

Relation entre les précipitations extrêmes et la température

Rapport de stage de Nicolas Da Silva

Master OACOS



Présentation du laboratoire et de l'équipe :

Ce stage s'est déroulé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) sur le site de l'école Polytechnique. Le LMD est un laboratoire de recherche sur les mécanismes, l'évolution et la prévision des phénomènes météorologiques et climatiques ainsi que la pollution atmosphérique et les atmosphères planétaires. Le laboratoire a été créé en 1968 à l'initiative de Pierre Morel. Longtemps unité propre du CNRS bien qu'implanté sur trois sites universitaires : à l'Ecole Polytechnique à Palaiseau, à l'Ecole Normale Supérieure et à l'Université Pierre et Marie Curie à Paris, le LMD est devenu une unité mixte de recherche en 1998. En 2009, une convention a été signée avec l'École nationale des ponts et chaussées en vue qu'elle devienne une tutelle du laboratoire.

Le laboratoire est membre de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), fédération de neuf laboratoires publics de recherche en sciences de l'environnement en Ile-de-France. Le LMD y joue un rôle moteur dans plusieurs projets et pôles, autour de la modélisation du climat, du site d'observation du Sirta à l'Ecole Polytechnique, de la planétologie, ou des serveurs et bases de données.

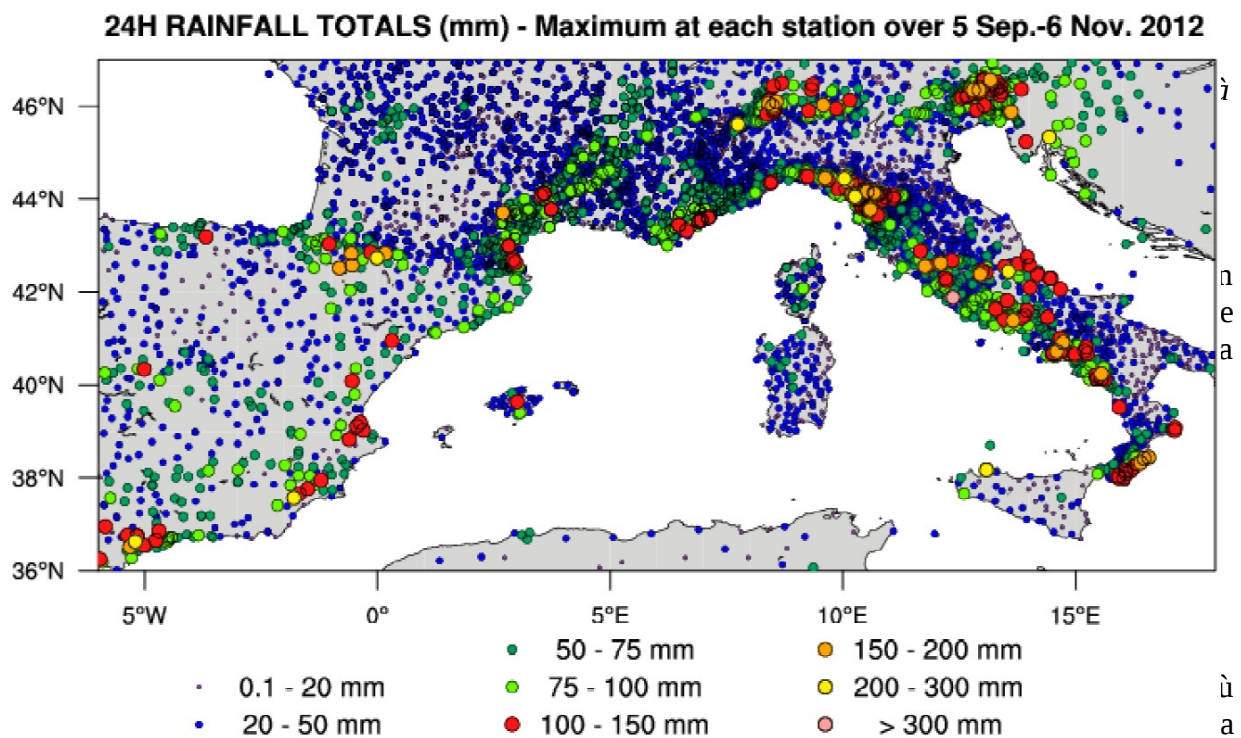
Le laboratoire est organisé en 7 équipes scientifiques. J'ai été accueilli par l'équipe INTerfaces et TROposphère (INTRO) animée par Philippe Drobinski. Créée en 2007, l'équipe INTRO étudie les processus physico-chimiques au sein de la troposphère et à ses interfaces (à la surface, au sein de la couche limite et à l'interface haute troposphère – basse stratosphère). L'équipe est impliquée dans la mise en place de campagnes de mesures (Ammu, ParisFog, HyMeX, Charmex), l'analyse d'observations satellite (A-Train, MetOp), le développement de modèles distribués dans la communauté (Chimère et Chimère-Dust), et le développement d'outils d'interface entre modèles et observations (simulateurs d'observables). Ces activités sont réalisées en collaboration avec d'autres équipes du laboratoire, de l'IPSL et prennent place dans de nombreux projets (comme les projets européens Gems, Circe, Geomon, CFMIP, etc.).

Je tiens à remercier les membres de l'équipe pour leur accueil et leur bonne humeur. Merci en particulier à Philippe Drobinski, directeur de recherche au CNRS et maître de stage, qui m'a rapidement accordé sa confiance et dirigé mes recherches avec intérêt. Merci aussi à Caroline Muller et Sophie Bastin (co-maîtres de stage) qui m'ont aidé et ont apporté un point de vue supplémentaire à mon travail.

Ce stage s'inscrit dans les programmes internationaux HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment) et MED-CORDEX d'étude du climat méditerranéen (Drobinski et al. 2014).

Introduction

Ces dernières années, de nombreuses régions du globe sont confrontées à des inondations catastrophiques causant dommages matériels et humains. Le bassin méditerranéen, situé à la transition entre régions subtropicales semi-arides et régions de moyenne latitude, est d'après les derniers rapports du GIEC une zone très sensible au changement climatique. Sa situation géographique et sa topographie particulière fait qu'il est exposé à de fortes pluies et de fréquentes inondations principalement durant l'automne (figure 1) . Il est donc important de déterminer si ces précipitations extrêmes auront tendance à s'intensifier avec le réchauffement climatique.



à a
fréquence des événements.

Des études antérieures ont montré que cette relation n'était pas toujours vérifiée (Tableau 1).

Hardwick Jones (2010)	Australie	.2 à 8 données de température par jour + humidité .1 relevé des précipitations/6 min	.variabilité importante de l'humidité relative dans le temps .l'eau disponible est limitée pour les hautes températures .variabilité latitudinale (figure 2) tropicque : sous CC moyennes latitudes : sup CC
Utsumi (2011)	Monde	.cumuls journaliers (monde)	.Précipitations plus courtes et aussi intenses pour les températures chaudes.

	Japon	.cumuls 10 min,1h,6h, 24h (Japon)	.Relation proche de CC pour le cumul 10 minutes
Mishra(2012)	Etats-Unis	.Températures moyennes journalière .Cumul 1h,24h .pression surface + T850hPa, 4/jour	. été : anomalies chaudes T850hPa .hiver : dépressions . Plus fortes augmentations des précipitations avec la température pour dans les régions où les précipitations sont convectives . super CC -> apport d'énergie par les gradients thermiques ? . régime de temps préférentiels : fronts froids des cyclones extratropicaux
Lenderink (2010)	Hollande	Cumul horaire	.meilleures résultats avec la température du point de rosée
Berg (2009)	Hollande	Cumul horaire, journalier	.la réduction d'échelle temporelle induit une augmentation de la proportion des précipitations convectives par rapport aux précipitations de grande échelle, d'où un super CC au niveau de la transition du type de précipitation.

Tableau 1 : principaux résultats des études antérieures sur la relation précipitations extrêmes/ température

Il semble y avoir des différences de comportements en fonction de la latitude et du type de précipitations. La Méditerranée, frontière de transition entre climats chauds et climats tempérés, est donc une véritable énigme au vue des études précédentes. De plus certaines études révèlent des effets purement statistiques dus au changement d'échelle temporelle. Le problème de la représentation devient capital si l'on veut déterminer correctement l'évolution des événements extrêmes en Méditerranée.

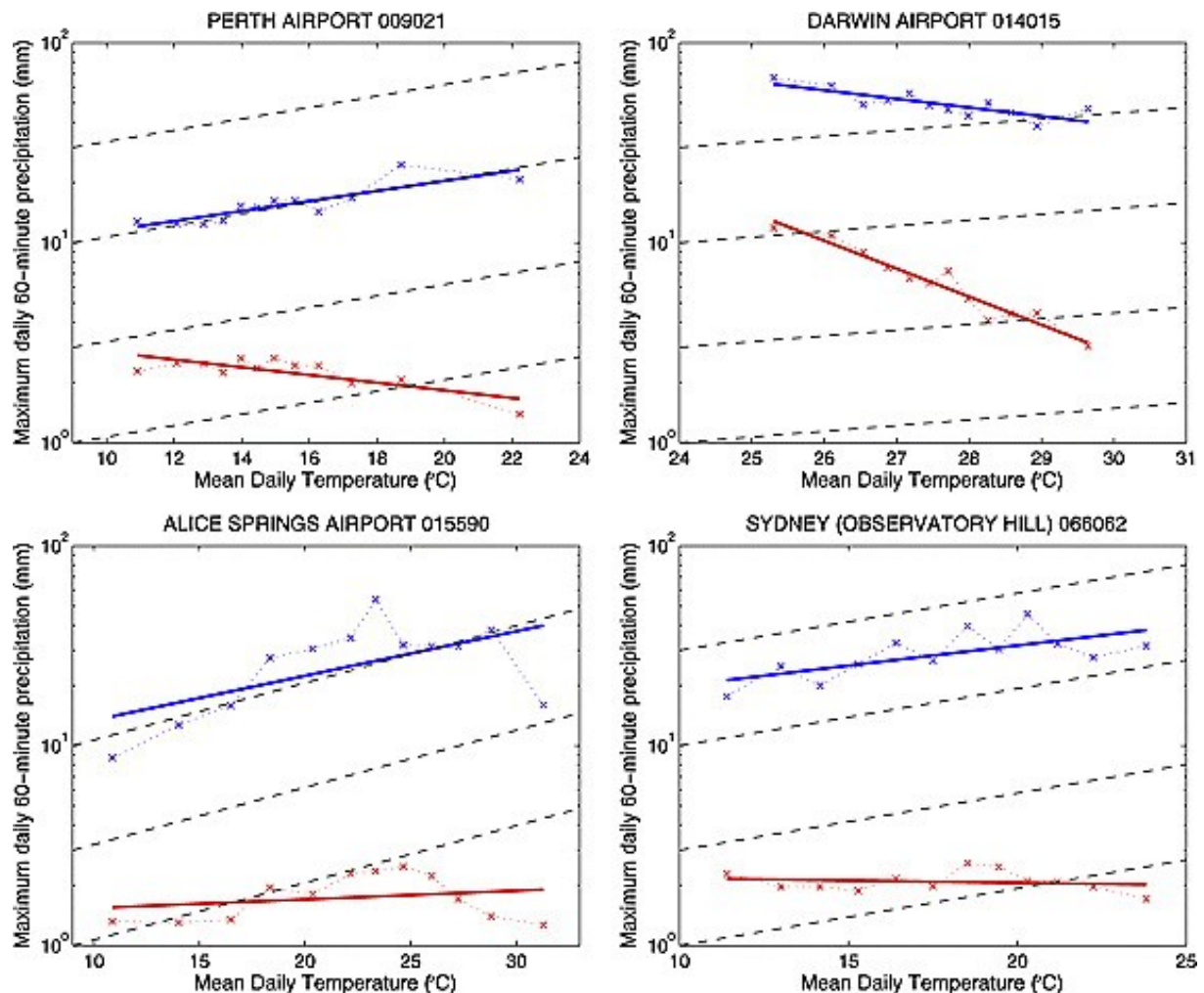


figure 2: relation précipitations horaires extrêmes (bleu) et médianes (rouge) en fonction de la température moyenne journalière dans différentes régions d'Australie (Hardwick 2010)

La figure 2 montre un exemple de résultats dans 4 stations en Australie. Hardwick montre que les stations situées au nord de l'Australie présentent une décroissance des pluies extrêmes avec la température alors que plus au sud les pentes sont proches de celles prévues par CC (ligne pointillées noires).

La première partie est consacrée à la méthode et aux jeux de données utilisés. Ensuite j'évalue les effets de représentation dans certaines stations. Enfin, je cartographie les différents comportements sur la France.

I Données et méthodes

I.1) Données SAFRAN

Nous avons à disposition des données issues d'une réanalyse SAFRAN : Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige. D'abord dédiées pour le modèle de neige « CROCUS »(Brun et al. 1989, 1992), elles ont été récemment étendues à la France entière pour modéliser les principales caractéristiques du cycle de l'eau à l'échelle régionale en France.

La principale caractéristique des analyses SAFRAN est qu'elles s'effectuent sur des zones climatiques homogènes. Ces zones sont souvent de formes irrégulières et recouvrent une surface inférieure à 1000 km² (figure 3).

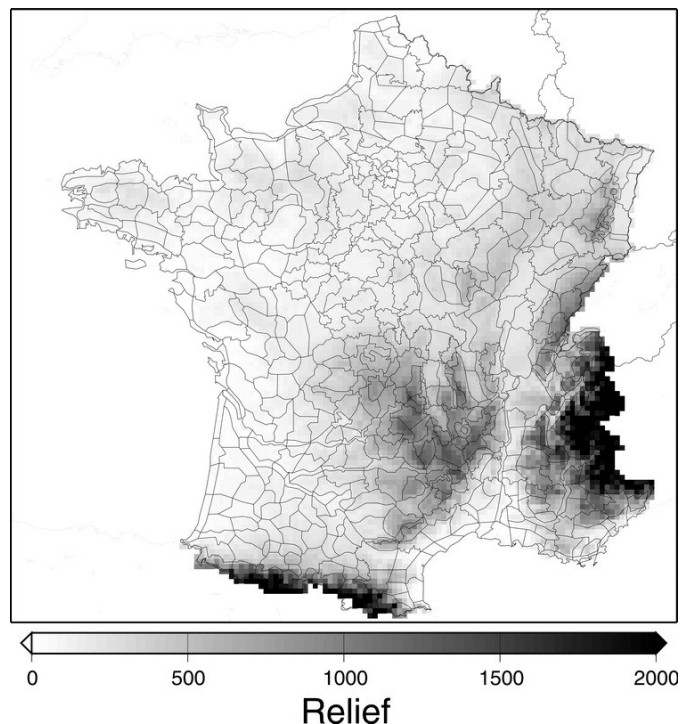


figure 3 : zones climatiques homogènes et relief de la France dans la grille de 8 km de résolution utilisée par SAFRAN (Quintana-Seguí, 2007)

SAFRAN calcule toutes les 6h les profils verticaux de la température, l'humidité, la vitesse du vent et la couverture nuageuse en se basant soit sur le modèle de prévision grande échelle Arpège (Déqué et al.) soit sur les archives ECMWF. Ces profils sont recalculés à partir des observations en surface par une méthode d'interpolation optimale (Gandin 1965).

Ensuite, ces données sont interpolées linéairement pour toutes les heures. C'est à ce moment là que les rayonnements solaires et infrarouges sont évalués (Ritter et Geleyn 1992). On utilise les flux solaires et une relaxation à un équilibre (Martin et Mainguay 1988) pour réajuster la température à 2m.

Pour les précipitations, les données sont journalières puis recalculées de façon horaire en utilisant l'isotherme 0°C, la limite pluie-neige, le ratio pluie-neige et enfin l'humidité relative.

Pour notre étude, ces données ont donc l'avantage d'être horaire. Mais elles ont été lissées et présentent des erreurs dont nous évaluerons les effets dans la troisième partie.

I.2) Données brutes

De manière parallèle, j'ai utilisé un jeu de données brutes pour corriger les éventuelles erreurs de SAFRAN. Il s'agit des données tri-horaires de 482 stations de Météo-France situées dans le sud est de la France (figure 4).

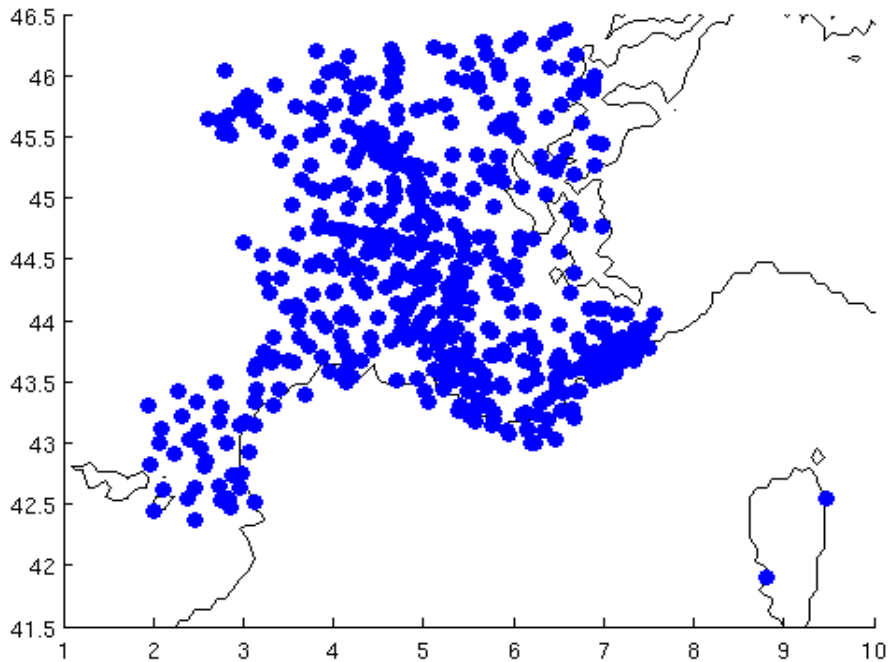


figure 4 : stations Météo-France du sud-est de la France utilisées dans cette étude

Un tri a été effectué pour avoir les stations ayant les plus longues séries temporelles. On a gardé les stations comportant plus de 30 000 données (environ plus de dix ans). Cela a réduit le nombre de station à 220.

I.3) Méthodes

Trois échelles temporelles ont été étudiées, les cumuls horaires, tri-horaires et journaliers. Tous ces cumuls ont été rapportés à une durée d'une heure pour comparer les intensités.

Pour chaque station ou chaque point de grille SAFRAN, le cumul maximum horaire, maximum tri-horaire ou journalier est associé à la température moyenne de surface de chaque jour pluvieux. Les paires de précipitation/température sont triées par température croissante. On définit alors des boîtes dans lesquelles on range les couples selon les températures. Chaque boîte contient un même nombre d'échantillons. Cela implique que l'écart entre la température maximale et minimale de chaque boîte n'est pas forcément le même dans toutes les boîtes. La température médiane des événements de chaque boîte est définie comme la température représentative de cette boîte.

Cette approche est préférée par rapport à celle qui utiliserait des boîtes de largeur égales car elle permet d'avoir un nombre raisonnable d'évènements dans chaque boîte.

On définit les précipitations extrêmes par le 99 ème centile des cumuls dans chaque boîte. La moyenne des précipitations est évaluée par la médiane des cumuls de chaque boîte. Pour évaluer des tendances on a appliqué des régressions exponentielles du premier ou deuxième ordre au nuage de point que l'on obtenait. Les pentes sont comparées à la pente du modèle CC $\alpha = 6.8\% \cdot ^\circ C^{-1}$ obtenue par approximation au premier ordre en δT (équation 2) de l'équation de August-Roche-Magnus (qui est une approximation de l'équation de CC, équation 3) à $T=25^\circ C$:

$$\log(P_{2,CC}) = \log(P_{1,CC}) + \alpha \times \delta T$$

équation 2 : relation de CC linéarisée

$$e_s(T) = 6.1094 \times \exp\left(\frac{17.625 \times T}{243.04 + T}\right)$$

équation 3 : Approximation de August-Magnus-Roche (T en °C)

Cette méthode est la même que celle qui est utilisée par Hardwick en Australie et dans la plupart des études sur ce sujet.

II Etude de cas

II.1) Premières courbes

Dans cette partie nous traçons les courbes du 99 ème centile des précipitations horaires, tri-horaires et journalières en fonction de la température en moyenne journalière suivant la méthode décrite précédemment et avec les données SAFRAN. J'ai choisi deux villes ayant des comportements différents : Paris et Perpignan (figure 5). Dans les deux cas on observe un comportement CC du 99 ème centile pour les basses températures. Puis les deux cas divergent pour les hautes températures. A Paris les précipitations extrêmes de faible durée augmentent alors plus rapidement et dépassent le seuil α de CC tandis qu'à Perpignan on observe un fléchissement des cumuls pour ces températures.

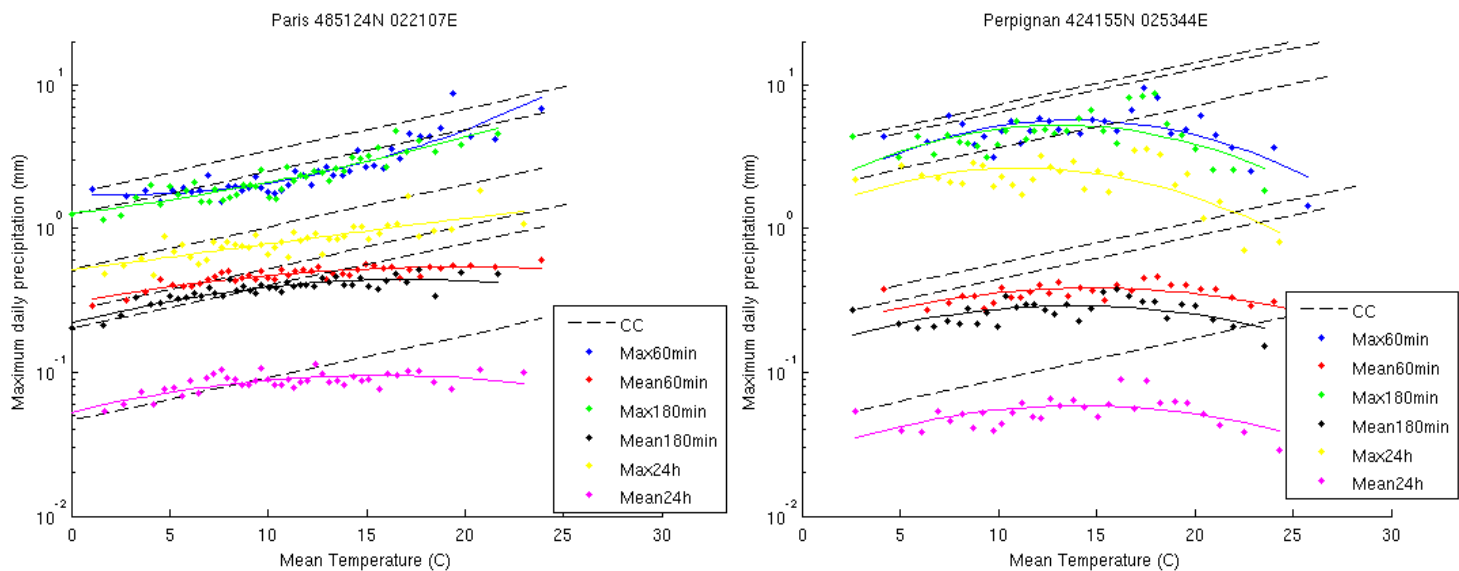


figure 5 : 99 ème et 50 ème centile des précipitations horaires (bleu et rouge), tri-horaires (vert et noir) et journalières (jaune et magenta) en fonction de la température moyenne. En pointillé, l'évolution CC, $\alpha = 6.8\%.C^{-1}$

Comme on pouvait s'y attendre les intensités des cumuls journaliers sont plus faibles car il ne pleut pas forcément toute la journée. A priori, cette seule considération n'implique pas pour autant un changement de pente entre les cumuls extrêmes 24h par rapport aux cumuls extrêmes 1h. Pourtant c'est bel et bien ce que l'on observe surtout à Paris où la courbe des cumuls 1h et 3h est convexe alors que celles des cumuls 24h est concave.

Nous chercherons dans les prochains paragraphes comment expliquer de telles différences entre les échelles temporelles.

II.2) Effet de moyenne statistique

Avant de chercher une explication physique, je me suis intéressé à l'effet de moyenne temporelle sur une courbe telle que celles observées à Paris ou Perpignan. En effet, il semble y avoir une certaine corrélation entre les courbes 1h, 3h et 24h.

Pour cela, j'ai conservé la régression exponentielle d'ordre 2 du cumul horaire des précipitations extrêmes et l'ai définie comme modèle des précipitations extrêmes pour toutes les durées. La dépendance en température des précipitations extrêmes est donc de la forme décrite par l'équation 4 :

$$P = P_0 \times \exp(a \times T^2 + b \times T + c)$$

équation 4 : modèle des précipitations extrêmes définie pour les échelles horaires, tri-horaires et journalières

Ensuite on définit un modèle simplifié d'évolution des températures avec le temps (équations 5). Ce modèle prend en compte la variation saisonnière et la variation diurne de la température. Une journée d'été est ainsi modélisée par une température minimale de 10°C et maximale de 30°C.

$$T = T_0 - \Delta T \times \cos(\omega_{day}t)$$

$$\text{avec } T_0 = 10 - 10 \times \cos(\omega_{year}t), \Delta T = 7.5 - 2.5 \times \cos(\omega_{year}t)$$

$$\text{et } \omega_{year} = \frac{2\pi}{365 \times 24}, \omega_{day} = \frac{2\pi}{24}$$

équations 5 : modèle d'évolution annuelle de la température utilisé

On trace les cumuls 1h, 3h et 24h en fonction de la température moyenne et le cumul 1h en fonction de la température au moment du cumul (figure 6).

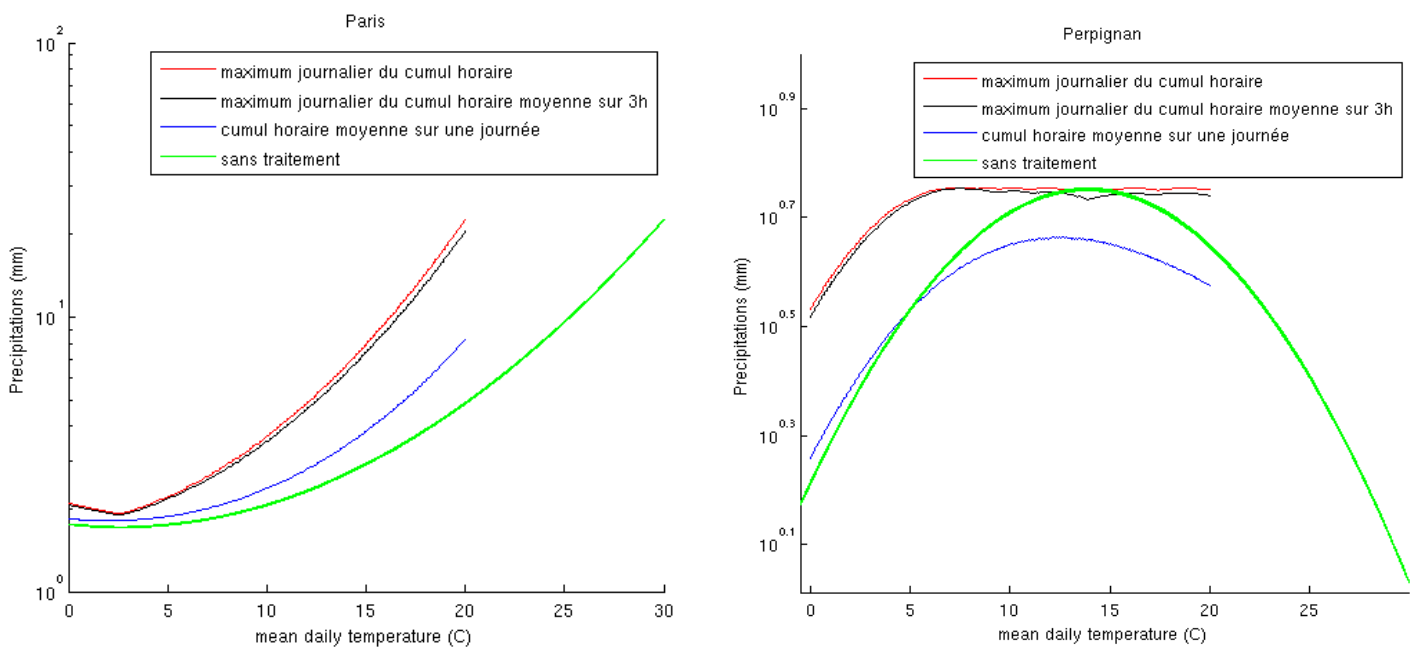


figure 6 : Cumuls horaires (rouge), tri-horaires (noir) et journaliers (bleu) modélisés en fonction de la température moyenne à Paris et Perpignan. Cumul horaire en fonction de la température au moment des précipitations (vert).

Dans la situation de Paris, l'effet de moyenne temporelle a tendance à faire diminuer la pente avec la durée des événements. Notons que le modèle utilisé fait pleuvoir toute la journée sans interruption. L'effet que l'on voit est donc purement du aux variations journalières de la température (qui se répercute sur les précipitations avec le modèle). Comme les variations journalières de températures sont plus fortes pour les hautes températures moyennes (on a pris une variation journalière de 10 °C l'été contre 5°C l'hiver) et que le modèle des précipitations pour Paris est une fonction convexe (les dérivées croissent avec la température) de la température, les courbes ont tendances à s'écarter avec la température. Les pentes sont donc classées dans le même ordre que dans les observations (figure 5).

Cependant cet effet statistique ne suffit pas, car ici le cumul 24h est toujours croissant avec la température.

Dans le cas de Perpignan, la situation est plus complexe car les précipitations ne sont plus une fonction monotone de la température. L'effet des variations journalières de température va influencer différemment les courbes que pour Paris. La température du maximum de précipitation modélisé (ici 14 °C) est atteinte pour de nombreuses températures moyennes (de 7°C à 20 °C), ce qui explique un palier par les faibles durées. Ce palier n'est pas souhaité puisque l'on voulait retracer une évolution similaire aux observations pour le maximum horaire. On peut tout de même conclure que la pente du cumul 24h est là aussi plus faible pour les hautes températures.

Les variations journalières de la température ont donc tendance à créer une diminution de la pente des cumuls avec la durée pour les hautes températures. Dans les observations à Paris, cette diminution semble plus importante que celle modélisée ici.

II.3) Effets physiques

Toutes les études antérieures évaluent l'impact des températures moyennes (ou températures du point de rosée moyennes) de la journée sur les précipitations extrêmes. L'utilisation d'une telle température est discutable. En effet si utiliser la température moyenne de la journée pour les cumuls extrêmes journaliers peut être physiquement acceptable, cela n'est pas le cas pour les échelles de temps sous journalières auquel cas elle ne donne au mieux qu'une information sur la masse d'air en jeu. Quelle est donc la « bonne » température pour les précipitations extrêmes ? La température sous l'orage est peut-être plus adaptée car en liaison directe avec les précipitations. Elle est largement pilotée par l'intensité de la poche froide, courant descendant froid résultant de l'évaporation d'une partie des précipitations dans les basses couches (figure 7). Il pourrait être aussi judicieux d'utiliser la température du courant ascendant, qui détermine la quantité d'eau pour la formation des nuages précipitant.

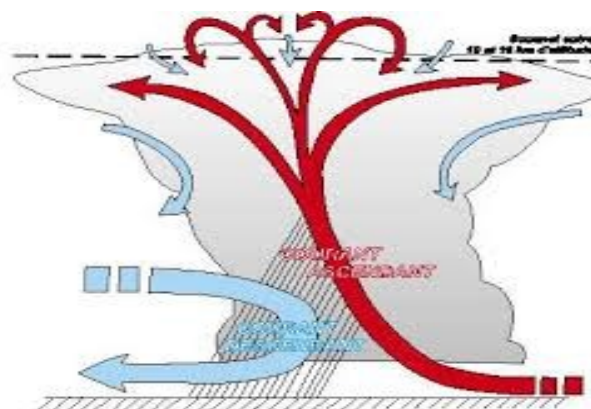


figure 7 : schéma des courants froids(bleu) et chauds(rouge) dans un orage
(<http://home.nordnet.fr/dmorieux/phenodangereux01.htm>)

Pour évaluer les effets physiques, j'ai utilisé le jeu de données brutes afin d'éviter les problèmes dus au lissage des températures. La figure 8 représente les précipitations extrêmes en fonction de la température moyenne, la température au moment du maximum de précipitation et la température 3h

avant le maximum de précipitation, pour des durées de 3h et 24h (on n'a pas de relevés horaires pour les données brutes) dans la région d'Orange. On a en effet regroupé les données des stations autour d'Orange pour avoir le maximum de points. On s'est cependant limité dans l'espace pour éviter les variations d'altitude qui viendraient perturber les résultats.

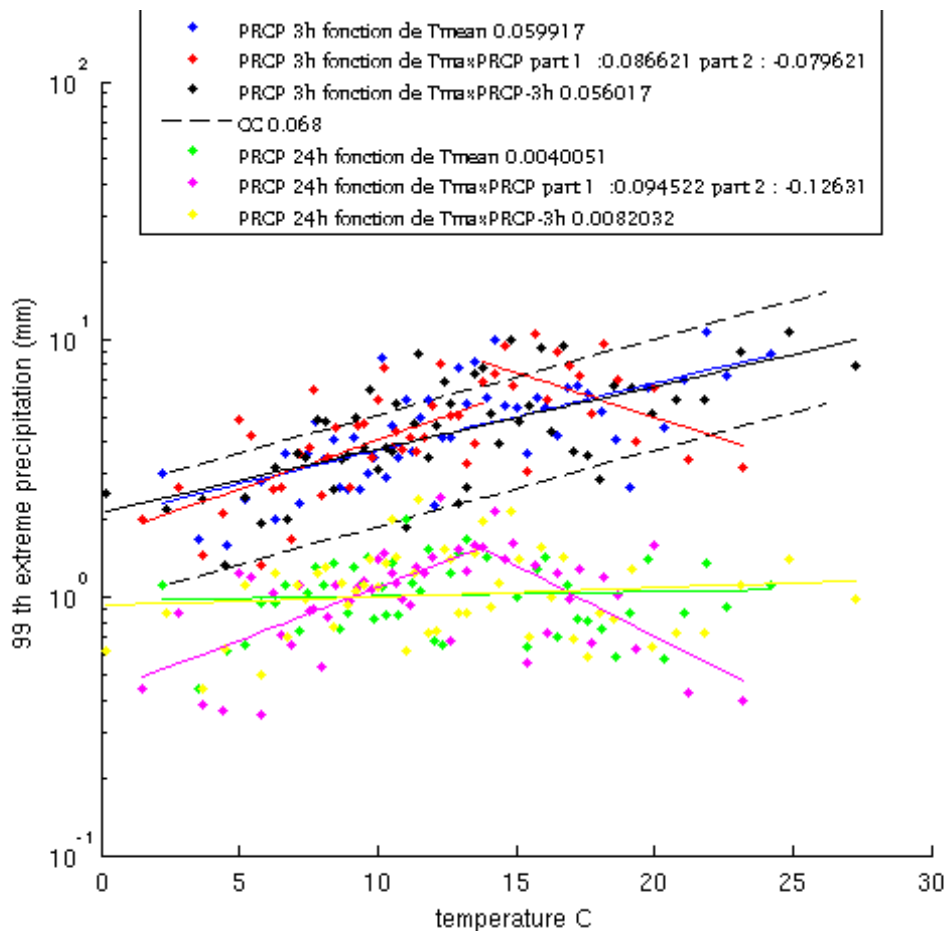


figure 8 : 99 ème centile des précipitations tri-horaire et journalière en fonction de la température moyenne (bleu et vert), de la température au moment du maximum des précipitations (rouge et magenta) et de la température 3h avant le maximum de précipitation (noir et jaune)

Si les courbes pour la température trois heures avant le maximum des précipitations et la température moyenne sont similaires, celle pour la température sous l'orage présente un crochet qui n'apparaît pas pour les autres températures. Le maximum peut s'expliquer par le fait qu'il correspond à des événements dont la température moyenne était élevée et qu'elle a fortement baissée sous la poche froide. Ce qui explique un transfert des fortes valeurs vers la gauche (voir schéma 1). Les fortes valeurs de températures sous l'orage correspondent à des événements des poche froides peu intenses et finalement peu précipitantes. Ce sont peu être aussi des situations limitées par l'humidité. Hardwick montre en effet que l'humidité relative chute à partir d'une température seuille. Ces événements sont masqués dans la représentation en fonction de la température moyenne et de la température 3h avant le maximum des précipitations.

Cette hypothèse a été renforcé lorsque lorsque l'on s'est aperçu que la différence entre la température moyenne et la température sous l'orage augmentait avec la température pour atteindre 3°C en moyenne pour les hautes températures.

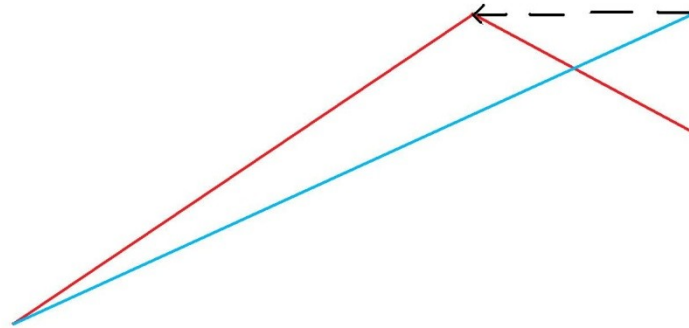
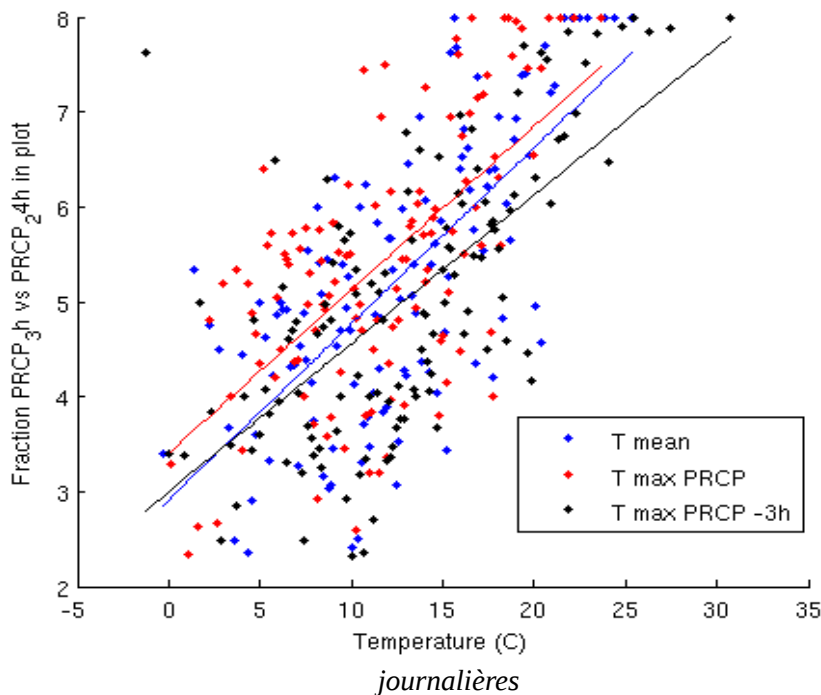


Schéma 1 : illustration du décalage de la courbe bleu des températures moyennes pour créer la courbe rouge des températures sous l'orage

En comparant point à point les cumuls tri-horaires et journaliers on s'aperçoit de la similitude des signaux pour les hautes températures. Il semble y avoir une simple translation des points de fortes températures. Comme il s'agit de graphes semi-log, il y a un facteur constant entre les précipitations tri-horaires et journalières pour les hautes températures. Cela se confirme lorsque l'on trace le rapport en fonction de la température (figure 9).

Figure 9 : rapport entre les précipitations extrêmes tri-horaires sur les précipitations extrêmes



Le facteur est 8 signifie que pour les événements journaliers extrêmes, il n'a plus que pendant trois heures. On voit que la part des cumuls trois heures maximaux devient de plus en plus forte avec la

température. Ce résultat est conforme aux études faites par Utsumi qui montre que les précipitations extrêmes sont plus courtes pour les hautes températures que pour les basses températures. Il permet d'expliquer, avec l'effet statistique, la pente moins élevée des précipitations extrêmes journalières par rapport aux précipitations extrêmes tri-horaires. Pour Paris, on comprend maintenant mieux le changement de concavité observé avec le changement d'échelle temporelle.

III Cartographie

III.1) Comparaison Brut/SAFRAN

Dans cette partie nous avons essayé de déterminer des paramètres des courbes du 99^{ème} quantile des précipitations en fonction de la température moyenne à cartographier. La figure 10 représente les pentes basses (en haut) et hautes températures (en bas) pour les données brutes (à gauche) et SAFRAN (à droite). Nous avons simplement divisé l'intervalle des températures en deux parties.

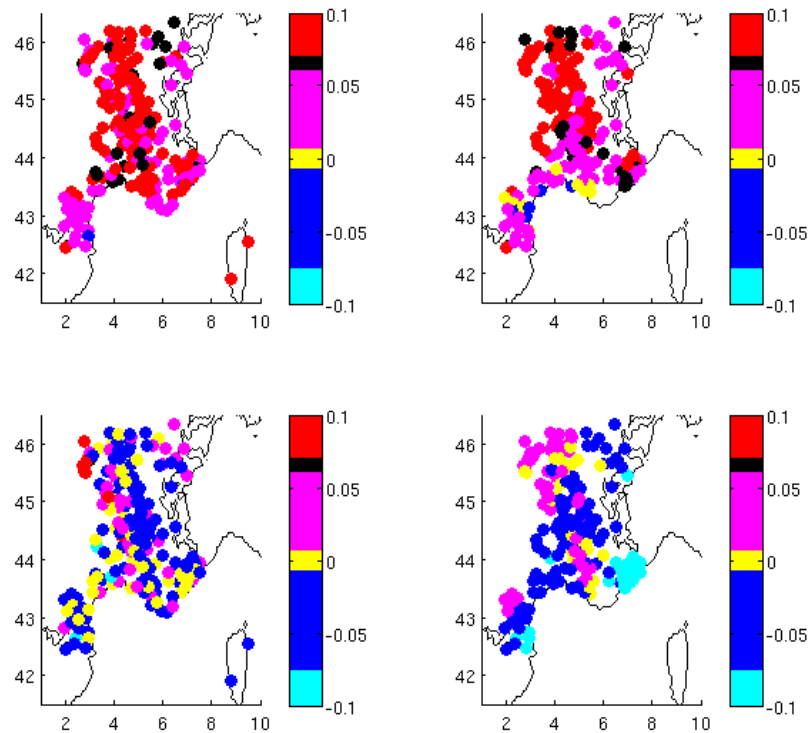


figure 10 : pentes basses (en haut) et hautes températures (en bas) pour les données brutes (à gauche) et SAFRAN (à droite)

Si les cartes se ressemblent au premier coup d'œil, il existe d'importantes différences notamment sur la deuxième partie de courbe. Vers Nice par exemple, SAFRAN sous estime beaucoup la pente pour les hautes températures (-0.1 %/°C contre 0 %/°C).

Nous avons calculé une incertitude des pentes à l'aide de l'équation 5 :

$$\Delta m = \sqrt{\sum \left(\frac{\partial m}{\partial x} \times \Delta x\right)^2 + \sum \left(\frac{\partial m}{\partial y} \times \Delta y\right)^2}$$

Equation 5 : estimation de l'incertitude de la pente par rapport au nuage de points

La figure 11 représente ces incertitudes pour les données brutes et SAFRAN. Du fait d'un nombre de données moins important pour les données brutes, l'incertitude sur la pente est systématiquement plus élevée que pour SAFRAN.

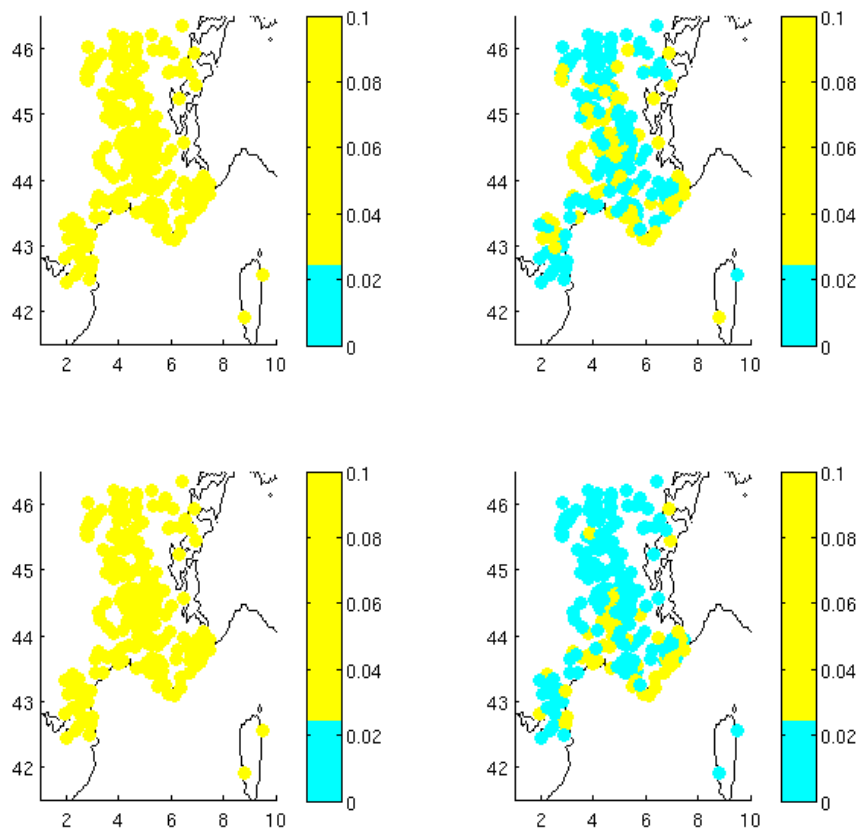


figure 11 : incertitudes sur les pentes basses (en haut) et hautes (en bas) température pour les données brutes (à gauche) et SAFRAN (à droite)

III.2 Cartographie de la France avec les données SAFRAN

Les figures 12, 13 et 14 représentent respectivement les cartes des pentes hautes et basses températures, les incertitudes hautes et basses températures et la concavité de la courbe.

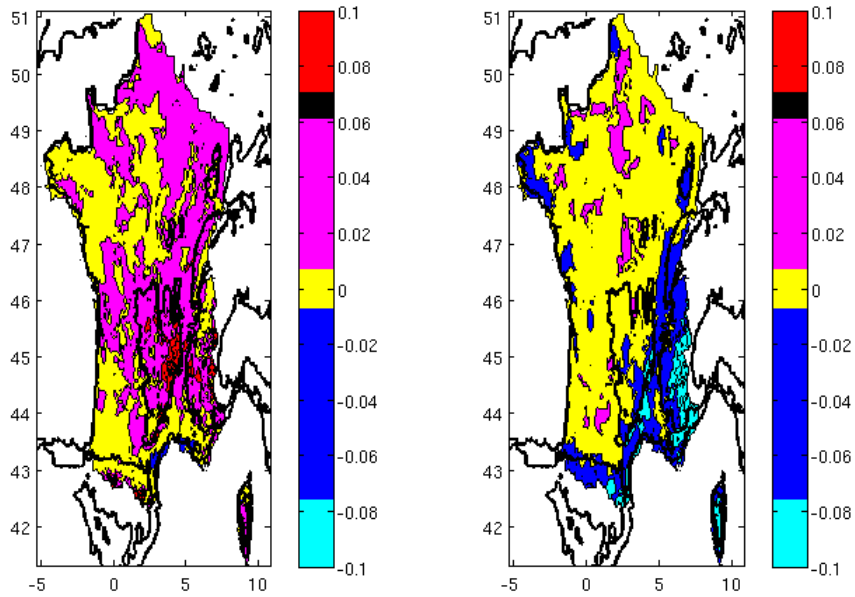


figure 12 : carte de la pente basses températures (à gauche) et hautes températures (à droite)

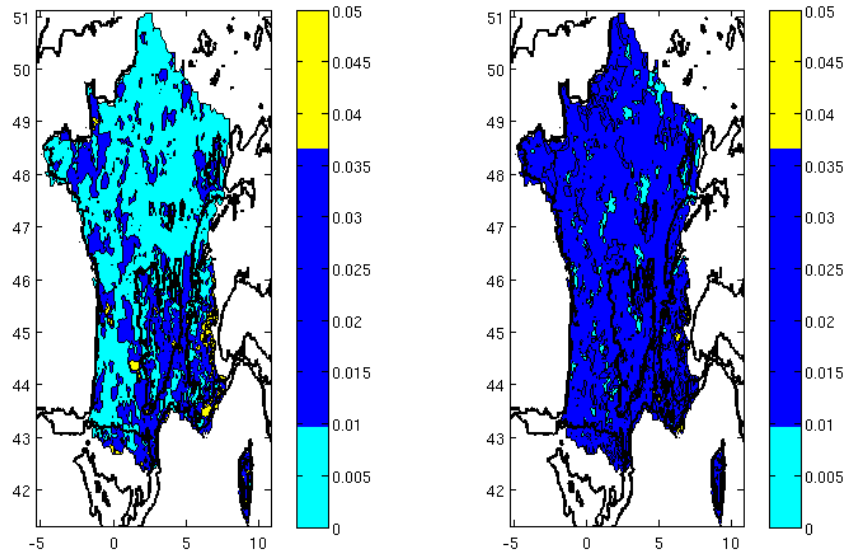


figure 13 : carte des incertitudes basses (à gauche) et hautes (à droite) températures

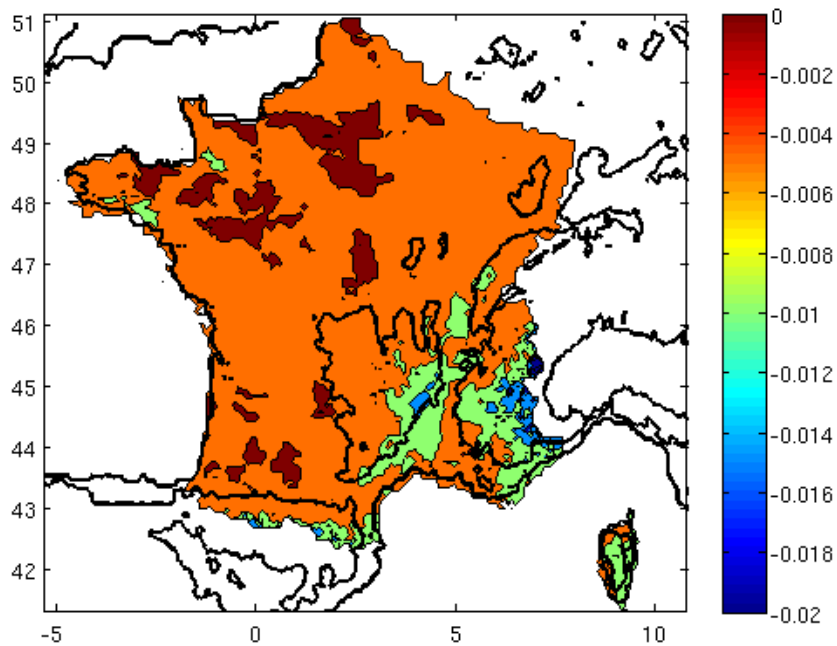


figure 14 : carte de la concavité

De ces cartes, il ressort principalement les reliefs caractérisés par des pentes basses températures élevées, des pentes hautes températures faibles et une concavité négative. Ceci peut-être du aux précipitations neigeuses qui se comportent différemment.

Notons que le sud méditerranéen présente des pentes négatives pour les hautes températures, ce qui semble indiquer une baisse des évènements extrêmes dans le futur

Conclusion

Nous avons vu que la durée des précipitations était faible pour les hautes températures, ce qui explique avec un effet statistique, une pente plus faible des précipitations extrêmes en fonction de la température moyenne pour les hautes températures. Bien que les études se sont tous faites sur la température moyenne, nous avons vu que ce paramètre n'était physiquement pas pertinent et qu'il pouvait changer l'aspect des résultats obtenus. Enfin la cartographie du territoire français fait principalement apparaître les reliefs. Le pourtour méditerranéen semble ne pas être menacé par le changement climatique, mais on doit rester prudent sur ces résultats notamment parce que les précipitations influencent également la température.

Ce stage fut fortement intéressant car il portait sur ma passion pour les orages. On se sent beaucoup plus concerné lorsque l'on cherche quelque chose non seulement pour son travail mais pour sa connaissance personnelle. Le seul souci aura été la distance, habitant au nord de Paris j'ai du faire plus de 1h30 de trajet tous les matins, ce qui à force est usant. La recherche est un travail excitant car les résultats que l'on trouve sont inattendus.

Références :

- Rhys Hardwick Jones et al. (2010). Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity
- Vimal Mishra et al. (2012). Relationship between hourly extreme precipitation and local air temperature in the United States
- Nobuyuki Utsumi et al. (2011). Does higher temperature intensify extreme precipitation?
- Fumiaki Fujibe (2013). Clausius-Clapeyron-like relationship in multidecadal changes of extreme short-term precipitation and temperature in Japan
- P A O'Gorman and C J Muller (2010). How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate change simulations?
- Geert Lenderink et al. (2010). Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes
- J. O. Haerter et al. (2009) . Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type ?
- Quintana-Seguí et al. (2007). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France
- J.P. Vidal et al. (2010). A 50-year resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system
- <http://home.nordnet.fr/dmorieux/phenodangereux01.htm>)
- V. Ducrocq et al. (2014). HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash-flooding in Northwestern Mediterranean
- J.O. Haerter et al. (2010). Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures