

Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel

Françoise Guichard ⁽¹⁾, Laurent Kergoat ⁽²⁾, Frédéric Hourdin ⁽³⁾, Crystèle Léauthaud ⁽⁴⁾, Jessica Barbier ⁽¹⁾, Eric Mougou ⁽²⁾, Birama Diarra ⁽⁵⁾

1 : CNRM-GAME (CNRS et Météo-France), Toulouse, France

2 : GET (CNRS, IRD, Université de Toulouse), Toulouse, France

3 : LMD (CNRS, IPSL, UMPC), Paris, France

4 : HSM, Montpellier, France

5 : Direction Nationale de la Météorologie du Mali, Bamako, Mali

Introduction

Depuis une trentaine d'années, le réchauffement climatique fait l'objet de travaux de plus en plus nombreux. Cependant, en Afrique de l'Ouest, les études existantes se sont principalement intéressées aux évolutions des précipitations, très peu à celles des températures. Le réchauffement climatique observé au cours des soixante dernières années se décline de manière contrastée suivant les régions du globe. Il est plus marqué sur les zones continentales, et plus important la nuit que le jour (IPCC 2013). Jusqu'à présent, l'attention s'est surtout portée sur les zones boréales et tempérées, délaissant quelque peu les zones tropicales et semi-arides. En ce qui concerne l'Afrique de l'Ouest, les quelques travaux, pour la plupart récents, qui abordent cette question, ne se basent pas directement sur les observations, mais sur des produits satellitaires, des jeux de données spatialisés, c'est à dire interpolés sur une grille régulière, et des réanalyses météorologiques (Collins 2011, Fontaine et al. 2013).

Or, les produits satellitaires ne renseignent pas directement sur l'évolution de la température près de la surface, qui est celle qui nous intéresse ici, mais sur celle de toute une couche atmosphérique. Le lien entre ces deux températures est loin d'être trivial. De plus, l'archive satellitaire ne permet de renseigner cette question qu'à partir de 1980, ce qui est court au regard des échelles de fluctuations climatiques : une moyenne climatique est typiquement réalisée sur 30 ans. De même, les réanalyses météorologiques correspondent à des résultats de modèles physiques contraints par des observations ; la qualité des résultats fournis est donc fortement dépendante du nombre et de la qualité des observations utilisées. C'est une question particulièrement cruciale en Afrique de l'Ouest car les données collectées au cours des dernières décennies y sont peu nombreuses. Il s'y ajoute les imperfections de ces modèles, qui peinent à simuler correctement les températures près de la surface, notamment la nuit (Sandu et al. 2013). Les rares comparaisons de température à la surface fournies par les réanalyses météorologiques montrent d'ailleurs qu'il existe des différences notables d'une réanalyse à l'autre, en particulier sur le Sahel et le Sahara (Roehrig et al. 2013).

Via l'utilisation de plusieurs jeux de données, nous présentons ici comment ce réchauffement multi-décennal affecte considérablement l'Afrique de l'Ouest, et comment en particulier les températures les plus élevées, susceptibles d'avoir le plus fort impact environnemental, ont évolué. Pour ce faire, nous analysons comment ces tendances se superposent au cycle annuel et aussi, comment elles se manifestent sur les températures minimales et maximales. Nous présentons aussi brièvement les évolutions et tendances fournies par les réanalyses météorologiques et les modèles de climat.

Un réchauffement multi-décennal fort et contrasté suivant les saisons

Notre analyse se base sur des jeux de données, incluant des observations locales disponibles au pas de temps journalier et des données spatialisées disponibles au pas de temps mensuel. Nous utilisons en particulier, pour illustrer notre propos, les résultats fournis par les données locales de la station

météorologique d'Hombori au Mali (données dites « SYNOP » dans le vocabulaire météorologique, fournies par la Direction Nationale de la Météorologie du Mali).

La Figure 1a illustre avec ces données la tendance observée sur les 60 dernières années, mois par mois au Sahel. (Elle est proche des tendances estimées avec les autres types de données disponibles sur cette région comme on le verra par la suite). Cette figure montre effectivement une augmentation forte des températures, mais surtout elle indique que le réchauffement observé n'est pas homogène sur toute l'année, il est particulièrement important au printemps et en automne, supérieur à 1°C de mars à octobre (contre environ 0.5°C en moyenne globale).

La Figure 1b montre avec les données spatialisées du CRU (CRU TS3.10, Mitchell and Jones 2005, Harris et al. 2013) que ce réchauffement concerne toute la bande Sahélienne. Il est plus modéré lorsqu'on se rapproche de l'équateur et plus fort au Sahara et sur le Sahel ouest.

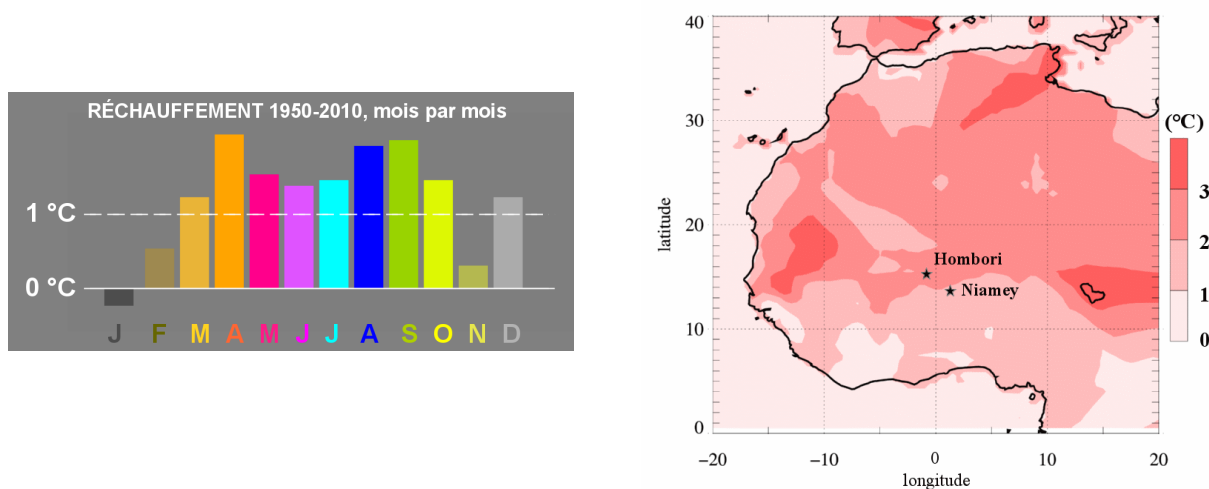


Figure 1. Réchauffement multi-décennal au Sahel, structure annuelle et spatiale : (a) Augmentation de la température mensuelle de 1950 à 2010, calculée avec les données de la station météorologique d'Hombori au Sahel, en utilisant une régression linéaire. (b) augmentation maximum de la température mensuelle de 1950 à 2010 en utilisant les données CRU (on considère ici le mois pour lequel la tendance est maximale).

Dans la suite ce chapitre, nous analysons plus en détail cette tendance, en particulier sa structure annuelle complexe, qui émerge d'un cycle annuel de la température lui-même bimodal, caractéristique des régions continentales tropicales.

Le climat sahélien: Température, humidité et pluies de mousson

Le climat sahélien, tropical semi-aride, est très chaud. La Figure 2 en montre un exemple, avec les données de la station météo automatique d'Agoufou (Mougin et al. 2009), en plein cœur du Sahel, située à quelques dizaines de kilomètres de la station SYNOP d'Hombori. Les données de plusieurs années sont superposées et lissées pour présenter le cycle annuel de la température et de l'humidité spécifique de l'air à la surface, et des précipitations.

En moyenne sur 10 jours, la température oscille entre 20°C en hiver et 35°C au printemps. Cette période chaude du printemps est particulièrement marquée et longue, avec des températures qui évoluent relativement peu au cours du mois de mai. Ce maximum se situe un peu après le premier maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère (Fig 2), et coïncide avec les premières incursions du flux de mousson, tracées ici par les fluctuations de l'humidité spécifique, qui précèdent l'arrivée des pluies de plusieurs semaines. Le sol est alors sec et chaud. La température de l'air diminue ensuite progressivement tout au long de la saison des pluies, de juin à août, pour atteindre un minimum en août, autour du second maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère. Cette chute de la température pendant la

mousson fait notamment intervenir un fort refroidissement de la surface causé par les précipitations et leur évaporation. La température remonte à nouveau lors du retrait du flux de mousson après l'arrêt des pluies pour atteindre son second maximum annuel, moins marqué, typiquement en octobre plusieurs semaines après le second maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère. Elle commence à redescendre en novembre seulement suivant en cela la baisse de l'ensoleillement.

Ce cycle annuel de la température au Sahel est bien plus complexe que celui observé dans les latitudes tempérées qui est monomodal. Il ne peut s'expliquer que si l'on considère ensemble la position géographique du Sahel, les circulations atmosphériques de grande échelle, mousson et Harmattan, et toute la série de processus physiques et biologiques distincts qui se succèdent au cours de l'année. Il s'agit des précipitations, mais aussi du transfert radiatif et de sa forte sensibilité à l'humidité de l'atmosphérique, de la croissance de la végétation... Chacun de ces phénomènes imprime tour à tour sa marque sur le bilan énergétique de la surface, bilan qui exerce une influence majeure et directe sur la température de l'air à la surface (pour plus de détails, voir Guichard et al. 2009).

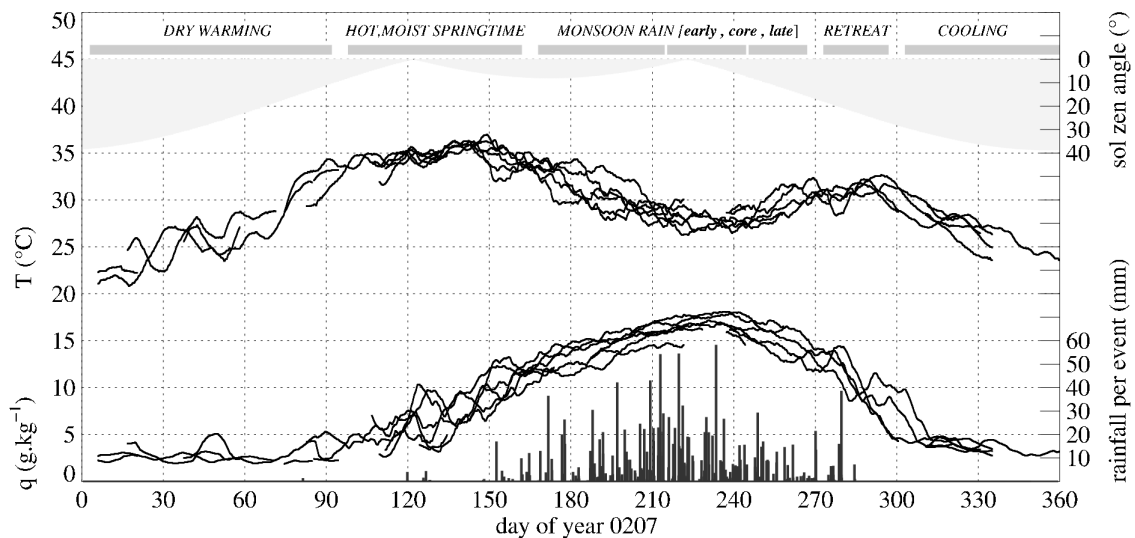


Figure 2 : Cycle annuel de la température (courbes du haut) et de l'humidité spécifique (courbe du milieu) à 2m au-dessus de la surface mesurée par la station météorologique installée à Agoufou (Données du Service d'Observations AMMA-CATCH). Les observations de plusieurs années sont superposées et présentées en moyenne glissante sur 10 jours. Chacune des barres noires (en bas du graphe) correspond à la pluie cumulée au cours d'un événement de pluie (de 2002 à 2007). Leur ensemble permet de délimiter la période de la saison des pluies (de juin à septembre). La succession des saisons est indiquée par les segments gris foncé en haut du graphique ; les plages plus claires en dessous montrent les variations de l'angle zénithal solaire; ce dernier explique la majeure partie des fluctuations de l'insolation au sommet de l'atmosphère à cette latitude (15.3°N).

Cycle annuel du réchauffement observé sur les 60 dernières années

Les informations précédentes indiquent donc que le réchauffement climatique est maximum au printemps (Figures 1 et 2), soit le moment de l'année pendant lequel les températures sont déjà excessivement élevées. Ce résultat est discuté ci-dessous en s'appuyant sur la Figure 3 qui montre comment les évolutions de la température au cours des 60 dernières années se superposent sur le cycle annuel moyen. On utilise ici encore les données de la station SYNOP d'Hombori, mais les conclusions restent les mêmes lorsqu'on analyse les autres stations SYNOP existantes au Sahel, dès lors qu'elles sont suffisamment éloignées de l'océan Atlantique. A Dakar, par exemple, ville située sur le littoral, le cycle annuel de la température se différencie de celui discuté ici car il ne présente pas un maximum au printemps.

La Figure 3 montre les séries temporelles de température moyenne mensuelle pour tous les mois

de l'année. On peut voir que non seulement la tendance mais aussi la dispersion de ces séries sur les 60 dernières années varie pour les différents mois. Pendant la saison sèche froide, de novembre à mars, on n'observe pas de tendances nettes sur 60 ans. En revanche, durant les mois de janvier et février en particulier, les fluctuations inter-annuelles courtes sont prédominantes, avec des températures mensuelles qui varient de plus de 5°C d'une année à l'autre. Au printemps (avril, mai), ces fluctuations inter-annuelles courtes diminuent et une tendance climatique plus marquée, linéaire apparaît (les courbes superposées aux séries de point correspondent à un ajustement à l'ordre 2). Le réchauffement multi-décennal reste important pendant les quatre mois de mousson qui suivent, cependant, il est de moins en moins linéaire et l'ajustement devient concave. On distingue notamment aux mois d'août et septembre la signature des sécheresses des décennies de 70 et 80 qui sont associées à une augmentation de la température. L'inverse prévaut pour les années 50, qui correspondent à la décennie la plus pluvieuse, et la plus fraîche pendant la mousson. Précipitation et température sont fortement corrélées pendant cette période de l'année, et leur co-fluctuations multi-décennales explique une grande part des variations de température observées depuis 60 ans au mois d'août et septembre, un résultat en accord avec l'analyse à plus grande échelle de Douville (2006). Finalement, la tendance devient à nouveau plus linéaire au moment du retrait de la mousson, après la fin des pluies, en octobre.

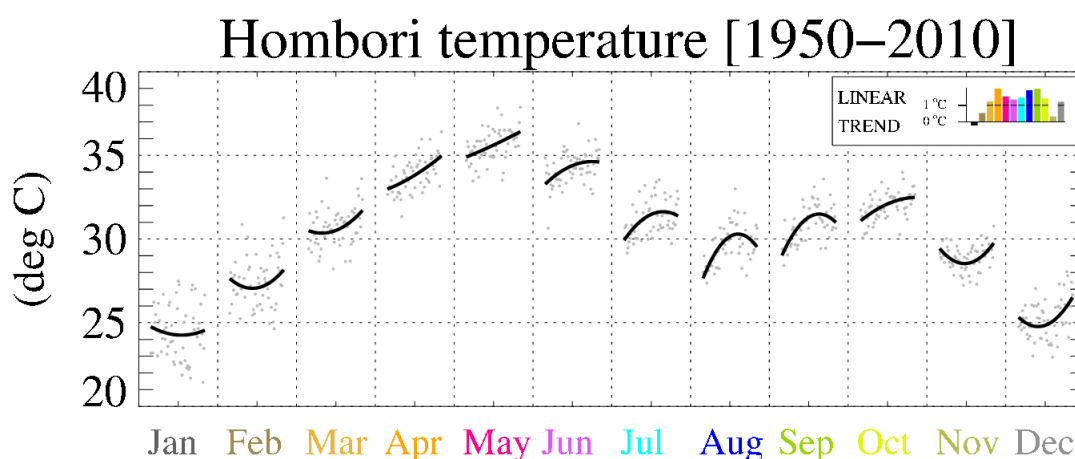


Figure 3 : Réchauffement observé au cours des 60 dernières années (1950 à 2010) à Hombori (données SYNOP) en fonction du mois de l'année. Pour chacun des mois, la série de points gris correspond à la série temporelle des valeurs moyennes mensuelles. Un ajustement quadratique est surajouté (lignes noires). La tendance linéaire par mois est indiquée en haut à droite du graphe avec des barres colorées.

Le réchauffement observé ne concerne que très peu les mois d'hiver, plus frais, mais affecte le printemps, l'été et l'automne. L'augmentation est particulièrement forte au printemps, sans relation apparente avec les fluctuations des précipitations puisqu'il ne pleut pas à cette période de l'année au Sahel. On observe donc une augmentation de l'amplitude du cycle annuel de la température, les périodes fraîches varient peu tandis que les périodes chaudes se réchauffent.

Les données CRU, un jeu de données interpolées sur une grille régulière, communément utilisé pour les études climatiques, n'intègrent qu'une partie des données de la station d'Hombori utilisées ici. Cependant, lorsqu'on considère le point du CRU le plus proche de cette station, les résultats obtenus sont semblables, même si la tendance est alors un peu plus forte, de quelques dixièmes de degrés, avec un réchauffement sur 60 ans qui dépasse 2°C pendant un tiers de l'année. Plus généralement, on observe que les différents jeux de données que nous avons comparé sur le Sahel fournissent des résultats concordants. La Figure 4 montre le même graphique construit avec les données CRU pour une zone plus large du Sahel. Là encore, les conclusions sont assez similaires. Cependant, la tendance est maintenant dominée par le réchauffement au printemps et le second pic de réchauffement observé à l'automne n'apparaît plus.

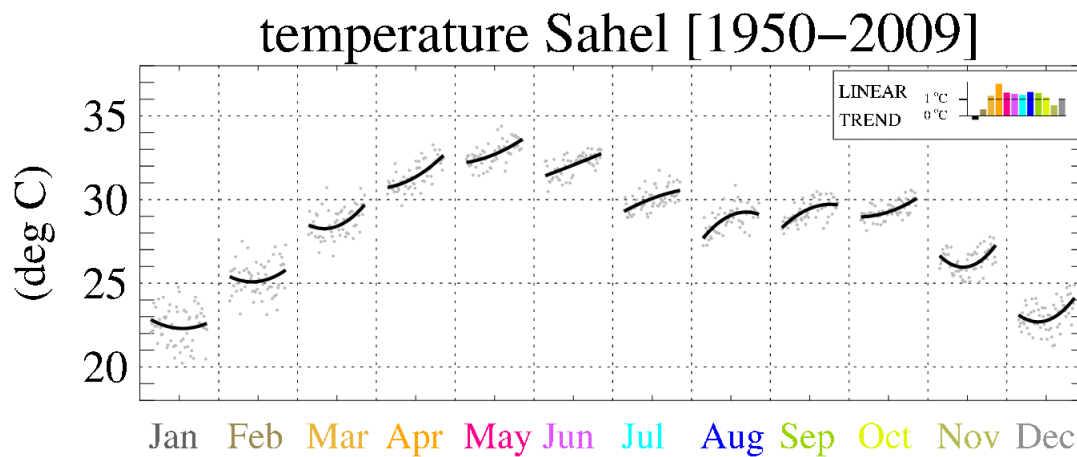


Figure 4: Même graphe que Figure 3 excepté pour les données CRU, en moyenne sur [10°W-10°E, 10°N-20°N] de 1950 à 2009.

Comment ont évolué les températures journalières minimales et maximales

A grande échelle, de nombreux travaux ont montré que le réchauffement climatique est généralement plus fort la nuit que le jour (Karl et al. 1991 et 1993, Easterling et al. 1997). On utilise généralement les températures journalières maximales (T_{max}) et minimales (T_{min}) pour étudier ce cycle diurne, ainsi que leur différence, $T_{max}-T_{min}$, notée DTR (pour Diurnal Temperature Range). Le DTR est une variable importante, qui soulève de nombreuses questions quant aux mécanismes responsables de ces différences jour-nuit. Elle importe aussi au regard de ses répercussions sociétales : des températures minimales excessivement élevées ont notamment des conséquences sur la santé car elles empêchent le corps de se reposer et de récupérer ; elles sont aussi potentiellement néfastes pour l'agriculture via la respiration de maintenance qui augmente lors des nuits plus chaudes (Peng et al. 2004).

La Figure 5 montre, suivant le même principe que la Figure 3, l'évolution de ces températures journalières maximales (T_{max}) et minimales (T_{min}), ainsi que celle du DTR, de 1950 à 2010. La tendance de T_{max} est nettement moins forte que celle de la température moyenne journalière discutée ci-dessus. De plus, cette augmentation de T_{max} concerne surtout les deux derniers mois de mousson (août et septembre), beaucoup moins le printemps. Pendant la mousson, on retrouve cette forme concave de l'ajustement, encore plus prononcée, qui souligne l'importance des couplages entre température et pluie pendant la mousson. La tendance est plus linéaire au printemps, mais presque deux fois plus faible. La tendance forte au printemps résulte principalement d'une augmentation des température minimales, T_{min} , qui dépasse 2°C d'avril à juin. La tendance de T_{min} est positive pour chacun des mois de l'année ; elle est maximale au printemps, et généralement plus bruitée, moins significative, pendant les mois d'hiver. La signature des fluctuations multi-décennales des précipitations est aussi nettement moins marquée sur T_{min} que sur T_{max} .

Cette structure différente des cycles annuels du réchauffement diurne et nocturne conduit à une tendance de DTR qui diminue pendant la mousson. Elle reste cependant forte, en hiver comme au printemps. Les évolutions multi-décennales du DTR sont significatives et plusieurs interprétations de cette signature du réchauffement climatique ont été proposées. Dai et al. (1999) ont analysé les corrélations entre l'évolution du DTR et les changements d'humidité du sol, la vapeur d'eau et les nuages. Au Sahel, il est possible que les changements d'humidité du sol participent à l'évolution du DTR. On observe notamment une augmentation du DTR pendant les décennies plus sèches 70 et 80, qui serait cohérente avec une diminution de l'humidité du sol accompagnant des pluies plus rares, et peut-être aussi avec une diminution de la couverture nuageuse, qui renforcerait l'augmentation des T_{max} . Cependant, c'est justement à ce moment de l'année que la tendance du DTR est la plus faible, ce qui suggère que cet effet n'est pas dominant (Figure 5). Au printemps, il semble très peu probable que l'humidité du sol, contrairement à la vapeur d'eau et aux nuages, joue un quelconque rôle, dans la mesure où le sol superficiel est alors

généralement sec. Finalement, au Sahel, il est possible que les aérosols désertiques, dont le contenu semble avoir évolué au cours des dernières décennies (Prospero and Lamb 2003) participent au même titre que la vapeur d'eau et les nuages à cette tendance du DTR, en particulier pendant la saison sèche, lorsque l'effet de serre de l'eau atmosphérique (sous forme de vapeur d'eau et de nuages) est minimal. Cependant, la connaissance des évolutions multi-décennales de la vapeur d'eau, des nuages et des aérosols est trop partielle au Sahel pour déterminer précisément les mécanismes responsables de la diminution du DTR observée sur les 60 dernières années.

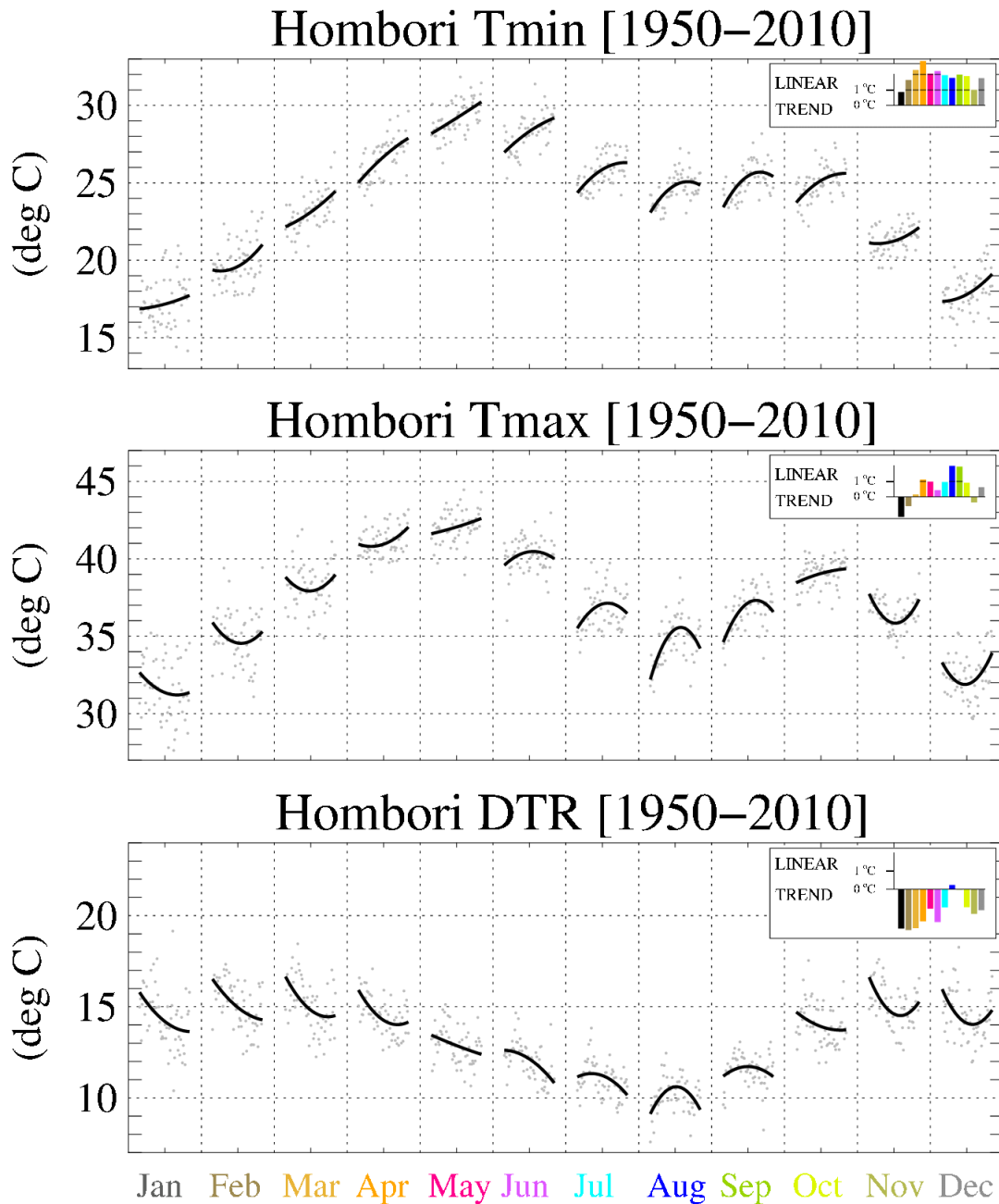


Figure 5: Même graphe que Figure 3 excepté pour Tmin, Tmax et DTR.

L'importance des différences entre température diurnes et nocturnes

Des cycles annuels de Tmin et Tmax distincts

Nous avons vu que les évolutions climatiques observées de la température s'expriment très différemment

suivant les saisons, et suivant la période de la journée (jour/nuit). Elles s'inscrivent aussi dans un cycle annuel complexe, dont l'analyse, présentée ici, permet de mieux comprendre pourquoi la signature observée au printemps est particulièrement marquée.

La comparaison des Figures 5a et 5b montre que les cycles annuels de T_{max} et T_{min} sont distincts au Sahel. Ces différences entre T_{min} et T_{max} sont encore plus évidentes lorsqu'on analyse des données à plus haute fréquence temporelle (par exemple les données SYNOP journalières), comme illustré avec la Figure 6. En particulier, l'augmentation de T_{min} de l'hiver au printemps est plus marquée que celle de T_{max} , et le minimum de T_{min} pendant la mousson est moins prononcé que celui de T_{max} . Finalement, le maximum annuel de T_{min} ne coïncide pas avec celui de T_{max} , il est observé un peu plus tard, typiquement quelques semaines après. Inversement, le second maximum de T_{min} , au moment du retrait de la mousson, vers septembre-octobre, est observé plus tôt que celui de T_{max} , en octobre-novembre. La Figure 5c montre aussi que le DTR atteint son maximum en hiver et diminue pendant la mousson. L'ensoleillement au sommet de l'atmosphère est moindre en hiver, ce qui tend à limiter T_{max} , cependant, son opacité (qui augmente avec le contenu en vapeur d'eau et en aérosols) est aussi généralement plus faible, car l'air est alors sec, et donc plus propice à la chute des températures nocturnes.

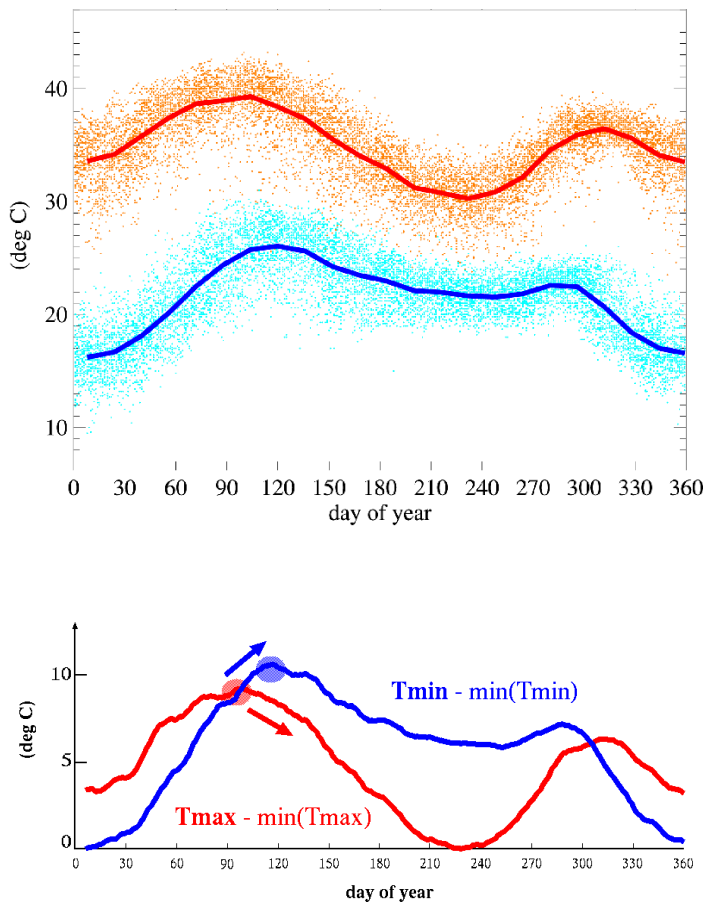


Figure 6 : Cycles annuels de T_{min} et T_{max} , l'exemple de Ouagadougou (utilisation de 30 ans de données SYNOP)

(a) Cycle annuel de T_{min} (bleu) et T_{max} (orange). Les points correspondent aux données journalières, les courbes à des moyennes glissantes sur 15 jours, intégrant les données de toute la période.

(b) comme (a) mais après soustraction du minimum annuel afin de montrer plus précisément les différences d'amplitude des cycles de T_{min} et T_{max} . Le disque rouge (bleu) indique le maximum annuel de T_{max} (T_{min}).

Zoom sur le printemps

La conséquence directe de ces différences des cycles annuels de T_{min} et T_{max} est qu'il existe une période au printemps au cours de laquelle T_{max} commence à diminuer alors que T_{min} augmente encore (Figure 6b). Cette période dure typiquement quelques semaines. L'augmentation des températures minimales est la plupart du temps causée par les premières incursions du flux de mousson. Plus généralement les arrivées de masses d'air plus humides sont la plupart du temps associées à une forte augmentation de la température nocturne en dehors de la saison de pleine mousson (Guichard et al. 2009).

La Figure 7 montre un exemple de ces événements récurrents au printemps. Les températures nocturnes (T_{min}) augmentent brusquement de 5 à 10 °C et on observe une augmentation simultanée du flux infrarouge descendant cohérent avec le passage d'un air sec à humide. Ces événements s'accompagnent souvent d'une diminution des températures diurnes (T_{max}), car l'humidité, les nuages et les soulèvements de poussières qui les accompagnent limitent le rayonnement solaire à la surface.

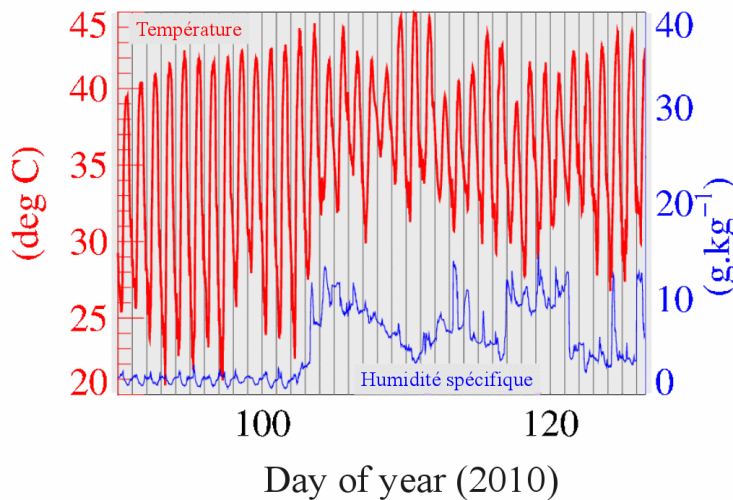


Figure 7 : Série temporelle à haute résolution (15 min) de la température (courbe rouge) et de l'humidité spécifique (courbe bleue) de l'air à la surface pendant le printemps 2010. Données de la station météorologique d'Agoufou.

Ainsi, les effets opposés des processus diurnes et nocturnes ont tendance à réduire considérablement l'influence des circulations atmosphériques sur la température moyenne journalière au printemps, même si elles s'accompagnent de variations importantes des températures diurnes et nocturnes, puisqu'elles ont tendance à se compenser. Le maximum de température observé au printemps est ainsi relativement 'plat', avec des températures moyennes journalières qui restent élevées pendant plusieurs semaines (Figure 2).

Gradient méridional

Les conclusions précédentes sont corroborées par une analyse systématique des données SYNOP issues de plusieurs dizaines de stations météorologiques (Figure 8). On montre ici le cycle annuel des températures relevées à 6h et à 12h. La première est un bon proxy de T_{min} , tandis que la seconde est généralement légèrement inférieure à T_{max} . Cette analyse permet aussi de renseigner les variations de la structure du cycle annuel avec la latitude. Les premiers maxima de température (T_{min} et T_{max}) sont atteints plus tard dans l'année au nord du Sahel, le refroidissement pendant la mousson est moins marqué. En revanche, le refroidissement hivernal y est plus marqué. Ces résultats montrent aussi qu'une analyse qui considère un 'Sahel moyen' sans distinction des latitudes tend à gommer les extrema observés à plus petite échelle.

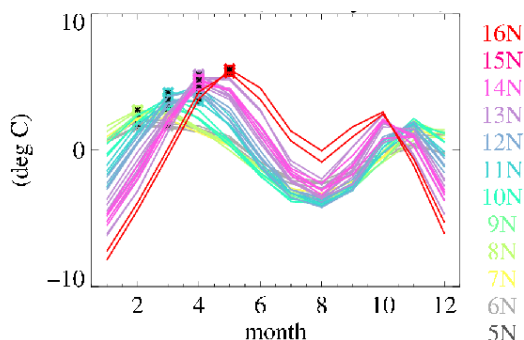
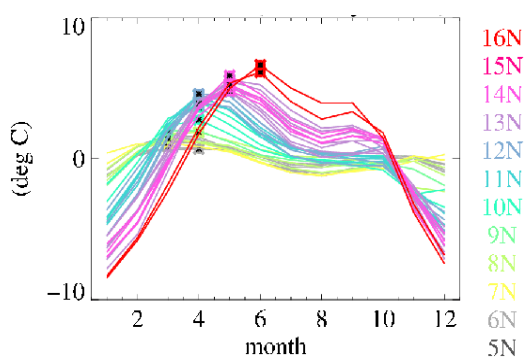


Figure 8 : Fluctuations annuelles de la température en fonction de la latitude (code couleur) à 12h (a) et 6h (b). Les symboles indiquent les maxima annuels.

Les données SYNOP d'une vingtaine de stations sont utilisées ici sur la période



[1980, 2010]. Ces stations s'étagent de 5°N à 16°N et sont situées à l'est de 10°W, excluant ainsi toutes les stations proches de l'Atlantique et dont le cycle annuel est distinct.

Les données sont présentées en anomalie par rapport à leur moyenne annuelle.

Conséquences sur les tendances au printemps

Finalement, cet équilibre particulier entre températures diurne et nocturne qui contraint les fluctuations des températures moyennes au printemps conduit à une sensibilité aux circulations atmosphériques d'échelle synoptique ou intra-saisonnière amoindrie. Il explique probablement en partie que la variabilité inter-annuelle courte (inférieure à 10 ans) soit relativement faible au printemps, en comparaison de l'hiver notamment (Figure 2). L'absence de précipitation pendant cette période conduit également à un signal plus linéaire au printemps que pendant la mousson, car la variabilité multi-décennale de la pluie affecte l'évolution climatique des températures en été. Par conséquent, les tendances à plus long terme apparaissent plus clairement, et conduisent au Sahel à une signature du réchauffement multi-décennal au printemps particulièrement nette.

Que peut-on attendre des réanalyses météorologiques ?

Ces réanalyses fournissent des jeux de données particulièrement utiles pour les études climatiques, cependant, comme évoqué dans l'introduction, ce ne sont pas des observations. La comparaison des trois réanalyses météorologiques récentes et beaucoup utilisées, ERA-Interim (Dee et al. 2011), MERRA (Rienecker et al. 2011) et NCEP-CFSR (Saha et al. 2010) avec le jeu de données du CRU indiquent en effet des différences notables au Sahel (Figure 9). De plus, les réanalyses retenues ici ne couvrent que les 30 dernières années, ce qui est court pour calculer et identifier des tendances climatiques, néanmoins, la comparaison reste instructive.

Les données du CRU indiquent en moyenne sur le cycle annuel un réchauffement sur les 30 dernières années. Il est moins important sur cette période deux fois plus courte, et un léger refroidissement pendant les deux derniers mois de mousson (août et septembre), probablement lié en partie à la transition des années 80, caractérisées par des sécheresses récurrentes, aux années plus récentes, plus pluvieuses (Figure 9, encart du haut). On observe également un fort réchauffement au mois de décembre.

ERA-Interim est généralement en bon accord avec le CRU, en terme de cycle annuel moyen comme de tendances. Il est légèrement plus froid en moyenne (différence des courbes violettes et rouges) et fournit une tendance non pas négative mais positive pendant la mousson. La combinaison des réanalyses ERA40 et ERA-Interim, qui permet de couvrir une période plus longue, est également en bon accord avec les données du CRU (Guichard et al. 2012).

En revanche, MERRA et NCEP-CFSR s'écartent beaucoup plus du CRU qu'ERA-Interim. Elles surestiment tous les deux le réchauffement, à toutes les saisons. De plus, les fluctuations de température sur les 30 ans fournies par MERRA ne correspondent pas aux observations, ce qui se traduit ici par une structure concave de l'ajustement quadratique irréaliste d'avril à janvier (courbes grises). Dans NCEP-CFSR, cette évolution est dominée de mars à octobre par une tendance au réchauffement surestimée. Enfin, cette réanalyse présente un biais froid de quelques degrés sur la majorité des mois, en particulier l'hiver. Ce résultat qui peut surprendre est cependant en accord avec ceux de Bao and Zhang (2012).

En conclusion, cette comparaison indique que l'utilisation des réanalyses météorologiques pour étudier les évolutions de température est délicate. ERA-Interim semble fournir la meilleure chronologie des trois décennies passées sur le Sahel, mais il reste important de croiser les informations fournies par ce type de produits avec les différents jeux de données disponibles afin d'arriver à des conclusions plus robustes.

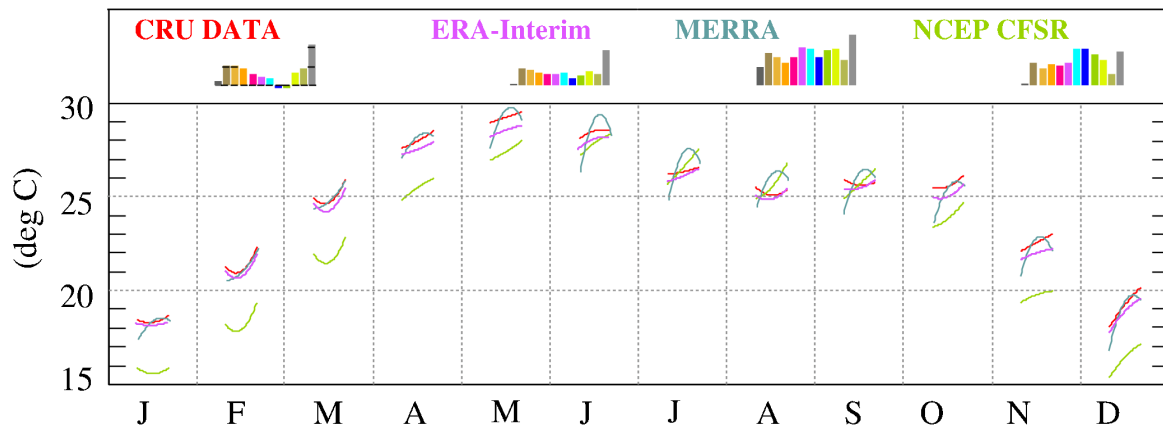


Figure 9 : Comparaison des évolutions de température entre 1980 et 2010 en moyenne sur [10°W-10°E, 10°N-20°N] fournies par le CRU (rouge) et les réanalyses ERA-Interim (violet), MERRA (gris-bleu) et NCEP-CFSR (vert). On ne montre ici que l'ajustement quadratique pour des raisons de clarté. Les tendances obtenues via un ajustement linéaire sont indiquées en haut du graphe, pour comparaison. Elles ne peuvent pas être interprétées comme des tendances climatiques compte tenu de la courte durée de la période utilisée ici (30 ans).

Comment les modèles de climat simulent-ils le réchauffement observé?

La question mérite d'être posée d'autant plus que les modèles de climat sont utilisés pour élaborer les projections climatiques. Comme indiqué en introduction, la modélisation climatique en Afrique de l'Ouest reste un défi (Hourdin et al. 2010, Roehrig et al. 2013), en particulier parce que les processus physiques y jouent un rôle important et qu'il est encore difficile de les modéliser avec suffisamment de précision (voir aussi le Chapitre 3 par Gaye et al.).

Nous utilisons ici les résultats des modèles de climat ayant participé à l'exercice du GIEC CMIP5, et plus précisément les simulations dites 'historical' qui permettent d'évaluer les modèles sur la période [1950-2010]. La Figure 10 illustre les tendances simulées avec une comparaison aux données d'Hombori. Cinq des huit modèles utilisés ici indiquent un réchauffement moyen relativement proche des observations, au delà de différences dans la structure annuelle générale. Les tendances de DTR varient quant à elles beaucoup plus d'un modèle à l'autre, ce qui traduit des tendances de T_{min} et T_{max} bien différentes. La comparaison d'autres variables, telles que l'humidité, indique également des différences notables entre modèles, ce qui suggère que les mécanismes à l'œuvre dans les réchauffements simulés ne sont pas forcément identiques (par exemple un réchauffement diurne renforcé par une diminution des nuages pendant la journée versus un réchauffement nocturne faisant intervenir une augmentation de la vapeur d'eau). Il est cependant difficile d'interpréter trop directement ces résultats dans la mesure où le cycle annuel de la température est souvent approximativement simulé par ces modèles comme illustré sur la Figure 11 en moyenne [10°W-10°E, 10°N-20°N]. La plupart des modèles reproduisent effectivement un cycle annuel bimodal, mais qui s'écarte considérablement de l'observation avec des décalages temporels atteignant parfois plus de 2 mois. Les biais de la température moyenne mensuelle atteignent plus de 5°C pour certains modèles, et ceux de T_{min} et T_{max} sont généralement encore plus importants. L'intérêt de distinguer températures diurne et nocturne pour analyser le cycle annuel et les tendances observées suggère aussi qu'il est important de corriger ces biais. Des travaux récents montrent d'ailleurs que les différences des projections climatiques fournies par les modèles de climat sont liées aux différences de

leur simulation du climat moyen (Christensen 2012).

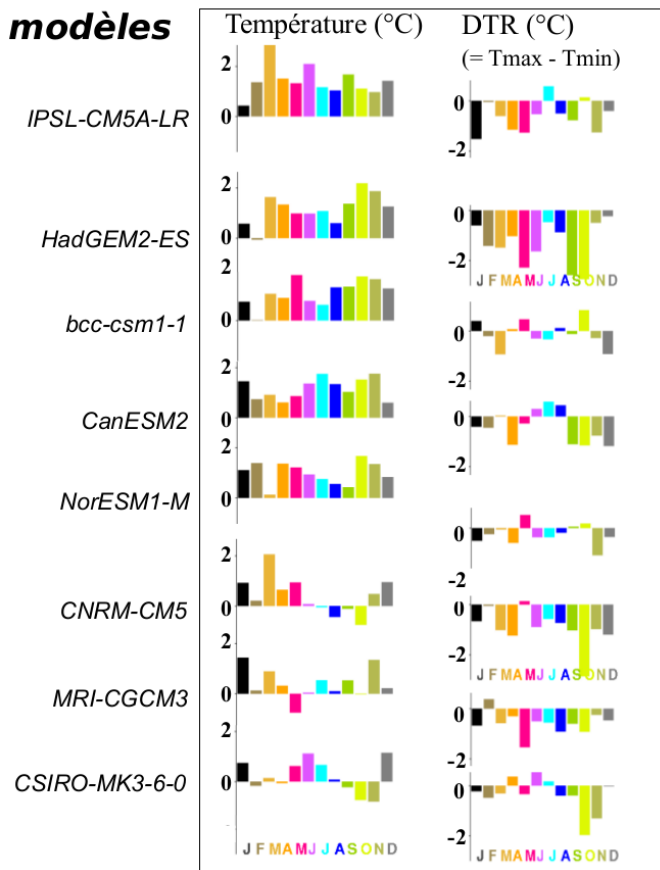


Figure 10 : panneau de gauche : comme la Figure 1 mais pour huit modèles de climat (simulations 'historical' de l'exercice CMIP5 du GIEC), panneau de droite : idem mais pour le DTR ($T_{max}-T_{min}$). On utilise ici le point du modèle le plus proche d'Hombori ($1^{\circ}W, 15^{\circ}N$). Le nom de chaque modèle est indiqué à gauche du graphe. Les modèles sont ordonnés par réchauffement décroissant.

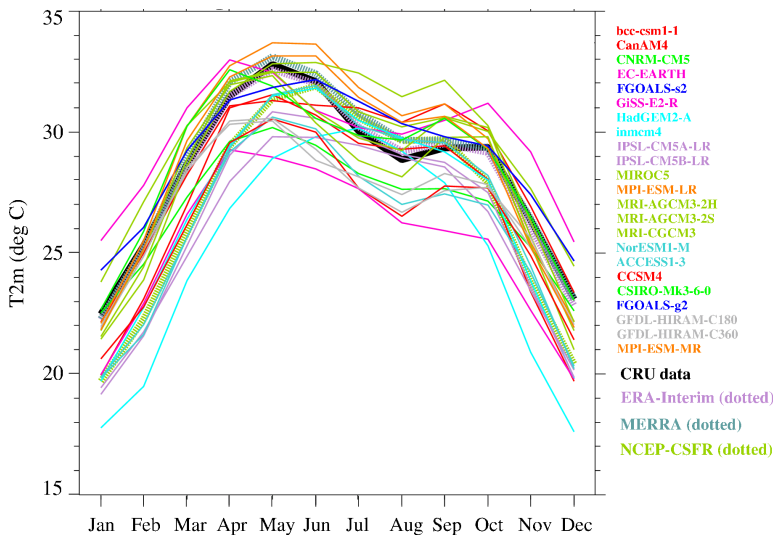


Figure 11: Cycle annuel de la température simulée par plusieurs modèles de climat, présenté à partir de moyennes mensuelles sur 30 ans et moyennées sur $[10^{\circ}W-10^{\circ}E, 10^{\circ}N-20^{\circ}N]$. Les couleurs correspondent à différents modèles. Le cycle annuel du CRU, d'ERA-Interim, MERRA et NCEP-CFSR sont également indiqué en trait épais. (voir légende).

Conclusion

Les travaux présentés ici montrent que la température a beaucoup augmenté au Sahel depuis 1950. Le réchauffement observé est particulièrement marqué et régulier au printemps, alors que les températures sont déjà très élevées durant cette période de l'année. Il est aussi nettement plus fort la nuit que le jour (supérieur à $2^{\circ}C$). Une telle régularité du réchauffement n'est pas observée en hiver, car l'évolution multi-

décennale de la température est alors dominée par une forte variabilité inter-annuelle courte. Elle n'est pas observée non plus pendant la mousson, une période de l'année qui a été surtout affectée par un fort réchauffement lors des sécheresses des décennies 70 et 80 (réchauffement qui se manifeste principalement sur les températures diurnes). L'amplitude et la structure annuelle du réchauffement observé au Sahel sont aussi plus marquées que plus au sud, dans les zones soudaniennes et guinéennes.

Le cycle annuel de la température est la résultante de cycles annuels distincts des températures diurne et nocturne, qui sont régis par des mécanismes différents. Le réchauffement multi-décennal se caractérise lui aussi par des différences entre réchauffements diurne et nocturne. Cependant, les mécanismes responsables de ce réchauffement, et de sa signature diurne/nocturne, ne sont pas encore clairs. Au printemps, on s'attend à des mécanismes radicalement différents de ceux opérants pendant la mousson, en particulier du fait de l'absence de précipitations. Font-ils intervenir des changements du flux de mousson déjà présent au printemps, via l'impact radiatif de la vapeur d'eau particulièrement fort à cette période de l'année ? ou encore via celui des nuages et des aérosols? De nouvelles études sont indispensables pour répondre à toutes les questions soulevées. Des travaux à plus fine échelle temporelle sont nécessaires pour déterminer si cette augmentation des températures mensuelles résulte d'une réchauffement réparti de manière homogène, ou bien s'il s'accompagne d'une augmentation des journées et/ou nuits plus chaudes. Des travaux récents indiquent une augmentation de la fréquence des vagues de chaleur au Sahel (Fontaine et al. 2013), faisant intervenir des circulations grande échelle entre tropiques et extra-tropiques. Des vagues de chaleurs sévères, telles que celle survenue au Sahel en 2010, vont-elles devenir plus fréquentes dans un climat plus chaud ? L'impact de l'augmentation des températures sur l'agriculture soulève aussi de nouvelles questions et inquiétudes (Sheehy et al. 2005, voir aussi Chapitre 10 par Sultan et al.).

Les réanalyses météorologiques existantes ne semblent pas toutes capables de reproduire fidèlement les évolutions observées au cours des dernières décennies au Sahel. Les résultats fournis par les modèles de climat actuels sont entachés d'erreurs qui rendent leur utilisation délicate. Ils suggèrent cependant une forte augmentation des températures dans les régions semi-arides des tropiques (IPCC). Or, les répercussions sociétales potentielles du réchauffement climatique au Sahel sont nombreuses, notamment au printemps, en fin de saison sèche. Elles sont susceptibles de toucher tout autant la santé que l'agriculture pour ne citer qu'elles. Pour avancer sur ces questions, il est donc important de renouveler nos connaissances et notre compréhension des mécanismes pilotant les températures observées et leurs fluctuations à de multiples échelles, depuis le jour et la nuit, lors des épisodes de vagues de chaleur ou plus généralement au printemps, jusqu'à leurs évolutions sur quelques décennies voir plus longtemps. Des travaux dédiés sur les données, les modèles de processus et les nouveaux développements des modèles de climat seront probablement des éléments clefs pour répondre aux nombreuses questions soulevées par le réchauffement observé au Sahel depuis 1950.

References

- Bao X. and F. Zhang, 2012: Evaluation of NCEP/CFSR, NCEP/NCAR, ERA-Interim and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *J. Climate*, 26, 206-214.
- Christensen J. H. and F. Boberg, 2012: Temperature dependent climate projection deficiencies in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39 (24), L24 705.
- Collins J. M., 2011: Temperature Variability over Africa. *J. Climate*, 24, 3649–3666.
- Dai A., K.E. Trenberth and T.R. Karl, 1999: Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate*, 12, 2451–2473.
- Dee D. P., and Coauthors 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597.
- Douville H., 2006: Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02701.
- Fontaine B., S. Janicot, and P-A. Monerie, 2013: Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in Northern Africa, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 8536-8552.
- Guichard F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, 375, 161-177.

- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin and F. Hourdin, 2012: The annual cycle of temperature in the Sahel and its climatic sensitivity. AGU 2012. GC33A-1004. (<http://fallmeeting.agu.org/2012/eposters/eposter/gc33a-1004/>)
- Easterling D.R., and Coauthors, 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277, 364-367.
- Harris I., Jones, P.D., Osborn, T.J. and Lister, D.H., 2013: Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol.*, 34, 623-642.
- Hourdin F., and Coauthors, 2010 : AMMA-Model Intercomparison Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 91, 95-104.
- Karl T. R., and Coauthors, 1993: A New Perspective on Recent Global Warming: Asymmetric Trends of Daily Maximum and Minimum Temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 1007-1023.
- Karl T.R., and Coauthors, 1991. Global warming: evidence for asymmetric diurnal temperature change. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2253-2256.
- Mitchell T. D. and P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25, 693-712.
- Mougin E., and Coauthors, 2009: The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.*, 375, 14-33.
- Peng, S.B., J.L. Huang, J.E. Sheehy, R.C. Laza, R.M. Visperas, X.H. Zhong, G.S. Centeno, G.S. Khush, and K.G. Cassman. 2004. Rice yields decline with higher night temperature from global warming. *Proc. Natl. Academy of Science* 101, 9971-9975.
- Prospero J. M. and P. J. Lamb, 2003: African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications. *Science*, 302, 1024-1027.
- Rienecker M. M., and Coauthors, 2011: MERRA - NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24, 3624-3648.
- Roehrig R., D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin and J-L Redelsperger, 2013 : The present and future of the West African monsoon : a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Climate*. 26, 6471-6505.
- Uppala S.M. and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012.
- Saha S., and Coauthors, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015-1057.
- Sandu I., A. Beljaars, P. Bechtold, T. Mauritsen, and G. Balsamo, 2003: Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 117-133.
- Sheehy J.E., A. Elmido, G. Centeno, and P. Pablico. 2005. Searching for new plants for climate change. *International Rice Commission Newsletter (FAO) 0538-9550*, v. 54 p. 40-46.