une autre mesure pourrait être de rendre la ville plus verte en plantant des arbres supplémentaires, en construisant des parcs, etc. La verdure supplémentaire de la ville pourrait éviter 33% des vagues de chaleur. Afin de minimiser l'effet de la ville pendant les vagues de chaleur, une combinaison des deux mesures ci-dessus est recommandée.

4.3.4. Précipitations extrêmes

Les changements dans les précipitations extrêmes peuvent être décrits selon différents indices, tels que le nombre de jours avec au moins 10 mm de précipitations (cf. figure 4.14) et le 99^e centile (non illustré ici) des précipitations quotidiennes. Dans le scénario le plus pessimiste RCP 8.5, les deux indices devraient augmenter jusqu'à la fin du siècle. De plus, sur base des résultats du modèle pour le climat historique, les deux indices sont en concordance avec les valeurs et la distribution spatiale observées.

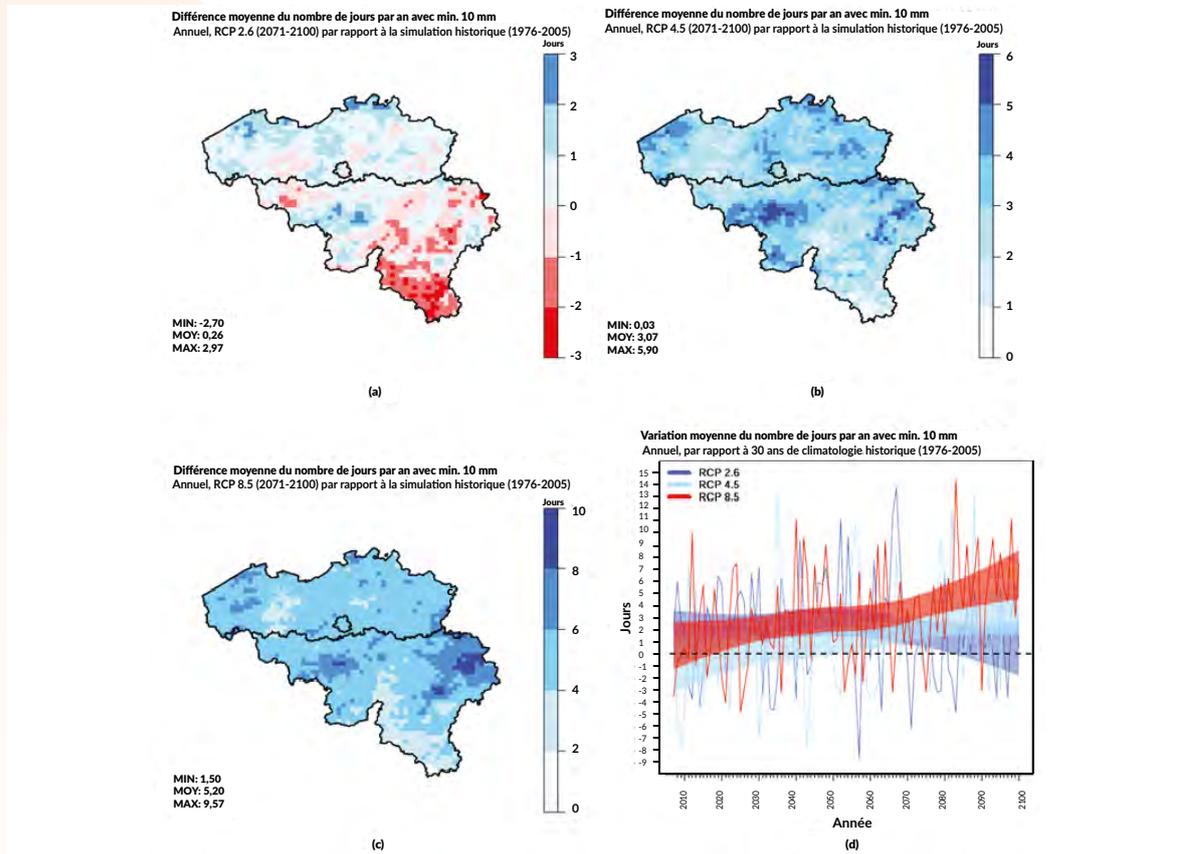


Figure 4.14. (a, b, c) Distribution spatiale de la variation moyenne du nombre de jours avec plus de 10 mm de précipitations en Belgique selon RCP 2.6 (a), RCP 4.5 (b), RCP 8.5 (c) pour la période 2071- 2100 par rapport à la période historique 1976-2005. (d) Evolution de la variation moyenne du nombre de jours par an avec plus de 10 mm de précipitations pour la période 2005 à 2100.

4.3.5. Sécheresse

Des chercheurs de l'IRM ont élaboré des cartes de sécheresse pour la Belgique dans le passé (Zamani *et al.*, 2016) et plus récemment un indice des extrêmes de précipitations qui mesure la (a) normalité des sécheresses pour des échelles de temps d'un mois à un an (Van de Vyver and Van den Bergh, 2018). L'impact du changement climatique a ensuite été estimé en appliquant cet indice à une quinzaine de projections climatiques régionales (dont la projection ALARO) mises à disposition gratuitement dans le cadre du projet international CORDEX. Ces projections ont été générées à l'aide de divers modèles climatiques mondiaux et régionaux pour estimer les incertitudes. Pour Uccle, les sécheresses météorologiques de la seconde moitié de ce siècle (2046-2100) et de deux scénarios ont été examinées (RCP 4.5 et RCP 8.5). Une sécheresse météorologique ne considère que les précipitations et non l'évaporation, par exemple.

Les résultats montrent pour le scénario climatique RCP 8.5 que l'on peut s'attendre à davantage de sécheresses avant la fin de ce siècle, et cette augmentation accroît en fonction de la gravité des sécheresses; par exemple, des sécheresses exceptionnelles comme celle de 1976 peuvent être jusqu'à cinq fois plus fréquentes par rapport à une période de référence historique (1951-2005). Bien que ces résultats aient été calculés sur la base des valeurs pluviométriques pour tous les mois, la diminution attendue des précipitations estivales est à l'origine de ce risque accru de sécheresse.

4.4. EFFETS DES CHANGEMENTS D'UTILISATION DES SOLS SUR LE CLIMAT

Globalement, la surface terrestre subit des changements majeurs. Les effets de cette situation sur le climat ne peuvent être sous-estimés. Malheureusement, ceux-ci ne sont souvent que peu présentés dans les modèles climatiques. Par exemple, les changements de la surface terrestre contribuent au climat à travers deux mécanismes : (i) la composante biogéochimique et (ii) la composante biogéophysique. La composante biogéochimique comprend l'impact sur l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère. Cet impact est inclus dans les scénarios RCP. D'un autre côté, la composante biogéophysique a à voir avec l'échange de chaleur et l'échange d'humidité entre la terre et l'atmosphère. Cet effet peut avoir un impact significatif sur le climat régional, même d'une ampleur égale à celle des émissions de gaz à effet de serre. Cependant, cela n'est pas inclus dans les scénarios RCP.

C'est pourquoi nous avons appliqué un scénario pour les changements d'affectation des sols et ce avec une haute résolution. L'avantage de cette haute résolution est qu'elle peut afficher de petits détails dans le paysage, ce qui s'applique à la Belgique et sa grande variété de paysages. Le scénario de changement d'utilisation des terres est basé sur une tendance qui se réalise déjà aujourd'hui. Par exemple, les champs doivent faire place en grand nombre à l'expansion urbaine et aux forêts.

4.4.1. Température

L'augmentation moyenne de la température sous l'influence du changement climatique mondial (RCP 8.5 sur la figure 4.15) est de $0,51^{\circ}\text{C}$ pour la région autour de la Belgique, et dans un avenir proche (2006-2035). Les valeurs locales oscillent entre $0,0^{\circ}\text{C}$ et $1,0^{\circ}\text{C}$. L'effet moyen des changements d'affectation des terres sur l'ensemble du domaine est assez faible et s'élève à $-0,1^{\circ}\text{C}$, avec des changements locaux à la fois positifs et négatifs (*Land Use and Land Cover Changes* ou LULCC dans la figure 4.15). En revanche, l'écart type (ou variation locale) est beaucoup plus important que l'écart type sous l'influence du changement climatique. Cela indique un phénomène plus local, tandis que le changement climatique a un caractère plus uniforme. L'effet combiné du changement climatique et du changement d'affectation des terres (RCP 8.5 + LULCC sur la figure 4.15) entraîne une augmentation moyenne de la température de $0,4^{\circ}\text{C}$, avec les plus grands changements en Belgique, dans la Ruhr, en Angleterre et dans la région parisienne.

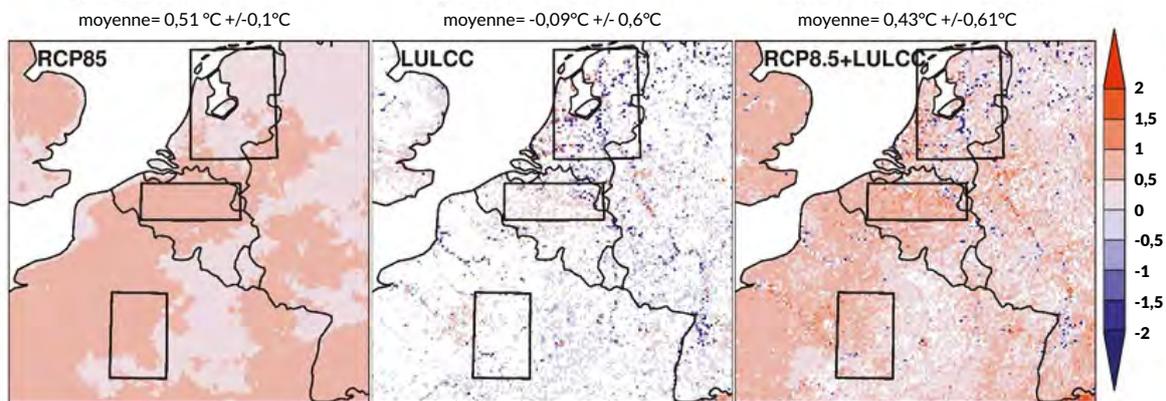


Figure 4.15. Changements prévus de la température moyenne quotidienne ($^{\circ}\text{C}$) pour l'été, dans un proche avenir (2006-2035) avec ALARO-SURFEX, pour la région proche de la Belgique. L'effet moyen du changement climatique (RCP 8.5), le changement de l'utilisation des sols (Land Use and Land Cover Changes ou LULCC) et l'effet combiné du changement climatique global et du changement de l'utilisation des sols (RCP 8.5+LULCC) sur les changements de température sont respectivement indiqués au dessus de la figure à gauche, au milieu et à droite.

Nous démontrons l'effet du changement d'affectation des terres dans un avenir proche en faisant la moyenne de l'ensemble du domaine, mais aussi en zoomant sur trois régions qui subiront à chaque fois des changements différents. La première région au nord du domaine (Pays-Bas) sera convertie de prairies vers des champs (encadré 1), la deuxième région du milieu (Flandre) sera convertie de champs en zones urbaines (encadré 2) et la troisième région au sud (est de Paris) subira une conversion de champs vers des forêts (encadré 3). La température quotidienne change très nettement pour les régions des encadrés 2 et 3 avec un réchauffement moyen de $0,4^{\circ}\text{C}$ et $0,1^{\circ}\text{C}$ (LULCC sur la figure 4.16). Ce réchauffement s'ajoute au changement climatique dû au réchauffement de $0,5^{\circ}\text{C}$

(RCP 8,5 sur la figure 4.16) et se traduit ainsi par un réchauffement total de 0,9°C et 0,7°C (RCP 8,5 + LULCC sur la figure 4.16). En conséquence, l'urbanisation a un impact majeur sur le réchauffement local, doublant presque l'effet du réchauffement climatique.

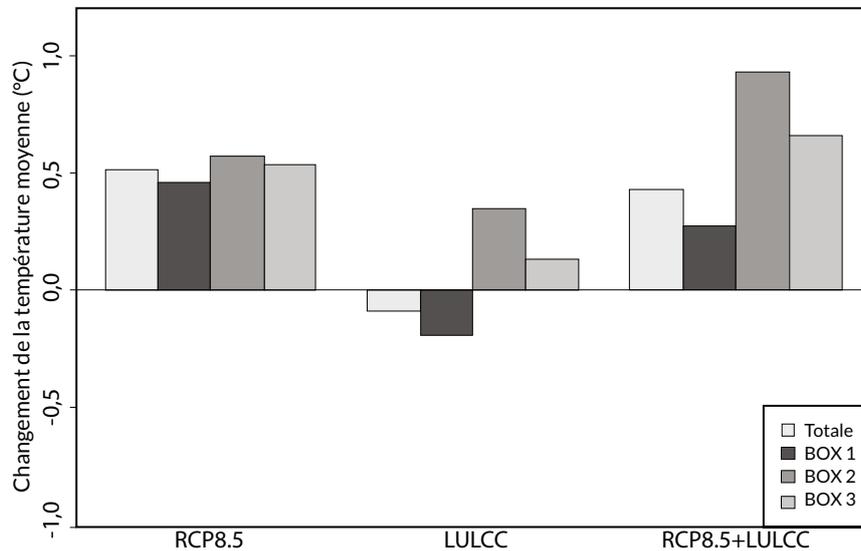


Figure 4.16. Changements projetés de la température moyenne quotidienne (°C) pour l'été, dans un proche avenir (2006-2035) avec ALARO-SURFEX, pour tout le domaine et les trois différentes régions, sous l'effet du changement climatique global (RCP 8.5), le changement de l'utilisation des sols (Land Use and Land Cover Changes ou LULCC) et l'effet combiné du changement climatique global et du changement de l'utilisation des sols (RCP 8.5+LULCC).

4.4.2. Précipitations

Dans un avenir proche, nous pouvons principalement nous attendre à une baisse des précipitations dans notre région de -5% à -10% (RCP 8.5 dans la figure 4.17). Cependant, ce changement crée beaucoup d'incertitude, nous pouvons seulement avancer que le changement est significatif pour quelques régions de France et l'Ouest de l'Allemagne. Le changement d'utilisation des terres n'a que peu d'impact sur le changement des précipitations (LULCC dans la figure 4.17). Par exemple, la plupart des régions affichent une diminution ou une augmentation entre -5% et + 5%. L'effet combiné est donc presque égal à l'effet du changement climatique seul (RCP 8.5 + LULCC sur la figure 4.17).

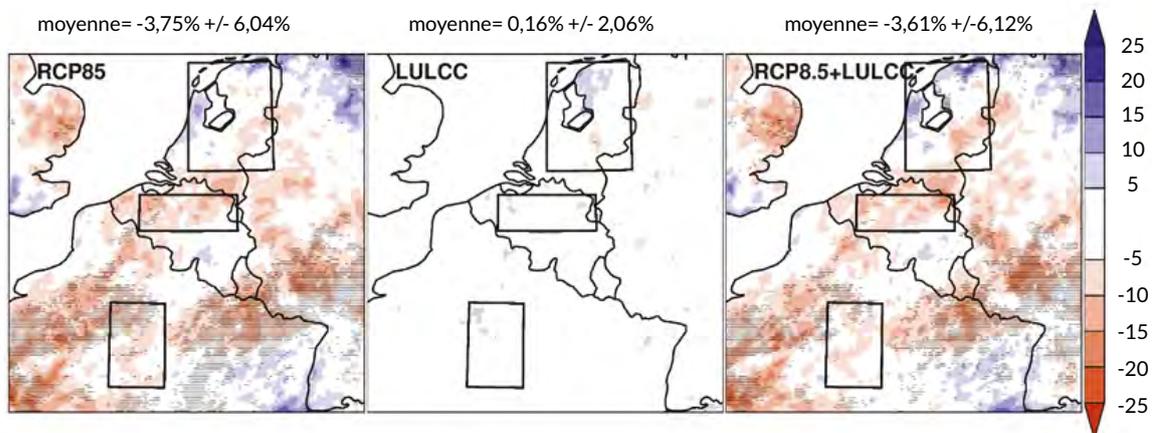


Figure 4.17. Changements prévus des précipitations quotidiennes moyennes (%) pour l'été, dans un proche avenir (2006-2035,) avec ALARO-SURFEX pour la région autour de la Belgique. L'effet moyen du changement climatique (RCP 8.5), le changement de l'utilisation des sols (Land Use and Land Cover Changes ou LULCC) et l'effet combiné du changement climatique global et du changement de l'utilisation des sols (RCP 8.5+LULCC) sur les changements de précipitations sont respectivement indiqués au dessus de la figure à gauche, au milieu et à droite.

Tout comme pour la température, nous nous sommes concentrés sur trois régions différentes du domaine. La plus forte diminution des précipitations aura lieu dans l'encadré 2, où les terres arables sont converties en zones urbaines, avec une valeur de -6,7% (figure 4.18). Cependant, ce résultat est très incertain. Il y a également une légère baisse de -2%/-3% pour les deux autres régions (figure 4.18). L'impact du changement d'affectation des terres est très faible par rapport à l'impact du changement climatique seul.

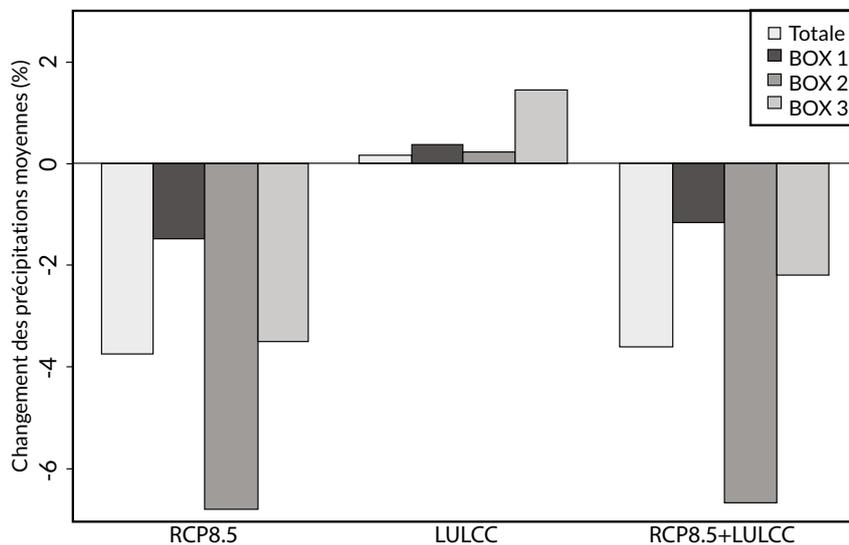


Figure 4.18. Changements prévus des précipitations quotidiennes moyennes (%) pour l'été, dans un proche avenir (2006-2035), avec ALAROSURFEX pour l'ensemble du domaine et les trois différentes régions, sous l'effet du changement climatique global (RCP 8.5), le changement de l'utilisation des sols (Land Use and Land Cover Changes ou LULCC) et l'effet combiné du changement climatique global et du changement de l'utilisation des sols (RCP 8.5+LULCC).

RÉFÉRENCES

Berckmans, J., Giot, O., De Troch, R., Hamdi, R., Ceulemans, R. and Termonia, P.: Reinitialised versus continuous regional climate simulations using ALARO-0 coupled to the land surface model SURFEXv5. *Geosci. Model Dev.*, 10, 223-238, doi: 10.5194/gmd-10-223-2017, 2017.

Bubnovà, R., Hello, G., Bénard, P. and Geleyn, J.-F.: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Mon. Weather Rev.*, 123, 515-535, 1995.

Cai, P., Hamdi, R., Luo, G., He, H., Zhang, M., Termonia, P. and De Maeyer, P.: Agriculture intensification increases summer precipitation in Tianshan Mountains, China. *Atmos. Res.*, 227, 140-146. doi: 10.1016/j.atmosres.2019.05.005, 2019.

Cugnon, G., Caluwaerts, S., Duchêne, F., Hamdi, R., Termonia, P., Top, S., Vergauwen, T. and Van Schaeybroeck, B.: Climate sensitivity to land use changes over the city of Brussels. *Geographica Pannonica*, 23, 269-276, doi: 10.5937/gp23-24214, 2019.

Denis, B., Laprise, R., Caya, D. and Côté, J.: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Clim. Dynam.*, 18, 627-646, doi: 10.1007/s00382-001-0201-0, 2002.

De Troch, R., Hamdi, R., Van De Vyver, H., Geleyn, J.-F. and Termonia, P.: Multiscale performance of the ALARO-0 model for simulating extreme summer precipitation climatology in Belgium. *J. Climate*, 26, 8895-8915, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00844.1, 2013.

Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F. and Bates, G. T.: A regional climate model for the Western United States. *Climatic Change*, 15, 383-422, 1989.

Duchêne, F., Van Schaeybroeck, B., Caluwaerts, S., De Troch, R., Hamdi, R. and Termonia, P.: A statistical-dynamical methodology to downscale regional climate projections to urban scale. *J. Appl. Meteorology and Climatology*, accepted for publication, doi: 10.1175/JAMC-D-19-0104.1, 2020.

Gerard, L., Piriou, J.-M., Bružková, R., Geleyn, J.-F. and Banciu, D.: Cloud and precipitation parameterization in a meso-gamma-scale operational weather prediction model. *Mon. Weather Rev.*, 137, 3960-3977, doi: 10.1175/2009MWR2750.1, 2009.

Giorgi, F.: Simulation of regional climate using a Limited Area Model nested in a General Circulation Model. *J. Climate*, 3, 941-963, 1990.

Giot, O., Termonia, P., Degrauwe, D., De Troch, R., Caluwaerts, S., Smet, G., Berckmans, J., Deckmyn, A., De Cruz, L., De Meutter, P., Duerinckx, A., Gerard, L., Hamdi, R., Van den Bergh, J., Van Genderachter, M. and Van Schaeybroeck, B.: Validation of the ALARO-0 model within the EURO-CORDEX framework. *Geosci. Model Dev.*, 9, 1143-1152, doi: 10.5194/gmd-9-1143-2016, 2016.

Hamdi, R. and Masson, V.: Inclusion of a drag approach in the Town Energy Balance (TEB) scheme: offline 1D evaluation in a street canyon. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 2627-2644, doi: 10.1175/2008JAMC1865.1, 2008.

Hamdi, R., Van de Vyver, H. and Termonia, P.: New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling: application for summer extreme temperature over Belgium. *Int. J. Climatol.*, 32, 2051-2065, doi: 10.1002/joc.2409, 2012.

Hamdi, R., Degrauwe, D., Duerinckx, A., Cedilnik, J., Costa, V., Dalkilic, T., Essaouini, K., Jerczynski, M., Kocaman, F., Kullmann, L., Mahfouf, J.-F., Meier, F., Sassi, M., Schneider, S., Váňa, F. and Termonia, P.: Evaluating the performance of SURFEXv5 as a new land surface scheme for the ALADINcy36 and ALARO-0 models. *Geosci. Model Dev.*, 7, 23-39, doi: 10.5194/gmd-7-23-2014, 2014.

Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A. and Termonia, P.: Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. *Urban Climate*, 12, 160–182, doi: 10.1016/j.uclim.2015.03.003, 2015.

Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S. *et al.*: Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. *Reg Environ Change*, 20, doi: 10.1007/s10113-020-01606-9, 2020.

Jones, R., Murphy, J. and Noguer, M.: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1413–1449, doi: 10.1002/qj.49712152610, 1995.

Laprise, R., de Ela, R., Caya, D., Biner, S., Lucas-Picher, P., Diaconescu, E., Leduc, M., Alexandru, A., Separovic L. and Canadian network for regional climate modelling and diagnostics: Challenging tenets of regional climate modelling. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 100, 3–22, doi: 10.1007/s00703-008-0292-9, 2008.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C. and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, 16, 1261–1282, doi: 10.1175/1520-0442-16.9.1261, 2003.

Masson, V. and Seity, Y.: Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48, 1377–1397, doi: 10.1175/2009JAMC1866.1, 2009.

Phillips, N.: The general circulation of the atmosphere: a numerical experiment. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 82, 123–164, 1956.

Prein, A., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. and Leung, R.: A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Rev. Geophys.*, 53, 323–361, doi: 10.1002/2014RG000475, 2015.

Termonia, P., Fischer, C., Bazile, E., Bouyssel, F., Brožková, R., Bénard, P., Bochenek, B., Degrauwe, D., Derková, M., El Khatib, R., Hamdi, R., Mašek, J., Pottier, P., Pristov, N., Seity, Y., Smolíková, P., Španiel, O., Tudor, M., Wang, Y., Wittmann, C. and Joly, A.: The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. *Geosci. Model Dev.*, 11, 257–281, doi: 10.5194/gmd-11-257-2018, 2018.

Top, S., Kotova, L., De Cruz, L., Aniskevich, S., Bobylev, L., De Troch, R., Gnatiuk, N., Gobin, A., Hamdi, R., Kriegsmann, A., Remedio, A. R., Sakalli, A., Van De Vyver, H., Van Schaeybroeck, B., Zandersons, V., De Maeyer, P., Termonia, P. and Caluwaerts, S.: Evaluation of regional climate models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22° resolution over the CORDEX Central Asia domain. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, doi: 10.5194/gmd-2019-368, in review, 2020.

Van de Vyver, H. and Van den Bergh, J.: The Gaussian copula model for the joint deficit index for droughts. *J. of Hydrology*, 561, 987–999, doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.03.064, 2018.

Zamani, S., Gobin, A., Van de Vyver, H. and Gerlo, J.: Atmospheric drought in Belgium – statistical analysis of precipitation deficit. *Int. J. Climatol.*, 36, 3056–3071, doi: 10.1002/joc.4536, 2016.

CHAPITRE 5 | De l'information aux services climatiques



INTRODUCTION

La fourniture permanente de services (y compris les services climatiques) est la mission officielle de l'IRM, qui doit « assurer en permanence la sécurité et l'information de la population, en ce compris les communautés socio-économiques et scientifiques, et donner un appui aux autorités politiques. » (Moniteur belge, 23.04.2002, 16614-16615).

Il ressort clairement des chapitres précédents que l'IRM tient un rôle actif et de premier plan dans la recherche, les observations et la modélisation climatique de pointe. La continuité et l'innovation sont au cœur de notre recherche scientifique. Nos scientifiques s'engagent au quotidien pour une meilleure compréhension des mécanismes du changement climatique, une utilisation et une analyse optimales de nos données et informations climatiques, et une amélioration de notre modèle climatique.

Cette expertise scientifique de haut niveau constitue la base du service fiable et de qualité que nous fournissons au public et au gouvernement. Dans le contexte social actuel du changement climatique, notre expertise et notre prestation de services de données, d'informations et de connaissances climatiques sont d'une importance capitale pour répondre aux besoins sociaux.

5.1. EN QUOI CONSISTENT LES SERVICES CLIMATIQUES ?

Les services climatiques sont basés sur des informations climatiques qui aident les individus et les organismes de la société dans leur prise de décision. Plus précisément, cela comprend la collecte, la génération et la fourniture de données pour le climat passé, actuel et futur, ainsi que le développement de produits tels que des cartes, des résultats d'analyses de risque et de vulnérabilité, et des projections climatiques selon différents scénarios d'émissions. Tout cela contribue à une meilleure compréhension du climat et de ses impacts sur les systèmes naturels et humains. Le développement des services climatiques nécessite une implication appropriée pour répondre aux besoins de l'utilisateur, ainsi qu'un mécanisme efficace d'accès aux services (Hewitt *et al.*, 2012; Fonteyn, 2015; OMM, 2016). Le fait que le climat affecte les systèmes naturels et humains, fait des services climatiques un concept très large (Fonteyn, 2015).

Dans le cadre d'une étude sur la création d'un Centre Climatique Fédéral (voir ci-dessous), basé sur les mandats légaux des divers Établissements Scientifiques Fédéraux (ESF) qui effectuent des travaux liés au climat (y compris l'IRM), la définition des services climatiques commence à prendre forme. Les « informations climatiques » sur lesquelles les services climatiques des ESF sont basés peuvent être considérées comme la somme des « données climatiques » et de « l'expertise climatique ». Les informations proposées sont basées sur les variables climatiques essentielles (en anglais, *Essential Climate Variables, ECV*), qui incluent des paramètres physiques, chimiques ou biologiques qui décrivent le climat (passé, présent et futur) (cf. précédemment section 2.1. Bilan radiatif de la Terre). Des exemples de ECV qui font partie des activités climatiques de l'IRM sont les précipitations, la température de l'air, l'ozone, la vapeur d'eau, les aérosols, le bilan radiatif de la Terre, l'irradiance solaire...

Les informations climatiques de base sur lesquelles nos services climatiques se fondent déterminent la position de nos services dans la chaîne d'information. L'IRM est en contact direct avec ses utilisateurs, dans le but de répondre à leurs besoins spécifiques. Nos informations climatiques (et nos services climatiques) peuvent également atteindre l'utilisateur, dans ce cas l'utilisateur final, par une autre source d'information. Nos informations climatiques de base peuvent être utilisées par les utilisateurs de différents secteurs (privés et publics) pour des études d'impact, qui à leur tour fournissent des informations politiques pertinentes pour l'utilisateur final (Fonteyn, 2015).

5.2. LE DÉVELOPPEMENT ET LA FOURNITURE DE SERVICES CLIMATIQUES

En 2009, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) a mis en place un cadre d'appui au développement et à la fourniture de services climatiques, le *Global Framework for Climate Services (GFCS)*. Ce cadre est structuré autour de cinq piliers interdisciplinaires (cf. figure 5.1). Trois piliers soutiennent la production d'informations climatiques. Le pilier « Observations et monitoring » comprend la collecte, la gestion et la diffusion des observations climatiques et d'autres données nécessaires (y compris les métadonnées). Ce pilier constitue la base du pilier « Recherche, modélisation et prévisions », qui vise à garantir la qualité scientifique des informations climatiques et à déterminer les conséquences du changement et de la variabilité climatiques. Les deux piliers forment ensemble la base de l'information scientifique. Le pilier « Système d'information pour les services climatiques », quant à lui, comprend les processus ou mécanismes de collecte, de stockage et d'analyse des données et informations climatiques pour en faire des produits et services tangibles (Hewitt *et al.*, 2012; Mahon *et al.*, 2019).

Un quatrième pilier, la « *User Interface Platform* », se concentre sur l'utilisation des informations produites au sein des trois piliers précédents, dans lesquels l'interaction entre les utilisateurs, les climatologues et ceux qui fournissent les informations est centrale. L'objectif est d'impliquer la communauté des utilisateurs dans l'identification de leurs besoins, dans le développement de produits et services appropriés, dans la définition des exigences de développement des capacités, et dans la conduite des investissements et des efforts de recherche (Hewitt *et al.*, 2012; Mahon *et al.*, 2019).

Les interactions via la « *User Interface Platform* » peuvent se faire à travers des sites web passifs ou des activités participatives plus spécifiques. Cette plateforme est le pilier le plus récent et le moins développé, mais il peut être considéré comme la contribution la plus importante au succès des services climatiques (Hewitt *et al.*, 2012; Fonteyn *et al.*, 2015; Mahon *et al.*, 2019).

À l'origine, l'OMM a donné la priorité à cette structure schématique en tant que soutien aux pays qui sont extrêmement sensibles aux événements météorologiques extrêmes et où les données et l'expertise pour le développement des services climatiques font souvent défaut. Le cinquième pilier « *Capacity building* » joue ici un rôle. Dans le contexte des services climatiques fournis par l'IRM, ce pilier peut être interprété de manière plus large, comme par exemple la mise à disposition d'informations pour sensibiliser des secteurs spécifiques à la préparation aux conséquences du changement climatique (Brasseur and Gallardo, 2016; Fonteyn, 2015).

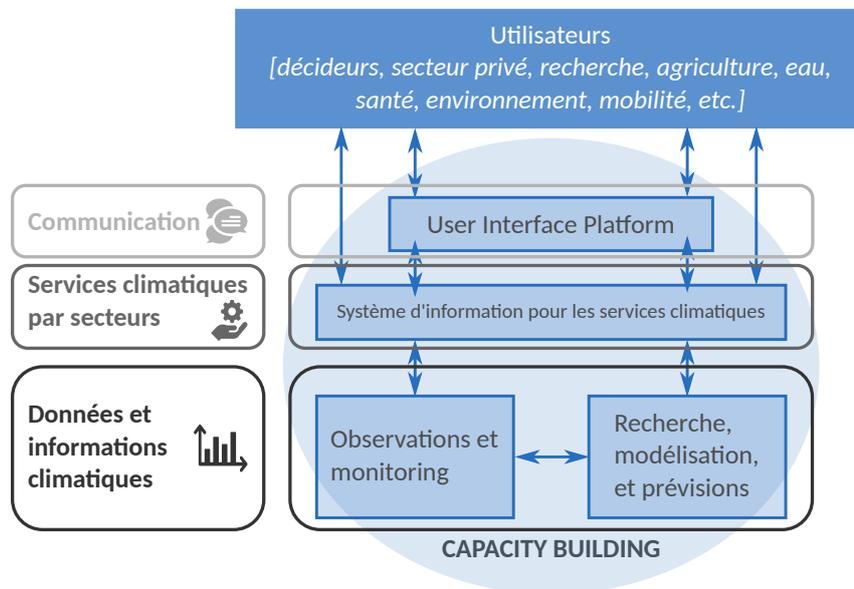


Figure 5.1. Piliers pour le développement et la fourniture de services climatiques tels que décrits par l'OMM.

Ce cadre global fourni par l'OMM constitue également la base du développement et de la fourniture des services climatiques de l'IRM. Vous trouverez ci-après un aperçu détaillé de nos services climatiques, sur base de la structure précitée.

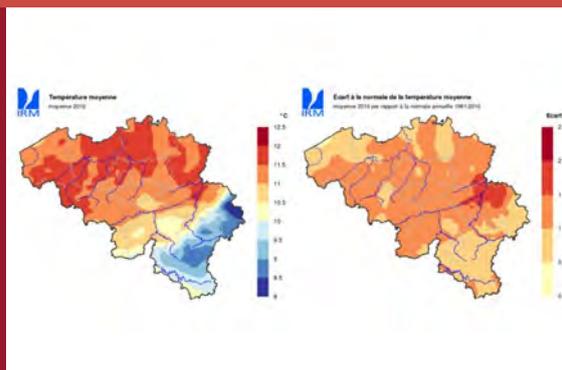
5.2.1. Données et informations climatiques

Nos données et informations climatiques constituent la base de nos services climatiques (et en constituent une partie importante). Le tableau ci-dessous fournit un aperçu et des illustrations respectives des données et informations fournies par nos activités d'observation climatologiques, de modélisation du climat régional et de recherche scientifique sur le climat.

OBSERVATIONS

Données climatologiques sur grille

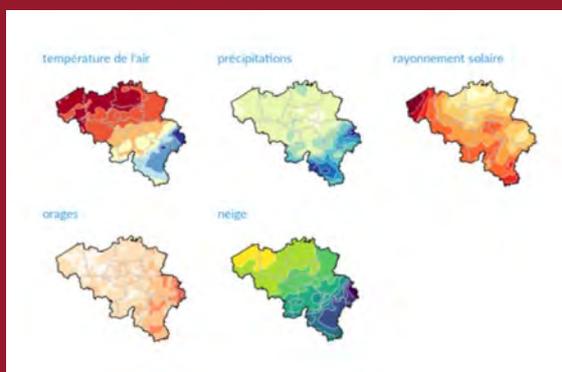
- Résolution spatiale: grille 5x5 km, 589 valeurs moyennes au niveau communal
- Paramètres: température de l'air (minimum, maximum, moyenne), précipitations: quantité et durée, rayonnement solaire: durée d'ensoleillement, rayonnement solaire global et direct, vitesse du vent à 10 m, humidité relative, évapotranspiration de référence, foudre
- Méthode d'interpolation: krigeage
- Résolution temporelle: moyenne quotidienne, mensuelle, saisonnière, annuelle et à long terme (normales)
- Traitement: presque en temps réel et après contrôle de qualité avant archivage



Température moyenne en Belgique pour 2019 et écart par rapport à la valeur normale 1981-2010.

Atlas climatique

- Belgique et par commune
- Répartition géographique des normales pour la période de référence
- Paramètres: température de l'air (1981-2010), précipitations (1981-2010), rayonnement solaire (1984-2013), orages (2004-2013), neige (1985-2014)
- Méthode d'interpolation: krigeage



Répartition géographique des paramètres disponibles dans l'atlas climatique.

OBSERVATIONS

Bilans climatologiques

- Rapports mensuels, saisonniers et annuels
- Chiffres / statistiques, graphiques, cartes
- Uccle (depuis 1901) & Belgique (depuis 1981)
- Paramètres: température moyenne, température maximale, température minimale, précipitations, rayonnement solaire, indice de sécheresse (SPI - Standard Precipitation Index)

Janvier 2020 en chiffres, graphiques et cartes

Janvier 2020 : des températures douces et un record de pression

Bilan à Uccle depuis 1981	Records et classement à Uccle depuis 1981	Records climatologiques annuels				
Température moyenne	°C 5,9	3,3	7,2	2007	-2,8	1987
Température maximale moyenne	°C 8,2	5,7	9,3	2007	-0,6	1987
Température minimale moyenne	°C -3,2	0,7	4,9	2007	-6,3	1985
Total des précipitations	mm 51,3	76,1	153,8	2004	2,6	1997
Nombre de jours de précipitations	d 15	19,2	27	1994	4	1997
Nombre de jours de neige	d 0	4,2	14	2010	0	2002
Nombre de jours d'orage en Belgique	d 2	3,1	9	2012	0	2013
Vitesse moyenne du vent	m/s -4,1	-4,4	5,8	1988	3	2010
Direction du vent dominante	NSO					
Durée d'insolation	h:min 57:23	58:34	103:31	2006	26:59	2018
Rayonnement solaire global	kWh/m ² 21,5	21,3	28,7	2006	16,2	1983
Humidité relative	% 88	85	89	2019	79	1982
Tension de vapeur	hPa 8,3	6,8	8,8	2007	4,4	1987
Pression atmosphérique	hPa 1021,7	1017,5	1030,1	1989	1004,3	2019

Normales définies par rapport à la période 1981-2010.

Valeurs records de 1981 à 2019.

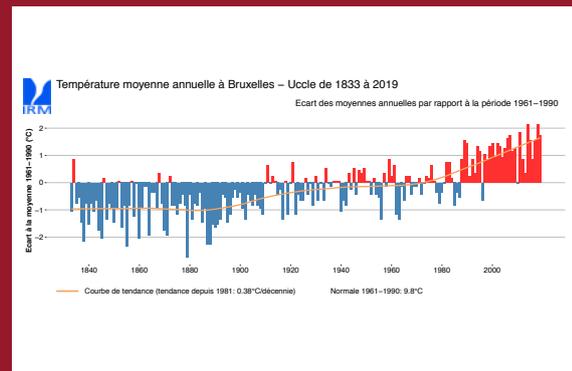
Classement établi par rapport à la période 1981-2020 selon la définition suivante:

+++	Valeur la plus élevée/la plus basse depuis 1981
++	Valeur parmi les 3 plus élevées/la plus basses depuis 1981
+	Valeur parmi les 5 plus élevées/la plus basses depuis 1981

Bilan climatologique pour janvier 2020 à Uccle sous forme de chiffres et de statistiques.

Séries climatologiques

- Uccle (depuis 1833) et Belgique (7 sites: Ostende, Anvers, Saint-Trond, Gembloux, Chimay, Rochefort, Stavelot)
- Paramètres
 - Température de l'air: moyenne (annuelle et saisonnière), indices d'été (jours d'été, nuits chaudes, valeur annuelle maximale, vagues de chaleur, période de croissance), indices d'hiver (jours de gel, jours de glace, valeur annuelle minimale, vagues de froid, nombre de Hellmann)
 - Précipitations: total annuel, jours de précipitations, indices extrêmes, neige)
 - Rayonnement solaire: durée d'ensoleillement, rayonnement solaire global

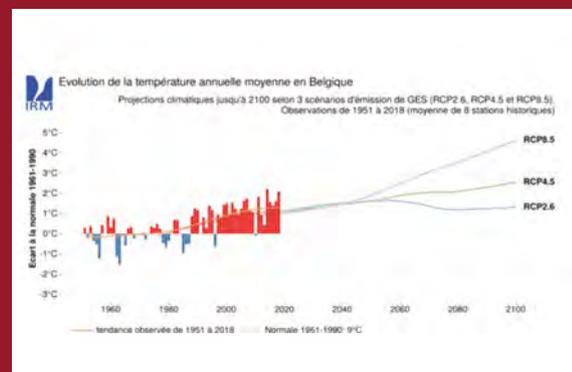


Température moyenne annuelle à Uccle pour la période 1833-2019

MODÉLISATION

Projections climatiques jusqu'à 2100

- Calculé avec le modèle climatique régional de l'IRM (ALARO-0)
- 3 scénarios d'émission de gaz à effet de serre (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5)
- Chiffres, graphiques, cartes
- Paramètres: température de l'air, précipitations, rayonnement solaire, humidité, vent à 10 m...



Évolution de la température annuelle moyenne en Belgique calculée avec le modèle climatique de l'IRM

5.2.2. Services climatiques par secteurs

Depuis sa création, l'IRM est l'institut de référence pour les activités d'observations et de prévisions météorologiques en Belgique, et a une longue histoire de prestation de services météorologiques à diverses organisations sectorielles. L'expansion de nos services météorologiques sectoriels vers des services climatiques est une évolution relativement récente. La demande croissante de services climatiques est en partie due à une prise de conscience accrue des impacts potentiels du changement climatique dans des secteurs spécifiques.

En tenant compte des besoins des utilisateurs, nos données et informations climatiques (pour le climat passé, actuel et futur) peuvent être analysées et transformées en services climatiques «sur mesure», qui sont généralement utilisés pour appuyer les décisions climatiques au sein d'un secteur.

Le développement de nos services climatiques «sur mesure» se déroule à la fois dans le cadre de projets de recherche et de collaborations existantes où la prestation de services météorologiques est étendue à des services climatiques. Par exemple, les chercheurs de l'IRM contribuent à deux projets de recherche (2019-2022) qui visent à développer des modèles pour préparer le secteur énergétique belge à la transition vers un système énergétique efficace et renouvelable. Notre rôle est de fournir notre expertise scientifique et nos données climatiques sur le rayonnement solaire et l'éolien, qui sont cruciales pour une transition optimale vers un système énergétique durable.

Tous les groupes de recherche belges actifs dans la modélisation du climat et de l'impact ont été réunis dans le cadre du projet CORDEX.be (terminé en 2017 et dont l'IRM était coordinateur). Des modèles climatiques régionaux à haute résolution ont été utilisés pour estimer les changements climatiques attendus pour la Belgique et leurs impacts jusqu'à la fin de ce siècle. Bien que le projet de recherche se soit concentré sur la modélisation, ses résultats; constituent une source d'information essentielle pour la politique climatique (adaptation) en Belgique et dans les Régions.

Nous fournissons également d'importants services et produits météorologiques pour le secteur de la mobilité depuis 2019. Sur la base des résultats d'un modèle routier et d'un modèle pour les chemins de fer, nous fournissons, entre autres, des données de température pour la surface de la route et l'infrastructure ferroviaire. Ces services météorologiques devraient à l'avenir s'étendre à des services climatiques. Après tout, sous l'influence du changement climatique, la probabilité que le secteur de la mobilité est plus susceptible d'être exposé à des événements météorologiques extrêmes tels que les vagues de chaleur ou les orages violents augmente.

En général, les prévisions météorologiques sont fiables jusqu'à court terme (une dizaine de jours), tandis que les informations climatiques peuvent préparer les utilisateurs aux conditions météorologiques qu'ils pourraient connaître à long terme. Cependant, la distinction entre les informations météorologiques et climatiques n'est pas toujours claire pour de nombreux utilisateurs. Il est donc logique de fournir des services de manière transparente pour des échelles de temps longues et courtes afin d'assurer une utilisation efficace et cohérente des informations pour les applications de prise de décisions.

Le tableau ci-dessous donne un aperçu général du type d'informations climatiques sur lesquelles nos services climatiques sont basés pour différents secteurs.

INFORMATION CLIMATIQUE (climat passé, présent et futur)	SECTEUR
Vagues de chaleur, stress thermique, précipitations extrêmes	Villes et infrastructures
Précipitations extrêmes	L'eau
Evapotranspiration, sommes des températures ("degrés-jours croissants"), indice de sécheresse, gel, précipitations à long terme	Agriculture
Statistiques pour le vent et le rayonnement solaire	Energie
Indices de stabilité atmosphérique, modélisation du transport chimique, vagues de chaleur	Santé
Modèle des routes, modèle ferroviaire	Mobilité
Scénarios climatiques extrêmes, avertissements	Gestion de crise (centre de crise), fonds des calamités
Indicateurs climatiques	Secteur politique

5.2.3. Communication

L'IRM dispose d'un service en charge de l'interaction entre nos services scientifiques d'une part, et nos utilisateurs et parties prenantes, d'autre part. Ce service reçoit les demandes d'informations ou de services de la part d'utilisateurs et s'efforce d'identifier et de formuler clairement les possibilités et les besoins des utilisateurs grâce à une consultation conjointe avec les scientifiques et ces mêmes utilisateurs (finaux). Bref, la communication est essentielle dans le développement et l'accompagnement de nos services climatiques. Nos services et produits sont continuellement évalués pour s'assurer qu'ils sont suffisamment adaptés aux besoins de l'utilisateur.

5.3. VERS UN CENTRE CLIMATIQUE BELGE (POUR LA RECHERCHE ET LES SERVICES)

La fourniture de services climatiques est l'une des compétences légales de l'IRM. En outre, le développement et la fourniture de nos services climatiques s'inscrivent clairement dans le cadre global des services climatiques tel que proposé par l'OMM.

Au cours des dernières années toutefois, un besoin croissant d'informations et de services climatiques cohérents pour la Belgique se fait ressentir que ce soit dans un contexte social, de recherche ou politique, et en particulier en ce qui concerne le changement climatique attendu et ses conséquences.

Afin de répondre à ces besoins, le financement d'un cadre structurel pour la recherche et les services climatiques, qui établit formellement des partenariats avec différentes régions et communautés, tant au niveau politique qu'au niveau de la recherche, est requis au niveau belge.

De cette manière, l'IRM, en tant qu'ESF leader en matière de climat, peut garantir une expertise scientifique continue et répondre aux besoins importants en matière d'informations et de services climatiques au niveau national et international.

5.3.1. Contexte

(a) Société

Dans le contexte social actuel, le changement climatique figure en bonne place à l'ordre du jour. Les impacts sociaux du changement climatique sont de plus en plus tangibles (par exemple, les vagues de chaleur au cours de l'été 2019), et cela en fait également un sujet très discuté. Les actions climatiques et les manifestations de jeunes en sont le meilleur exemple.

En outre, sur la base de nos interactions avec les acteurs des administrations, des institutions régionales ou des entreprises privées, nous notons un besoin croissant d'informations climatiques détaillées, quantifiées et fiables liées aux impacts du changement climatique dans des secteurs spécifiques (par exemple l'eau, l'agriculture, l'énergie, la santé, le transport).

En 2017, le Service fédéral du changement climatique du SPF Santé publique, Sécurité de la chaîne alimentaire et Environnement a organisé une enquête publique nationale sur le changement climatique. Les résultats de l'enquête ont montré qu'en effet, de plus en plus de Belges (85% des participants) considèrent le changement climatique comme un problème qui nécessite une action urgente.

(b) Recherche

Dix mesures nationales liées à l'adaptation au changement climatique ont été proposées dans le Plan National d'Adaptation belge (2017-2020). La première mesure incluse dans le plan prévoyait l'élaboration de scénarios climatiques à haute résolution pour la Belgique. Cette mesure a été mise en œuvre dans le cadre du projet de recherche CORDEX.be (2015-2017), coordonné par l'IRM. Le projet CORDEX.be a posé les premiers jalons de la création d'un Centre Climatique belge, soutenu par un consortium de scientifiques belges et internationalement reconnus de diverses institutions de recherche (dont les universités), et dans lequel une source scientifique unique de projections climatiques de pointe validées pour la Belgique ont été générées. En outre, l'IRM contribue à la recherche internationale sur les mesures et l'analyse du bilan énergétique de la Terre, ce qui est essentiel pour comprendre les mécanismes du changement climatique et pour valider les modèles climatiques globaux.

(c) Politique

En 2014 et 2015, deux études ont été réalisées pour le compte de BELSPO (*Belgian Science Policy Office*) sur les besoins et les possibilités des utilisateurs pour la création d'un Centre Climatique (Fédéral) (Brasseur *et al.*, 2015; Fonteyn, 2015). Les résultats des études ont indiqué que les utilisateurs avaient clairement besoin d'un « guichet unique » pour les informations et les services climatiques, sur la base des recherches scientifiques climatiques les plus récentes en Belgique.

Pour répondre à ce besoin, la création d'un Centre Climatique Fédéral a été proposée, fournissant un cadre structurel pour l'interaction entre les cinq ESF apportant une expertise scientifique dans le domaine du climat (l'Institut Royal Météorologique, l'Institut Royal Belge des Sciences Naturelles, l'Institut Royal d'Aéronomie Spatiale de Belgique, le Musée Royal de l'Afrique Centrale et l'Observatoire Royal de Belgique). L'objectif principal du Centre Climatique Fédéral est de regrouper, coordonner et consolider la richesse des données et de l'expertise climatiques, afin que ces données et cette expertise puissent être mises à la disposition des parties prenantes d'une manière facilement utilisable, homogène et, si nécessaire, spécifique.

Pour développer avec succès toutes les informations et les canaux d'information liés au climat, un réseau belge de recherche et de services climatiques est également proposé. Le Centre Climatique Fédéral fournit une information importante mais limitée et ferait partie de ce réseau belge plus vaste. Ce réseau belge s'appuie sur une expertise scientifique dans de nombreux domaines (climat, santé, agriculture, études d'impact et d'adaptation en général) et comprend également les partenaires respectifs qui fournissent les informations aux utilisateurs finaux (Fonteyn, 2015).

Les résultats de ces études de faisabilité ont conduit à la mise en œuvre de « l'élaboration d'une feuille de route pour un Centre belge de connaissances sur le climat » en tant que mesure du Plan National d'Adaptation belge (2017-2020). Cependant, l'élaboration de ce plan par étapes n'a pas encore été réalisée.

Il est clair que, dans un contexte aussi bien social, de recherche et de gouvernance, l'élaboration concrète d'un tel plan étape par étape devient cruciale, afin que la création d'un réseau belge d'informations et de services climatiques puisse être réalisée. Un certain nombre de priorités de fond pour un tel plan par étapes sont présentées ci-après.

5.3.2. Les Piliers

Le Centre Climatique belge est un réseau décentralisé d'instituts de recherche fédéraux et régionaux ainsi que d'universités, actifs dans la recherche climatique.

Le fonctionnement du Centre Climatique belge se concentre autour de quatre piliers :

1. **Services climatiques** – objectif : combler le fossé entre la recherche et la société, grâce auquel les résultats de la recherche sont traduits en informations climatiques utiles et scientifiquement fondées pour les parties prenantes (administrations, institutions régionales, entreprises privées) ;
2. **Recherche** – objectif : développer et soutenir les initiatives de recherche climatique en Belgique ;
3. **Données** – objectif : mobilisation, publication, accès et utilisation de données climatiques cohérentes et récentes pour la Belgique ;
4. **Networking** – objectif : relations avec les centres de recherche (inter) nationaux et les centres de services climatiques et positionnement de la recherche climatique belge dans les initiatives et programmes de recherche internationaux (par exemple, *World Climate Research Programme (WCRP)*, *JPI-Climate, H2020, Copernicus, ERA4CS, EURO-CORDEX, IPCC*).

L'interaction, la communication et le dialogue entre tous les acteurs impliqués (à savoir les scientifiques, les décideurs politiques, les médias et les citoyens) jouent un rôle clé dans l'organisation du Centre Climatique. Ces acteurs ont souvent des objectifs communs, mais peuvent avoir une manière différente de communiquer et de comprendre les connaissances. L'exploitation d'un Centre Climatique belge nécessite donc une approche transdisciplinaire, dans laquelle les services climatiques sont développés par une diversité de collaborateurs représentant différentes disciplines (par exemple, climatologues, spécialistes de l'impact / adaptation, économistes, décideurs politiques, communicateurs (scientifiques), sociologues). Une plateforme d'interface utilisateur peut promouvoir à la fois les interactions et les dialogues, ainsi que l'utilisation finale des données et des services climatiques.

Il ressort clairement de ce qui précède que la création d'un Centre Climatique belge peut apporter une réponse aux besoins sociétaux, de recherche et de gouvernance en matière d'expertise scientifique et climatique cohérentes. Les bases de cette mise en place existent et il revient maintenant aux décideurs de prendre l'initiative d'établir les fondements juridiques et budgétaires de ce Centre. En outre, cette initiative pourrait utilement être incluse dans diverses initiatives internationales et européennes.

RÉFÉRENCES

Brasseur, G. P., Jacob, D., Cortekar, J. and Fischer-Bruns, I.: Towards the establishment of a Belgian center of excellence on climate, Tech. Rep. Commissioned by the Belgian Federal Science Policy Office (BELSPO), Agreement Nr. BR/CL/800, 2015.

Brasseur, G. P. and Gallardo, L.: Climate services: Lessons learned and future prospects. *Earth's Future*, 4, 79-89, 2016.

Fonteyn, D.: Het federaal klimaatcentrum: Resultaten van het onderzoek naar de mogelijke gebruikersnoden, Tech. rep. Belgian Institute for Space Aeronomy, 2015.

Hewitt, C., Mason, S. and Walland, D.: The Global Framework for Climate Services. *Nature Climate Change*, 2, 831-832, 2012.

Mahon, R., Greene, C., Cox, S.-A., Guido, Z., Gerlak, A. K., Petrie, J.-A., Trotman, A., Liverman, D., Van Meerbeeck, C. J., Scott, W. and Farrell, D.: Fit for purpose? Transforming National Meteorological and Hydrological Services into National Climate Service Centers. *Climate Services*, 13, 14-23, 2019.

WMO: Climate Services for Supporting Climate Change Adaptation - Supplement to the Technical Guidelines for The National Adaptation Plan Process. WMO-No. 1170, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 50 p, 2016.



INSTITUT ROYAL MÉTÉOROLOGIQUE DE BELGIQUE

