Comment attribuer une canicule au changement climatique ?

Yoann Robin¹, Agathe Drouin¹, Jean-Michel Soubeyroux¹,
Aurélien Ribes², Robert Vautard³

1. Direction de la climatologie et des services climatiques, Météo-France, Toulouse

2. CNRM, Université de Toulouse / Météo-France / CNRS, Toulouse

3. Institut de physique Simon Laplace, CNRS, Paris

yoann.robin.k@gmail.com

Résumé

Nous proposons dans cet article d'appliquer une méthode d'attribution au changement climatique, pour la canicule de juillet 2019 sur la France métropolitaine. Nous décrivons d'abord comment l'attribution est effectuée. Ensuite, nous montrons qu'aujourd'hui le risque d'occurrence de ce type de canicule a été multiplié par au moins 10 et qu'en 2100 il sera multiplié par au moins 20. De plus, nous analysons le changement de risque à la fin du siècle pour deux scénarios climatiques : dans le meilleur des cas, nous reviendrons à la situation actuelle en 2100 ; dans un cas défavorable, des canicules similaires à celle de 2019 produiront des températures d'au moins 43 °C sur la moitié de la France.

Au cours des deux premières décennies du XXI^e siècle, la France a connu 16 événements de canicule¹, dont deux remarquables en 2003 et 2019 qui ont battu tous les records de température précédemment observés. Ces canicules ont eu un impact majeur sur notre société, avec notamment une surmortalité de près de 15 000 personnes en 2003, puis de 1 500 en 2019². Ces événements particulièrement traumatisants ont généré auprès des décideurs et du grand public une interrogation sur leur attribution potentielle au changement climatique³. L'objectif de l'« attribution » est de déterminer si un lien peut être établi entre un événement et une combinaison de causes, tout en excluant d'autres causes potentielles. Dans le cas des événements extrêmes, par exemple la canicule française de juillet 2019, y a-t-il un lien de causalité entre le changement climatique et l'occurrence d'une canicule ? La réponse à cette question permet d'anticiper les conséquences du réchauffement et d'y préparer nos sociétés.

Caractérisation de l'événement

L'attribution des événements extrêmes au changement climatique est un exercice complexe. Il faut en premier lieu caractériser l'événement que l'on veut étudier, ici la canicule, sachant qu'aucune définition universelle n'existe.

Nous avons représenté la température moyenne en juillet sur la France (données E-OBS, Cornes *et al.*, 2018) en 2019 (figure 1a), comparé à 1980 (figure 1b). Nous pouvons voir que 80 % des valeurs de cette période oscillent entre 15 et 22 °C. Juillet 1980 est à ce titre représentatif, malgré quelques jours qui sont dans les 10 % des valeurs les plus faibles. Par contre, en juillet 2019, les températures sont restées pendant 6 jours jusqu'à 6 °C au-dessus du seuil des 10 % des valeurs les plus fortes et jusqu'à 8 °C au-dessus de la médiane. Cette figure nous montre que nous avons un événement très chaud, mais ne nous renseigne pas sur l'évolution de sa fréquence, un événement similaire aurait très bien pu se produire en août 1960, voire tous les mois d'août, sans que nous ne puissions le voir avec cette figure.

Nous allons donc regarder un autre type de variable : les maxima annuels d'une moyenne glissante. Au lieu de considérer la température moyenne de chaque jour, nous allons prendre la moyenne sur plusieurs jours consécutifs pour rendre compte de l'échelle temporelle d'un événement, puis le maximum chaque année. Pour 1, 3, 5 et 10 jours consécutifs, ces variables

1. <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/meteo-et-sante/canicules>

2. https://www.santepubliquefrance.fr/content/download/195851/document_file/BSP_Bilan_2019.pdf

3. Dans cet article, par changement climatique il faut comprendre changement climatique d'origine anthropique (c'est-à-dire humaine).

Abstract

How to attribute a heatwave to climate change?

We propose in this article to apply a method of attribution to climate change for the French Metropolitan heat wave of July 2019. We first describe how the attribution is performed. Then, we show that currently the risk of occurrence of this type of heat wave has been multiplied by at least 10, that in 2040 it will be multiplied by at least 20. In addition, we analyze the change in risk at the end of the century for two climate scenarios: in the best case we return to the current situation in 2100, in an unfavourable case heat waves similar to the one in 2019 will produce temperatures of at least 43 °C over half of France.

sont notées TM1X (remarquons que cela revient à un simple maximum annuel dans ce cas particulier), TM3X, TM5X et TM10X, et ont été représentées sur la figure 1c-f.

Nous pouvons voir que ces quatre variables oscillent autour de la moyenne 1961-1990 jusque dans les années 1990, avant d'augmenter ; au cours des 30 dernières années, moins de 5 années sont en dessous de cette moyenne. Nous pouvons aussi voir que les années 2003 et 2019 se détachent nettement. L'année 2019 n'apparaît pas pour la TM10X, ce qui est cohérent avec la figure 1a,b qui montre une canicule de 5 jours, là où la canicule de 2003 a duré 2 semaines.

Pour finir, nous avons représenté sur la figure 2 la moyenne des minimales et maximales durant les trois journées les plus chaudes (23, 24 et 25 juillet 2019). L'échelle de couleur a été centrée sur

la définition d'une nuit tropicale : température minimale supérieure à 20 °C. Nous pouvons voir que les minimales sont restées particulièrement élevées : le Sud-Ouest a vécu des nuits tropicales, avec des températures pouvant aller jusqu'à 25 °C. Rappelons que la minimale est atteinte au lever du soleil et que les températures pouvaient atteindre 30 °C à minuit. Les maximales quant à elles oscillaient entre 35 °C et plus de 40 °C, avec 42,6 °C relevés à Paris et 43,4 °C à Saint-Maur-des-Fossés.

Ces quelques indicateurs nous fournissent une première caractérisation de la canicule de 2019. Elle s'est étendue sur toute la France métropolitaine, avec des valeurs jusqu'à 8 °C au-dessus des normales, avec une intensité équivalente à celle de 2003 sur au moins 3 jours. Cet événement semble rare, dans la mesure où il ne s'est jamais produit pendant la deuxième moitié

Figure 1. (a, b) Température moyenne sur la France provenant du jeu de données E-OBS sur la deuxième quinzaine de juillet en 2019 et 1980. Les lignes en pointillé sont de bas en haut les quantiles 0,1, 0,25, 0,5, 0,75 et 0,9 calculés avec une régression quantile sur la période 1961-1990 (cinq harmoniques de Fourier sont utilisées). Les aires en rouge (respectivement en bleu) représentent les températures supérieures (respectivement inférieures) à la médiane. (c) Maximum annuel de la température moyenne journalière sur la France (données E-OBS). (d, e, f) Maximum annuel de la moyenne sur 3, 5 et 10 jours. Sur chaque figure, les pointillés rouges donnent les valeurs en 2003 et 2019 (pointillés gris).

Figure 2. (a) Moyenne des températures minimales entre le 23 et le 25 juillet 2019. (b) Moyenne des températures maximales entre le 23 et le 25 juillet 2019. Notons que l'échelle de couleur est réglée avec le blanc sur 20 °C, ce qui correspond à une nuit tropicale. Données Anastasia (Besson *et al.*, 2019).

du XX^e siècle, mais on en observe déjà deux occurrences ces 20 dernières années. La question qui arrive à ce stade est : peut-on établir un lien de causalité entre le changement climatique et ces événements ?

Pour définir un événement, il est classique de prendre l'indicateur météorologique considéré (ici la TM3X) et de chercher l'occurrence d'une valeur de l'indicateur supérieure ou égale à la valeur observée. Par conséquent, nous n'allons pas attribuer spécifiquement la canicule de juillet 2019, mais la classe d'événement définie par $TM3X \geq 27,7$ °C (la valeur observée en 2019). Avec la définition qu'on vient de donner, la classe d'événements est donc généralement plus impactante que l'événement observé (une TM3X de 40 °C est incluse dans cette classe). Avec un léger abus de langage, nous appellerons « événement » cette classe d'événements.

Le langage de l'attribution

Il est impossible de pouvoir dire formellement que « cette canicule est due au changement climatique », car ces événements, même s'ils étaient rares, n'étaient pas forcément impossibles, même dans un climat non perturbé par l'homme. Par contre, il est possible de calculer comment la probabilité d'une canicule a été modifiée. Si l'on dispose de la probabilité de cet événement en 2019 (p_{2019}^F) dans notre monde (dit monde factuel) et de la probabilité (p_{2019}^C) dans un monde sans

influence humaine (dit monde contre-factuel), alors nous pouvons quantifier l'influence du changement climatique à l'aide du changement de probabilité noté PR (*Probability Ratio*) :

$$PR_{2019} = \frac{p_{2019}^F}{p_{2019}^C}$$

Si la valeur de PR_{2019} est autour de 1, alors aucun changement n'est observé. Si elle est significativement plus grande que 1, cela signifie que la probabilité de la canicule a augmenté. Si elle est significativement plus petite que 1, cela signifie que la probabilité a diminué. Cet indicateur permet de calculer la fraction de risque attribuable, notée FAR (*Fraction of Attributable Risk*) :

$$FAR_{2019} = \frac{p_{2019}^F - p_{2019}^C}{p_{2019}^C} = 1 - \frac{1}{PR_{2019}}$$

Prenons un exemple. Si $PR_{2019} = 10$, la canicule est 10 fois plus probable à cause du changement climatique, donc $FAR_{2019} = 0,9 = 90$ %. Nous dirons alors que 90 % du risque actuel (en 2019) d'observer une telle canicule est la conséquence de l'influence humaine sur le climat. Nous voyons ici le changement par rapport à un lien de causalité « classique ». Notons que PR_{2019} , comme les autres diagnostics proposés ici, ne sera connu que dans un intervalle de confiance à 95 %, à estimer.

La connaissance de la probabilité d'une canicule nous permet aussi d'accéder à son intensité. Dans le monde factuel, I_{2019}^F est la température observée en 2019. Dans le monde contre-factuel, nous pouvons calculer la température

I_{2019}^C d'une canicule qui aurait la même probabilité p_{2019}^F de se produire. La modification due au changement climatique peut alors être quantifiée par le changement d'intensité :

$$\Delta I_{2019} = I_{2019}^F - I_{2019}^C$$

De manière analogue à PR_{2019} , si la valeur de ΔI_{2019} est voisine de 0, alors aucun changement n'est observé. Si elle est significativement plus grande que 0, alors les températures ont augmenté ; c'est le résultat attendu pour une canicule, dans un contexte de réchauffement du climat. Si elle est significativement plus petite que 0, alors les températures ont diminué.

Une attribution nécessite donc le calcul de la probabilité et de l'intensité de l'événement dans les mondes factuel et contre-factuel, afin de comparer ces deux mondes. Pour réaliser ce calcul, il reste à répondre aux questions suivantes :

- Comment calculer ces probabilités ?
- Comment définir un monde contre-factuel ?

Dans tout ce qui suivra, les détails techniques et les justifications des hypothèses sont détaillés dans Robin et Ribes (2020) et Ribes *et al.* (2020).

Modélisation statistique

Une réponse à ces deux questions peut être donnée avec les statistiques de la variable TM3X. Pour calculer la probabilité de l'événement, on peut simplement calculer le nombre d'occurrences dans une série observée ou dans des séries modélisées, et diviser par le nombre de données. Mais bien souvent, pour les événements rares, le nombre d'événements observés est trop faible. Un autre choix est de supposer que la séquence de température TM3X suit une loi dite GEV (*Generalized Extreme Value*), qui simule les maximums d'une variable (pour nous un maximum annuel). Cette loi comporte trois paramètres :

- μ , paramètre de position, similaire à la moyenne ;
- σ , paramètre d'échelle, similaire à l'écart type ;
- ξ , paramètre de forme.

Le but est de trouver les valeurs de μ , σ et ξ qui correspondent le mieux aux observations de la TM3X, ce qui nous donnera les probabilités recherchées.

Une difficulté apparaît à ce stade : comme le climat est modifié au cours du temps (que ce soit par des forçages naturels ou anthropiques), les trois paramètres μ , σ et ξ peuvent aussi changer au cours du temps. Ceci nous amène à l'hypothèse suivante : μ et σ dépendent linéairement du réchauffement climatique moyen, tandis que ξ reste constant. En d'autres termes, pour chaque degré de réchauffement additionnel, μ et σ sont multipliés par une constante, à estimer. Le choix de ce modèle statistique est validé par l'analyse des données simulées par les modèles de climat.

Cette idée d'écrire les paramètres de notre modèle statistique en fonction de la température moyenne permet de définir un monde contrefactuel. Dans le monde factuel, tous les forçages externes agissent : les naturels (comme les volcans) et ceux d'origine anthropique. Dans un monde contrefactuel, seuls les forçages naturels influencent μ et σ . Donc, si nous sommes capables d'estimer les variations de température liées aux facteurs anthropiques et naturels, nous pouvons définir un monde contrefactuel à l'aide de notre modèle statistique.

Pour résumer, nous cherchons à calculer les paramètres de deux lois GEV – l'une pour un monde factuel, l'autre pour un monde contrefactuel – ainsi que les forçages qui s'appliquent sur le système climatique. Malheureusement, la quantité d'observations disponibles est très faible (70 ans !) devant la dimension du problème : les forçages nécessitent à eux seuls le calcul d'au moins 140 paramètres. C'est ici qu'interviennent les modèles climatiques. Notre approche est la suivante : estimer nos lois GEV ainsi que leurs incertitudes dans un grand nombre de modèles climatiques, les synthétiser en une loi unique, puis contraindre les résultats par les observations disponibles. Cette approche est dite bayésienne, dans le sens où nous partons d'un *a priori* de la réalité (les modèles climatiques) pour ensuite utiliser les observations pour contraindre cet *a priori*.

Des modèles aux observations

L'utilisation des modèles climatiques est toujours complexe, car un modèle individuel peut être très biaisé par rapport à la réalité : les statistiques telles que la moyenne, la variance et

Figure 3. Les points colorés sont un ensemble de modèles CMIP5 (historique + scénario RCP 8,5, tous les modèles ont été mélangés), la ligne bleue les observations. (a) Température moyenne sur l'Europe en écart à la période de référence 1961-1990, les observations sont données par HadCRUT4. (b) TMAX sur la France, les observations sont données par E-OBS. Le biais de la moyenne 1961-1990 a été retiré des modèles.

Figure 4. Estimation des forçages en écart à la période de référence 1961-1990. (a, b) Forçages estimés pour le modèle CNRM-CM5. (c, d) Synthèse multi-modèles des forçages avant et après contraintes par les observations. Les zones de couleurs représentent l'intervalle de confiance à 95 %.

les quantiles peuvent s'écarter des valeurs observées. L'hypothèse que nous faisons est que la réalité est statistiquement indiscernable d'un ensemble de modèles, c'est-à-dire de plusieurs modèles qui diffèrent par la formulation des processus physiques, chimiques ou biologiques, ainsi que par les méthodes de résolution numérique. Examinons la figure 3 sur laquelle nous avons représenté les simulations de modèles CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5*) (CMIP5, 2011 et tableau 1 pour la liste des modèles utilisés), avec les forçages historiques, puis un scénario RCP 8,5 (*Representative Concentration Pathway*, van Vuuren *et al.*, 2011 ; Riahi *et al.*, 2007). Nous pouvons voir intuitivement que si les observations n'avaient pas été mises en évidence, il aurait été difficile de les discerner des modèles. Statistiquement, on considère

que les observations sont une réalisation particulière d'une distribution de probabilité donnée, les modèles étant d'autres réalisations possibles de cette même distribution. Ceci justifie d'utiliser un ensemble de modèles comme *a priori* de la réalité.

Nous avons représenté sur la figure 4 (points noirs) les écarts à la température moyenne sur l'Europe pour le modèle CNRM-CM5. Partant de ces valeurs, nous les décomposons comme la somme de la réponse aux forçages naturels, de la réponse aux forçages anthropiques (lisse en temps) et d'un terme aléatoire représentant la variabilité interne⁴. La réponse à la totalité

4. Cet ajustement est réalisé à l'aide d'un modèle statistique dit additif. La réponse aux forçages naturels est donnée par un modèle très simple dit EBM (*Energy Balance Model*).

Tableau 1. Liste des modèles CMIP5 utilisés.

Centre de modélisation	Identifiant de l'institut	Nom du modèle	RCP 2,6 / 8,5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia	CSIRO-BOM	ACCESS1-0 ACCESS1-3	Non / Oui Non / Oui
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	BCC	BCC-csm1-1-m	Oui / Oui
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CCCMA	CanESM2	Oui / Oui
National Center for Atmospheric Research	NCAR	CCSM4	Oui / Oui
Community Earth System Model Contributors	NSF-DOE-NCAR	CESM1(BGC) CESM1(CAM5)	Non / Oui Oui / Oui
Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici	CMCC	CMCC-CESM CMCC-CM CMCC-CMS	Non / Oui Non / Oui Non / Oui
Centre national de recherches météorologiques / Centre européen de recherche et formation avancée en calcul scientifique	CNRM-Cerfacs	CNRM-CM5	Oui / Oui
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence	CSIRO-QCCCCE	CSIRO-Mk3-6-0	Oui / Oui
Nasa Goddard Institute for Space Studies	Nasa-Giss	GISS-E2-H GISS-E2-R	Non / Oui Non / Oui
Institute for Numerical Mathematics	INM	INM-CM4	Non / Oui
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL	IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-MR IPSL-CM5B-LR	Oui / Oui Oui / Oui Non / Oui
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIROC	MIROC-ESM MIROC-ESM-CHEM MIROC5	Oui / Oui Oui / Oui Oui / Oui
Max-Planck-Institute for Meteorology	MPI-M	MPI-ESM-LR MPI-ESM-MR	Oui / Oui Oui / Oui
Meteorological Research Institute	MRI	MRI-CGCM3	Oui / Oui
Norwegian Climate Centre	NCC	NorESM1-M	Oui / Oui

des forçages est donnée en rouge sur la figure 4a. Nous pouvons voir que la variabilité interne a été supprimée, tout en conservant les variations des forçages naturels. En bleu apparaît l'effet des forçages uniquement d'origine naturelle. La différence entre les deux donne le réchauffement d'origine anthropique (figure 4b).

En appliquant cette décomposition à plusieurs modèles (une vingtaine), puis en les synthétisant au sein d'une distribution multimodèle, on obtient un *a priori* sur le réchauffement

passé et futur, dont les observations sont supposées être une réalisation possible. Cette synthèse est représentée sur la figure 4c,d en couleur claire pour les forçages factuels/contrefactuels.

Ensuite, on utilise les observations (points noirs sur la figure 4c) pour réduire l'incertitude et ne garder que les trajectoires compatibles avec ce qui a été effectivement observé. Cette opération permet de réduire aussi l'incertitude dans le monde contrefactuel. Les observations viennent des

données HadCRUT4 (Jones *et al.*, 1999, 2001, 2012 ; Kennedy *et al.*, 2011 ; Morice *et al.*, 2012 ; Osborn et Jones, 2014).

En parallèle, une fois que les variations de températures sont connues pour chacun de nos modèles, nous pouvons estimer les paramètres μ , σ et ξ pour chacun d'entre eux. Avec une procédure sensiblement similaire, ces paramètres sont synthétisés dans une distribution multi-modèles. Finalement, les observations de la TM3X sont utilisées pour réduire l'incertitude sur μ , σ et ξ : partant de *a priori*, l'analyse bayésienne permet d'estimer les paramètres des lois GEV qui sont compatibles avec les observations et d'exclure ceux qui semblent très improbables.

À la fin de ces étapes, nous disposons de deux lois GEV (une pour le monde factuel, une pour le contrefactuel) qui décrivent la probabilité de réalisation de notre canicule. En fait, nous sommes même capables de calculer la probabilité de réalisation de n'importe quelle canicule d'au moins 3 jours.

De plus, grâce à une procédure de *bootstrap*, consistant à échantillonner aléatoirement un grand nombre de fois (1 000 ici) les paires variable/covariable de chaque modèle et à calculer à chaque fois les paramètres de la distribution, nous disposons en fait de 1 000 lois GEV décrivant le monde factuel et de 1 000 décrivant le monde contrefactuel. Ces différentes lois nous permettent de calculer l'incertitude sur nos paramètres et indicateurs.

La totalité de cette procédure a été appliquée à deux scénarios climatiques : le scénario RCP 2,6 (scénario pour limiter le réchauffement à 2 °C) et le scénario RCP 8,5 (scénario dit *business as usual*). Ceci nous permettra de savoir comment les caractéristiques de cette canicule pourront évoluer dans le futur, en fonction du scénario.

Analyse de la canicule de juillet 2019 en France

Nos indicateurs dérivés des lois GEV sont représentés sur les figures 5 et 6 (les probabilités et les intensités, respectivement). Le tableau 2 résume les indices de l'attribution (durée de retour, intensité, PR, FAR et ΔI) en 2019

Tableau 2. Variable de l'attribution de la canicule de 2019 en 2019 et 2040, pour les scénarios RCP 2,6 et RCP 8,5.

			Médiane	Quantile 0,025	Quantile 0,975
FAR	2019	RCP 2,6	0,99	0,87	1
		RCP 8,5	0,99	0,93	1
	2040	RCP 2,6	0,99	0,94	1
		RCP 8,5	0,99	0,98	1
PR	2019	RCP 2,6	90	8	+ ∞
		RCP 8,5	2 500	14	+ ∞
	2040	RCP 2,6	300	18	+ ∞
		RCP 8,5	20 000	70	+ ∞
R_t^F	2019	RCP 2,6	75	22	450
		RCP 8,5	70	20	300
	2040	RCP 2,6	22	7	120
		RCP 8,5	8	3	30
R_t^C	2019	RCP 2,6	7 000	350	+ ∞
		RCP 8,5	200 000	600	+ ∞
	2040	RCP 2,6	6 000	300	+ ∞
		RCP 8,5	150 000	600	+ ∞
ΔI	2019	RCP 2,6	1,7	1	2,3
		RCP 8,5	1,9	1,2	2,6
	2040	RCP 2,6	2,5	1,6	3,4
		RCP 8,5	3,3	2,1	4,4
f^F	2019	RCP 2,6	27,7	27,7	27,7
		RCP 8,5	27,7	27,7	27,7
	2040	RCP 2,6	28,5	28,1	29
		RCP 8,5	29,1	28,6	29,7
f^C	2019	RCP 2,6	26	25,4	26,7
		RCP 8,5	25,8	25,2	26,5
	2040	RCP 2,6	26	25,5	26,7
		RCP 8,5	25,8	25,2	26,6

et 2040 pour les deux scénarios. Dans tout ce qui suit, les valeurs entre parenthèses sont les intervalles de confiance à 95 % des valeurs qui les précèdent.

Analyse du changement de risque

Les probabilités et durées de retour sont représentées sur la figure 5 (rappelons que la durée de retour est l'inverse de la probabilité). Nous pouvons voir que pour les deux scénarios la probabilité augmente à partir des années 1990, ce qui est cohérent avec le fait que les aérosols ont masqué l'essentiel du changement climatique en Europe jusque dans les années 1980⁵. Le scénario RCP 2,6 intégrant un forçage qui atteint son maximum vers 2050 avant de diminuer, on retrouve ce résultat pour les probabilités. À l'inverse, le scénario RCP 8,5 conduit à une augmentation jusqu'à la fin du XXI^e siècle. En monde contrefactuel, les probabilités sont quasi constantes, à l'exception des périodes de volcanisme du XX^e siècle. En 2019, nous trouvons pour les deux scénarios une durée de retour de 70 ans (20–400 ans) en monde factuel et d'au moins 300 ans en monde contrefactuel, indiquant un changement de probabilité très net. En 2040, le scénario RCP 2,6 donne une durée de retour de 20 ans (7–120 ans), alors qu'elle est de 8 ans (3–30 ans) pour le scénario RCP 8,5. Notons que dans les deux cas la durée de retour continue à diminuer, bien que le changement soit plus fort pour le scénario RCP 8,5. Remarquons que les probabilités en mondes factuel et contrefactuel peuvent être nulles, surtout pendant la première moitié du XX^e siècle. En conséquence, nous ne pouvons pas écarter que la canicule de 2019 ait été un événement impossible dans un passé proche, qui est désormais rendu possible par le changement climatique d'origine anthropique.

Afin de quantifier l'influence humaine, analysons le PR sur la figure 5b,d. Remarquons que comme le PR est une division de deux probabilités, qui peuvent être nulles, des précautions doivent être prises avant son calcul. Si la proportion de 0/0 est supérieure à 5 % (car nous cherchons à calculer un

Figure 5. (a, b) Scénario RCP 2,6. (c, d) Scénario RCP 8,5. (a, c) Probabilité/durée de retour en monde factuel (rouge) et contrefactuel (bleu). (b, d) PR et FAR. Si la proportion de 0/0 est supérieure à 5 %, alors l'intervalle de confiance du PR est $[0, +\infty]$, indiqué par un intervalle de confiance rosé barré.

5. <https://www.climat-en-questions.fr/reponse/mecanismes-devolution/aerosols-climat-par-olivier-boucher>

intervalle de confiance à 95 %), alors le PR est indéterminé et son intervalle de confiance couvre toutes les valeurs possibles. Ceci est représenté par une zone rosée barrée. Nous pouvons voir que pour les deux scénarios, jusque dans les années 1990, le PR est indéterminé, traduisant une probabilité d'occurrence possiblement nulle. Ensuite, le PR augmente. En 2019, le risque de cette canicule a été multiplié par au moins 10, tout scénario confondu. En 2040, il a même été multiplié par au moins 20. Le calcul du FAR donne une fraction de risque attribuable au changement climatique d'au moins 87 % en 2019 et d'au moins 94 % en 2040.

Même s'il paraît surprenant que les résultats soient dissemblables en 2019 pour les deux scénarios (PR d'au moins 8 pour le RCP 2,6 et d'au moins 14 pour le RCP 8,5), ceci s'explique par le fait que les modèles et forçages disponibles ne sont pas les mêmes pour les deux scénarios. De plus, les estimations ont le même ordre de grandeur et les intervalles de confiance de chacun des deux scénarios se recouvrent largement, ce qui valide l'estimation.

Analyse des températures et « futurisation »

Intéressons-nous maintenant aux températures (à la TM3X) sur la figure 6. Nous retrouvons les mêmes résultats que pour les probabilités, à savoir une augmentation suivie d'une légère baisse pour le scénario RCP 2,6 et une augmentation franche pour le scénario RCP 8,5 dans le monde factuel. Les températures sont quasi constantes dans le monde contrefactuel, excepté après des éruptions volcaniques majeures.

Nous voyons qu'en 2019 l'augmentation de la température par rapport à l'ère préindustrielle est de 1,7 °C (1 °C–2,3 °C) pour le scénario RCP 2,6 et de 1,9 °C (1,2 °C–2,6 °C) pour le scénario RCP 8,5. Notons que les intervalles de confiance se chevauchent toujours largement. Ces valeurs sont cohérentes avec l'intensité du changement climatique enregistré en France en été cette dernière décennie, autour de +2 °C⁶. En 2040, nous estimons une augmentation de 2,5 °C (1,6 °C–3,4 °C) pour le scénario RCP 2,6 et de 3,3 °C pour le scénario RCP 8,5 (2 °C–4,4 °C). Remarquons qu'en 2100 l'intensité

Figure 6. (a, b) Scénario RCP 2,6. (c, d) Scénario RCP 8,5. (a, c) Intensité de l'événement en monde factuel (rouge) et contrefactuel (bleu). (b, d) Augmentation de température due aux forçages extérieurs.

Figure 7. Projection en 2100 de ce que pourrait être une canicule de même probabilité et intensité que celle de juillet 2019 sous l'hypothèse de la valeur médiane du scénario RCP 8,5. Les cartes sont obtenues en ajoutant +6 °C aux cartes de la figure 2. Ces cartes ne sont pas à considérer comme une prévision, mais sont simplement indicatives.

reviendra au mieux (bas de l'intervalle de confiance) à celle de 2019 sous le scénario RCP 2,6. Le plus fort réchauffement envisagé, dans un scénario RCP 8,5, s'élève quant à lui à +12 °C (haut de l'intervalle de confiance du scénario RCP 8,5).

Pour illustrer les valeurs des températures minimales et maximales pouvant être atteintes dans un tel événement, retirons le cycle jour/nuit et la moyenne spatiale. Nous avons vu sur la figure 2 que le sud-ouest de la France a vécu des nuits tropicales, tandis que les maximales oscillaient entre 35 °C et plus de 40 °C. Ceci est donc valable pour une température moyenne en

France de 28 °C, avec une attribution de +1,8 °C par rapport à l'ère préindustrielle.

Si maintenant nous nous plaçons dans la valeur médiane du pire scénario, nous pouvons lire sur la figure 6 une augmentation d'environ +8 °C par rapport au monde contrefactuel en 2100 et de l'ordre de +6 °C par rapport au monde de 2019. Nous obtenons une température moyenne de 34 °C pendant une canicule de même probabilité et durée. Tentons de développer une intuition de cette valeur en projetant les observations de

6. <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/climathd>

la figure 2, c'est-à-dire en construisant une carte de ce qui pourrait se produire en 2100. Pour cela, nous avons représenté sur la figure 7 les mêmes cartes que sur la figure 2, en y ajoutant simplement +6 °C sur les minimales et les maximales.

Pour les minimales, nous trouvons une France qui connaîtra des nuits tropicales : 97 % des températures sont d'au moins 20 °C et 45 % sont d'au moins 25 °C. Sous l'hypothèse que les températures descendent de 5 °C entre minuit et le lever du soleil, alors au moins la moitié de la France vivra avec 30 °C à minuit. Notons un maximum de 32 °C, ce qui donnerait donc 37 °C à minuit. Seules les zones de haute altitude sont épargnées, avec un minimum à 8,6 °C.

Pour les maximales, les températures sont bien au-delà des records absolus actuels : 90 % des températures sont supérieures à 37 °C et 50 % supérieures à 43 °C. Le maximum est de 49,8 °C, flirtant avec les 50 °C, le minimum est à 14,3 °C, sachant que moins de 1 % des valeurs sont inférieures à 29 °C.

Terminons en rappelant que ceci n'est que la valeur médiane de ce scénario, la valeur haute de l'intervalle de confiance montrant une augmentation de presque +12 °C. De plus, ces températures sont une moyenne sur 3 jours. Nous pouvons voir sur la figure 1a une amplitude de 2 °C pour les 3 jours les plus chauds, ce qui nous ferait dans ce cas franchir le seuil des 50 °C relevés.

Conclusion

L'attribution d'un événement extrême consiste donc à quantifier la part de l'influence humaine sur le climat dans la modification des caractéristiques de cet événement, en particulier

fréquence et intensité. Dans la méthode présentée ici, les paramètres statistiques sont supposés dépendre du réchauffement moyen lié à différents forçages externes. La décomposition de ces forçages entre ceux d'origine naturelle et ceux d'origine anthropique permet de mesurer l'influence humaine. L'évaluation de l'incertitude (sur les forçages et sur les paramètres) joue un rôle crucial et permet de quantifier l'incertitude sur les durées de retour, le changement de risque, etc.

L'étude de la canicule de 2019 est exemplaire, car, comme celle de 2003 qui était au moins aussi intense, nous ne pouvons pas écarter qu'un tel événement était tout simplement impossible dans un passé proche sans influence humaine. Nous pouvons affirmer qu'un événement aussi chaud était très peu probable, et peut-être même impossible, sans influence humaine (au plus une chance sur 300). Le risque de réalisation d'une telle canicule a été multiplié par au moins 10 aujourd'hui et sera multiplié par au moins 20 en 2040. En combinant les modèles et les observations, nous avons pu aussi estimer la probabilité de réalisation d'une canicule similaire à l'horizon 2100 pour deux scénarios climatiques : RCP 2,6 et RCP 8,5. Au mieux, le scénario RCP 2,6 pourrait nous ramener en 2100 à un niveau de risque proche de celui de 2019 (entre 1 chance sur 20 et 1 chance sur 450). En cas de fortes émissions de gaz à effet de serre, les températures sur un tel épisode pourraient approcher ou même dépasser la barre de 50 °C, sur une grande partie du territoire.

Ici nous avons appliqué cette méthode à une canicule, mais toutes les variables représentant un maximum annuel (ou mensuel) peuvent se traiter avec cette approche GEV. Dans notre approche, le modèle statistique peut aussi être modifié : par exemple, le cas gaussien

est déjà disponible. Nous travaillerons donc dans le futur à appliquer cette approche à d'autres variables et événements, comme les pluies extrêmes des épisodes méditerranéens. Les modèles CMIP6 (Eyring *et al.*, 2016), qui proposent différents scénarios futurs en fonction des orientations économiques – et donc de leur impact sur le climat – remplaceront aussi prochainement les modèles CMIP5 actuellement utilisés.

Remerciements

Les travaux présentés dans cet article ont été réalisés dans le cadre du projet « Convention services climatiques »⁷ soutenu par le ministère de la Transition écologique que les auteurs remercient tout particulièrement.

Nous remercions le World Climate Research Program's Group on Coupled Modelling, qui est responsable de CMIP, et nous remercions les groupes de modélisations du climat (listés dans le tableau 1 de ce papier) d'avoir produit et rendu disponibles les résultats de leurs modèles. Pour CMIP le US Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison fournit un soutien à la coordination et dirige le développement de l'infrastructure logicielle en partenariat avec le Global Organization for Earth System Science Portals.

Nous remercions le jeu de données E-OBS du projet UERRA de l'UE-FP6 (<http://www.uerra.eu>) et le Copernicus Climate Change Service, ainsi que les fournisseurs de données du projet ECA&D (<https://www.ecad.eu>).

7. <https://convention-services-climatiques.lsce.ipsl.fr/>

Bibliographie

- Besson F., Dubuisson B., Etchevers P., Gibelin A.-L., Lassegues P., Schneider M., Vincendon B., 2019. Climate monitoring and heat and cold waves detection over France using a new spatialization of daily temperature extremes from 1947 to present. *Adv. Sci. Res.*, 16, 149-156. doi: 10.5194/asr-16-149-2019
- CMIP5, 2011. CLIVAR Exchanges – Special Issue: WCRP Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5 – CMIP5. Project Report 56, <https://eprints.soton.ac.uk/194679/>
- Cornes R.C., van der Schrier G., van den Besselaar E.J.M., Jones P.D., 2018. An ensemble version of the E-OBS temperature and precipitation datasets. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123. doi: 10.1029/2017JD028200
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E., 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937-1958. doi: 10.5194/gmd-9-1937-2016
- Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G., 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Rev. Geophys.*, 37, 173-199. doi: 10.1029/1999RG900002
- Jones P.D., Osborn T.J., Briffa K.R., Folland C.K., Horton E.B., Alexander L.V., Parker D.E., Rayner N.A., 2001. Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.*, 106, 3371-3380. doi: 10.1029/2000JD900564

- Jones P.D., Lister D.H., Osborn T.J., Harpham C., Salmon M., Morice C.P., 2012. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010. *J. Geophys. Res.*, 117, D05127. doi: 10.1029/2011JD017139
- Kennedy J.J., Rayner N.A., Smith R.O., Parker D.E., Saunby M., 2011. Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenisation. *J. Geophys. Res.*, 116, D14104. doi: 10.1029/2010JD015220
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Jones P.D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset. *J. Geophys. Res.*, 117, D08101. doi: 10.1029/2011JD017187
- Osborn T.J., Jones P.D., 2014. The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth. *Earth Sys. Sci. Data*, 6, 61-68. doi: 10.5194/essd-6-61-2014
- Riahi K., Grübler A., Nakicenovic N., 2007. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technol. Forecast. Soc. Change*, 74, 887-935. doi: <https://doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026>
- Ribes A., Thao S., Cattiaux J., 2020. Describing the relationship between a weather event and climate change: a new statistical approach. *J. Climate*, 15, 33, 6297-6314. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0217.1
- Robin Y., Ribes A., 2020. Nonstationary extreme value analysis for event attribution combining climate models and observations. *Adv. Stat. Clim. Meteorol. Oceanogr.*, 6, 205-221. doi: <https://doi.org/10.5194/ascmo-6-205-2020>
- van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G.C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S.J., Rose S.K., 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Clim. Change*, 109, 5. doi: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>
-