

Institut Royal Météorologique de Belgique

Vigilance Climatique

2015



Remerciements

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

Auteurs

Coordinateur : Christian Tricot

Chapitre 1 : Christian Tricot, Marc Vandiepenbeeck, Hans Van de Vyver et Luc Debontridder

Chapitre 2 : Steven Dewitte, Hugo De Backer, Roeland Van Malderen, Alexander Mangold et Joseph Hus

Chapitre 3 : Stéphane Vannitsem, Rozemien de Troch et Rafiq Hamdi

Chapitre 4 : François Brouyaux, Rozemien De Troch, Rafiq Hamdi, Emmanuel Roulin et Christian Tricot

Le coordinateur remercie les nombreux collègues qui ont relu, commenté et traduit les textes au fur et à mesure de leur rédaction, et en particulier Mesdames An Willems et Carine Beetens.



TABLE DES MATIÈRES

Introduction	2
Chapitre 1. L'évolution du climat en Belgique	4
1.1 Introduction	4
1.2 Tendances climatiques	5
1.2.1 Températures	5
1.2.2 Précipitations	14
1.2.3 Vent	21
1.2.4 Ensoleillement	24
1.3 Résumé	25
1.4 Perspectives	26
Chapitre 2. Observations contribuant à l'étude des mécanismes impliqués dans les changements climatiques.	28
2.1 Introduction	28
2.2 Rayonnement solaire	28
2.3 L'IRM et l'ozone	37
2.4 Recherche sur la vapeur d'eau à l'IRM	41
2.5 La recherche de l'IRM en Antarctique	43
2.6 Autres données climatiques mesurées par l'IRM	46
Chapitre 3. Recherches sur la prévision et la modélisation climatiques.	50
3.1 Introduction	50
3.2 La prévision du temps et du climat: généralités	52
3.3 Approche fondamentale de la dynamique de l'atmosphère et du climat	54
3.4 Modélisation régionale du climat	68
3.5 Conclusions générales	67
Chapitre 4. L'aide à la décision en météorologie et en climatologie	69
4.1 Introduction	69
4.2 L'horizon climatique	70
4.2.1 Le climat urbain	70
4.2.2 Le climat à l'échelle du pays	74
4.3 Météo et aide à la décision en cas d'événements extrêmes	78
4.4 Conclusion	84



INTRODUCTION

À côté de ses missions bien connues du public que sont les prévisions météorologiques et le suivi des phénomènes atmosphériques, l'Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM) participe également au monitoring et à l'étude du climat, comme l'ensemble des services météorologiques nationaux de par le monde. Si la météorologie est la science qui étudie les conditions de l'atmosphère au jour le jour, la climatologie est l'étude des propriétés statistiques du temps, sur un territoire donné, dans le passé comme dans le futur.

L'analyse des longues séries d'observations permet de détecter les éventuelles modifications du climat. Ainsi, on observe en particulier un réchauffement à la station d'Uccle depuis le début du 20^e siècle et les 18 années les plus chaudes se sont produites au cours des 26 dernières années. L'année 2014 fut la plus chaude jamais observée depuis le début des relevées à Bruxelles-Uccle en 1833, devant les années 2011, 2007 et 2006.

En 1979, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) organisait la première Conférence mondiale sur le climat, à Genève, dont la conclusion fut que les émissions anthropiques de gaz à effet de serre ont un impact à long terme sur le climat. Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou IPCC en anglais) fut créé dans ce cadre, en 1988. La mission du GIEC est de faire régulièrement l'état des connaissances scientifiques, relatives au climat actuel et à son évolution.

En novembre 2014, le GIEC a présenté à Copenhague le rapport de synthèse des trois livres de son 5^e rapport d'évaluation, respectivement consacrés aux évidences scientifiques, aux impacts et à l'adaptation, et aux solutions d'atténuation. Ce 5^e rapport illustre, comme les précédents, l'influence de l'homme sur le système climatique, les changements déjà observés et les impacts sur les systèmes physiques, biologiques, humains, les risques futurs et les moyens de les gérer par la combinaison d'actions d'atténuation et d'adaptation¹.

La Belgique n'est pas en reste face à l'importance que les questions climatiques ont prise. En 2009, elle a adopté un Plan national Climat. Dans ce cadre, la Commission Nationale Climat (CNC) a créé un groupe de travail chargé de définir une Stratégie nationale d'adaptation. Celle-ci a été adoptée en 2010 par la CNC et poursuit 3 objectifs : une meilleure cohérence entre les activités d'adaptation en Belgique, une meilleure communication au niveau national, européen et international et l'élaboration d'un Plan national d'adaptation. Ce Plan est actuellement en cours de finalisation.

En 2009, à Genève, devant l'importance croissante des enjeux climatiques, la troisième Conférence mondiale sur le climat a lancé le Cadre mondial pour les services climatologiques (GFCS en anglais). L'objectif est de fournir aux décideurs et aux autres utilisateurs des données et des informations climatologiques de qualité, adaptées à leurs besoins, pour les aider à faire face aux risques liés au climat et à prendre des décisions en connaissance de cause. Le Cadre mondial est une initiative onusienne dirigée par l'OMM qui vise plus particulièrement à coordonner les efforts déployés à l'échelle mondiale pour atteindre les objectifs définis.

Dans ce cadre, au niveau belge, la création d'un Centre d'Excellence climatique est envisagée afin de répondre aux engagements que la Belgique a pris et de répondre à ce besoin clairement identifié. L'IRM entend apporter son expertise aussi bien au niveau des utilisateurs citoyens, scientifiques, preneurs de décisions, acteurs économiques ou institutionnels.

L'importance prise par la problématique du climat depuis plusieurs années déjà, couplée à sa médiatisation croissante et aux questionnements légitimes qu'elle engendre, avait amené l'IRM, en 2008, à publier un premier rapport sur ses activités dans le domaine du climat, baptisé « Vigilance climatique ». Ce document visait avant toute chose à *« informer le grand public et les décideurs belges de l'apport scientifique et opérationnel de l'IRM aux efforts collectifs internationaux de veille climatique, ainsi qu'aux progrès dans la compréhension des bases physiques de notre climat »*. Le présent document poursuit les mêmes objectifs et est une mise à jour complète du rapport de 2008.

¹ Par « atténuation », on entend les mesures visant à réduire la pression anthropique sur le climat, c'est-à-dire la réduction des émissions des gaz à effet de serre. Par « adaptation », on entend les stratégies permettant aux systèmes humains d'éviter les effets préjudiciables du changement climatique et d'en exploiter les opportunités bénéfiques.



Le contenu des différents chapitres de cette brochure se présente comme suit :

1. La description des principales évolutions du climat décelables en Belgique, par l'analyse des plus longues séries de données climatiques observées en surface (chapitre 1) ;
2. Les observations et la recherche que l'IRM mène à l'échelle internationale sur le rayonnement solaire, le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, la vapeur d'eau, l'ozone atmosphérique, les aérosols, le magnétisme, les rayons cosmiques (chapitre 2) ;
3. La recherche en climatologie dynamique et la modélisation climatique régionale que mène l'IRM dans le cadre de programmes de recherche internationaux (chapitre 3) ;
4. Une série d'exemples concernant les apports de l'IRM quant à l'aide à la décision en météorologie et en climatologie, pertinents dans le cadre de la prévention des phénomènes extrêmes ou de celui de l'adaptation de notre société aux évolutions du climat et de sa variabilité (chapitre 4).

En espérant que ce rapport vous informera de manière utile sur un sujet scientifique dont l'actualité revient régulièrement sur le devant de la scène, nous vous en souhaitons une excellente lecture.

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

CHAPITRE 1. L'ÉVOLUTION DU CLIMAT EN BELGIQUE

1.1 Introduction

Le climat de notre pays a-t-il changé ? Change-t-il ? Les pluies orageuses sont-elles plus abondantes, plus fréquentes ? Y a-t-il plus de vagues de chaleur ? Voici quelques exemples de questions souvent posées à l'IRM depuis que la problématique des changements de climat revient régulièrement à la une des médias.

Pour essayer de répondre à ces questions, nous présenterons dans le présent chapitre le résultat de plusieurs analyses de tendance depuis le début du 20^e siècle, menées pour une série de paramètres climatologiques. L'étude du climat d'une région et de son évolution n'est cependant possible que si l'on dispose de séries d'observations de bonne qualité et de longueur suffisante. Dès lors, avant de présenter les résultats des analyses de tendance, nous décrirons brièvement les principaux réseaux d'observations dont les informations peuvent être utilisées par les scientifiques.

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

L'IRM a réalisé des études de qualité approfondies sur les séries d'observations de Saint-Josse-ten-Noode/Uccle pour « homogénéiser » au mieux ces séries. L'homogénéisation d'une série climatologique consiste à éliminer les tendances temporelles qui apparaissent dans la série du fait de divers facteurs non climatiques². À titre d'exemple, le déplacement de la station de Saint-Josse-ten-Noode vers le site d'Uccle a introduit une modification dans les valeurs des températures du fait d'un changement des caractéristiques environnementales (altitude, dégagement du site...). Pour remédier à cela, des mesures de températures ont été menées en parallèle sur les deux sites, de 1886 à 1890. Après analyse des différences entre les mesures conjointes, les températures moyennes mensuelles mesurées à Saint-Josse-ten-Noode de 1833 à 1885 ont été « corrigées » pour les « raccorder » aux relevés effectués par la suite à Uccle. Grâce à ce travail, on dispose ainsi d'une série thermométrique de plus de 180 ans dont l'analyse permet de déceler, sur cette période, une éventuelle tendance climatique pour la température dans la région bruxelloise.

Des renseignements très utiles pour l'étude des climats régionaux et leur évolution sont tirés des données de mesures fournies par le réseau climatologique belge. Ce réseau, qui compte aujourd'hui plus de 250 stations, a vu le jour dans les années 1870. Il est composé d'observateurs quasi bénévoles qui effectuent consciencieusement tous les jours, vers 8 heures du matin, un certain nombre de relevés, dont la quantité de précipitations tombées en 24 heures et, pour certains d'entre eux, les températures extrêmes atteintes au cours de la journée. L'intérêt de ce réseau est de couvrir l'ensemble du territoire belge, mais l'homogénéité des séries est moins assurée que dans le cas d'Uccle. Le nombre de stations pour lesquelles nous disposons de séries de plus de 50 ans est également relativement restreint.

Enfin, sur les aéroports de la Force Aérienne (aviation militaire) et de Belgocontrol (aviation civile), des observateurs professionnels suivent l'évolution du temps et transmettent à l'IRM de précieuses informations à ce sujet. La quinzaine de stations concernées sont, pour la plupart, opérationnelles depuis plusieurs décennies ; leur site de mesures est souvent bien dégagé, hors de l'influence perturbatrice d'obstacles trop proches.

² On dit que de tels facteurs sont à l'origine d'« hétérogénéités » dans la série.

1.2 Tendances climatiques

L'analyse statistique des plus longues séries climatologiques de Saint-Josse-ten-Noode/Uccle et des séries de données de quelques autres stations dans le pays permet à l'IRM d'assurer la « surveillance » du climat belge et l'analyse de son évolution. Dans le contexte actuel de l'étude des changements climatiques à l'échelle planétaire³, nous allons répondre, lorsque cela est possible, aux interrogations les plus fréquentes du public et des médias quant à l'évolution du climat belge.

1.2.1 Températures

Les températures augmentent-elles ?

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

Pour répondre à la question posée, le plus intéressant est d'examiner les longues séries de températures de Saint-Josse-ten-Noode et d'Uccle. La figure 1.1 donne tout d'abord l'évolution entre 1833 et 2014 de la température moyenne annuelle. La température a été ramenée sur toute la période considérée à celle mesurée dans un abri thermométrique fermé standard. On observe un réchauffement global d'environ 2°C sur la période considérée. L'élévation de la température ne s'est pas faite de manière régulière, elle s'est produite en deux étapes relativement abruptes : une première augmentation très significative⁴ vers 1910 et une seconde, également très marquée, à la fin des années 1980. Dans les deux cas, l'augmentation de température a été de l'ordre de 1°C. Les différentes périodes de relative stabilité de la température sont représentées sur la figure 1.1 par des segments de droites horizontales, qui donnent la valeur moyenne de la température moyenne annuelle sur chacune de ces périodes.

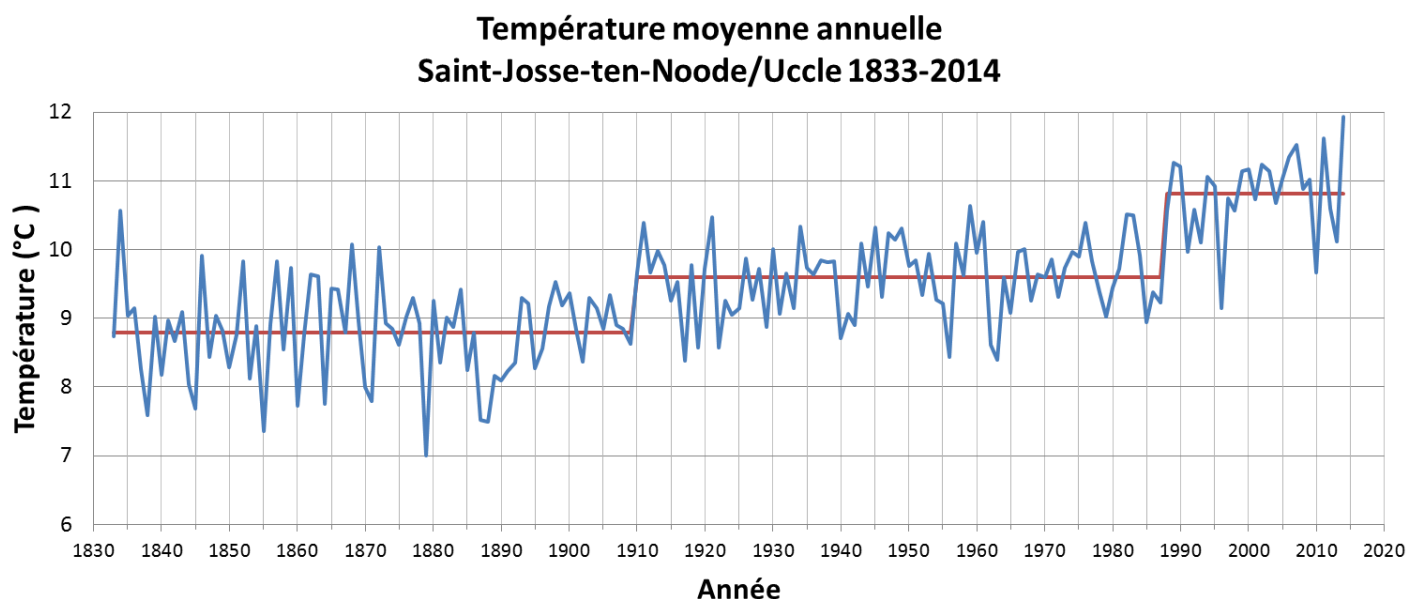


Figure 1.1. Température moyenne annuelle (en °C) à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1833-2014.

3 Pour ce sujet, nous référons les lecteurs aux derniers rapports des experts du GIEC parus en 2014 et disponibles sur le site web <http://www.ipcc.ch/>

4 Dans la suite du texte, on dira que la tendance ou l'évolution d'un paramètre est « significative » ou « marquée » ou « nette » si le résultat de l'analyse statistique de la série d'observations de ce paramètre indique que la tendance est statistiquement « significative ». Si la tendance d'un paramètre est statistiquement « très significative », on dira que sa tendance est « très significative » ou « très marquée » ou « très nette ». Dans les autres cas, on dira que le paramètre ne présente pas de tendance significative ou qu'il est « stable ». Pour plus de détails, le lecteur est renvoyé dans le présent chapitre à l'encadré « Détection statistique d'une modification climatique ».

L'examen des séries de températures saisonnières indique que les températures moyennes hivernale et printanière ont également connu, comme la température annuelle, un premier réchauffement relativement abrupt et très marqué vers 1910 et un second vers la fin des années 1980. L'été et l'automne ont aussi connu deux réchauffements très marqués, mais le premier s'est produit vers 1925-1930 et le second vers le début des années 1980.

En résumé, on peut conclure à une élévation indiscutable des températures saisonnières et annuelle à Uccle depuis le 19^e siècle. Cette augmentation s'est produite en deux étapes : tout d'abord un premier réchauffement au début du 20^e siècle et un second, d'amplitude assez similaire, dans les années 1980. L'analyse des données d'autres stations, disponibles sous forme digitale depuis le milieu des années 1950, montre que le réchauffement des années 1980 s'est produit de manière générale dans le pays.

Depuis la fin des années 1980, la moyenne des températures annuelles est de 10,8°C, soit environ 2,0°C de plus que la moyenne sur la période 1833-1910, c'est-à-dire avant le premier réchauffement significatif observé à Bruxelles-Uccle. Concernant le passé récent, l'année 2014 fut la plus chaude depuis le début des observations à Bruxelles-Uccle (la température a atteint 11,9°C). Les six autres années les plus chaudes sont respectivement : 2011 (11,6°C), 2007 (11,5°C), 2006 (11,4°C), 1989 (11,3°C), 2002 et 1990 (11,2°C). Les 4 années les plus chaudes se sont produites après 2005 et les 18 années les plus chaudes après 1988, soit au cours des 26 dernières années.

Détection statistique d'une modification climatique

L'étude des changements de climat nécessite une analyse de la structure interne des séries temporelles climatologiques exemptes d'hétérogénéités. Deux tests sont utilisés conjointement dans cette étude pour déterminer le comportement des séries étudiées. Ils sont connus sous les noms de test de Pettitt et de test de Mann-Kendall. Pour plus d'informations, nous renvoyons le lecteur à la bibliographie spécialisée en fin de chapitre.

Les changements dans une série peuvent être dus soit à une hétérogénéité, liée à une modification du site, des instruments utilisés ou de la méthode d'observation, soit – si toutes ces raisons ont pu être écartées – à un changement dans les types de temps dont la moyenne et les extrêmes déterminent les conditions climatiques d'une région. Dans ce dernier cas, schématiquement, les changements de climat peuvent se présenter sous diverses formes (éventuellement combinées) :

- progressive (tendance plus ou moins linéaire à la hausse ou à la baisse),
- abrupte (un ou plusieurs « sauts », à la hausse ou à la baisse),
- cyclique (tendances consécutives à la hausse et à la baisse).

Globalement, sur l'ensemble de la période étudiée, la série peut présenter ou non une tendance à la hausse ou à la baisse. Dans les discussions des analyses de tendance, on sera parfois amené à distinguer les tendances temporaires au sein de la période considérée et la tendance globale sur l'ensemble de la période.

Lors de l'application des tests statistiques mentionnés précédemment, on détermine un seuil à partir duquel on considère que l'on observe dans la série un changement significatif. Le plus souvent, on considère une valeur clé du test statistique qui correspond à la probabilité d'obtenir cette valeur de la statistique en l'absence de changement (typiquement 5% ou 10%). Dans le présent chapitre, un résultat est dit *statistiquement significatif* ou *très significatif* si la probabilité d'avoir détecté de manière erronée un changement est au plus, respectivement, égale à 10 % ou 5 % (c'est-à-dire que le pourcentage de chance que le changement détecté ne soit dû qu'au hasard, et non à un réel changement climatique, est au plus égal, respectivement, à 10 % ou 5 %).

Si l'on examine les séries des températures extrêmes à Uccle depuis 1901, on remarque que le réchauffement au cours de la première moitié du 20^e siècle est principalement à mettre en relation avec une augmentation très significative des températures maximales, alors que celui des années 1980 est lié à une augmentation très marquée à la fois des températures maximales et minimales. Il serait intéressant de vérifier si les modèles climatiques qui simulent l'évolution du climat depuis le début du 20^e siècle reproduisent, au-dessus de nos régions, ce comportement différencié et permettent de l'expliquer physiquement.



L'augmentation des températures minimales au cours du 20^e siècle se marque également dans les dates des premier et dernier jours de gel au cours de l'année. Nous utiliserons ici les températures minimales journalières mesurées depuis 1901 dans un abri semi-ouvert, situé dans le parc climatologique de l'IRM. Cette série est la plus homogène en ce qui concerne les relevés journaliers des températures extrêmes (températures minimales et maximales).

La figure 1.2 donne l'évolution annuelle depuis 1901 de la date du dernier jour de gel à Uccle, à la sortie de l'hiver. Ces dernières décennies, la fin de la période de gel a eu tendance à se produire plus tôt dans l'année. L'analyse statistique de la série d'observations indique que cette tendance est principalement due à deux sauts, relativement abrupts, le premier, marqué, vers 1980 et le second, très marqué, vers 2000. La sortie de la période de gel a été exceptionnellement précoce en 2014.

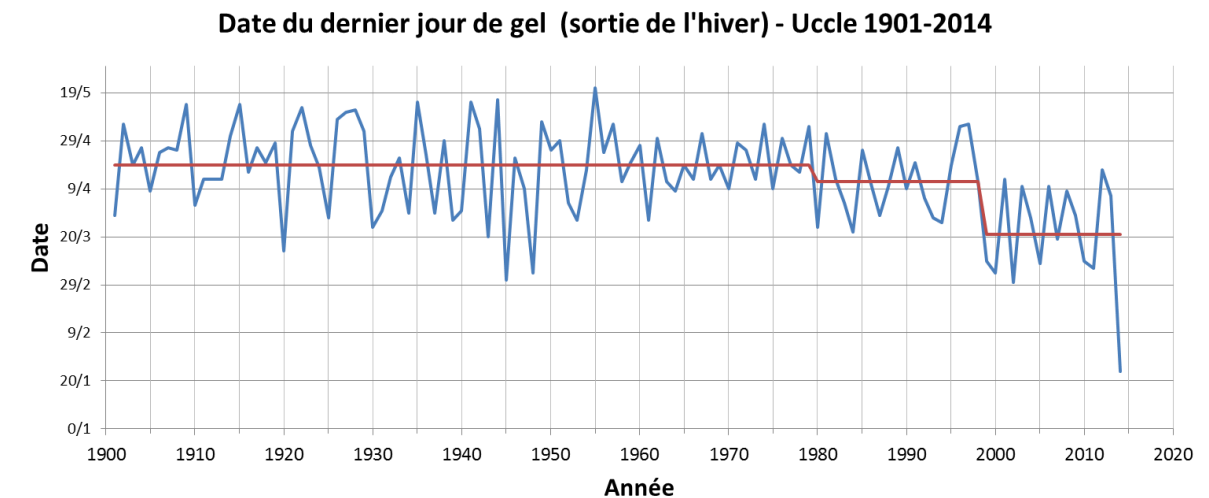


Figure 1.2. Date du dernier jour de gel (température minimale inférieure à 0°C) à la sortie de l'hiver à Uccle, sur la période 1901-2014.

De même, la figure 1.3 montre que l'évolution annuelle depuis 1901 de la date du premier jour de gel, à l'approche de l'hiver, est également cohérente avec l'augmentation des températures. Au cours du 20^e siècle, le début de la période de gel en fin d'année a eu tendance à se produire à une date plus tardive. Comme l'analyse de tendance l'indique, cette évolution est principalement due à un saut relativement abrupt et très marqué dans les années 1950.

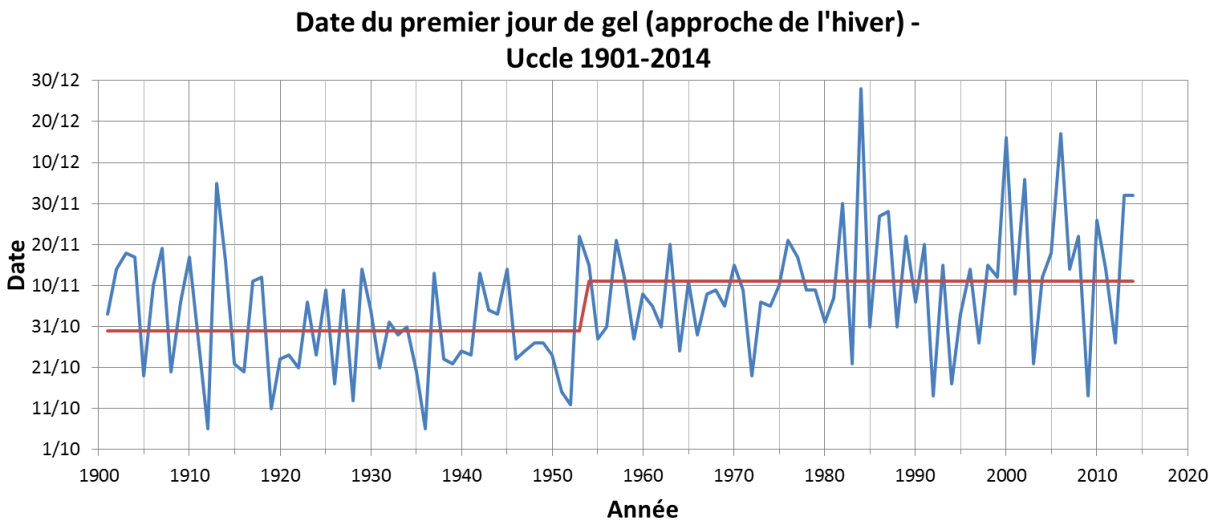


Figure 1.3. Date du premier jour de gel (température minimale inférieure à 0°C) à l'approche de l'hiver à Uccle, sur la période 1901-2014.

La conséquence de l'évolution des dates de fin et de début des périodes de gel au cours de l'année est un allongement, au cours du 20^e siècle, de la durée maximale annuelle de jours consécutifs sans gel. Pour ce paramètre, deux sauts abrupts sont détectés : le premier, significatif, vers 1955 et le second, très net, vers la fin des années 1990.

Pour terminer, on peut se demander si l'urbanisation de la région bruxelloise n'a pas contribué, au moins en partie, au réchauffement observé à Uccle. Des études théoriques récentes menées à l'IRM indiquent en effet que l'augmentation des surfaces imperméables dans la Région de Bruxelles-Capitale a pu conduire dans cette région urbaine, depuis les années 1960, à un réchauffement plus important que dans la région rurale environnante (Hamdi *et al.*, 2009; Hamdi and Van de Vyver, 2011). Quelques résultats de ces études sont présentés dans le chapitre 4, illustrant en particulier un impact plus important de l'urbanisation sur les températures minimales.

Y a-t-il plus de vagues de chaleur ?

Pour examiner s'il y a une évolution de la fréquence et de l'intensité des vagues de chaleur, on dispose pour la station d'Uccle de plusieurs séries de mesures thermométriques journalières, sur des périodes plus ou moins longues. Comme pour les dates des jours de gel, nous utiliserons ici également les températures extrêmes journalières mesurées depuis 1901 dans l'abri semi-ouvert, situé dans le parc climatologique de l'IRM.

Examinons tout d'abord l'évolution depuis 1901 du nombre de jours par an où la température maximale a atteint au moins 25°C (cf. figure 1.4), c'est-à-dire ce qu'on appelle le *nombre annuel de jours d'été*.

La figure 1.4 montre qu'après le réchauffement estival des années 1980, le nombre de jours d'été a nettement augmenté. Elle montre également que des valeurs similaires aux valeurs les plus élevées observées au début du 21^e siècle l'ont déjà été dans le passé, mais de manière ponctuelle (le record absolu date de 1947). On observe une variabilité importante à l'échelle de quelques décennies : après une augmentation du paramètre relativement abrupte à la fin des années 1920, une baisse est observée au début des années 1950 et, finalement, une nouvelle hausse, très significative, se produit dans les années 1980 et elle se maintient par la suite. L'année 2014 se distingue par une valeur relativement faible de ce paramètre.

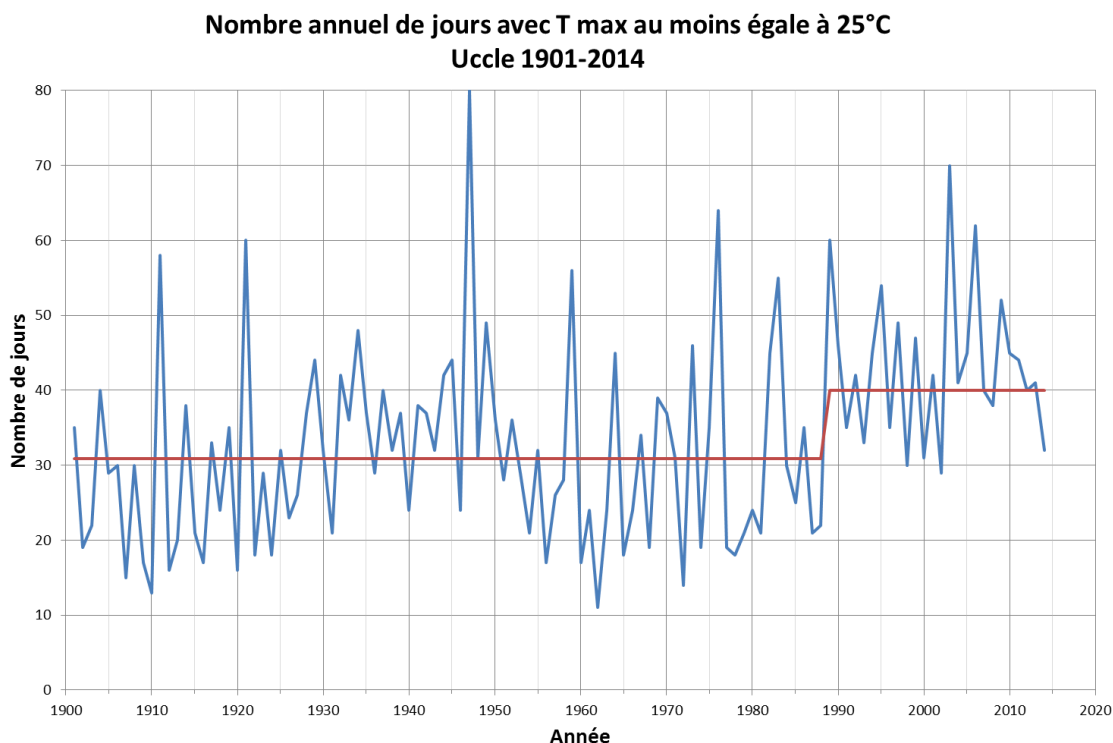


Figure 1.4. Nombre annuel de jours d'été (température maximale au moins égale à 25°C) à Uccle, sur la période 1901-2014.

Un constat général similaire s'applique également au *nombre annuel de jours de canicule*, c'est-à-dire au nombre de jours par an où la température maximale est supérieure ou égale à 30°C.

Comme dans le cas des températures maximales, des températures nocturnes élevées ne sont pas sans incidence sur la santé des populations à risque. La figure 1.5 montre l'évolution depuis 1901 du nombre de jours par an où la température minimale journalière a atteint au moins 15°C. La tendance à l'augmentation de ce paramètre depuis le début du 20^e siècle est indiscutable, avec un premier « saut » à la hausse très marqué vers le milieu des années 1930 et, surtout, un second saut à la hausse, également très marqué, au début des années 1980.

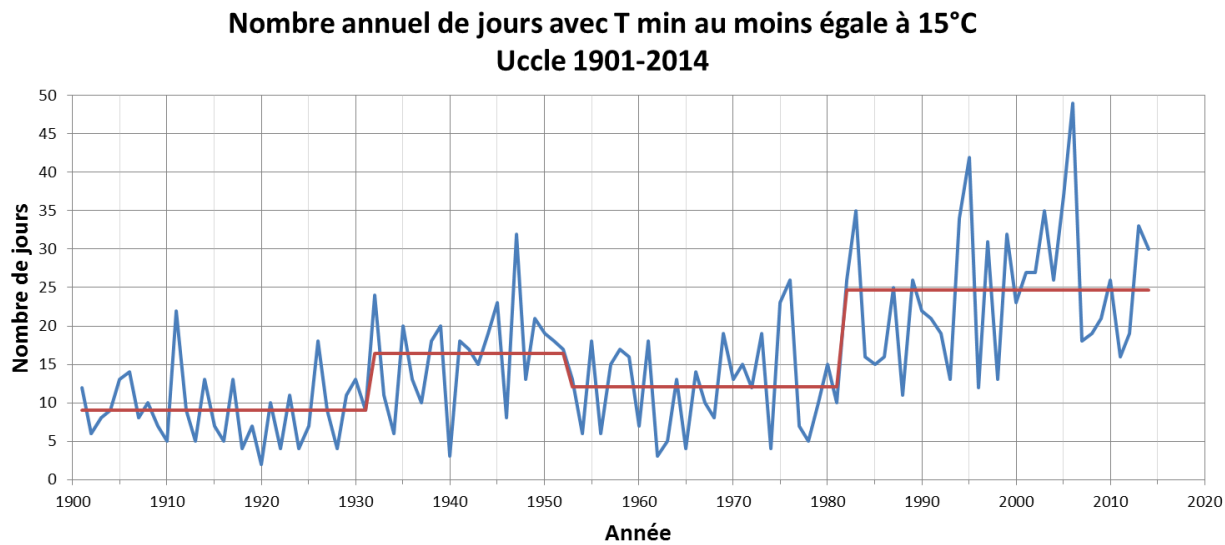


Figure 1.5. Nombre annuel de jours avec une température minimale au moins égale à 15°C à Uccle, sur la période 1901-2014.

Examinons maintenant l'évolution des vagues de chaleur. On définira ici une vague de chaleur de manière simple, comme une période d'au moins cinq jours consécutifs au cours de laquelle les deux critères suivants sont vérifiés simultanément :

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

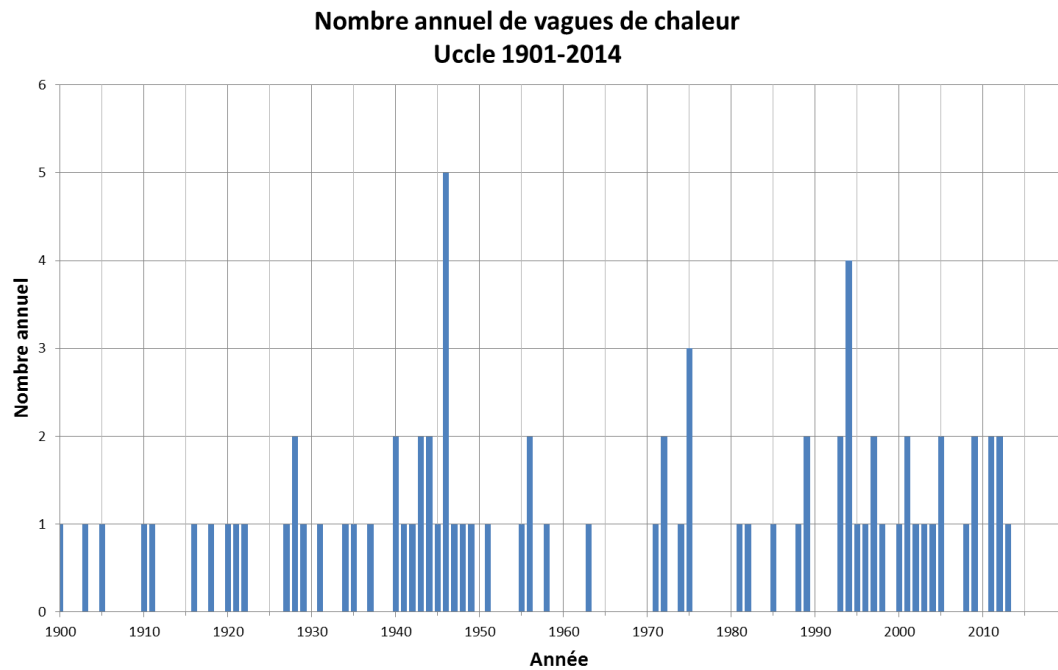


Figure 1.6. Nombre annuel de vagues de chaleur à Uccle, sur la période 1901-2014.

La figure 1.6 donne l'évolution du nombre annuel de vagues de chaleur à Uccle depuis 1901. On observe une variabilité importante d'une année à l'autre. En moyenne, depuis le début du 20^e siècle, il y a au moins une vague de chaleur environ une année sur deux. L'analyse de tendance indique une hausse significative de ce paramètre vers le début des années 1990. On remarque que les vagues de chaleur furent relativement fréquentes principalement dans les années 1940 et à nouveau depuis une vingtaine d'années.

Y a-t-il moins de vagues de froid ?

Nous utiliserons ici encore, pour examiner cette question, les températures extrêmes journalières mesurées depuis 1901 dans l'abri semi-ouvert situé dans le parc climatologique de l'IRM.

Examinons tout d'abord l'évolution depuis 1901 du nombre de jours par an où la température minimale est descendue en dessous de 0°C (cf. figure 1.7). C'est ce qu'on appelle le *nombre annuel de jours de gel*.

Une diminution indiscutable de ce paramètre est observée depuis le début du 20^e siècle, avec un saut abrupt très net détecté statistiquement vers 1970. La valeur la plus faible est observée en 2014.

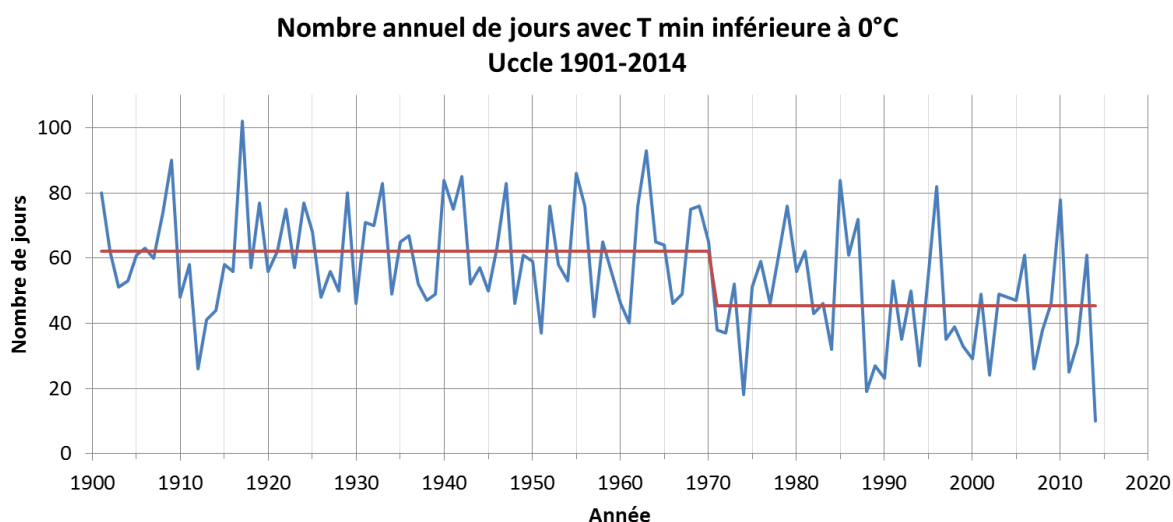


Figure 1.7. Nombre annuel de jours de gel (température minimale inférieure à 0°C) à Uccle, sur la période 1901-2014.

Examinons maintenant la question des vagues de froid. À l'instar d'une vague de chaleur, on définira ici une vague de froid de manière simple, comme une période d'au moins cinq jours consécutifs au cours de laquelle les deux critères suivants sont vérifiés simultanément :

- la température minimale est négative chaque jour (c'est-à-dire que chaque jour est un *jour de gel*),
- la température maximale est négative au moins à trois reprises durant la période considérée (c'est-à-dire qu'on a au moins trois *jours d'hiver* sur la période, au cours desquels il gèle donc en permanence).

La figure 1.8 donne l'évolution du nombre annuel de vagues de froid à Uccle depuis 1901. Pour ce paramètre également, on observe une variabilité importante d'une année à l'autre. En moyenne, depuis le début du 20^e siècle, il y a presque chaque année au moins une vague de froid. L'analyse de tendance indique une diminution de la fréquence des vagues de froid, avec un saut marqué à la baisse vers le début des années 1970.

Il est intéressant de remarquer que le réchauffement qui se produit en hiver et au printemps au début du 20^e siècle n'a pas conduit en même temps à une diminution durable du nombre de vagues de froid, alors qu'une diminution de ce type semble plus clairement être associée au réchauffement de la fin du 20^e siècle.

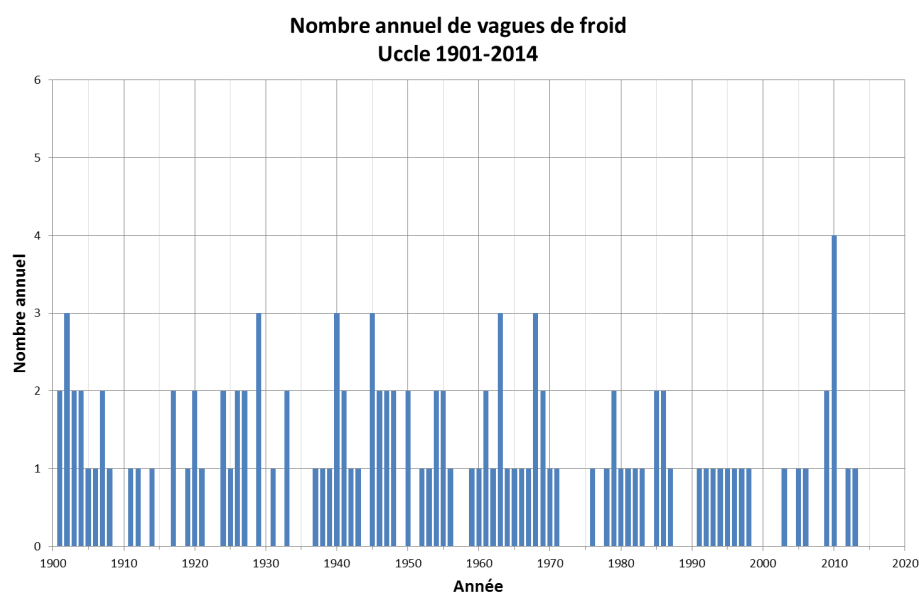


Figure 1.8. Nombre annuel de vagues de froid à Uccle, sur la période 1901-2014.

Les températures journalières extrêmes évoluent-elles ?

En complément à l'analyse des séries thermométriques de la station d'Uccle, une étude récente a examiné l'évolution, depuis les années 1950, des températures extrêmes journalières mesurées dans le réseau climatologique belge (Van de Vyver, 2012). Plus précisément, on a examiné comment, chaque année, la température journalière maximale la plus élevée et la température journalière minimale la plus basse ont évolué au cours des six dernières décennies ; c'est-à-dire depuis le moment où l'on dispose de données de températures journalières sous forme digitale dans la banque de données de l'IRM. Les observations provenant de 9 stations réparties dans le pays et répondant favorablement aux critères de qualité les plus élevés ont été utilisées pour cette étude.

En premier lieu, des relations statistiques ont été trouvées entre les températures extrêmes analysées et les caractéristiques de la circulation atmosphérique à grande échelle, illustrées notamment par l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO, cf. l'encadré). Un résultat important de cette analyse des valeurs extrêmes concerne la manière différente dont les températures extrêmes chaudes et froides évoluent dans le temps.

NAO

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est un schéma de circulation atmosphérique à grande échelle qui est important pour le temps qui se produit en Europe de l'Ouest, surtout en hiver et dans une moindre mesure en été. L'indice NAO est une mesure de la différence de pression atmosphérique entre la zone dépressionnaire islandaise et la zone de haute pression des Açores (Hurrell, 2012). En Belgique, la température est généralement relativement basse lorsque la valeur de l'indice est basse et relativement élevée lorsque l'indice est élevé. Comme la figure 1.9 le montre, l'indice NAO a évolué au cours des 150 dernières années selon des variations cycliques irrégulières avec des échelles de temps allant jusqu'à 10 ans. Cela explique que, parfois, une période caractérisée par une série d'hivers relativement doux puisse être suivie, ensuite, par une série d'hivers plus froids.

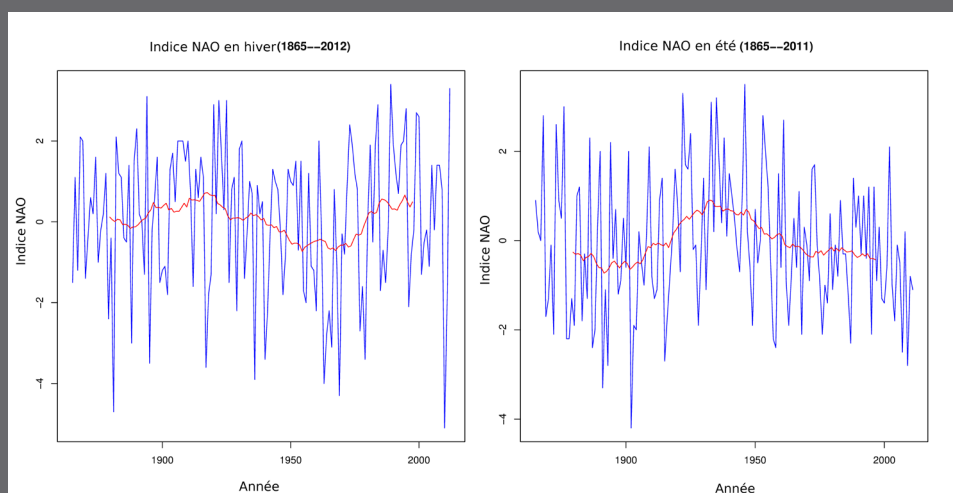


Figure 1.9. En bleu, l'évolution de l'indice NAO depuis 1860 (à gauche, moyenne en hiver et à droite, moyenne en été). En rouge, les moyennes glissantes de ces indices sur 30 ans.

Pour les extrêmes annuels des maxima, une augmentation linéaire moyenne d'environ 0,4°C par décennie est observée. Cette tendance linéaire ne peut pas être reliée à l'évolution de l'indice NAO en été, puisque celui-ci ne montre pas d'évolution sur la période étudiée), mais elle pourrait éventuellement plutôt être attribuée à l'évolution de facteurs externes, comme la concentration des gaz à effet de serre.

Par contre, ce n'est pas le cas pour les extrêmes des températures froides qui montrent, comme l'indice NAO en hiver, un comportement beaucoup plus variable et irrégulier. Ceci rend plus compliquée la mise en évidence d'un changement climatique sur la période considérée. De manière schématique, on observe des oscillations significatives pour les extrêmes des minima, caractérisées surtout par des extrêmes hivernaux très froids dans les années 1960 et 1980. En moyenne, on observe néanmoins globalement une augmentation de ce paramètre entre les années 1950 et aujourd'hui. On peut corrélérer en grande partie cette tendance à des valeurs plus douces pour les minima extrêmes annuels avec la tendance à l'augmentation de l'indice NAO en hiver.

Il faut également signaler que les réchauffements les plus marqués subis par les extrêmes de températures, en été comme en hiver, se sont produits principalement durant la période entre le milieu des années 1980 et la fin des années 1990. Depuis lors, il ne s'est plus produit de changement significatif dans les valeurs extrêmes de la température, et une pause relative dans le réchauffement semble s'être produite.

Pour replacer l'évolution du climat belge dans un contexte plus large, nous devons étudier le comportement de séries beaucoup plus longues. Les résultats de l'étude dont nous venons de parler ont été obtenus à partir de séries d'observations couvrant seulement 60 ans. Pour la station d'Uccle, il existe des séries de températures extrêmes journalières plus longues (à partir de 1833), mais elles présentent de nombreux défauts d'homogénéité. Demarée *et al.* (2002) ont tenté de reconstruire une longue série homogène de données journalières de températures pour le centre de la Belgique (série CBT). Nous discutons ici quelques résultats obtenus à partir de cette longue série.

Les figures 1.10 et 1.11 donnent respectivement les valeurs extrêmes annuelles des températures minimales et maximales journalières à Uccle pour la période 1878-2012. En plus des oscillations à courtes périodes de l'indice NAO, on peut détecter dans les figures une fluctuation à plus grande période de temps: il s'agit de l'Oscillation Atlantique Multidécennale (OMA) qui présente une période de plusieurs décennies (70 ans). Cette Oscillation naturelle a été découverte assez récemment par Schlesinger and Ramankutty (1994). Il n'est pas impossible que la stagnation actuelle de la température mondiale depuis la fin des années 1990 soit due au cycle de cette Oscillation. Quoi qu'il en soit, à plus long terme, les extrêmes annuels des températures minimales et maximales présentent une croissance linéaire significative sur toute la période.

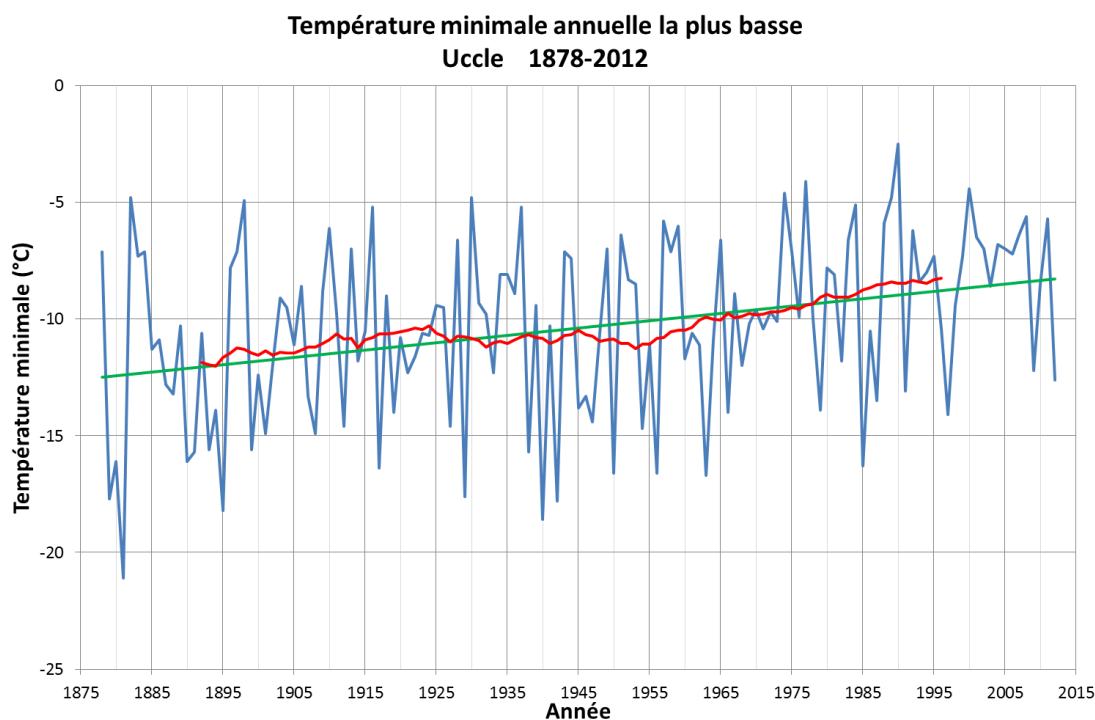


Figure 1.10. Evolution de la température minimale extrême annuelle à Uccle sur la période 1878-2012.
En vert, la droite de tendance et en rouge, la moyenne glissante sur 30 ans pour ce paramètre.

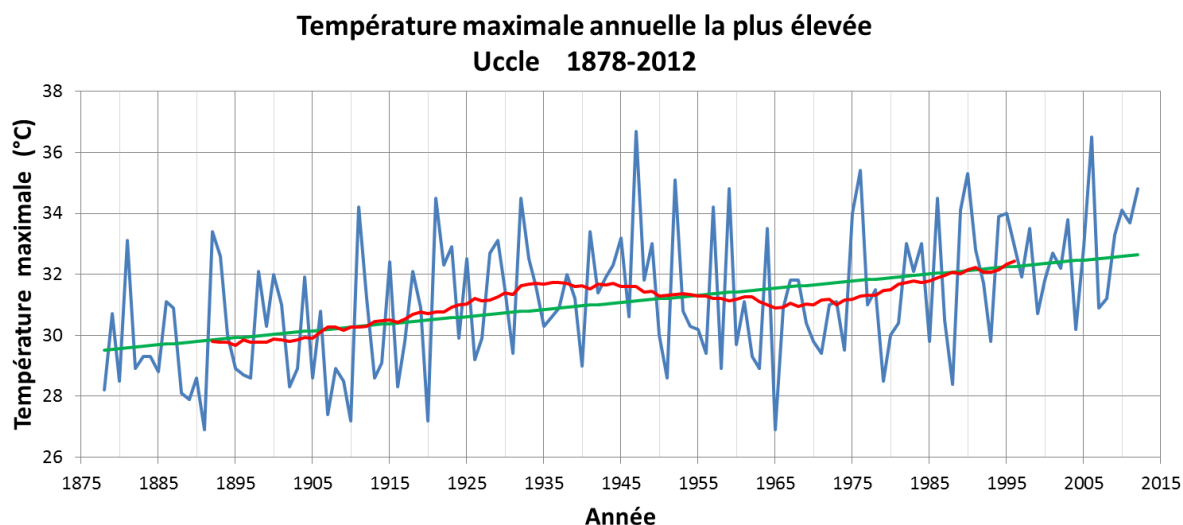


Figure 1.11. Evolution de la température maximale extrême annuelle à Uccle sur la période 1878-2012.
En vert, la droite de tendance et en rouge, la moyenne glissante sur 30 ans pour le paramètre.

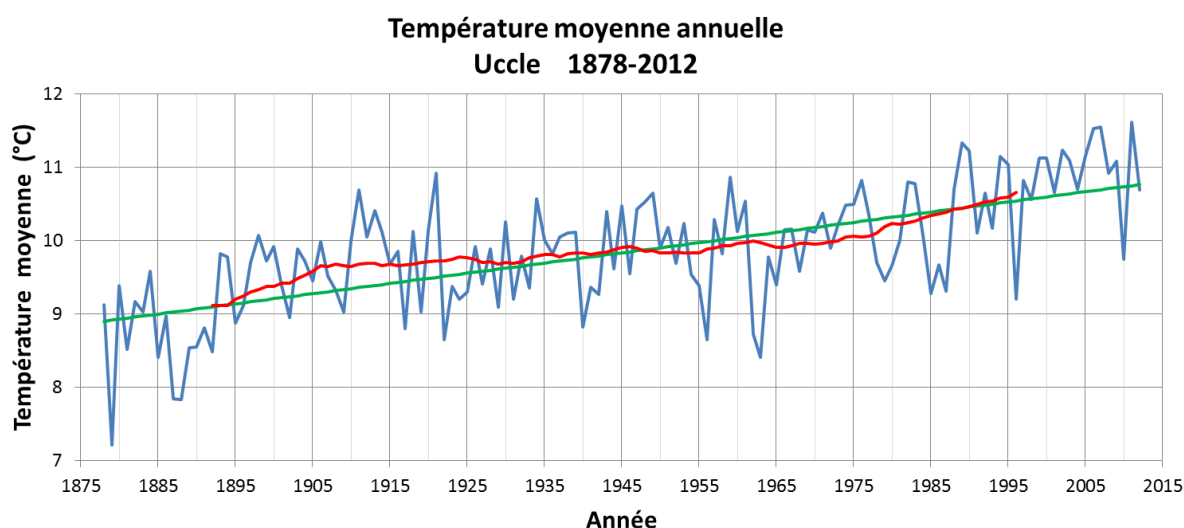


Figure 1.12. Evolution de la température moyenne annuelle à Uccle sur la période 1878-2012.
En vert, la droite de tendance et en rouge, la moyenne glissante sur 30 ans pour le paramètre.

Des résultats similaires ont également été obtenus par Brabson and Palutikof (2002) en analysant les longues séries de températures reconstruites pour le centre de l'Angleterre (1772-présent). A Uccle, depuis 1878, la croissance des minima et maxima extrêmes annuels est, en moyenne, respectivement d'environ 0,3°C et 0,2°C par décennie. Par comparaison, il est intéressant de constater que la température moyenne annuelle, de son côté, a augmenté en moyenne d'environ 0,15°C par décennie sur la même période (cf. la figure 1.12), ce qui est inférieur à la croissance des extrêmes annuels.

1.2.2 Précipitations

Pleut-il plus ou moins ?

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

Nous commencerons par examiner l'évolution du cumul pluviométrique annuel relevé à Saint-Josse-ten-Noode, puis à Uccle. La figure 1.13 donne les quantités annuelles de précipitations recueillies depuis le début des relevés réguliers en 1833. L'analyse de la série détecte un saut à la hausse très significatif vers 1910, caractérisé par une augmentation d'environ 7%. À l'échelle saisonnière, les précipitations hivernales et printanières montrent également une augmentation, d'environ 15%, respectivement très marquée vers 1910 et marquée vers 1965. Par contre, on n'observe pas d'évolution significative pour les quantités de précipitations estivales et automnales.

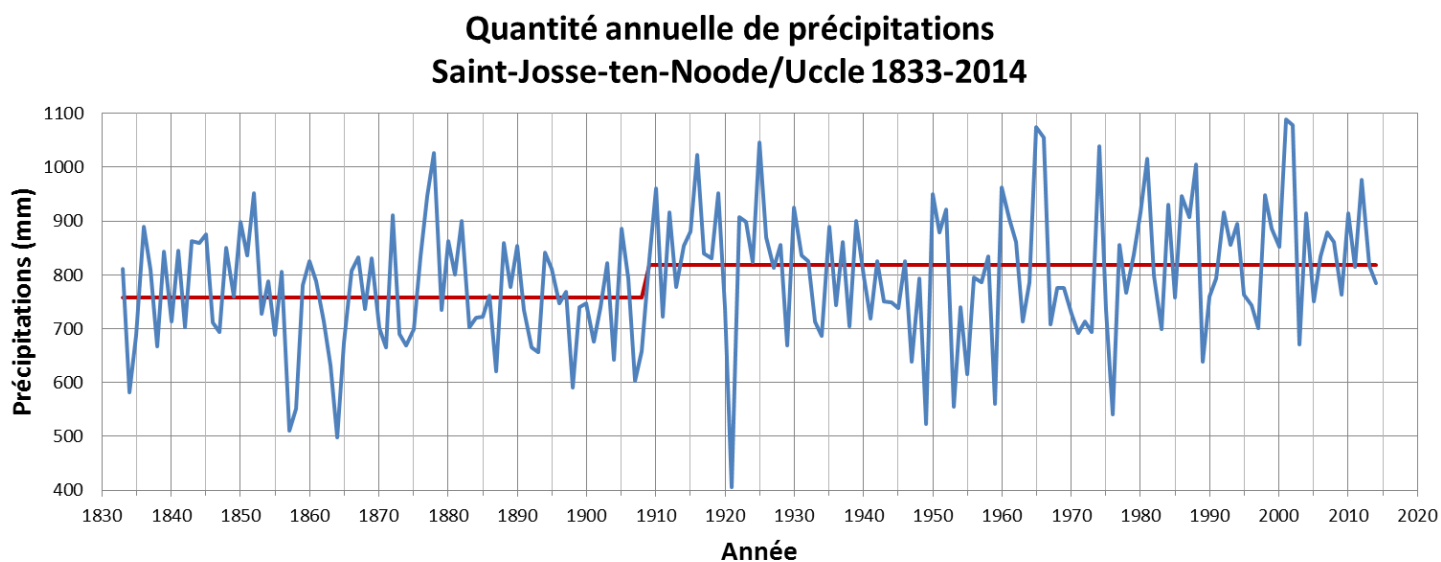


Figure 1.13. Quantité annuelle de précipitations (en mm) à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1833-2014.

On peut aussi se demander si la fréquence des jours avec précipitations a subi une modification depuis le début du 20^e siècle. La figure 1.14 donne l'évolution du *nombre annuel de jours avec précipitations* observé à Uccle depuis 1901. Un *jour avec précipitations* est défini ici comme une journée où une quantité d'au moins 1 mm a été récoltée (cela permet d'éliminer les jours où la quantité d'eau mesurée a été faible). On n'observe pas de tendance marquée de ce paramètre depuis le début du 20^e siècle. Dans le passé récent, on remarque que les décennies 1990 et 2000 ont été, en moyenne, relativement peu pluvieuses.

Pour les saisons, les analyses de tendance similaires n'indiquent pas non plus d'évolution marquée depuis 1901, à l'exception du printemps où une hausse significative du nombre de jours de précipitations est détectée vers le milieu des années 1960.

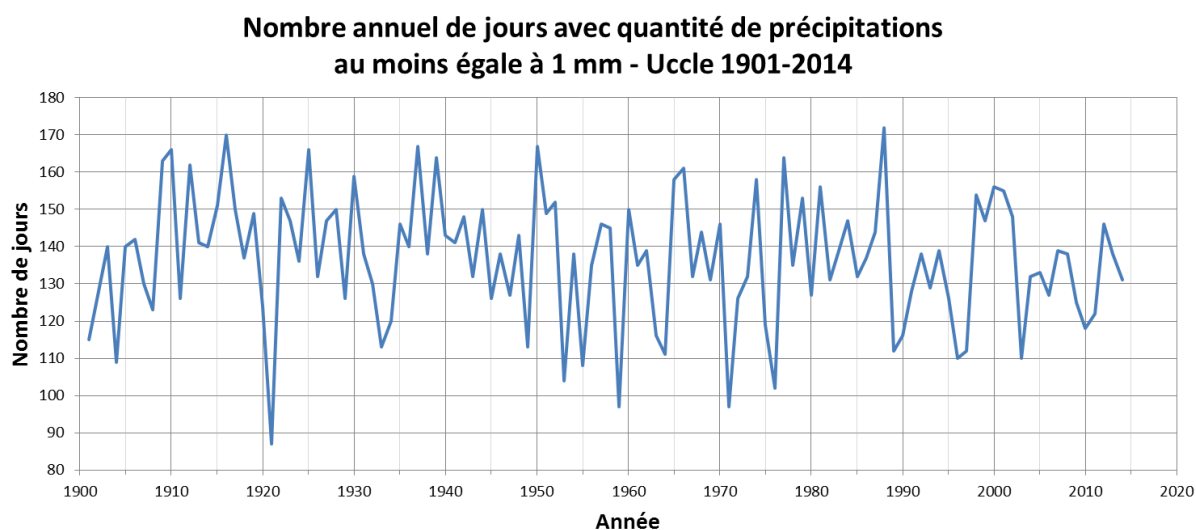


Figure 1.14. Nombre annuel de jours avec précipitations (quantité journalière de précipitations au moins égale à 1 mm) à Uccle, sur la période 1901-2014.

Les pluies abondantes sont-elles plus fréquentes ?

On peut tout d’abord examiner si le nombre de jours avec des précipitations abondantes a augmenté ou non. Pour la station d’Uccle, la figure 1.15 donne l’évolution entre 1901 et 2014 du nombre de jours durant l’été (période juin-juillet-août) au cours desquels la quantité journalière de précipitations a atteint au moins 20 mm. En été, de telles quantités sont causées généralement par des averses orageuses intenses qui tombent sur une courte période de temps (quelques heures au maximum).

Comme la figure 1.15 l’illustre, on observe depuis les années 2000 une tendance à l’augmentation pour ce paramètre. En effet, les 5 valeurs les plus élevées de la série se sont produites au cours des 13 dernières années. Statistiquement, l’augmentation récente de la fréquence de ce type de précipitations n’est pas encore significative, à cause de la période encore trop courte, mais la tendance est claire. Il reste à savoir si elle se prolongera dans les années futures. En conclusion, on ne peut pas encore affirmer de manière indiscutable que les précipitations orageuses abondantes soient plus fréquentes aujourd’hui que par le passé.

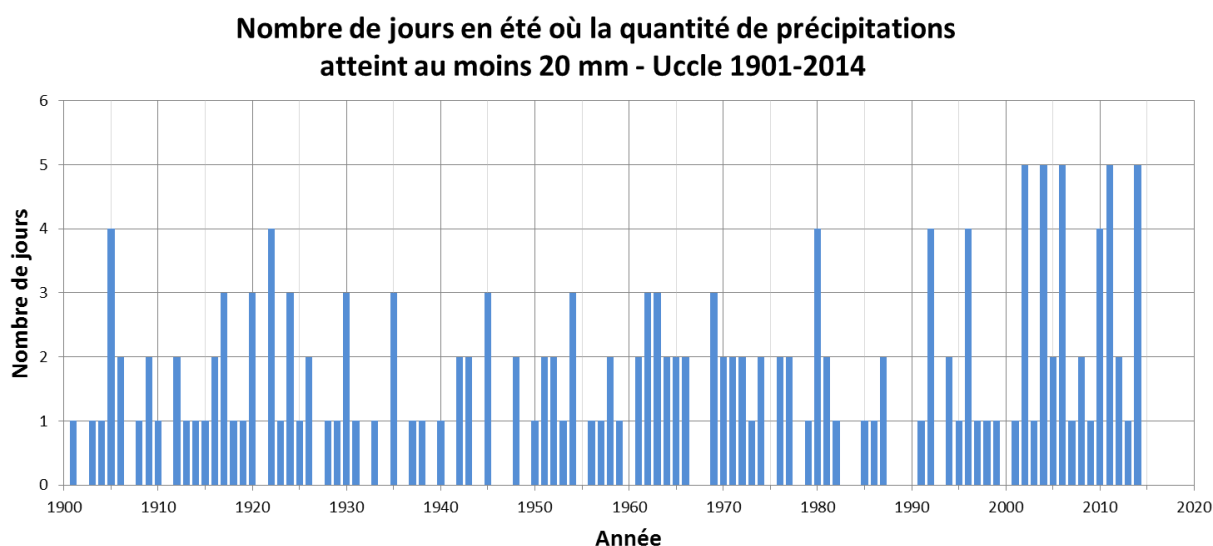


Figure 1.15. Nombre de jours par été au cours desquels la quantité journalière de précipitations a atteint au moins 20 mm à Uccle, sur la période 1901-2014.

Les pluies extrêmes sont-elles plus abondantes ?

A Uccle

Les données du pluviographe d'Uccle sur la période 1898-2014 permettent d'examiner l'évolution des quantités annuelles extrêmes de précipitations sur des intervalles de temps compris entre 10 minutes et plusieurs jours. À titre d'exemples, les figures 1.16 et 1.17 montrent, respectivement, l'évolution à Uccle depuis la fin du 19^e siècle de la quantité horaire maximale de précipitations mesurée chaque année et celle de la quantité maximale mesurée sur 24 heures chaque année. Les figures indiquent que ces quantités varient naturellement d'une année à l'autre de manière importante, mais qu'elles ne présentent pas de tendance significative sur la période de temps considérée. L'analyse de la même série d'Uccle par Ntegeka and Willems (2008) a conduit à des résultats similaires. Si on remarque une légère tendance à augmentation depuis le début du 21^e siècle pour ces deux quantités annuelles, la période est encore trop courte pour que ces tendances puissent être statistiquement significatives.

En conclusion, ici encore, les résultats décrits ci-dessus ne permettent pas de confirmer le sentiment parfois exprimé selon lequel les pluies orageuses, qui durent d'une à quelques heures, seraient devenues récemment plus intenses et abondantes que dans le passé. Cependant, l'évolution des données dans les années prochaines nous conduira peut-être à devoir réviser ce point de vue.

**Maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en une heure
Uccle 1898-2014**

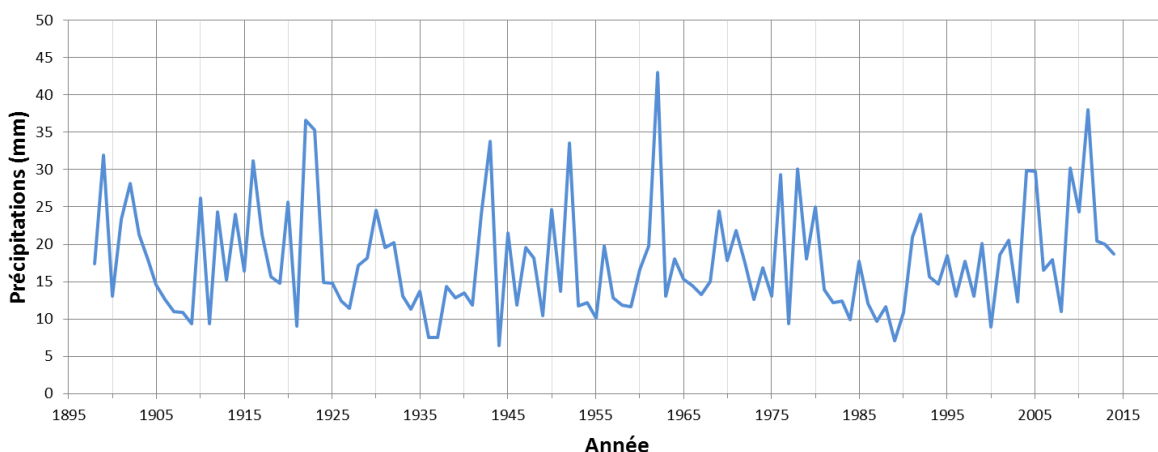


Figure 1.16. Maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en une heure (en mm) à Uccle, sur la période 1898-2014.

**Maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en 24 heures
Uccle 1898-2014**

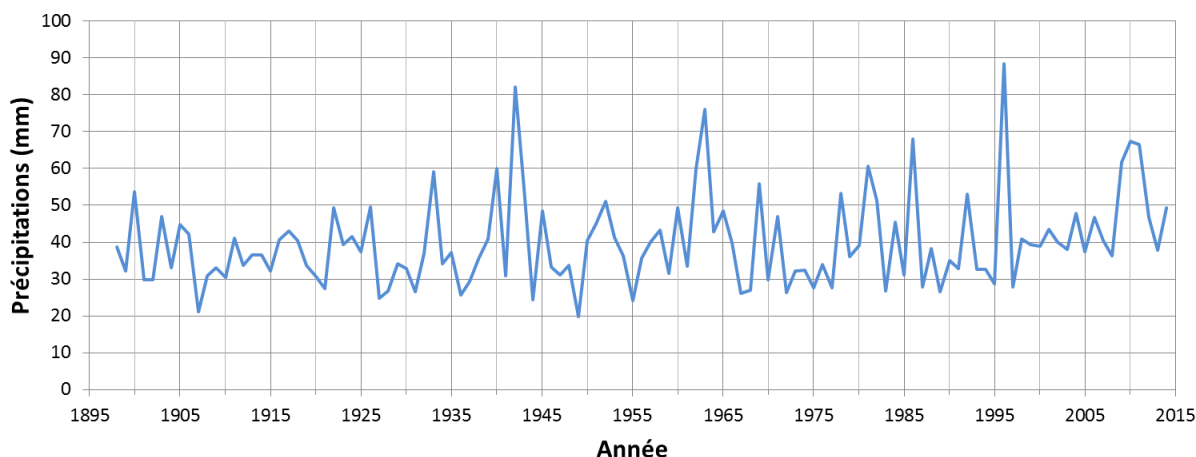


Figure 1.17. Maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en 24 heures (en mm) à Uccle, sur la période 1898-2014.

D'autre part, les extrêmes annuels sur des durées de plus d'une semaine montrent quant à eux des augmentations très significatives à Uccle, caractérisées par un saut abrupt à la fin des années 1970. Ce type d'extrêmes annuels se produit généralement en hiver. A titre d'exemple, la figure 1.18 illustre l'évolution à Uccle du cumul maximal annuel sur 10 jours. Depuis la fin du 19^e siècle, on observe pour ce paramètre une tendance moyenne à l'augmentation d'environ 2 mm par décennie. De plus, on remarque également, comme mentionné plus haut, une augmentation marquée de ce paramètre à partir de la fin des années 1970.

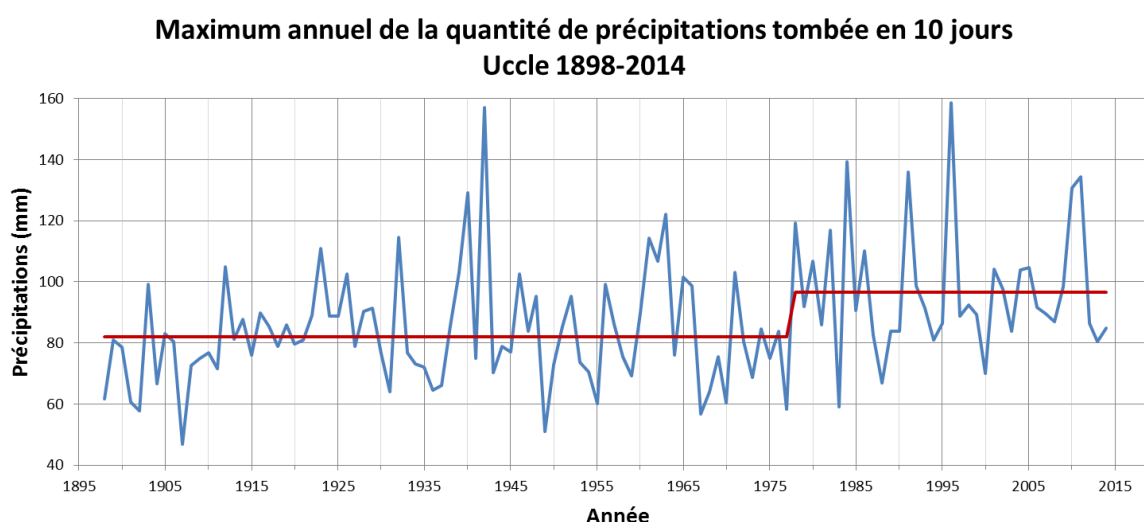


Figure 1.18. Maximum annuel de la quantité de précipitations tombée en dix jours (en mm) à Uccle, sur la période 1898-2014.

Ailleurs dans le pays

Différentes analyses ont été effectuées ces dernières années à l'IRM sur les données pluviométriques journalières du réseau climatologique belge. Rappelons que dans ces stations, les observateurs relèvent chaque matin à 8h le cumul des précipitations tombées depuis la veille à 8h. Les données de ce réseau ne permettent donc pas des analyses en dessous de cumuls sur 24 heures. Les données validées de ce réseau sont disponibles sous forme digitale dans la banque de données de l'IRM depuis les années 1950. Nous donnons ici deux exemples des études qui ont été menées.

Dans une première étude, Gellens (2000) indique que les précipitations hivernales cumulées au moins sur quelques jours ont eu tendance à augmenter dans plusieurs stations du pays, depuis le début des années 1950. Ce résultat est comparable au résultat présenté plus haut pour la station d'Uccle sur l'ensemble du 20^e siècle. Cette étude concluait également à l'absence dans le réseau climatologique, au cours de la seconde partie du 20^e siècle, d'une évolution détectable pour les pluies les plus intenses en été, c'est-à-dire les pluies orageuses. Ce dernier résultat est également comparable à celui présenté plus haut pour Uccle sur l'ensemble du 20^e siècle.

Il serait intéressant d'essayer de mettre en relation l'augmentation sur les dernières décennies des précipitations hivernales cumulées sur plusieurs jours avec la fréquence des inondations dans notre pays. Les années 1990 ont été caractérisées par des inondations étendues plus fréquentes que durant les années 1980 et, surtout, les années 1970. Avant cela, les données historiques sont moins précises, même si l'on sait, par exemple, que les années 1950 ont également connu plusieurs inondations importantes. Pour la période plus récente, le début des années 2000 fut caractérisé par des inondations hivernales relativement intenses et étendues, même si elles n'étaient pas comparables à celles des années 1990. Les dernières années, ce sont surtout les inondations plus locales, souvent liées à des pluies orageuses, qui semblent être plus fréquentes. Bien sûr, d'autres facteurs, comme l'aménagement du territoire, doivent également être pris en compte dans l'étude de l'évolution de la fréquence et de l'intensité des inondations.

Une seconde étude, plus récente, reprend l'analyse des données pluviométriques d'une trentaine de stations dans le pays, sélectionnées pour leur qualité, et essaye de préciser l'évolution géographique des précipitations extrêmes annuelles dans le pays, depuis les années 1950 (Van de Vyver, 2012). Une évolution simple des précipitations extrêmes dans le pays est plus difficile à identifier car il existe des différences dans les tendances selon les stations, au contraire des températures extrêmes dont l'évolution se présente de manière relativement uniforme dans le pays, au cours des dernières décennies.

Dans cette dernière étude, l'évolution des extrêmes maxima annuels de précipitations est étudiée pour des durées d'une journée et de 10 jours. Le réchauffement de l'eau de mer peut expliquer que l'on observe surtout une augmentation significative des maxima annuels dans les stations les plus proches de la côte. La tendance à l'augmentation des cumuls maxima sur une journée n'est statistiquement significative que jusqu'à 50 km de la côte environ et cette tendance reste vraie jusqu'à 100 km environ pour les cumuls maxima sur 10 jours. L'influence de l'élévation de la température de la mer se fait donc sentir sur une plus grande partie du territoire pour les maxima de précipitations cumulés sur 10 jours.

A titre d'illustrations, les figures 1.19 et 1.20 donnent respectivement l'évolution depuis 1951 des maxima annuels de précipitations sur un jour et sur 10 jours, à la station de Pollinkhove, située à environ 15 km de la côte. Dans les deux cas, on observe une augmentation marquée des valeurs des maxima annuels débutant dans les années 1980.

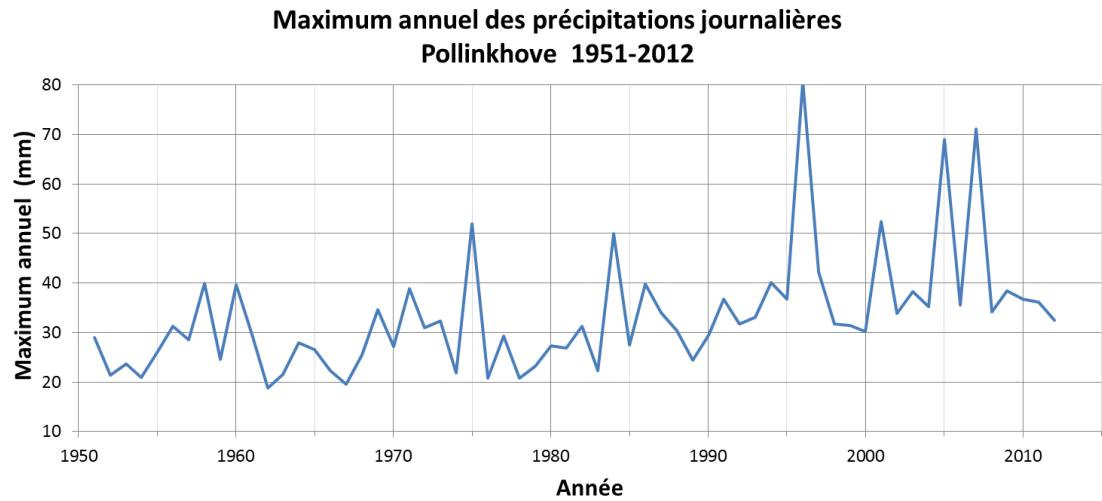


Figure 1.19. Evolution de la quantité maximale annuelle de précipitations tombées en une journée à la station de Pollinkhove sur la période 1951-2012.

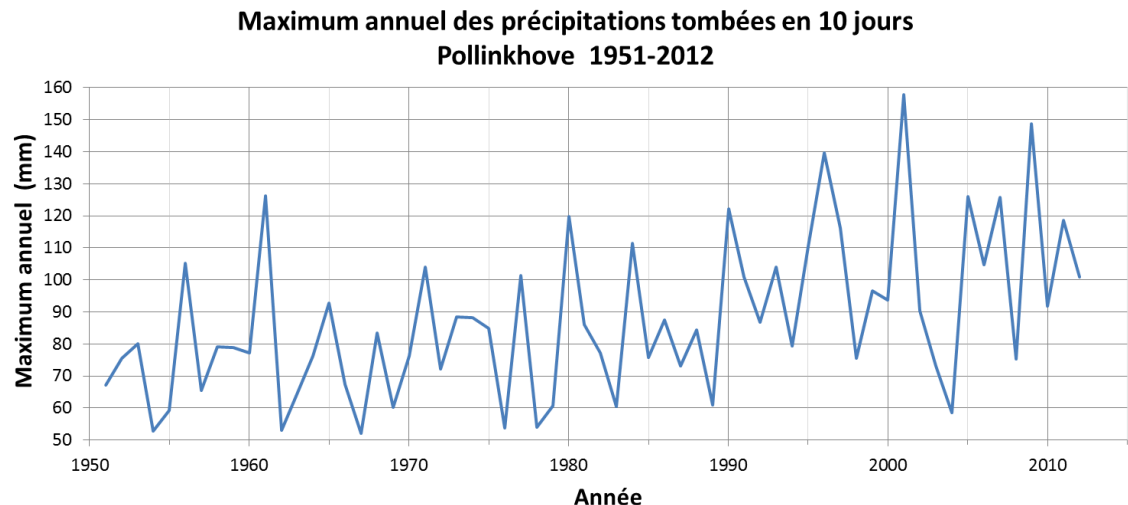


Figure 1.20. Evolution de la quantité maximale annuelle de précipitations tombées en 10 jours à la station de Pollinkhove sur la période 1951-2012.

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

Néanmoins, on peut retenir, d'une part, que les cumuls pluviométriques, annuels, hivernaux et printaniers, ont augmenté à Uccle depuis le 19^e siècle et, d'autre part, qu'il en est de même pour plusieurs régions du pays au cours des dernières décennies, pour les extrêmes annuels des cumuls sur plusieurs jours (qui se produisent souvent en hiver). Par contre, pour des durées comprises entre une heure et une journée, les séries des extrêmes annuels ne présentent pas de tendance marquée, sauf pour les stations les plus proches de la côte où les cumuls journaliers extrêmes ont subi une augmentation à partir des années 1980.

Que les précipitations de courte durée n'aient pas significativement augmenté, au moins à l'intérieur du pays, est en contradiction avec l'impression souvent ressentie par le public qui, ces dernières années surtout, a été le témoin de dégâts dus à d'intenses orages. Il faut conclure ici que si la fragilité des zones d'habitats urbanisées a augmenté face aux averses orageuses, c'est aussi sous l'influence d'autres facteurs environnementaux, tels que par exemple la densité de l'habitat et l'imperméabilisation des sols. Il faut cependant insister sur le fait que ces remarques ne préjugent en rien de l'évolution future des précipitations orageuses dans notre pays et des risques locaux d'inondations qui y sont associés.

Y a-t-il moins de neige ?

Pour la station d'Uccle, on dispose d'une série d'observations des jours avec chutes de neige⁵ depuis 1901. La figure 1.21 donne l'évolution depuis cette date du nombre annuel de jours avec des précipitations neigeuses. On remarque que la valeur de ce paramètre est très variable d'une année à l'autre et que, dans les années 1990, après le réchauffement de la fin des années 1980, il a généralement neigé moins à Uccle que par le passé. Une première diminution très marquée s'était déjà produite vers 1920, à l'occasion du réchauffement observé au début du 20^e siècle. Par contre, au cours des dix dernières années, on observe une grande variabilité d'une année à l'autre, avec des années pouvant être relativement neigeuses ; l'année 2010 fut d'ailleurs l'année la plus neigeuse à Uccle depuis le début du 20^e siècle.

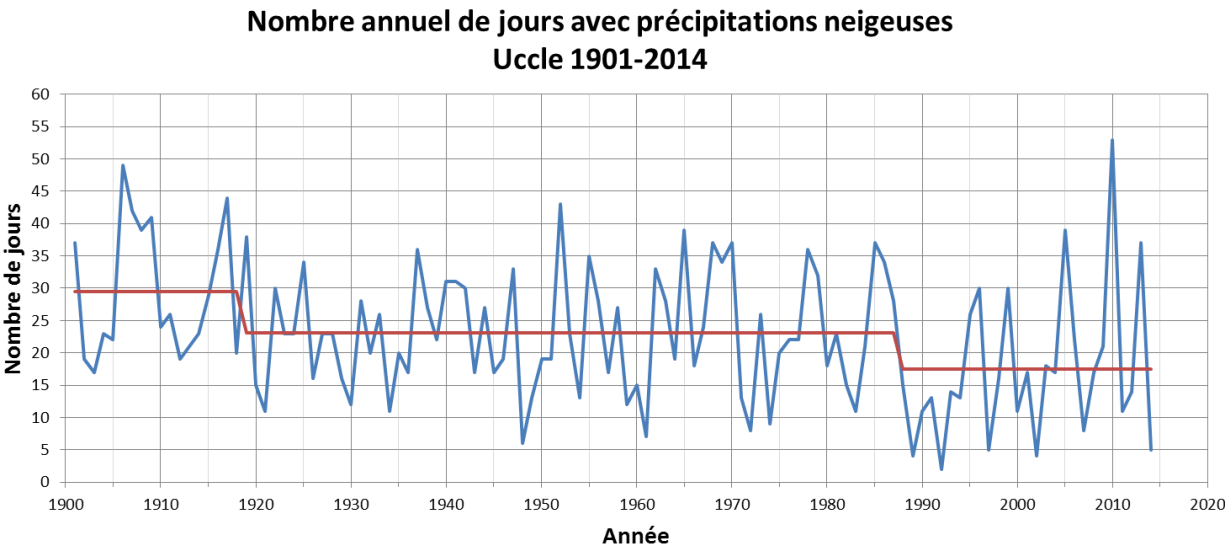


Figure 1.21. Nombre annuel de jours avec des précipitations neigeuses à Uccle, sur la période 1901-2014.

L'épaisseur de la couche de neige est mesurée à Uccle depuis la fin du 19^e siècle. La valeur maximale annuelle montre également une très grande variabilité d'une année à l'autre. Même si les valeurs mesurées depuis le réchauffement des années 1980 sont généralement faibles, on ne détecte pas de tendance nette pour ce paramètre à long terme. De même, depuis les années 1980, le nombre annuel de jours avec enneigement au sol est en général faible à Uccle, mais depuis le début du 20^e siècle, aucune tendance marquée n'est détectée.

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

Ailleurs dans le pays, les séries de mesures de neige sont beaucoup plus courtes et souvent moins précises. Signalons cependant que l'on dispose depuis 1948 d'une série très précieuse de l'épaisseur de neige observée à la station de Saint-Hubert, située sur les plateaux ardennais et appartenant à Belgocontrol. Dans cette station, après le réchauffement des années 1980, on a observé une diminution très marquée de l'épaisseur maximale annuelle atteinte chaque hiver par la couche de neige, en particulier dans les années 1990 (cf. figure 1.22). Malheureusement, les observations neigeuses ont été interrompues depuis 2008. Une série relativement homogène d'épaisseur de neige est disponible depuis l'hiver 2002 à la station de Mont-Rigi, sur le plateau des Hautes-Fagnes. On la trouve également dans la figure 1.22.

On peut conclure prudemment de l'ensemble des données que l'enneigement maximal en Ardenne reste relativement faible et stable depuis les années 1990, après le réchauffement de la fin des années 1980. Cependant, à partir du milieu des années 2000, l'enneigement maximal annuel semble montrer une légère reprise. Il sera intéressant de suivre la situation de l'enneigement dans le pays au cours des prochaines années.

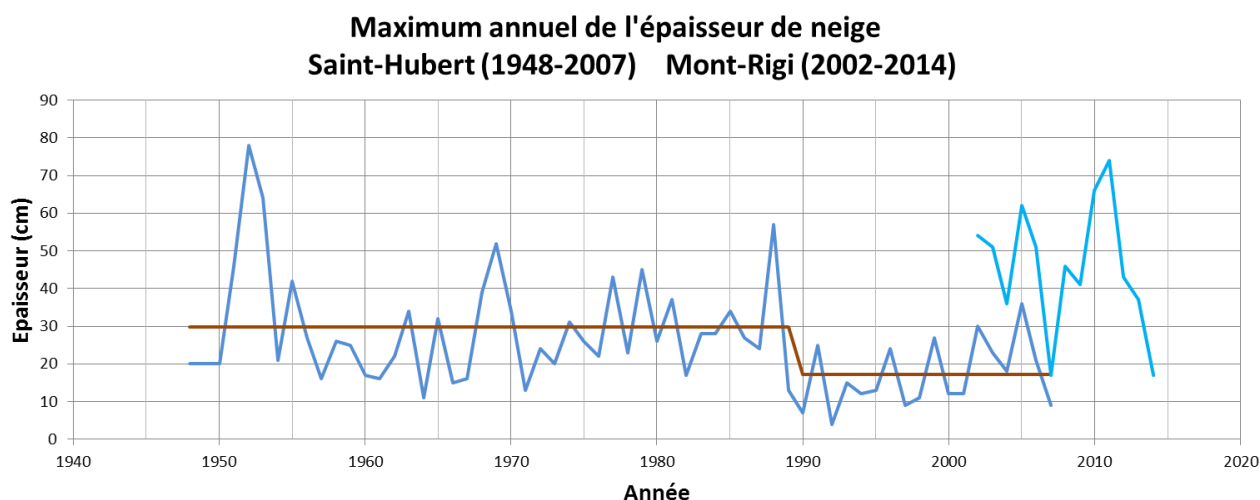


Figure 1.22. Epaisseur maximale annuelle de la couche de neige (en cm) à Saint-Hubert, sur la période 1948-2007 et à Mont-Rigi, sur la période 2002-2014. L'épaisseur maximale atteinte chaque hiver est l'épaisseur maximale observée entre début décembre et fin février et l'année indiquée est celle correspondant aux mois de janvier et février.

Y a-t-il plus de sécheresses ?

Une longue période sans précipitations, ou de précipitations faibles, peut entraîner des conséquences dommageables dans plusieurs secteurs. Par exemple, trop peu de précipitations en hiver perturbe le bon réapprovisionnement des nappes phréatiques. Au printemps et en été, un déficit en eau diminue les rendements agricoles. Un temps sec, de trop longue durée, favorise au printemps les incendies dans les Hautes-Fagnes.

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

Nous n'examinerons ici que l'évolution au cours du 20^e siècle des plus longues périodes annuelles sans précipitations journalières significatives⁶. Depuis 1901, la figure 1.23 donne, pour les six mois chauds de l'année, la durée de la plus longue période sans précipitations journalières significatives. L'analyse de tendance ne montre pas d'évolution significative de ce paramètre depuis le début du 20^e siècle. On notera que le record absolu a été observé en 2007, avec 37 jours consécutifs sans précipitations significatives à Uccle, entre le 30 mars et le 5 mai.

⁶ Par « quantité significative de précipitations », on entend ici une quantité journalière de précipitations au moins égale à 0,5 mm. Cela nous permet de considérer comme « jour sec » une journée au cours de laquelle la quantité de précipitations tombée est très faible. Cela permet aussi d'éviter le problème parfois délicat de la mesure des très faibles quantités de précipitations.

Nombre annuel maximum de jours consécutifs 'secs' Uccle période avril-septembre 1901-2014

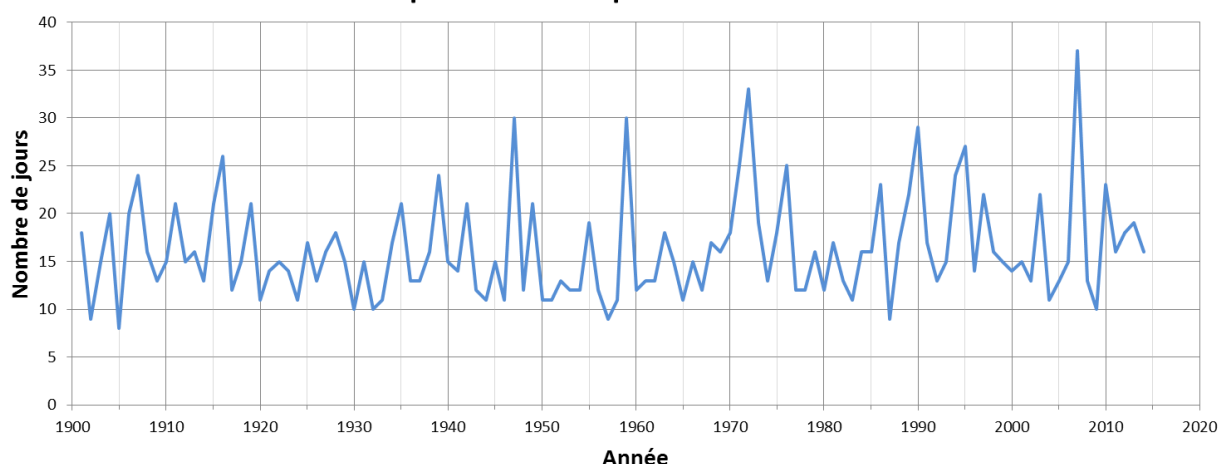


Figure 1.23. Durée (en jours) de la plus longue période sans précipitations journalières significatives (quantités journalières inférieures à 0,5 mm) durant les six mois les plus chauds de l'année, à Uccle sur la période 1901-2014.

Un résultat général similaire est obtenu lorsqu'on examine l'évolution de la durée de la plus longue période sans précipitations journalières significatives au cours des six mois froids de l'année : aucune évolution significative de ce paramètre n'est observée depuis le début du 20^e siècle.

En conclusion, en considérant que la durée des périodes sans précipitations significatives est un indice utile pour caractériser l'intensité des périodes de sécheresse, les résultats des analyses effectuées n'indiquent pas que les sécheresses soient devenues plus intenses au cours des 114 dernières années.

Il faut souligner que ces conclusions générales ne s'appliquent pas nécessairement à tous les types de sécheresse et que des études complémentaires devraient être menées pour compléter les premiers résultats présentés ici. Par exemple, pour l'approvisionnement en eau des nappes phréatiques, les déficits en précipitations doivent être généralement analysés sur des périodes plus longues (de la saison à quelques années) et les indices de sécheresse définis dans la présente étude ne s'appliquent donc pas dans ce domaine.

1.2.3 Vent

Y a-t-il plus de tempêtes ?

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

Examinons tout d'abord l'évolution générale de la vitesse du vent. La plus longue série de vent disponible pour notre pays est la série d'observations sur le mât climatologique à Saint-Josse-ten-Noode, puis à Uccle. La figure 1.24 donne l'évolution de la vitesse moyenne annuelle observée depuis 1880. L'analyse de ces données indique que le vent moyen dans la région bruxelloise est resté relativement stable jusqu'à vers 1960, avant de décroître de manière relativement régulière, d'environ 15% jusqu'à nos jours, avec des valeurs relativement similaires observées au cours des dernières années. Cependant, a priori, ce résultat est à considérer avec précaution. En effet, si dans l'étude d'homogénéisation de cette série, il a été tenu compte de la construction d'un bâtiment proche dans les années 1960 et d'un changement récent dans le type d'anémomètre utilisé, ce ne fut pas le cas de l'évolution de la végétation autour du site d'observations.

Vitesse moyenne annuelle du vent Saint-Josse-ten-Noode/Uccle 1880-2014

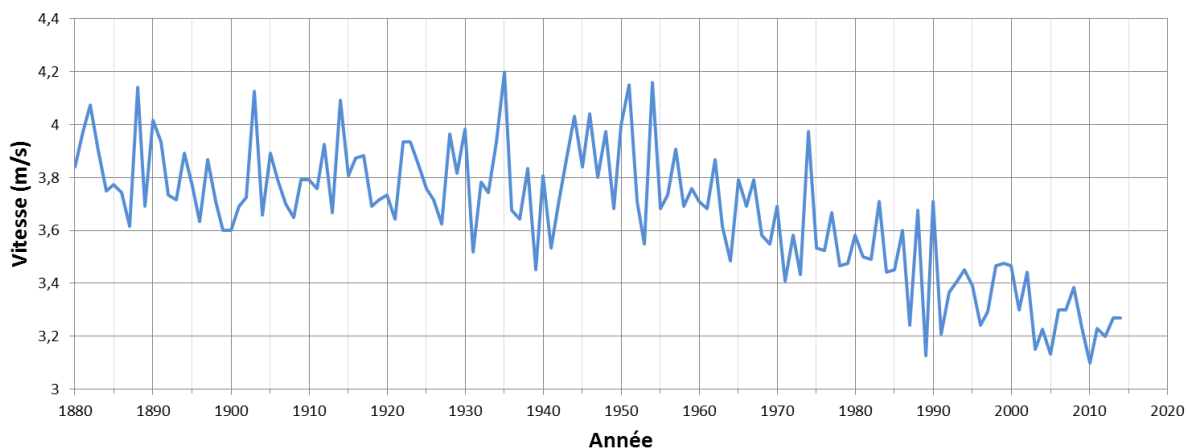


Figure 1.24. Vitesse annuelle moyenne du vent (en m/s) à Saint-Josse-ten-Noode/Uccle, sur la période 1880-2014.

D'autres stations dans le pays disposent de séries anémométriques, mais sur des périodes plus courtes. Une étude de l'IRM a examiné les sites de mesures de ces stations et retracé au mieux l'historique des relevés (Delcloo and Tricot, 2007). On peut ainsi penser que les mesures effectuées à l'aéroport de Zaventem sont relativement homogènes depuis le milieu des années 1960. La figure 1.25 donne l'évolution de la vitesse moyenne annuelle du vent à cet endroit depuis 1965. La vitesse du vent est tout d'abord relativement stable jusqu'au début des années 1980 ; ensuite, vers 1983, une décroissance marquée assez brutale se produit et une nouvelle diminution semble débuter vers le début des années 2000. La diminution de la vitesse du vent est de l'ordre de 20% entre les premières années de la série et les années les plus récentes. Ce résultat est globalement cohérent avec celui que l'on obtient pour les mesures faites à Uccle (cf. figure 1.24), ainsi qu'avec celles de la station de Saint-Hubert, en Ardenne, dont l'environnement, comme celui de Zaventem, est resté relativement stable depuis le milieu des années 1960.

Si l'on examine l'évolution du vent à l'échelle saisonnière depuis 1965, on trouve des résultats relativement cohérents pour les trois stations considérées ici : à l'exception de l'hiver (et également de l'automne, mais à Uccle seulement), les autres saisons ont connu une diminution relativement brutale et très marquée de la vitesse du vent dans les années 1980. Par contre, aucune tendance nette n'est observée en hiver, c'est-à-dire durant la saison où les vents sont les plus élevés.

Vitesse moyenne annuelle du vent Zaventem Zaventem 1965-2014

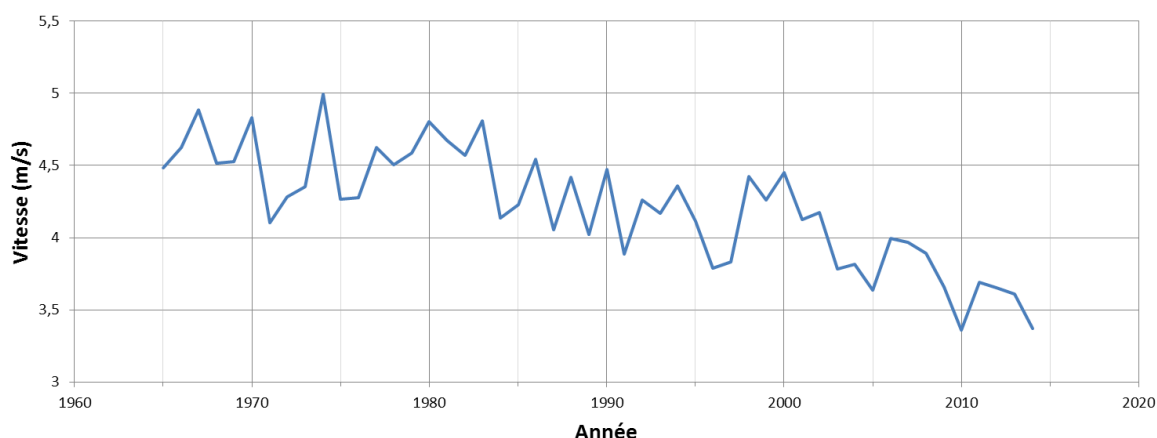


Figure 1.25. Vitesse annuelle moyenne du vent (en m/s) à Zaventem, sur la période 1965-2014.

Examinons maintenant le cas des vitesses de vent les plus élevées, qui se produisent généralement entre octobre et avril et qui peuvent parfois être à l'origine de dégâts importants dans notre pays.

Ici, on définira, de manière simple, un *jour de tempête* comme une journée au cours de laquelle les pointes de vent ont dépassé au moins à une reprise la valeur seuil de 70 km/h.

La figure 1.26 donne l'évolution du nombre annuel de jours de tempêtes à Uccle sur la période 1940-2014. Sur la période considérée, la moyenne de ce paramètre s'élève à 24 jours. L'analyse de tendance indique que globalement, il n'y a pas d'évolution nette de ce paramètre sur la période considérée. On peut cependant observer une variabilité importante de la valeur du paramètre à l'échelle de quelques années : en particulier, on note une fréquence élevée des jours de tempêtes autour de 1947 et 1989 et des faibles valeurs dans les années 1960 et au début des années 1970. Les 12 dernières années sont également caractérisées par des valeurs relativement faibles de la fréquence des jours de tempêtes.

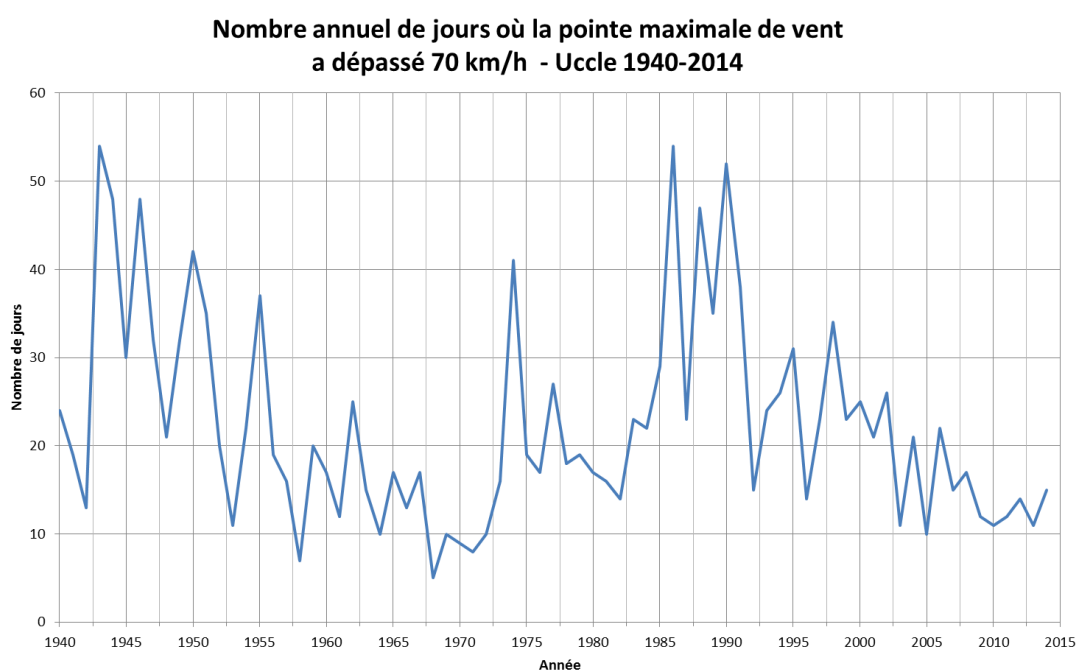


Figure 1.26. Nombre annuel de jours de tempête (pointe maximale de vent supérieure à 70 km/h) à Uccle, sur la période 1940-2014.

L'analyse des données disponibles depuis 1985 dans les autres stations anémométriques conduit au même résultat que celui obtenu pour Uccle : la *fréquence d'occurrence* des tempêtes (selon la définition retenue) n'a pas augmenté au cours des 25 dernières années.

Le même constat de stabilité globale, malgré une variabilité à l'échelle de quelques années, s'applique à la série des pointes de vent maximales annuelles relevée à Uccle (depuis 1940) et dans d'autres stations (depuis 1985). En particulier, on observe que les pointes maximales annuelles ont été relativement faibles au cours des 20 dernières années, après un groupement de valeurs élevées entre 1983 et 1990. On peut donc conclure à partir de l'ensemble des résultats obtenus que l'intensité des tempêtes n'a pas non plus augmenté dans notre pays au cours des dernières décennies, et en particulier au cours des 20 dernières années.

Signalons pour terminer, qu'en été, au cours des orages, les vents peuvent également parfois être *localement* très violents ; à ce sujet, on a en mémoire la catastrophe qui endeuilla le festival Pukkelpop en août 2011. D'autre part, des tornades peuvent également, dans certaines conditions, prendre naissance sous les nuages d'orage et provoquer des dégâts plus ou moins importants et parfois considérables, comme à Oostmalle en 1967 et à Léglise en 1982. Ce type particulier de phénomène météorologique est observé en moyenne quelques fois par an dans notre pays. L'IRM dispose de nombreuses informations sur les tornades qui ont pu se produire dans nos régions depuis plus d'un siècle, mais seuls une analyse approfondie de ces informations et un contrôle de leur qualité permettraient peut-être d'établir si la fréquence de ce phénomène météorologique extrême a augmenté depuis le début du 20^e siècle. Ce genre d'étude est particulièrement délicat, compte tenu de la difficulté d'établir des séries d'observations homogènes.

1.2.4 Ensoleillement

L'ensoleillement a-t-il changé ?

La durée d'ensoleillement est mesurée à Uccle depuis 1887. Elle est étroitement corrélée à la quantité de nuages dans le ciel, qui est un des paramètres climatiques les plus importants, mais dont l'observation est relativement délicate. La figure 1.27 donne l'évolution de la durée annuelle d'ensoleillement à Uccle depuis le début des relevés (les données anciennes ont été corrigées pour correspondre au nouvel appareil de mesures utilisé depuis quelques années). Il n'y a pas de tendance globale sur l'ensemble de la période, mais on observe une variabilité importante à l'échelle multi-annuelle, avec des valeurs généralement élevées sur la période 1920 à 1950 et des valeurs généralement faibles sur la période allant de 1960 à 1990. Au cours des 25 dernières années, les durées d'ensoleillement sont revenues à des valeurs annuelles oscillant autour de la valeur moyenne.

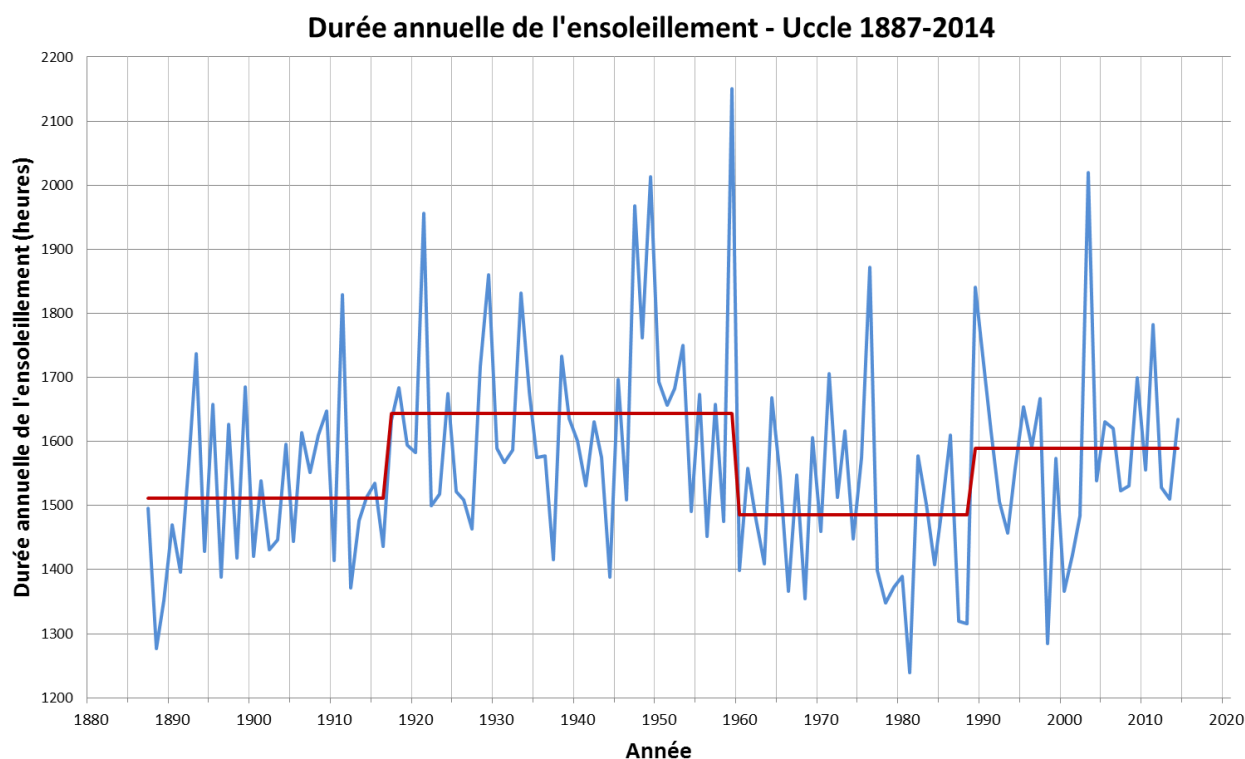


Figure 1.27. Durée annuelle d'ensoleillement (en heures) à Uccle, sur la période 1887-2014.

Si l'on examine les tendances à l'échelle des saisons, on remarque qu'il n'y a pas non plus de tendance globale depuis la fin du 19^e siècle. Au printemps, on observe, plus que pour les autres saisons, des regroupements de valeurs relatives bien marqués, avec des valeurs généralement au-dessus de la moyenne entre 1910 et 1960 et des valeurs généralement en dessous de la moyenne entre 1960 et 1990. Après l'été 1976, particulièrement ensoleillé, les dix étés suivants le furent beaucoup moins, avec des valeurs généralement en dessous de la moyenne saisonnière. Ensuite, depuis les années 1990, les durées d'ensoleillement estival ont plutôt tendance à être supérieures à la moyenne saisonnière.

Notons que l'évolution du rayonnement solaire global mesuré en surface à Uccle au cours des dernières décennies sera présentée et discutée plus loin (cf. chapitre 2). Sur cette période de temps, les résultats obtenus ici pour la durée d'ensoleillement sont cohérents avec ceux trouvés pour l'énergie solaire incidente en surface.

1.3 Résumé

Des mesures météorologiques régulières ont débuté en 1833 dans la région bruxelloise, à Saint-Josse-ten-Noode, puis se sont poursuivies à Uccle à partir de 1886 lorsque l'Observatoire a été déplacé sur le site actuel de l'IRM. Les plus longues séries de mesures effectuées à Bruxelles permettent d'aborder la question de l'évolution du climat belge au cours des 180 dernières années. D'autres stations d'observations fournissent également des renseignements utiles, mais sur des périodes de temps plus courtes, débutant dans la seconde moitié du 20^e siècle.

Il ressort de l'ensemble des données analysées dans la présente étude que le climat belge a évolué au cours du 20^e siècle. En particulier, des augmentations marquées et assez brutales des températures saisonnières et annuelles (de l'ordre de 1°C) se sont produites à deux reprises, tout d'abord dans la première moitié du 20^e siècle et ensuite dans les années 1980. A Bruxelles-Uccle, l'année 2014 fut la plus chaude depuis le début des observations en 1833, battant le précédent record de 2011. Les 18 années les plus chaudes se sont produites au cours des 26 dernières années (après 1988).

La fréquence des vagues de chaleur montre une tendance à la hausse significative au début des années 1990. La variabilité de ce paramètre est cependant importante tout au long du 20^e siècle et les caractéristiques des vagues de chaleur des années les plus récentes sont relativement similaires à celles qui furent observées dans les années 1940, à la suite du réchauffement estival de la première partie du 20^e siècle. La sensibilité des résultats obtenus mériterait d'être examinée en fonction de la définition retenue ici pour caractériser une vague de chaleur.

La fréquence des vagues de froid a diminué de manière significative au début des années 1970. Dans ce cas aussi, il serait intéressant d'étudier la sensibilité de ce résultat à la définition précisément retenue pour caractériser une vague de froid.

L'augmentation générale des températures minimales au cours du 20^e siècle est aussi à l'origine d'un allongement de la période la plus longue de l'année sans jours de gel. En effet, le dernier jour de gel à la sortie de l'hiver a tendance à être plus précoce et le premier jour de gel à l'approche de l'hiver a tendance à être plus tardif.

Pour les précipitations, entre le début des relevés en 1833 et le début du 21^e siècle, on observe en région bruxelloise une augmentation significative des cumuls annuels (d'environ 7%), hivernaux et printaniers (d'environ 15%).

De plus, dans le pays, au cours des soixante dernières années, on observe dans de nombreuses stations climatologiques une tendance à des augmentations, significatives ou très significatives, des extrêmes annuels des pluies cumulées sur plusieurs jours; ce type de précipitations extrêmes se produit généralement en hiver. Par contre, les maxima annuels des précipitations sur 24 heures (ou sur des durées encore plus courtes) sont plus stables, sauf dans l'ouest du pays où, selon une étude récente, les maxima annuels journaliers présentent déjà une augmentation marquée.

À Uccle, l'analyse des maxima annuels des précipitations sur des durées de 1 heure à 24 heures n'indique pas, depuis 1898, d'évolution marquée pour ces paramètres. D'autre part, malgré les valeurs record au cours des années récentes, la fréquence annuelle du nombre de jours où les précipitations ont atteint au moins 20 mm ne montre pas encore d'évolution significative à Uccle.

Finalement, on peut conclure de l'ensemble des données de précipitations analysées que l'intensité et la fréquence des précipitations orageuses n'ont pas subi, dans la région bruxelloise, d'augmentation statistiquement significative depuis le début du 20^e siècle. Si une tendance à l'augmentation de ces paramètres est observée, à plus court terme, ces dernières années, il est cependant nécessaire qu'elle se confirme dans les prochaines années pour que l'on puisse parler d'une évolution significative des précipitations orageuses, les plus intenses et abondantes sur quelques heures dans notre pays.

À partir de l'analyse des maxima annuels, souvent d'origine orageuse, des précipitations journalières relevées dans le réseau climatologique belge, on conclut également à l'absence d'une tendance nette à l'échelle du pays au cours des 60 dernières années, à l'exception de l'ouest du pays (jusqu'à quelques dizaines de kilomètres du littoral) qui a connu une augmentation des maxima journaliers annuels.

Une étude exhaustive de l'évolution des sécheresses en Belgique demanderait de nombreuses analyses qu'il n'a pas été possible de mener dans le cadre de ce travail. Le principal résultat de l'étude préliminaire entreprise ici indique que les durées des plus longues périodes sans précipitations significatives à Uccle ne présentent pas d'évolution significative depuis le début du 20^e siècle.

En relation avec les élévations de températures du début et de la fin du 20^e siècle, les précipitations sous forme neigeuse sont devenues très nettement moins fréquentes à Uccle. L'enneigement au sol est très variable d'une année à l'autre et on ne détecte pas d'évolution marquée dans la région bruxelloise. Par contre, sur les plateaux ardennais, dans la région de Saint-Hubert, l'épaisseur de neige maximale annuelle montre une diminution très nette depuis le réchauffement hivernal de la fin des années 1980. Ces dernières années, dans le pays, l'enneigement semble cependant retrouver des valeurs relativement plus élevées.

On observe à Uccle, à partir de la seconde partie du 20^e siècle, une baisse très marquée de la vitesse moyenne annuelle du vent. Mais le développement au fil des années de la végétation autour du site de mesures ne permet pas d'attribuer de manière certaine cette tendance à un effet strictement climatique.

Ailleurs dans le pays, dans quelques stations, des mesures de vent probablement plus fiables à des fins climatologiques existent depuis le milieu des années 1960. L'analyse de ces données indique une diminution relativement brutale de la vitesse du vent dans les années 1980 et ensuite au début des années 2000. Ce comportement marqué est également visible à l'échelle des saisons, sauf pour l'hiver où le vent, très variable d'une année à l'autre, est plus « stable » sur l'ensemble de la période.

En ce qui concerne les tempêtes, les analyses menées jusqu'ici sur les vents forts, depuis 1940 pour Uccle et ailleurs dans le pays depuis 1985, ne montrent aucune tendance particulière, ni dans l'intensité des vents annuels les plus forts, ni dans la fréquence des vents élevés. De même, l'analyse des durées d'ensoleillement saisonnières et annuelle mesurées à Uccle ne montre pas de tendance globale pour ces paramètres depuis le début des relevés en 1887, mais une variabilité généralement importante à l'échelle de quelques années.

1.4 Perspectives

Il faut signaler que cette étude de l'évolution du climat belge à l'échelle séculaire n'est pas exhaustive et que des recherches sont à poursuivre dans ce domaine. Par exemple, le projet d'encodage de longues séries d'observations du réseau climatologique, entamé depuis quelques années, devrait permettre de comparer les résultats d'analyses de ces séries avec ceux déjà obtenus pour la station d'Uccle.

Ensuite, il serait utile d'étudier l'évolution d'autres paramètres climatiques non examinés ici, faute de temps ou de séries disponibles sous forme digitale, comme la nébulosité, mais également l'évolution croisée des différents paramètres. Il serait aussi particulièrement intéressant de relier les changements discutés ici aux modifications survenues dans la circulation atmosphérique et la fréquence des types de temps.

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

Nous avons présenté dans ce chapitre un ensemble de résultats issus de l'analyse de longues séries d'observations climatologiques belges. Le chapitre suivant illustre la contribution de l'IRM dans les domaines de recherche concernant le suivi du système climatique à partir de techniques de mesures plus récentes. En complément au présent chapitre, il présentera notamment l'évolution d'autres paramètres climatologiques également mesurés à Uccle (notamment, rayonnement solaire, aérosols, ozone, vapeur d'eau), mais sur des périodes de temps plus courtes.

Bibliographie

- Brabson, B.B. and Palutikof, J.P.: The evolution of extreme temperatures in the Central England temperature record. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2163, 2002.
- Deldloo, A. and Tricot, Ch.: Reference meteorological stations and wind data. In « Improved prediction of wind power in Belgium », project CP/54 SPSP II (Y. Cabooter *et al.*), Final Report, published by the Belgian Science Policy, 11-62, 2007.
- Demarée, G.R., Lachaert, P.J., Verhoeve T. and Thoen, E.: The Long-Term Daily Central Belgium Temperature (CBT) Series (1767--1998) and Early Instrumental Meteorological Observations in Belgium. *Climate Change*, 53, 269-293, 2002.
- Gellens, D.: Trend analysis of k-day extreme precipitation over Belgium by means of nonparametric tests and principal components. *Theor. Appl. Climatol.*, 66, 117-129, 2000.
- Gellens, D.: Combining regional approach and data extension procedure for assessing GEV distribution of extreme precipitation in Belgium. *J. Hydrol.*, 268, 113-126, 2002.
- GIEC (IPCC): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- Hamdi, R. and Van de Vyver, H.: Estimating urban heat island effects on near-surface temperature records of Uccle (Brussels, Belgium): An observational and modeling study. *Advances in Science and Research*, 6, 27-34, 2011.
- Hamdi, R., Deckmyn, A., Termonia, P., Demarée, G.R., Baguis, P., Vanhuyse, S. and Wolf, E: Effects of historical urbanization in the Brussels Capital Region on surface air temperatures series: A model study. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48, 2181-2196, 2009.
- Hurrell, J. (2012). NAO/NAM climate indices. Available at <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>.
- Mann, H.B.: Non parametric test against trend. *Econometrika*, 13, 245-259.
- Ntegeka, V. and Willems, P.: Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, based on a more than 100-year time series of 10 min rainfall intensities at Uccle, Belgium. *Water Resour. Res.*, 44, W07402, doi:10.1029/2007WR006471, 2008.
- Pettitt, A.N.: A non parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.*, 28, 126-135.
- Schlesinger, M. E. and Ramankutty, N.: An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature* 367, 723-726, 1994.
- Sneyers, S.: On the statistical analysis of series of observations. Technical note, n°143, WMO N°415, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1990.
- Van de Vyver, H.: Spatial regression models for extreme precipitation in Belgium. *Water Resour. Res.*, 48, W09549, doi:10.1029/2011WR011707, 2012 a.
- Van de Vyver, H.: Evolution of extreme temperatures in Belgium since the 1950s. *Theor. Appl. Climatol.*, 107, 113-129, 2012 b.
- Van de Vyver, H.: Practical return level mapping for extreme precipitation. *IRM, Publication scientifique et technique*, n°62, 30 p., 2013.
- Vannitsem, S. and Naveau, P: Spatial dependences among precipitation maxima over Belgium. *Nonlinear Processes Geophys.*, 14, 621-630, 2007.

CHAPITRE 2. OBSERVATIONS CONTRIBUANT À L'ÉTUDE DES MÉCANISMES IMPLIQUÉS DANS LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

2.1 Introduction

Des changements climatiques sont détectables sans ambiguïté sous la forme d'une augmentation de la température en Belgique (cf. chapitre 1) et à l'échelle mondiale. Pour comprendre pourquoi cette élévation de température se produit et pour tenter de prévoir autant que possible comment le climat pourrait continuer à évoluer à l'avenir, il est essentiel de détecter et d'interpréter le plus précisément possible les processus qui en sont la cause. On trouvera davantage d'information à ce sujet dans le 5^e rapport complet du GIEC, publié en 2014.

L'objectif de ce chapitre est de donner un aperçu des contributions de l'IRM dans le domaine de l'observation et de l'interprétation des mécanismes à l'origine du climat terrestre et de ses variations. Ces contributions concernent les mesures du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et en surface, les aérosols dans l'atmosphère, le bilan énergétique de la Terre (en particulier son cycle diurne et son lien avec le phénomène El Niño/La Niña), les quantités d'ozone et de vapeur d'eau, les recherches à la station Princesse Elisabeth en Antarctique, le paléomagnétisme et l'observation des rayons cosmiques.

2.2 Rayonnement solaire

Irradiance solaire totale au sommet de l'atmosphère

En 2013, l'IRM a fêté non seulement son centenaire, mais également le trentième anniversaire de l'envoi dans l'espace de son premier instrument sur Spacelab, en 1983. Au total, l'IRM a participé à 11 vols spatiaux avec 6 instruments différents pour la mesure de l'irradiance solaire totale au sommet de l'atmosphère. Actuellement, un instrument est actif dans l'espace, à savoir l'instrument DIARAD/VIRGO sur le satellite SOHO qui, depuis janvier 1996 (19 ans déjà), effectue des mesures fiables. Une liste complète des vols spatiaux auxquels l'IRM a participé est donnée dans le tableau ci-dessous.

Mission	Instrument	Lancement	Situation
Spacelab 1	Solcon 1	1983	Vol court
Atlas 1	Solcon 2	1992	Retour au sol
Eureca	Sova 1	1992	10 mois de données, retour au sol
Atlas 2	Solcon 2	1993	Retour au sol
Atlas 3	Solcon 2	1994	Retour au sol
SOHO	DIARAD/VIRGO	1995	Encore actif
Hitchhiker TAS	Sova 1	1997	Retour au sol
Hitchhiker IEH-3	Solcon 2	1998	Retour au sol
Freestar	Solcon 2	2003	Instrument perdu durant le retour
Columbus	DIARAD/SOVIM	2008	1 an de données, problème d'alimentation électrique
Picard	Sova-P	2010	Mission terminée

Tabel 2.1. Liste des instruments spatiaux de l'IRM pour la mesure de l'irradiance solaire totale.

L'irradiance solaire totale est la puissance par unité de surface, exprimée en W/m^2 , de l'énergie sous forme de rayonnement que la Terre reçoit du Soleil. Sa valeur moyenne est appelée la « constante solaire ». L'irradiance solaire totale est la source d'énergie qui fournit de la chaleur à la Terre et qui maintient en mouvement nos « machines » météorologique et climatique. Les variations éventuelles de l'irradiance solaire pourraient induire de manière directe des changements climatiques sur la Terre ; cela explique qu'il est important de mesurer de manière précise cette variable sur une longue période de temps.

A l'échelle internationale, l'IRM est l'une des trois équipes scientifiques qui réalisent des reconstitutions de mesures de l'irradiance solaire (cf. figure 2.1). Sur la figure, la courbe rouge est notre reconstitution, la courbe verte celle de nos collègues suisses de PMOD et la courbe bleue celle de nos collègues américains de l'ACRIM. Les trois équipes s'accordent sur le fait qu'à court terme (« court » à l'échelle climatique), l'irradiance solaire varie en suivant le cycle d'activité solaire d'environ 11 ans qui est bien connu grâce à l'observation des taches solaires. Les variations de l'irradiance sur un cycle de 11 ans sont de l'ordre de 0,1% et elles peuvent être directement à l'origine de variations de température de l'ordre de $0,1^\circ\text{C}$. Bien que faibles, de telles variations ne sont pas négligeables et elles doivent être prises en compte pour estimer correctement l'augmentation de température due à l'augmentation des gaz à effet de serre et la diminution de température due aux aérosols dans l'atmosphère.

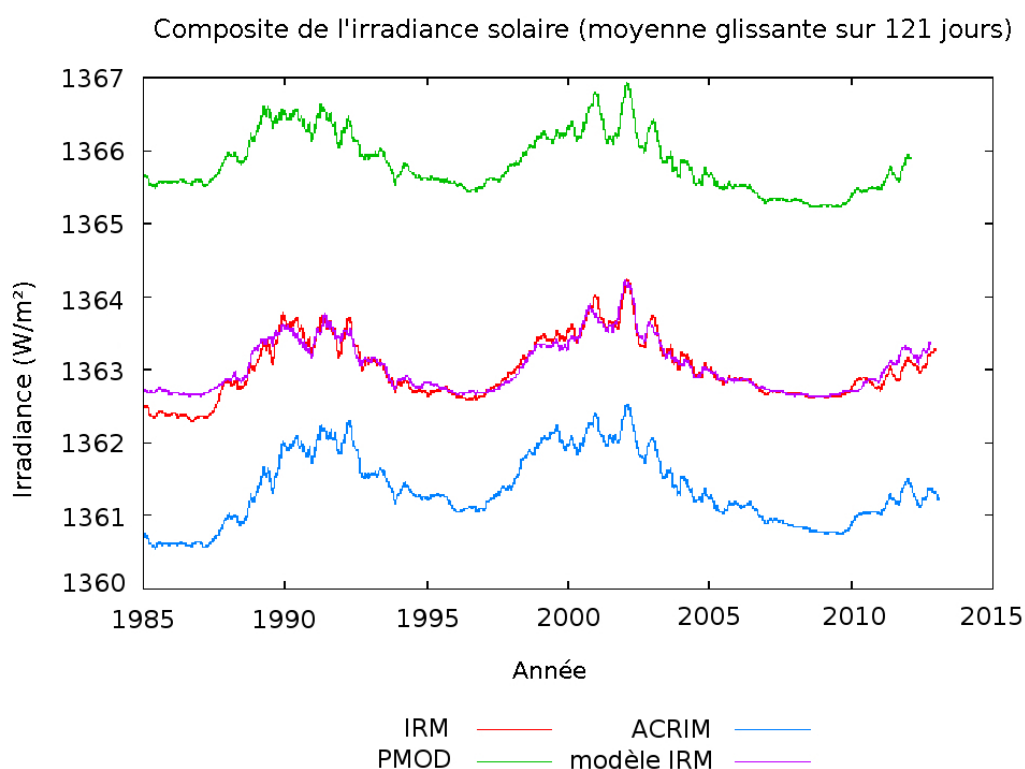


Figure 2.1. Composite sur une trentaine d'années des mesures de l'irradiance solaire totale (en W/m^2) par trois équipes internationales (IRM, PMOD et ACRIM). Ces composites couvrent les deux derniers cycles solaires de 11 ans (cycles 22 et 23), ainsi que le début du cycle actuel (cycle 24). Le 'modèle IRM' est un modèle de régression qui a été ajusté sur la composite de l'IRM.

Suite au lancement de l'instrument TIM/SORCE en 2003, le débat sur la valeur précise de la constante solaire, qui semblait clos à l'époque, avait été relancé. Contrairement à une valeur proche de 1366 W/m^2 qui faisait consensus jusqu'alors, les mesures de TIM ont conduit à proposer une nouvelle valeur autour de 1361 W/m^2 . Comme le montre la figure 2.1, le niveau absolu de l'irradiance proposé par la composite PMOD est représentatif de l'ancienne valeur, tandis que le niveau absolu donné par la composite ACRIM est proche de la nouvelle valeur proposée par TIM. Nous avons réexaminé de manière critique notre propre valeur absolue et nous avons proposé, de manière indépendante, une nouvelle valeur pour la constante solaire (au moment du minimum du cycle solaire) proche de 1363 W/m^2 .

A côté des variations relativement faibles observées à l'échelle de temps d'environ 11 ans du cycle d'activité solaire, la question de savoir s'il existe des variations plus importantes de l'Irradiance Solaire Totale (IST) à des échelles de temps plus longues reste posée. Jusqu'aujourd'hui, la recherche dans ce domaine a été alimentée par l'idée, avancée originellement par l'astronome J.A. Eddy en 1976, de l'existence d'un lien entre le Minimum de Maunder du Soleil (une longue période de faible activité solaire vers 1650-1700) et le Petit Age glaciaire que la Terre a connu vers cette époque (une longue période de températures généralement faibles). Selon l'explication la plus évidente, la variation à long terme de l'IST (qui quantifie l'énergie reçue du Soleil par la Terre) serait responsable des faibles températures observées. Pour essayer d'expliquer l'anomalie climatique du Petit Age glaciaire, plusieurs reconstructions de l'IST à long terme ont été proposées en postulant une nécessaire variation à long terme du niveau de l'IST correspondant à une période dite de « Soleil calme » (période de faible activité solaire).

Des progrès récents, tout d'abord dans le domaine de la mesure de l'IST à partir de l'espace (cf. plus haut), et ensuite dans la caractérisation à long terme de l'activité solaire sur base des taches solaires, mais également le comportement inattendu du Soleil lui-même durant l'actuel cycle solaire, donnent des raisons de penser qu'un changement de paradigme est nécessaire dans la recherche liant le Soleil au climat.

Dans le passé, l'apparition de taches sombres à la surface du Soleil commença à être consignée par des observateurs humains dès l'invention du télescope et sa première utilisation par Galilée pour l'observation du Soleil en 1610. Nos collègues de l'Observatoire Royal de Belgique (ORB) sont responsables de la pérennité de l'indice *Nombre International de Taches Solaires*: il s'agit de la plus longue série d'observations directes des manifestations de l'activité magnétique à la surface solaire. Depuis 2011, plusieurs séminaires traitant des taches solaires ont été organisés et ils ont conduit en 2014 à la publication d'une série temporelle des taches solaires entièrement revue.

Le cycle solaire actuel (cycle 24), qui a débuté en décembre 2008, est très particulier par rapport aux derniers cycles précédents (cf. figure 2.1). Il se caractérise par une montée lente de l'activité solaire représentée par le nombre de taches et celle-ci est restée faible jusqu'à son maximum qui a été atteint en avril 2014. L'activité solaire du cycle 24 est une des plus faibles observées depuis le début du 20^e siècle. Ce cycle est maintenant dans sa phase descendante.

En conclusion, nous pensons que le postulat de la variation à long terme du niveau de l'IST par « Soleil calme » n'est plus justifié. Au cours des 300 dernières années, depuis le Minimum de Maunder, à la place d'une lente augmentation de son activité, le Soleil a plutôt connu une modulation à long terme de son activité, caractérisée par une période d'environ 100 ans et conduisant aux « grands minima » d'activité autour de 1810 et 1910.

Rayonnement solaire et aérosols à Uccle

L'IRM mesure à la station d'Uccle, depuis 1951, le rayonnement solaire global en surface et, depuis 1985, la quantité de petites particules solides en suspension dans l'atmosphère (aérosols). Des informations à plus long terme sur le rayonnement solaire sont même disponibles grâce aux mesures de la durée d'insolation qui remontent à Uccle jusqu'en 1887 (cf. chapitre 1).

Le rayonnement solaire global au sol est la quantité totale d'énergie solaire atteignant une surface horizontale. Ce paramètre dépend en premier lieu de l'importance de la nébulosité (une faible nébulosité entraînant un rayonnement élevé) et, en second lieu, de la transparence de l'atmosphère en l'absence de nuages qui, à son tour, dépend de la quantité de vapeur d'eau, d'ozone et d'aérosols dans l'atmosphère.

La série la plus longue de mesures du rayonnement solaire global en Belgique est celle de la station d'Uccle qui a commencé en 1951. La courbe rouge sur la figure 2.2 donne la valeur relative des cumuls annuels du rayonnement solaire global (relativement à la moyenne de la valeur annuelle sur la période entière 1951-2014).

Rayonnement solaire global annuel à Uccle

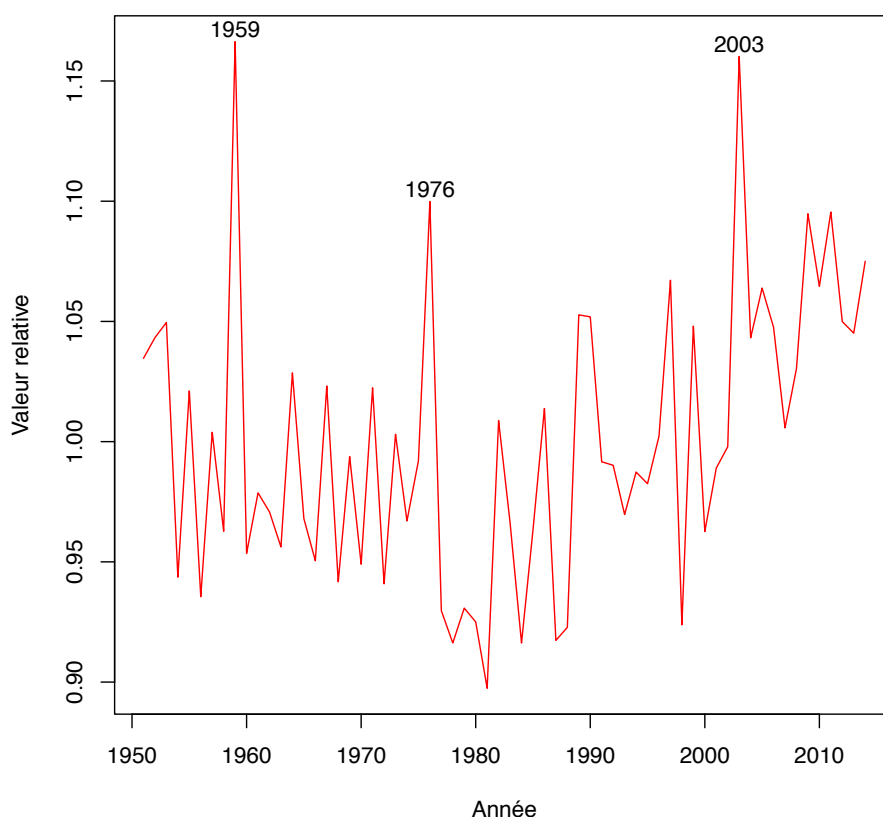


Figure 2.2. Variation relative du rayonnement solaire global annuel à Uccle sur la période 1951-2014. Le niveau 1.00 (100%) équivaut à une valeur de 990 kWh/m².

Les données de la figure 2.2 indiquent que 1959, 1976 et 2003 furent des années au cours desquelles le rayonnement solaire a été exceptionnellement élevé. Une analyse détaillée des mesures de rayonnement toutes les 30 minutes, dans laquelle l'effet de la nébulosité variable a été dissocié des variations du rayonnement solaire dans une atmosphère sans nuages, montre que les années 1959, 1976 et 2003 furent exceptionnellement ensoleillées du fait d'une nébulosité exceptionnellement faible ces années-là.

Sur la période 1951 à 1984, le rayonnement solaire à Uccle diminua de 6,3%. Ce résultat est en bon accord avec le « global dimming »⁷ reconnu au plan international durant cette période. Sur la période 1984 à 2014, on assiste à une augmentation moyenne d'environ 12% et cette constatation est également en accord avec l'augmentation récente établie à l'échelle internationale par le réseau BSRN (Baseline Surface Radiation Network). Ces changements à long terme du rayonnement solaire global ne peuvent être expliqués que par les changements de la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère (cf. plus loin), dont le niveau dépend de la pollution de l'air (Wild, 2009).

Les températures moyennes annuelles à Uccle (cf. chapitre 1, figure 1.1) ne montrent pas d'augmentation significative durant la période du « global dimming ». Le saut dans les températures en 1987-1988 se produit durant la période où le rayonnement solaire se remet à augmenter et c'est également le cas pour l'anomalie chaude de 2006-2007 (au cours de laquelle trois saisons consécutives – de l'automne 2006 au printemps 2007 – ont connu des températures record à Uccle).

7 Global dimming : la diminution de la quantité de rayonnement solaire atteignant le sol observée à différents endroits dans le monde du début des années 1950 au milieu des années 1980 environ.

Depuis 1985, l'épaisseur optique des aérosols (noté AOD) est mesurée à Uccle dans le domaine des longueurs d'onde de l'UV-B. L'AOD caractérise l'atténuation de la quantité de rayonnement solaire au sol du fait de la présence d'aérosols dans l'atmosphère. Cette mesure est directement liée à la quantité de petites particules suspendues dans l'air : plus l'AOD est grand, plus il y a d'aérosols dans l'air et moins il arrive de rayonnement solaire jusqu'au sol.

La figure 2.3 donne les valeurs moyennes annuelles de l'AOD mesuré à Uccle de 1985 à 2014. La droite de tendance générale est également indiquée sur la figure. La tendance générale est clairement négative ($-0,8\%$ par an), ce qui signifie que la quantité d'aérosols dans l'atmosphère durant cette période a eu tendance à diminuer. Cela explique l'augmentation générale du rayonnement solaire à Uccle sur cette période (cf. figure 2.2). La figure 2.3 indique aussi plus précisément que la diminution de l'AOD s'est principalement produite entre 1985 et 2002 et que depuis lors, les valeurs de l'AOD semblent s'être relativement stabilisées.

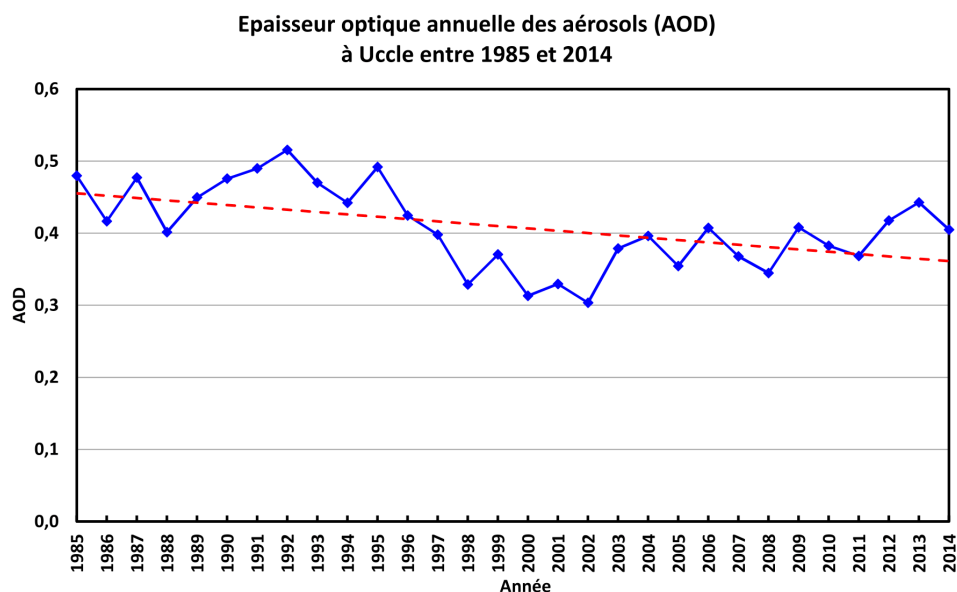


Figure 2.3. Moyenne annuelle de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) à Uccle sur la période 1985-2014.

Les valeurs élevées de l'AOD mesurées en 1992 doivent être attribuées à l'éruption volcanique du Pinatubo en juin 1991 aux Philippines. Ce volcan situé dans l'hémisphère sud a éjecté une énorme quantité de particules dans l'atmosphère. Cet événement illustre le caractère planétaire de la distribution des aérosols et donc aussi de la quantité de rayonnement solaire incident en surface.

En conséquence de ce qui a été présenté plus haut, nous ne pouvons pas tout simplement attribuer l'évolution de la température à l'évolution de la concentration des gaz à effet de serre, mais nous devons également prendre en considération l'évolution du rayonnement solaire. Sur la période 1951-1984, le réchauffement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre a pu être contrecarré par la diminution du rayonnement solaire, ce qui pourrait expliquer la stabilité relative des températures durant cette période. En revanche, de 1984 à aujourd'hui, le réchauffement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre a pu être amplifié du fait de l'augmentation du rayonnement solaire.

Le paramètre le plus important qui influence, à Uccle, les variations à long terme de la quantité de rayonnement solaire est la quantité d'aérosols, liée très probablement au taux de pollution atmosphérique. Les activités humaines n'ont donc pas seulement un effet de réchauffement climatique dû à l'émission des gaz à effet de serre, mais également un effet de refroidissement lié à la présence des aérosols provenant de la pollution dans l'atmosphère.

En conclusion, il faut insister sur le manque d'informations concernant la distribution des aérosols dans le temps et dans l'espace. Ce manque de connaissance explique que les aérosols représentent une des plus importantes causes d'incertitude dans les études climatiques actuelles.

Le bilan d'énergie de la Terre mesuré à partir de l'espace

Le climat de la Terre dépend de l'équilibre au sommet de l'atmosphère entre, d'une part, le réchauffement dû au rayonnement solaire incident (flèche A dans la figure 2.4) et, d'autre part, le refroidissement dû au rayonnement solaire réfléchi (flèche I) et à l'émission de rayonnement infrarouge (thermique) par la Terre (flèche E). L'augmentation des Gaz à Effet de Serre (GES) dans l'atmosphère se traduit initialement par un réchauffement de la Terre du fait que le rayonnement infrarouge sortant diminue (surplus d'absorption par les GES), ce qui entraîne un gain d'énergie pour la planète.

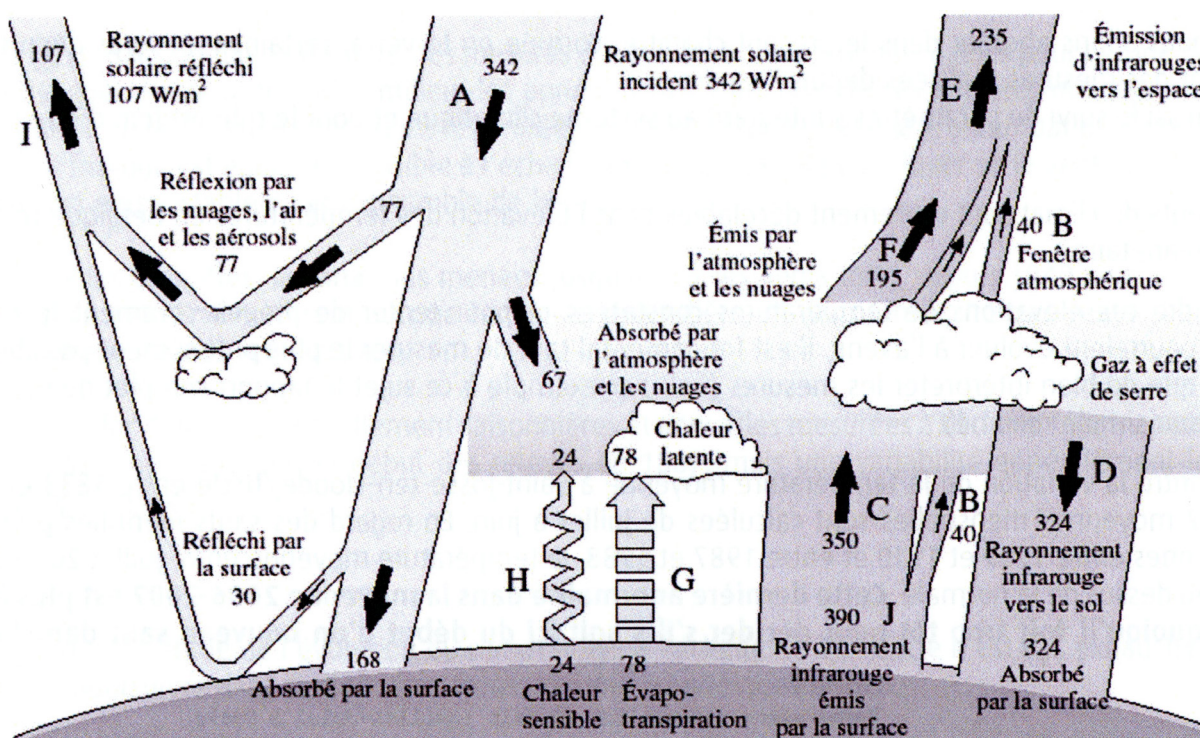


Figure 2.4. Schéma donnant des valeurs estimées pour les différents flux d'énergie dans le système climatique terrestre. Les valeurs sont exprimées en W/m^2 (en moyenne annuelle pour la planète).

* Dans ce schéma simplifié, la valeur du rayonnement solaire incident est 4 x plus petite que la valeur de la « constante solaire » dont il a été question précédemment (sa valeur est supposée ici égale à 1368 W/m^2). La constante solaire est mesurée depuis un satellite, perpendiculairement aux rayons solaires. La Terre, assimilée à une sphère, a une superficie de $4 \pi R^2$ (avec R le rayon de la Terre), tandis que la surface (en projection) vue par le Soleil n'est que πR^2 , d'où le facteur 4 en moins pour l'énergie distribuée sur la surface totale du globe terrestre.

Au sommet de l'atmosphère, la réflexion du rayonnement solaire et l'émission de rayonnement infrarouge sont fortement influencées par la présence des nuages. A ce sujet, il existe encore une grande incertitude sur l'évolution de la nébulosité induite par le réchauffement causé par le renforcement de l'effet de serre lié à l'augmentation des GES. On ne sait même pas si la nébulosité aura plutôt tendance à augmenter, ce qui aurait tendance à contrecarrer l'augmentation de la température (les nuages réfléchissant globalement davantage le rayonnement solaire; *rétroaction négative*) ou, au contraire, tendance à diminuer, ce qui renforcerait le réchauffement (les nuages réfléchissant globalement moins de rayonnement solaire; *rétroaction positive*). Pour pouvoir tirer des conclusions générales à ce sujet, des mesures satellitaires sont nécessaires à grande échelle et sur une longue période de temps.

Climatologie GERB

Pour évaluer la variation diurne du rayonnement infrarouge émis par la Terre, l'instrument « Geostationary Earth Radiation Budget », en abrégé GERB, a été développé par un consortium regroupant le Royaume-Uni, la Belgique et l'Italie. Embarqué sur les satellites géostationnaires européens Météosat 8 et Météosat 9, GERB mesure depuis 2003 le bilan radiatif au-dessus de l'Europe et de l'Afrique. L'essentiel du traitement des données est effectué par l'IRM.

La figure 2.5 montre le rayonnement infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère, mesuré par GERB, pour 4 heures de la journée (01h UTC, 07h UTC, 13h UTC et 19h UTC) en moyenne sur une période de 7 ans, entre février 2004 et janvier 2011. La zone en bleu au-dessus de l'Afrique centrale correspond à la faible émission de rayonnement infrarouge par les sommets froids des nuages d'orage (cumulonimbus) courants dans cette région. Les zones en rouge et jaune, près des latitudes 30° dans les deux hémisphères, correspondent aux émissions infrarouges élevées des régions de haute pression subtropicales, largement dépourvues de nuages. Au cours de la journée, la Terre se réchauffe (changement de couleur du rouge vers le jaune) sous l'influence du déplacement du Soleil d'est en ouest (à 07h UTC, la zone jaune est située du côté est). En cours de journée, l'extension des zones tropicales avec des nuages orageux diminue tout d'abord du fait de la dissipation des nuages sous l'effet du rayonnement solaire (cf. la zone bleue peu étendue à 13h UTC), avant que l'activité convective ne reprenne vigueur suite au réchauffement de la surface continentale (cf. la zone bleue plus étendue à 19h UTC). Ce type d'observations est très utile pour aider à valider la paramétrisation de la convection tropicale dans les modèles climatiques, qui reste encore toujours problématique.

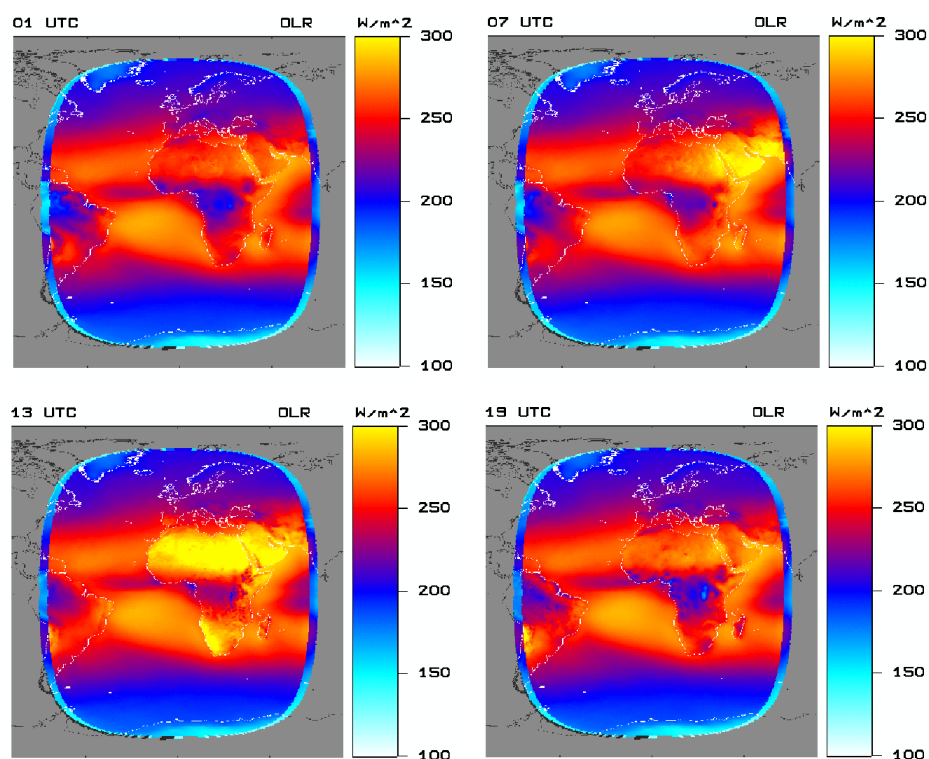


Figure 2.5. Variation journalière du rayonnement infrarouge terrestre sortant au sommet de l'atmosphère mesuré par l'instrument GERB.

En haut à gauche: rayonnement à 01h UTC. En haut à droite: rayonnement à 07h UTC.

En bas à gauche: rayonnement à 13h UTC. En bas à droite: rayonnement à 19h UTC.

L'heure UTC (Universal Time Coordinated) est l'heure de référence internationale. En Belgique, en horaire d'été, l'heure légale est en avance de 2 heures sur l'heure UTC et, en horaire d'hiver, elle est en avance d'une heure sur l'heure UTC.

Climatologie CERES

L'IRM a également étudié les mesures de rayonnement de l'instrument CERES embarqué à bord du satellite Terra. Les mesures couvrent la période de février 2000 à mars 2010.

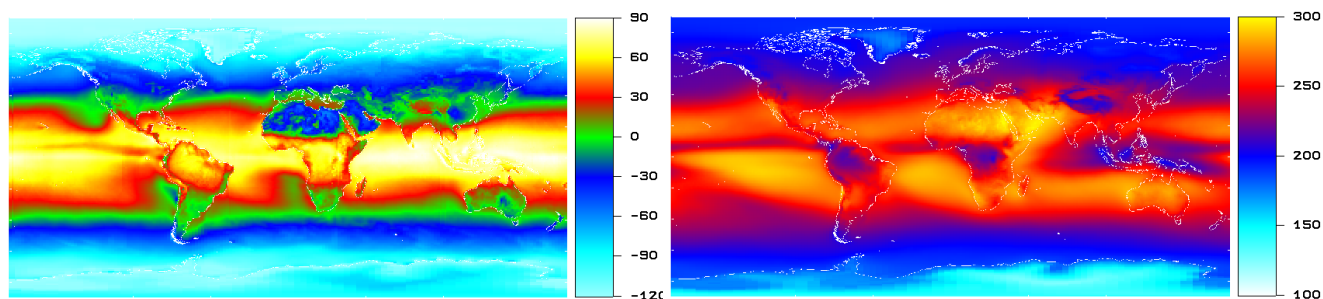


Figure 2.6. Climatologies annuelles fournies par l'instrument CERES (moyennes sur 10 ans). A gauche, pour le rayonnement entrant net au sommet de l'atmosphère (rayonnement solaire incident - rayonnement solaire réfléchi - rayonnement infrarouge sortant). A droite, pour le rayonnement infrarouge sortant. Les échelles de couleurs donnent les flux d'énergie en W/m^2 .

La partie gauche de la figure 2.6 donne la climatologie du rayonnement entrant net (solaire et infrarouge) au sommet de l'atmosphère en moyenne annuelle. Les couleurs rouge et jaune du côté de l'équateur indiquent un apport net d'énergie (réchauffement), tandis que la couleur bleu foncé ou bleu clair vers les pôles indiquent une perte nette d'énergie (refroidissement). La circulation générale dans l'atmosphère et dans les océans agit comme une gigantesque machine thermique qui transfère le surplus d'énergie disponible dans les régions tropicales vers les régions polaires.

La partie droite de la figure 2.6 donne la climatologie du rayonnement infrarouge (thermique) sortant au sommet de l'atmosphère en moyenne annuelle. Ce rayonnement est appelé en anglais « Outgoing Longwave Radiation » et noté OLR. La couleur bleue autour de l'équateur indique des faibles valeurs OLR correspondant aux basses températures du sommet des nuages orageux (cumulonimbus) des régions tropicales. Ces nuages se forment principalement au-dessus des continents et correspondent aux courants atmosphériques ascendants (convection profonde). Par contre, la couleur jaune indique des valeurs élevées de

l'OLR, dans les régions de haute pression subtropicales correspondant aux courants atmosphériques descendants (subsidence). La circulation atmosphérique appelée « Circulation de Hadley » est formée par les courants atmosphériques tropicaux ascendants et les courants atmosphériques descendants dans les régions subtropicales plus au nord et plus au sud (il s'agit d'une circulation des régions tropicales vers les régions subtropicales). La circulation atmosphérique appelée « Circulation de Walker » est formée par les courants atmosphériques tropicaux ascendants et les courants atmosphériques descendants dans les directions est et ouest (il s'agit d'une circulation confinée aux régions tropicales).

La convection tropicale (et les orages associés) est causée par le cycle diurne du réchauffement solaire du fait du déplacement apparent du Soleil autour de la Terre d'est en ouest. Les surfaces continentales se réchauffent plus vite que l'océan, de sorte que la convection tropicale se produit principalement sur les continents. Sur la figure 2.6 (partie droite), on distingue deux régions permanentes d'activité convective maximale (régions à valeurs OLR minimales) : en Amérique du Sud et en Afrique centrale. Il existe un troisième maximum d'activité convective autour de l'Indonésie, avec une branche occidentale au-dessus de l'océan Indien et une branche orientale au-dessus de l'océan Pacifique. Comme il n'y a pas beaucoup de terres dans cette région, le maximum d'activité convective « indonésien » n'est pas stable. Cette instabilité donne lieu au phénomène de variabilité bien connu « El Niño8/La Niña9 » qui est la principale variabilité pluriannuelle climatique à grande échelle.

Renforcement de la phase La Niña depuis 2000

Nous utilisons l'indice appelé *Multivariate ENSO Index* et noté MEI (Wolter and Timlin, 1998) pour caractériser la variabilité pluriannuelle du phénomène « El Niño/La Niña » (cf. plus loin la partie inférieure de la figure 2.8). A partir des données CERES du rayonnement infrarouge sortant (OLR) sur la période de février 2000 à mars 2010, la figure 2.7 (à gauche) montre les variations moyennes sur Terre de l'OLR pour une année de type La Niña par rapport à une année de type El Niño. Sur la période considérée, il y a eu 5 années La Niña et 5 années El Niño. Lors d'une année La Niña, les branches occidentale et orientale du maximum d'activité convective « indonésien » (cf. plus haut) fusionnent et les valeurs de l'OLR diminuent autour de l'Indonésie (cf. la zone de couleur verte sur la partie gauche de la figure 2.7). Les fortes précipitations, qui correspondent à des valeurs faibles de l'OLR, augmentent et provoquent des inondations en Indonésie, en Asie du Sud et en Australie.

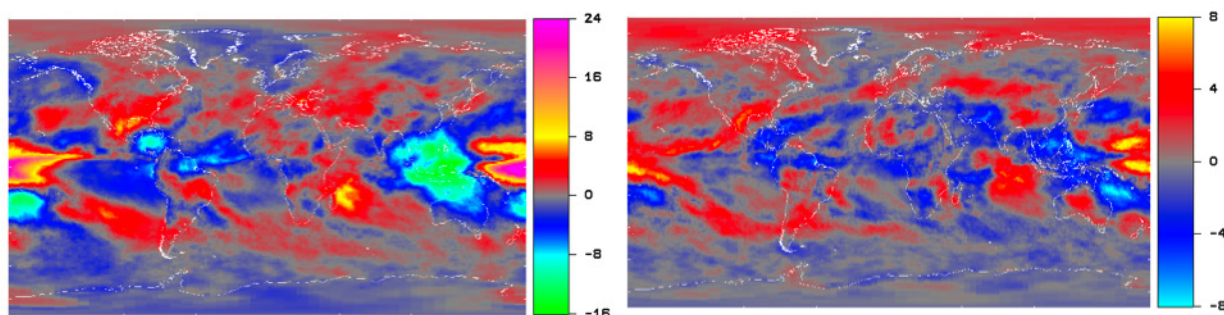


Figure 2.7. A gauche : modifications du rayonnement infrarouge sortant (OLR) lors des années La Niña par rapport aux années El Niño (moyennes sur 10 années entre février 2000 et mars 2010). A droite : modifications à long terme de l'OLR sur la même période de 10 ans. Les échelles de couleurs donnent les fluctuations en W/m^2 .

La Circulation de Walker donne lieu à une « communication » entre les trois régions d'activité convective maximale et lorsqu'un de ces maxima se déplace, les autres « glissent » également du fait des interconnexions dynamiques entre ces régions. Au cours d'une année La Niña, l'OLR diminue au-dessus de certaines régions (cf. les zones en bleu et vert sur la partie gauche de la figure 2.7) et augmente au-dessus d'autres régions (cf. les zones en rouge, jaune et violet). Par exemple, dans le sud des États-Unis, l'OLR augmente pendant une année La Niña et les périodes de sécheresse également.

La partie droite de la figure 2.7 montre la distribution des variations à long terme de l'OLR sur la période de février 2000 à mars 2010. Les variations ont été calculées en comparant les OLR moyennés sur les 5 premières années et les OLR moyennés sur les 5 dernières années. La forme générale de la partie droite de la figure 2.7 est relativement similaire à celle de la partie droite de la même figure. Nous pouvons donc en conclure qu'il y a eu entre 2000 et 2010 un renforcement en moyenne de la phase La Niña.

- 8 Une année de type El Niño est caractérisée par des températures océaniques plus élevées que la normale dans la partie orientale de l'océan Pacifique équatorial et par des perturbations climatiques dans la région et à plus grande échelle.
- 9 Une année de type La Niña est au contraire caractérisée par des températures océaniques plus faibles que la normale dans la partie orientale de l'océan Pacifique équatorial et par des perturbations climatiques, également à l'origine de perturbations climatiques.

La partie supérieure de la figure 2.8 montre l'évolution de la moyenne annuelle de la température moyenne planétaire en surface sur la période 1880-2014, selon les calculs de la NASA (GISS). La partie inférieure de la même figure donne les valeurs de l'indice MEI pour caractériser les phases du phénomène El Niño/La Niña (cf. plus haut) sur la période 1950-2014. La comparaison de ces deux séries de données montre que le renforcement moyen de la phase La Niña depuis 2000 est accompagné d'une pause apparente dans le réchauffement planétaire. A l'opposé, la période entre 1976 et 2000 est caractérisée par une augmentation marquée de la température et une série de phases El Niño intenses.

D'autre part, on peut constater une similitude frappante entre la période après 2000 et la période de 1945 à 1980. Ces deux périodes n'ont pas connu d'augmentation de la température planétaire, ni de forts La Niña. Pour la période 1945-1980, nous savons (Wild, 2009) que l'augmentation de la pollution atmosphérique « occidentale » aux États-Unis et en Europe a conduit à une plus grande réflexion du rayonnement solaire, donc à une plus faible absorption d'énergie solaire, et donc à un refroidissement relatif. Plus récemment, nous savons aussi que le développement économique de la Chine et de l'Inde est accompagné par une forte augmentation de la pollution atmosphérique en Asie du Sud. Il semble donc que l'histoire se répèterait, avec un développement économique accompagné d'une pollution atmosphérique « orientale » et une stagnation de la température mondiale après 2000, comparable avec ce qui était arrivé avec le développement économique occidental après 1945.

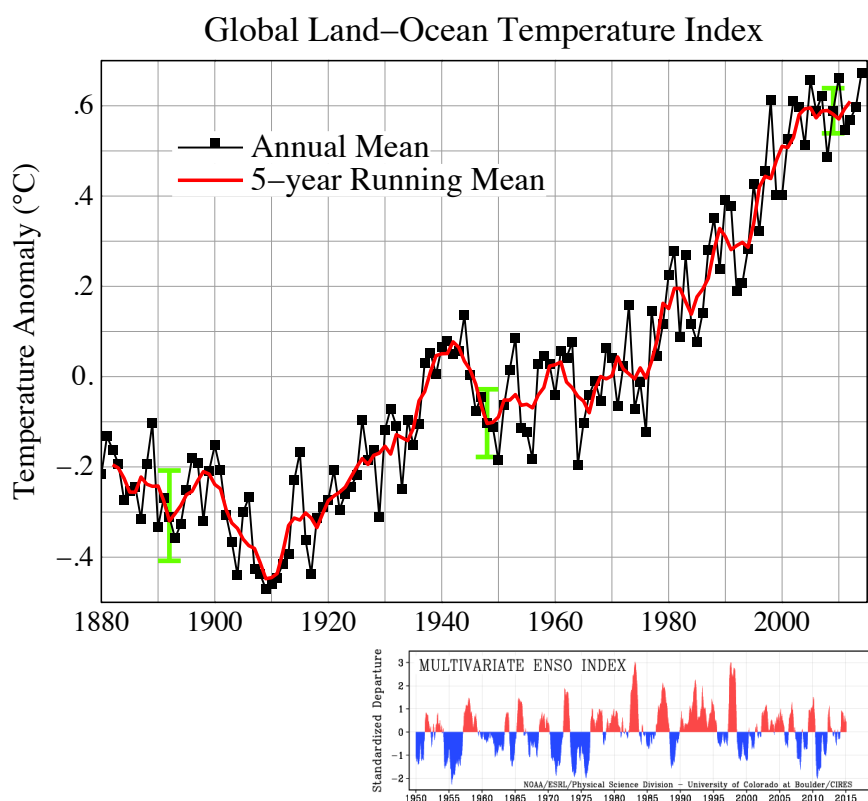


Figure 2.8. Partie supérieure: Evolution de la température planétaire moyenne annuelle entre 1880 et 2014. Partie inférieure: Evolution de l'indice MEI caractérisant le phénomène El Niño/La Niña entre 1950 et 2014. Lors d'une phase El Niño, l'indice est élevé (valeurs en rouge) et il est faible lors d'une année La Niña (valeurs en bleu).

Face à ces constatations d'évolution à grande échelle, il s'agit de se demander ce qui en est à l'origine et ce qui en est la conséquence. La pollution atmosphérique en est-elle la cause ou doit-on simplement l'attribuer à une fluctuation naturelle ?

La première hypothèse consiste à affirmer que le refroidissement relatif causé par la diminution d'absorption du rayonnement solaire est la cause du renforcement prolongé du phénomène La Niña et de la stagnation de la température planétaire entre 1945 et 1980, et après 2000.

L'hypothèse alternative consiste à dire que le renforcement du phénomène La Niña est l'expression d'une oscillation naturelle – appelée Pacific Decadal Oscillation (PDO) – associée aux échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère. Durant la phase La Niña, de l'énergie est transférée de l'atmosphère vers l'océan, ce qui s'accompagne donc d'un refroidissement relatif de l'atmosphère. Alors que durant la phase El Niño, de l'énergie est transférée de l'océan vers l'atmosphère, conduisant à un réchauffement relatif de l'atmosphère.



Pour terminer, nous présentons une figure tirée de Wild (2012) qui montre les changements du rayonnement solaire en surface observés dans différentes régions du monde durant les périodes 1950-1980, 1980-2000 et après 2000. Depuis 2000, on observe une diminution significative de la quantité de rayonnement solaire en Chine et en Inde, ce qui peut s'expliquer par un taux de pollution atmosphérique accru dans ces pays au cours de la période récente.
















	1950s – 1980s	1980s – 2000	Après 2000
USA	-6 	5 	8 
Europe	-3 	2 	3 
Chine / Mongolie	-7 	3 	-4 
Japon	-5 	8 	0 
Inde	-3 	-8 	-10 

Figure 2.9. Variations au cours de trois périodes du rayonnement solaire en surface mesuré dans différentes régions avec une bonne densité de stations d'observation. La période 1950-1980 (colonne de gauche) connaît de manière prédominante des diminutions (global dimming), 1980-2000 (colonne du milieu) montre une reprise partielle (brightning) en plusieurs endroits, à l'exception de l'Inde, et la période récente après 2000 (colonne de droite) montre des tendances variables. Les chiffres indiqués correspondent à des estimations typiques trouvées dans les régions retenues et sont donnés en W/m² par décennie.

2.3 L'IRM et l'ozone

L'ozone est un gaz présent dans l'atmosphère et dont les molécules sont constituées de trois atomes d'oxygène (O₃), contrairement à l'oxygène ordinaire qui n'en comprend que deux (O₂). On trouve ses plus fortes concentrations dans les niveaux élevés de l'atmosphère (entre 20 et 25 km d'altitude). L'ozone est produit grâce aux interactions entre l'oxygène ordinaire, la lumière solaire et des composants minoritaires présents dans l'atmosphère. Une de ses caractéristiques très spécifiques est son grand pouvoir d'absorption des rayons UV de la lumière solaire. C'est précisément ce pouvoir d'absorption élevé qui est responsable de l'inversion du profil des températures avec l'altitude. Dans les couches atmosphériques les plus basses (la troposphère¹⁰), la température diminue avec l'altitude, alors que ce n'est plus le cas dans les couches plus élevées (la stratosphère¹¹).

L'ozone est une molécule très instable, ce qui explique que même à de très faibles concentrations, certains composants chimiques peuvent être à l'origine de perturbations dans son équilibre. Citons l'exemple des composés chlorés qui se sont accumulés dans la stratosphère suite à l'usage des fréons dans les installations frigorifiques et les « sprays ». Ces composés chlorés peuvent, dans certaines conditions, diminuer le niveau de concentration d'ozone, ce qui entraîne une plus grande intensité de rayonnement UV atteignant le sol. Après l'interdiction de l'utilisation des fréons (Protocole de Montréal en 1987), le niveau de la concentration d'ozone devait se reconstituer. Pour vérifier que cela se produit réellement comme prévu, il est nécessaire de surveiller l'évolution de la couche d'ozone grâce à des observations continues.

Dans la troposphère, un autre problème se pose. En effet, l'ozone est un gaz agressif qui, à fortes concentrations, peut causer par exemple des problèmes respiratoires. Les concentrations d'ozone dans la troposphère varient fortement en fonction des conditions météorologiques et en fonction des concentrations de certains composants chimiques (liés à la pollution atmosphérique). Il y a lieu dès lors d'être vigilant pour que la concentration d'ozone ne soit pas trop élevée dans les plus basses couches de l'atmosphère.

10 Troposphère : région de l'atmosphère au sein de laquelle la température diminue avec l'altitude (elle est située entre la surface et 10 km d'altitude environ). Le sommet de la troposphère est appelé « tropopause ».

11 Stratosphère : région de l'atmosphère au-dessus de la tropopause, au sein de laquelle la température ne diminue plus avec l'altitude (elle est située entre 10 et 50 km d'altitude environ).

L'IRM utilise un instrument moderne, un spectrophotomètre Brewer, pour mesurer de cette façon l'épaisseur de la couche d'ozone à long terme (cf. figure 2.10).



Figure 2.10. L'instrument Brewer installé sur le toit de l'IRM.

- Une autre méthode pour obtenir des informations sur la quantité d'ozone dans l'atmosphère consiste à envoyer un senseur chimique à différents niveaux d'altitude en le fixant sous un ballon-sonde (cf. figure 2.11). Cette technique permet de connaître le profil vertical de la concentration en ozone.



Figure 2.11. Le lancer à Uccle d'un ballon météorologique avec un senseur d'ozone.

- Les observations satellitaires depuis l'espace donnent quant à elles une image planétaire de la répartition d'ozone.

L'ozone proche du sol est le plus souvent mesuré grâce à des instruments basés sur l'absorption des UV par ce gaz. Bien entendu, les sondages d'ozone donnent eux aussi des informations sur les quantités d'ozone dans la troposphère. Les données des satellites en revanche sont très peu sensibles aux concentrations d'ozone dans la troposphère.

Dans le contexte de la surveillance internationale de l'atmosphère, l'IRM effectue déjà depuis longtemps des mesures d'ozone à Uccle depuis la surface et par ballon-sonde. Nous présentons ci-après quelques résultats obtenus à l'aide de ces observations.

Une longue tradition dans l'observation de la couche d'ozone

Depuis 1969, trois sondages hebdomadaires sont réalisés à Uccle par ballon-sonde. Ces sondages livrent le profil vertical de la pression, de la température, de l'humidité relative, du vent et de la concentration en ozone jusqu'à une hauteur approximative de 32 km. L'IRM possède ainsi, comme les stations de Hohenpeißenberg (en Allemagne) et de Payerne (en Suisse), l'une des plus longues séries de profils d'ozone au monde. De plus, depuis 1971, l'épaisseur totale de la couche d'ozone est également mesurée quotidiennement à Uccle par des spectrophotomètres installés au sol. Ce type de longues séries est fondamental pour étudier les changements à long terme dans l'atmosphère. Cependant, avant que ces séries ne soient utilisées à cette fin, il s'agit d'en vérifier les données et de les corriger pour compenser d'éventuelles erreurs dues à des effets instrumentaux. Ces examens préalables ont été soigneusement effectués pour les séries de mesures à Uccle et l'on dispose ainsi de séries d'ozone dites « homogénéisées » pouvant être exploitées pour des études climatologiques.

L'évolution de l'épaisseur de la couche d'ozone

Une analyse de la série homogénéisée de l'épaisseur totale de la couche d'ozone mesurée à Uccle est présentée à la figure 2.12. Elle donne la moyenne glissante annuelle de l'épaisseur d'ozone depuis que l'IRM mesure quotidiennement cette quantité. Une moyenne glissante annuelle permet d'éliminer le cycle saisonnier que l'on observe sur les quantités d'ozone.

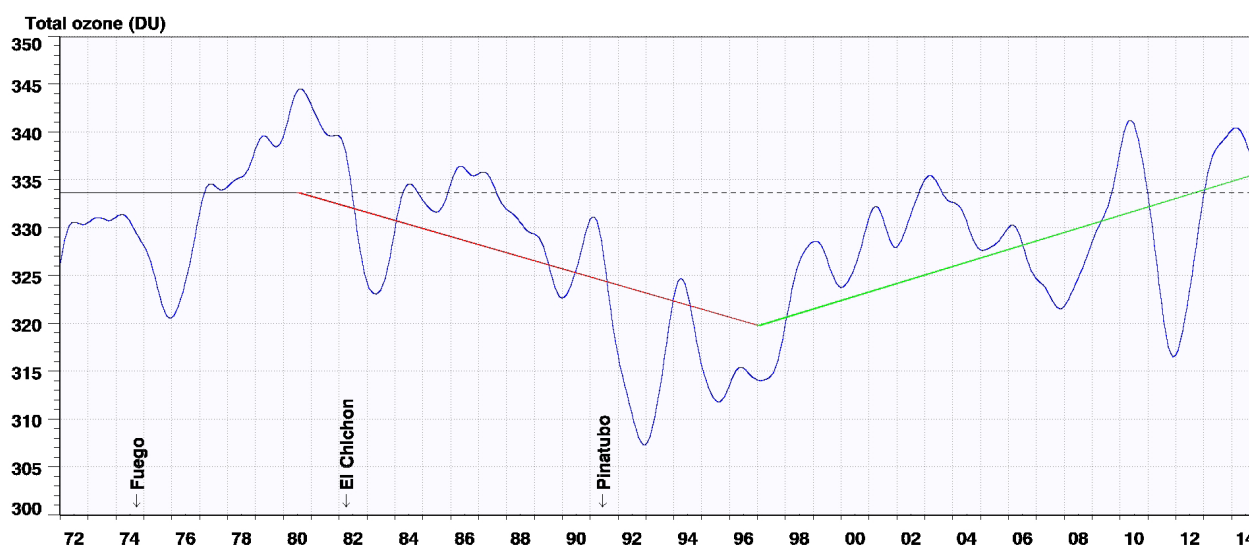


Figure 2.12. Evolution de l'épaisseur totale de la couche d'ozone (moyenne glissante annuelle) mesurée à Uccle de 1972 à 2014. L'épaisseur est exprimée en unités « Dobson » (DU).

On sait, grâce à des travaux réalisés par une équipe de l'Université de Liège qui les observe, que les matières destructrices d'ozone (en particulier les chlorofluorocarbures ou CFC) ont atteint une concentration maximale au milieu des années 1990. Leur concentration a ensuite diminué légèrement suite aux décisions du protocole de Montréal qui interdisait la production de ces substances¹². Une tendance d'évolution a donc été calculée sur différentes périodes. Jusqu'en 1980, on ne décèle pas de tendance significative et la période 1972-1980 a été utilisée pour calculer une valeur de référence, symbolisée par la ligne horizontale noire sur la figure. Ensuite, on décèle tout d'abord une tendance à la baisse, symbolisée par la ligne rouge sur la figure 2.12, jusqu'au milieu des années 1990 (-0,25% par an), lorsqu'un minimum est atteint. Par la suite, une tendance à la hausse de l'ozone est globalement observée (+0,28% par an), symbolisée par la ligne verte sur la figure.

Interprétation

Il faut être prudent pour interpréter la reconstitution de la couche d'ozone qui semble se produire depuis le milieu des années 90, la période considérée étant encore un peu trop courte pour pouvoir tirer des conclusions définitives. Si les décisions prises par la mise en application du protocole de Montréal peuvent être invoquées, cette inversion de tendance peut aussi être due à des oscillations naturelles imputées aux conditions atmosphériques. Il est bien établi, par exemple, que l'activité volcanique a des effets importants sur la quantité d'ozone dans l'atmosphère (l'impact d'éruptions importantes comme celles du Fuego, de El Chichon et du Pinatubo sont visibles sur la figure 2.12).

¹² Le protocole de Montréal a été adopté le 16/09/1987 et est entré en application le 1/01/1989.

On trouve des résultats de tendances comparables dans la littérature scientifique internationale, que ce soit sur base de données satellitaires ou à partir de données de plusieurs stations au sol. Bien que la fiabilité des calculs augmente, les résultats ne semblent pas encore entièrement convaincants sur le plan statistique. Seules, d'autres observations complémentaires à l'avenir permettront de distinguer si cette reconstitution de l'ozone est due à des fluctuations naturelles ou si les actions de l'homme liées aux décisions du Protocole de Montréal en sont responsables.

L'ozone est aussi un gaz à effet de serre. L'interaction qui peut exister entre la concentration d'ozone dans l'atmosphère et le réchauffement de la Terre complique encore la prévision du moment où la reconstitution de la couche d'ozone sera complète.

Grâce aux profils des concentrations d'ozone, on peut déceler à quelles altitudes les changements dans les quantités d'ozone se sont produits. Sur la figure 2.13, on compare les profils verticaux moyens d'ozone pour trois périodes de 11 ans. En comparant les résultats des deux premières périodes, il apparaît clairement que la diminution de la quantité totale d'ozone est imputable principalement à la diminution des concentrations d'ozone dans la stratosphère. En effet, on observe une tendance inverse dans la troposphère (une augmentation de la concentration d'ozone) qui est imputable à la production photochimique d'ozone due aux polluants. Pour la période la plus récente (2002-2012), on constate une augmentation globale d'ozone aussi bien dans la stratosphère que dans la troposphère, par rapport à la période précédente (1985-1995).

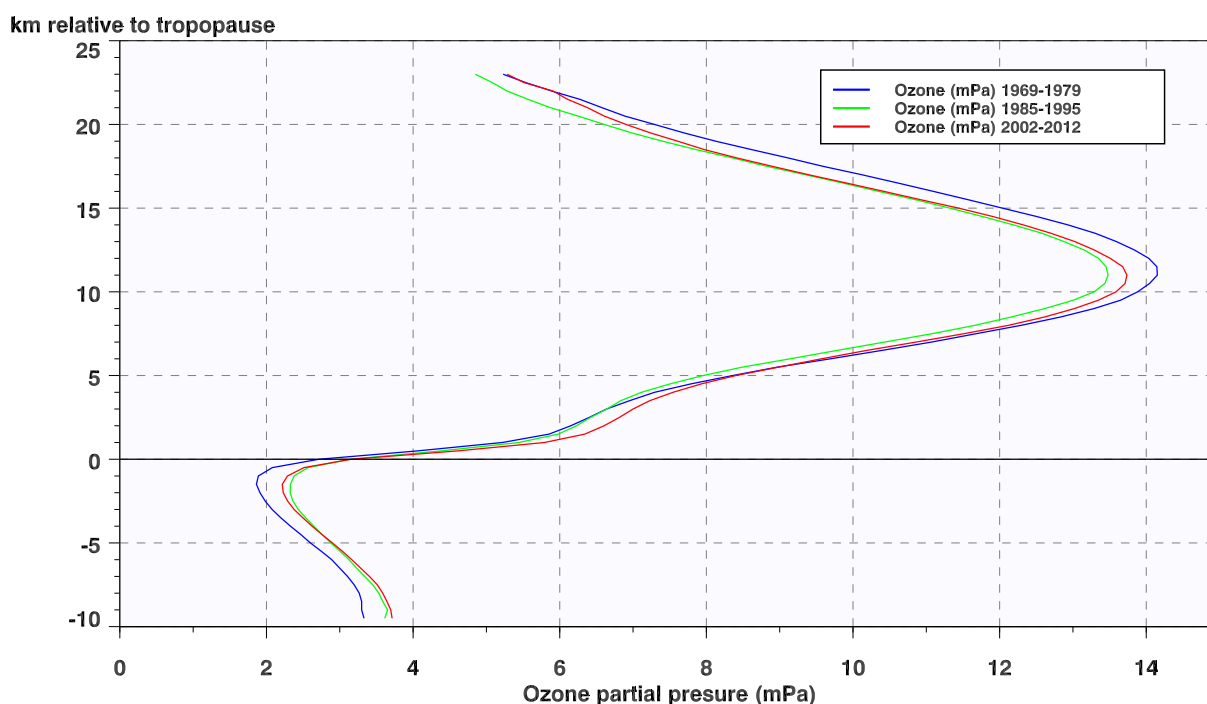


Figure 2.13. Distributions verticales d'ozone (en millipascals), en fonction de l'altitude donnée par rapport au niveau de la tropopause, située au sommet de la troposphère (ce niveau est donné par la ligne horizontale noire). La courbe bleue correspond au profil moyen sur la période 1969-1979, la courbe verte sur la période 1985-1995 et la courbe rouge sur la période 2002-2012.

Toutes ces observations sont effectuées dans le cadre du programme international de la « Veille de l'Atmosphère globale » initié par l'Organisation Météorologique Mondiale. Ce programme contribue aux études sur les changements à long terme dans l'atmosphère.

2.4 Recherche sur la vapeur d'eau à l'IRM

Dans le débat à propos du réchauffement climatique dû aux gaz à effet de serre comme le CO₂, le méthane, l'oxyde nitreux, l'ozone, etc., on oublie parfois le gaz à effet de serre le plus important, à savoir, la vapeur d'eau ! En effet, la vapeur d'eau piège également partiellement la chaleur émise par la Terre sous forme de rayonnement thermique et cela conduit à un réchauffement des couches inférieures de l'atmosphère. La vapeur d'eau est omniprésente dans les plus basses couches de l'atmosphère (correspondant à la troposphère), jusqu'à 11 kilomètres d'altitude (à Uccle) où se situe la tropopause qui coïncide avec un minimum local de la température. La vapeur d'eau troposphérique provient notamment de l'évaporation de l'eau des océans, des mers et des lacs. La vapeur d'eau est également à l'origine de la formation des nuages qui arrêtent une partie du rayonnement solaire. Globalement, l'effet net de la vapeur d'eau est un réchauffement à la surface de la Terre, mais il faut insister sur la complexité du sujet. L'IRM poursuit des recherches sur la vapeur d'eau dans deux domaines particuliers que nous présentons ci-après.

La vapeur d'eau dans les couches supérieures de la troposphère

Dans les couches les plus élevées de la troposphère, on trouve, piégées sous la tropopause, des quantités suffisamment importantes de vapeur d'eau dans des conditions idéales de températures pour pouvoir absorber de manière importante le rayonnement thermique émis par la surface terrestre et les basses couches atmosphériques. Il faut signaler que c'est un réel défi de mesurer les quantités de vapeur d'eau dans ces couches. L'IRM a étudié l'évolution de la quantité de vapeur d'eau dans les couches supérieures de la troposphère sur une période de 18 années, entre 1990 et 2007 (Van Malderen and De Backer, 2010). Pour cette période, l'IRM dispose pour la station d'Uccle d'une série homogène de mesures de vapeur d'eau obtenues avec un type spécifique de radiosondes. Une radiosonde est en réalité une mini-station météorologique attachée à un ballon et qui mesure toutes les deux secondes l'altitude, la température, la pression, l'humidité relative, l'intensité et la direction du vent. Ces radiosondes fournissent ainsi des profils verticaux de la température desquels on peut obtenir des informations sur la position de la tropopause au-dessus d'Uccle. De cette façon, on parvient à situer les différentes couches supérieures de la troposphère par rapport à la tropopause et par conséquent à déterminer les quantités de vapeur d'eau dans ces mêmes couches atmosphériques. C'est une approche différente de celle consistant à déterminer les profils de concentration de la vapeur d'eau à partir de mesures satellitaires, mais avec laquelle il n'est pas possible de localiser avec précision la tropopause.

Les résultats de l'étude montrent que l'évolution de la vapeur d'eau au-dessus d'Uccle dans la troposphère supérieure durant la première décennie (1990-2000) a été influencée par l'éruption du volcan Pinatubo en juin 1991, aux Philippines. En effet, cette éruption a produit des poussières dans la haute atmosphère qui se sont dispersées au-dessus de la planète entière. Ces poussières ont réfléchi une partie du rayonnement solaire ce qui a conduit à une diminution de la température en surface, à l'échelle planétaire. Ce refroidissement a conduit à son tour à une diminution de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, notamment dans les couches troposphériques supérieures au-dessus d'Uccle, jusqu'au milieu de l'année 1994 (cf. figure 2.14). Par la suite, l'impact de l'éruption sur la température et la quantité de vapeur d'eau s'est progressivement atténué et on détecte alors une remontée des valeurs de ces deux paramètres.

Cependant, le fait le plus remarquable mis en évidence par notre étude est la chute relativement brutale de la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère supérieure au-dessus d'Uccle au cours de l'automne 2001 (cf. figure 2.14). Nous avons pu montrer que cette baisse rapide était liée à la hausse soudaine de la hauteur de la tropopause à la même époque, ce qui entraîna une diminution de la température au niveau de la tropopause. Par ailleurs, nous avons trouvé des indices qui lient le mouvement de la tropopause à la dynamique des couches atmosphériques sous-jacentes. Au cours de l'automne 2001, la troposphère a subi un étirement vertical significatif. Cet épisode particulier ne concerna pas seulement Uccle, puisque le même signal fut détecté dans les sondages réalisés dans les stations environnantes.

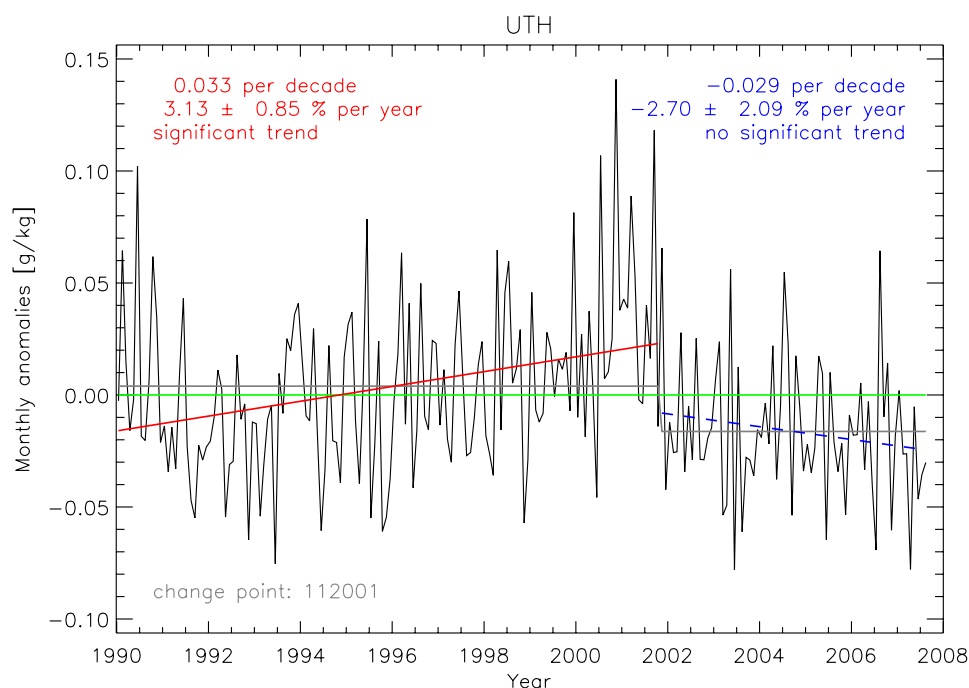


Figure 2.14. Série temporelle des anomalies mensuelles de la quantité de vapeur d'eau dans les couches supérieures de la troposphère au-dessus d'Uccle, exprimées en g/kg. Une anomalie mensuelle est obtenue en soustrayant la moyenne mensuelle sur le long terme de la valeur mensuelle observée. Cette technique a l'avantage de faire disparaître le cycle saisonnier dans une série. On observe clairement la forte diminution de la quantité de vapeur d'eau au cours de l'automne 2001.

La quantité verticale totale de vapeur d'eau

Dans le cadre d'une collaboration entre les trois institutions du plateau d'Uccle (IRM, ORB et IASB), l'IRM a mené également une recherche sur l'évolution à l'échelle planétaire de la quantité totale de vapeur d'eau (dans une colonne atmosphérique verticale). Davantage encore que la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère supérieure, la valeur de ce paramètre est lié à la température en surface, conformément à la loi physique décrite par l'équation de Clausius-Clapeyron. Celle-ci prévoit une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau de 7% pour chaque augmentation d'1°C de la température. Pour vérifier la justesse de cette loi en comparant les mesures et les calculs, il est nécessaire de disposer de séries d'observations fiables de la quantité totale de vapeur d'eau, sur la période la plus longue possible.

Dans la première phase de la recherche (Van Malderen *et al.*, 2014b), nous avons effectué une comparaison entre les mesures de la quantité totale de vapeur d'eau pour une trentaine de sites dans le monde à partir de cinq types d'instruments différents: radiosonde, photomètre solaire, instrument GPS et deux instruments satellitaires (l'un actif dans le spectre UV et celui de la lumière visible, l'autre dans l'infrarouge). Cela peut sembler surprenant d'utiliser un instrument GPS pour mesurer la quantité de vapeur d'eau, mais c'est en réalité très judicieux. En effet, la présence de vapeur d'eau entre l'émetteur GPS de la station au sol et le satellite en orbite induit un retard supplémentaire entre les moments de l'émission et de la réception du signal. Selon notre étude, il semble même que le recours à un instrument GPS est une des méthodes de mesure parmi les plus fiables pour évaluer la quantité totale de vapeur d'eau dans l'atmosphère. De plus, cette méthode fournit des données à une très haute fréquence (toutes les 5 minutes) et n'est pas perturbée par les conditions météorologiques, au contraire des méthodes faisant appel à un photomètre solaire ou aux deux instruments satellitaires qui ne fonctionnent, quant à elles, que si le ciel est au moins partiellement sans nuages.

Après la comparaison des quantités totales absolues de vapeur d'eau, nous avons également examiné, dans la seconde phase du projet, s'il existait des différences entre les tendances d'évolution temporelle qui se dégagent des données des instruments les plus fiables de notre sélection, et si ces tendances étaient cohérentes à l'échelle globale (avec les observations satellitaires) ou entre différentes stations réparties dans le monde (avec les mesures GPS). La figure 2.15 montre un exemple des tendances détectées dans les quantités totales de vapeur d'eau pour les 101 stations GPS fournissant régulièrement des données depuis 1995-1996, d'où il semble quand même ressortir quelques aberrations géographiques dans les résultats. Une étude de sensibilité des tendances calculées à partir des données GPS et une comparaison avec celles issues des données des plus longues séries satellitaires homogénéisées (débutant en 1995) doit nous permettre de déterminer si les aberrations géo-

graphiques détectées sont imputables aux observations elles-mêmes ou si elles sont inhérentes à la variabilité naturelle de la quantité de vapeur d'eau consécutive aux fluctuations dans les températures de surface à l'échelle du globe. En tout cas, de manière générale, on peut déjà conclure que la quantité totale de vapeur d'eau a augmenté depuis le milieu des années 1990.

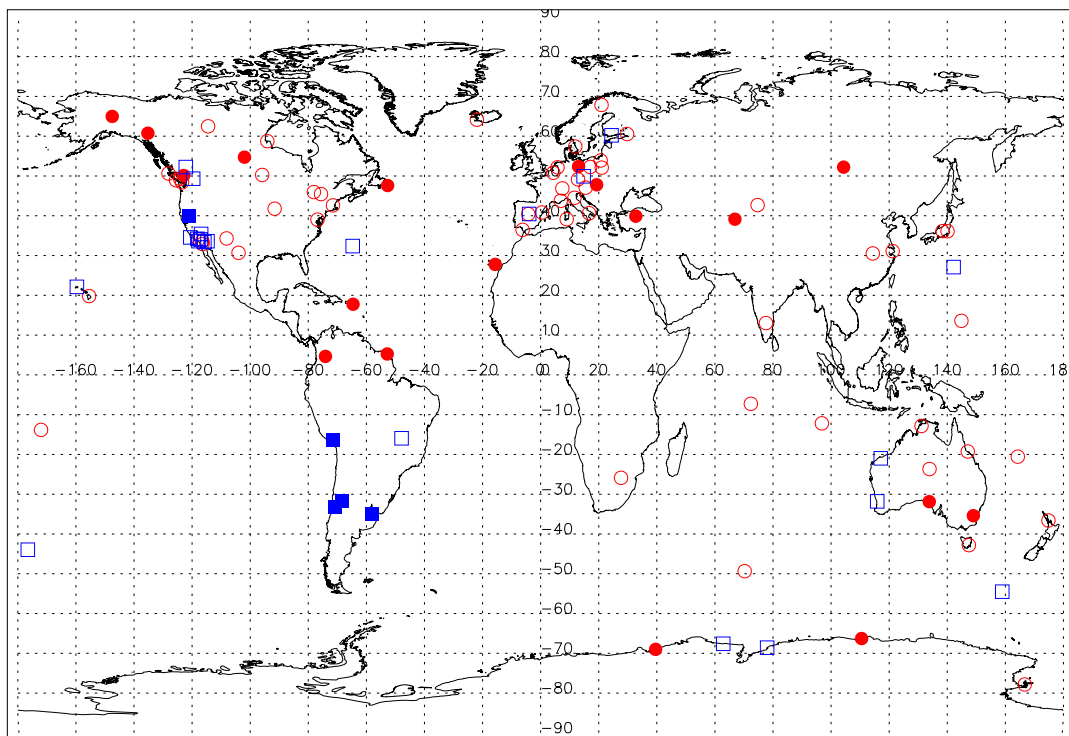


Figure 2.15. Tendances temporelles des quantités totales de vapeur d'eau pour les 101 stations GPS dont les mesures ont commencé en 1995-1996. Les cercles rouges indiquent les stations présentant une tendance positive (augmentation de la quantité de vapeur d'eau), les carrés bleus les stations présentant une tendance négative (diminution de la quantité de vapeur d'eau). Lorsque les tendances sont statistiquement significatives, l'intérieur des symboles est entièrement coloré.

2.5 La recherche de l'IRM en Antarctique

L'IRM poursuit un programme de recherche scientifique dans l'est de l'Antarctique, à la station Princesse Elisabeth, située sur le site d'Utsteinen, au pied de la chaîne des montagnes Sor Rondane dans la zone de Dronning Maud Land (cf. figure 2.16). Sous la conduite de l'IRM, en collaboration avec l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique (IASB) et l'Université de Gand, un observatoire atmosphérique permanent y a été installé. Il comprend un équipement de huit instruments complémentaires installés au sol qui mesurent les propriétés physiques et optiques des aérosols atmosphériques, la quantité totale d'ozone dans la colonne atmosphérique, le rayonnement solaire global atteignant la surface et les intensités incidentes des rayonnements UV-A et UV-B.

Nos observations de la composition atmosphérique en Antarctique sont surtout intéressantes dans le cadre de la recherche climatique. En effet, l'Antarctique joue un rôle important dans le climat de la Terre. Il constitue le réservoir le plus important d'eau douce au monde et sa fonte éventuelle ferait monter le niveau des mers de manière significative. En tant que zone la plus froide du globe, l'Antarctique influence les modes de circulation des courants atmosphériques et marins et, par conséquent, la distribution d'énergie autour de la Terre.

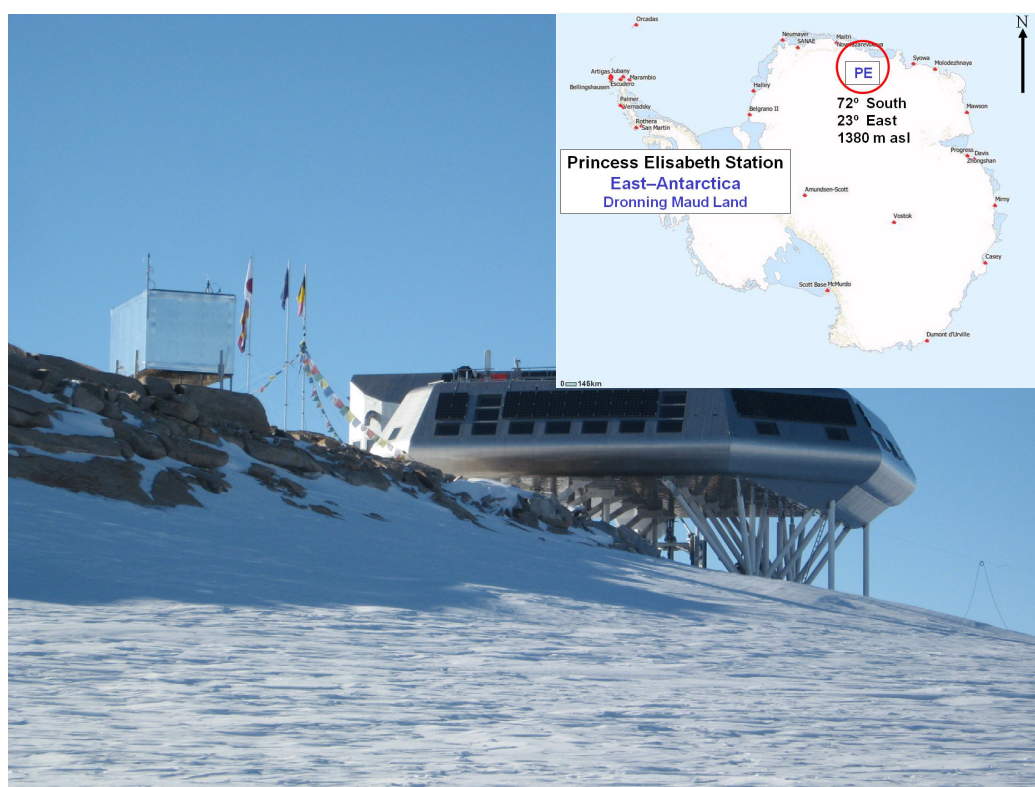


Figure 2.16. La station Princesse Elisabeth en Antarctique. Dans le petit container, à gauche de la station, sont installés les instruments pour mesurer les caractéristiques des aérosols atmosphériques. La carte insérée montre la localisation de la station en Antarctique, ainsi que les autres stations en opération.

D'un point de vue climatique, les aérosols jouent un rôle important en atténuant la lumière solaire par absorption et diffusion et en réduisant de cette façon l'énergie radiative associée. Les aérosols redistribuent l'énergie en provenance du Soleil et, de cette manière, influencent les températures en surface et dans l'atmosphère. De plus, ils sont indispensables à la formation des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace; ils ont donc aussi une influence considérable sur le cycle hydrologique en intervenant dans l'évolution et la durée de vie des nuages et dans les processus liés aux précipitations.

L'ozone est un gaz atmosphérique important, notamment parce qu'il absorbe fortement le rayonnement solaire UV. C'est pourquoi il est nécessaire d'en connaître précisément la quantité. De plus, depuis plus de 25 ans, le phénomène appelé « trou d'ozone » (une diminution très importante de la quantité totale d'ozone) apparaît au-dessus de l'Antarctique au cours du printemps austral (de septembre à novembre). La destruction de l'ozone se produit dans les couches de la stratosphère où le niveau d'ozone a une grande influence sur le gradient vertical de la température. De ce fait, les modes de circulation atmosphérique peuvent être influencés sur une grande échelle spatiale. Il est donc crucial de suivre l'évolution à long terme de la quantité d'ozone au-dessus de ce continent.

Les instruments installés à la station Princesse Elisabeth permettent de déterminer toutes les propriétés physiques et optiques importantes des aérosols. En combinant ces mesures avec les données de rayonnement, il est alors possible d'évaluer l'impact des aérosols sur le rayonnement. Puisque les coefficients de diffusion et d'absorption des aérosols sont mesurés, il est alors possible de déterminer ce qu'on appelle « l'albédo de diffusion simple ». C'est un paramètre qui joue un rôle important dans les calculs de transfert radiatif utilisés pour exploiter les observations satellitaires et, à l'échelle planétaire, dans les modèles de transport atmosphérique et dans les modèles climatiques. Ce paramètre permet de connaître les proportions du rayonnement solaire incident absorbé ou diffusé dans différentes directions; il donne ainsi une indication sur le potentiel de réchauffement (par absorption) ou de refroidissement (par diffusion) dû aux aérosols atmosphériques.

Le photomètre solaire représenté sur la figure 2.17 mesure l'atténuation du rayonnement solaire par les aérosols en déterminant ce qu'on appelle l'« épaisseur optique des aérosols » (noté AOD). Plus la quantité d'aérosols est importante dans l'atmosphère, plus le rayonnement solaire est atténué. L'instrument effectue des mesures à plusieurs longueurs d'onde, ce qui fournit des informations sur la taille des aérosols et qui permet de savoir si les particules sont plutôt absorbantes ou réfléchissantes (cf. figure 2.18). En comparaison avec les mesures de l'AOD effectuées à Uccle (cf. figure 2.3), on observe clairement des concentrations en aérosols bien plus faibles en Antarctique (d'un facteur 10 environ) et ils sont le plus souvent très réfléchissants.

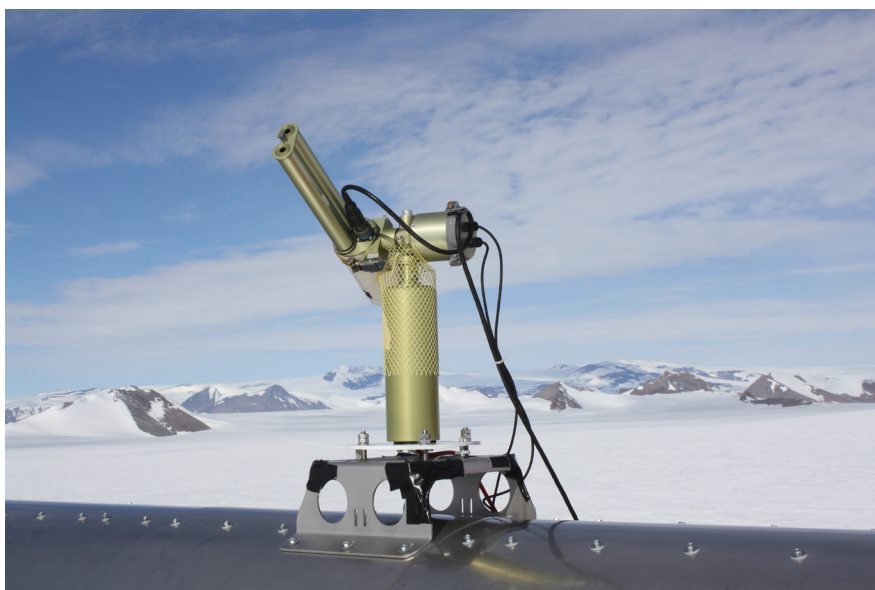


Figure 2.17. Le photomètre solaire monté sur le toit de la station Princesse Elisabeth, avec vue vers le sud-est. Ce photomètre mesure à plusieurs longueurs d'onde l'atténuation de la lumière solaire par les aérosols atmosphériques.

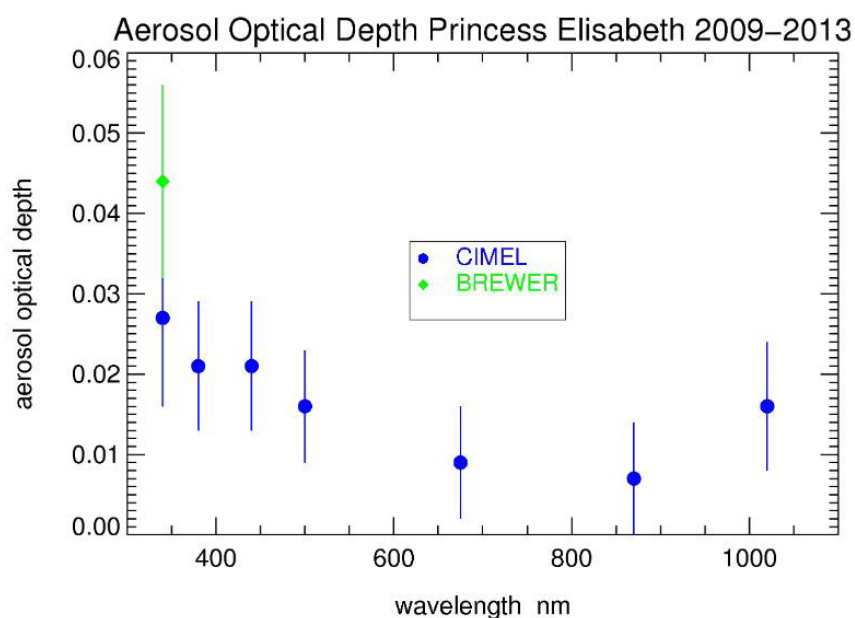


Figure 2.18. Les points bleus de ce graphique donnent les moyennes (avec plages d'erreur) de l'épaisseur optique des aérosols en Antarctique (Aerosol Optical Depth ou AOD) pour plusieurs longueurs d'onde comprises entre 340 nanomètres (ultraviolet) et 1020 nanomètres (proche-infrarouge). L'AOD quantifie l'atténuation du rayonnement solaire par les aérosols et il est calculé à partir des mesures d'un photomètre solaire. Le point vert est l'AOD obtenu à partir des données d'un spectrophotomètre Brewer, également présent en Antarctique. Les moyennes concernent les données mesurées pendant chaque été austral (décembre-février) entre 2009 et 2013.

Un spectrophotomètre Brewer est également installé sur le toit de la station. En plus de mesurer la quantité totale d'ozone dans l'atmosphère, cet instrument fournit des données sur l'atténuation par les aérosols du rayonnement solaire à 340 nanomètres (dans l'ultraviolet), l'une des longueurs d'onde auxquelles le photomètre solaire mesure également l'atténuation par les aérosols (cf. plus haut dans le texte). On remarque sur la figure 2.18 que l'AOD mesuré par le Brewer est plus important que celui mesuré par le photomètre solaire; cette différence s'explique en majeure partie par les techniques de mesure. Les deux techniques confirment, indépendamment, que la concentration en aérosols est très faible dans l'atmosphère en Antarctique (comparer avec l'AOD à Uccle, figure 2.3).

L'importante instrumentation disponible pour étudier les aérosols fournit en plus des informations sur leur composition chimique. Les données récoltées permettent donc d'étudier également l'influence des aérosols sur la formation des nuages et sur les précipitations, puisque des observations sur les nuages et les précipitations existent par ailleurs à la station Princesse Elisabeth. Finalement, l'ensemble des données recueillies doit permettre de valider et, à terme, d'améliorer les simulations du rayonnement en surface et du bilan de masse (glace) des modèles climatiques régionaux propres à l'Antarctique. Une meilleure compréhension et une simulation plus correcte du bilan de masse de la calotte glaciaire antarctique est une composante essentielle pour l'étude de l'évolution du niveau de l'océan, à l'aide des modèles climatiques globaux.

2.6 Autres données climatiques mesurées par l'IRM

Comme cela a été illustré déjà à plusieurs endroits dans ce document, le climat est un phénomène dynamique complexe qui implique de nombreux paramètres et des mécanismes de rétroaction qui rendent difficile la modélisation de son évolution. C'est pourquoi, pour envisager des scénarios possibles du climat futur, une meilleure connaissance de la variabilité naturelle du climat de la Terre dans le passé, lointain ou plus récent, est d'une importance fondamentale.

L'un des domaines de recherche du Centre de Physique du Globe de l'IRM (CPG), situé à Dourbes (Viroinval) dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, est la reconstitution du climat pendant le Quaternaire (débutant il y a environ 2 millions d'années) en se basant sur des indicateurs magnétiques des archives continentales du climat, comme les sédiments lacustres ou les dépôts de loess/paléosols. Ces derniers sont abondants dans la partie nord centrale de la Chine, où des vents ont soufflé du sable et des poussières depuis les déserts situés au nord du plateau vers l'est et le sud pendant les trois derniers millions d'années, formant une épaisse couche de loess. Des dépôts non négligeables de loess existent aussi en Europe et en particulier en moyenne Belgique.

Le loess est un dépôt glaciaire et est essentiellement déposé pendant des périodes climatiques froides et sèches (époques glaciaires). Pendant les périodes interglaciaires, le loess est exposé à de nouvelles conditions environnementales comme une augmentation de la température, plus de précipitations et d'activité biologique et est progressivement transformé en un sol qui peut être recouvert par une nouvelle couche de loess lors de la période glaciaire suivante.

Sur le Plateau de Loess chinois, les variations du climat ancien ont donné une alternance de couches de loess et de paléosols correspondant respectivement à des intervalles froids et secs, et chauds et humides (cf. figure 2.19). Les loess et les paléosols contiennent chacun des quantités variables de différents oxydes magnétiques de fer, dont la formation est contrôlée par l'environnement (Hus and Han, 1992). Les propriétés magnétiques et magnétostratigraphiques de ces dépôts donnent non seulement une indication de l'intensité et de la durée des périodes climatiques anciennes, mais aussi des précipitations dans le passé et permettent d'évaluer le régime des vents régionaux de manière quantitative. Ces informations peuvent être utilisées pour étudier les variations naturelles du climat avant l'influence de l'activité humaine et pour construire des modèles climatiques à long terme (Jordanova *et al.*, 2007; Djerrab *et al.*, 2014).



Figure 2.19. Coupe dans une séquence de loess/palaeosols à Jiacun près de Baoji en République Populaire de Chine. Des couches jaune clair de loess, déposées pendant des périodes climatiques arides et froides (époques glaciaires), alternent avec des couches de palaeosols brun foncé qui se sont formées pendant des périodes climatiques chaudes et humides (époques interglaciaires).

La relation entre les changements du champ géomagnétique et les changements climatiques a reçu peu d'attention jusqu'à présent. Un des mécanismes proposés pour cette relation impliquerait les changements dans le flux des rayons cosmiques, modulés par l'activité solaire (nombre de taches solaires) et accompagnés de changements géomagnétiques, qui pourraient influencer la formation des nuages dans la basse atmosphère et l'albédo (fraction du rayonnement solaire réfléchi vers l'espace), et donc finalement le climat (cf. figure 2.20).

En effet, il semble y avoir un lien causal entre l'augmentation de la variation dite « séculaire » du champ géomagnétique et des variations de climat à l'échelle de centaines d'années. Si cela se confirmait, le forçage solaire ne serait pas le seul facteur naturel externe responsable des changements climatiques. Certains auteurs constatent, durant le dernier millénaire, une relation apparente entre des variations rapides de l'intensité du champ, révélées par des techniques archéomagnétiques, et des périodes de refroidissement général en Europe de l'Ouest ayant déterminé l'avance des glaciers alpins connue par des documents historiques. Ces observations méritent des recherches plus approfondies.

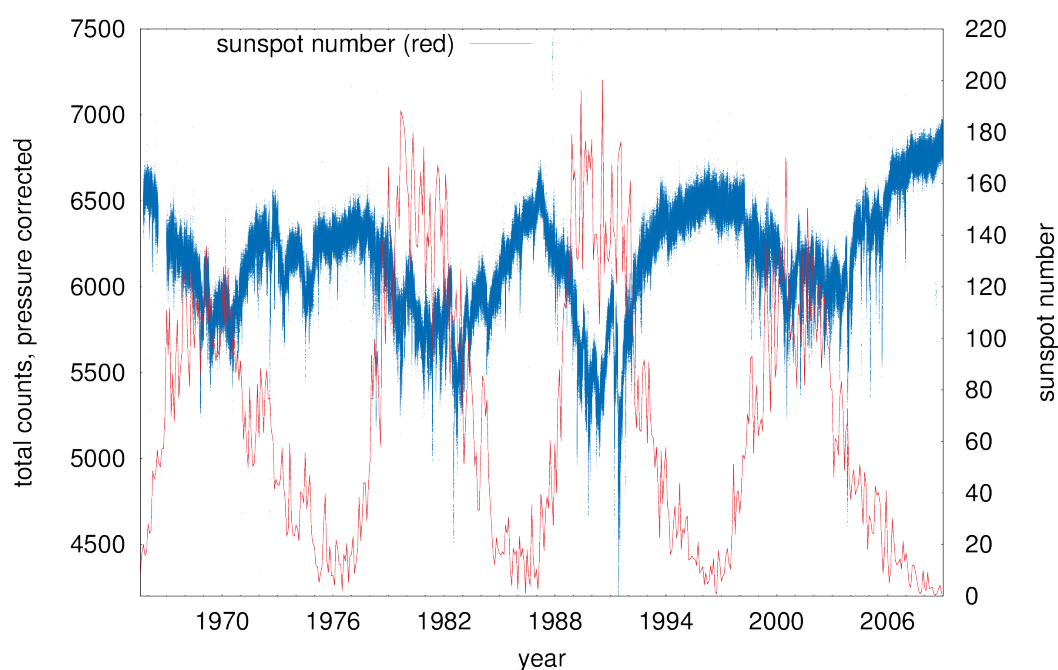



Figure 2.20. Comparaison entre les rayons cosmiques observés au Centre de Physique du Globe de l'IRM à Dourbes depuis 1965 (courbe bleue, échelle à gauche) et le nombre de taches solaires (courbe rouge, échelle à droite).



Un autre domaine de recherche du Centre de Physique du Globe concerne donc l'étude d'effets du second ordre influençant le climat actuel. Les rayonnements cosmiques provoquent dans la troposphère une ionisation qui a peut-être une influence sur la couverture nuageuse. En 2011, l'expérience CLOUD au CERN a en effet montré que l'ionisation par les rayons cosmiques favorise considérablement la nucléation d'aérosols pour les molécules d'acide sulfurique et d'ammoniaque dans la haute et moyenne troposphère et qui pourraient devenir des noyaux de condensation des nuages. Par contre, l'expérience n'explique pas le taux de nucléation observé dans la basse atmosphère. Le taux de rayonnement cosmique dépend également, outre de l'activité solaire, du champ magnétique terrestre, qui protège la vie terrestre du bombardement de particules à haute énergie. En plus des mesures de l'électricité atmosphérique et des sondages ionosphériques, le champ géomagnétique et les variations du rayonnement cosmique sont mesurées en continu au CPG depuis au moins 50 ans.

L'IRM fournit donc à la communauté scientifique des données clés pour l'analyse de séries temporelles permettant d'approcher les interrelations possibles et peu étudiées jusqu'ici entre le champ magnétique, le rayonnement cosmique, l'activité solaire et la formation des nuages, et leur implication dans le climat actuel. Soulignons l'importance de pérenniser dans le futur la surveillance de ces paramètres géophysiques qui pourraient jouer un rôle important (même s'il est encore difficile à apprécier à l'heure actuelle) dans la dynamique du système climatique à diverses échelles de temps.

Bibliographie

De Bock, V., De Backer, H., Van Malderen, R., Mangold, A. and Delcloo, A.: Relations between erythema UV dose, global solar radiation, total ozone column and aerosol optical depth at Uccle, Belgium. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 12251-12270, 2014.

Dewitte, S., Clerbaux, N., Ipe, A., Velazquez, A., Baudrez, E., Nevens, S. and Decoster, I.: Climate monitoring with Earth Radiation Budget measurements. *Proceedings of the International Radiation Symposium, AIP2012*, 1531, 612-615, 2012.

Dewitte, S., Janssen, E. and Mekaoui, S.: Science results from the Sova-Picard Total Solar Irradiance instrument. *Proceedings of the International Radiation Symposium, AIP2012*, 1531, 688-691, 2012.

Djerrab, A., Spassov, S., Defaflia, N., Hus, J., Abdessadok, S., Ruault-Djerrab, M., Bahra, N. and Ech-Chakrouni, S.: The Middle Palaeolithic site of Birzgane (Tebessa, Algeria): Rock magnetic property characterisation and past rainfall reconstruction. *Quaternary International*, 320, 63-74, 2014.

Eddy, J.A.: The Maunder Minimum. *Science*, 192 (4245), 1189-1202, 1976.

GIEC (IPCC): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp, 2014.

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

Hus, J. and Han, J.: The contribution of Loess magnetism in China to the retrieval of past global changes - some problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 70, p. 154-168, 1992.

Jordanova, D., Hus, J. and Geeraerts, R.: Palaeoclimatic implications of the magnetic record from loess/palaesol sequence Viatovo (NE Bulgaria). *Geophysical Journal International*, 171, p.1036-1047, 2007.

Van Malderen, R. and De Backer, H.: A drop in upper tropospheric humidity in autumn 2001, as derived from radiosonde measurements at Uccle, Belgium. *J. Geophys. Res.*, 115, D20114, doi:10.1029/2009JD013587, 2010.

Van Malderen, R., De Backer, H., Delcloo, A. and Allaart, M.: Identifying the origin of anomalous High tropospheric ozone in the ozonesonde data at Uccle by Comparison with nearby De Bilt. *Atmosphere-Ocean, Ozone Special Issue*, doi: 10.1080/07055900.2014.886552, 2014a.

Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., De Mazière, M., Mies, K., Wagner, T., De Backer, H. and Bruyninx, C.: A multi-site intercomparison of integrated water vapour absorptions for climate change analysis. *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 2487-2512, 2014b.

Verhulst, T., Stankov, S. and Rasson, J.: The geomagnetic field - an actively changing global phenomenon. *KBVE Review E Tijdschrift - Journal of the Royal Belgian Association of Electrical Engineers (KBVE)*, 130 (2), 1-6, 2014.

Wild, M.: Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res.*, 114, Issue D10, 7 May 2009.

Wild, M.: Enlightening Global Dimming and Brightening. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 27-37. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00074.1>, 2012.

Wolter, K. and Timlin, S.: Measuring the strength of ENSO events – how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315-324, 1998.

CHAPITRE 3. RECHERCHES SUR LA PRÉVISION ET LA MODÉLISATION CLIMATIQUES

3.1 Introduction

La dynamique du climat fait l'objet, depuis quelques décennies, d'une attention toute particulière, due à la fois à des comportements complexes révélés par des analyses paléo-climatiques couvrant de longues périodes (plusieurs centaines de milliers d'années) et à l'influence potentielle de l'activité humaine modifiant considérablement la composition chimique de l'atmosphère et des autres composantes du climat. Ces modifications ont un impact important sur le bilan radiatif de la Terre, au travers de ce qu'on a qualifié d'effet de serre. Un certain nombre de gaz présents dans l'atmosphère tels que la vapeur d'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄), l'oxyde nitreux (N₂O) et l'ozone (O₃) absorbent une partie de la chaleur émise par la surface de la Terre, comme indiqué au chapitre 2. L'atmosphère ajuste son profil de température (et sa dynamique) de façon à restaurer un équilibre radiatif entre la Terre et l'Espace. L'effet de serre est un processus naturel important dans le sens où en l'absence de ces gaz, la Terre aurait une température moyenne globale bien plus basse que celle que nous connaissons aujourd'hui. Depuis plusieurs décennies, les activités anthropogéniques ont considérablement augmenté la concentration de ces gaz dans l'atmosphère qui portent le nom de Gaz à Effet de Serre (GES, ou GHG en anglais, pour GreenHouse Gases).

La sensibilité du climat à la concentration de ces gaz est définie comme les changements des propriétés statistiques du climat, après qu'il ait atteint un nouvel état d'équilibre en réponse au doublement des concentrations en GES. La quantification de cette sensibilité climatique est un défi scientifique majeur. En outre, le système climatique est confronté à une croissance continue de concentrations en GES, et par conséquent sa dynamique constitue un processus transitoire. Cette dynamique est qualifiée de Réponse Climatique Transitoire (RCT, ou TCR en anglais, pour Transient Climate Response). Généralement, elle est définie comme le changement de la température moyenne de surface suite à un accroissement des concentrations en GES de 1% par an. La sensibilité climatique et la RCT sont fortement influencées par différentes rétroactions. Un exemple de rétroaction est liée à la présence de vapeur d'eau dans l'air : puisque la quantité de vapeur d'eau qui peut être contenue dans l'air dépend de la température, un accroissement de la température modifiera le contenu en vapeur d'eau de l'air et la couverture nuageuse ; ce qui affectera à son tour, l'équilibre radiatif et donc la température. Ces types de rétroactions peuvent renforcer ou bien atténuer l'effet de serre.

La sensibilité climatique et la RCT peuvent être estimées en modélisant les différents processus impliqués dans la dynamique de climat. Ces processus sont en général décrits par les principes fondamentaux de conservation de la physique qui seront présentés brièvement à la section 3.2. Deux approches complémentaires sont en général utilisées pour étudier et mieux comprendre les processus atmosphériques (et en particulier le climat), à savoir d'une part, une approche basée sur la simplification extrême des processus (tout en gardant leurs ingrédients essentiels) qui permet des études exhaustives analytiques et numériques et une compréhension qualitative approfondie des phénomènes considérés, et d'autre part, une représentation détaillée de tous les processus dans les modèles atmosphériques (ou climatiques) permettant notamment une évaluation quantitative de la sensibilité climatique. Ces approches permettent dès lors de construire des modèles atmosphériques et climatiques permettant (i) une estimation des changements climatiques potentiels liés à la présence de forçages externes et (ii) de décrire les mécanismes à l'origine des phénomènes observés dans notre système climatique. Ces deux approches sont utilisées à l'IRM, et une description succincte d'un certain nombre de résultats qui en découlent est fournie aux sections 3.3 et 3.4.

Quelques définitions utiles:

Modèle de prévision: Ensemble d'équations décrivant l'évolution du système considéré, se basant sur les lois de conservation de la dynamique des fluides.

Variable: Quantité dépendante du temps et de l'espace dont l'évolution est décrite par une équation du modèle.

Paramètre: Quantité (pouvant dépendre du temps et de l'espace) dont la dynamique n'est pas décrite par une équation d'évolution au sein du modèle.

Prévision du temps ou du climat: Evolution future du système considéré en partant d'informations sur l'état actuel instantané du système (état initial).

Projection climatique: Comportement à long terme des propriétés statistiques du climat sous l'effet de divers forçages dont les sources peuvent être internes ou externes.

Scénario climatique: Evolution possible des propriétés statistiques du système climatique sous l'effet de forçages futurs potentiels.

Forçage interne (1): Forçage associé à des variations de certains paramètres internes au système, telles que l'accroissement des gaz à effet de serre.

Forçage externe (1): Forçage associé aux modifications de paramètres contrôlés par des composantes extérieures au système, telles que les forçages solaires ou les conditions aux bords du système (par exemple, si le système dynamique considéré est l'atmosphère, les conditions de bords sont fournies par les autres composantes du système climatique).

(1) Notons que ces définitions utilisées dans le cadre de cette publication peuvent être sujet à controverse et ces notions peuvent être utilisées différemment par d'autres auteurs.



3.2 La prévision du temps et du climat: généralités

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

L'atmosphère est sans doute la composante pour laquelle nos connaissances sont les plus grandes puisqu'elle constitue le milieu naturel dans lequel nous vivons. Néanmoins, même dans ce cas, notre expérience de tous les jours nous indique que notre capacité de prévision de son évolution reste très limitée, même avec les ordinateurs puissants actuellement à notre disposition. Il apparaît notamment qu'après une dizaine de jours, la prévision du temps obtenue à partir des modèles ne se distingue plus d'une prévision purement aléatoire qui ne tiendrait compte que de la période de l'année concernée. La figure 3.1 illustre cette dynamique dans le cadre du modèle opérationnel global de prévision du temps du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Clairement, l'erreur (quadratique moyenne), représentée selon l'axe vertical pour la température à deux niveaux de pression de 500 hectopascals et 850 hectopascals sur l'ensemble de la Belgique, croît en fonction de l'échéance de prévision. Cette perte progressive de prévisibilité peut être attribuée à deux sources distinctes: (i) la présence d'imperfections dans la modélisation qui affecte la prévision et (ii) la propriété de sensibilité aux conditions initiales par laquelle toute erreur commise sur les conditions initiales d'un système va progressivement croître au cours du temps. Sur base de la figure 3.1, les deux sources d'erreurs ne peuvent être distinguées, mais il est possible de montrer que la source dominante dans ce cas précis est l'erreur sur les conditions initiales (Vannitsem and Nicolis, 2008).

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

Les variables atmosphériques auxquelles s'intéressent principalement les météorologues et les climatologues sont le vent, la température, la pression, la densité de l'air, les différentes phases de l'eau, la quantité d'aérosols, ainsi que les différents constituants chimiques qui composent les masses d'air. Leur évolution est décrite par les équations de base de la dynamique des fluides, de la thermodynamique et de la cinétique chimique, auxquelles s'ajoutent tout une série de relations décrivant les changements de phase de l'eau et les différents processus d'absorption, d'émission et de diffusion des radiations par les constituants présents dans l'air. L'une des particularités essentielles de ces équations est qu'elles sont, par nature, non linéaires¹³. Cette caractéristique est à l'origine de la dynamique chaotique que nous venons de mentionner plus haut et constitue un élément central des travaux théoriques et pratiques effectués dans le cadre de la théorie des systèmes dynamiques, discipline à la frontière de la physique et des mathématiques. Nous reparlerons des travaux effectués à l'IRM dans ce contexte dans la section 3.3 de ce chapitre.

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

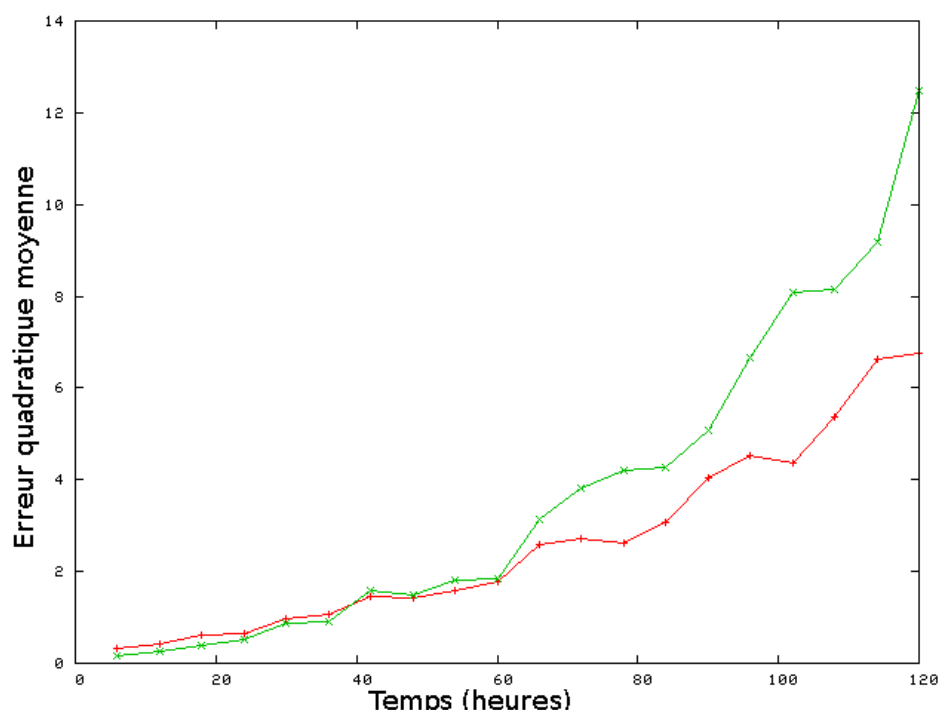


Figure 3.1. Erreur quadratique, moyennée sur deux hivers et sur l'ensemble de la Belgique, pour la température aux niveaux de pression à 500 hectopascals (approximativement 5 kilomètres de hauteur), courbe verte, et à 850 hectopascals (approximativement 1 kilomètre de hauteur), courbe rouge. Les résultats proviennent de la prévision à 5 jours du modèle du CEPMMT.

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

Lorsqu'on s'intéresse à l'évolution future de ces quantités statistiques moyennes, on parle de projections climatiques caractérisant la sensibilité de ces propriétés statistiques aux autres composantes du système climatique et aux forçages internes et externes. Cette approche se base sur des modèles construits spécifiquement pour les échelles de temps longues en simplifiant les processus se déroulant sur des échelles de temps courtes de l'ordre du jour, c'est-à-dire typiquement les échelles de temps auxquelles s'intéressent les météorologues. Il faut noter que dans ce cadre, une théorie complète de la manière dont il faut réduire les équations d'évolution du système climatique de telle façon à obtenir de nouvelles équations uniquement pour les quantités statistiques (moyennes, variances...) n'est pas encore disponible et ce surtout à cause de la complexité du système climatique. Ceci implique que des approches relativement phénoménologiques sont utilisées, induisant un degré d'incertitude important sur la qualité de ces modèles et la présence de sources d'erreur de modélisation importantes.

Des travaux récents tentent, en parallèle, de développer des modèles de prévision qui peuvent être à la fois utilisés en mode de prévision à court (de l'ordre de quelques jours), à moyen (de l'ordre du mois) ou à long terme (à l'échelle annuelle ou décennale), en considérant la prévision du climat comme un problème aux conditions initiales (la prévision s'effectue à partir d'un état actuel relativement bien déterminé de toutes les composantes du système climatique observé). Cette approche très détaillée de la description du système climatique est très coûteuse en temps de calcul et n'a d'avenir que pour autant que des systèmes informatiques très puissants soient mis en place, ainsi que des systèmes d'observations complets couvrant toutes les composantes du système climatique. Les études effectuées à l'IRM dans ce cadre (analyse de sensibilité) seront décrites à la section 3.4.

3.3 Approche fondamentale de la dynamique de l'atmosphère et du climat

Introduction

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

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

Le climat et la prévisibilité des moyennes

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

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

Plusieurs travaux ont été effectués ces dernières années à l'IRM à l'aide de ce type de modèles simplifiés. Un exemple est fourni à la figure 3.2 où l'évolution de l'erreur de prévision, due à une erreur associée à l'estimation d'un paramètre, est représentée en fonction de l'échéance de prévision pour un modèle atmosphérique de taille intermédiaire, qui est encore suffisamment réaliste que pour décrire de façon satisfaisante la dynamique des échelles synoptiques aux latitudes moyennes (sans forçage dépendant du temps). La courbe rouge correspond à l'évolution de l'erreur pour les variables du modèle d'origine et la courbe bleue à celle des moyennes temporelles sur dix jours. L'erreur a été normalisée par son erreur initiale pour faciliter la comparaison. Il apparaît clairement que la croissance initiale de l'erreur est similaire dans les deux cas et que la convergence asymptotique vers une valeur constante (bien qu'à des valeurs différentes) se produit pour des mêmes échelles de temps.

Ce résultat montre clairement que la limite de prévisibilité de quantités statistiques, telles que les moyennes temporelles, est identique à celle du système d'origine et que la dynamique reste chaotique. Il s'ensuit que l'amélioration des prévisions au travers d'une opération de moyenne temporelle des quantités d'intérêt est à première vue sans objet, puisque l'horizon de prévisibilité semble du même ordre de grandeur que celui du système original.

Ces résultats suggèrent que le choix de la condition initiale de la composante atmosphérique doit jouer relativement peu de rôle dans la problématique de la prévision climatique puisque l'erreur sature rapidement après une dizaine de jours, mais cela n'exclut pas que certaines informations peuvent être tirées d'une prévision plus longue au travers de l'influence d'autres composantes du climat dont l'évolution est beaucoup plus lente. Dans le cadre d'un modèle couplé océan-atmosphère, Goswami and Shukla (1991) montrent, par exemple, que la saturation de l'erreur est beaucoup plus lente que celle déduite dans les modèles purement atmosphériques et que des informations utiles peuvent être tirées au niveau saisonnier ou interannuel. Notons toutefois que bien que ces résultats soient encourageants, certains changements rapides et difficilement prévisibles, liés à la nature non linéaire des autres composantes du climat et de leur couplage avec l'atmosphère, peuvent également survenir tels que ceux que nous allons maintenant esquisser.

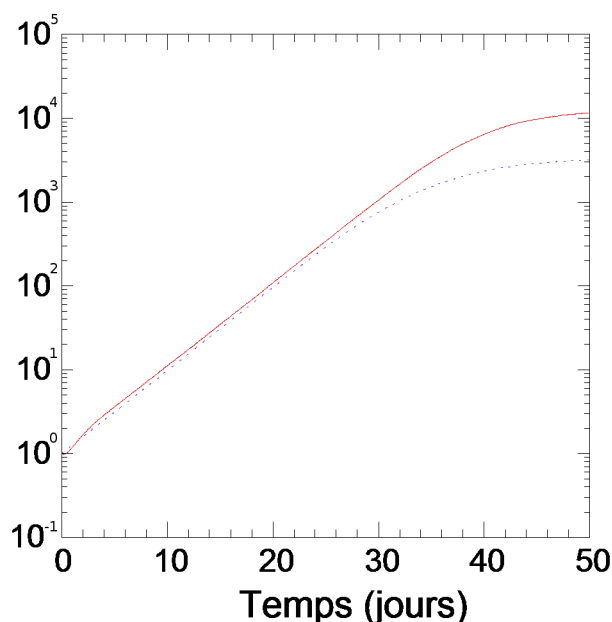


Figure 3.2. Evolution de la moyenne de l'erreur (valeur absolue de l'erreur) en fonction de l'échéance de prévision pour la variable instantanée (en l'occurrence, la fonction de courant, reliée au vent généré par le modèle) du système étudié (courbe rouge) et la même variable moyennée sur dix jours (courbe bleue). Ce résultat est tiré de Vannitsem et Nicolis (1998).

L'influence des autres composantes du système climatique

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

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

Un autre exemple de comportement lié à la présence de non-linéarités dans les composantes du climat est l'interruption possible de la circulation thermohaline océanique, un courant important qui traverse l'ensemble des océans du globe. Ce transport est déterminé par les différences de densité des masses d'eau océanique qui se répartissent sur le globe, elles-mêmes associées aux différences de température et de salinité (Dijkstra, 2005). Ce courant joue un rôle essentiel dans les transferts de chaleur et de masse au sein des océans du globe, et donc contribue considérablement à la répartition énergétique sur la Terre. Une inter-

ruption éventuelle de ce courant global pourrait avoir des conséquences désastreuses sur les climats régionaux (Baruch, 2007). Imaginer un instant que le Gulf-Stream, courant océanique relativement chaud faisant partie de la circulation thermohaline venant du sud de l'Atlantique et longeant nos côtes, s'arrête; les conséquences sur le climat dans nos régions se traduiraient par un refroidissement local spectaculaire.

Ce type de transition entre ces deux régimes différents pourrait résulter de la présence de ce que l'on appelle, dans le cadre de la théorie des systèmes dynamiques, une « bifurcation ». Elle caractérise la manière dont un système va changer de régime (c'est-à-dire, d'attracteur) sous l'influence d'une modification de certains paramètres qui contrôlent son état. Pour reprendre l'exemple donné ci-dessus, la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord est, notamment, contrôlée par la quantité d'eau douce qui pénètre dans l'océan au niveau des régions polaires. Si cette quantité devient trop importante (sous l'effet, par exemple, d'une fonte rapide des glaces du pôle), la circulation pourrait en être fortement perturbée, voire s'arrêter ou s'inverser, et induire rapidement toute une série de changements régionaux dont les conséquences peuvent être catastrophiques. La figure 3.3 illustre ce phénomène au travers d'un diagramme de bifurcation schématisé tiré d'un modèle simplifié, qualitatif, décrivant la circulation thermohaline au niveau de l'Atlantique Nord. Clairement, si dans ce modèle on augmente l'apport en eau douce, le système va passer successivement d'un état unique stable où la circulation est intense (points rouges en haut du diagramme) vers une situation où deux états possibles sont stables, l'un intense et l'autre faible (ou de circulation inversée), et ensuite vers une situation où l'état stable correspond à une circulation de faible intensité (ou de circulation inversée). De plus, si à un instant donné on se trouve dans l'état de circulation intense et qu'on augmente l'apport en eau douce, on glisse le long de la courbe supérieure de la figure et, ensuite, on peut basculer rapidement vers l'état de faible circulation (ou d'inversion de circulation), représenté par la courbe inférieure.

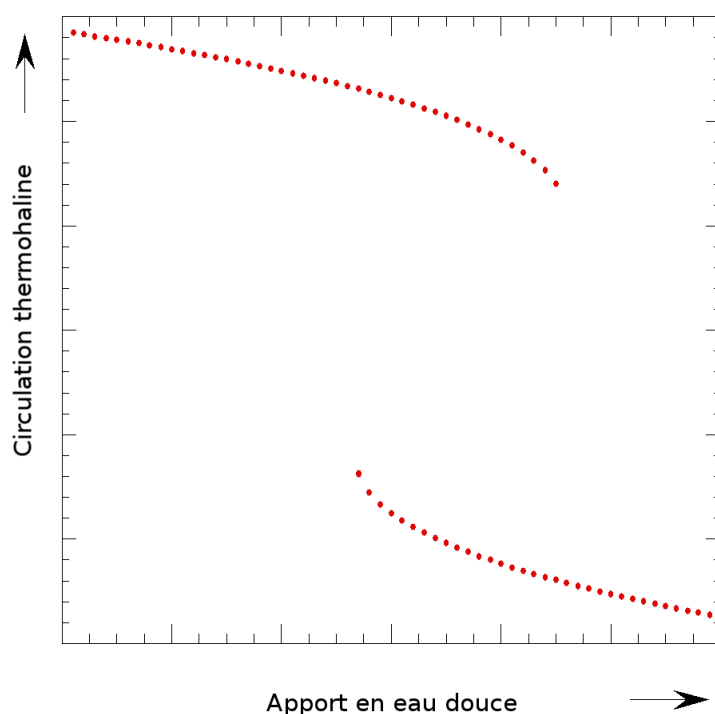


Figure 3.3. Diagramme de bifurcation de l'intensité de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord, en fonction de l'apport en eau douce dans les régions polaires.

De façon générale, la présence de non-linéarités dans le système climatique peut avoir des conséquences inattendues, surtout en présence de forçages dépendants du temps, tels que l'accroissement des gaz à effet de serre ou encore la déforestation rapide des terres du globe qui modifie l'albédo et donc la quantité d'énergie solaire qui peut être stockée par la Terre et l'atmosphère. La variation d'un paramètre tel que ceux-là, peut induire un passage soudain d'un état climatique donné vers un autre et la modification complète des propriétés statistiques du système.

Comme nous en avons discuté plus haut, si la condition initiale introduite pour l'atmosphère doit jouer relativement peu de rôle sur la dynamique du climat, ce n'est pas le cas des autres composantes climatiques. En effet, celles-ci évoluent sur des échelles de temps plus longues que celle de l'atmosphère et leur limite de prévisibilité s'en trouve dès lors augmentée. Il est

donc légitime de penser que les choix spécifiques de conditions initiales, utilisés pour les océans ou la distribution de glace, doivent jouer un rôle important, et ce même sans modification des forçages discutés plus haut. Il est également légitime de se demander quel est l'effet des modifications de ces forçages sur la dynamique de la transition entre les multiples solutions stables apparaissant au sein du système, telles que celles représentées à la figure 3.3. Cette question a récemment été abordée à l'IRM dans le cadre de modèles simples et il est apparu que l'état initial instantané du système, au début de la modification du paramètre concerné, et la vitesse de changement de ce paramètre ont des conséquences inattendues, telles que la persistance dans un état donné, alors que cet état n'est plus stable en l'absence de modifications du forçage (Nicolis and Nicolis, 2004). L'ensemble de ces effets doit être pris en compte lors d'une prévision climatique

Le problème de l'erreur de modélisation

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

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

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

Vers une approche probabiliste de la prévision climatique

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

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

L'intérêt majeur de cette approche est à la fois de donner une estimation de l'erreur de prévision, mais également d'évaluer la probabilité d'occurrence de certains événements météorologiques, tels que les événements extrêmes.

Dans le cadre de la prévision climatique, cette approche commence à faire son chemin au travers de l'utilisation de plusieurs conditions initiales et de plusieurs modèles légèrement différents (Palmer, 2000). Mais il faut s'attendre à ce que les incertitudes soient encore plus grandes au niveau de certains processus physiques (tels que la dissolution du dioxyde de carbone dans les océans), dont on commence seulement à tenir compte dans la modélisation du climat (Baruch, 2007), mais aussi vis-à-vis des projections futures des émissions des gaz à effet de serre, des concentrations de certains polluants pouvant avoir un effet stabilisateur sur le réchauffement de la planète, des feux de forêts, de l'activité volcanique ou de l'activité solaire. Il apparaît donc vraisemblable que l'ensemble des incertitudes sur le climat futur ne soit pas prises en compte et que la fourchette d'évolutions possibles soit plus grande que celle actuellement avancée dans les rapports récents sur l'évolution du climat.

Cette approche probabiliste prônée depuis longtemps par les centres de prévision météorologique gagne à s'étendre à l'ensemble de la problématique de la prévision climatique, ainsi qu'aux réponses socio-économiques qu'il faut fournir pour une gestion correcte des biens et des personnes.

3.4 Modélisation régionale du climat

Généralités

Comme cela a déjà été mentionné dans la section précédente, les principes physiques et les processus en jeu sont souvent trop complexes pour être décrits en détail dans les modèles climatiques. La manière habituelle de surmonter ce problème est de remplacer les processus non résolus par des approximations simplifiées, appelées « paramétrisations », que le modèle peut résoudre explicitement.

Une fois ces paramétrisations définies, les équations du modèle sont « discrétisées » dans le temps et dans l'espace, et l'évolution du système climatique est alors calculée sur des points de grille régulièrement espacés. La distance entre les points de la grille détermine la résolution spatiale du modèle. Si on s'intéresse à une région particulière de la Terre, il est préférable d'utiliser une distance plus faible entre les points de grille (c'est-à-dire une résolution spatiale plus élevée). Cela permet au modèle de fournir, sur la région en question, des informations plus détaillées et plus précises. Cependant, une résolution spatiale plus élevée implique aussi une augmentation du temps de calcul nécessaire pour les simulations du modèle.

Malgré les énormes efforts apportés à l'amélioration des modèles, ceux-ci restent une simplification irréductible de la réalité, impliquant des incertitudes dans les résultats. La qualité des modèles doit donc être soigneusement testée et validée pour le climat passé par des comparaisons avec les observations. En outre, l'utilisation de plusieurs modèles climatiques utilisant différentes paramétrisations permet d'estimer les incertitudes liées aux erreurs de modélisation. En particulier, on peut évaluer la sensibilité climatique et la réponse climatique transitoire (RCT) de ces modèles, et fournir une estimation de l'incertitude associée à la présence d'erreurs de modélisation. Par exemple, la sensibilité du climat est généralement étudiée en intégrant les équations du modèle sur une période suffisamment longue pour atteindre un état d'équilibre correspondant à une valeur de référence de la concentration des gaz à effet de serre (GES); ensuite, le même modèle est utilisé pour simuler le climat sur la même période, mais en utilisant un doublement de la concentration des gaz à effet de serre. La différence de température moyenne entre ces deux simulations climatiques est une mesure standard de la sensibilité du modèle climatique utilisé. Ces

études de sensibilité sont déjà utiles pour l'élaboration de politiques, mais une approche plus réaliste est de considérer le TCR associé à une augmentation transitoire de la concentration des GES basée sur des scénarios probables d'émissions des GES. Le GIEC a défini différents « scénarios d'émissions » pour calculer les changements futurs dans les concentrations des GES. Ces scénarios dépendent de différentes hypothèses sur l'évolution économique et démographique dans le monde, ainsi que sur des choix de prises de décisions politiques. Un scénario climatique est une simulation basée sur un scénario d'émissions, et une projection climatique utilise plusieurs modèles et plusieurs scénarios d'émissions des GES.

A titre d'exemple, la figure 3.4 montre les résultats de 21 modèles planétaires pour le réchauffement moyen à la surface de la Terre (au-dessus, en °C) et pour le changement de précipitations (en dessous, en %), pour le scénario d'émissions des GES « A1B » du GIEC. Le scénario A1B décrit un monde futur avec une croissance économique très rapide et l'utilisation soutenue de technologies nouvelles et plus efficaces. Ce scénario suppose une utilisation « équilibrée » entre toutes les sources d'énergie, sans dépendance trop forte à une source d'énergie particulière (<http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/029.htm>).

Ce que nous pouvons retenir de la figure 3.4, c'est que les modèles climatiques les plus évolués indiquent tous, pour le scénario d'émissions choisi, qu'il y aura un réchauffement au cours du 21^e siècle. Les scénarios d'émissions retenus par le GIEC ne correspondent pas nécessairement à ce qui va vraiment advenir. Personne ne peut savoir réellement comment l'économie, la démographie, la technologie, la politique, etc. vont évoluer. Il est donc impossible d'imaginer tous les scénarios possibles. En conséquence, l'ampleur du réchauffement est incertaine, car les modèles sont soumis à des erreurs de modélisation et l'évolution du climat dépend aussi des scénarios d'émissions réels.

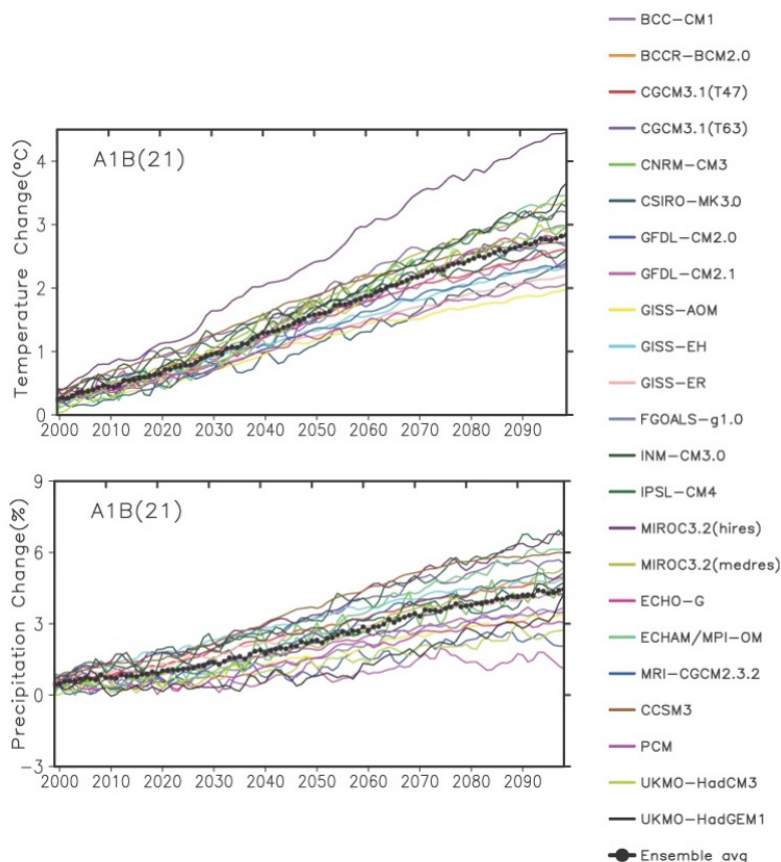


Figure 3.4. Séries temporelles au cours du 21^e siècle du réchauffement moyen en surface (au-dessus: changement de la température de l'air en surface, en °C) et de la variation planétaire des précipitations (en dessous, en %), pour 21 modèles climatiques planétaires et le scénario d'émissions A1B. Les valeurs sont des moyennes annuelles, relatives aux valeurs moyennes calculées sur la période 1980-1999 des simulations des modèles sur le 20^e siècle. Les valeurs moyennes pour l'ensemble des modèles sont données par les lignes de points noirs (source: GIEC, 2007).

Sur la figure 3.4 (partie supérieure), la ligne verte donne l'évolution de la température moyenne calculée par le modèle planétaire CNRM-CM3. Le réchauffement calculé par ce modèle est d'environ 3°C d'ici 2100. Les sorties du modèle CNRM-CM3 ont été récemment utilisées à l'IRM pour forcer le modèle climatique régional ALARO à 4 km de résolution spatiale et obtenir des simulations climatiques à haute résolution pour la Belgique. Ces simulations spatialement détaillées permettent d'étudier l'évolution du climat des différentes régions du pays. A titre d'illustration, la figure 3.5 donne la température moyenne annuelle en Belgique calculée pour le climat récent (1961-1990, à gauche) et pour le climat à la fin du 21^e siècle (2071-2100, à droite), en utilisant le scénario d'émissions A1B. A côté de ce genre de résultats classiques, il est important de tenir compte des incertitudes associées aux projections climatiques, car ces résultats sont souvent une source d'information très précieuse pour les décideurs.

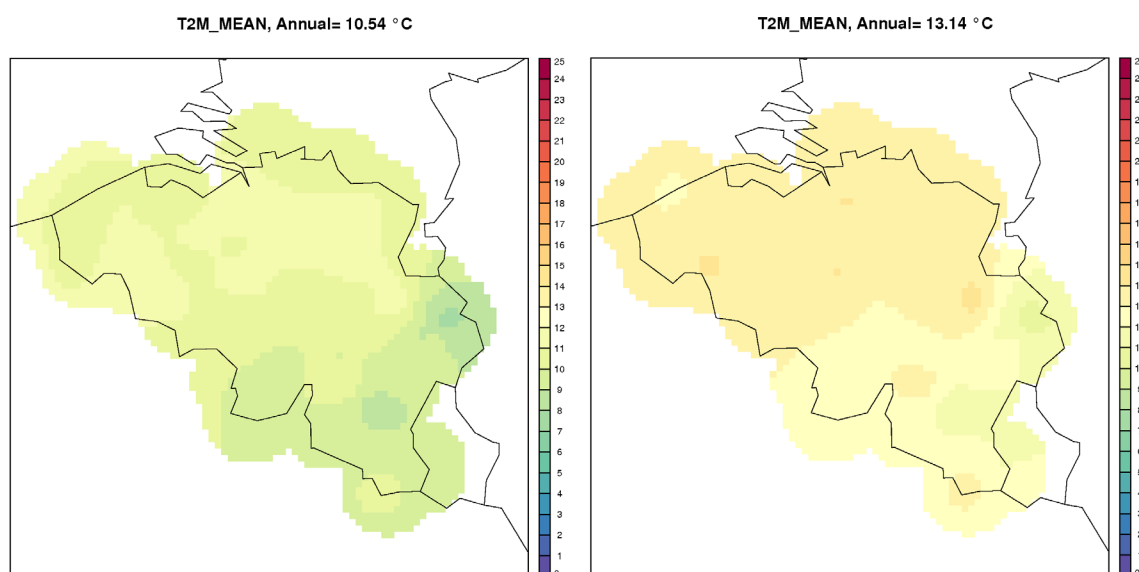


Figure 3.5. A gauche, la température moyenne annuelle en surface en Belgique pour le climat récent (période 1961-1990) et, à droite, la température moyenne future en utilisant le scénario d'émissions AIB (période 2071-2100). Le réchauffement moyen est de 2,6°C.

Comme mentionné précédemment, la comparaison des résultats des modèles climatiques avec les observations doit augmenter la confiance que l'on peut placer dans les modèles. La validation d'un modèle pour le climat passé est une première étape indispensable avant d'envisager son utilisation pour effectuer des projections climatiques futures. Le groupe de recherche en modélisation du climat de l'IRM a commencé à réaliser de telles études de validation. En particulier, les deux principales variables météorologiques (température et précipitations) calculées à partir de modèles régionaux à différentes résolutions spatiales ont été comparées aux données d'observations. Examinons maintenant plus en détail ces études de validation.

Validation de la modélisation régionale

Introduction

Deux versions d'un modèle climatique régional développé à l'IRM ont été utilisées pour les études de validation : ALADIN et ALARO. Ces modèles ont été utilisés pour simuler le climat régional en été en Belgique (températures et précipitations) sur la période 1961-1990. La période 1961-1990 est choisie dans cette publication comme représentative du « climat actuel ». L'été est caractérisé par des températures élevées et des processus convectifs dans l'atmosphère pouvant donner lieu à des averses orageuses intenses et abondantes. Le modèle ALARO contient de nouvelles paramétrisations physiques pour la convection profonde et les nuages. En version climatique, il est donc particulièrement judicieux de le tester pour l'été. L'approche a consisté en une suite d'intégrations journalières couplées à des conditions aux limites fournies par les ré-analyses ERA40 (un ensemble de données, basé sur les observations, qui décrit au mieux, sur une grille régulière, les conditions atmosphériques) du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) pour les étés entre 1961 et 1990.

Modèle climatique régional	ALADIN		ALARO		
Résolution spatiale	40 km (ALD40)	10 km (ALD10)	40 km (ALR40)	10 km (ALR10)	4 km (ALR04)
Paramétrisation physique (pour la convection profonde, les nuages et les précipitations)	(1)	(1)	(2)	(2)	(2)
Données de couplage aux limites du domaine des modèles	ERA-40	ALD40	ERA-40	ALR40	ALR40

Tableau 3.1. Aperçu des simulations effectuées avec les modèles ALADIN et ALARO pour la validation climatologique sur la période 1961-1990.

Les modèles ALADIN et ALARO ont été validés en utilisant les données d'observations issues des stations du réseau climatologique belge géré par l'IRM. Pour la période de validation (1961-1990), 50 et 93 stations ont été sélectionnées, respectivement pour les températures et les précipitations. Différentes simulations ALADIN et ALARO ont été évaluées pour le climat actuel :

(1) une simulation avec une résolution spatiale de 40 km en utilisant les ré-analyses ERA-40 comme données aux limites du domaine des modèles régionaux.

(2) Deux simulations avec, respectivement, une résolution spatiale de 10 km et de 4 km, en utilisant les sorties des simulations à 40 km de résolution aux limites du domaine des modèles. La simulation à 4 km de résolution n'a été utilisée que pour ALARO du fait que les anciennes paramétrisations utilisées dans ALADIN ne sont pas adaptées à une résolution si élevée (cf. encadré).

Les versions des modèles climatiques régionaux utilisés à l'IRM

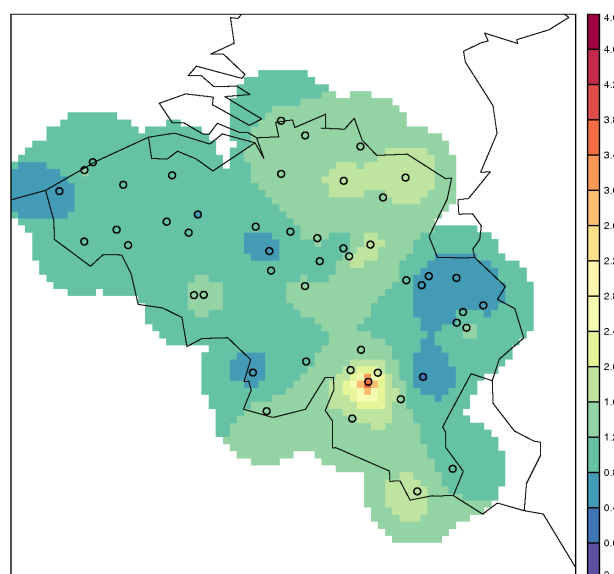
L'IRM dispose de son propre modèle atmosphérique régional qui est utilisé de manière opérationnelle à la fois pour les prévisions du temps et les études climatiques. Ce modèle s'appelle ALADIN (« Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational »). Une version plus récente de ce modèle, appelée ALARO, utilise de nouvelles paramétrisations pour la convection profonde atmosphérique, ainsi que pour les nuages et les précipitations associées (cf. (2) dans le tableau 3.1). Cette version a été développée spécifiquement pour pouvoir être utilisée à haute résolution spatiale.

Les modèles ALADIN et ALARO sont le résultat d'une collaboration internationale au sein du consortium européen ALADIN auquel l'IRM participe. Ce consortium regroupe 16 services météorologiques nationaux. Il a comme objectif, d'une part, de permettre à chaque participant de disposer d'un modèle atmosphérique régional performant pour ses besoins nationaux et, d'autre part, de créer un savoir-faire et une masse critique pour garantir une recherche de pointe dans le domaine des prévisions et du climat. Une centaine de chercheurs contribuent au consortium ALADIN. Actuellement, l'IRM joue un rôle central au sein du consortium, à la fois au niveau du management et des activités scientifiques.

Moyennes climatiques

Température moyenne

La figure 3.6 donne la distribution spatiale du biais moyen de la température moyenne journalière en été sur la période 1961-1990. Le biais est calculé comme la différence entre les résultats du modèle ALARO à 4 km de résolution horizontale (ALR04) et les observations du réseau climatologique. En moyenne sur la Belgique, le modèle surestime la température moyenne d'environ 1°C. Les biais ne montrent pas de tendance évidente géographiquement : ils varient de quelques dixièmes de degrés jusqu'à localement 3°C dans la moitié sud du pays.



MIN= 0.38 AVG= 1.17 MAX= 3.64

Figure 3.6. Distribution spatiale du biais estival moyen sur 30 ans de la température moyenne journalière calculée par ALARO à 4 km de résolution (ALR04). Le biais est calculé comme la différence entre le modèle et les observations.

Précipitations

A côté de la température estivale, les résultats des modèles pour les quantités de précipitations estivales ont été également validés pour le climat actuel (1961-1990). Les données de précipitations journalières du modèle ALARO utilisant une nouvelle paramétrisation pour les nuages et les précipitations convectives ont été comparées avec les résultats du modèle ALADIN, dépendant d'une paramétrisation plus ancienne. De manière générale, on peut conclure que la capacité d'un modèle atmosphérique à fournir des quantités convenables de précipitations dépend principalement de deux facteurs : d'une part, la résolution horizontale du modèle et d'autre part, la paramétrisation utilisée pour représenter les précipitations et les nuages.

La figure 3.7 donne la distribution spatiale moyennée sur 30 ans des quantités de précipitations estivales calculées par les modèles et fournies par les observations. Au-dessus de chaque figure, on a indiqué la quantité moyenne de précipitations estivales sur les 30 ans, moyennée sur les 93 stations du réseau d'observations (pour les modèles, on a choisi les points de grille les plus proches des stations).

On remarque tout d'abord que tous les modèles, à l'exception d'ALARO à 4 km de résolution (ALR04), surestiment globalement les précipitations en été. On observe également que les modèles réussissent à reproduire l'augmentation graduelle des précipitations du nord-ouest (basse et moyenne Belgique) vers le sud-est (haute Belgique) que l'on retrouve dans les observations.

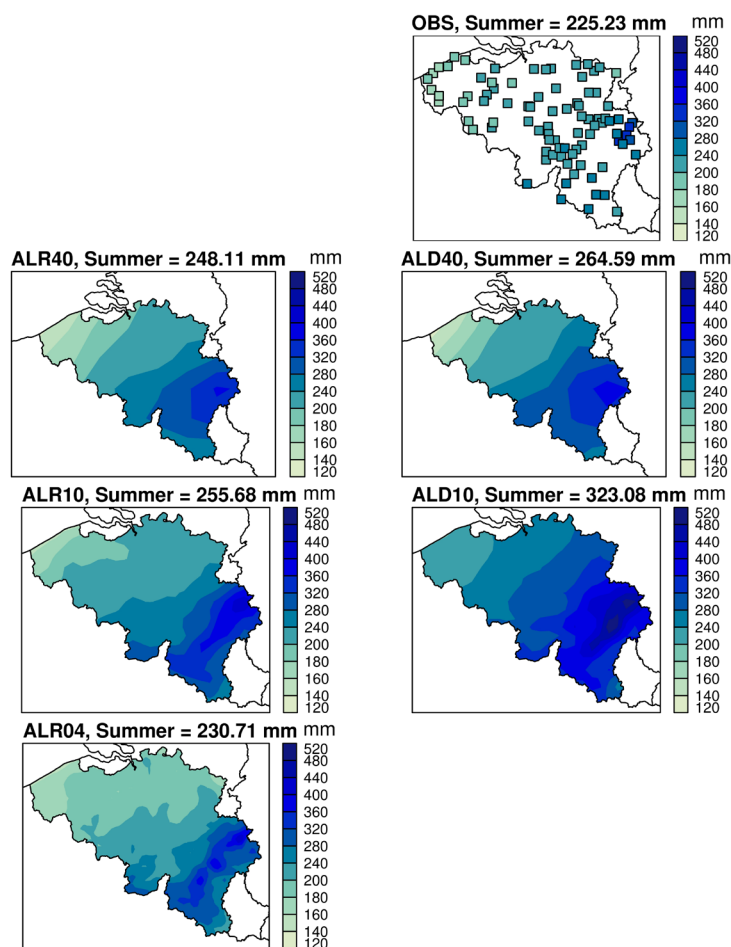


Figure 3.7. Distribution spatiale des précipitations en été, moyennées sur la période 1961-1990, pour les observations (OBS), le modèle ALARO avec une résolution horizontale de 40 km (ALR40), 10 km (ALR10) et 4 km (ALR04) et le modèle ALADIN avec une résolution horizontale de 40 km (ALD40) et 10 km (ALD10).

Les distributions spatiales des précipitations des modèles à basse résolution horizontale (ALR40 et ALD40) sont assez similaires. Par contre, pour les modèles à plus haute résolution (10 km et 4 km), on remarque une amélioration sensible pour le modèle ALARO (ALR10 et ALR04) par rapport au modèle ALADIN (ALD10). Le maximum local observé dans l'est du pays est reproduit correctement aussi bien par ALR10 qu'ALR04. Par contre, ALD10 ne simule pas correctement la valeur de ce maximum. Ces résultats semblent indiquer que ce n'est pas tant l'augmentation de la résolution spatiale du modèle que l'utilisation de paramétrisations physiques plus adéquates pour représenter la convection profonde et les précipitations convectives, qui permet d'expliquer la meilleure comparaison du modèle avec les observations de précipitations estivales.

Les simulations avec ALARO à 4 km de résolution horizontale fournissent sur l'ensemble du pays des quantités moyennes de précipitations estivales plus conformes aux observations que l'ancien modèle ALADIN. Cependant, un ensemble d'études dans la littérature scientifique récente indique que si les modèles climatiques régionaux calculent de manière satisfaisante les valeurs et les écarts-types des températures et précipitations moyennes, ils ne reproduisent pas nécessairement de manière adéquate les valeurs extrêmes des températures et des précipitations journalières. Une étude détaillée de la capacité d'ALARO à reproduire les valeurs extrêmes de la température maximale journalière et des précipitations journalières en été a donc également été menée et est discutée au point suivant.

Valeurs extrêmes

Températures

Une manière classique de caractériser les valeurs extrêmes d'une variable consiste à calculer les valeurs de cette variable correspondant à différentes périodes de retour moyennes choisies. Ces valeurs sont donc les grandeurs de la variable étudiée qui sont dépassées en moyenne au plus une fois toutes les X années, avec X la période de retour choisie. Dans la suite de cette section, on notera par « valeurs seuils » les valeurs des variables étudiées correspondant aux périodes de retour choisies.

La figure 3.8 compare sur la période 1961-1990 les valeurs seuils de la température maximale journalière correspondant à une période de retour moyenne de 5 ans pour 50 stations du réseau climatologique, avec les valeurs calculées par les modèles aux points de grille les plus proches des stations. Trois versions de modèles sont utilisées, caractérisées par la résolution horizontale (40 km, 10 km ou 4 km) et l'utilisation ou non des nouvelles paramétrisations physiques pour les processus liés à la convection profonde atmosphérique. Les deux simulations à 40 km et 10 km de résolution et avec les anciennes paramétrisations (ALD40 et ALD10) surestiment de plusieurs degrés les valeurs seuils des températures maximales observées dans les stations (comparer les courbes verte et rouge avec la courbe noire). Par contre, la version du modèle à 4 km de résolution utilisant les nouvelles paramétrisations (ALR04) donne des résultats nettement meilleurs par rapport aux observations (comparer la courbe bleue avec la courbe noire). Un résultat similaire a été obtenu pour les valeurs seuils des températures maximales correspondant à une période de retour de 20 ans.

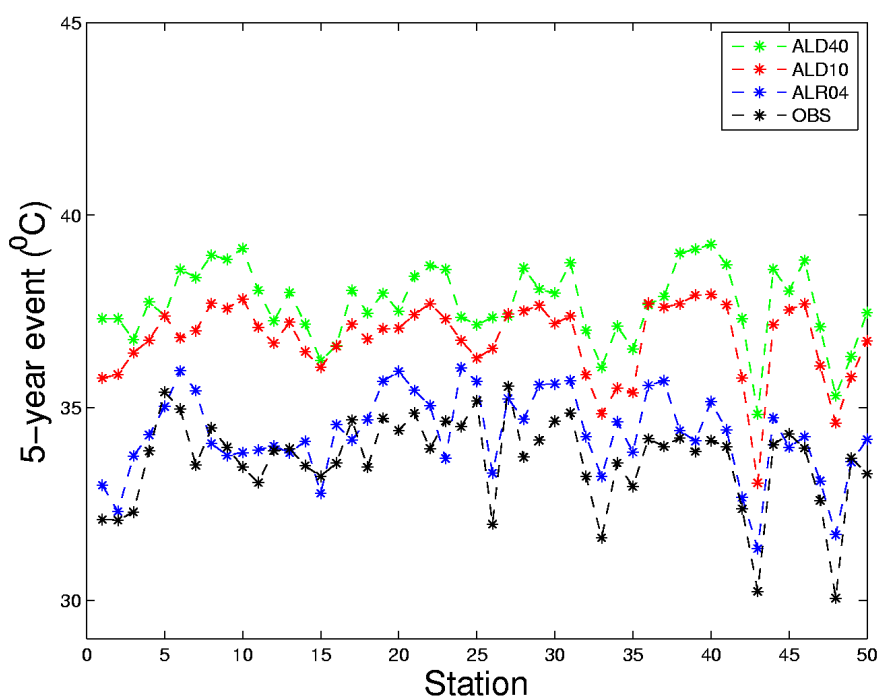


Figure 3.8. Valeurs des températures maximales journalières correspondant à une période de retour de 5 ans pour 50 stations d'observations et pour trois modèles (sur la période 1961-1990).

Précipitations

Des événements extrêmes de précipitations conduisent souvent à des inondations ou à des glissements de terrain. Les inondations qui ont ravagé le pays en décembre 1993, janvier 1995 et novembre 2010 en sont de beaux exemples. Compte tenu de l'importance de l'impact et des dégâts de ce genre de phénomènes sur nos sociétés, il est important d'examiner si les modèles climatiques sont capables de reproduire de tels événements de précipitations extrêmes à des échelles de temps climatiques.

Pour répondre à cette question, la figure 3.9 donne les distributions de fréquence relative des précipitations quotidiennes observées et modélisées pour 93 stations, sur la période 1961-1990. Pour permettre de mieux mettre en valeur les quantités extrêmes des précipitations, les fréquences sont présentées verticalement sur une échelle logarithmique. Dans la figure 3.9, la ligne noire verticale indique, sur l'axe horizontal, le quantile 0,95 des observations (q0.95 OBS) qui peut être retenu pour définir les valeurs « extrêmes ». Le quantile 0,95 des observations correspond à une quantité de précipitations journalière d'environ

12 mm, ce qui signifie que 95% des précipitations journalières observées en été sont inférieures à cette valeur et que 5% lui sont supérieures. Tous les modèles reproduisent relativement bien les fréquences observées pour les quantités de précipitations inférieures au quantile 0,95.

Pour les valeurs extrêmes des précipitations (supérieures au quantile 0,95), les modèles ALARO et ALADIN montrent des résultats similaires et relativement bons par rapport aux observations lorsque leur résolution horizontale est de 40 km (ALD40 et ALR40). Lorsque la résolution est de 10 km, une nette différence est visible entre les résultats des deux modèles. Par rapport aux observations, ALD10 surestime en effet les fréquences de précipitations, et cela d'autant plus que les quantités de précipitations augmentent. Par contre, comme dans le cas des quantités plus faibles de précipitations, les distributions de fréquence correspondent relativement bien aux observations pour les deux simulations à hautes résolutions d'ALARO (ALR10 et ALR04).

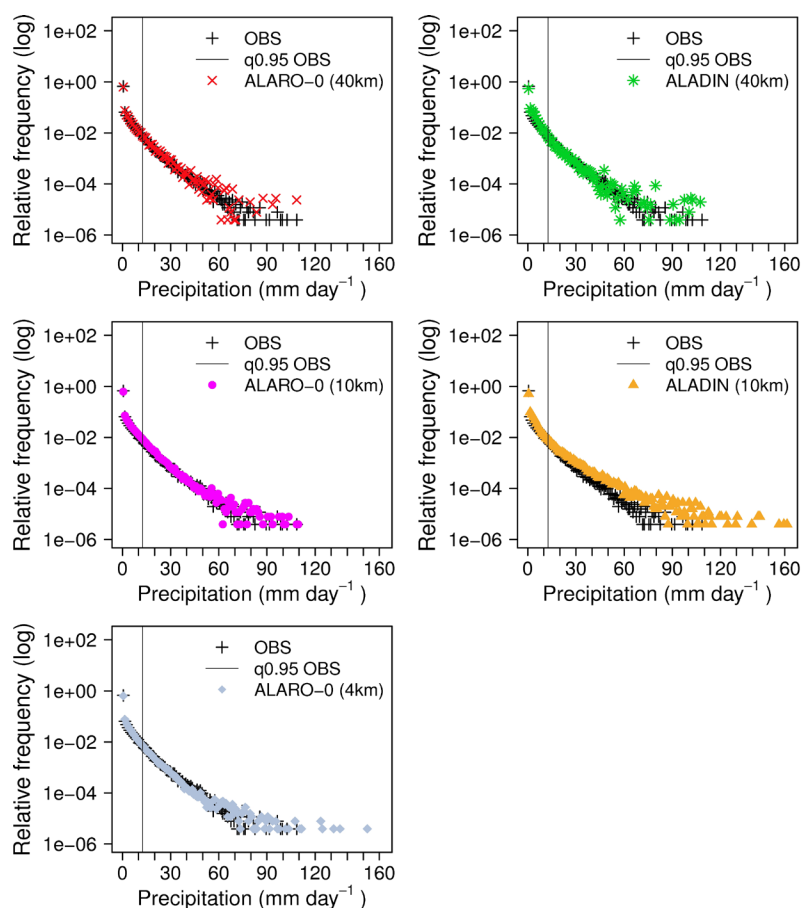


Figure 3.9. Distribution de fréquence des données de précipitations journalières observées (OBS) et des résultats des modèles. Les fréquences sont représentées sur une échelle verticale logarithmique pour une meilleure visualisation des valeurs extrêmes quotidiennes. La ligne noire verticale correspond au quantile 0,95 des observations (cf. le texte pour les explications).
[+ Observations, ✕ ALARO (40km), ● ALARO (10km), ◆ ALARO (4km), * ALADIN (40km), ▲ ALADIN (10km)].

Pour compléter l'analyse, comme dans le cas des températures maximales, on a également calculé les quantités seuils de précipitations estivales correspondant à des périodes de retour moyennes de 5 et 20 ans. Les résultats pour les deux périodes de retour sont similaires. A titre d'illustration, la figure 3.10 donne, pour chaque station, les valeurs seuils des quantités de précipitations journalières pour une période de retour moyenne de 5 ans. Les 93 stations ont été placées le long de l'axe des abscisses selon leur altitude, qui augmente de gauche à droite. La figure indique que, de manière générale, les quantités seuils des précipitations augmentent avec l'altitude.

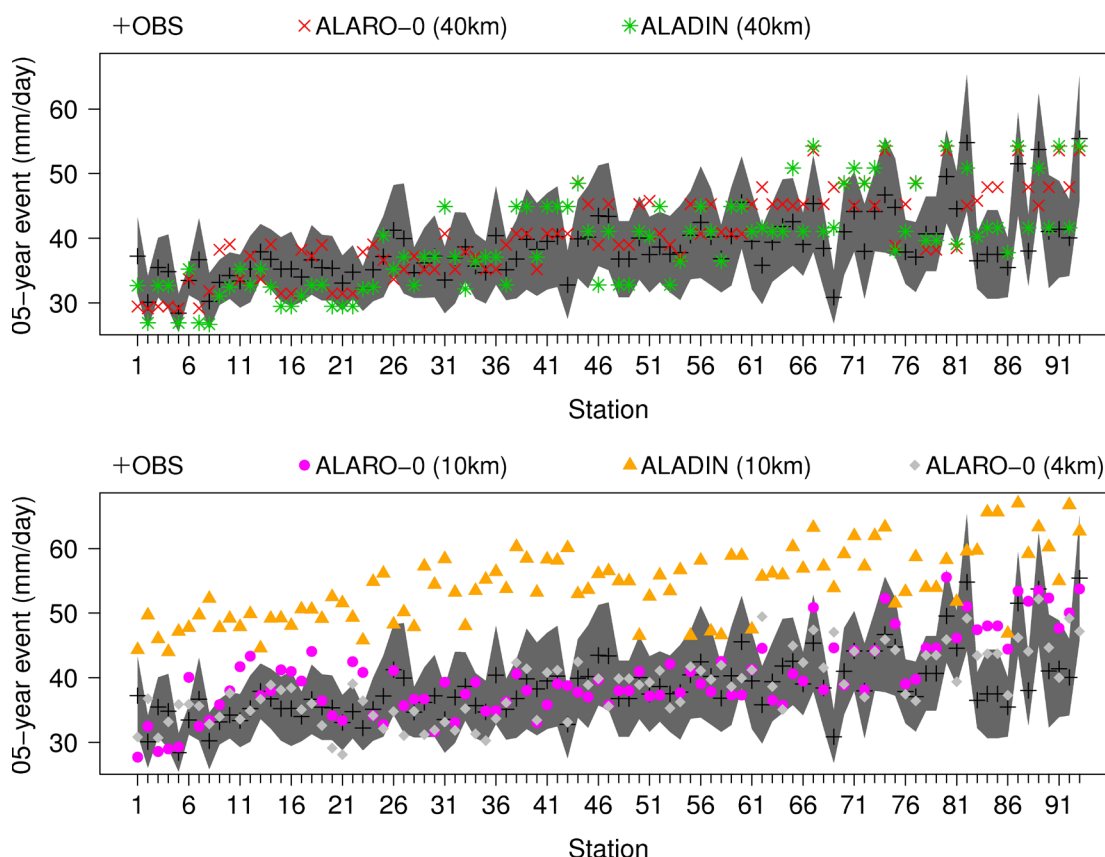


Figure 3.10. Valeurs seuils des quantités de précipitations journalières pour les observations et les modèles correspondant à une période de retour moyenne de 5 ans.

Sur la figure 3.10, la bande grise donne les intervalles de confiance à 95% pour les valeurs seuils observées aux stations. Un intervalle de confiance donne une fourchette de valeurs dans laquelle la probabilité que la valeur seuil observée s'y retrouve est de 95%. Les valeurs calculées par le modèle ALARO, quelle que soit sa résolution horizontale (40 km, 10 km ou 4 km), tombent pour la majorité de stations dans les intervalles de confiance des valeurs observées. Le modèle ALADIN, avec une résolution de 40 km, simule également relativement bien les valeurs seuils observées. Par contre, ce même modèle, avec une résolution de 10 km, donne, encore une fois, des valeurs seuils beaucoup plus élevées que celles observées, bien au-delà de l'intervalle de confiance (cf. les triangles jaunes).

L'ensemble des résultats présentés permet de conclure que le modèle ALARO, quelle que soit sa résolution horizontale (40, 10 ou 4 km), est capable de reproduire correctement les caractéristiques des précipitations journalières, autant pour les quantités les plus courantes que pour les valeurs extrêmes. Le modèle ALADIN, avec une résolution de 40 km (ALD40), donne des résultats très similaires à ceux du modèle ALR40 et aux observations. Pour sa part, le modèle ALADIN à haute résolution (ALD10) calcule de manière générale des quantités de précipitation qui sont trop élevées, en particulier pour les valeurs extrêmes. Ces résultats sont cohérents avec ceux illustrés précédemment pour les distributions spatiales de la pluviométrie estivale moyennées sur 30 ans. Il ressort donc que, plutôt que l'augmentation de la résolution horizontale du modèle ALARO, c'est l'utilisation dans ce modèle de nouvelles paramétrisations pour calculer les précipitations convectives qui explique ses simulations correctes des précipitations estivales.

Conclusion

Une vérification systématique du comportement du modèle climatique régional ALARO a été effectuée en comparant les observations aux valeurs simulées par le modèle pour les températures et les précipitations en été. Il en ressort que la version ALR04 à 4 km de résolution horizontale, utilisant de nouvelles paramétrisations physiques pour les processus de convection profonde, donne les meilleurs résultats pour la Belgique.

3.5 Conclusions générales

D'un point de vue pratique, les développements physiques et techniques de la version climatique du modèle ALARO permettent d'étudier les propriétés du climat belge, en support aux données effectivement mesurées à l'Institut. Cette modélisation devrait également permettre de fournir des études de sensibilité du climat belge aux changements de toutes natures auxquels fait face notre société (modifications naturelles du climat, accroissement des gaz à effet de serre, changements urbains, changements de l'utilisation des sols...). Pour cela, il faut bien sûr avoir à sa disposition un modèle fiable, ayant été validé par comparaison avec les données observées. Quelques résultats importants allant dans ce sens ont été présentés dans ce chapitre. Des applications pratiques de sensibilité seront également discutées au chapitre 4 du présent document.

La théorie des systèmes dynamiques fournit également un cadre naturel pour l'étude des propriétés dynamiques de l'atmosphère et du climat. Elle permet à la fois de mettre en lumière les comportements possibles de ces systèmes et de proposer de nouvelles démarches permettant d'améliorer leur prévision, et ce notamment par l'intermédiaire de la prévision probabiliste. L'IRM participe à l'application et au développement des outils et techniques qui permettent de mieux comprendre cette dynamique. Ces travaux mettent en garde contre l'idée d'effectuer des projections climatiques sur des dizaines, voire des centaines ou milliers d'années, sans fournir un indice de fiabilité. Ils révèlent également la nécessité de prendre en compte l'ensemble des incertitudes affectant les prévisions au travers d'une approche probabiliste, qui en outre a le mérite de permettre une estimation de l'occurrence probable d'événements extrêmes.

Bibliographie

- Baruch, J-O . (ed): Les trois inconnues du CLIMAT. La Recherche, dossier, 414, 31-49, 2007.
- Berger, A.: Climatic variations and variability : Facts and theories. Reidel, Dordrecht, 1981.
- Demarée, G.R. and Nicolis, C.: Onset of sahelian drought viewed as a fluctuation-induced transition. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 221-234, 1990.
- De Troch, R., Hamdi, R., Van de Vyver, H., Geleyn, J.-F. and Termonia, P.: Multiscale performance of the ALARO-0 model for simulating extreme summer precipitation climatology in Belgium. J. Climate, 26, 8895-8915, 2013.
- Dijkstra, H.A.: Nonlinear Physical Oceanography. Springer, 2005.
- GIEC (IPCC): Fourth assessment report: Climate change 2007 (AR4), 2007.
- Goswami, B. and Shukla, J.: Predictability of a coupled Ocean-Atmosphere model. J. Climate, 4, 3-22. 1991.
- Hamdi, R., Van de Vyver, H. and Termonia, P.: New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling: Application for summer extreme temperature over Belgium. Int. J. Climatol., 32, 2051-2065, 2012.
- Nicolis, C.: Stochastic aspects of climatic transitions - Response to a periodic forcing. Tellus, 34, 1-9, 1982.
- Nicolis, C.: Le climat peut-il basculer ? La recherche, 232, 584-587, 1991.
- Nicolis, C.: Dynamics of model error: The role of unresolved scales revisited. J. Atmos. Sci., 61, 1740-1753, 2004.
- Nicolis, C. and Nicolis, G.: Noisy limit point bifurcation with slowly varying control parameter. Europhys. Lett., 66, 185-191, 2004.
- Palmer, T.N.: Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. Rep. Prog. Phys., 63, 71-116, 2000.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.): IPCC report, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2007.
- Vannitsem, S.: The role of scales in the dynamics of parameterization uncertainties. J. Atmos. Sci., 63, 1659-1671, 2006.
- Vannitsem, S.: Bias correction and post-processing under climate change. Nonlinear Processes in Geophysics, 18, 911-924, 2011.
- Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamics of fine-scale variables versus averaged observables in a T21L3 quasi-geostrophic model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 124, 2201-2226, 1998.
- Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamical properties of Model Output Statistics forecasts. Mon. Wea. Rev., 2008.

CHAPITRE 4. L'AIDE À LA DÉCISION EN MÉTÉOROLOGIE ET EN CLIMATOLOGIE

4.1 Introduction

Comme nous l'avons souligné dans le chapitre précédent, de nombreuses incertitudes subsistent quant au fonctionnement du système climatique. Tant à l'échelle internationale qu'à l'échelle nationale, les activités opérationnelles et continues d'observation au sol et depuis l'espace, de même que les recherches fondamentales contribuent à essayer de réduire ces incertitudes. L'IRM participe à ces efforts, comme les chapitres précédents l'ont illustré.

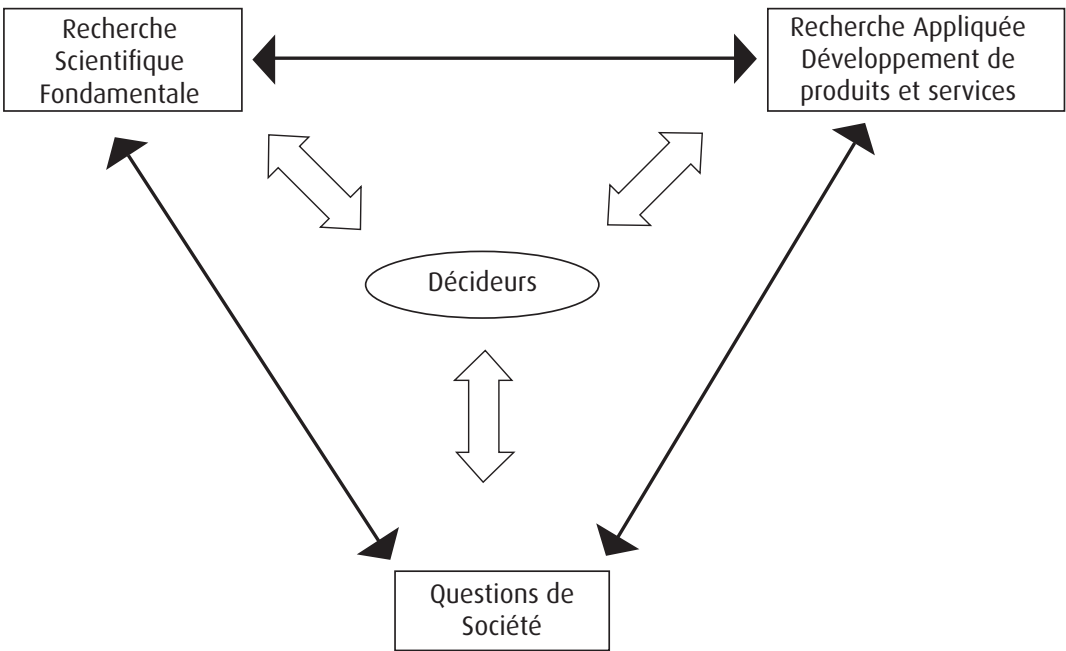
On sait que les évolutions simulées par les différents modèles globaux à des échéances séculaires, en réponse à l'évolution des concentrations de gaz à effet de serre, convergent à ce jour vers la poursuite très probable d'un réchauffement. Une confrontation entre modèles et observations à l'échelle décennale est devenue progressivement possible et pertinente.

A l'heure actuelle, le caractère non abouti dans ces domaines de recherche n'interdit cependant pas que certains résultats puissent apporter d'ores et déjà une aide dans les prises de décisions par différents acteurs sociaux. L'IRM dialogue avec tous les décideurs, ainsi qu'avec la communauté scientifique, pour raffiner ou pour faire preuve d'innovation par des approches qui permettraient de mieux anticiper les risques liés aux changements climatiques.

Une condition pourtant est essentielle pour entamer ce type d'approche avec une chance de succès: il s'agit de veiller à ce que les relations entre les scientifiques et les décideurs évoluent d'un schéma purement séquentiel¹⁴

Science fondamentale → Science appliquée → Décisions

vers un schéma indicatif ou « parties prenantes » comme l'indique le schéma ci-dessous :



¹⁴ Dans ce schéma, la science fondamentale, en progrès continu, apporte des idées d'applications nouvelles qui sont mises en œuvre petit à petit en permettant aux décideurs d'agir pour le bien commun de l'ensemble de la société. Celle-ci, en retour, finance la recherche fondamentale puisque, tôt ou tard, elle en retirera un profit.

Dans cette formule, les interactions entre les différents acteurs sont nombreuses et ceux qui sont au cœur des processus de décisions émettent et reçoivent des messages, des directives, des souhaits, etc., de la part de l'ensemble des parties prenantes. Ce sont ces interactions qui, en dernière analyse, font avancer la recherche, pas à pas, vers des solutions aux problèmes sociétaux au fur et à mesure où ceux-ci émergent.

Dans ce chapitre, nous allons illustrer l'approche « parties prenantes » décrite ci-dessus en présentant quelques contributions que l'IRM a réalisées récemment dans le domaine de la climatologie et de la météorologie.

4.2 L'horizon climatique

Pour ce qui concerne l'horizon climatique, si le chapitre précédent illustre principalement les aspects théoriques du dossier, nous présentons ici une série de résultats obtenus récemment à l'IRM et qui répondaient, pour la plupart, à une demande de décideurs.

4.2.1 Le climat urbain

Méthodologie

La micro-climatologie urbaine résulte des échanges entre les surfaces urbanisées et l'atmosphère. Les processus physiques qui sont au cœur de cette micro-climatologie sont les bilans énergétiques et hydriques entre les surfaces urbaines et l'atmosphère.

En 2009, dans le cadre d'un marché de service avec Bruxelles Environnement (Institut Bruxellois pour la Gestion de l'Environnement, IBGE), l'IRM a abordé l'étude du microclimat urbain pour la Région de Bruxelles-Capitale (RBC). Des données d'images satellite ont été utilisées pour connaître l'évolution de la superficie des zones imperméables et ont été combinées avec un modèle de surface terrestre incluant un schéma qui résout la balance d'énergie pour les surfaces urbaines. Ce nouveau schéma de surface appelé SURFEX a été développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (Météo France). Il permet de décrire les échanges d'eau, de quantité de mouvement et d'énergie pour quatre types de surface : mer, lac, végétation (bois, prairie, champs...) et zone urbaine. Dans le schéma de surface SURFEX, le module TEB (Town Energy Balance) est spécifique aux applications urbaines.

L'étude menée visait à isoler les effets de la croissance de l'urbanisation dans la RBC sur son microclimat urbain et son évolution. Pour atteindre cet objectif, le modèle SURFEX/TEB a tourné sur deux longues périodes : entre 1960 et 1999 pour le climat présent et sur les 30 dernières années du 21^e siècle pour le climat futur (2071-2100). Pour simuler le climat présent, le modèle de surface a tourné en mode « off-line » (sans agir sur l'atmosphère), couplé aux données atmosphériques de ré-analyse ERA-40 du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWT). Ce couplage permet d'alimenter le modèle de surface en données météorologiques à grande échelle. Quant aux données pour les scénarios des changements climatiques, elles proviennent de la base de données du projet européen PRUDENCE.

La Région de Bruxelles-Capitale (RBC) a été considérée comme un seul volume urbain homogène, caractérisé par un pourcentage de végétation et un pourcentage de surfaces imperméables. Le taux d'urbanisation historique a été estimé en fonction du pourcentage de surfaces imperméables calculé à partir d'images du satellite Landsat. Dans le modèle, le taux d'imperméabilisation a ainsi été fixé à 26% en 1955, 34% en 1970, 39% en 1985, 40% en 1993 et 47% en 2006 (Vanhuyse et al, 2006). En conséquence, la superficie de végétation pour le territoire de la RBC a donc été fixée à 53% en 2006, par exemple.

Evolution du ruissellement en surface

En milieu urbain, le stockage de l'eau en surface et l'évaporation sont plus faibles qu'en milieu naturel (rural). Par contre, le ruissellement de surface est beaucoup plus fort que celui produit par des couverts naturels, du fait de l'existence de surfaces imperméables. Un des objectifs de l'étude était d'apporter une meilleure compréhension de l'impact de l'urbanisation sur le régime hydrologique des eaux pluviales en RBC.

Les paramètres du modèle SURFEX dont le comportement a plus particulièrement été étudié sont (i) le ruissellement superficiel (c'est-à-dire la différence entre les précipitations d'un côté et l'évaporation et l'infiltration dans le sol, d'un autre côté), (ii) le débit de point (c'est-à-dire la valeur maximale annuelle du ruissellement) et (iii) le nombre annuel d'événements d'inondation (un tel événement se produit chaque fois qu'une valeur seuil du ruissellement est dépassée; cette valeur seuil est calculée

comme le percentile 0,95 des valeurs du ruissellement sur toute la simulation).

Les principaux résultats de l'étude sont les suivants (Hamdi *et al.*, 2011):

En ce qui concerne l'effet de l'urbanisation historique:

1. Lorsque le pourcentage d'imperméabilisation excède 35%, un changement est détecté dans les séries annuelles du ruissellement superficiel cumulé sur l'année, du débit de pointe et de la fréquence des événements d'inondation (cf. figure 4.1).
2. Pour chaque augmentation de 10% de la superficie des surfaces imperméables, le débit de pointe augmente de 32% et le ruissellement superficiel cumulé de 40%. Pour sa part, la fréquence annuelle des événements d'inondation augmente de 2,25 événements.
3. L'augmentation la plus importante du rapport entre le ruissellement en surface et les précipitations est de 40% et se produit en été.

En ce qui concerne l'effet des changements climatiques:

Il faut signaler qu'il existe, pour les précipitations, un écart très important entre les projections futures des deux modèles climatiques à l'échelle planétaire utilisés dans la présente étude. Pour la fin du 21^e siècle, l'un des modèles montre peu de différences par rapport aux précipitations pour le climat présent, tandis que le second simule jusqu'à 20% d'augmentation sur le cumul annuel des précipitations. L'analyse présentée ci-dessous pour les résultats de notre étude tient compte du scénario climatique prévoyant une augmentation des précipitations.

1. Les changements des précipitations projetées dans le futur sont plus déterminants que les changements de température dans les tendances futures, en termes de débit de pointe, de ruissellement annuel cumulé et du rapport entre le ruissellement de surface et les précipitations.
2. L'hypothèse d'une hausse de 10% des surfaces imperméables dans la RBC est en mesure de contrer l'augmentation de l'évapotranspiration liée aux températures futures plus élevées.
3. Quand on combine l'effet de l'urbanisation future (on a supposé une augmentation de 20% des surfaces imperméables) et le scénario climatique, l'augmentation du débit de pointe est exacerbée par rapport au seul effet climatique. Le débit de pointe augmente de 140% par rapport aux conditions d'imperméabilité estimée en 2006 (taux estimé à 47%).

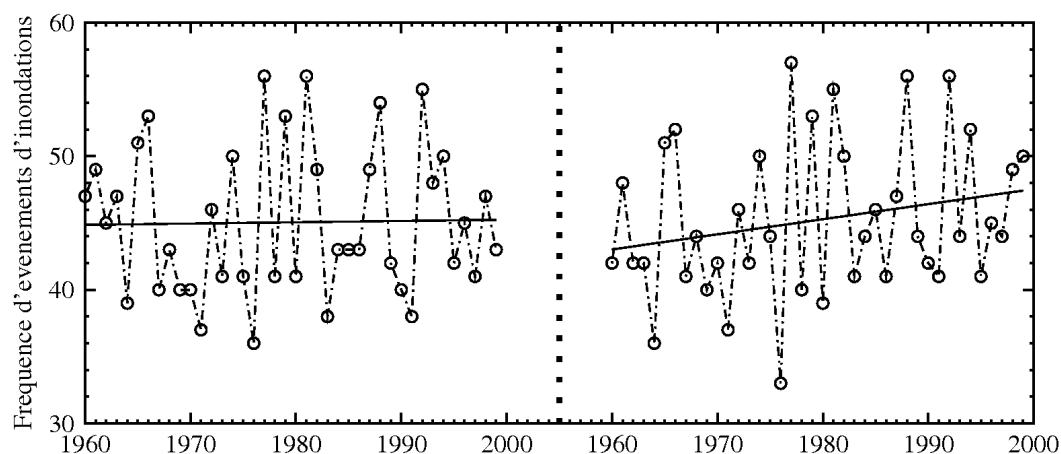


Figure 4.1. La fréquence annuelle d'événements d'inondation simulée par le modèle SURFEX/TEB entre 1960 et 1999. A gauche, avec un pourcentage d'imperméabilité sur la RBC considéré hypothétiquement fixe à sa valeur de 1955 (26%); à droite, en tenant compte de l'augmentation historique du pourcentage d'imperméabilité. Dans les deux simulations, les valeurs annuelles sont calculées à partir d'un seuil de ruissellement correspondant au percentile 0,95 des valeurs du ruissellement sur toute la simulation; les deux valeurs seuils sont donc différentes.

Scénarios climatiques utilisés dans les études de sensibilités

Scénarios du projet PRUDENCE

Les scénarios climatiques du projet européen PRUDENCE ont été produits à partir de simulations de modèles climatiques régionaux. Ces simulations couvrent des périodes de 30 ans tant pour le climat présent que pour le climat futur (2071-2100), et sont générées par plusieurs modèles régionaux qui sont « guidés » par d'autres modèles à plus grande échelle (modèles globaux). Le climat futur correspond à certaines hypothèses concernant l'évolution socio-économique et démographique à grande échelle et son impact sur l'environnement. Ces hypothèses peuvent être regroupées en familles, selon certaines spécificités techniques concernant les trajectoires possibles d'évolution et, par conséquent, la sévérité des impacts; elles constituent les scénarios SRES du GIEC. L'écart entre deux simulations de climat présent et de climat futur est une mesure de changement climatique. Le projet PRUDENCE fournit un ensemble de telles simulations climatiques. Par conséquent, un ensemble d'estimations du signal des changements climatiques peut être généré, ce qui permet des estimations de l'incertitude de ce changement (cf. figure 4.6, pour un exemple).

Scénarios du KNMI

Le Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) a élaboré des scénarios de changements climatiques sur base de simulations avec un modèle régional et un ensemble simplifié de scénarios d'évolution de la dynamique atmosphérique. L'approche prend en compte deux variables: (1) changement ou non de la circulation atmosphérique générale, et (2) augmentation de la température moyenne planétaire de 1°C (scénario moyen) ou de 2°C (scénario chaud). (cf. figures 4.4 et 4.5, pour des exemples).

Evolution de l'îlot de chaleur urbain

Il est bien connu que les températures sont généralement plus élevées en ville que dans les sites environnants plus ruraux. C'est ce qu'on appelle l'îlot de chaleur urbain (ou effet urbain). Le modèle SURFEX/TEB a également été utilisé pour estimer cet effet pour la Région de Bruxelles-Capitale (RBC) au cours des périodes estivales récentes, entre 1960 et 1999.

A l'aide du modèle, l'effet urbain estival a été estimé en comparant deux simulations. La première tient compte de l'historique de l'évolution du taux d'imperméabilisation en RBC et la seconde suppose une situation hypothétique sans zones urbaines à l'intérieur du domaine de la RBC (simulation rurale). L'effet urbain et son évolution est estimé en faisant la différence des températures obtenues dans les deux simulations.

Les principaux résultats des simulations sont les suivants (Hamdi, 2010; Hamdi *et al.*, 2009):

1. L'effet urbain estival sur la température minimale annuelle augmente avec l'urbanisation de la RBC, avec un taux environ 2 fois plus important que pour la température maximale.
2. L'amplification de l'effet urbain estival, moyenné entre 1960 et 1999, est estimée à +0,4°C pour la température moyenne (+0,55°C pour la température minimale et +0,25°C pour la température maximale). Les mesures effectuées à la station d'Uccle montrent sur cette période un réchauffement estival d'environ 1,6°C. Selon les résultats du modèle, l'intensification de l'effet urbain dans la RBC a donc contribué de manière significative (25%) au réchauffement estival observé à Uccle au cours des quatre dernières décennies du 20^e siècle.

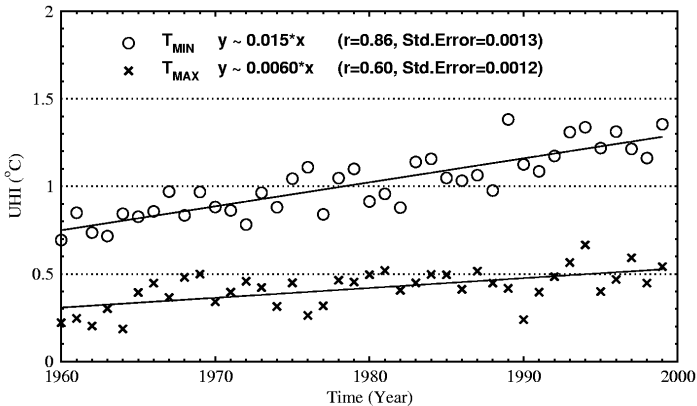


Figure 4.2. Evolution de l'effet urbain (UHI en anglais, pour «Urban Heat Island») sur la température minimale et maximale, moyenné sur l'été entre 1960 et 1999. L'effet urbain est estimé en calculant la différence des températures entre une simulation urbaine et une simulation rurale (cf. le texte pour les détails).

Afin d'évaluer, sur base d'observations, la pertinence de cette méthode de modélisation de l'effet urbain, deux stations du réseau climatologique de l'IRM ont été sélectionnées: Brussegem et Uccle. Uccle est une station suburbaine, située dans le sud de la RBC, à 6 km du centre de Bruxelles. La station climatologique de Brussegem est une station rurale, située à 20 km au NO du centre de Bruxelles. On peut considérer (i) que cette station est en dehors de la zone influencée directement par les effets urbains de la RBC et (ii) que, située au NO de la ville, les masses d'air qui circulent au-dessus de la ville ne la concernent généralement pas (les vents dominants soufflant du SO vers le NE). Les estimations du biais urbain pour la station d'Uccle sont définies par les différences des températures mesurées en cette station avec celles observées à Brussegem. La figure 4.3 donne les différences entre les deux stations pour les températures minimale (partie supérieure) et maximale (partie inférieure), calculées durant chaque été de la période 1955-2006. L'évolution des différences à long terme est donnée dans la figure 4.3 par les droites de tendance linéaire. L'absence de données entre 1972 et 1979 s'explique par l'interruption des mesures à Brussegem durant cette période.

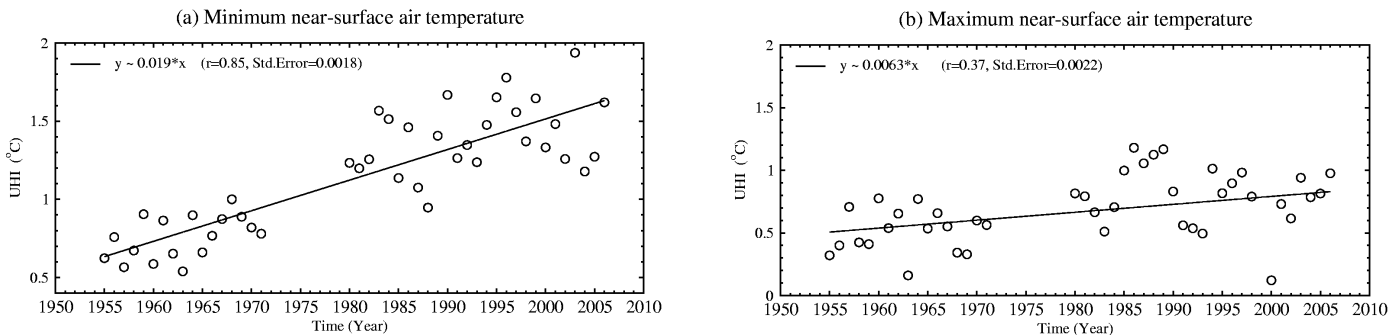


Figure 4.3. L'effet urbain sur les températures minimale et maximale moyenné pendant l'été entre 1955 et 2006. L'effet urbain est estimé par les différences entre les températures enregistrées à la station d'Uccle et à la station rurale de Brussegem.

La comparaison des estimations de l'effet urbain, obtenues par modélisation et par comparaison d'observations, indique que les résultats basés sur l'imagerie satellitaire combinée avec un modèle de surface sont compatibles avec les estimations du réchauffement urbain basé sur l'analyse des mesures aux stations climatologiques.

Plus récemment, les chercheurs de l'IRM ont développé une nouvelle méthode de modélisation de l'effet urbain. Il s'agit d'essayer de quantifier les détails de l'effet urbain moyenné pour chaque kilomètre carré, sur un domaine qui couvre toute la Région de Bruxelles-Capitale. Les premiers résultats obtenus sont présentés dans Hamdi *et al.* (2014).

Concluons en soulignant l'importance pour les scientifiques, les urbanistes et les décideurs politiques de travailler encore davantage ensemble afin de comprendre et de contrôler l'interaction entre les zones urbaines et les changements climatiques, en vue notamment de préparer des stratégies pertinentes d'adaptation et d'atténuation. En particulier, pour maintenir ou améliorer la qualité de vie dans les villes, les urbanistes ont besoin d'informations détaillées sur le climat urbain futur à l'échelle résidentielle. Cependant, du fait que les surfaces imperméables ne couvrent que moins de un pour cent de la superficie globale de la Terre, la plupart des modèles climatiques qui tournent sur tout le globe terrestre et qui sont alors utilisés pour les études des changements climatiques ne sont pas suffisamment détaillés pour faire la différence entre un environnement urbain et rural. Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) reconnaît l'importance croissante du climat urbain, ainsi que ses particularités qui ne sont pas encore introduites de manière suffisamment satisfaisante dans les simulations des modèles climatiques. L'IRM souhaite contribuer au développement de la recherche dans ce domaine et les applications présentées ci-dessus en sont une illustration.

4.2.2 Le climat à l'échelle du pays

Exemple de scénarios climatiques

L'IRM a récemment participé à un projet dont l'objet était l'évaluation des impacts du changement climatique dans les provinces de Flandre orientale et occidentale (Klimaat effectschetsboek West- en Oost-Vlaanderen, 2012). Les scénarios 2006 du KNMI ont été utilisés dans cette étude afin d'estimer l'évolution de certains indicateurs climatiques pour l'horizon climatique 2050 (statistiques sur la période 2035-2064). Les scénarios considérés représentent un réchauffement annuel de 2°C en moyenne planétaire et l'un d'entre eux tient compte d'un changement possible dans la circulation générale atmosphérique. Le calcul des valeurs des variables météorologiques (précipitation, température) pour les conditions climatiques du futur est effectué à partir de données historiques d'un réseau de stations météorologiques de l'IRM, sur lesquelles une transformation mathématique est appliquée. Cette transformation transmet l'information des scénarios dans les séries temporelles observées entre 1976 et 2005 afin de produire de séries temporelles pour le futur. On donne ici deux exemples de résultats obtenus.

Dans la figure 4.4, on voit le changement dans le nombre de jours d'hiver (température maximale journalière en dessous de zéro, c'est-à-dire que le gel est permanent toute la journée) sous les conditions des scénarios W (sans changement de circulation) et W+ (avec changement de circulation). Une diminution d'un facteur deux de ce nombre est à constater.

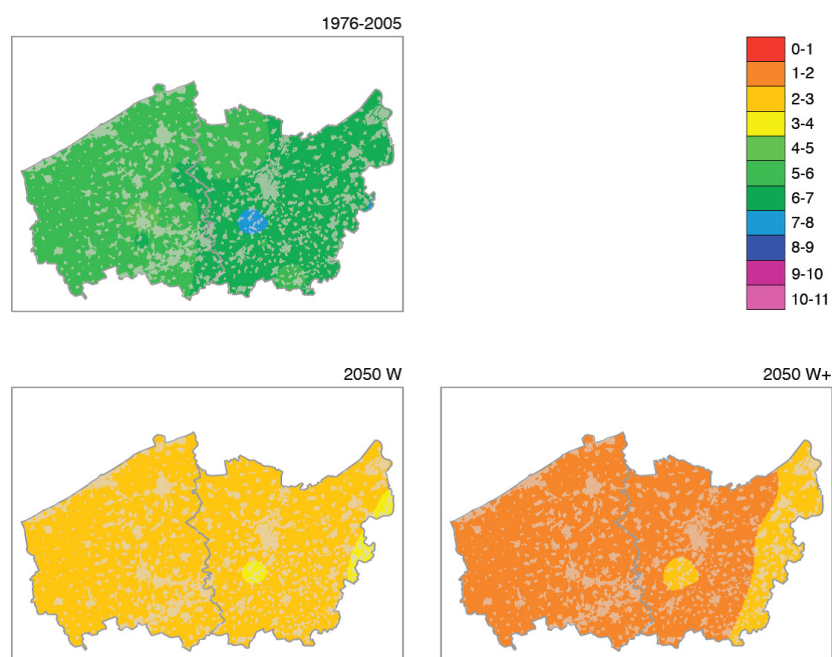


Figure 4.4. Nombre annuel de jours d'hiver ($T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) pour les provinces de Flandre occidentale et orientale pour le climat actuel (1976-2005), avec un scénario pour l'horizon 2050 sans changement de circulation (W) et avec changement de circulation (W+).

Les changements du nombre de jours d'été (température maximale journalière au moins égale à 25°C) sont fournis dans la figure 4.5. Le contraste entre la côte et l'intérieur des provinces est bien visible dans les trois cas : climat présent, scénario W et scénario W+. Ce contraste apparaît plus fort sous le scénario W+. Les changements entre les conditions actuelles et les scénarios sont de l'ordre de :

+10 jours (sous W) et +20 jours (sous W+) pour la côte,

+15 jours (sous W) et +30 jours (sous W+) pour l'intérieur du pays.

Le même type de changement est constaté pour tous les autres indicateurs liés à la température : intensification de la chaleur estivale et affaiblissement du froid hivernal.

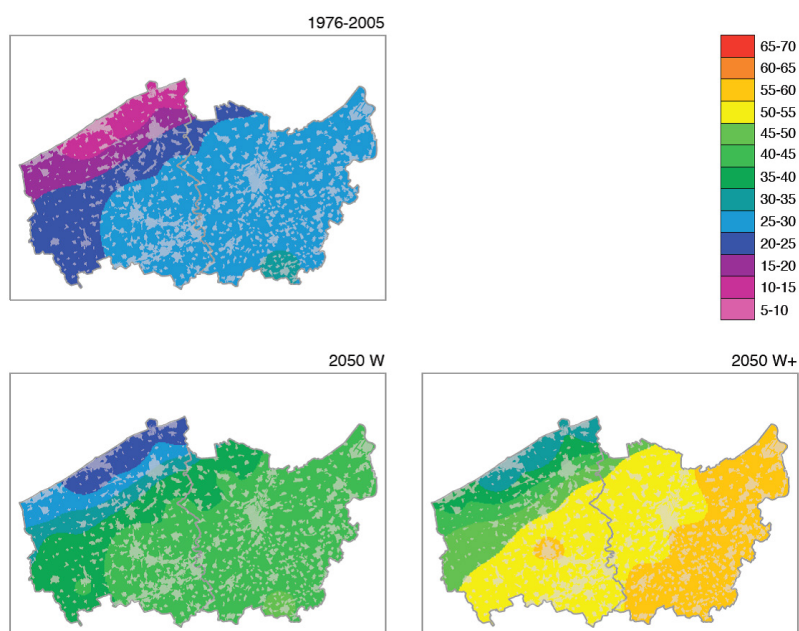


Figure 4.5. Nombre de jours d'été ($T_{max} \geq 25^{\circ}$) pour les provinces de Flandre occidentale et orientale.

Quant aux précipitations, les résultats sont plus hétérogènes. Par exemple, le nombre des événements de pluie qui dépassent les 15 mm en un jour serait augmenté en hiver selon les deux scénarios, W et W+. Par contre, en été, le scénario W prévoit une augmentation de ce nombre, tandis que le scénario W+ prévoit une diminution. Ces différences illustrent à nouveau clairement l'incertitude liée aux scénarios de changement climatique considérés.

Etude d'impact hydrologique

Les changements climatiques peuvent avoir des impacts importants dans différents secteurs d'activités, ainsi que sur la faune et la flore. En particulier, les impacts de changements climatiques sur le cycle de l'eau pourraient affecter un grand nombre de secteurs de la société. Cette éventualité est souvent mise en avant chaque fois que surviennent des inondations répétées ou que se prolongent des épisodes de sécheresse. L'IRM travaille dans ce domaine depuis plusieurs années. Nous introduisons ici cette recherche et présentons quelques résultats obtenus.

Etant donné la cascade d'incertitudes associées aux projections pour le futur comme discuté précédemment, à l'évidence, la réponse à ce problème est loin d'être immédiate. Néanmoins, il est possible d'effectuer des études de sensibilité d'un modèle hydrologique face aux scénarios proposés par les climatologues. Cette analyse ne peut se faire qu'au travers de l'utilisation de modèles hydrologiques appropriés, capables de décrire les caractéristiques principales du cycle de l'eau et son forçage par les variables météorologiques. L'information utilisée consiste généralement en des différences entre les sorties de modèles pour le futur et le climat présent, pour ce qui concerne les moyennes mensuelles de la température et des précipitations. Les changements d'autres variables, comme l'ensoleillement ou la vitesse du vent, qui influent sur l'évaporation sont aussi pris en compte. Un modèle hydrologique est alors utilisé. Il décrit le cycle de l'eau en traitant l'accumulation et la fonte d'une éventuelle couche de neige, l'interception de la pluie par la végétation, l'infiltration de l'eau dans le sol, le dessèchement et la ré-humectation du sol, l'alimentation des aquifères et le ruissellement en surface.

Utilisé dans un premier temps avec des données météorologiques observées, le modèle permet de calculer le débit d'une rivière en un point donné de même que les différentes composantes du cycle de l'eau dans le bassin versant considéré pendant une période de référence.

Dans un deuxième temps, la série d'observations météorologiques est altérée en tenant compte des modifications climatiques décrites par le scénario. Il en résulte une nouvelle série des débits et des autres composantes du cycle de l'eau. Les impacts sur le cycle hydrologique sont alors analysés en comparant les résultats des deux simulations réalisées avec le modèle hydrologique. Cette approche est purement statique dans le sens où le modèle hydrologique n'est pas utilisé en version couplée avec le modèle climatique. Ceci est aussi une limitation pouvant avoir des conséquences importantes comme nous en avons discuté précédemment.

Une des toutes premières publications scientifiques au niveau international sur le sujet témoigne que, dès les années 1980, l'IRM s'est intéressé aux impacts possibles de changements climatiques sur l'hydrologie (Bultot *et al.*, 1988, 1990). La méthode décrite ci-dessus fit d'ailleurs autorité et le premier rapport du GIEC de 1990 y fit référence. Par la suite, plusieurs projets, dont certains financés par la Politique scientifique fédérale belge, ont permis de mettre en évidence que les réponses des bassins versants différaient en raison de leurs caractéristiques propres, principalement leur capacité d'infiltration et d'accumulation dans des aquifères (nature des sols, topographie...). En effet, l'absorption puis la restitution progressive de quantités de pluies accrues ou, au contraire, le soutien du débit en été par des volumes d'eau accumulés en hiver, peuvent amortir les effets de changements dans les régimes des précipitations. Finalement, l'analyse de sensibilité du cycle hydrologique a été généralisée aux bassins de la Meuse et de l'Escaut, en Belgique mais aussi en amont sur le territoire français.

L'analyse la plus récente (2005-2010) a été réalisée dans le cadre du programme « Science pour un Développement Durable » de la Politique scientifique fédérale dont un des objectifs est d'offrir un appui scientifique aux autorités du pays. Au cours de ce projet (intitulé CCI-HYDR et réalisé en collaboration avec la KU Leuven), les scénarios climatiques utilisés ont été élaborés à partir des résultats des simulations climatiques du projet européen PRUDENCE (Baguis *et al.*, 2010). Ces simulations ont été réalisées sous l'hypothèse de deux des scénarios d'émission de gaz à effet de serre SRES définis par le GIEC (2000), avec dix modèles climatiques régionaux dont les domaines de calcul ont été nichés dans quatre modèles de circulation globale. La figure 4.6 permet de comparer les changements de la température et des précipitations pour la région centrale de la Belgique pour la période (2071-2100) par rapport à une période de référence (1961-1990). Ces scénarios simulent une augmentation de la température quelle que soit la saison. D'après ces scénarios, les précipitations diminueraient en été par rapport à la période de référence et augmenteraient en hiver.

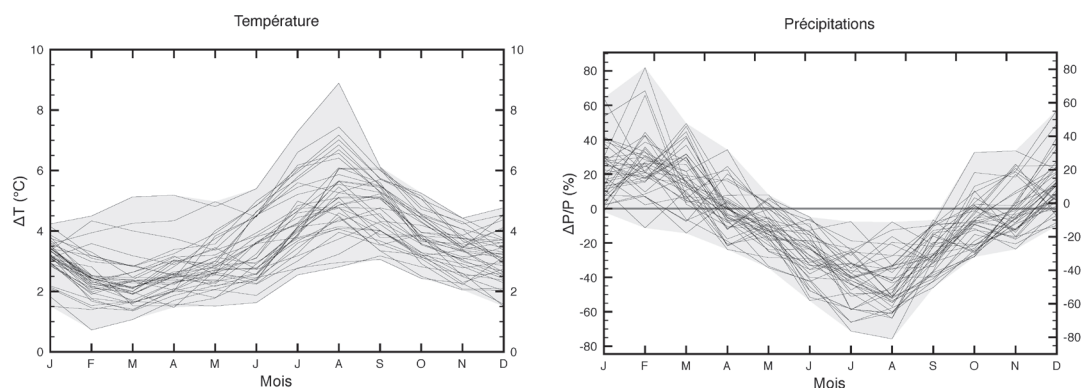


Figure 4.6. Scénarios élaborés à partir du projet PRUDENCE pour les changements de température (ΔT , en $^{\circ}\text{C}$, à gauche) et les changements relatifs de précipitations ($\Delta P/P$ en %, à droite). Les projections sont représentatives pour la Belgique et pour la période de 2071 à 2100. Les courbes correspondent aux résultats de 41 simulations obtenues avec dix modèles climatiques régionaux différents et les scénarios d'émission SRES A2 et B2.

La figure 4.7 permet de se rendre compte des impacts de tels changements climatiques sur le cycle de l'eau pour le bassin de la Meuse en amont de Visé. Les impacts sur le débit mensuel moyen (écoulement) sont calculés comme les différences entre, d'une part, les moyennes mensuelles des débits simulés par le modèle hydrologique avec des données météorologiques observées et, d'autre part, les moyennes des débits simulés avec les données modifiées selon les scénarios de la figure 4.6. Si en été, les impacts consistent clairement en une diminution du débit moyen, en ce qui concerne l'hiver, les impacts sont incertains. La figure 4.7b montre aussi les impacts sur l'évapotranspiration, c'est-à-dire les quantités d'eau évaporées à partir du sol ou transpirées par les plantes. Les quantités évaporées seraient plus importantes toute l'année (puisque'il ferait plus chaud) sauf en été puisque, selon le modèle hydrologique, les réserves en eau du sol auraient diminué.

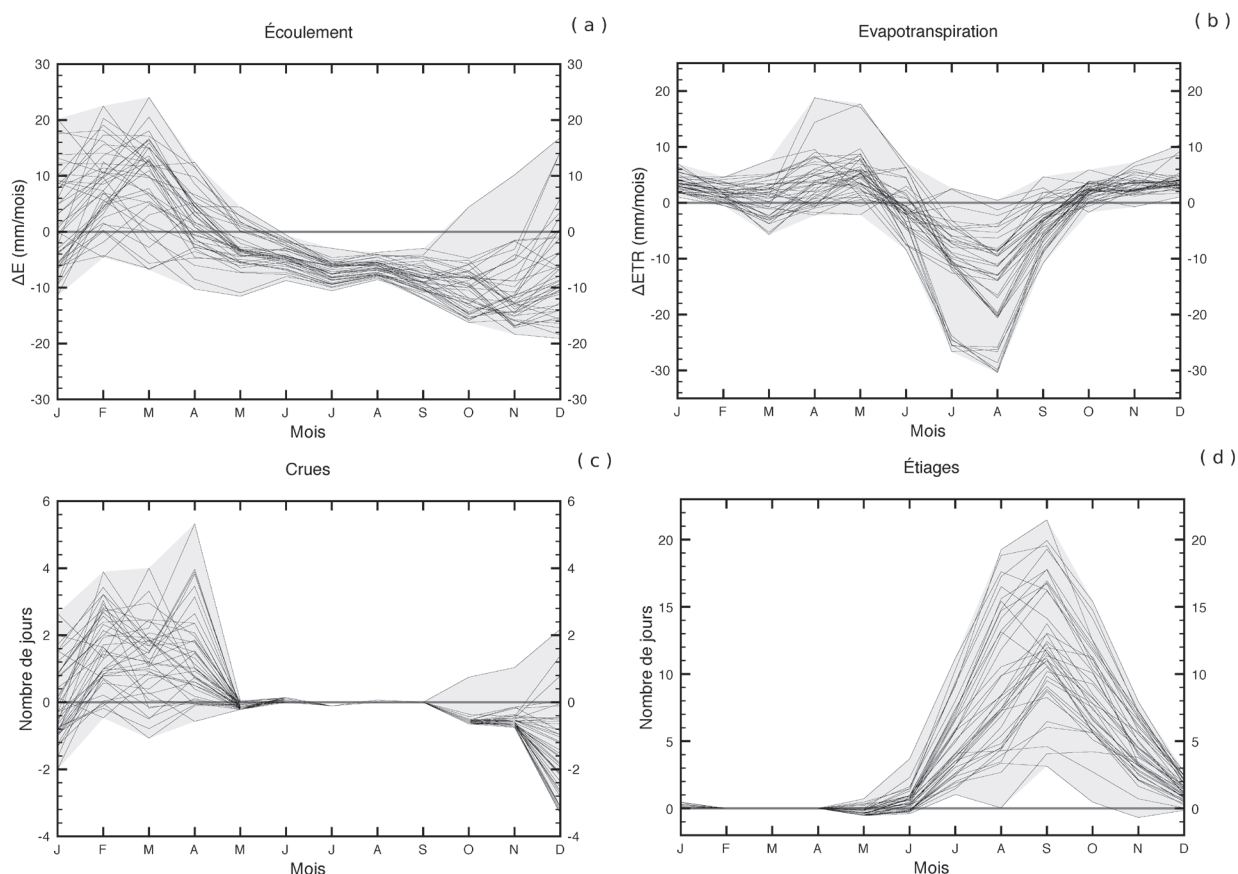


Figure 4.7. Impacts hydrologiques calculés, à l'IRM, des scénarios climatiques sur l'écoulement (débit rapporté à la superficie du bassin versant), sur l'évapotranspiration, sur le nombre de jours de crue et sur le nombre de jours d'étiage de la Meuse.

Pour compléter cette analyse de risque, les impacts des scénarios sur la fréquence des crues et des étiages ont été estimés en comparant les séries de débits simulées pour le climat actuel et celles obtenues avec un climat modifié. Ayant défini un seuil de crues sur base du 95^e centile (le p-ième centile d'un ensemble de données est la valeur qui sépare le premier p% des données triées), le nombre de jours pour lesquels ce seuil est dépassé dans les séries simulées pour des changements climatiques est comparé au nombre de jours correspondant pour le climat actuel et leur différence est montrée à la figure 4.7c. De manière similaire, un seuil de crue est défini sur base du 5^e centile et les impacts sont montrés à la figure 4.7d par des différences de nombre de jours. On a observé que le nombre de jours d'étiage a clairement augmenté, quel que soit le scénario utilisé. Les impacts sur le nombre de jours de crue sont moins unanimes ; une majorité de scénarios indiquent une diminution en décembre et une augmentation de février à avril. Les résultats pour le bassin de l'Escaut sont très similaires à ceux présentés à la figure 4.7.

Cette analyse de sensibilité met en évidence de grandes incertitudes. Pourtant, les scénarios climatiques utilisés ne représentent pas encore toute l'incertitude quant au futur. D'autres scénarios d'émission ont été définis par le GIEC. Il existe d'autres modèles de circulation globale que ceux pris en compte dans le projet PRUDENCE. Enfin, la modélisation hydrologique n'est pas exempte d'incertitudes quant à la structure du modèle ou aux valeurs des paramètres utilisés.

Les scénarios de changements climatiques du projet PRUDENCE nous ont permis d'étudier le comportement hydrologique des rivières de la Belgique en termes d'événements des crues extrêmes (Willems *et al.*, 2010). En particulier, on s'intéresse aux crues qui se manifestent une fois sur un siècle. On dit alors qu'elles ont une période de retour de 100 ans. En se basant sur la théorie statistique des extrêmes, nous avons estimé, sous les conditions des scénarios climatiques de PRUDENCE, les niveaux des crues correspondant à une période de retour de 100 ans, ainsi que la fréquence d'apparition d'une crue centenaire d'aujourd'hui pour les scénarios climatiques futurs. On peut conclure de cette analyse que le débit des crues centenaires pourrait augmenter pour la Meuse, mais pas pour l'Escaut. D'autre part, une crue de la Meuse qui est apparue une fois pendant les derniers 100 ans, pourrait presque doubler la fréquence de son apparition sous le climat de la fin du 21^e siècle. Au contraire, cette fréquence pourrait diminuer dans le cas de l'Escaut, ce qui signifie que les événements rares de crue de l'Escaut dans le climat actuel deviendraient encore plus rares dans le futur. Cependant de grandes incertitudes subsistent quant à ces estimations et une analyse plus détaillée devrait permettre d'expliquer ces différences régionales.

4.3 Météo et aide à la décision en cas d'événements extrêmes

Une manière d'anticiper les problèmes futurs liés aux changements climatiques consiste à gérer le mieux possible les événements météorologiques extrêmes qui se présentent régulièrement déjà aujourd'hui et qui peuvent être à l'origine de dégâts parfois très importants.

En tant que centre météorologique national, l'IRM a acquis une expérience et une expertise dans le domaine de la surveillance et de la prévision du temps. En particulier, des procédures d'avertissement opérationnelles ont été mises en place. Ces procédures sont régulièrement améliorées ou de nouvelles sont développées, en fonction des progrès de la recherche ou des demandes de produits et services spécifiques.

Les limites de prévisibilité météorologique par des méthodes purement déterministes reculent tant en ce qui concerne l'échéance que la résolution. Les nouvelles méthodes météorologiques dites « prévisions d'ensembles »¹⁵ peuvent apporter aux décideurs une aide complémentaire qui peut s'avérer fort utile dans certains cas, pour améliorer les processus de prise de décisions à des échéances au-delà de quelques jours. Encore faut-il, comme nous l'avons indiqué dans l'introduction de ce chapitre, qu'ici aussi, entre les fournisseurs de prévisions et les décideurs, s'établissent des relations qui sortent d'un schéma purement séquentiel pour s'orienter vers un schéma « parties prenantes » (cf. l'introduction de ce chapitre).

¹⁵ Les prévisions d'ensemble reposent sur le principe de sensibilité aux conditions initiales, exposé au chapitre 3.

Illustrons cela plus concrètement dans le domaine de la météorologie et des avertissements en particulier

Classiquement, une décision dans un cadre « *sensible à la météo* » peut être prise selon différents paramètres, dont font partie les prévisions météorologiques. Celles-ci s'appuient sur la connaissance du comportement de l'atmosphère issue des sciences fondamentales. Dans le schéma séquentiel, un utilisateur pose la question classique : « A quelles conditions météorologiques faut-il s'attendre dans un avenir prévisible (quelques heures à quelques jours) ? » Le météorologue répond en fonction des éléments dont il dispose. Il s'en suit une décision conséquente de la part de l'utilisateur : maintenir ou non une activité planifiée quelconque, et cette décision est prise, la plupart du temps, à l'insu du météorologue.

Les progrès dans les sciences fondamentales, qui soutiennent la prévision opérationnelle, et dans les outils technologiques, qui récoltent et diffusent l'information météorologique, ont été considérables au cours du 20^e siècle et progressent encore chaque jour. Certains progrès récents sont aujourd'hui à la portée des différents utilisateurs, d'une part en ayant recours à des observations en temps réel de plus en plus nombreuses, à une combinaison de plusieurs méthodes de prévisions (déterministes et d'ensemble), mais aussi et peut-être plus encore grâce à l'interactivité croissante entre l'utilisateur et le fournisseur, que permettent les technologies actuelles de l'information et de la communication.

La question des utilisateurs dans un schéma « parties prenantes » s'énonce plutôt comme ceci : « *A quelles questions les météorologues sont-ils en mesure de répondre pour m'aider à évaluer les risques tout au long d'un processus de décisions ?* ». Selon les cas, les observations en temps réel, leurs extrapolations à très court terme (quelques heures), les modèles à court terme, les modèles à moyen terme (15 jours), la climatologie historique, ou encore des combinaisons de différentes méthodes intégrées les unes aux autres, permettront d'épauler les décideurs tout au long de la chaîne des décisions afin de limiter les impacts dommageables des phénomènes météorologiques. Des interactions régulières entre les prévisionnistes et les utilisateurs seront possibles dans ce schéma et même parfois indispensables.

Nous présentons ci-après quelques exemples de contributions de l'IRM pour des utilisateurs externes dans le domaine des prévisions et des avertissements météorologiques en cas de situation météorologique à risque.

Aide pour les Services hydrologiques régionaux dans la surveillance en temps réel des niveaux des cours d'eau

Une des missions importantes des services hydrologiques régionaux a trait au déclenchement de pré-alertes et d'alertes en cas de crues des cours d'eau et de risque d'inondations. Pour ce faire, en plus de prévisions de précipitations, la collecte de données de précipitations en temps réel est essentielle et les services régionaux disposent, comme l'IRM, de stations automatiques de mesures pluviométriques en plusieurs endroits du pays.

Pour sa part, l'IRM dispose également de deux radars hydrométéorologiques qui permettent d'estimer, également en temps réel, la répartition des précipitations à haute résolution spatiale dans tout le pays. Le premier radar a été installé en 2000 à Wideumont (Libramont), sur les hauteurs ardennaises, et le second en 2012 à Jabbeke, non loin de la côte belge.

La combinaison des mesures pluviométriques au sol et des estimations radars permet aujourd'hui une connaissance relativement fiable du positionnement des zones de précipitations et de leur intensité. Ainsi, dans le domaine des observations pluviométriques, l'IRM et les services hydrologiques régionaux collaborent depuis plusieurs années, grâce à la mise en commun des données de leurs réseaux pluviométriques, à la récolte la plus large possible des informations de pluviométrie dans toutes les zones du pays.

A la demande du Service hydrologique du Service public de Wallonie, l'IRM a développé en 2008 un outil d'analyse en temps réel des précipitations tombant sur l'ensemble du pays. Les précipitations estimées par le radar de Wideumont sur différentes périodes de temps écoulées (les dernières 10 minutes, 60 minutes, 24 heures, par exemple) sont comparées aux données statistiques de précipitations disponibles pour ces mêmes périodes de temps. Cela permet visuellement d'apprécier rapidement le niveau d'anormalité, et donc potentiellement de dangerosité, des précipitations récentes (cf. figure 4.8).

Maximum return period for 02/06/2008 15:30 UT (end) Radar Wideumont
Used accumulations: 10min, 20min, 30min, 1h, 2h, 6h, 12h, 24h

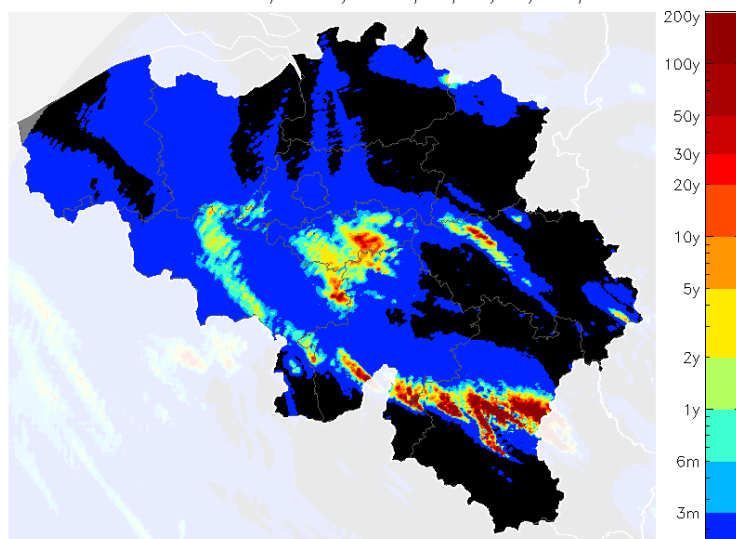


Figure 4.8. Cette image résulte d'une combinaison des statistiques climatologiques (courbes IDF) et des estimations radar des quantités de précipitations. On peut ainsi évaluer en temps réel la période de retour moyenne d'un événement pluvieux en cours. Ce produit «RAD-IDF» a été développé pour le compte de la Direction de la Gestion hydrologique intégrée (DGO Mobilité et Voies hydrauliques) du Service public de Wallonie.

Aide pour les instances en charge de la santé publique en période de forte chaleur

L'IRM, la CELLule Interrégionale de l'Environnement (CELINE, en charge du suivi et de la prévision de la qualité de l'air), ainsi que différents services (fédéraux, communautaires et régionaux) en charge de la santé publique, ont analysé les épisodes caniculaires historiques (1976, 2003, 2006 par exemple) et leur impact sur la santé, en particulier pour les personnes sensibles.

Ces services s'étant échangé leurs informations respectives, ils se sont accordés au sein d'un groupe de travail fixant le « plan forte chaleur-ozone » sur des seuils de vigilance renforcée et d'alertes selon des codes convenus, chacun déclenchant une série de décisions susceptibles de limiter les dommages (mobilisation de personnel soignant, diffusion par la presse, panneaux de signalisation...). En liaison avec ce plan, l'IRM a instauré depuis quelques années des avertissements « forte chaleur » qui donnent, par province et pour la côte, une information sur la gravité, en terme d'impact sur la santé, des températures élevées prévues dans les heures et les jours suivants (cf. figure 4.9).

Région	Jours			
	16 Août	17 Août	18 Août	19 Août
La Côte				
Flandre Occidentale				
Flandre Orientale				
Anvers				
Limbourg				
Brabant				
Liège				
Hainaut				
Namur				
Luxembourg				

Figure 4.9. Un exemple d'avertissement « forte chaleur » émis par l'IRM le 16/08/2012. Ces avertissements sont basés sur un code à 4 couleurs (vert, jaune, orange et rouge). La couleur donne la situation la plus grave, en fonction du nombre de jours pendant lesquels le phénomène persiste et des valeurs (sur 1 jour) ou des valeurs moyennes (sur 2 ou 3 jours) des températures minimales et maximales mesurées ou prévues pour la période concernée. Le niveau rouge (le plus sévère) n'est utilisé qu'après concertation entre l'IRM et CELINE et après analyse des prévisions de concentration en ozone dans la basse atmosphère.

Aide pour les gestionnaires de bassins d'orage en cas de pluies intenses et abondantes

Idéalement, en fonction d'une évaluation de la vulnérabilité d'un lieu donné, avec les concepteurs d'un projet d'aménagement, les habitants riverains, les autorités publiques..., on définit l'événement extrême redouté. Pour cela, on se base entre autres sur les archives disponibles (en l'occurrence, celles des précipitations dans la région) mais aussi sur les retours d'expériences, sur la connaissance de la configuration actuelle des lieux et de la configuration projetée dans un avenir prévisible. On évalue ensuite la capacité des modèles numériques à mesurer le risque à certaines échéances utiles opérationnellement et on détermine, par concertation entre les parties prenantes, des seuils de pré-alerte et/ou d'alerte. Finalement, on établit une chaîne opérationnelle qui comprend un suivi et des interactions éventuelles entre les parties prenantes.

Dans le cas des averses intenses et abondantes, souvent orageuses, l'utilisateur-décideur a négocié avec l'IRM, par exemple un seuil de pré-alerte à une échéance de quelques jours. Les prévisions d'ensemble permettent de repérer, en effet, une probabilité de dépassement d'un seuil de précipitation dommageable et ce, plusieurs jours à l'avance. Ensuite, plus on se rapproche de l'événement, plus le risque peut être progressivement précisé; soit qu'il se confirme comme annoncé au départ, soit qu'il soit revu à la hausse ou à la baisse (cf. figure 4.10). Le contact direct entre l'IRM et l'utilisateur permet des ajustements aux décisions prévues ou déjà prises au fur et à mesure des jours et des heures.

Risque de pluie extrême (> 40 mm/6h) pour la région de Bruxelles

Date d'envoi: 27/07/2012 04:24

Début du phénomène: 27/07/2012 06:00

+0	+6	+12	+18	+24	+30	+36	+42
27/07/2012 06:00 - 27/07/2012 12:00	27/07/2012 12:00 - 27/07/2012 18:00	27/07/2012 18:00 - 28/07/2012 00:00	28/07/2012 00:00 - 28/07/2012 06:00	28/07/2012 06:00 - 28/07/2012 12:00	28/07/2012 12:00 - 28/07/2012 18:00	28/07/2012 18:00 - 29/07/2012 00:00	29/07/2012 00:00 - 29/07/2012 06:00

Commentaire: Une zone orageuse assez active traversera notre pays ce soir et la nuit prochaine. Des averses orageuses pourront déjà éclater cet après-midi. De nouvelles averses orageuses se produiront en soirée et la nuit prochaine. Les orages pourront être assez forts et accompagnés de pluies abondantes

Figure 4.10. Exemple d'un avertissement de risque de pluies « critiques » (plus de 40 mm en 6 heures) pouvant donner lieu à une inondation locale. Ces avertissements sont envoyés, par téléphone, SMS et email, à l'utilisateur lors de situations orageuses dangereuses prévues sur la région bruxelloise. La prévision est divisée en segments horaires de 6 heures. Les segments à risque sont coloriés en rouge, les autres en vert. Un bref commentaire explicatif est repris sous le tableau.

Aide pour les organisateurs d'activités de plein air en cas d'orages sévères

Le territoire de la Belgique est surveillé 24 heures sur 24 par les équipes de prévisionnistes du bureau du temps de l'IRM. Dans les situations orageuses, les radars météorologiques et le système de détection de la foudre de l'IRM leur apportent en temps réel des informations cruciales sur l'état de l'atmosphère. Cela est d'autant plus important qu'à la « belle saison », de nombreuses activités extérieures rassemblent des foules, parfois très nombreuses.

L'IRM et les autorités publiques ont tiré des enseignements des retours d'expériences récentes, parfois malheureuses. On se souviendra longtemps des circonstances qui endeuillèrent la tenue du festival Pukkelpop en août 2011. Même si les prévisions et les avertissements pour cet épisode ont été correctement établis et diffusés, cela n'a pas permis d'éviter les conséquences désastreuses qui se produisirent. Ce cas, devenu un cas d'école, a entraîné un réexamen des relations entre l'IRM, le Centre de Crise et les organisateurs de festival, rehaussant les mesures de précautions et de préventions qui conditionnent désormais les autorisations pour mettre sur pied ce type de rassemblement. Même si le risque d'accidents liés à la météorologie en période orageuse, ou dans d'autres circonstances, ne sera jamais nul, il reste possible de le limiter en déployant des moyens préventifs les plus adaptés possible.

Aujourd'hui, les coordonnées des événements extérieurs dont les organisateurs se sont fait connaître sont désormais répertoriées et cartographiées. A la demande d'un organisateur, l'IRM lui fournit, peu avant et pendant l'événement, différentes informations météorologiques utiles au suivi du temps et lui donne la possibilité de prendre contact directement avec les prévisionnistes de l'IRM, s'il l'estime nécessaire.

Pour visualiser et analyser les prévisions à très courte échéance en un endroit précis, les prévisionnistes bénéficient aujourd'hui de l'assistance du système INCA-BE. Il s'agit d'un système de prévision à très court-terme (jusqu'à 4 heures pour les précipitations) qui combine différents systèmes d'observation et les résultats du modèle de prévision numérique régional ALARO, utilisé à l'IRM. Les observations proviennent notamment des radars météorologiques, du satellite géostationnaire Météosat, des stations automatiques au sol de l'IRM et de services météorologiques voisins. Grâce à des collaborations étroites établies avec les Services hydrologiques régionaux flamand, wallon et bruxellois, les données pluviométriques des réseaux automatiques de ces Services sont également intégrées en temps réel dans le système de prévision. La figure 4.11 donne un exemple d'application du système INCA-BE.

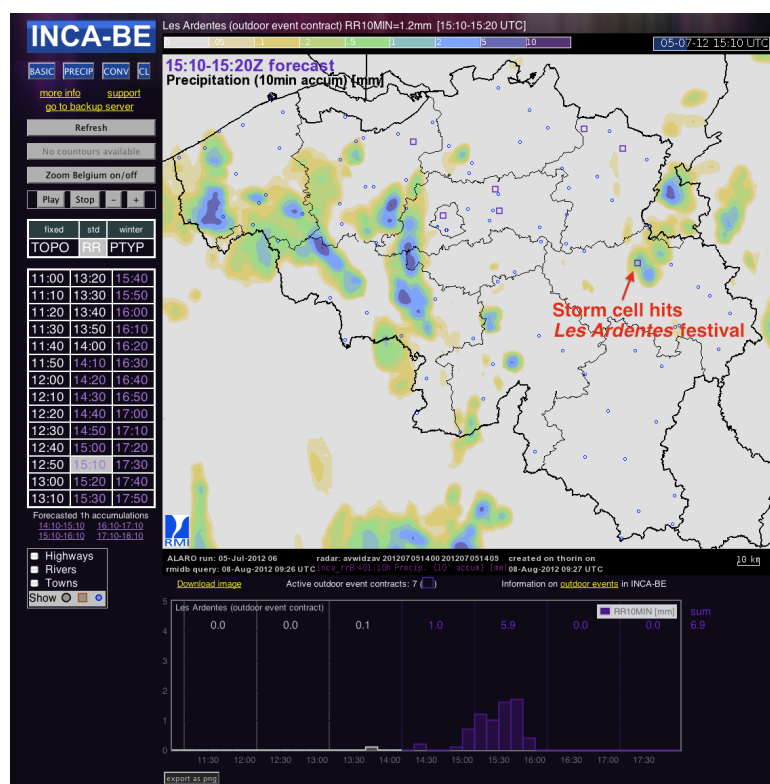


Figure 4.11. Prévisions pluviométriques dans le pays entre 15h10 et 15h20 UTC, fournies par le système de prévision de l'IRM à très courte échéance INCA-BE, pour l'épisode orageux du 5 juillet 2012 (la carte a été établie à 14h UTC). Pour le site du festival « Les Ardentes » se tenant ce jour-là à Liège, la partie inférieure de la figure donne aussi, en millimètres par intervalles de 10 minutes, les précipitations observées avant 14h et, ensuite, leur prévision jusque 18h.

Un projet de recherche en cours: le projet PLURISK

L'impact des orages et des fortes précipitations est particulièrement marqué en ville où les réseaux d'égouts peuvent être rapidement saturés. L'urbanisation croissante tend à augmenter la vulnérabilité face à ces phénomènes météorologiques. Dans cette perspective, l'IRM participe au projet PLURISK qui vise la prévision et la gestion des risques induits par les précipitations intenses en milieu urbain. Ce projet de 4 ans est financé par la Politique scientifique fédérale dans le cadre du programme « Science pour un Développement Durable » et est mené en partenariat avec deux universités, la KU Leuven et l'ULg. La contribution de l'IRM consiste à affiner la prévision à court terme des précipitations intenses à l'échelle locale, en développant un système permettant de localiser et de suivre à la trace les averses orageuses. Un volet important du projet consiste également à évaluer l'impact socio-économique lié à ces inondations et à proposer des pistes pour en réduire les effets néfastes. La communication du risque et les processus d'alerte sont aussi abordés.

Les services de gestion de l'eau de plusieurs villes et communautés urbaines sont impliqués dans le projet en tant que membres du comité de suivi. Le système de prévision sera par ailleurs testé sur des sites pilotes en collaboration étroite avec les utilisateurs finaux. Ce projet constitue donc un bel exemple de fonctionnement interactif où les parties prenantes sont associées au déroulement du projet dès sa mise en place.

4.4 Conclusion

L'évolution des rapports entre sciences et société implique un dialogue renforcé entre tous les acteurs sociaux qui voient dans la démarche scientifique un moyen de prises de décisions pertinentes, basées sur la connaissance. L'interactivité que nous préconisons et que nous mettons en place progressivement avec différents partenaires publics ou privés est, pensons-nous, appelée à se généraliser dans de nombreux domaines scientifiques. Dans ce chapitre, nous avons illustré cette approche à l'aide de quelques exemples dans le domaine de la météorologie et de la climatologie.

Bibliographie

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

Bultot, F., Coppens, A., Dupriez, G.L., Gellens D. and Meulenberghs, F.: Repercussions of a CO₂ doubling on the water cycle and on the water balance - A case study for Belgium. *J. Hydrol.*, 99, 319–347, 1988.

Bultot, F., Dupriez, G. and Gellens, D.: Simulation of land use changes and impacts on the water balance - A case study for Belgium. *J. Hydrol.*, 114, 327–348, 1990.

GIEC (IPCC): Special Report for Emission Scenarios (SRES), 2000.

Hamdi, R.: Estimating urban heat island effects on the temperature series of Uccle (Brussels, Belgium) using remote sensing data and a land surface scheme. *Remote Sens.*, 2, 2773–2784, 2010.

Hamdi, R., Termonia, P. and Baguis, P.: Effects of urbanization and climate change on surface runoff of the Brussels Capital Region: A case study using an urban soil-vegetation-atmosphere-transfer model. *Int. J. Climatol.*, 31, 1959–1974, 2011.

Hamdi, R., Degrauwe, D. and Termonia, P.: Coupling the Town Energy Balance (TEB) scheme to an operational limited area NWP model: Evaluation for a highly urbanized area, Belgium. *Weather and Forecasting*, 27, 323–344, 2012.

Hamdi, R., Van de Vyver, H., De Troch, R. and Termonia, P.: Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods: Brussels's future urban heat island under an A1B emission scenario. *Int. J. Climatol.*, 34, 978–999, 2014.

Hamdi, R., Deckmyn, A., Termonia, P., Demarée, G.R., Baguis, P., Vanhuyse, S. and Wolff, E.: Effects of historical urbanization in the Brussels Capital Region on surface air temperature time series: A model study. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 2181–2196, 2009.

Klimaateffectschetsboek West- en Oost-Vlaanderen. IRM-KMI, Bodemkundige dienst van België, KNMI en DHV, in opdracht van de provincies West- en Oost Vlaanderen, 2012.

Ntegeka, V., Baguis, P., Roulin, E. and Willems, P.: Developing tailored climate change scenarios for hydrological impact assessments. *J. Hydrol.*, 508C, 307–321, 2014.

Vanhuyse, S., Depireux, J. et Wolff, E.: Etude de l'évolution de l'imperméabilisation du sol en Région de Bruxelles-Capitale. IGEAT, ULB, Brussels, Belgium, 60 pp, 2006.

Willems, P., Baguis, P., Ntegeka, V. and Roulin, E.: Climate change impact on hydrological extremes along rivers and urban drainage systems in Belgium « CCI-HYDR ». Final Report, Brussels, Belgian Science Policy, Research Programme Science for a Sustainable Development, 110 p., 2010.

Publié par l'Institut Royal Météorologique de Belgique, 3 avenue Circulaire 1180 Bruxelles. Editeur responsable Dr. D. Gellens.

ISBN 02008/0224/049

