

Faculté des sciences

Évaluation du réchauffement passé et futur en Belgique sur base d'une méthode de contrainte observationnelle

Auteur : **Arthur Villers**

Promoteur : **Hugues Goosse**

Lecteurs : **Michel Crucifix, Kristof Van Oost**

Année académique 2023-2024

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Remerciements

Je souhaite adresser mes premiers remerciements à Hugues Goosse et à Quentin Dalaiden pour leur disponibilité et leur accompagnement tout au long de l'année écoulée. Un grand merci pour les conseils avisés qui m'ont permis de mener ce travail à bien, et pour les critiques constructives qui ont été cruciales lors de l'écriture de ce mémoire.

Je tiens ensuite à remercier toutes les personnes ayant participé de près ou de loin à la réussite de mon parcours. Merci à mes proches pour leur appui indéfectible tout au long de mes études, et particulièrement à ma maman pour la relecture attentive de ce document. Merci également à mes camarades étudiants en géographie pour leur amitié précieuse, pour tous les bons moments passés ensemble et pour le soutien mutuel que nous nous sommes apporté durant cette dernière année de master.

Enfin, je remercie chaleureusement l'Institut Royal Météorologique de m'avoir fourni les données de température indispensables à la réalisation de ce mémoire.

Table des matières

Remerciements	3
1 Introduction	6
2 Revue de littérature	8
2.1 Détection et attribution	8
2.1.1 Définition de la détection	8
2.1.2 Définition de l'attribution	10
2.2 Rôle de la variabilité interne à l'échelle régionale	12
2.3 Utilisation de la contrainte observationnelle	14
2.4 Détection et attribution en France	16
2.4.1 Réchauffement régional à ce jour	17
2.4.2 Attribution du réchauffement régional	19
2.4.3 Projections jusqu'à la fin du siècle	20
2.5 Le climat en Belgique	21
2.5.1 Caractéristiques générales du climat local	21
2.5.2 Changements climatiques observés en Belgique	22
2.5.3 Impacts du réchauffement	23
3 Données et méthode	25
3.1 Données	25
3.1.1 Données de modèle	25
3.1.2 Données observationnelles	26
3.2 Méthode	28
3.2.1 Présentation générale	28
3.2.2 Composantes de l'équation principale	29
3.2.3 Détermination de μ_x et Σ_x	30
3.2.4 Détermination de Σ_y	31
3.2.5 Dérivation de la distribution postérieure $p(x y)$	32
3.2.6 Évaluation du réchauffement passé et futur	32
4 Résultats et discussion	34
4.1 Réchauffement à ce jour	34

4.1.1	Détection et attribution du réchauffement annuel	34
4.1.2	Détection du réchauffement saisonnier	37
4.1.3	Comparaison du réchauffement observé aux différentes stations de l'IRM	39
4.2	Ratio de réchauffement régional/global	42
4.3	Projections futures	46
4.3.1	Réchauffement annuel	46
4.3.2	Réchauffement hivernal	47
4.3.3	Réchauffement estival	48
4.3.4	Remarques et incertitudes sur les projections	50
5	Conclusion	52
	Bibliographie	54
	Annexes	67
	Autobiographie	73

Chapitre 1

Introduction

Il est désormais établi que le réchauffement climatique global constitue une menace extrêmement sérieuse pour l'environnement, ainsi que pour les sociétés et activités humaines. L'augmentation des températures provoquée par les émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique introduit des défis majeurs. Il est aujourd'hui fondamental d'enrichir notre compréhension du phénomène et de ses conséquences dans l'objectif de permettre à l'ensemble des populations humaines de mettre en oeuvre des stratégies d'atténuation et d'adaptation appropriées et efficaces (IPCC, 2021). Bien que le phénomène soit global, celui-ci n'est pas uniforme et engendre des impacts principalement visibles au niveau local. Ces conséquences visibles à de petites échelles spatiales sont diverses et peuvent varier fortement d'une région à une autre (Hawkins et Sutton, 2009). Dans cette perspective de compréhension des aspects régionaux de la hausse des températures, le présent mémoire traite de l'évaluation du réchauffement via une procédure de détection et d'attribution à l'échelle de la Belgique.

Les études de détection et d'attribution, qui sont capitales dans le domaine des sciences du climat, ont pour objectif d'identifier des variations significatives des propriétés du système climatique et de déterminer les causes de ces changements (Hegerl et al., 2007). Historiquement, la majorité des études de détection et attribution se sont concentrées sur les tendances à l'échelle globale et très peu sur les échelles spatiales inférieures. Il est toutefois devenu de plus en plus clair que des informations régionales précises et détaillées sont indispensables pour comprendre les variations locales des impacts (Stott et al., 2010). De plus, la plupart des conséquences du réchauffement sont principalement ressenties à l'échelle régionale et la plupart des décisions politiques ou institutionnelles sont prises à l'échelle nationale, voire inférieure (Arias et al., 2021).

Le processus de détection et d'attribution à l'échelle régionale comporte cependant

un certain nombre de challenges liés principalement à la variabilité interne du climat. Effectivement, les fluctuations naturelles du système, indépendantes des forçages externes, sont plus accentuées à des échelles spatiales et temporelles réduites (Zwiers et Zhang, 2003). Cette variabilité naturelle marquée rend plus complexe la reconstruction précise des interactions entre les divers éléments du système climatique (Gao et al., 2022). En Belgique, ces challenges sont exacerbés par la petite taille du territoire et sa topographie variée, qui influencent les phénomènes locaux (Demoulin et al., 2018). Des méthodologies robustes permettant d’identifier des changements régionaux au sein du système sont alors nécessaires.

Les analyses de détection et attribution sont usuellement basées sur des méthodes statistiques utilisant des modèles de régression linéaire dans lesquels les observations sont régressées en fonction des réponses attendues aux forçages externes (Ribes et al., 2017). Cependant, de nouvelles techniques statistiques ont récemment été introduites et permettent de combiner les observations historiques de la température globale et régionale avec des simulations de modèles climatiques pour contraindre les projections et réduire les incertitudes (Ribes et al., 2021). En effet, l’application d’une contrainte observationnelle permet d’affiner l’estimation des réponses forcées d’un modèle pour les rendre plus robustes et fiables (Brunner et al., 2020). Ce genre d’approche est particulièrement adapté pour un pays comme la Belgique, où de longues séries temporelles sont disponibles via les mesures effectuées par l’Institut Royal Météorologique (IRM).

L’analyse effectuée ici vise à fournir une évaluation du réchauffement régional passé, présent et futur en Belgique en reproduisant une méthodologie similaire à celle employée dans le cadre de l’étude de Ribes et al. (2022) pour le réchauffement régional français. Le premier objectif de ce mémoire est donc de caractériser l’évolution des températures belges depuis la fin du XIX^e siècle et d’estimer le niveau de réchauffement actuel. Un deuxième objectif est de répondre à la question suivante : quelle est la contribution des forçages d’origine anthropique au réchauffement climatique observé ? Un troisième objectif est de comparer le réchauffement régional obtenu avec le réchauffement global afin de construire un ratio de réchauffement régional/global. Le quatrième et dernier objectif est de fournir une gamme de projections contraintes, avec des incertitudes, afin d’évaluer l’évolution des températures d’ici la fin du siècle en cours.

Chapitre 2

Revue de littérature

Ce chapitre a pour objectif de passer en revue certains sujets traités au sein de la littérature scientifique. Les différents sujets abordés ici constituent une base essentielle à la compréhension des concepts traités dans le cadre de cette étude, ainsi qu'à l'interprétation des résultats obtenus. La première section du chapitre a pour but de présenter le principe des études de détection et attribution, ainsi que l'intérêt de les mener à l'échelle régionale. La deuxième section vise ensuite à insister sur le rôle que joue la variabilité interne lorsqu'on s'intéresse à l'évolution du climat à l'échelle régionale. La troisième section revient sur les raisons fournies dans la littérature justifiant l'emploi de la contrainte observationnelle pour ajuster les résultats des modèles. La quatrième section sert à présenter les résultats clés de l'étude menée en France par Ribes et al. (2022). Finalement, la cinquième et dernière section donne un aperçu de l'état des connaissances par rapport au climat belge et à son évolution récente.

2.1 Détection et attribution

2.1.1 Définition de la détection

Lors de recherches scientifiques portant sur le climat, les termes "changements climatiques" sont couramment employés pour désigner des modifications de l'état global du système climatique pouvant être caractérisées par des variations significatives de ses propriétés sur une période prolongée, généralement plusieurs décennies (Hegerl et al., 2007). Dans ce contexte, la détection et l'attribution constituent des concepts fondamentaux en ce qui concerne l'étude de ces changements, jouant un rôle crucial dans la compréhension des impacts des activités humaines sur le climat.

La définition la plus commune de la détection d'un changement est qu'il s'agit de la procédure permettant de démontrer scientifiquement que le système climatique (ou un système affecté par celui-ci) a subi un changement dans un sens statistique défini, sans fournir de raison à ce changement (Hegerl et al., 2007; Hegerl et al., 2010; Bindoff et al., 2013, IPCC, 2014). La détection vise donc à déterminer si les données observées indiquent que le climat est en train de changer ou si elles sont simplement cohérentes avec les fluctuations possibles de la variabilité interne naturelle du système climatique (Stott et al., 2010). En d'autres termes, un changement peut être considéré comme observé et détecté s'il est estimé que la probabilité que celui-ci survienne de manière aléatoire en raison de la seule variabilité interne est faible (Stott et al., 2010; Hegerl et Zwiers, 2011).

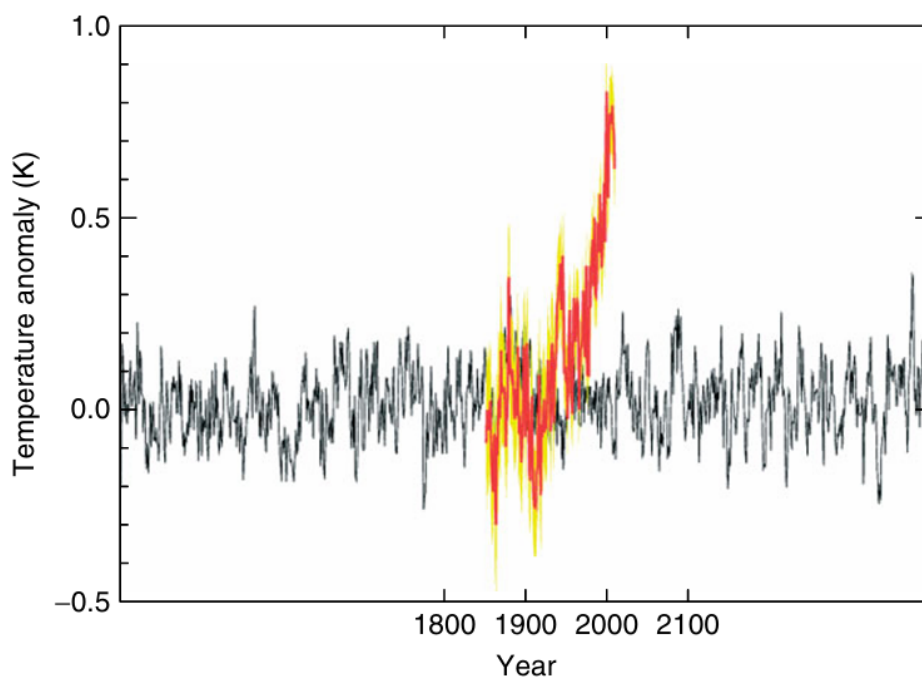


FIGURE 1 – Exemple de détection de réchauffement du climat. La température globale moyenne observée sur la période 1850-2008 (en rouge) est exprimée en anomalies calculées par rapport à la période 1861-1899, avec les incertitudes (en jaune). Celle-ci sont superposées à la température globale moyenne simulée sur une période de 1000 ans par le modèle HadGEM1 (en noir). Provient de Stott et al. (2010).

Un exemple de détection de changements dans la température globale moyenne est présenté à la figure 1. On peut y comparer les températures observées entre 1850 et 2008 par rapport aux données issues d'une simulation de contrôle d'un modèle couplé océan-atmosphère sur une période d'un millénaire. Les facteurs externes du climat, tels que les concentrations de gaz à effet de serre ou l'énergie solaire reçue par la Terre, y sont maintenus constants sur l'ensemble de la période de simulation. Les données simulées ne présentent aucune augmentation durable des températures. Cependant, une tendance de réchauffement dans les températures observées sur la période 1959-2008 est détectée. Ef-

fectivement, les observations recueillies ne correspondent pas aux températures proposées par les simulations à forçages externes stables. Un changement est ainsi détecté, et ce à un niveau de confiance de 95%. Autrement dit, les données issues du modèle climatique indiquent que la probabilité que cette tendance de réchauffement soit causée uniquement par la seule variabilité interne est inférieure à 5% (Stott et al., 2010).

Malgré tout, les techniques de détection peuvent parfois s'avérer inefficaces pour identifier certaines réponses du système climatique à un forçage externe. En effet, il peut arriver que la méthode ou la métrique employée pour estimer le changement soit insensible au changement attendu (Hegerl et al., 2007; Hegerl et Zwiers, 2011). Un exemple illustrant cela est l'étude de Christidis et al. (2005) sur la détection de changements dans les extrêmes de température. Les auteurs ont montré que les techniques de détection classiques basées sur les moyennes saisonnières ne permettaient pas de détecter efficacement les changements dans les vagues de chaleur, car celles-ci sont des événements ponctuels et intenses qui peuvent ne pas influencer suffisamment les moyennes saisonnières. La métrique utilisée s'avère donc inefficace pour la détection. Il peut également arriver que la réponse attendue à un forçage particulier soit trop faible par rapport à la variabilité interne. Étant donné que le principe de la détection repose sur le rapport signal/bruit, le signal peut être difficilement détectable lorsque le bruit associé à la variabilité interne est élevé, comme cela peut souvent être le cas à l'échelle régionale (Barnett et al., 1999; Karoly et Wu, 2005). Cette problématique sera approfondie au sein d'une section ultérieure.

2.1.2 Définition de l'attribution

Toutefois, la détection seule ne permet que l'identification de changements significativement durables. Bien que la détection soit une première étape primordiale, il est indispensable de procéder à de l'attribution afin de pouvoir associer ces changements à des causes supposées (Hegerl et al., 2007; Knutson et al., 2017). L'attribution est généralement définie comme la procédure d'estimation, avec un certain degré de confiance statistique, des contributions relatives de multiples facteurs de causalité à un changement ou un événement particulier. Il s'agit donc de la méthodologie consistant à identifier les causes les plus probables d'un changement détecté au préalable, afin de déterminer quels facteurs de forçages affectent le système climatique de manière significative (Barnett et al., 1999; Hegerl et al., 2006; Stott et al., 2013; Rosenzweig et Neofotis, 2013; IPCC, 2014). L'attribution comporte donc davantage de complexité que la détection dans la mesure où cette première requiert à la fois une approche statistique ainsi qu'une solide compréhension des phénomènes physiques impliqués (Hegerl et Zwiers, 2011).

De manière générale, un changement spécifique peut être usuellement attribué à un facteur causal particulier lorsqu'il est possible de démontrer que les observations sont

compatibles avec des résultats de modèle basé sur le processus qui inclut le facteur causal en question. De même, il doit également être démontré que ces mêmes observations sont incompatibles avec des résultats de modèle excluant le facteur causal (Stone et Allen, 2005 ; Allen et al., 2006 ; IPCC, 2014 ; Gilett et al., 2016).

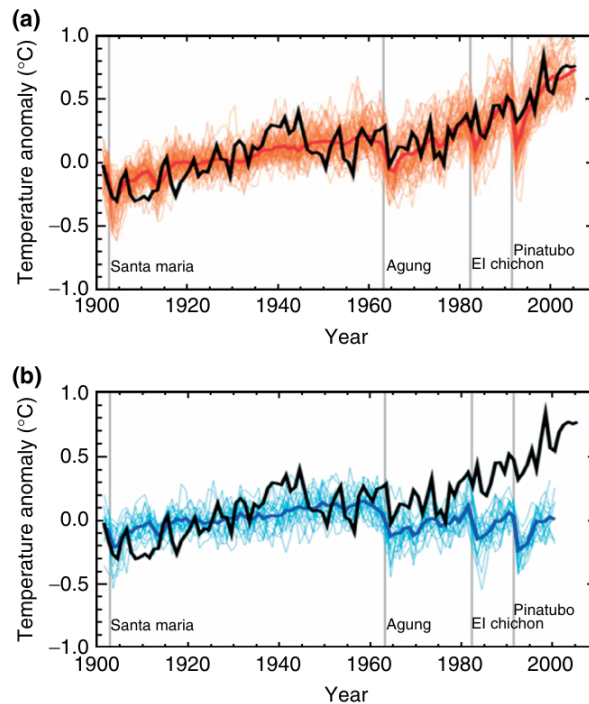


FIGURE 2 – Exemple d’attribution du réchauffement de la température. Anomalies de la température moyenne à la surface du globe par rapport à la période 1901-1950, telles qu’observées (ligne noire) et telles qu’obtenues à partir de simulations de modèles climatiques (IPCC AR4) avec (a) des forçages à la fois anthropiques et naturels (lignes rouges) et (b) des forçages naturels uniquement (lignes bleues). Les lignes verticales grises indiquent les dates des principales éruptions volcaniques. Les courbes rouges et bleues épaisses montrent les moyennes d’ensemble et les courbes fines montrent les simulations individuelles. Provient de Stott et al. (2010).

La figure 2 présente un exemple de résultats d’une analyse d’attribution du réchauffement observé. On peut y remarquer que le réchauffement simulé en incluant tous les forçages (naturels et anthropiques) est compatible avec le réchauffement mesuré de la température globale moyenne sur la période étudiée (Figure 2a). En revanche, lorsque les modèles excluent les forçages anthropiques des simulations et ne conservent que les forçages naturels, on peut observer que celles-ci ne sont désormais plus cohérentes avec les observations de température (Figure 2b). En résumé, les simulations avec et sans le forçage d’intérêt sont comparées afin de voir si la réponse à ce forçage correspond au changement observé. Ces résultats permettent donc de déterminer que la tendance de réchauffement observée ne peut être attribuée aux seuls forçages naturels. Cela démontre qu’il est nécessaire de prendre en compte les forçages d’origine anthropique afin d’expliquer les tendances mesurées (Stott et al., 2010).

Certaines incertitudes peuvent cependant demeurer dans les études d’attribution. Effectivement, pour qu’un changement soit attribué à un facteur spécifique, il n’est pas indispensable que chaque paramètre soit reproduit à la perfection au sein des simulations (Stone et Allen, 2005 ; IPCC, 2014). Cela peut être montré au moyen de l’exemple suivant. Considérons qu’un refroidissement soudain de la température globale provoqué par une éruption volcanique soit cohérent avec des simulations issues d’un modèle climatique. Le changement global observé peut tout de même être attribué à l’éruption même si les simulations ne modélisent pas correctement l’ampleur de ce refroidissement (IPCC, 2014). Ceci est acceptable parce que la capacité des modèles à reproduire les effets généraux et directionnels d’un forçage, plutôt que leur exactitude absolue, est souvent suffisante pour attribuer des changements climatiques à des causes spécifiques. Cela montre bien que même en cas de compatibilité entre les modèles et les observations, l’attribution ne peut jamais être considérée comme certaine à 100%. Il s’avère donc nécessaire de comprendre les mécanismes physiques derrière les phénomènes observés afin de pouvoir déterminer ce qui constitue un écart acceptable au vu de ce qui est attendu en présence de variabilité interne du système (Hegerl et Zwiers, 2011 ; Easterling et al., 2016).

2.2 Rôle de la variabilité interne à l’échelle régionale

Comme expliqué précédemment, la variabilité interne du système climatique est un facteur primordial à considérer dans le cadre des études de détection et attribution. Cette variabilité interne peut être définie comme l’ensemble des fluctuations contenues de manière intrinsèque dans un système dynamique non linéaire (tel que le système climatique). Ces fluctuations surviennent même lorsque le système est fermé (l’énergie, la masse et la quantité de mouvement sont conservées et il n’y a donc pas de transfert de ces quantités vers ou depuis l’extérieur du système) et qu’il n’est soumis à aucun changement de forçage extérieur (Hawkins et Sutton, 2009 ; Deser et al., 2012 ; Lehner et Deser, 2023). En ce qui concerne le système climatique terrestre, cette variabilité interne provient essentiellement de la distribution spatiale inéquitable de l’énergie reçue par la planète à un moment donné. Ces inégalités sont ensuite redistribuées de manière relativement équilibrée par certains phénomènes physiques, comme par exemple le transport de chaleur via les circulations océaniques et atmosphériques (Doblas-Reyes et al., 2021 ; Lehner et Deser, 2023).

La variabilité interne a des effets sur presque tous les aspects du climat terrestre. En effet, les différentes composantes du système climatique (lentes et rapides) interagissent entre elles pour former une large gamme de variabilités qui peuvent se manifester sous différentes formes, comme les variations quotidiennes de température, ou encore le renfor-

cement ou l'affaiblissement des courants atmosphériques ou océaniques (Deser et Phillips, 2023). Une caractéristique importante est que cette variabilité se produit autour de l'état moyen du système, c'est-à-dire la moyenne à long terme des conditions climatiques ou des variables climatiques à travers le système climatique global. Cela implique que, dans la plupart des cas, la variabilité interne se produit à l'intérieur d'une certaine gamme de valeurs et n'entraîne pas le système vers un nouvel état d'équilibre. Toutefois, cela dépend du système concerné : certains systèmes possédant plusieurs états d'équilibre peuvent expérimenter des transitions d'un état à l'autre induites par cette variabilité interne (Lorenz, 1963, Lehner et Deser, 2023).

La prise en compte de la variabilité interne est une démarche fondamentale étant donné que celle-ci peut apparaître à de petites échelles temporelles et spatiales puis évoluer et se développer parfois jusqu'à atteindre des échelles globales et décennales (Károly et Wu, 2005). Les observations et reconstructions historiques du climat terrestre sont à la fois un reflet des réponses aux divers forçages externes (la variabilité forcée), mais également des fluctuations naturelles (la variabilité interne), ce qui complique la compréhension et l'interprétation des changements climatiques. Comme pour le climat passé, l'évolution future du système sera également influencée par la combinaison de ces types de variabilité (Thompson et al., 2009).

Cependant, bien que la variabilité interne constitue une source d'incertitude majeure pour les projections climatiques, elle n'est pas la seule. Effectivement, les incertitudes liées au modèle choisi (c'est-à-dire l'incertitude quant à la réponse à un forçage) ainsi qu'au scénario choisi (c'est-à-dire l'incertitude concernant l'évolution du forçage dans le temps) jouent également un rôle important. De plus, le rôle relatif de ces trois incertitudes peut varier en fonction de l'échelle temporelle et spatiale (Hawkins et Sutton, 2009 ; Lehner et Deser, 2023). La figure 3 illustre ces contributions relatives. À l'échelle globale, la variabilité interne domine en termes d'incertitude à court terme en étant progressivement dépassée par les incertitudes liées au modèle et au scénario par la suite, cette dernière étant la plus importante sur le long terme (Figure 3c). Cependant, la contribution de la variabilité interne est fortement dépendante de l'échelle spatiale. À l'échelle régionale ou locale, la variabilité interne demeure l'incertitude dominante sur des temps plus longs. En effet, le système climatique montre davantage de variabilité interne à de petites échelles spatiales (Zwiers et Zhang, 2003 ; Deser et al., 2012 ; Kumar et Ganguly, 2018). Cette caractéristique s'avère cruciale dans les études de détection et attribution, et doit donc être considérée avec attention, en particulier à l'échelle régionale ou locale. En effet, la détection du changement climatique est un problème de rapport signal/bruit. Cependant la séparation régionale du signal est limitée par un rapport signal/bruit plus faible venant du fait qu'il y a moins de possibilités de filtrer les effets de la variabilité interne à

basse fréquence dans l'espace en raison d'un échantillonnage limité, de la complexité des processus locaux et de la résolution des modèles (Bonfils et al., 2008 ; Hegerl et Zwiers, 2011 ; Frankcombe et al., 2015). De plus, le signal climatique manque souvent de précision spatiale et temporelle, ce qui complique la distinction entre les influences de différentes sources sur le climat (Terray et Boé, 2013 ; Deser et Phillips, 2023). Les résultats des études de détection et d'attribution classiques au niveau régional ou local comportent donc davantage d'incertitude. Ceux-ci sont cependant d'une importance primordiale vu le poids de l'échelle locale dans la prise de décision et l'adaptation.

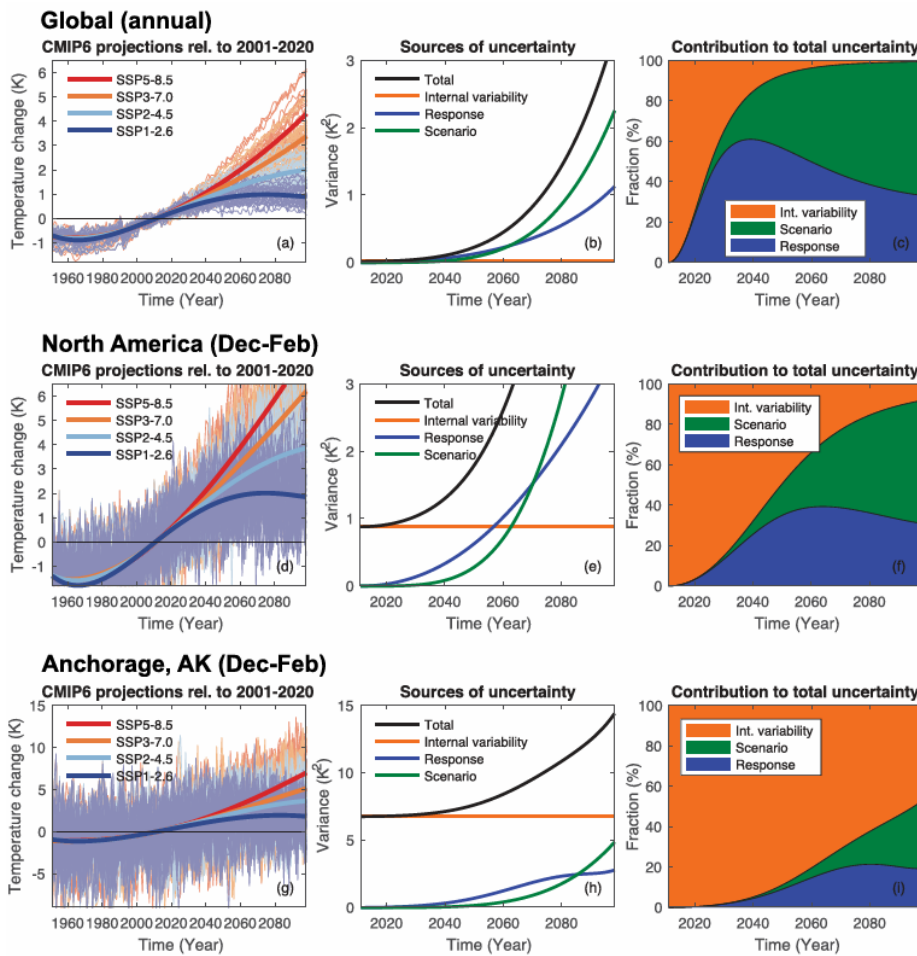


FIGURE 3 – Projections, sources d'incertitude et contribution relative des sources d'incertitude pour la température provenant de 29 modèles CMIP6 pour (a)-(c) la moyenne globale annuelle et la moyenne hivernale (décembre-février) pour (d)-(f) l'Amérique du Nord et (g)-(i) une cellule de grille près d'Anchorage. Provient de Lehner et Deser (2023).

2.3 Utilisation de la contrainte observationnelle

Afin de diminuer les incertitudes liées aux projections climatiques, en particulier à l'échelle régionale, de nouvelles méthodologies permettant la réduction de ces incertitudes ont été récemment introduites, notamment dans le dernier rapport AR6 du GIEC (IPCC, 2021).

Celles-ci se basent sur l'application d'une contrainte observationnelle. Contrairement à ce qui était fait précédemment, les projections, notamment celles des températures, ne sont pas issues directement des résultats bruts des simulations. À la place, les simulations sont combinées avec les mesures historiques de la température globale moyenne de surface (GSAT¹) afin de déduire des gammes de réchauffement compatibles avec les observations (Ribes et al., 2022). Ces méthodes récentes ont déjà été appliquées à diverses variables moyennes globales ces dernières années, mais peu de projections contraintes à l'échelle régionale ont été proposées jusqu'à maintenant. L'absence d'études de détection et attribution peut s'expliquer d'une part car, historiquement, les modèles climatiques avaient une résolution spatiale limitée, ce qui rendait difficile la détection à l'échelle régionale (Bindoff et al., 2013). D'autre part, peu de membres de ces modèles étaient disponibles, menant à un échantillonnage de la variabilité interne limité et rendant la détection et l'attribution moins fiables (Hegerl et al., 2007). Effectivement, un nombre suffisant de membres permet de mieux discerner si un modèle reproduit fidèlement les observations à cause d'un forçage externe, ou si les similarités pourraient être dues à des coïncidences liées variabilité interne. L'amélioration des modèles et l'approfondissement de la compréhension des forçages climatiques ont ainsi permis de renforcer les conclusions concernant le rôle de l'homme dans le réchauffement climatique (Bindoff et al., 2013).

Lors des deux dernières décennies, le plupart des études de détection et attribution ont été effectuées via des modèles statistiques basés sur les principes de la régression linéaire. Ces méthodes fonctionnent en régressant les observations sur les réponses attendues aux forçages externes avec différents niveaux de complexité et ont été suggérées pour la première fois par Hasselmann (1979) et Hasselmann (1993). Une des hypothèses fondamentales sur laquelle reposent ces méthodologies est que l'incertitude principale dans les prédictions du modèle climatique provient du fait que l'amplitude de la réponse est souvent incertaine alors que le schéma spatio-temporel de la réponse est plus contraint par la compréhension physique. Autrement dit, les modèles climatiques, en tant qu'outils, sont généralement considérés comme suffisamment robustes. L'incertitude majeure n'est donc pas principalement due aux imperfections du modèle (par exemple, les équations et les algorithmes utilisés), mais plutôt à la variabilité et à la complexité de la réponse climatique aux forçages externes (Ribes et al., 2017). Cependant, la compréhension de la physique des phénomènes peut permettre de fournir des informations sur l'amplitude de la réponse à de nombreux forçages. En effet, les contraintes physiques permettent souvent d'écarter de larges gammes de valeurs pour l'amplitude de la réponse à un forçage. Les méthodes basées sur la régression linéaire ne tiennent pas compte de ces contraintes car elles partent du principe que l'amplitude de la réponse est inconnue (Berliner et al., 2000).

1. Global mean Surface Air Temperature

Les méthodes de contrainte observationnelle, telles que celle proposée par Ribes et al. (2017) et ensuite approfondie et appliquée par Ribes et al. (2021), Qasmi et Ribes (2022) et Ribes et al. (2022), ont pour objectif d’offrir une alternative à l’utilisation de modèles statistiques basés sur la régression linéaire pour les études de détection et attribution. L’innovation majeure est que cette option permet essentiellement un traitement symétrique de l’ampleur (c’est-à-dire l’intensité ou la quantité de changement dans le système) et du profil (c’est-à-dire la manière dont la réponse se manifeste dans le temps et l’espace) de la réponse à chaque forçage. De plus, cela introduit un nouveau cadre statistique pour le traitement de l’incertitude de la modélisation. Plus précisément, les réponses issues des simulations, et l’incertitude correspondante, sont considérées comme représentant ce que qui est connu de la réponse physiquement plausible à un forçage. Ensuite, sur base de l’incertitude de la modélisation, les observations sont utilisées pour contraindre davantage la réponse à chaque forçage. Une remarque importante concernant cette approche est qu’elle repose sur le paradigme selon lequel les modèles sont statistiquement indiscernables de la vérité. Cela signifie que la différence entre un modèle donné et la vérité possède la même distribution que la différence entre n’importe quelle paire de modèles (Ribes et al., 2017).

Un des avantages de ces nouvelles approches est qu’elles permettent d’appliquer différents types de contraintes faisant appel à différents types d’observations. La technique la plus courante consiste à contraindre les réponses forcées en employant les observations historiques de la GSAT. Cette démarche a été appuyée par diverses études montrant des résultats cohérents et une valeur ajoutée par rapport à l’absence de contrainte (Brunner et al., 2020 ; Nijssse et al., 2020 ; Tokarska et al., 2020 ; Liang et al., 2020). Les informations issues de la littérature montrent ainsi que la contrainte observationnelle sur cette variable est efficace et robuste, et qu’il s’avère donc pertinent de la prendre en compte. De plus, l’analyse effectuée par Qasmi et Ribes (2021) a permis de mettre en lumière l’amélioration des projections régionales qu’offre la prise en compte de la contrainte globale. Par conséquent, il semble donc justifié de s’attendre à ce que la prise en compte des observations locales apporte une réelle plus-value aux analyses de détection et attribution, particulièrement dans des régions où de longues séries temporelles de mesures sont disponibles. La valeur ajoutée de cette approche supplémentaire a également été démontrée par Qasmi et Ribes (2021), ainsi que par l’étude de Ribes et al. (2022) dont les résultats clés sont présentés au sein de la section suivante.

2.4 Détection et attribution en France

Cette section a pour objectif de présenter les résultats principaux obtenus dans le cadre de l’analyse de Ribes et al. (2022). Dans cette étude de détection et attribution à l’échelle

régionale de la France, la contrainte observationnelle a été appliquée à un ensemble de 27 modèles CMIP6 au moyen de la combinaison entre les mesures de température régionale sur la période 1899-2020 et les observations de la GSAT depuis 1850. Les résultats clés présentés ici comprennent la détection du réchauffement régional récent selon différents types de contrainte, l'attribution des contributions respectives des forçages naturels et anthropiques au réchauffement, ainsi que des projections de l'évolution de la température régionale annuelle, estivale et hivernale d'ici la fin du siècle en cours. Seuls les résultats de l'étude sont proposés ici, tandis que la méthode employée, reprise pour ce mémoire, sera détaillée au sein du chapitre suivant.

2.4.1 Réchauffement régional à ce jour

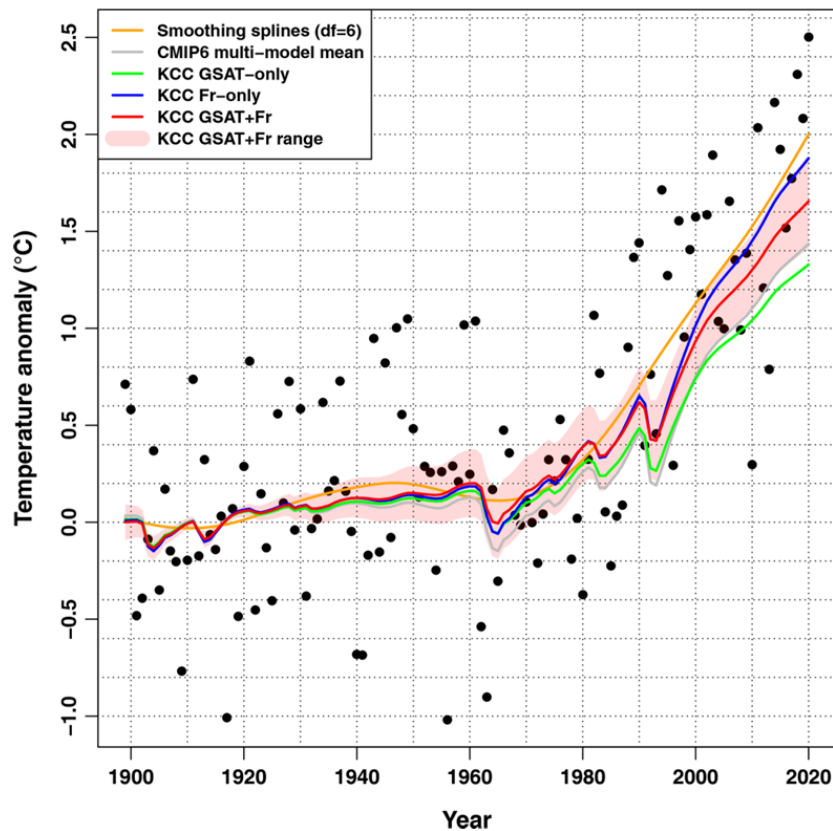


FIGURE 4 – Observations vs. estimations de la réponse forcée. Les températures moyennes annuelles observées sur la France (1899-2020, points noirs) sont comparées à diverses estimations de la réponse forcée sur la même période. Orange : estimation par spline de lissage simple utilisant $df = 6$ (degrés de liberté). Gris : estimation moyenne multi-modèle CMIP6 (meilleure estimation seulement). Vert : résultat de la contrainte KCC utilisant uniquement les observations GSAT (meilleure estimation uniquement). Bleu : résultat de la contrainte KCC en utilisant uniquement des observations régionales (c.-à-d. sur la France). Rouge : résultat de la contrainte KCC en utilisant à la fois les observations GSAT et les observations régionales pour construire la contrainte. La plage d'incertitude de 5% à 95% est évaluée dans ce dernier cas. Provient de Ribes et al. (2022).

Différentes techniques d'estimation du réchauffement ont été employées, présentant toutes des anomalies de température relatives à la période de référence 1900-1930 (Figure 4). Tout d'abord, une méthode de lissage simple des données observationnelles a été utilisée. Cette technique, qui ne tient donc pas compte des informations des modèles mais seulement des observations de la température régionale, indique un réchauffement atteignant $+2\text{ °C}$ en 2020 par rapport à la période de référence (1900-1930). Les auteurs tiennent cependant à attirer l'attention sur le fait que plusieurs valeurs anormalement élevées ont été observées lors de la dernière décennie, ce qui peut provoquer une surestimation du réchauffement. Ensuite, la moyenne brute des réponses forcées non contraintes (issues des 27 modèles CMIP6) suggère un réchauffement moins important de $+1.44\text{ °C}$ en 2020. Les auteurs font également remarquer que seulement trois observations individuelles sont tombées en dessous de la réponse forcée simulée par les modèles CMIP6 au cours des deux dernières décennies. Les auteurs suggèrent ainsi que cette estimation pourrait être biaisée à la baisse. Cette hypothèse sur la sous-estimation de la moyenne multi-modèles est appuyée par le fait que, sur les deux dernières décennies, cette moyenne propose un réchauffement inférieur aux observations de 0.4 °C . Le réchauffement moyen simulé par les modèles CMIP6 semble donc sous-estimé au niveau de la France, alors qu'aucune observation similaire n'a été faite au niveau global.

Trois techniques de contrainte sont utilisées. Si seules les observations de la GSAT sont employées, le réchauffement forcé estimé est de $+1.33\text{ °C}$ en 2020, ce qui est donc inférieur à celui suggéré par la moyenne brute des modèles. À l'inverse, lorsque seules les observations régionales sont considérées dans la contrainte, le réchauffement est révisé à la hausse et atteint $+1.88\text{ °C}$ en 2020. Finalement, lorsque les deux types d'observations sont utilisées, celles-ci conduisent à un réchauffement intermédiaire de $+1.66\text{ °C}$ en 2020. À partir de ces résultats, les auteurs tirent deux conclusions importantes. Premièrement, considérer les températures de la GSAT tend à réviser à la baisse les estimations CMIP6 en France, tandis que la prise en compte des observations régionales entraîne une révision à la hausse de ces estimations. Ces constatations sont cohérentes avec les résultats obtenus à l'échelle globale (Tokarsaka et al., 2020 ; Ribes et al., 2021). Deuxièmement, les résultats suggèrent que les choix méthodologiques concernant la contrainte à appliquer jouent un rôle supérieur au niveau régional par rapport à l'échelle globale. Cela peut s'expliquer par un impact plus important de la variabilité interne à l'échelle locale et donc d'un rapport signal/bruit correspondant. La question qui se pose alors est celle de la méthode de contrainte la plus appropriée. Les auteurs suggèrent que, de façon purement visuelle, la contrainte employant uniquement les températures régionales semble la plus adéquate. Toutefois, l'essai de ces différentes approches dans le cadre d'un modèle parfait montre qu'il y a une forte valeur ajoutée à prendre également en compte les observations de la GSAT, et que la combinaison des observations globales et régionales mène à l'estimation

la plus robuste (Qasmi et Ribes, 2021). Les auteurs en arrivent donc à la conclusion que la méthode combinant les deux types d'observations doit être privilégiée pour évaluer correctement le réchauffement passé et futur.

2.4.2 Attribution du réchauffement régional

Un autre résultat primordial de l'étude de Ribes et al. (2022) est l'estimation des contributions relatives de divers forçages au réchauffement observé. Même si des procédures similaires ont déjà été appliquées à l'échelle globale, celles-ci sont encore peu répandues à l'échelle régionale. Les contributions respectives d'agents de forçage spécifiques au réchauffement estimé en France sont donc évaluées (Figure 5).

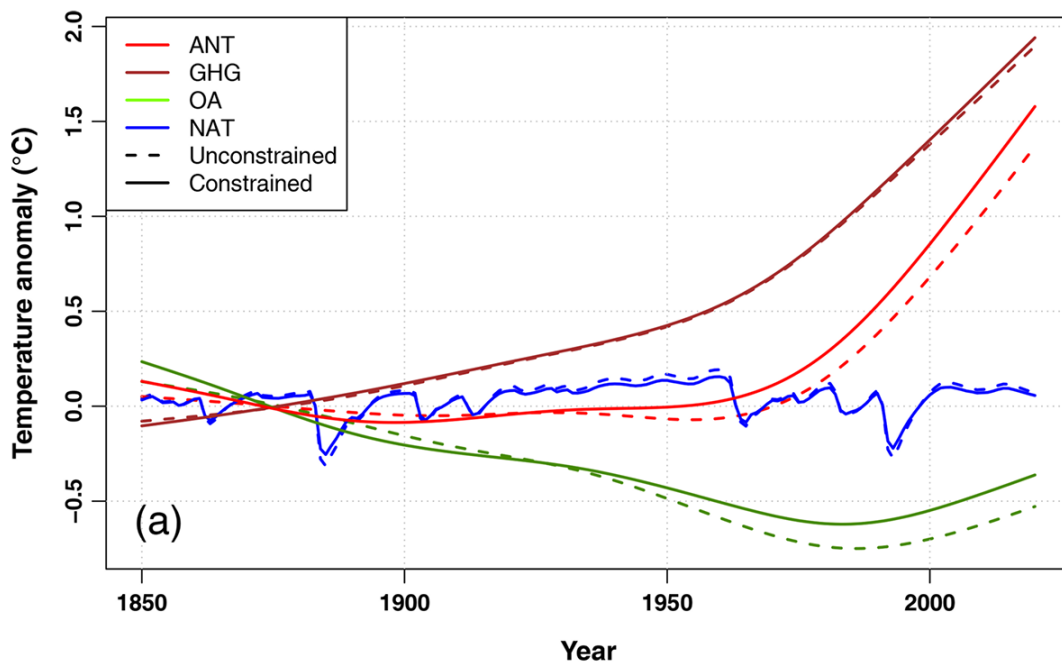


FIGURE 5 – Attribution du réchauffement à ce jour. Séries temporelles avec et sans contraintes de la réponse aux forçages naturels (NAT), aux gaz à effet de serre (GES), aux autres forçages anthropiques (OA) et aux forçages anthropiques (ANT = GHG + OA) sur la période 1850-2020. Provient de Ribes et al. (2022).

Il est constaté que le réchauffement régional en 2020 par rapport à l'ère préindustrielle est de $+1.63$ [1.36 à 1.91] °C. Celui-ci est presque entièrement attribuable aux activités humaines (ANT), dont la contribution est de $+1.58$ [1.31 à 1.85] °C. La contribution des forçages naturels (NAT) est quant à elle très faible, ne dépassant pas $+0.06$ [0.03 à 0.09] °C. La contribution des gaz à effet de serre (GHG) est de $+1.94$ [1.32 à 2.56] °C, et est partiellement compensée par celle des autres forçages anthropiques (OA), dominés par les aérosols, de -0.36 [-0.90 à $+0.18$] °C. Les auteurs soulignent que l'incertitude concernant les contributions GHG et OA est supérieure à celle de la contribution ANT. Il est également possible de remarquer que les contributions GHG et OA se sont assez bien compensées

sur la période antérieure à 1970, expliquant environ 0.5°C de changement de température sur cette période et conduisant à un faible signal anthropique. Les auteurs ajoutent aussi que plusieurs éruptions volcaniques de la fin du siècle dernier ont également pu contribuer à la compensation des effets des gaz à effet de serre en contenant le réchauffement moyen en dessous de $+0.5^{\circ}\text{C}$ jusqu'à la fin du siècle. La récupération partielle du refroidissement lié au aérosols et aux éruptions volcaniques a ensuite contribué à un réchauffement très rapide lors des 30 dernières années. Cela serait la raison pour laquelle l'Europe occidentale a connu un réchauffement très prononcé lors des dernières décennies, tout en montrant peu de signes de réchauffement antérieur.

2.4.3 Projections jusqu'à la fin du siècle

Le dernier point essentiel à aborder par rapport à l'analyse de Ribes et al. (2022) concerne les projections modélisant l'évolution des températures régionales d'ici la fin du siècle. Ces projections sont effectuées pour les températures moyennes annuelles et saisonnières contraintes par les observations des températures globales et régionales (Figure 6). Bien que l'étude offre des projections selon quatre des scénarios SSP (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5), seuls les résultats concernant le scénario SSP3-7.0 sont présentés ici étant donné qu'il s'agit du scénario considéré dans le cadre de ce mémoire.

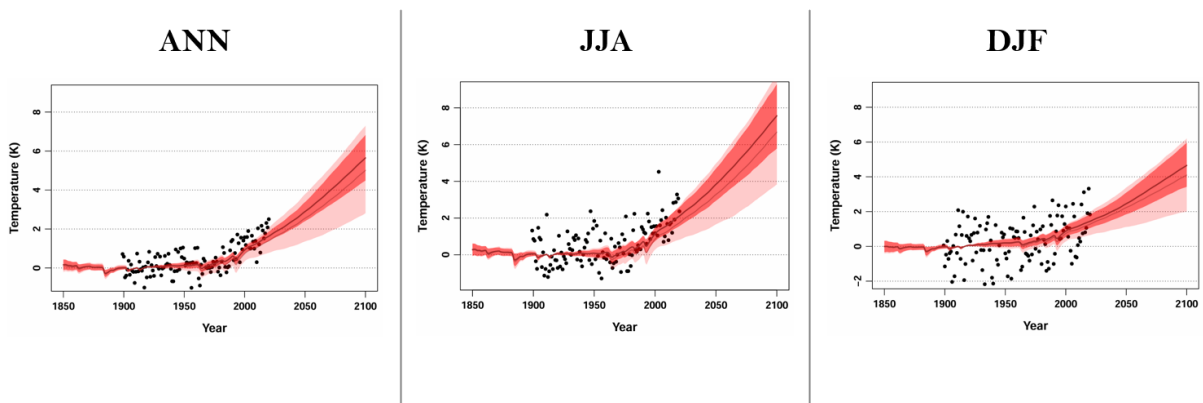


FIGURE 6 – Projections de la température moyenne sous contrainte. Projections CMIP6 contraintes par des observations globales (GSAT) et régionales pour les températures moyennes annuelles (ANN), hivernales (DJF) et estivales (JJA) sur la France et pour le scénario SSP3-7.0. Les températures moyennes annuelles sur la France (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance non contraints (rose) et contraints (rouge) de 5% à 95 -% de la réponse forcée, telle qu'estimée par les modèles CMIP6. Toutes les températures sont des anomalies par rapport à la période 1900-1930. Provient de Ribes et al. (2022).

Globalement, la contrainte observationnelle combinée (GSAT et température régionale) mène à une révision à la hausse du réchauffement futur. Cette méthode permet également une réduction de 40% à 50% des intervalle de confiance (5%-95%) en 2100, et encore plus à court terme. Le réchauffement moyen de la température annuelle moyenne

prévu en 2100 est de +5.6 [4.5 à 6.8] °C, avec une évolution toujours en hausse à cette époque. Le changement de la température hivernale moyenne en 2100 est évalué à +4.6 [3.4 à 5.8] °C, tandis que celui de la température estivale moyenne atteint +7.5 [5.8 à 9.3] °C en 2100. De manière générale, les projections indiquent que le réchauffement hivernal moyen devrait être environ 15% plus faible que le réchauffement annuel moyen, alors que le réchauffement estival moyen devrait le dépasser de 30%.

Les auteurs précisent que la révision à la hausse des valeurs de réchauffement en France est un résultat inattendu étant donné la révision à la baisse des changements projetés de la GSAT lors de l'utilisation de contrainte observationnelle suggérée par Lee et al. (2021). Cette constatation vient renforcer l'affirmation selon laquelle la prise en compte des observations régionales est une réelle plus-value, car celles-ci fournissent des informations essentielles sur les changements climatiques futurs. Cela confirme davantage que la contrainte observationnelle employant les deux types d'observations (GSAT et température régionale) est robuste et doit être privilégiée dans le cadre des études de détection et attribution. Les auteurs souhaitent également insister sur le fait que la relation presque linéaire entre les émissions cumulatives de dioxyde de carbone et le réchauffement moyen globale est également valable au niveau régional. Ainsi, pour stabiliser la température à l'échelle globale et régionale, des émissions nettes nulles sont impérativement nécessaires.

2.5 Le climat en Belgique

Étant donné que la présente analyse vise à détecter et attribuer les changements climatiques à l'échelle régionale, il semble nécessaire de passer rapidement en revue ce qui a déjà été observé au niveau du climat belge, en particulier en ce qui concerne la température, puisqu'il s'agit de la variable d'intérêt étudiée dans ce mémoire. Cette section a donc pour objectif d'effectuer un état des lieux des connaissances sur le climat en Belgique et sur son évolution au cours des deux derniers siècles.

2.5.1 Caractéristiques générales du climat local

Actuellement, le climat de la Belgique est considéré comme océanique tempéré chaud, bénéficiant de l'effet de réchauffement de la dérive nord atlantique, avec une température moyenne du mois le plus chaud généralement inférieure à 22°C et une température moyenne des quatre mois les plus chauds supérieure à 10°C. À l'exception de l'extrême est de la Belgique, où la température moyenne de janvier est comprise entre 0 et -0,5°C, la température moyenne du mois le plus froid est ordinairement supérieure à 0°C. La température annuelle est, quant à elle, située entre 13 et 17°C. Les températures moyennes de l'air varient spatialement en fonction de l'altitude, bien que les variations demeurent

minimes. En ce qui concerne les précipitations annuelles (Figure 7), celles-ci varient d'environ 700 millimètres dans l'ouest du pays à 1300-1400 millimètres dans les zones les plus humides du nord-est et du sud-ouest de l'Ardenne (Demoulin, 2018).

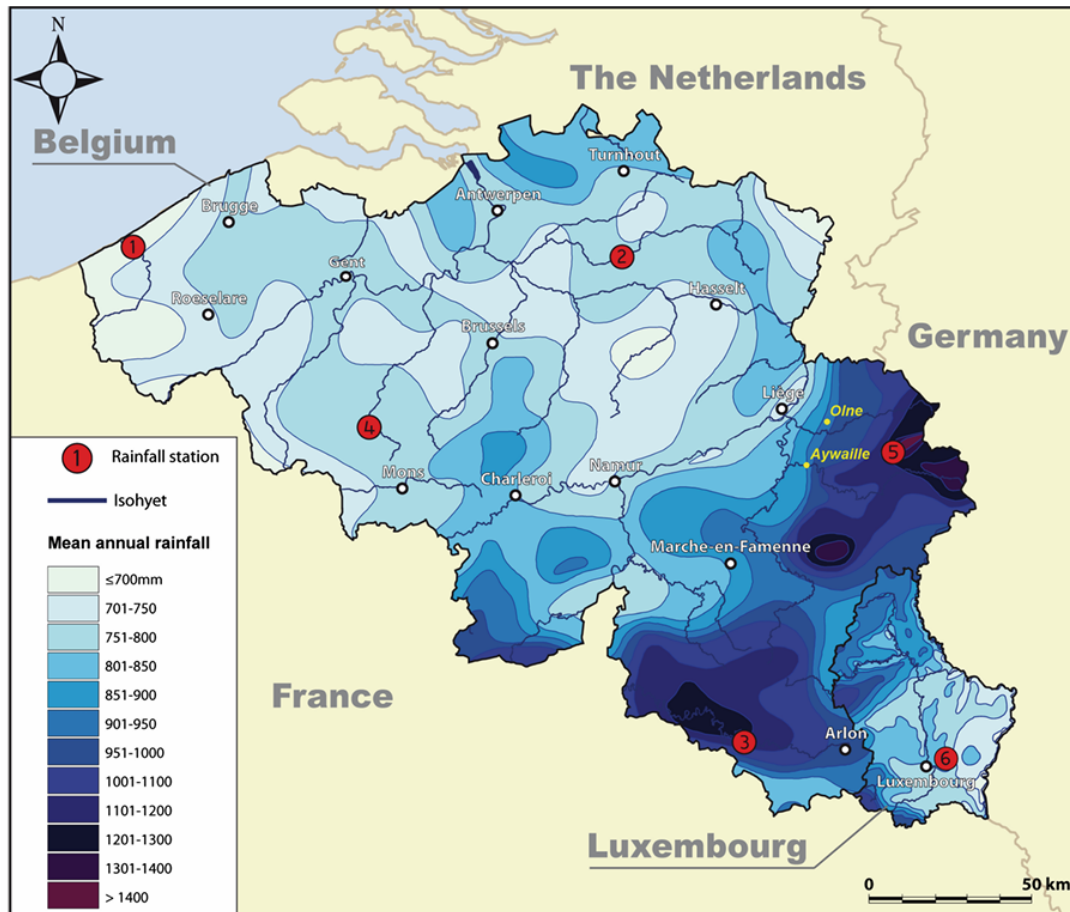


FIGURE 7 – Carte des précipitations annuelles moyennes, calculée sur les périodes 1961-1990 et 1981-2010 pour la Belgique et le Luxembourg, respectivement. Provient de Demoulin (2018).

2.5.2 Changements climatiques observés en Belgique

Grâce aux très longues séries temporelles d'observations de température recueillies par l'Institut Royal Météorologique (IRM), il est possible d'analyser l'évolution du climat sur une période importante. En effet, la station d'Uccle enregistre des mesures météorologiques depuis 1833, permettant l'accès à une série thermométrique de plus de 190 années.

La figure 8 permet d'observer que la température est demeurée relativement stable durant les 60 premières années de la période d'observation. Un premier réchauffement peut ensuite être remarqué aux alentours du milieu des années 1890. Les températures grimpent alors jusqu'à la fin des années 1910 pour ensuite se stabiliser jusqu'en 1970. Un second réchauffement, plus abrupt cette fois, survient aux alentours de 1980 et continue jusqu'en 2023, conduisant à un taux de réchauffement moyen de 0.41°C par décennie.

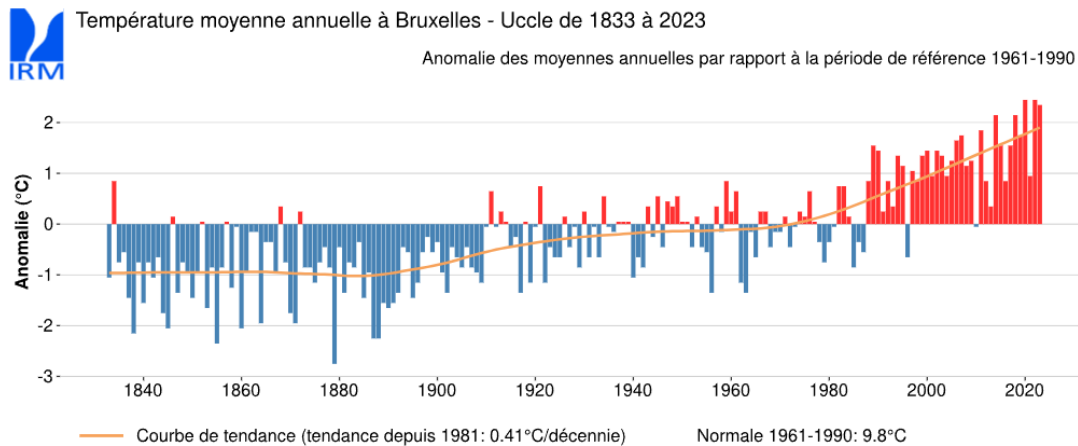


FIGURE 8 – Évolution de la température moyenne annuelle à Uccle, sur la période 1833-2023. Les valeurs annuelles sont données en anomalies de température (en °C) par rapport à la moyenne observée sur la période 1961-1990 (9,8°C). Provient de l’Institut Royal météorologique (IRM).

Il est intéressant de remarquer que la période antérieure à 1910 semble avoir été particulièrement froide par rapport à la période 1961-1990. En effet, seulement six années individuelles présentent des anomalies de températures positives jusqu’à cette date. La constatation inverse peut être faite pour les trois dernières décennies de la période observée, durant lesquelles seulement deux années individuelles indiquent des anomalies de température négatives, suggérant un réchauffement majeur par rapport à la période de référence.

Les séries de température saisonnière indiquent des tendances assez similaires à celles de la température moyenne annuelle. En effet, les réchauffements saisonniers sont significatifs depuis 1981. Ceux-ci 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. Les observations suggèrent donc que le réchauffement saisonnier le plus important est le réchauffement hivernal, tandis que l’automne est la saison présentant le réchauffement le plus faible. Ces données démontrent indiscutablement une élévation récente des températures annuelles et saisonnières à Uccle. Ces conclusions sont également valables pour l’ensemble du pays au vu des informations récoltées via les autres stations météorologiques situées en Belgique (De Troch et al., 2020).

2.5.3 Impacts du réchauffement

En dehors de l’élévation flagrante des températures régionales, les changements climatiques exercent également une influence non négligeable sur un grand nombre de phénomènes naturels d’Europe occidentale, y compris en Belgique. C’est notamment le cas en ce qui concerne certains événements météorologiques extrêmes qui se sont produits au cours des dernières décennies. Une étude menée par Stott et al. (2004) sur la vague de

chaleur qui a touché l'Europe en 2003 a indiqué que les températures estivales moyennes en Europe ont dépassé la moyenne de 1961-1990 de 2,3°C, ce qui en fait probablement l'été le plus chaud depuis des siècles. Les résultats ont également montré qu'il est très probable (niveau de confiance supérieur à 90%) que le réchauffement d'origine anthropique ait au moins doublé la probabilité d'occurrence d'une canicule aussi importante. En effet, plus de 75% de l'augmentation du risque d'un été aussi chaud que celui de 2003 peut être attribué aux activités humaines. L'amplitude, l'intensité et la répartition géographique de tels événements devraient également être amplifiées par les forçages anthropiques (Christidis et al., 2011 ; Thompson et al., 2023). Une autre étude effectuée par Tradowsky et al. (2023) sur les inondations catastrophiques engendrées par les précipitations extrêmes survenues en Europe occidentale en juillet 2021 a montré que le réchauffement anthropique augmente le risque d'occurrence de ce genre d'événements.

Les phénomènes météorologiques extrêmes ne sont pas les seuls à être impactés. En effet, le cycle hydrologique de l'ensemble de l'Europe occidentale pourrait également être modifié par les activités humaine. L'étude menée par Boé (2021) a montré que l'effet physiologique de l'augmentation de la concentration du dioxyde de carbone conduit à une diminution de l'évapotranspiration sur la majeure partie de l'Europe en été. Contrairement aux attentes, une telle diminution de l'évapotranspiration ne conduit pas à une augmentation des débits des rivières ou de l'humidité du sol, mais à une forte diminution des précipitations, qui compense la réduction de l'évapotranspiration. Une autre étude menée sur la Belgique par Baguis et al. (2010) a également montré que le réchauffement devrait conduire à une modification significative du schéma des précipitations avec une augmentation pendant l'hiver et une diminution pendant l'été, ce qui pourrait mener à des épisodes de sécheresse plus intenses et plus fréquents. Les impacts pourraient également se faire ressentir au niveau du système des eaux souterraines dont les niveaux moyens annuels pourraient subir des baisses drastiques, menant à des dangers pour les écosystèmes aquatiques, les arbustes et la production agricole locale (Woldeamlak et al., 2007).

Chapitre 3

Données et méthode

Ce chapitre est dédié à la présentation des données et de la méthodologie employées dans le cadre de cette étude. La première partie fournit une description des différents types de données sur lesquels repose l'analyse. L'ensemble des étapes de la méthodologie est ensuite présenté au sein de la deuxième partie du chapitre. L'objectif général de la méthode est d'évaluer les changements climatiques passés et futurs à l'échelle de la Belgique en utilisant une méthode statistique de contrainte observationnelle développée par Ribes et al. (2017), Ribes et al. (2021) et Qasmi et Ribes (2022).

3.1 Données

3.1.1 Données de modèle

Le premier type de données utilisé dans cette étude est composé de données issues d'un modèle climatique. Contrairement à Ribes et al. (2022), qui ont employé un total de 27 modèles pour leurs analyses, un seul d'entre eux a été utilisé dans le cas présent afin de simplifier les démarches d'obtention des données. Ces modèles font tous partie de la phase 6 du Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), qui est une initiative internationale coordonnée par le World Climate Research Programme (WCRP) dont l'objectif est de comparer et d'évaluer les modèles climatiques couplés développés par différentes institutions du monde entier. Le CMIP a traversé plusieurs phases depuis sa création, chaque phase ayant des objectifs spécifiques et des améliorations méthodologiques. La phase 6 du CMIP vise à approfondir la compréhension des changements climatiques en fournissant des simulations climatiques plus précises et en proposant une gamme plus large de scénarios socio-économiques et environnementaux (Eyring et al., 2016). Le choix du modèle utilisé dans ce mémoire s'est porté sur le Community Earth System Model Version 2 (CESM2), qui est une version améliorée de son prédécesseur CESM1. En effet, le CESM2 comprend des améliorations substantielles en ce qui concerne la représentation

d'interactions complexes entre différentes composantes du système terrestre, ce qui permet une modélisation plus réaliste de certains processus climatiques. En outre, ce modèle emploie une stratégie de conception expérimentale qui permet uniquement aux forçages sélectionnés de changer au fil du temps. Cette approche permet ainsi d'améliorer la compréhension des contributions spécifiques des différents types de forçages aux changements climatiques observés. Enfin, le CESM2 a participé à de nombreux projets intermodèles dans le cadre du CMIP6, permettant une comparaison et une validation croisée des résultats et renforçant ainsi la fiabilité des conclusions tirées des études employant ce modèle (Danabasoglu et al., 2020; Simpson et al., 2023).

Pour les besoins de l'analyse, deux types de simulation CESM2 ont été utilisés : 100 simulations basées sur les forçages historiques ainsi que sur le scénario intermédiaire SSP3-7.0 pour le futur et 15 simulations *hist-GHG* (basées sur les concentrations historiques de gaz à effet de serre). Chacune de ces simulations a permis d'obtenir une série temporelle pour la GSAT et une série temporelle pour la température régionale. Afin d'obtenir des données régionales adaptées au territoire de la Belgique, les données issues de la grille native du modèle ont été interpolées dans une grille standard avec une résolution spatiale de 0.1° , ce qui équivaut à environ 10 kilomètres de résolution. L'interpolation a été effectuée en utilisant la méthode du plus proche voisin, c'est-à-dire que chaque point de la nouvelle grille s'est vu attribuer la valeur du point le plus proche sur la grille source du modèle. Seules les données terrestres ont été prises en compte dans l'analyse. Enfin, les données ont été moyennées sur l'ensemble de la Belgique afin d'aboutir à des séries temporelles mensuelles globales et régionales pour chaque simulation. Des moyennes annuelles, hivernales et estivales ont été calculées pour la période 1850-2100 à partir des séries temporelles mensuelles.

3.1.2 Données observationnelles

Le second type de données employé dans cette recherche est composé de données observationnelles régionales et globales. En ce qui concerne les observations régionales, il s'agit de mesures directes effectuées par l'Institut Royal Météorologique (IRM) au moyen de huit stations météorologiques réparties à diverses localisations sur le territoire belge (Figure 9). Cependant, il a été nécessaire d'agréger les données des différentes stations afin d'obtenir une série temporelle représentative pour toute la Belgique. Comme il est possible de l'observer sur la figure 9, les observations des stations ne diffèrent que très légèrement

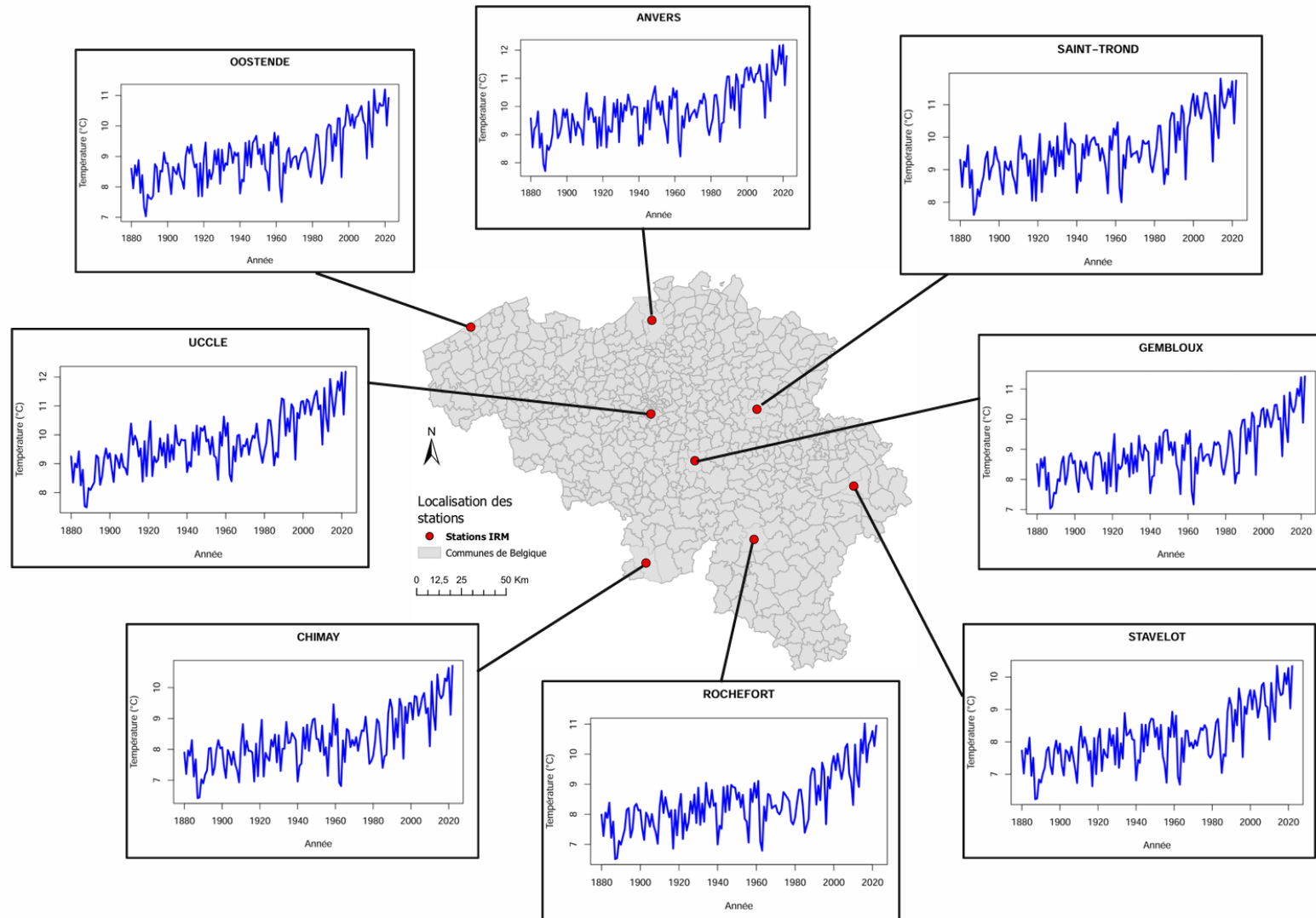


FIGURE 9 – Localisation des huit stations de l'IRM, avec les séries temporelles donnant la température moyenne annuelle observée pour chaque station sur la période 1880-2022.

entre elles, ce qui semble normal pour un territoire de la taille de celui de la Belgique. Un composite multi-stations a donc été créé en moyennant les données de chacune des huit stations.

La procédure appliquée dans le cadre de ce mémoire a également nécessité un échantillon d’observations pour la GSAT. Une nouvelle version de l’ensemble de données du Met Office Hadley Centre/Climatic Research Unit sur les températures de surface du globe (HadCRUT5) a été utilisée pour les observations globales sur la période 1850-2022 (Morice et al., 2021).

3.2 Méthode

La méthode décrite ici est nommée *Kriging for Climate Change* (KCC) et a déjà été appliquée au réchauffement moyen mondial et au réchauffement régional en France (Qasmi et Ribes, 2021 ; Ribes et al., 2021 ; Ribes et al., 2022). Cette section a pour but de fournir des explications sur les points principaux de cette méthodologie. Une reproduction de la méthode KCC pour la Belgique a été possible grâce à la disponibilité en accès libre de l’ensemble de la procédure suivie par Ribes et al. (2022). Celle-ci comprend la théorie sur l’application des différentes étapes de la méthodologie ainsi que le code R employé pour les données françaises.

3.2.1 Présentation générale

La procédure comprend trois étapes principales. Premièrement, la réponse forcée de chacune des simulations CESM2 est estimée sur la période 1850-2100. Les réponses forcées ALL (tous les forçages) et NAT (forçages naturels uniquement) sont estimées séparément. Deuxièmement, cet échantillon de réponses forcées est employé en tant qu’estimation préliminaire de la réponse forcée du monde réel, c’est-à-dire une estimation sans aucune contrainte observationnelle. Troisièmement, les échantillons contenant les observations des températures globales et régionales sont utilisés pour contraindre l’estimation préliminaire et ainsi dériver une distribution postérieure de la réponse forcée passée et future.

L’ensemble du processus peut se résumer via l’équation suivante :

$$y = Hx + \varepsilon \tag{1}$$

où y représente le vecteur des observations, x représente le vecteur contenant la réponse forcée, H représente un opérateur d’observation (une matrice) et ε représente le bruit aléatoire lié à la variabilité interne. Les simulations CESM2 sont utilisées pour obtenir une distribution normale (ou gaussienne) préliminaire de x : $\pi(x) = \mathcal{N}(\mu_x, \Sigma_x)$, où μ_x est la moyenne des réponses simulées par le modèle et Σ_x est la matrice de variance-covariance

qui quantifie l'incertitude des modèles sur la réponse forcée. Ensuite, la distribution postérieure tenant compte des observations peut alors être estimée comme $p(x|y) = \mathcal{N}(\mu_p, \Sigma_p)$, où μ_p est la nouvelle moyenne de x après avoir intégré les observations et Σ_p est la nouvelle matrice de variance-covariance.

3.2.2 Composantes de l'équation principale

Les différentes composantes de l'équation (1) vont maintenant être présentées en détail.

La composante x est un vecteur de la forme :

$$x = (T_{GLO}^{ALL}, T_{ANN}^{ALL}, T_{ANN}^{NAT}, T_{JJA}^{ALL}, T_{DJF}^{ALL}) \quad (2)$$

où chaque élément est une série temporelle de la réponse forcée sur la période 1850-2100, et $x \sim \mathcal{N}(\mu_x, \Sigma_x)$. "ALL" et "NAT" sont les sous-ensembles de forçages externes, "GLO" désigne la GSAT tandis que "ANN", "JJA" et "DJF" désignent respectivement la température régionale moyenne annuelle, estivale et hivernale.

De la même façon, la composante y est un vecteur de la forme :

$$y = (T_{GLO}^{OBS}, T_{REG}^{OBS}) \quad (3)$$

où les éléments sont respectivement la série temporelle des observations de la GSAT sur la période 1850-2022 (HadCRUT5) et la série temporelle des observations de la température en Belgique sur la période 1880-2022 (composite multi-stations). Conformément à Ribes et al. (2022), les températures saisonnières observées ne sont pas prises en compte dans la contrainte observationnelle, car cela impliquerait de modéliser les liens entre les moyennes annuelles et saisonnières. En outre, des analyses préliminaires effectuées par les auteurs ont révélé qu'incorporer ces données n'apporte aucun réel bénéfice supplémentaire.

La composante H est une matrice dont la forme est présentée sur la figure 10. Il s'agit d'un opérateur observationnel qui extrait les composantes de x qui sont observées dans y . En effet, les observations dans y sont correspondantes aux réponses forcées dans x , auxquelles est ajouté du bruit lié à la variabilité interne. Comme la période de 1850 à 2100 n'est pas entièrement couverte par les observations, H extrait également les années appropriées dans x . Sur la figure 10, n_x et n_y sont respectivement les longueurs des éléments de x et y (c'est-à-dire le nombre d'années simulées ou observées), tandis que H_{loc} et

$$\mathbf{H} = \begin{array}{c} \left. \begin{array}{c} \overbrace{\left[\begin{array}{ccc|ccc} & & & 0 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ & & & \vdots & \vdots & & & \vdots \\ & & & 0 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ \hline 0 & \cdots & \cdots & 0 & & & & 0 \\ \vdots & & & \vdots & & & & \vdots \\ 0 & \cdots & \cdots & 0 & & & & 0 \end{array} \right]}^{n_y} & & \overbrace{\left[\begin{array}{ccc} & & \\ & & \\ & & \end{array} \right]}^{n_x} \\ \underbrace{\hspace{10em}}_{n_x} & & \underbrace{\hspace{10em}}_{n_y} \end{array} \right\} n_y
 \end{array}$$

 FIGURE 10 – Opérateur observationnel H . Provient de Qasmi et Ribes (2021).

H_{glo} sont des sous-matrices permettant d'extraire les composantes locales et globales pour l'application de la contrainte. En effet, différentes contraintes peuvent être appliquées en fonction de l'expérience souhaitée. Dans le cas présent, trois versions de la contrainte sont possibles. La première version consiste à contraindre les réponses forcées en employant les observations de température globales et locales. Les sous-matrices H_{loc} et H_{glo} sont alors identitaires et permettent d'extraire à la fois les composantes globales et régionales. Une deuxième option est de contraindre les réponses forcées par les observations globales uniquement. Dans ce cas, seule la sous-matrice H_{glo} est identitaire, tandis que la sous-matrice H_{loc} prend la valeur 0. Ainsi, H extrait seulement les composantes globales. La troisième et dernière possibilité consiste à contraindre les réponses forcées par les observations locales uniquement. La sous-matrice H_{loc} est alors identitaire et la sous-matrice H_{glo} prend alors la valeur 0 afin que seules les composantes locales soient extraites par l'opérateur H .

Le dernier éléments de l'équation (1) est ε qui représente le bruit aléatoire associé à la variabilité interne et aux erreurs de mesure, et $\varepsilon \sim \mathcal{N}(0, \Sigma_y)$ où \mathcal{N} représente la distribution gaussienne multivariée.

3.2.3 Détermination de μ_x et Σ_x

La mise en oeuvre de la méthodologie permettant de dériver la distribution postérieure (contrainte par les observations) nécessite d'abord de déterminer les valeurs de μ_x et de Σ_x . Comme expliqué précédemment, la variable μ_x est définie comme la moyenne de l'échantillon des réponses forcées issues des différentes simulations du modèle CESM2. La variable Σ_x représente quant à elle la covariance de cet échantillon, c'est-à-dire la dispersion des réponses forcées. Celle-ci est dérivée en deux étapes :

1. Pour chacune des simulations CESM2, la réponse forcée de chacun des vecteurs T de x est estimée. Cela comprend la réponse forcée pour la température moyenne annuelle et saisonnière, ainsi que la réponse aux forçages spécifiques. Il en résulte un échantillon contenant une estimation de x pour chaque simulation.
2. Ensuite, Σ_x est estimée en tant que matrice de covariance de l'échantillon sur cet ensemble d'estimations.

L'utilisation d'une estimation de la covariance de l'échantillon a pour effet de produire une estimation fortement dégénérée de Σ_x . Cela signifie que l'utilisation d'une estimation de la covariance basée sur un petit échantillon de données peut ne pas capturer correctement la structure de covariance réelle des variables. Il peut alors y avoir une sous-représentation des différentes sources de variabilité au sein de l'échantillon, ce qui peut ensuite entraîner une mauvaise estimation préliminaire.

3.2.4 Détermination de Σ_y

La dérivation de $p(x|y)$ nécessite également la détermination de Σ_y , qui peut être décomposée comme :

$$\Sigma_y = \begin{pmatrix} \Sigma_y^{\text{glo}} & 0 \\ 0 & \Sigma_y^{\text{reg}} \end{pmatrix} \quad (4)$$

où Σ_y^{glo} et Σ_y^{reg} sont des matrices carrées de dimension $n_y^{\text{glo}} \times n_y^{\text{glo}}$ et $n_y^{\text{reg}} \times n_y^{\text{reg}}$. On suppose que les blocs hors diagonale sont nuls, ce qui correspond à des erreurs indépendantes au niveau global et régional.

Dans la procédure d'application du KCC, l'erreur d'observation correspond à la différence entre les observations et la réponse forcée. Ainsi, l'incertitude de mesure et la variabilité interne contribuent toutes deux à Σ_y . L'estimation de Σ_y requiert donc la modélisation statistique de ces deux termes :

- En ce qui concerne le bloc Σ_y^{glo} , la variabilité interne est estimée comme la somme de deux processus autorégressifs d'ordre 1 (un processus AR1 rapide et un processus AR1 lent). La combinaison de ces deux processus AR1 permet de capturer différentes dynamiques de la variabilité interne du climat : l'un se concentrant sur les fluctuations rapides et transitoires, et l'autre sur les fluctuations lentes et persistantes. L'incertitude de mesure est quant à elle estimée à partir de la matrice de covariance de l'échantillon des données HadCRUT5.

- En ce qui concerne le bloc Σ_y^{reg} , on suppose que la variabilité interne de la température moyenne annuelle suit un processus AR1 ($\alpha = 0.2$), tel que suggéré par Ribes et al. (2022). Il est également supposé qu’il n’y a pas d’erreur de mesure dans les observations de la température régionale. La variabilité interne est donc la seule contribution à Σ_y^{reg} . Négliger l’incertitude de mesure peut être acceptable ici car l’incertitude liée à la variabilité interne seule est assez grande à l’échelle régionale (Ribes et al., 2022).

Finalement, il est également supposé que la variabilité interne globale et la variabilité interne régionale sont indépendantes, car les données ne montrent pas de corrélation significative entre ces deux échelles spatiales (Qasmi et Ribes, 2022).

3.2.5 Dérivation de la distribution postérieure $p(x|y)$

Une fois que les valeurs de μ_x , de Σ_x et de Σ_y ont été déterminées, il devient alors possible de dériver la distribution postérieure. Pour estimer la distribution de $x|y = y_0$, on peut réécrire l’équation (1) sous la forme suivante :

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I & 0 \\ 0 & H \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ x \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 \\ \varepsilon \end{pmatrix} \sim \mathcal{N} \left(\begin{pmatrix} \mu \\ H\mu \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} \Sigma_x & \Sigma_x H' \\ H\Sigma_x & H\Sigma_x H' + \Sigma_y \end{pmatrix} \right) \quad (5)$$

À partir de cette nouvelle expression, il devient alors possible de dériver $p(x|y = y_0)$ en appliquant le théorème de conditionnement gaussien (détails sur le théorème développés dans la partie Annexes de ce document) :

$$p(x | y = y_0) \sim \mathcal{N} \left(\mu + \Sigma_x H' (H\Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} (y_0 - H\mu), \Sigma_x - \Sigma_x H' (H\Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} H\Sigma_x \right) \quad (6)$$

3.2.6 Évaluation du réchauffement passé et futur

Le premier objectif de l’application de la méthode du KCC sur les températures de la Belgique est de déterminer et d’attribuer le réchauffement régional à ce jour. Les observations locales sont ainsi comparées avec les réponses forcées contraintes afin d’évaluer l’évolution du réchauffement depuis 1880. En accord avec la littérature et les travaux de Ribes et al. (2022), seule la contrainte combinant les observations globales et régionales est appliquée. Les réponses forcées contraintes sont également comparées avec les réponses

forcées auxquelles aucune contrainte observationnelle n'a été appliquée afin de pouvoir évaluer l'ajustement offert par la méthode, ainsi que la capacité des données brutes du modèle CESM2 à estimer l'évolution des températures sur le territoire belge. De plus, les réponses forcées ALL (tous les forçages) sont également comparées avec les réponses forcées NAT (forçages naturels uniquement) afin de déterminer la part de réchauffement régional imputable aux activités anthropiques. Dans un premier temps, cette procédure est proposée pour le composite multi-stations agrégeant les données de l'ensemble des stations. La même méthodologie est ensuite appliquée individuellement aux données de chacune des huit stations de l'IRM afin de remarquer de potentielles variations au sein du pays. Le réchauffement annuel, estival et hivernal, de même que le réchauffement au cours des deux dernières décennies estimés pour chaque station sont présentés sous forme de cartes.

Un deuxième objectif de la méthode est de parvenir à apprécier les différences entre le réchauffement régional en Belgique et le réchauffement global. Les réponses forcées régionales et globales sont donc comparées et un ratio du réchauffement régional par rapport au réchauffement global est déterminé.

Un troisième et dernier objectif de cette étude est d'évaluer l'évolution future du réchauffement au sein de la Belgique. Ainsi, des projections du réchauffement de la température moyenne annuelle régionale jusqu'en 2100 sont proposées. C'est également le cas pour le réchauffement les températures moyennes estivales et hivernales afin de déterminer si des différences saisonnières marquées sont observables.

Chapitre 4

Résultats et discussion

Le présent chapitre a pour objectif la présentation de l'ensemble des résultats obtenus via la méthodologie KCC pour l'évaluation du réchauffement régional passé et futur en Belgique. La première section du chapitre traite du réchauffement régional récent en termes de détection et d'attribution. La deuxième section compare la situation globale à la situation régionale dans le but de déterminer un ratio de réchauffement régional/global. La troisième et dernière section propose des projections de l'évolution des températures en Belgique d'ici la fin du XXI^e siècle. Pour l'ensemble de ces sections, une discussion est systématiquement fournie, dans le but d'aborder les résultats de manière critique et d'évaluer les incertitudes qui s'y rattachent. Dans l'entièreté du chapitre, les acronymes **ANN** (année), **DJF** (décembre-janvier-février) et **JJA** (juin-juillet-août) seront régulièrement employés afin de désigner respectivement les températures moyennes annuelles, hivernales et estivales.

4.1 Réchauffement à ce jour

4.1.1 Détection et attribution du réchauffement annuel

Le réchauffement régional récent en Belgique est évalué au moyen de plusieurs méthodes d'estimation (Figure 11). Celles-ci sont similaires à certaines des techniques employées par Ribes et al. (2022) pour le réchauffement en France. Toutes les estimations présentées ici sont exprimées en anomalies de température par rapport à la période de référence 1910-1930. Bien que les observations soient disponibles depuis l'année 1880, le choix a été fait de sélectionner une période de référence postérieure au début des observations. En effet, les observations indiquent que les températures mesurées entre 1880 et 1910 ont été particulièrement froides, ce qui est cohérent avec les informations fournies au chapitre 2. L'utilisation d'une période de référence antérieure à 1910 conduit ainsi à des réponses forcées du modèle CESM2 qui sont sous-estimées. Étant donné que la période de référence

1880-1910 semble biaiser les estimations, il s'est donc avéré préférable de travailler avec la période 1910-1930.

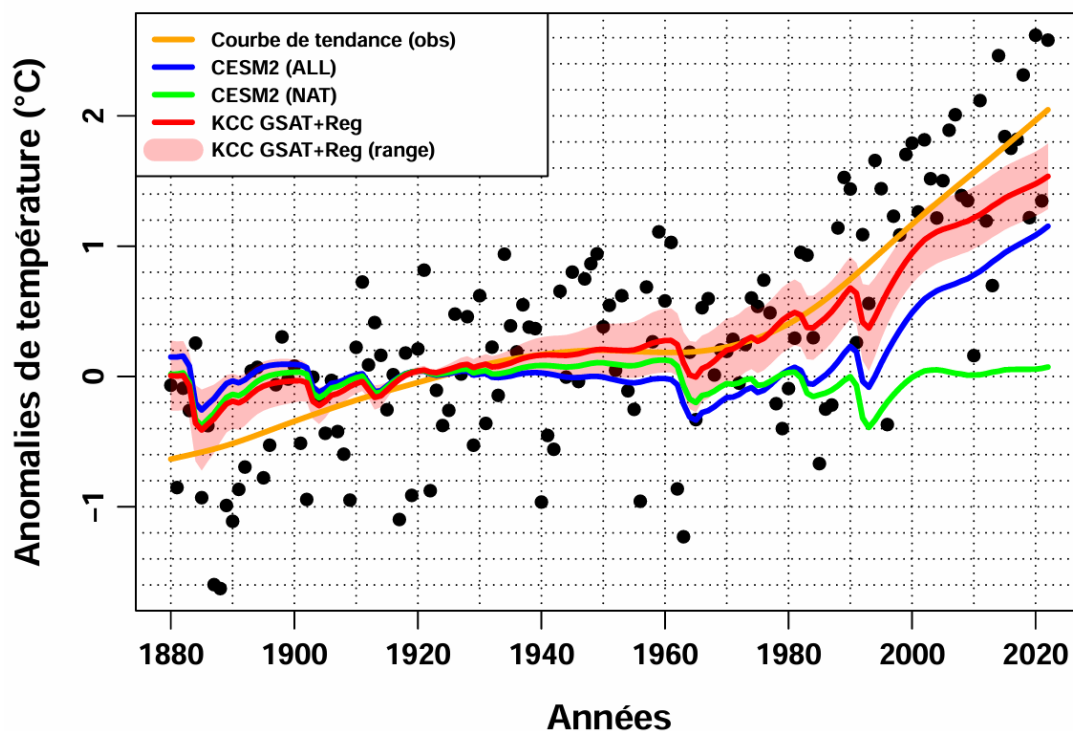


FIGURE 11 – Estimations du réchauffement régional annuel moyen. Les observations de la température annuelle moyenne mesurée sur la période 1880-2022 en Belgique (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Vert : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant uniquement les forçages naturels). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.

La première technique utilisée est une simple technique de lissage permettant en premier lieu une estimation exclusivement observationnelle. Les observations seules suggèrent un réchauffement atteignant $+2.04$ °C en 2022 par rapport à la période de référence. Cependant, comme c'était le cas dans l'étude française, il est fort probable que certaines des températures anormalement élevées survenues au cours de la dernière décennie, comme pour les années 2018, 2020 et 2022, puissent provoquer une surestimation de cette valeur. Cela est cohérent avec la littérature selon laquelle plusieurs records de température ont été récemment battus en Belgique (De Troch et al., 2020 ; Plantmaps, 2024).

Une deuxième technique d'estimation consiste à analyser les réponses forcées offertes par la moyenne des simulations du modèle CESM2 (ALL). Cette moyenne brute indique un réchauffement de $+1.15$ °C en 2022, avec un intervalle de confiance 5%-95% de $[0.8$ à $1.49]$ °C. Cette estimation est donc bien inférieure aux observations pures. Il est toutefois intéressant de remarquer que seulement trois observations sont situées en dessous de la

courbe correspondant à cette moyenne brute pour la période 1990-2022. Il semble donc que les réponses forcées issues des simulations sous-estiment le réchauffement observé lors des trente dernières années. Cette sous-estimation de la part du modèle CESM2 n'est cependant pas nouvelle. En effet, une étude menée par Gettelman et al. (2019) a noté que, bien que ce modèle soit une nette amélioration de la version précédente, il peut sous-estimer le réchauffement dans certaines régions spécifiques en raison de la distribution inégale des rétroactions climatiques. Cette analyse a également montré que le modèle CESM2 a des difficultés à capturer correctement les régimes de nuages observés, ce qui pourrait affecter les simulations régionales de température. Une autre étude a aussi observé que ce modèle pourrait sous-estimer certaines réponses régionales aux forçages climatiques en raison de la complexité des interactions atmosphère-océan. Cette sous-estimation pourrait être particulièrement notable dans les régions fortement influencées par les aérosols anthropiques et les rétroactions nuageuses (Gao et al., 2022). Une autre remarque intéressante à ce sujet est que les réponses forcées issues du modèle CESM2 suggèrent même une légère tendance de refroidissement sur la période 1940-1960, tendance qui n'est montrée par aucune des autres techniques d'estimation, ni par les mesures de l'IRM. Cela pourrait conforter l'hypothèse selon laquelle les simulations CESM2 ne reproduisent pas correctement les réponses régionales à certains forçages.

Afin d'ajuster les réponses forcées provenant des simulations CESM2, une troisième technique impliquant une variante de la méthode de contrainte KCC est utilisée. En effet, de précédentes études ont montré que la combinaison des observations globales et régionales permet l'ajustement le plus robuste (Qasmi et Ribes, 2021 ; Ribes et al., 2022). Les observations de la GSAT ainsi que celles de la température en Belgique sont ainsi employées pour contraindre les réponses forcées. Cet ajustement conduit à une révision à la hausse des réponses forcées issues des simulations, indiquant un réchauffement de $+1.54$ [1.29 à 1.79] $^{\circ}\text{C}$ en 2022. La contrainte KCC permet donc une évaluation du réchauffement supérieure de 0.39 $^{\circ}\text{C}$ par rapport à la moyenne brute des simulations. Il est notamment possible d'observer que cette nouvelle estimation est celle offrant la meilleure adéquation avec la courbe de tendance des observations. C'est singulièrement le cas pour la période 1910-1990, pour laquelle les deux estimations sont fort proches. Il est cependant important de souligner que celles-ci diffèrent tout de même pour les extrêmes de la période d'étude. En effet, il semble que les simulations ne parviennent pas à reconstituer les températures assez faibles de la fin du XIX^e siècle, suggérant que cette période fut naturellement plus froide. Ensuite, le réchauffement récent des dernières décennies semble être sous-estimé par les simulations CESM2, même après l'application de la contrainte observationnelle. Cette sous-estimation est notablement apparente pour les 20 dernières années de la période d'étude, durant lesquelles la tendance des observations est même située en dehors de la plage d'incertitude des réponses forcées. Cette différence marquée entre les deux

estimations pourrait être due à la surestimation de la tendance récente des observations provoquée par les valeurs records mentionnées précédemment. Ces observations suggèrent dès lors que la contribution de la variabilité interne aux températures anormalement élevées de ces dernières années est non négligeable. En d’autres termes, bien qu’une tendance de réchauffement depuis la seconde moitié du XX^e siècle soit indéniable, il semble que la variabilité interne régionale ait joué un rôle supplémentaire dans la hausse récente des températures régionales en rendant la dernière décennie encore plus chaude.

Finalement, une quatrième et dernière technique d’estimation est utilisée. Comme pour la deuxième technique, il s’agit de réponses forcées issues du modèle CESM2 sans l’application d’une quelconque contrainte observationnelle. La différence est que, dans ce cas-ci, seuls les forçages naturels sont considérés lors des simulations CESM2 (NAT). Autrement dit, les forçages d’origine anthropique ne sont pas pris en compte dans cette estimation. Il est important de préciser que, lors de l’emploi de la même contrainte KCC que celle appliquée précédemment, aucune révision significative de l’estimation n’a été constatée, conformément à ce qui était observé par Ribes et al. (2022). Le choix a donc été fait de ne montrer que les résultats de la moyenne brute des simulations CESM2 afin d’éviter une redondance des informations. Cette dernière estimation est fondamentale car elle permet d’évaluer la part du réchauffement imputable aux forçages anthropiques. En effet, il est possible d’observer que les réponses forcées NAT indiquent un réchauffement de seulement $+0.07$ [0.001 à 0.14] $^{\circ}\text{C}$ en 2022 par rapport à la période de référence. Au contraire, comme expliqué plus haut, la prise en compte de l’ensemble des forçages mène à un réchauffement moyen de 1.54 $^{\circ}\text{C}$ en 2022. Cela signifie que, d’après les simulations CESM2, un réchauffement presque nul serait attendu en cas d’absence de forçages liés aux activités humaines. Autrement dit, un réchauffement régional de $+1.47$ [1.28 à 1.65] $^{\circ}\text{C}$ (soit environ 95.5% du réchauffement total estimé) est attribuable aux forçages anthropiques. Il convient tout de même de préciser que les contributions individuelles des différents types de forçages anthropiques n’ont pas été estimées. Il est donc possible que la contribution de certains agents de forçages spécifiques (tels que les gaz à effet de serre) soit encore supérieure à celle estimée, mais que l’effet d’un autre agent de forçage (tels que les aérosols) compense une partie de cette contribution, comme cela a pu être observé dans le cadre de l’étude française.

4.1.2 Détection du réchauffement saisonnier

Afin de pouvoir déterminer d’éventuelles différences saisonnières, des estimations de réchauffement similaires à celles effectuées pour les résultats de la section précédente ont également été réalisées pour les températures hivernales et estivales moyennes. Les résultats sont à nouveau présentés en anomalies de température par rapport à la période de référence 1910-1930 (Figure 12). Il est immédiatement possible d’observer une bien plus

large dispersion des observations que dans le cas des températures annuelles. En effet, les saisons d'hiver et d'été sont davantage sujettes à des extrêmes climatiques (vagues de froid en hiver, vagues de chaleur en été) par rapport à la moyenne annuelle, entraînant ainsi une variabilité saisonnière plus importante (Hansen et al., 2012 ; Donat et al., 2016).

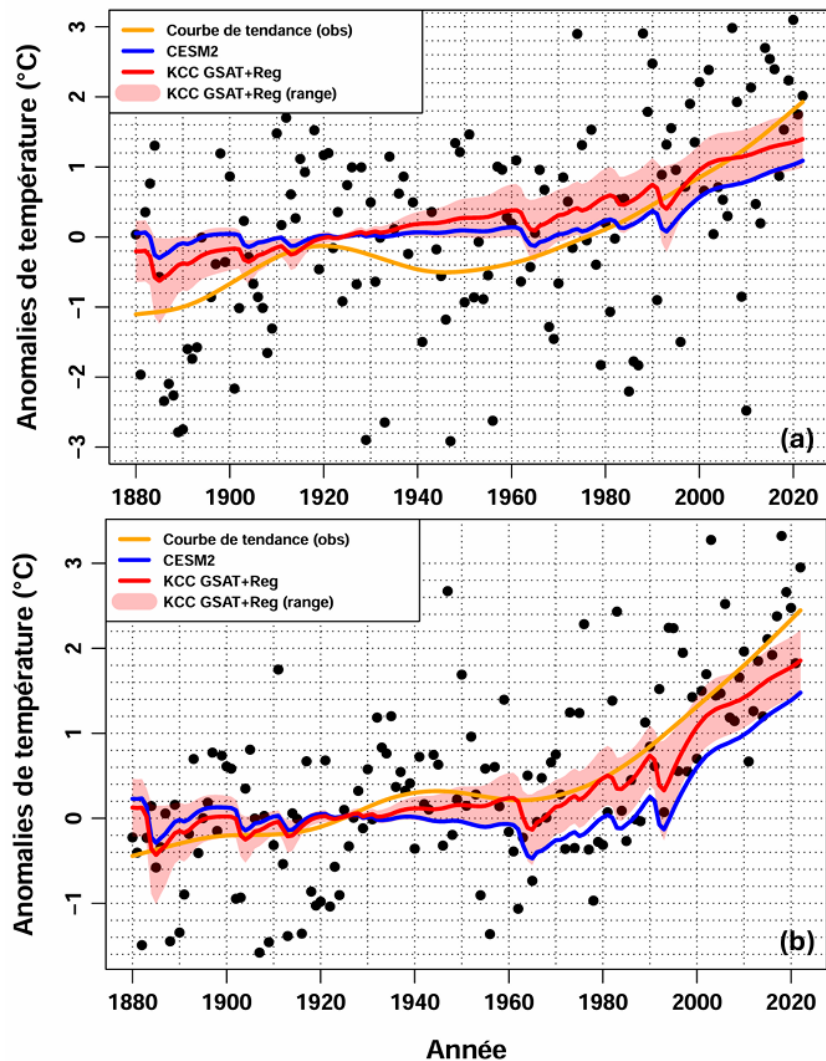


FIGURE 12 – Estimations du réchauffement régional hivernal (a) et estival (b). Les observations sur la période 1880-2022 en Belgique (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.

Pour l'évolution des températures hivernales (Figure 12a), la tendance des observations suggère un réchauffement de $+1.93$ °C en 2022, soit légèrement inférieur à celui observé pour les températures annuelles. Comme précédemment, il est possible de constater des températures assez froides à la fin du XIX^e siècle, avec une anomalie de température moyenne proche de -1 °C entre 1880 et 1890. Cet épisode froid est suivi d'un réchauffement abrupt de presque $+1$ °C entre 1890 et 1910. Une nouvelle période de refroidissement des

températures survient alors entre 1920 et 1950, avant que celles-ci finissent par augmenter à nouveau jusqu'à la fin de la période d'étude. La moyenne brute des simulations CESM2 suggère quant à elle un réchauffement de $+1.09$ [0.64 à 1.54] °C en 2022. Il est toutefois intéressant de remarquer que la forme de la série temporelle est fortement différente de la courbe de tendance des observations. L'ajustement de cette moyenne via la contrainte observationnelle conduit ensuite à une révision à la hausse de 0.3 °C du réchauffement hivernal, qui atteint alors $+1.39$ [0.99 à 1.8] °C en 2022. Bien que plus adéquate, cette nouvelle estimation est à nouveau fort différente des tendances observationnelles pour la majeure partie de la période d'étude. Il semble donc que les simulations CESM2 ne parviennent pas à reproduire correctement l'évolution des températures hivernales pour la Belgique.

En ce qui concerne les températures estivales (Figure 12b), les observations montrent un réchauffement de $+2.45$ °C en 2022 par rapport à 1910-1930, ce qui est supérieur aux cas précédents. Remarquablement, l'épisode froid de la fin du XIX^e siècle observé pour les températures hivernales est nettement moins marqué pour les moyennes estivales, avec des anomalies de température qui ne descendent pas en dessous de -0.4 °C. Les températures augmentent ensuite jusqu'en 1940 avant de connaître un léger refroidissement entre 1950-1970, suivi d'une forte augmentation jusqu'à la fin de la période d'étude. La moyenne des simulations CESM2 non contraintes indique un réchauffement nettement plus faible de $+1.48$ [1.09 à 1.87] °C, c'est-à-dire presque un degré de différence par rapport aux observations. Il est intéressant de remarquer qu'une seule observation individuelle est située en dessous de cette moyenne sur les trente dernières années. Le modèle semble donc nettement sous-estimer le réchauffement estival récent. Après ajustement via la contrainte observationnelle, le réchauffement en 2022 est alors revu à la hausse et atteint $+1.86$ [1.5 à 2.21] °C. Cette série temporelle contrainte ressemble davantage à la courbe de tendance des observations sur l'ensemble de la période d'étude, même si l'écart entre les deux estimations se creuse à partir des années 2000. Cependant, il faut tout de même noter que plusieurs étés records, tels que ceux de 2003, 2018 et 2022, ont pu provoquer une surestimation du réchauffement sur la période 2000-2022.

4.1.3 Comparaison du réchauffement observé aux différentes stations de l'IRM

En plus du composite multi-stations, la méthode de contrainte observationnelle KCC est également appliquée à chacune des huit stations de l'IRM de manière individuelle afin de déterminer si des différences spatiales existent au sein du territoire belge. Comme dans les sous-sections précédentes, les résultats sont présentés en anomalies de températures par rapport à la même période de référence (1910-1930).

Tout d'abord, le réchauffement annuel contraint par les observations globales (GSAT) et les mesures locales de chaque station est évalué (Figure 13a). Il convient d'abord de remarquer que l'amplitude des valeurs de réchauffement est très petite. En effet, l'écart entre la valeur la plus élevée et la valeur la plus faible n'est que de $0.07\text{ }^{\circ}\text{C}$, ce qui traduit un réchauffement relativement similaire pour l'ensemble du pays. Il est malgré tout possible de noter que les valeurs les plus faibles sont situées au nord de la Belgique (Anvers et Oostende), c'est-à-dire proche de la côte. À l'inverse, le réchauffement le plus important est observé à Rochefort, qui est une des stations les plus éloignées de la côte.

Le réchauffement annuel sur la dernière décennie (de 2012 à 2022) est ensuite évalué afin de déterminer de potentielles différences dans l'évolution récente des températures (Figure 13b). Étant donné que l'écart entre le réchauffement le plus faible et le plus grand n'est que de $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, les valeurs obtenues sont donc comprises dans un intervalle encore plus réduit que dans le cas précédent. Il semble donc que l'évolution des températures depuis 2012 ait été relativement homogène sur l'ensemble du territoire. Contrairement au réchauffement estimé en 2022, la valeur la plus faible est cette fois-ci observée au niveau de la capitale du pays, et plus précisément à la station d'Uccle. Toutefois, la valeur la plus importante est à nouveau située à Rochefort.

Les valeurs de réchauffement saisonnier sont ensuite proposées, en commençant par le réchauffement hivernal estimé en 2022 (Figure 13c). L'écart entre la valeur la plus élevée et la plus faible est cette fois-ci de $0.08\text{ }^{\circ}\text{C}$. Les stations présentant le réchauffement le moins important sont celles d'Anvers et d'Uccle, même si celle d'Oostende est également fort proche. Comme dans les cas précédents, la station où le réchauffement estimé est le plus élevé est celle située à Rochefort.

Finalement, les valeurs de réchauffement estival en 2022 sont également déterminées individuellement pour chaque station (Figure 13d). L'intervalle entre les valeurs maximum et minimum est ici de $0.06\text{ }^{\circ}\text{C}$. La valeur la plus faible est à nouveau observée à Anvers, tandis que la valeur la plus élevée est encore celle de la station de Rochefort. Il est tout de même intéressant de remarquer que la station de Chimay présente cette fois une valeur de réchauffement assez faible, alors que cette station présente globalement des valeurs moyennes dans les autres cas.

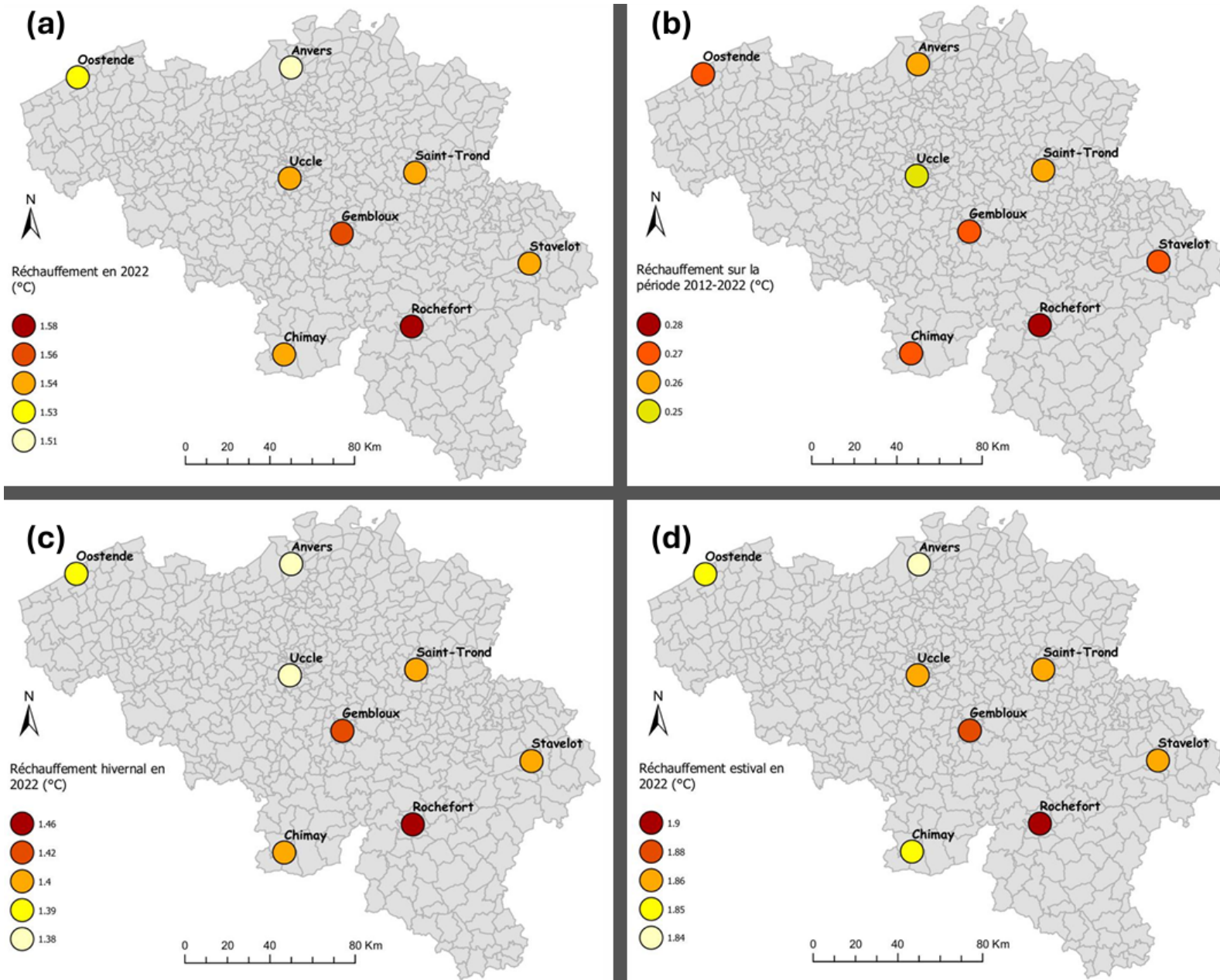


FIGURE 13 – Différences spatiales de réchauffement en Belgique en fonction des huit stations de l'IRM. Réchauffement annuel contraint en 2022 (a). Réchauffement annuel contraint sur la dernière décennie (b). Réchauffement hivernal contraint en 2022 (c). Réchauffement estival contraint en 2022 (d). Les valeurs de réchauffement sont toutes relatives à la période de référence 1910-1930.

Après analyse de ces résultats individuels pour chacune des stations, quelques remarques générales peuvent être formulées. Tout d’abord, l’amplitude des valeurs obtenues pour chacun des réchauffements étudiés est assez réduite, indiquant une évolution des températures plutôt spatialement homogène. Malgré tout, il est possible de noter que dans trois cas sur quatre, des valeurs plus faibles sont observées pour les stations situées au nord du pays. Dès lors, il s’avère donc probable que la proximité de la côte joue un rôle, certes faible, mais tout de même observable. En effet, il a déjà été montré que les températures de surface des océans augmentent plus lentement que celles des terres, contribuant à une atténuation du réchauffement climatique dans les zones côtières. De plus, les régions côtières sont moins sujettes aux extrêmes climatiques en raison des effets modérateurs des océans ou mers adjacentes (Gaillard et al., 2016 ; Yu et al., 2020). La proximité de la mer du Nord pourrait donc provoquer une légère atténuation du réchauffement observé (notamment pour le réchauffement saisonnier) pour les stations situées au nord de la Belgique. Il est également flagrant que la station de Rochefort présente systématiquement les plus hautes valeurs de réchauffement. Même si la localisation explique peut-être en partie cette observation, il est probable que ces résultats élevés soient liés à la série temporelle des températures mesurées à cette station. En effet, les mesures de la dernière décennie indiquent un pic de température pour l’année 2016, pic qui n’est pas observé au sein des autres stations. Il est donc possible que cette observation anormalement élevée mène à une légère surestimation des différents types de réchauffement pour cette station en particulier. Il est cependant difficile de déterminer si cette anomalie dans la série temporelle provient d’une erreur de mesure ou si une température particulièrement élevée a réellement été observée à Rochefort en 2016. Pour terminer, il est également intéressant de remarquer que les stations d’Uccle et de Gembloux, qui sont les plus proches géographiquement parlant, présentent des valeurs de réchauffement différentes pour chacun des réchauffements étudiés. Il semble donc que cette proximité spatiale ne joue pas un rôle majeur quant à l’évolution des températures au sein de chacune des deux stations.

4.2 Ratio de réchauffement régional/global

Une fois le réchauffement régional à ce jour estimé et ajusté via la méthode de contrainte observationnelle KCC, il s’avère ensuite intéressant de comparer le réchauffement régional en Belgique avec le réchauffement global. Pour y parvenir, un ratio permettant le rapport entre le réchauffement régional récent et le réchauffement global récent est réalisé. Ces réchauffements concernent la période 2000-2022 et sont à nouveau exprimés en anomalies de température par rapport à la période de référence 1910-1930 (Figure 14).

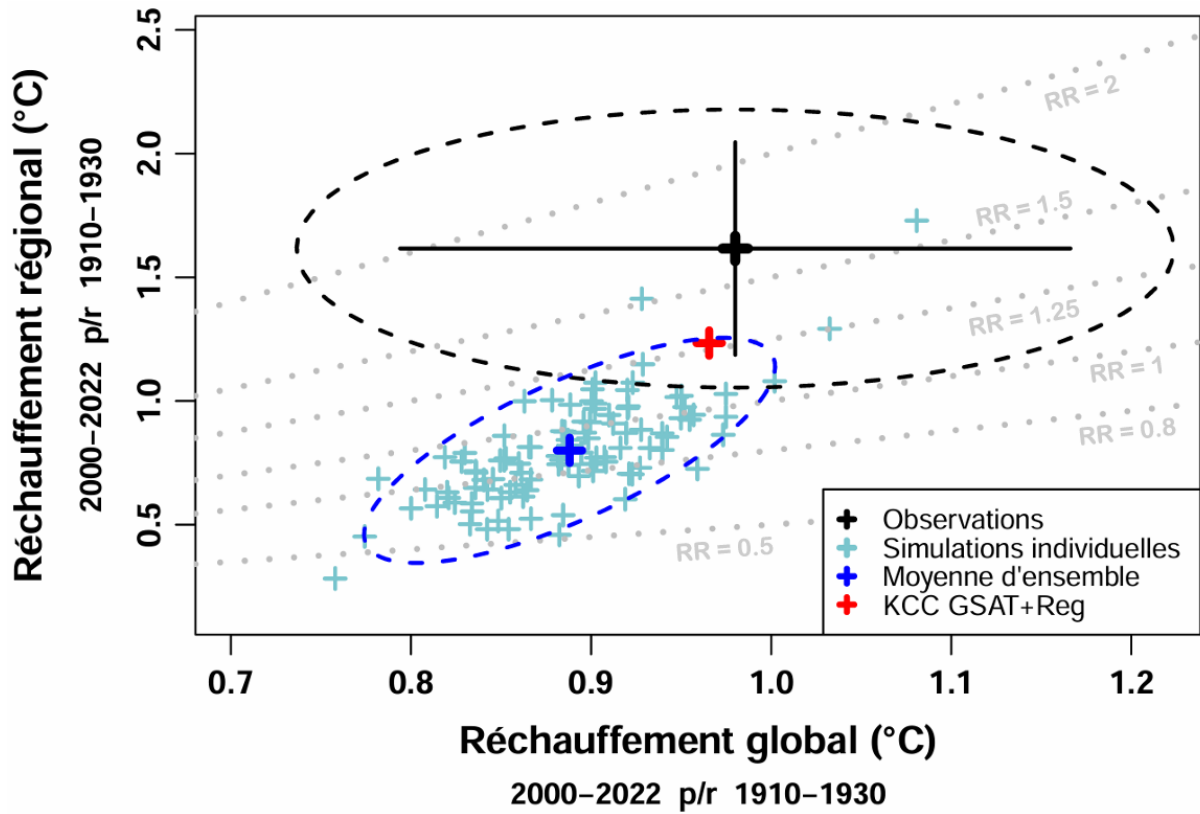


FIGURE 14 – Comparaison du réchauffement global (GSAT) et réchauffement régional sur la période 2000-2022 par rapport à 1910-1930. En noir : observations (croix), intervalles de confiance de 5% à 95% pour le réchauffement global et le réchauffement régional séparément (grande croix), et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Les intervalles de confiance et la zone de confiance sont basés sur la variabilité interne supposée et l'incertitude des observations aux niveaux mondial et régional. Bleu clair : réponse forcée estimée pour chaque simulation CESM2. Bleu : Moyenne d'ensemble (croix) et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Rouge : Estimation sous contrainte observationnelle considérant à la fois les observations globales et les observations régionales. Gris : les lignes pointillées représentent différents ratios de réchauffement régional/global (RR).

Les observations issues du composite multi-stations construit à partir des données de l'IRM indiquent un réchauffement régional de 1.61 °C pour la période 2000-2022 par rapport à la période de référence. Les observations de température globale issues de l'ensemble HadCRUT5 montrent quant à elles un réchauffement global de 0.98 °C. La combinaison des deux types de données observationnelles mène ainsi à un ratio de réchauffement régional/global de 1.64 avec un intervalle de confiance de [1.24 à 2.08]. Cet intervalle de confiance permet de traduire comment la variabilité interne du système climatique, qui joue un rôle majeur à l'échelle régionale, peut impacter la valeur du ratio. Pour la réponse forcée non contrainte, la majorité des simulations CESM2 conduisent à un ratio de réchauffement compris entre 0.8 et 1.25. La moyenne de ces simulations indique un ratio de 0.9 avec un intervalle de confiance de [0.48 à 1.31]. Ce ratio traduit donc que, d'après les simulations CESM2, le réchauffement global est supérieur au réchauffement régional en Belgique, ce qui entre en contradiction avec le ratio issu des observations. En effet, il

a été observé précédemment que les simulations CESM2 ont tendance à fortement sous-estimer le réchauffement, en particulier pour les périodes les plus récentes. Il est toutefois intéressant de remarquer que la moyenne des simulations CESM2 sous-estiment également le réchauffement global par rapport aux observations, bien que cette dépréciation soit nettement moins importante que pour le réchauffement régional. Afin d'ajuster les réponses forcées sous-estimées, la méthode de contrainte KCC est alors appliquée. Cette estimation contrainte mène à un ratio de réchauffement médian de 1.27, avec un intervalle de confiance à 90% de [1.06 à 1.46]. On observe alors que la contrainte observationnelle permet un résultat plus proche et plus cohérent avec les observations, ainsi qu'une réduction de l'incertitude autour de l'estimation du ratio de réchauffement régional/global.

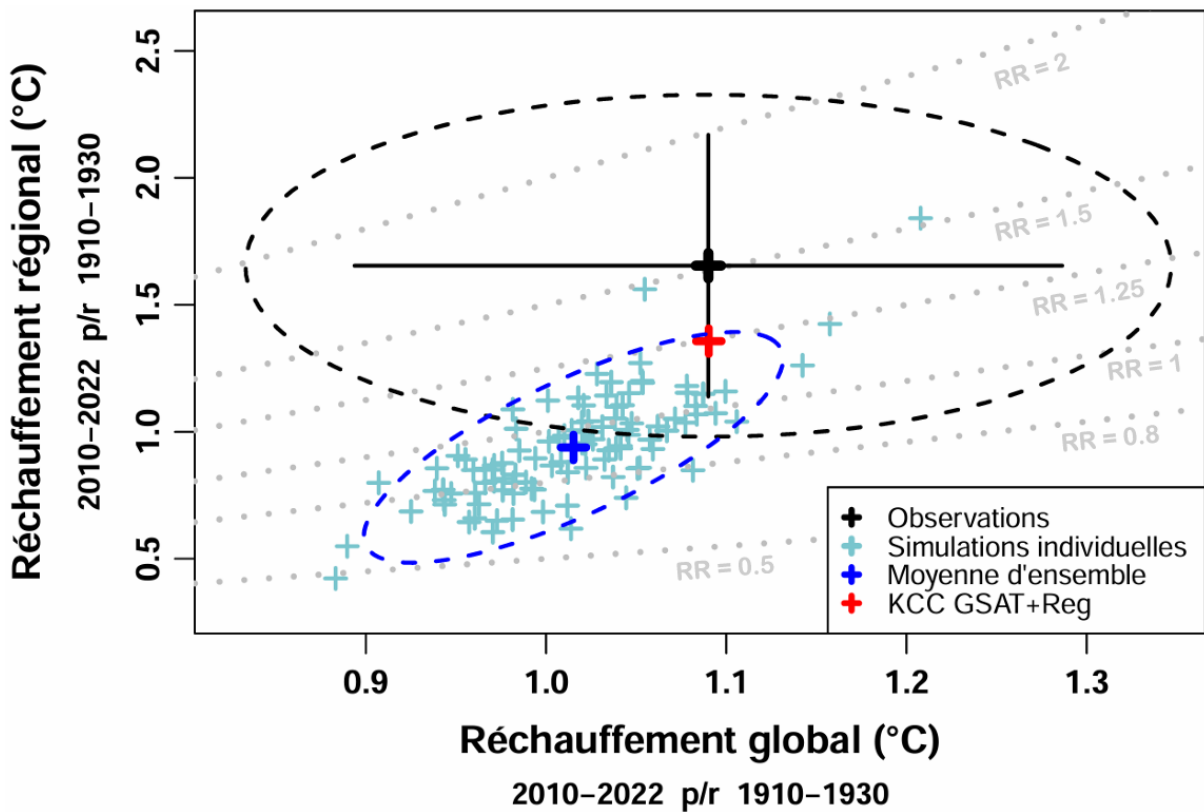


FIGURE 15 – Comparaison du réchauffement global (GSAT) et réchauffement régional sur la période 2010-2022 par rapport à 1910-1930. En noir : observations (croix), intervalles de confiance de 5% à 95% pour les réchauffements global et régional séparément (grande croix), et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Les intervalles de confiance et la zone de confiance sont basés sur la variabilité interne supposée et l'incertitude des observations aux niveaux mondial et régional. Bleu clair : réponse forcée estimée pour chaque simulation CESM2. Bleu : Moyenne d'ensemble (croix) et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Rouge : Estimation sous contrainte observationnelle considérant à la fois les observations globales et les observations régionales. Gris : les lignes pointillées représentent différents ratios de réchauffement régional/global (RR).

Comme suggéré par Ribes et al. (2022), la même analyse est également effectuée pour les températures de la dernière décennie uniquement (Figure 15). Le réchauffement régional indiqué par les observations pour la période 2010-2022 est de 1.65 °C, soit légèrement plus chaud que celui observé pour la période 2000-2022. Le réchauffement global observé est quant à lui de 1.09 °C, ce qui est également plus élevé que précédemment. Le ratio régional/global est ainsi de 1.51, avec un intervalle de confiance de [1.18 à 1.94]. Le ratio obtenu indique donc une différence un peu moins marquée entre le réchauffement régional et le réchauffement global que pour la période 2000-2022. Les simulations CESM2 non contraintes montrent ensuite un ratio de réchauffement de 0.93 [0.53 à 1.31], ce qui est très proche de la valeur obtenue auparavant. À nouveau, ces réponses forcées suggèrent que le réchauffement global surpasse le réchauffement régional en Belgique sur la période 2010-2022. Il ne faut cependant pas perdre de vue que la variabilité interne, déjà prépondérante à l'échelle régionale, peut avoir un impact encore plus important sur des échelles de temps aussi courtes que celle étudiée ici. L'application de la méthode de contrainte KCC conduit à un nouveau ratio de 1.25, dont l'intervalle de confiance à 90% est [1.04 à 1.42]. La contrainte permet à nouveau une réduction de l'incertitude ainsi que de l'écart entre les observations et l'estimation des réponses forcées. Il est également intéressant de remarquer que le réchauffement global suggéré par les réponses forcées contraintes est identique à celui proposé par les observations, même si le réchauffement régional demeure sous-estimé.

Deux conclusions importantes peuvent alors être tirées de ces résultats. Premièrement, ceux-ci confirment que la méthode de contrainte observationnelle KCC apporte une réelle plus-value dans le cadre de l'estimation du réchauffement régional ou global. Elle permet une réduction efficace de l'incertitude, tout en maintenant une certaine cohérence avec les observations et les simulations du modèle CESM2. Elle permet effectivement une révision efficace des réponses forcées brutes issues des simulations. Deuxièmement, il semble flagrant que le modèle CESM2 mène systématiquement à une sous-estimation non négligeable du réchauffement régional récent, ainsi qu'à une légère sous-estimation du réchauffement global. Il apparaît donc que le CESM2 semble biaisé à la baisse en termes de ratio de réchauffement régional en Belgique par rapport au réchauffement global attendu. Le modèle semble donc mal adapté à la reconstruction du réchauffement régional passé.

4.3 Projections futures

Le dernier objectif de ce mémoire étant de faire une évaluation du réchauffement régional futur d'ici la fin du siècle en cours, une gamme de projections, contraintes et non contraintes, pour le réchauffement annuel, le réchauffement hivernal et le réchauffement estival est proposée. L'ensemble des projections fournies dans cette section sont issues de simulations CESM2 pour le scénario SSP3-7.0. Les résultats sont exprimés en anomalies de température par rapport à la période de référence 1910-1930.

4.3.1 Réchauffement annuel

La première projection proposée concerne l'évolution des températures annuelles moyennes (Figure 16 et Table 1). Pour le scénario considéré ici, les réponses forcées brutes des simulations CESM2 suggèrent un réchauffement de $+3.48$ °C à la fin du XXI^e siècle, avec un intervalle de confiance de $[2.97$ à $3.98]$ °C. Ce réchauffement est ensuite revu légèrement à la hausse lors de l'application de la contrainte observationnelle, et atteint $+3.66$ $[3.23$ à $4.15]$ °C en 2100. Il est possible d'observer que malgré la révision des valeurs obtenues, l'application de la contrainte ne modifie pas la forme de la série temporelle, contrairement à Ribes et al. (2022) où de légères modifications ont pu être observées dans certains cas. Il est également possible de remarquer que la contrainte observationnelle permet de réduire l'incertitude, surtout en ce qui concerne les projections à court terme. L'ampleur de l'incertitude augmente ensuite au fil du temps pour finir par atteindre un niveau proche de celle des réponses forcées brutes.

Projections	2040		2060		2080		2100	
	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%
ANN								
Non contraintes	1.67	[1.32 à 2.04]	2.23	[1.83 à 2.67]	2.81	[2.38 à 3.26]	3.48	[2.97 à 3.98]
Contraintes	1.94	[1.63 à 2.24]	2.4	[2.04 à 2.81]	2.95	[2.59 à 3.39]	3.66	[3.23 à 4.15]

TABLE 1 – Évolution de la température annuelle moyenne en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius (°C).

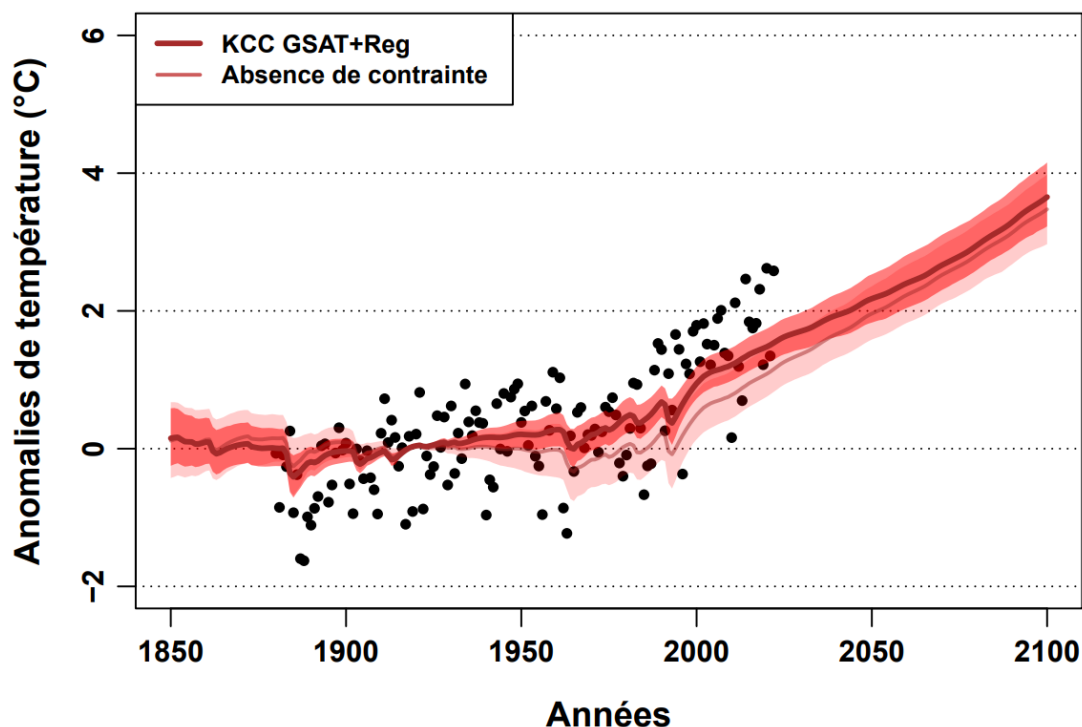


FIGURE 16 – Projections du réchauffement annuel moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures annuelles moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu'estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930.

4.3.2 Réchauffement hivernal

La deuxième projection porte sur les températures hivernales moyennes (Figure 17 et Table 2). Les simulations CESM2 indiquent un réchauffement de $+2.84$ [2.25 à 3.46] °C à la fin du siècle. Comme dans le cas précédent, cette valeur de réchauffement est révisée à la hausse grâce à la méthode KCC et devient $+3.01$ [2.46 à 3.63] °C. À nouveau, cet ajustement ne provoque pratiquement aucun changement de forme pour la série temporelle. De manière similaire au cas précédent, les deux courbes se rapprochent à la fin de la première moitié du XXI^e siècle et terminent avec une trajectoire presque parallèle. Il est intéressant de constater que l'incertitude sur les températures hivernales est plus importantes que celle des températures annuelles. Cela semble logique dans la mesure où, comme cela a été vu précédemment, la saison d'hiver est soumise à une plus grande variabilité naturelle et donc davantage d'incertitudes quant à la modélisation des températures saisonnières (Donat et al., 2016). Il est tout de même nécessaire de noter que la contrainte observationnelle réduit aussi l'incertitude hivernale par rapport aux réponses forcées non contraintes.

Projections	2040		2060		2080		2100	
	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%
DJF								
Non contraintes	1.53	[1.05 à 2.04]	1.98	[1.43 à 2.54]	2.4	[1.89 à 2.94]	2.84	[2.25 à 3.46]
Contraintes	1.76	[1.33 à 2.21]	2.14	[1.62 à 2.66]	2.57	[2.08 à 3.1]	3.01	[2.46 à 3.63]

TABLE 2 – Évolution de la température hivernale en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$).

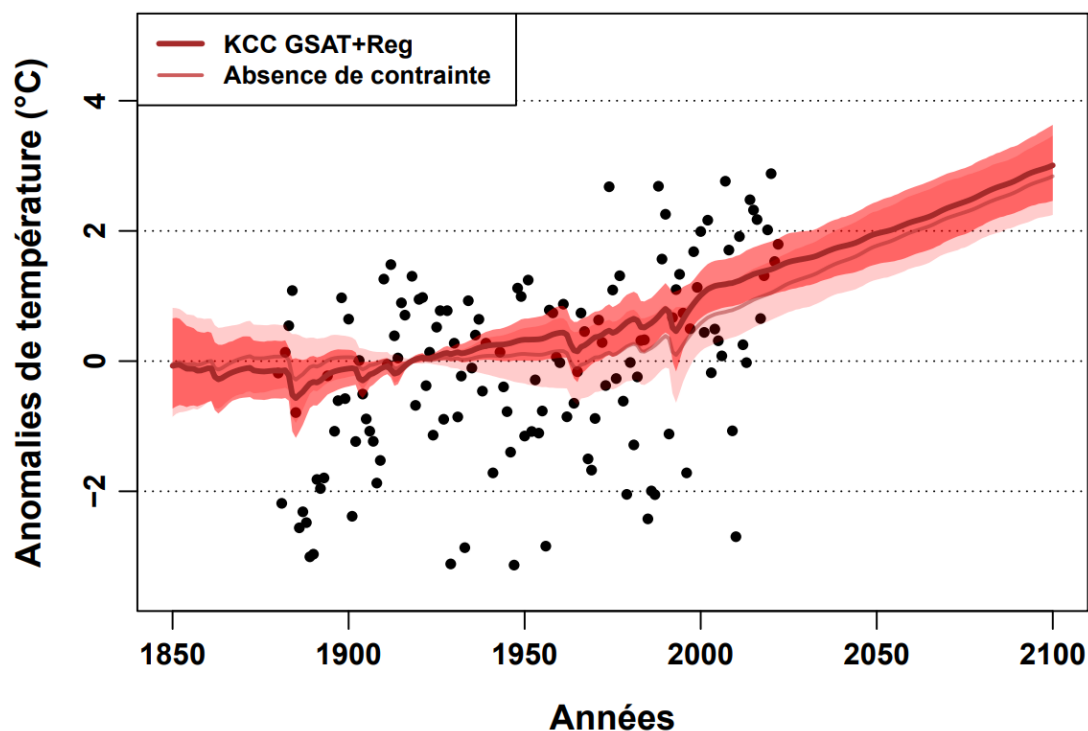


FIGURE 17 – Projections du réchauffement hivernal moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures hivernales moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu'estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930.

4.3.3 Réchauffement estival

La troisième et dernière projection concerne le réchauffement estival moyen futur (Figure 18 et Table 3). Les réponses forcées CESM2 non contraintes indiquent à un réchauffement atteignant $+4.93$ [4.22 à 5.63] en 2100. On remarque que le réchauffement est beaucoup plus abrupt pour cette saison que pour les deux autres cas précédents. Bien que l'application de la contrainte mène à une révision du réchauffement, celle-ci n'est que de $+0.14$ $^{\circ}\text{C}$, conduisant à une valeur de $+5.07$ [4.43 à 5.8] $^{\circ}\text{C}$. Comme dans le cas des températures hivernales, l'incertitude est ici supérieure à l'incertitude sur les températures annuelles,

pour les mêmes raisons que celles évoquées plus tôt. Il semble également important de souligner le taux de réchauffement particulièrement élevé, proche de $+0.5$ °C par décennie, et dépassant même cette valeur entre 2080 et 2100.

Projections	2040		2060		2080		2100	
	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%	Best est.	5%-95%
JJA								
Non contraintes	2.17	[1.79 à 2.6]	3	[2.51 à 3.54]	3.91	[3.37 à 4.47]	4.93	[4.22 à 5.63]
Contraintes	2.47	[2.1 à 2.86]	3.23	[2.75 à 3.73]	4.05	[3.59 à 4.59]	5.07	[4.43 à 5.8]

TABLE 3 – Évolution de la température estivale en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius (°C).

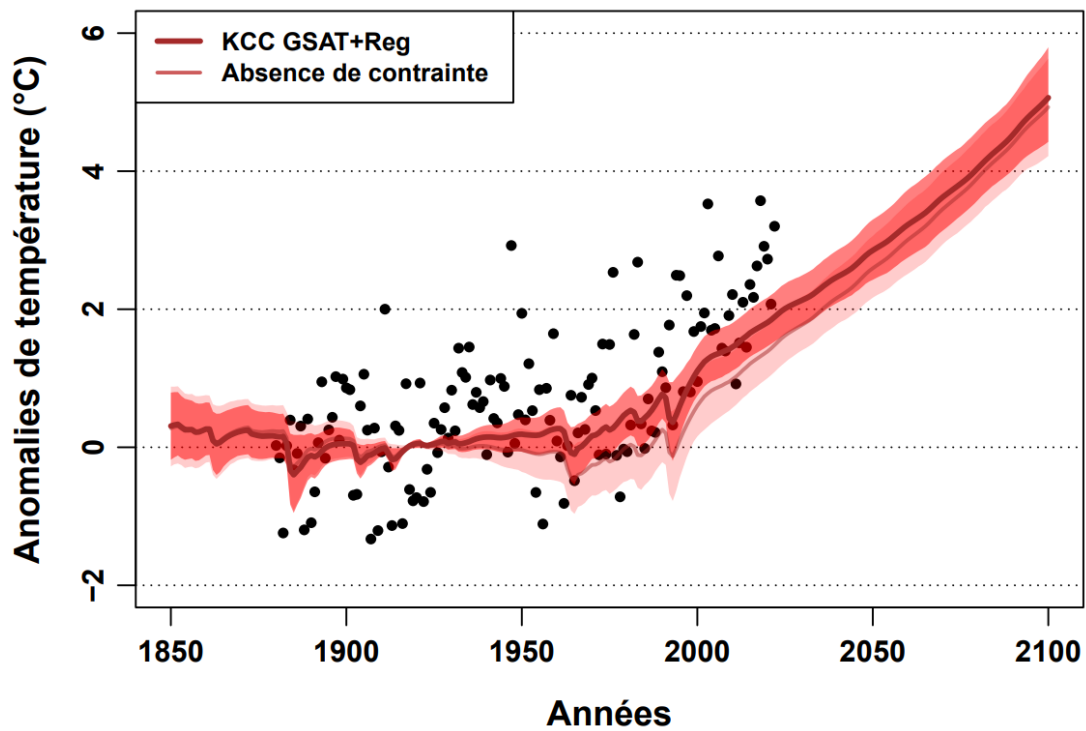


FIGURE 18 – Projections du réchauffement estival moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures estivales moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu'estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930.

4.3.4 Remarques et incertitudes sur les projections

La comparaison des trois projections permet de remarquer de nettes différences entre l'évolution des températures annuelles, hivernales et estivales. En effet, il semble que le réchauffement hivernal à la fin du siècle devrait être 17.8% plus faible que le réchauffement annuel moyen, tandis que le réchauffement estival devrait dépasser celui-ci de 38.5% selon le scénario SSP3. Bien que ces résultats soient cohérents avec le réchauffement saisonnier observé à ce jour et proches de ceux obtenus dans le cadre de l'étude de Ribes et al. (2022), ils entrent en contradiction avec les affirmations de l'IRM selon lesquelles une augmentation plus importante de la température est généralement plus attendue en hiver qu'en été (De Troch et al., 2020). Deux facteurs peuvent aider à expliquer cette divergence de résultats. D'abord, le modèle employé dans ce mémoire (CESM2) est un modèle climatique global. Cependant, l'IRM emploie un modèle atmosphérique régional nommé ALARO-0, qui est lui-même forcé à ses limites par un autre modèle global. Le modèle ALARO-0 est utilisé par l'IRM pour la modélisation du climat avec une résolution horizontale de 4 km depuis 2010 et son potentiel pour la modélisation du climat régional a été confirmé à plusieurs reprises. La physique de ce modèle, plus adaptée à l'échelle régionale, permet une représentation plus fine des phénomènes locaux (Hamdi et al., 2012; De Troch et al., 2013; Top et al., 2020). Ensuite, il est également important d'insister sur le fait que les scénarios utilisés pour les projections de l'IRM sont les scénarios RCP (Representative Concentration Pathways), tandis que le scénario considéré dans le cadre de ce mémoire est un scénario SSP (Shared Socioeconomic Pathways). Les scénarios RCP sont des trajectoires de concentration de gaz à effet de serre qui incluent des conditions allant de faibles émissions à des émissions très élevées. Les scénarios SSP quant à eux fournissent des conditions qui combinent des trajectoires socio-économiques avec des niveaux de forçage radiatif. Les scénarios SSP offrent ainsi une base plus réaliste et précise, ce qui peut réduire certaines incertitudes mais en introduire de nouvelles liées aux interactions socio-économiques et politiques complexes. La comparaison de résultats liés aux deux types de scénarios peut alors conduire à des différences notables en termes de projections climatiques futures (O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2017).

Il apparaît également capital de ne pas oublier que les réponses forcées issues des simulations CESM2 brutes semblent ici sous-estimer de manière évidente le réchauffement récent lorsque celles-ci sont mises en comparaison avec les données observationnelles. Par conséquent, si le niveau de réchauffement forcé en 2022 est un facteur déterminant pour la modélisation du réchauffement futur, comme cela a été montré par Ribes et al. (2022), une sous-estimation du réchauffement passé et actuel entraîne très probablement une sous-estimation du réchauffement d'ici la fin du siècle en cours. L'évaluation du réchauffement forcé à ce jour via la méthode de contrainte KCC a donc des implications majeures di-

rectes sur les projections de réchauffement futur.

Finalement, malgré les incertitudes discutées ci-dessus, il est tout de même crucial de souligner que les projections indiquent que les températures ne tendent pas vers une stabilisation et sont toujours en phase de croissance en 2100, que ce soit pour le réchauffement annuel ou saisonnier. Effectivement, le scénario de réchauffement SSP3-7.0 est un scénario qui prévoit une augmentation continue des émissions de gaz à effet de serre, avec une dépendance persistante aux combustibles fossiles et une adoption limitée des énergies renouvelables. Ce scénario n'est cependant pas une fatalité et dépend uniquement de la trajectoire socio-économique, politique, technologique et environnementale. Les prochaines années seront décisives quant à la détermination de la trajectoire empruntée par la société et il demeure indiscutable que des émissions de gaz à effet de serre nettes nulles sont indispensables à la stabilisation des températures. Les efforts actuels sont de ce fait loin d'être à la hauteur du défi posé par le réchauffement climatique. L'utilisation constante, voire croissante, des énergies fossiles est incompatible avec une limitation du réchauffement. Chaque tonne de gaz à effet de serre contribue à l'élévation des températures, qu'elles soient globales ou régionales.

Chapitre 5

Conclusion

L'étude de détection et attribution du réchauffement régional effectuée au sein de ce mémoire permet d'obtenir des informations essentielles quant à l'évolution passée et future des températures en Belgique. Les résultats obtenus via la méthode de contrainte KCC révèlent un réchauffement de la température annuelle moyenne de $+1.63$ [1.36 à 1.91] °C par rapport à la période 1910-1930, dont $+1.58$ [1.31 à 1.85] °C sont attribuables aux activités anthropiques, tandis que la contribution des forçages naturels reste marginale, ne dépassant pas $+0.06$ [0.03 à 0.09] °C. De plus, un ratio de réchauffement régional/global indique que l'augmentation des températures belges surpasse l'augmentation des températures globales d'un facteur 1.27 [1.06 à 1.46] sur la période récente 2000-2022. L'analyse des observations de température a également permis de mettre en lumière le fait que certaines années records semblent avoir contribué à rendre la dernière décennie particulièrement chaude, menant à un réchauffement observé de $+2.04$ °C en 2022.

Malgré une sous-estimation apparente du réchauffement régional de la part du modèle climatique CESM2, l'étude souligne la plus-value apportée par la méthode de contrainte observationnelle. Les résultats montrent en effet que contraindre les réponses forcées du modèle par une combinaison des observations globales et régionales offre une estimation ajustée et plus robuste du réchauffement, y compris du réchauffement futur. La méthode permet de réduire significativement l'incertitude liée aux projections, en particulier à court terme. Les réponses forcées contraintes indiquent que, dans un scénario SSP3-7.0, la température continuera d'augmenter de manière significative jusqu'à la fin du XXI^e siècle, conduisant à un réchauffement annuel moyen de $+3.66$ [3.23 à 4.15] °C d'ici 2100. Selon les résultats contraints, ce réchauffement devrait être 38.5% plus important pour les températures estivales, tandis que le réchauffement hivernal devrait être plus faible de 17.8%.

L'analyse a également permis de mettre en évidence l'importance de la variabilité interne dans la modélisation climatique, qui joue un rôle crucial dans la reconstruction de l'évolution récente des températures. Effectivement, la variabilité naturelle du système demeure l'incertitude dominante pour les échelles spatiales et temporelles réduites, ce qui rend la détection et l'attribution des changements climatiques régionaux plus complexes. Il convient toutefois de garder à l'esprit que, contrairement à Ribes et al. (2022) où 27 modèles différents étaient considérés, la présente étude ne repose que sur un seul modèle. Les résultats reflètent donc uniquement la variabilité forcée reproduite par les simulations CESM2 et non pas celle obtenue via un ensemble de modèles. Afin d'approfondir la compréhension du réchauffement des températures, il pourrait être pertinent, à l'avenir, de renouveler l'analyse sur la Belgique en intégrant des données provenant de plusieurs modèles, comme cela a été fait pour la France.

Les analyses locales de détection et attribution s'avèrent d'une aide précieuse pour comprendre et limiter les impacts des changements en cours. La majeure partie des mesures politiques ou institutionnelles étant prises au niveau régional, une connaissance approfondie de l'évolution locale des températures est primordiale pour la mise en oeuvre de mesures ambitieuses afin d'atténuer le réchauffement et de s'adapter aux effets déjà inévitables de celui-ci. Les résultats obtenus constituent ainsi une base pertinente pour la planification de stratégies d'adaptation aux niveaux local et national. Les événements tels que la canicule de l'été 2003 ou les inondations catastrophiques de juillet 2021 peuvent être mieux anticipés et leur fréquence peut encore être limitée. Le scénario SSP3 considéré ici, qui prévoit une augmentation continue des émissions de GES avec une dépendance croissante aux énergies fossiles, est encore évitable. Les prochaines années seront décisives pour déterminer la trajectoire future de notre société. Une action immédiate et concertée est indispensable pour garantir un avenir durable et résilient face aux défis imposés par la hausse des températures causée par les activités humaines.

Bibliographie

Allen, M.R., Gillett, N.P., Kettleborough, J.A., Hegerl, G., Schnur, R., Stott, P.A., Boer, G., Covey, C., Delworth, T.L., Jones, G.S., Mitchell, J.F.B., Barnett, T.P., 2006. Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change. *Surv Geophys* 27, 491–544.

Baguis, P., Roulin, E., Willems, P., Ntegeka, V., 2010. Climate change scenarios for precipitation and potential evapotranspiration over central Belgium. *Theor Appl Climatol* 99, 273–286.

Barnett, T.P., Hasselmann, K., Chelliah, M., Delworth, T., Hegerl, G., Jones, P., Rasmusson, E., Roeckner, E., Ropelewski, C., Santer, B., Tett, S., 1999. Detection and Attribution of Recent Climate Change : A Status Report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 2631–2659.

Belgium Record High and Low Temperature (Celsius) Map and List - Updated June 2024 [WWW Document], n.d. . Plantmaps.com. URL //www.plantmaps.com/ (accessed 6.23.24).

Berliner, L.M., Levine, R.A., Shea, D.J., 2000. Bayesian Climate Change Assessment. *J. Climate* 13, 3805–3820.

Beusch, L., Nauels, A., Gudmundsson, L., Gütschow, J., Schleussner, C.-F., Seneviratne, S.I., 2022. Responsibility of major emitters for country-level warming and extreme hot years. *Commun Earth Environ* 3, 7.

Boé, J., 2021. The physiological effect of CO₂ on the hydrological cycle in summer over Europe and land-atmosphere interactions. *Climatic Change* 167, 21.

Bonfils, C., Santer, B.D., Pierce, D.W., Hidalgo, H.G., Bala, G., Das, T., Barnett, T.P., Cayan, D.R., Doutriaux, C., Wood, A.W., Mirin, A., Nozawa, T., 2008. Detection and

Attribution of Temperature Changes in the Mountainous Western United States. *Journal of Climate* 21, 6404–6424.

Brunner, L., Pendergrass, A.G., Lehner, F., Merrifield, A.L., Lorenz, R., Knutti, R., 2020. Reduced global warming from CMIP6 projections when weighting models by performance and independence. *Earth Syst. Dynam.* 11, 995–1012.

Christidis, N., Stott, P.A., Brown, S., Hegerl, G.C., Caesar, J., 2005. Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters* 32, 2005GL023885.

Christidis, N., Stott, P.A., Brown, S.J., 2011. The Role of Human Activity in the Recent Warming of Extremely Warm Daytime Temperatures. *Journal of Climate* 24, 1922–1930.

De Troch, R., Bertrand, C., Journée, M., Tricot, C., Akkermans, T., Clerbaux, N., De Backer, H., Dewitte, S., Mangold, A., Nevens, S., Van Malderen, R., De Cruz, L., Roulin, E., Vannitsem, S., Van Schaeybroeck, B., Berckmans, J., Duchêne, F., Hamdi, R., Termonia, P., Van De Vyver, H., Gellens, D., 2020. Rapport climatique 2020 : De l’information aux services climatiques. Institut Royal Météorologique (IRM).

De Troch, R., Hamdi, R., Van De Vyver, H., Geleyn, J.-F., Termonia, P., 2013. Multiscale Performance of the ALARO-0 Model for Simulating Extreme Summer Precipitation Climatology in Belgium. *Journal of Climate* 26, 8895–8915.

Demoulin, A. (Ed.), 2018. Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg, *World Geomorphological Landscapes*. Springer International Publishing, Cham.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., Teng, H., 2012. Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Clim Dyn* 38, 527–546.

Deser, C., Phillips, A.S., 2023a. A range of outcomes : the combined effects of internal variability and anthropogenic forcing on regional climate trends over Europe. *Nonlin. Processes Geophys.* 30, 63–84.

Deser, C., Phillips, A.S., 2023b. A range of outcomes : the combined effects of internal variability and anthropogenic forcing on regional climate trends over Europe. *Nonlin. Processes Geophys.* 30, 63–84.

Doblas-Reyes, F.J., Sörensson, M., Almazroui, A., Dosio, W. J., A., Gutowski, R., Haarsma,

R., Hamdi, B., Hewitson, W.-T., Kwon, B.L., Lamptey, L., Maraun, D., Stephenson, T.S., Takayabu, I., Terray, L., Turner, A., Zuo, Z., 2021. Linking Global to Regional Climate Change. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Donat, M.G., Alexander, L.V., Herold, N., Dittus, A.J., 2016. Temperature and precipitation extremes in century-long gridded observations, reanalyses, and atmospheric model simulations. *JGR Atmospheres* 121.

Dong, B., Sutton, R., 2024. Anthropogenic influence on excess warming in Europe during recent decades.

Easterling, D.R., Kunkel, K.E., Wehner, M.F., Sun, L., 2016. Detection and attribution of climate extremes in the observed record. *Weather and Climate Extremes* 11, 17–27.

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C.A., Stevens, B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E., 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.* 9, 1937–1958.

Frankcombe, L.M., England, M.H., Mann, M.E., Steinman, B.A., 2015. Separating Internal Variability from the Externally Forced Climate Response. *Journal of Climate* 28, 8184–8202.

Gaillard, F., Reynaud, T., Thierry, V., Kolodziejczyk, N., Von Schuckmann, K., 2016. In Situ-Based Reanalysis of the Global Ocean Temperature and Salinity with ISAS : Variability of the Heat Content and Steric Height. *Journal of Climate* 29, 1305–1323.

Gao, J., Yang, Y., Wang, H., Wang, P., Li, H., Li, M., Ren, L., Yue, X., Liao, H., 2022. Fast climate responses to emission reductions in aerosol and ozone precursors in China during 2013–2017. *Atmos. Chem. Phys.* 22, 7131–7142.

Gerard, L., Piriou, J.-M., Brožková, R., Geleyn, J.-F., Banciu, D., 2009. Cloud and Precipitation Parameterization in a Meso-Gamma-Scale Operational Weather Prediction Model. *Monthly Weather Review* 137, 3960–3977.

Gettelman, A., Hannay, C., Bacmeister, J.T., Neale, R.B., Pendergrass, A.G., Danabasoglu, G., Lamarque, J. -F., Fasullo, J.T., Bailey, D.A., Lawrence, D.M., Mills, M.J., 2019. High Climate Sensitivity in the Community Earth System Model Version 2 (CESM2).

Geophysical Research Letters 46, 8329–8337.

Gillett, N.P., Kirchmeier-Young, M., Ribes, A., Shiogama, H., Hegerl, G.C., Knutti, R., Gastineau, G., John, J.G., Li, L., Nazarenko, L., Rosenbloom, N., Seland, Ø., Wu, T., Yukimoto, S., Ziehn, T., 2021. Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Chang.* 11, 207–212.

Gillett, N.P., Shiogama, H., Funke, B., Hegerl, G., Knutti, R., Matthes, K., Santer, B.D., Stone, D., Tebaldi, C., 2016. The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.* 9, 3685–3697.

Hamdi, R., Van De Vyver, H., Termonia, P., 2012. New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling : application for summer extreme temperature over Belgium. *Intl Journal of Climatology* 32, 2051–2065.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., 2012. Perception of climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 109.

Hasselmann, K., n.d. On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies. *Meteorology of Tropical Oceans Royal Meteorological Society*, pp 251-259.

Hasselmann, K., n.d. Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change. *J Clim* 6(10) :1957–1971. Hausfather, Z., Marvel, K., Schmidt, G.A., Nielsen-Gammon, J.W., Zelinka, M., 2022. Climate simulations : recognize the ‘hot model’ problem. *Nature* 605, 26–29.

Hawkins, E., Sutton, R., 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90, 1095–1108.

Hegerl, G., Zwiers, F., 2011. Use of models in detection and attribution of climate change. *WIREs Climate Change* 2, 570–591.

Hegerl, G.C., Karl, T.R., Allen, M., Bindoff, N.L., Gillett, N., Karoly, D., Zhang, X., Zwiers, F., 2006. Climate Change Detection and Attribution : Beyond Mean Temperature Signals. *Journal of Climate* 19, 5058–5077.

Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Braconnot, P., Gillett, N.P., Luo, Y., Orsini, J.A.M., Nicholls, N., Penner, J.E., Stott, P.A., Allen, M., Ammann, C., Andronova, N., Betts, R.A., Clement, A., Collins, W.D., Crooks, S., Delworth, T.L., Forest, C., Forster, P., Goosse, H.,

Gregory, J.M., Harvey, D., Jones, G.S., Joos, F., Kenyon, J., Kettleborough, J., Kharin, V., Knutti, R., Lambert, F.H., Lavine, M., Lee, T.C.K., Levinson, D., Masson-Delmotte, V., Nozawa, T., Otto-Bliesner, B., Pierce, D., Power, S., Rind, D., Rotstayn, L., Santer, B.D., Senior, C., Sexton, D., Stark, S., Stone, D.A., Tett, S., Thorne, P., Dorland, R.V., Wang, M., Wielicki, B., Xu, L., Zhang, X., Zorita, E., Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Karoly, D.J., Ogallo, L., Planton, S., 2007. Understanding and Attributing Climate Change. Intergovernmental Panel On Climate Change (Ed.), 2014. Detection and Attribution of Climate Change : from Global to Regional, in : Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Cambridge University Press, pp. 867–952.

Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipc), 2021. Climate Change 2021 – The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896> Karoly, D.J., Wu, Q., 2005. Detection of Regional Surface Temperature Trends. *Journal of Climate* 18, 4337–4343.

Knutson, T., Kossin, J., Mears, C., Perlwitz, J., Wehner, M., 2017. Detection and attribution of climate change. Kumar, D., Ganguly, A.R., 2018. Intercomparison of model response and internal variability across climate model ensembles. *Clim Dyn* 51, 207–219.

Lehner, F., Deser, C., 2023. Origin, importance, and predictive limits of internal climate variability. *Environ. Res. : Climate* 2, 023001.

Liang, Y., Gillett, N.P., Monahan, A.H., 2020. Climate Model Projections of 21st Century Global Warming Constrained Using the Observed Warming Trend. *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL086757.

Lorenz, E.N., 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*

Nijse, F.J.M.M., Cox, P.M., Williamson, M.S., 2020. Emergent constraints on transient climate response (TCR) and equilibrium climate sensitivity (ECS) from historical warming in CMIP5 and CMIP6 models. *Earth Syst. Dynam.* 11, 737–750.

O’Neill, B.C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D.P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G.A., Moss, R., Riahi, K., Sanderson, B.M., 2016. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.* 9, 3461–3482.

Qasmi, S., Ribes, A., 2022. Reducing uncertainty in local temperature projections. *Sci.*

Adv. 8, eabo6872.

Riahi, K., Van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J.C., Kc, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L.A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J.C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., Tavoni, M., 2017. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global Environmental Change* 42, 153–168.

Ribes, A., Boé, J., Qasmi, S., Dubuisson, B., Douville, H., Terray, L., 2022. An updated assessment of past and future warming over France based on a regional observational constraint. *Earth Syst. Dynam.* 13, 1397–1415.

Ribes, A., Qasmi, S., Gillett, N.P., 2021. Making climate projections conditional on historical observations. *Sci. Adv.* 7, eabc0671.

Ribes, A., Zwiers, F.W., Azaïs, J.-M., Naveau, P., 2017. A new statistical approach to climate change detection and attribution. *Clim Dyn* 48, 367–386.

Rosenzweig, C., Neofotis, P., 2013. Detection and attribution of anthropogenic climate change impacts. *WIREs Climate Change* 4, 121–150.

Simpson, I.R., Rosenbloom, N., Danabasoglu, G., Deser, C., Lamarque, J. -F., Fasullo, J.T., 2023. The CESM2 Single-Forcing Large Ensemble and Comparison to CESM1 : Implications for Experimental Design. *Journal of Climate* 36, 5705–5732.

Stone, D.A., Allen, M.R., 2005. The End-to-End Attribution Problem : From Emissions to Impacts. *Climatic Change* 71, 303–318.

Stott, P.A., Gillett, N.P., Hegerl, G.C., Karoly, D.J., Stone, D.A., Zhang, X., Zwiers, F., 2010. Detection and attribution of climate change : a regional perspective. *WIREs Climate Change* 1, 192–211.

Stott, P.A., Stone, D.A., Allen, M.R., 2004. Human contribution to the European heat-wave of 2003. *Nature* 432, 610–614.

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., Joly, A., 2018. The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. *Geosci. Model Dev.* 11, 257–281.

Terray, L., Boé, J., 2013. Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus. Géoscience* 345, 136–149.

Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., Jones, P.D., Kennedy, J.J., 2009. Identifying Signatures of Natural Climate Variability in Time Series of Global-Mean Surface Temperature : Methodology and Insights. *Journal of Climate* 22, 6120–6141.

Thompson, V., Mitchell, D., Hegerl, G.C., Collins, M., Leach, N.J., Slingo, J.M., 2023. The most at-risk regions in the world for high-impact heatwaves. *Nat Commun* 14, 2152.

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., Caluwaerts, S., 2021. Evaluation of regional climate models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22° resolution over the CORDEX Central Asia domain. *Geosci. Model Dev.* 14, 1267–1293.

Tokarska, K.B., Stolpe, M.B., Sippel, S., Fischer, E.M., Smith, C.J., Lehner, F., Knutti, R., 2020. Past warming trend constrains future warming in CMIP6 models. *SCIENCE ADVANCES*.

Tradowsky, J.S., Philip, S.Y., Kreienkamp, F., Kew, S.F., Lorenz, P., Arrighi, J., Bettmann, T., Caluwaerts, S., Chan, S.C., De Cruz, L., De Vries, H., Demuth, N., Ferrone, A., Fischer, E.M., Fowler, H.J., Goergen, K., Heinrich, D., Henrichs, Y., Kaspar, F., Lenderink, G., Nilson, E., Otto, F.E.L., Ragone, F., Seneviratne, S.I., Singh, R.K., Skålevåg, A., Termonia, P., Thalheimer, L., Van Aalst, M., Van Den Bergh, J., Van De Vyver, H., Vannitsem, S., Van Oldenborgh, G.J., Van Schaeybroeck, B., Vautard, R., Vonk, D., Wanders, N., 2023. Attribution of the heavy rainfall events leading to severe flooding in Western Europe during July 2021. *Climatic Change* 176, 90.

Woldeamlak, S.T., Batelaan, O., De Smedt, F., 2007. Effects of climate change on the groundwater system in the Grote-Nete catchment, Belgium. *Hydrogeol J* 15, 891–901.

Yu, J.-Y., Campos, E., Du, Y., Eldevik, T., Gille, S.T., Losada, T., McPhaden, M.J.,

Smedsrud, L.H., 2020. Variability of the Oceans, in : Mechoso, C.R. (Ed.), *Interacting Climates of Ocean Basins*. Cambridge University Press, pp. 1–53.

Zwiers, F.W., Zhang, X., 2003. Toward Regional-Scale Climate Change Detection. *J. Climate* 16, 793–797.

Table des figures

Figure 1 – Exemple de détection de réchauffement du climat. La température globale moyenne observée sur la période 1850-2008 (en rouge) est exprimée en anomalies calculées par rapport à la période 1861-1899, avec les incertitudes (en jaune). Celle-ci sont superposées à la température globale moyenne simulée sur une période de 1000 ans par le modèle HadGEM1 (en noir). Provient de Stott et al. (2010).	9
Figure 2 – Exemple d’attribution du réchauffement de la température. Anomalies de la température moyenne à la surface du globe par rapport à la période 1901-1950, telles qu’observées (ligne noire) et telles qu’obtenues à partir de simulations de modèles climatiques (IPCC AR4) avec (a) des forçages à la fois anthropiques et naturels (lignes rouges) et (b) des forçages naturels uniquement (lignes bleues). Les lignes verticales grises indiquent les dates des principales éruptions volcaniques. Les courbes rouges et bleues épaisses montrent les moyennes d’ensemble et les courbes fines montrent les simulations individuelles. Provient de Stott et al. (2010).	11
Figure 3 – Projections, sources d’incertitude et contribution relative des sources d’incertitude pour la température provenant de 29 modèles CMIP6 pour (a)-(c) la moyenne globale annuelle et la moyenne hivernale (décembre-février) pour (d)-(f) l’Amérique du Nord et (g)-(i) une cellule de grille près d’Anchorage. Provient de Lehner et Deser (2023).	14
Figure 4 – Observations vs. estimations de la réponse forcée. Les températures moyennes annuelles observées sur la France (1899-2020, points noirs) sont comparées à diverses estimations de la réponse forcée sur la même période. Orange : estimation par spline de lissage simple utilisant $df = 6$ (degrés de liberté). Gris : estimation moyenne multi-modèle CMIP6 (meilleure estimation seulement). Vert : résultat de la contrainte KCC utilisant uniquement les observations GSAT (meilleure estimation uniquement). Bleu : résultat de la contrainte KCC en utilisant uniquement des observations régionales (c.-à-d. sur la France). Rouge : résultat de la contrainte KCC en utilisant à la fois les observations GSAT et les observations régionales pour construire la contrainte. La plage d’incertitude de 5% à 95% est évaluée dans ce dernier cas. Provient de Ribes et al. (2022).	17

Figure 5 – Attribution du réchauffement à ce jour. Séries temporelles avec et sans contraintes de la réponse aux forçages naturels (NAT), aux gaz à effet de serre (GES), aux autres forçages anthropiques (OA) et aux forçages anthropiques ($ANT = GHG + OA$) sur la période 1850-2020. Provient de Ribes et al. (2022).	19
Figure 6 – Projections de la température moyenne sous contrainte. Projections CMIP6 contraintes par des observations globales (GSAT) et régionales pour les températures moyennes annuelles (ANN), hivernales (DJF) et estivales (JJA) sur la France et pour le scénario SSP3-7.0. Les températures moyennes annuelles sur la France (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance non contraints (rose) et contraints (rouge) de 5% à 95 -% de la réponse forcée, telle qu'estimée par les modèles CMIP6. Toutes les températures sont des anomalies par rapport à la période 1900-1930. Provient de Ribes et al. (2022).	20
Figure 7 – Carte des précipitations annuelles moyennes, calculée sur les périodes 1961-1990 et 1981-2010 pour la Belgique et le Luxembourg, respectivement. Provient de Demoulin (2018).	22
Figure 8 – Évolution de la température moyenne annuelle à Uccle, sur la période 1833-2023. Les valeurs annuelles sont données en anomalies de température (en °C) par rapport à la moyenne observée sur la période 1961-1990 (9,8°C). Provient de l'Institut Royal météorologique (IRM).	23
Figure 9 – Localisation des huit stations de l'IRM, avec les séries temporelles donnant la température moyenne annuelle observée pour chaque station sur la période 1880-2022.	27
Figure 10 – Opérateur observationnel H . Provient de Qasmi et Ribes (2021).	30

Figure 11 – Estimations du réchauffement régional annuel moyen. Les observations de la température annuelle moyenne mesurée sur la période 1880-2022 en Belgique (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d’estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Vert : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant uniquement les forçages naturels). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d’incertitude 5%-95% associée. 35

Figure 12 – Estimations du réchauffement régional hivernal (a) et estival (b). Les observations sur la période 1880-2022 en Belgique (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d’estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d’incertitude 5%-95% associée. 38

Figure 13 – Différences spatiales de réchauffement en Belgique en fonction des huit stations de l’IRM. Réchauffement annuel contraint en 2022 (a). Réchauffement annuel contraint sur la dernière décennie (b). Réchauffement hivernal contraint en 2022 (c). Réchauffement estival contraint en 2022 (d). Les valeurs de réchauffement sont toutes relatives à la période de référence 1910-1930. 41

Figure 14 – Comparaison du réchauffement global (GSAT) et réchauffement régional sur la période 2000-2022 par rapport à 1910-1930. En noir : observations (croix), intervalles de confiance de 5% à 95% pour le réchauffement global et le réchauffement régional séparément (grande croix), et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Les intervalles de confiance et la zone de confiance sont basés sur la variabilité interne supposée et l’incertitude des observations aux niveaux mondial et régional. Bleu clair : réponse forcée estimée pour chaque simulation CESM2. Bleu : Moyenne d’ensemble (croix) et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Rouge : Estimation sous contrainte observationnelle considérant à la fois les observations globales et les observations régionales. Gris : les lignes pointillées représentent différents ratios de réchauffement régional/global (RR). 43

- Figure 15** – Comparaison du réchauffement global (GSAT) et réchauffement régional sur la période 2010-2022 par rapport à 1910-1930. En noir : observations (croix), intervalles de confiance de 5% à 95% pour les réchauffements global et régional séparément (grande croix), et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Les intervalles de confiance et la zone de confiance sont basés sur la variabilité interne supposée et l’incertitude des observations aux niveaux mondial et régional. Bleu clair : réponse forcée estimée pour chaque simulation CESM2. Bleu : Moyenne d’ensemble (croix) et zone de confiance à 90% (ellipse en pointillés). Rouge : Estimation sous contrainte observationnelle considérant à la fois les observations globales et les observations régionales. Gris : les lignes pointillées représentent différents ratios de réchauffement régional/global (RR). 44
- Figure 16** – Projections du réchauffement annuel moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures annuelles moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu’estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930. . 47
- Figure 17** – Projections du réchauffement hivernal moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures hivernales moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu’estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930. . 48
- Figure 18** – Projections du réchauffement estival moyen en Belgique. Projections CESM2 contraintes par des observations globales et régionales pour le scénario SSP3-7.0. Les températures estivales moyennes de la Belgique (points noirs) sont comparées aux intervalles de confiance de 5%-95% des réponses forcées non contraintes (rose) et contraintes (rouge), tels qu’estimés par les simulations du modèle CESM2. Les températures sont données en anomalies par rapport à la période 1910-1930. . . . 49

Liste des tableaux

- 1 Évolution de la température annuelle moyenne en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius (°C). 46
- 2 Évolution de la température hivernale en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius (°C). 48
- 3 Évolution de la température estivale en Belgique, évaluée à partir des projections CESM2. Non contraintes : les températures proviennent des réponses forcées brutes. Contraintes : les températures proviennent des réponses forcées contraintes par la méthode KCC. Les anomalies de température sont relatives à la période 1910-1930 et sont exprimées en degrés Celsius (°C). 49

Annexes

Théorème de conditionnement gaussien

Soit \mathbf{X} un vecteur aléatoire gaussien multivarié de dimension n , tel que $\mathbf{X} \sim \mathcal{N}(\mu, \Sigma)$, où μ est le vecteur de moyenne et Σ est la matrice de covariance. On peut partitionner \mathbf{X} , μ , et Σ de la manière suivante :

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} \mathbf{X}_1 \\ \mathbf{X}_2 \end{pmatrix}, \quad \mu = \begin{pmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \end{pmatrix}, \quad \Sigma = \begin{pmatrix} \Sigma_{11} & \Sigma_{12} \\ \Sigma_{21} & \Sigma_{22} \end{pmatrix}$$

où \mathbf{X}_1 est de dimension k et \mathbf{X}_2 est de dimension $n - k$.

La distribution conditionnelle de \mathbf{X}_1 sachant que $\mathbf{X}_2 = \mathbf{x}_2$ est aussi une distribution gaussienne, qui peut dès lors être estimée au moyen des paramètres suivants :

— **Moyenne conditionnelle :**

$$\mu_{1|2} = \mu_1 + \Sigma_{12}\Sigma_{22}^{-1}(\mathbf{x}_2 - \mu_2)$$

— **Covariance conditionnelle :**

$$\Sigma_{1|2} = \Sigma_{11} - \Sigma_{12}\Sigma_{22}^{-1}\Sigma_{21}$$

Application dans le cadre de la méthode KCC

La distribution conditionnelle postérieure de x , sachant que $y = y_0$, est gaussienne telle que $p(x|y = y_0) \sim \mathcal{N}(\mu_p, \Sigma_p)$, où les nouveaux paramètres prennent alors les formes suivantes :

— Moyenne postérieure :

$$\mu_p = \mu_x + \Sigma_x H' (H \Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} (y_0 - H \mu_y)$$

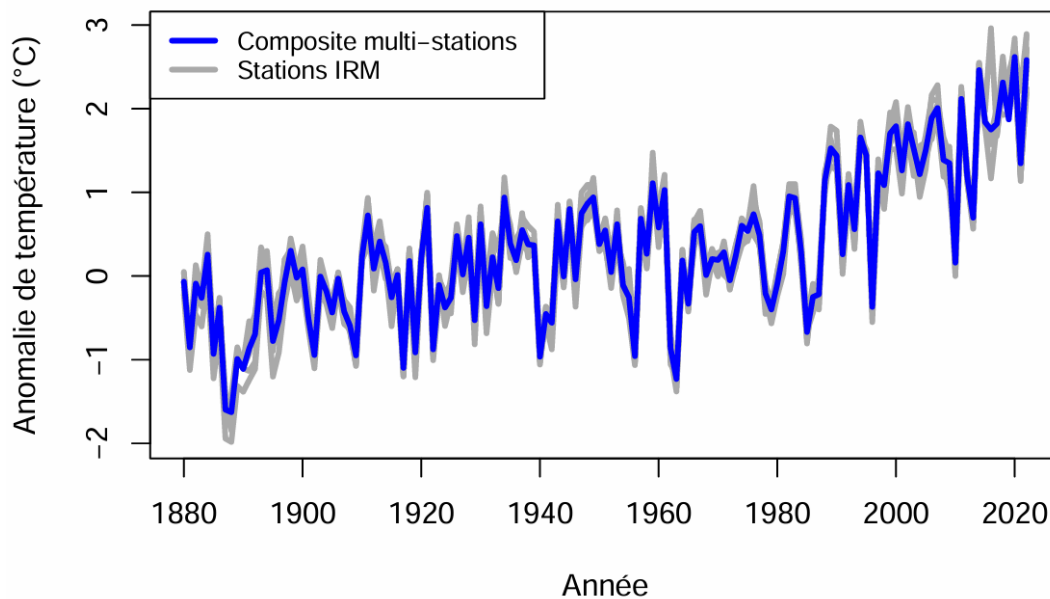
— Covariance postérieure :

$$\Sigma_p = \Sigma_x - \Sigma_x H' (H \Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} H \Sigma_x$$

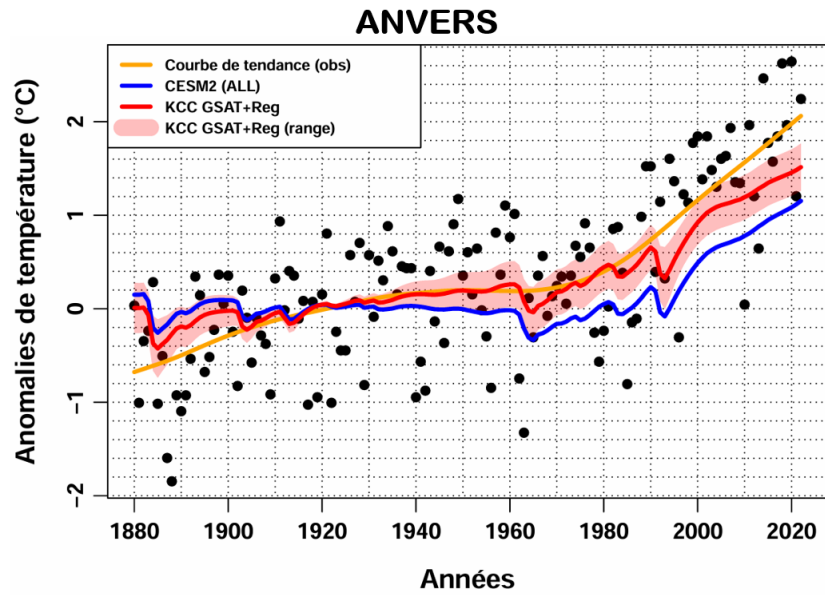
La distribution postérieure $p(x|y = y_0)$ peut alors être dérivée de la façon suivante :

$$p(x | y = y_0) \sim \mathcal{N} \left(\mu + \Sigma_x H' (H \Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} (y_0 - H \mu), \Sigma_x - \Sigma_x H' (H \Sigma_x H' + \Sigma_y)^{-1} H \Sigma_x \right)$$

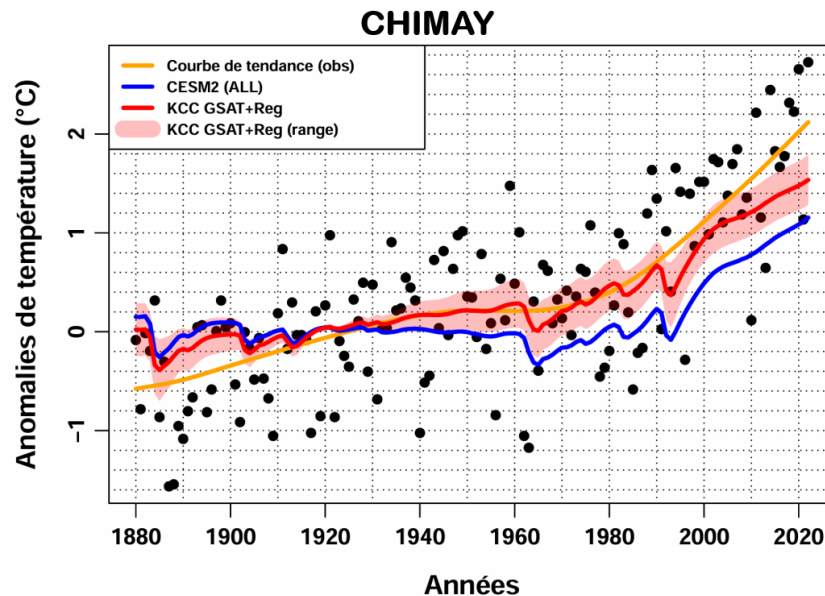
Figures supplémentaires



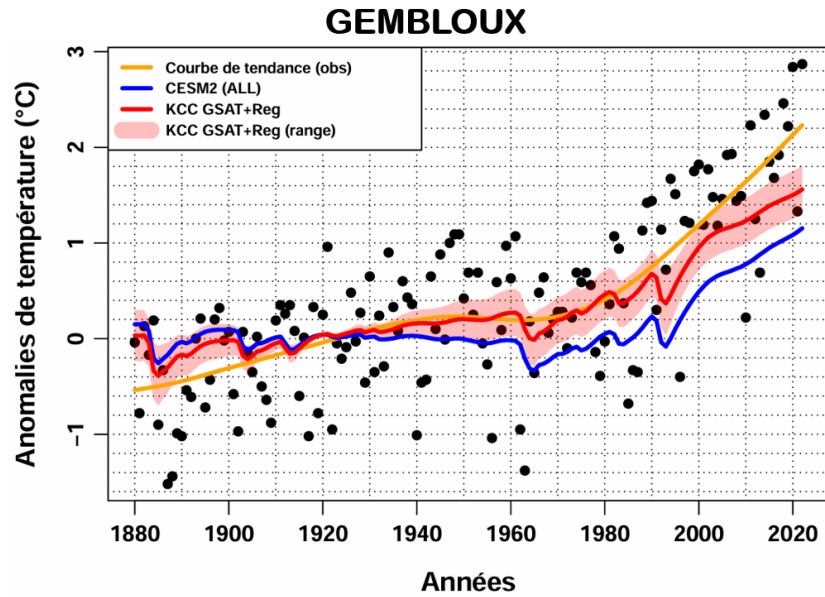
ANNEXE 1 - Comparaison des données observationnelles individuelles de chaque station météorologique de l'IRM avec le composite multi-stations. Les séries temporelles des huit stations sont présentées en gris. La série temporelle du composite est présentée en bleu.



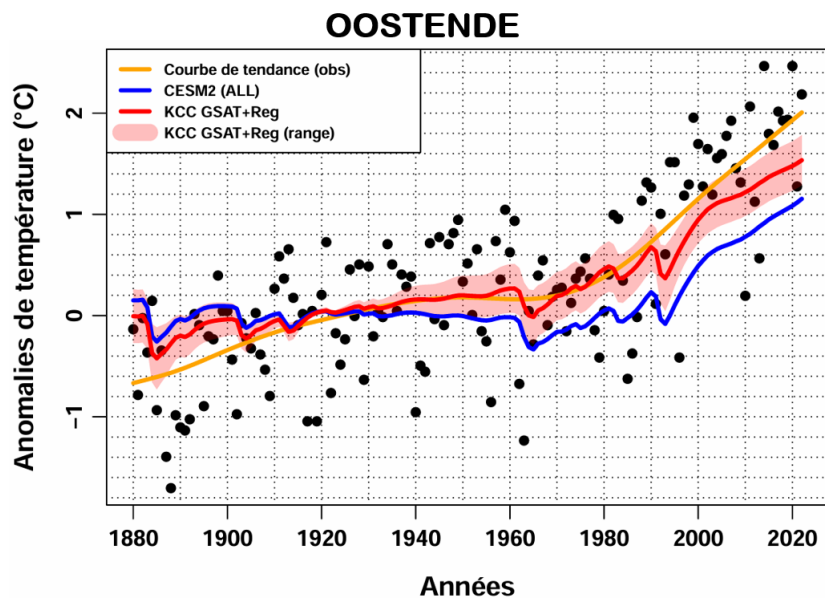
ANNEXE 2 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Anvers. Les observations issues de la station météorologique d'Anvers (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



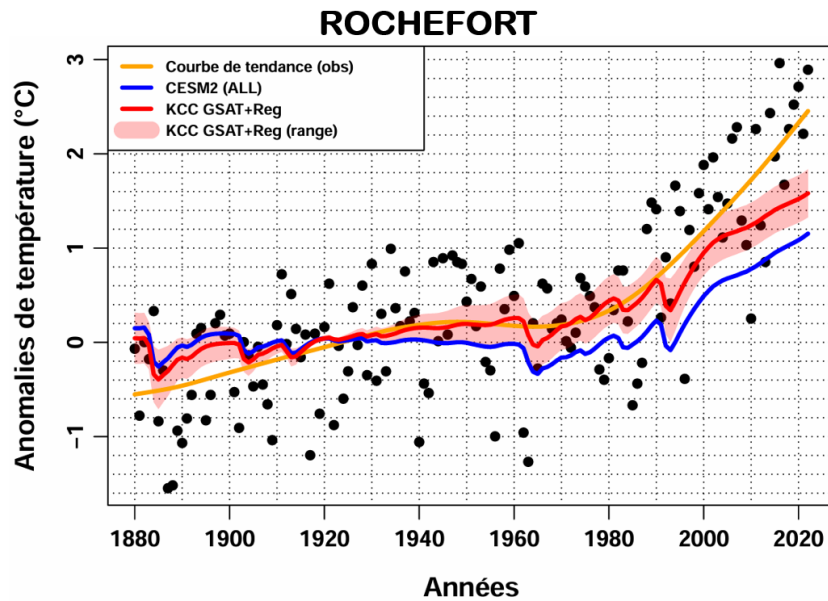
ANNEXE 3 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Chimay. Les observations issues de la station météorologique de Chimay (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



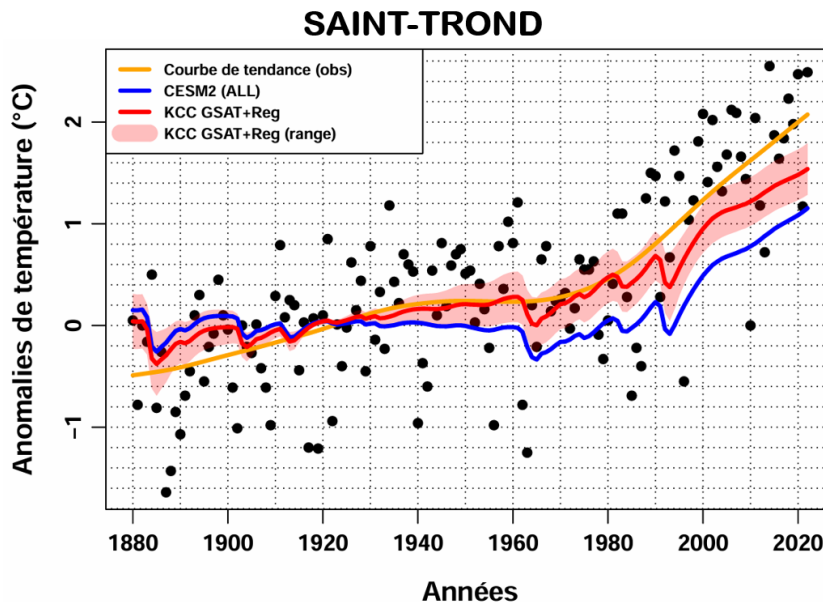
ANNEXE 4 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Gembloux. Les observations issues de la station météorologique de Gembloux (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



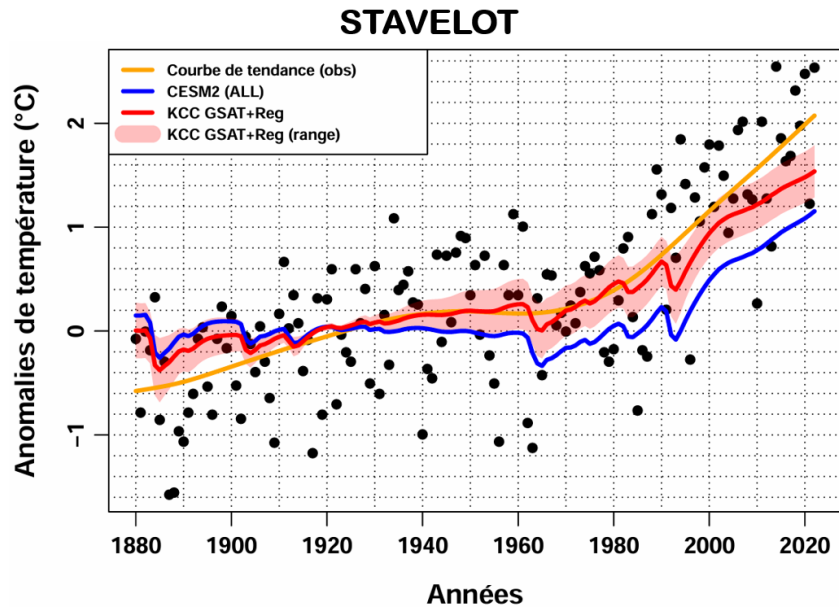
ANNEXE 5 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Oostende. Les observations issues de la station météorologique d'Oostende (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



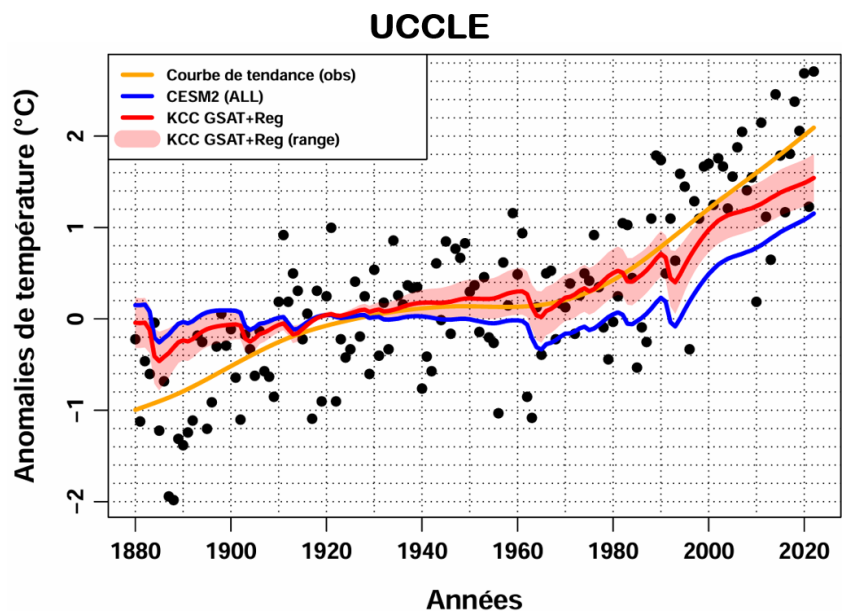
ANNEXE 6 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Rochefort. Les observations issues de la station météorologique de Rochefort (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



ANNEXE 7 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Saint-Trond. Les observations issues de la station météorologique de Saint-Trond (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



ANNEXE 8 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Stavelot. Les observations issues de la station météorologique de Stavelot (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.



ANNEXE 9 - Estimation du réchauffement de la température annuelle moyenne à Uccle. Les observations issues de la station météorologique de Uccle (points noirs) sont mises en comparaison avec plusieurs techniques d'estimation. Orange : tendance des observations via une spline de lissage ($df = 6$). Bleu : moyenne brute des réponses forcées du modèle CESM2 (en considérant tous les forçages). Rouge : réponses forcées contraintes par les observations globales et régionales, ainsi que la plage d'incertitude 5%-95% associée.

Autobiographie

Coordonnées

Arthur Villers, né le 22/11/2000

Rue de Fauquez 21, 1460 Ittre

arthur.villers@outlook.fr

+32 476 62 21 53

Scolarité et formation académique

2012-2018 : Études secondaires au Collège Sainte-Gertrude de Nivelles.

2018-2022 : Bachelier en sciences géographiques (orientation générale) à l'Université Catholique de Louvain.

2022-2024 : Master [120] en sciences géographiques (orientation climatologie), à finalité approfondie, à l'Université Catholique de Louvain.

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des sciences

Place des sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/sc