



HAL
open science

Changement climatique et risque hydrologique : évaluation de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire

Pierre Brigode

► **To cite this version:**

Pierre Brigode. Changement climatique et risque hydrologique : évaluation de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire. Milieux et Changements globaux. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2013. Français. NNT : . tel-00851384

HAL Id: tel-00851384

<https://theses.hal.science/tel-00851384>

Submitted on 13 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité

Hydrologie de l'extrême

École doctorale Géosciences et Ressources Naturelles

Présentée par

Pierre Brigode

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

**Changement climatique et risque hydrologique : évaluation
de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire**

Soutenue le 11 juillet 2013, devant le jury composé de :

M. Hervé LE TREUT	UPMC, Paris	Président
Mme Anne-Catherine FAVRE	LTHE, Grenoble	Rapporteur
M. Michel LANG	IRSTEA, Lyon	Rapporteur
M. Charles PERRIN	IRSTEA, Antony	Examineur
Mme Christel PRUDHOMME	CEH, Wallingford	Examineur
M. Pierre RIBSTEIN	UPMC, Paris	Directeur de thèse
M. Pietro BERNARDARA	EDF R&D, Chatou	Encadrant de thèse
M. Joël GAILHARD	EDF DTG, Grenoble	Invité

UMR 7619 SISYPHE

4 place Jussieu

75 252 Paris Cedex 05

Géosciences et Ressources Naturelles

4 place Jussieu

75 252 Paris Cedex 05

Version compilée le 11 août 2013.

Remerciements

Lundi 3 juin 2013, 3 heures du matin, conditions idéales pour attaquer les remerciements de ma thèse ; cette partie qui m'obsède nuit et jour depuis l'automne 2010. . . J'aimerais y faire partager l'immense gratitude que j'éprouve pour l'ensemble des personnes qui m'ont accompagné dans cette aventure humaine (et parfois un peu scientifique) qu'est une thèse ! J'annonce donc, je ne serai pas concis : je balance la durée, sans me relire !

Je tiens tout d'abord à remercier les personnes qui me font l'honneur de juger ce travail : Anne-Catherine Favre et Michel Lang, pour avoir accepté le rôle de rapporteurs du manuscrit, ainsi qu'Hervé Le Treut, Charles Perrin et Christel Prudhomme pour en être les examinateurs. J'ai également pu bénéficier des conseils avisés de Julien Boé, Sylvie Parey, Maria-Helena Ramos et Benjamin Renard lors de deux comités de thèse, je tiens donc à les remercier ici.

Le succès d'une thèse tient énormément au triptyque infernal "doctorant-encadrant-directeur". Un grand merci à mes deux encadrants de thèse, Pietro Bernardara et Pierre Ribstein. Et oui, j'ai été choisi pour faire cette thèse grâce à mon prénom. . . Pietro, grazie mille, ton enthousiasme quotidien est incroyable. C'est notamment grâce cette qualité que j'ai pu partir découvrir la Colombie-Britannique, merci beaucoup donc. J'ai beaucoup appris à ton contact. Parmi les choses fondamentales que tu m'as (indirectement) enseignées, je pense tout de suite à la faculté à reconnaître un italien dans une conférence scientifique. Incroyable ! Pierre, je suis toujours aussi impressionné par ta disponibilité de tous les instants, ton écoute et ta diplomatie, ainsi que ta capacité à changer de sujet sans le moindre souci d'adaptation. J'espère ne pas t'avoir causé de tendinite au poignet à force de rajouter des "s" à mes paragraphes non-relus. . . ! C'était un régal d'être ton doctorant.

Je tiens également à remercier les hydrologues de Chatou, que j'ai finalement peu vus sur la fin. Fred, bien sûr, bon courage pour la suite. Marie, oh Marie, merci pour ces expressions si imagées que tu m'as enseignées, et bon vent pour ta nouvelle vie grenobloise. Emma, ton "guinguette" me manque tous les jours. . . J'ai hâte de te l'entendre dire ! Merci bien sûr à Sophie, ma première co-bureau. Je reste toujours vaincu au frisbee n'est-ce pas ? Malgré mon temps de présence plutôt réduit, j'ai beaucoup ri à Chatou, et particulièrement grâce à mes deux compères, Laurent et Germain. Mister Germain, bon vent pour la fin ! Je n'ai jamais osé te le dire, mais je suis terriblement jaloux de tes talents de beatboxer. . . beaucoup moins en revanche de ton répertoire de Francky Vincent ! Monsieur Coron ! Quel choc que cette phrase lâchée il y a deux ans à Vienne ! Ce fut une bien belle surprise ; merci pour ton immense soutien, et pour les bons souvenirs de Vienne ("il y a des lianes !") et du stage de terrain ! Que la force soit avec toi BroDa !

La **Dream Team Générale** de Grenoble m'a également grandement aidé, en m'accueillant à de nombreuses reprises, et en me faisant découvrir l'hydrologie de la "vraie vie", celle sans boîtes à moustaches. Merci à Manu et à Joël, qui m'ont énormément appris et aidé, notamment en (toute) fin de rédaction ou même de l'autre côté de la planète ; ainsi qu'à Fédé et Rémy. . . Joël, je rigole tout seul devant mon écran en t'imaginant réfléchir en déambulant dans les couloirs de la DTG. . . Merci de m'avoir transmis une petite partie de ton immense expertise, j'espère renouveler l'expérience. Manu, j'espère que tu dis bien bonjour à tout le monde le matin. Merci pour les heures que tu as passées à te battre avec des séries autrichiennes belliqueuses, ou autre calage de modèle en des contrées hydrologiquement hostiles ! Tu m'as énormément appris. Fédé, quand tu veux pour une nouvelle soirée parisienne parfumée ! Un grand merci à Anna, compagnon de route, et particulièrement pour cette magnifique descente de la Durance qui a laissé des traces douloureuses pour certain(e)s. . . Bon vent à David bien sûr, ainsi qu'à Thomas, le traître de l'Ultimate. Merci à Monsieur Christian Perret dont j'ai partagé le bureau pendant un mois, aux Mathieu(s), à Cécile, et à Fred. Et, bien sûr, merci au grand Monsieur

Thibault “Oh Puuurééé” Mathevet... Quel personnage! Il ne le sait pas - et il ne faut pas lui dire car cela le réjouirait trop - mais il y a plein de petits Mathevets partout à Paris, empruntant ses nombreuses expressions d’ardéchois... Merci pour tout mon cher Thibault, pour les sauts depuis un arbre sur les experts hydrométéorologues (pardon Rémy), pour les soirées mortelles de Gre, pour les “pssshhhhhhhiiiiiii 10 ans!!!!” chez Mamane...

Je pense également aux Hydrologues Sociaux, avec qui les NASH (Nouvel-An Socialement Hydrologique) et autres rassemblement à la Butte-aux-Cailles sont rarement secs... Merci donc à Monsieur Lobligeois, dont l’énergie débordante est incroyable (attention au contrôle anti-dopage, des consommations abusives de Cocas Viennois sont d’ailleurs suspectées...), à l’immense François Bourgin, qui trouve trop facile de gérer sa propre thèse et préfère donc diriger les orientations hydrologiques de la communauté scientifique internationale, à Damien Lilas et ses superbes expressions “rideau” et “on y est dans 15 minutes” que j’aime tant utiliser désormais (tu me dois un protège-dents salaud), merci à Ioanna pour sa soutenance géniale (oui je sais je n’y étais pas, mais le Mamane était génial et c’est le principal!), à Laure (décidemment pas commode), à Louise, à Anne, à Monsieur Dimitri Defrance (j’espère que tu as arrêté d’arracher des affiches de soirées à Montpellier, car c’est dangereux, surtout avec Claire Magand dans la voiture...) à Vazken et Charles, trop peu souvent sur la Butte ces derniers temps, ainsi qu’à l’ensemble des autres personnes les plus “funs de la terre”... Oh! et puis allez! Merci à Madame E., dont les tentatives infructueuses d’arrachage d’oreilles font encore rire dans les chaumières!

Monsieur Mićović! Cher Docteur Z., je ne vous ferais pas l’affront d’écrire en anglais, puisque vous maîtrisez parfaitement la langue... de Zidane. Vous m’avez énormément appris cher monsieur, et je m’incline devant votre délicatesse et votre sensibilité qui m’inspirent tellement... Mon séjour en Colombie-Britannique fut des plus agréables grâce à vous et aux dames de votre maison, que j’espère revoir bientôt! Pourquoi pas en Serbie? Merci également à Rye, tatoueur-musicien-gangster philippin de son état, pour m’avoir intégré dans ses différentes équipes de basket et sorti de nombreuses fois dans son Hummer, j’avais l’impression d’être dans un clip de rap américain en permanence! Merci à Ralf Merz également, chez qui j’ai passé 3 semaines fort agréables, qui m’ont notamment permis de découvrir la charmante bourgade de Halle...

Encadrer un stagiaire était un de mes objectifs en tant que doctorant. Mon souhait a été exaucé durant l’été 2012, grâce à l’arrivée de Maxime. Et quel stagiaire! Merci pour tout Maxime, tu m’as énormément appris. Je n’ai jamais osé te le dire, mais j’ai eu mes premiers mots de crâne au boulot grâce à toi... Même les experts de la DTG ne me faisaient pas cet effet-là! Quels souvenirs viennois également!

J’en arrive à Sisyphe... Oh mon dieu! Que de gens à remercier... Avant d’entamer les cornichonneries, je me dois de remercier les gens sérieux. Monsieur Oudin tout d’abord. Tout simplement la personne qui m’a fait découvrir l’hydrologie, et qui me l’a fait aimer. Une véritable source d’inspiration (sauf pour les logos). Je rigole encore en me rappelant comme il a su faire semblant de trouver intéressant mes interrogations hydro-climato-castorologiques dans un premier temps, jusqu’à me conseiller de regarder cela plus tard... Bon je l’avoue, j’aime beaucoup tes propositions de logos Ludo, mais ne le dis pas à Paul s’il te plaît... Merci également à Monsieur Le Moine, dont les blagues généralement marmonnées dans son bouc sont toujours à mourir de rire... Ton antichambre me manque Nico, malgré que tu n’aies pas voulu de notre élevage de fourmis! Monsieur Thieu! Quel *plaisir* de te côtoyer cher Vincent, tu as su créer une *chaude* atmosphère au labo depuis ton arrivée, c’est très *agréable*... Merci également à Marie et ses artichauts, à Stéphanie et à Alexia, à Cyrielle et son sac rose, à Psssssss pour sa théorie des épinards à la cantine¹, à Thibault pour sa moustache, à Sarah pour son courage (faire sa thèse dans une grotte haute de 1m, franchement, chapeau, euh casque plutôt!), à Sylvain pour ses paris de bouteille de Champ (beau rasage nocturne Moussu), à Jean-Marie pour sa patience infinie, à Danièle, à Valérie, à Sophie, à Aurélien Campoy, à Djelloul, à Bahar, à Mathieu (très belle souten...

1. [Le chocolat engendre-t-il des tueurs en série?](#)

ZZZZZZZZZZ), à Amadou le gardien du temple, à Wilfried (il y a bien quelqu'un qui s'appelle comme ça au labo n'est-ce pas?), à Nejla, à Jacques le farceur, à Monsieur Meybeck bien sûr, à Camille, au racleur de gorge, à Benjamin AKA le *maître des punchlines à la cantine*, à Monsieur Thiesson bien sûr, à Jamel, à Faycal, à Quentin, à Monsieur Bodet et son sourire permanent, à Sylvain et Roger pour leurs déhanchés de joueurs de flipper, à Nora (j'essaierai de garder une barbe moins négligée à l'avenir), à Valérie, à Dominique, aux Christophes, à Luis, à Agnès, à Josette et Gilles, à Maya, au petit nouveau Gabriel... J'en oublie sûrement !

Et puis il y a le thème CFP, dont l'organigramme est particulièrement flou... Tu sais les organigrammes, ça va, ça vient... J'adresse mes plus respectueux remerciements depuis le piquet de la salle Ténéré au Stradivarius (autoproclamé) du SIG, le dénommé Monsieur Baro, et son double album de répliques cultes, à écouter en boucle. Mon papa serait fier de savoir que tu me surnommes Gaston ! Merci à Farès et à sa folie contagieuse. Julie, tu nous manques ! Je fais parfois sauter les plombs du bureau, mais personne ne me gronde... Mélanoche!!! Ehehehe, ton surnom va passer à la postérité ! Merci pour tout, ton soutien, ton énergie, ton humour et tes algues phosphorescentes!!!! Ça me manque un peu de ne pas te faire des grimaces depuis mon ancien bureau... Maintenant j'ai un mollusque en face de moi... Tiens, un poulpe ! Cher Paul ! Ta force tranquille et ton aura sont une grande source d'inspiration. Et puis quand même, être payé pour dire qu'un paysage est joli ou non, la classe!!! Merci pour tout, notamment ce fou rire d'il y a quelques jours lorsque l'on a porté, sans le savoir, une fourmilière... Adrien AKA Steven Spielberg, le nouveau « *beau gosse / touriste / thésard hydrogéologue / je ne fais pas comme les autres, j'ai un mac* », reviens nous vite ! A peine arrivé, tu repars ! Très chère Juliette, la poésie et la légèreté que tu apportes à notre labo est inestimable... Monsieur Oudet ! Un grand merci à Ugo, mon compagnon depuis le début de l'aventure (moins deux semaines, ahahahahaha). Je ne le montre pas, mais ça me manque énormément de ne plus être dans ton antichambre, de ne plus recevoir tes 40 vidéos par jour, de ne plus te chambrer sur Gmail, de ne plus te jeter des bouts de papier... Mais tu n'es pas naïf, tu le sais tout cela ! Courage pour la suite, tu vas envoyer le gros aligot ! Oh purée Claire Magand ! Mais comment faisait-on au labo quand tu n'étais pas là ! Quelle énergie, quel humour ! Sache que je suis ton plus grand fan, et que je serai un des premiers à acheter un ticket pour ton futur "show" ! Merci également pour ce superbe voyage sur la Durance, quoiqu'un peu douloureux peut être... N'as-tu jamais pensé que ta chère Durance essayait de te dire quelque chose ? Sûrement que tu envoyais l'énorme purée et donc que tu n'avais pas besoin de toutes tes dents... Je finis avec Marie. Tout simplement la colonne vertébrale du 4^{ème} étage. On est pas dupe tu sais, on le sait tous que tu te forces à critiquer, et que tu ne veux pas que ça se sache que tu es d'une gentillesse infinie ! Tu passeras mes respects à Monsieur d'ailleurs, et merci pour tout. Désolé pour les soucis que je t'ai infligés ces dernières semaines... Mais ne t'inquiète pas, ça sera bien pire jusqu'en septembre !

Certains membres du thème CFP sont actuellement en détachement, je ne les oublie pas pour autant ! Merci à Alex le touriste, à Rémi l'estomac sur pattes et à Agnès. Tu m'as bien manqué durant ces derniers jours Agnès, il n'y avait personne pour me flanquer des peurs bleues la nuit à Jussieu. Enfin, deux anciens m'ont tout simplement fait grandir, et je leur dois beaucoup. Très cher Guillaume ! Merde, que de souvenirs ! Merci pour tout : le retour après ta soutenance, tes nombreux soirées de départs, la rencontre avec Monsieur JP "Julio-les-Eglises" chez Sylvain, Berlin 2, Berlin 2.5 (!)... que de souvenirs impérissables, en attendant les suivants ! Et bien sûr, Monsieur François Moussu, mon tout premier idole. Que de souvenirs également ! La lambada berlinoise, bien sûr... Tellement ocre... Les nuits sur ton canapé... Les polos du cousin d'Agnès... Je souris tout seul devant mon PC en me remémorant tout cela... C'est un peu ça François Moussu finalement, une personne qui donne le sourire, tout simplement...

Enfin, il est plutôt rigolo, je trouve, de remercier des gens qui ne liront jamais ces remerciements... Merci donc à Indiana Jones (qui sait d'ailleurs, Harrison Ford pourrait être très intéressé par l'hydrologie de l'extrême après tout). Je ne crois pas me tromper en disant que beaucoup de docteurs lui doivent beaucoup, à lui et à son nom d'artiste... "*Seul le pénitent le passe*" Claire, ne l'oublie

jamais ! J'aimerais également remercier Monsieur David, mon professeur d'histoire en 6^{ème}. Je garde un souvenir impérissable de ses cours d'Égypte ancienne, et de ses punitions magiques "*Je suis un demeuré, que vais-je devenir ?*". . . Ma foi ! La patinoire, V pour Vendetta, la BU de Cergy. . . Merci pour tout mon cher Benoit ! Merci également à Monsieur Hébert, maître de conférences à l'université de Cergy-Pontoise, qui est pour beaucoup dans la poursuite de mes études. Merci bien sûr à Monsieur Benoit Berthier, l'homme qui ne peut s'empêcher d'insulter ses amis dans chacune de ses phrases. Je le mérite sûrement tu me diras. Sinon, je suis champion du Val-d'Oise, tu sais ? Tu es vraiment naze pour choisir des chansons de réveille-matin. . . Bon vent à Alexis et au Nouveau, bien sûr ! Cher Minidoux, il faut qu'on arrive à se revoir ! Merci à Marie, bien sûr. Un gros *chest bump* à Clément AKA le furet, compagnon d'infortunes au collège et au lycée. . . On l'a saigné ce playground du lycée, *all day any day*. C'est tout de même injuste qu'aucun de nous deux n'ait fini en NBA. . . Peut-être qu'un jour une league de nain ouvrira tu me diras. . . Merde Clément, je fais une thèse sur les événements extrêmes, ça te rappelle pas un tennis à Vigny ça ? Qui sait, peut-être que tout a commencé là après tout. . . Et comme j'ai promis de l'écrire : "salut je fais une thèse sur l'hydrologie : l'eau ça s'écoule selon les pentes, merci et au revoir". Merci Mathieu bien sûr, et à ses shoots "can't stop". Il y a l'énergumène Bastien également, un grand frère. Qu'est-ce que je regrette les entraînements Marinois, ainsi que les arbitres du 95 ! A bientôt j'espère cher Bastien ! Et j'y pense, merci à la grande équipe camerounaise de l'Université de Cergy-Pontoise (plus le malgache volant Matthias), pour ces matches contre Polytechnique et autre Supélec, ainsi que pour les tournois nocturnes estivaux à Jouy-le-Moutier. . .

Je tiens également à remercier l'ensemble de la promo HH 2009-2010, et quelle fine équipe ! Chers amis, les soirées et autres week-end en votre compagnie sont de véritables régals (quoique le pastis, j'hésite désormais). Énorme merci à Lila (bon courage, tu vas bientôt pouvoir te la Collet. . . mouahahaha), Pierre-Yves (frimeur va : "je reviens d'Argentine", "je pars au Sénégal", blablabla), Benjy (. . . *somewhere, deep there... I still love you!!!!* *déclamé avec un regard de type Colombie Britannique*), Monsieur Nicolle (je me souviens encore avec émotion de la nuit où nous avons dégonflé le matelas. . . et du coup, *j'me sens... définitivement... comme une bamba triste...*), Camille (bon courage ma chère, tout va bientôt se débouche. . . mouahahaha, quelle finesse, comme toujours !), la petite Célestine et ses 40 sacs (et sa coquetterie dans l'oeil), Solène bien sûr, qui à chaque fois qu'on la revoit nous explose littéralement au frisbee avec son équipe (dopée) de Grenoblois, Cyril, notre photographe national² exilé en Autriche, et le grand Gauthier Rousseau, ce rêveur-poète qui me fait tant rire !

Merci à mes chers parents, qui ont relu avec grande patience et professionnalisme mon manuscrit. Uniquement pour cela ? Non bien évidemment, surtout parce que je leur dois à peu près tout, que je suis tout simplement fier d'eux, et que leur courage est une source d'inspiration constante. Merci à mes petits frères (et oui, vous êtes toujours plus petits, malgré toutes vos prières aux dieux de la croissance, je resterai le grand frère dans tous les sens du terme. . . mouahahaha), qui me manquent souvent, à mon cousin Érik ainsi qu'à mes grands-parents qui m'ont tant appris (désolé Grand-Père, je ne serais *a priori* pas agriculteur, merci Grand-Mère de m'avoir légué bien plus que ton rhume des foins).

Mes derniers mots sont pour ma chère Céline, la personne la plus attentionnée qui existe. Je ne peux écrire à quel point tu m'as aidé et inspiré au quotidien pour venir à bout de ce travail. . . Les plus de trois cents pages qui suivent (et particulièrement les figures ;-)), ce sont aussi les tiennes. Tu n'auras finalement que quelques semaines à supporter mes blagues : "on verra quand tu seras docteur". . . Courage !

Ensuite, un excitant futur s'ouvre à nous !

2. <http://www.imaggeo.net/view/1390>.

Résumé

Depuis 2006, Électricité de France (EDF) applique une nouvelle approche hydroclimatologique de prédétermination des pluies et crues extrêmes, la méthode SCHADEX, pour le dimensionnement des évacuateurs de crues de ses barrages. Dans un contexte de changement climatique global, potentiellement amplificateur de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes, l'application de la méthode SCHADEX en conditions non-stationnaires est un sujet d'intérêt majeur pour les hydrologues d'EDF. Aussi, l'objectif scientifique des travaux de thèse entrepris a été d'évaluer la capacité de la méthode SCHADEX à prendre en compte l'information contenue dans les simulations du climat futur, pour estimer les crues extrêmes du futur. Les difficultés avérées des modèles climatiques et des méthodes de descente d'échelles à simuler des distributions de pluies courantes et extrêmes à l'échelle d'un bassin versant ont été contournées, en développant et en testant de nouvelles approches méthodologiques. De plus, la décomposition des processus générateurs de crues extrêmes proposée par la méthode SCHADEX a été utilisée afin d'incorporer différentes évolutions climatiques simulées, et de quantifier l'impact relatif de ces processus sur l'estimation de débits extrêmes.

La méthode SCHADEX a tout d'abord été appliquée en temps présent dans différents contextes climatiques (France, Autriche, Canada et Norvège), grâce à des collaborations avec plusieurs partenaires académiques et industriels. Une analyse de sensibilité des estimations de crues extrêmes à la variabilité climatique observée a été réalisée sur plusieurs bassins versants. Cette analyse a permis de quantifier, de manière indépendante, le degré de sensibilité des estimations à l'aléa pluie, à la saturation des bassins versants et à la transformation pluie-débit. Les résultats obtenus ont ainsi révélé la grande sensibilité des estimations SCHADEX à l'aléa pluie forte et à la transformation pluie-débit, réalisée par le modèle hydrologique.

S'appuyant sur les résultats de l'analyse de sensibilité, des travaux ont ensuite été réalisés afin d'estimer les évolutions futures des variables clés préalablement identifiées. Des sorties récentes de modèles climatiques (réalisées dans le cadre du projet CMIP5) ont été analysées, et ont permis de déterminer des fréquences d'occurrences futures d'épisodes pluvieux, ainsi que des conditions futures de saturation des bassins versants. L'incorporation de ces séries au sein de la méthode SCHADEX entraîne une diminution non négligeable des débits de crues extrêmes estimés. Dans le but de prédire l'intensité des pluies futures à partir de simulations de températures de l'air, des tests ont été entrepris sur plusieurs centaines de pluies de bassin françaises, afin de relier les températures de l'air observées avec les intensités de pluies extrêmes observées. Les résultats obtenus révèlent une augmentation moyenne de 6% des quantiles de pluies extrêmes par degré d'augmentation de la température de l'air, au pas de temps journalier. Néanmoins, des tests supplémentaires sont nécessaires pour déterminer sur quelles gammes de températures, et à quel pas de temps cette augmentation est valable. Enfin, ces différentes évolutions futures ont été toutes incorporées au sein de la méthode SCHADEX. Cet exercice final a montré la difficulté de quantifier l'impact du changement climatique sur les crues extrêmes, du fait de processus qui s'additionnent (diminution des débits extrêmes due à la fois à l'évolution des fréquences d'occurrences d'épisodes pluvieux et à l'évolution des conditions de saturation des bassins versants) et d'autres qui s'opposent (augmentation des débits extrêmes due à l'augmentation de l'intensité future des épisodes pluvieux).

Si l'analyse de sensibilité des estimations de crues extrêmes a soulevé de nombreuses questions relatives au calage du modèle hydrologique utilisé dans la méthode SCHADEX, la quantification de l'intensité des épisodes pluvieux futurs constitue l'enjeu clé de la prédétermination des pluies et crues extrêmes en contexte de changement climatique.

Avant-propos

Cette thèse a été réalisée d'octobre 2010 à septembre 2013 au sein :

- de l'UMR Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC) à Paris, sous la direction de Pierre Ribstein (professeur à l'UPMC et directeur de l'UMR Sisyphe) ;
- et du Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement (LNHE) d'Électricité de France (EDF) R&D à Chatou, encadrée par Pietro Bernardara (ingénieur-chercheur au LNHE, EDF R&D).

Elle a bénéficiée d'une subvention Convention Industrielle de Formation par la REcherche (CIFRE), accordée par l'Association Nationale de la Recherche et de la Technologie (ANRT) et s'inscrit directement dans le projet Méthodes pour les Agressions D'Origine Naturelle Externe 2010-2013 (MADONE) d'EDF R&D, visant à améliorer les estimations des aléas extrêmes climatiques de dimensionnement et à développer une approche probabiliste d'évaluation des risques/conséquences pour les agressions naturelles externes.

Ces travaux ont été réalisés en collaboration étroite avec le service Développement Mesures et Méthodes (DMM) de la Division Technique Générale (DTG) d'EDF à Grenoble, et s'inscrivent dans plusieurs projets de recherche tels que l'ANR ExtraFlo, l'action européenne COST ES0901 FLOODFREQ et le groupe de travail Dam Safety Interest Group (DSIG) du Centre for Energy Advancement through Technological Innovation (CEATI).

Ce manuscrit de thèse est organisé en six chapitres et est articulé autour de quatre articles (deux publiés, un en révision et un prochainement soumis) ainsi que d'un acte de colloque (accepté).

Introduction générale

"La crue - qui l'eut cru ? - a renouvelé l'intéressante littérature des petites annonces. On peut lire en effet, dans les dernières pages de nos grands quotidiens, des formules de ce genre :

- A l'abri des inondations, beaux appartements meublés, eau à tous les étages...*
- On demande courtiers pour cartes postales vues inondations. Sérieux bénéfices.*
- Monsieur philanthrope procure situation jeunes femmes ou jeunes filles sinistrées. Discretion assurée.*
- Ruiné par inondations, solde pour rien riche mobilier pas touché par eaux.*
- Cloclo à Octave. Impossible venir rendez-vous. Inondée."*

Le Cri de Paris, 13 février 1910.

Contexte général des travaux

La prédétermination des crues est une branche de l'hydrologie occupant les hydrologues du monde entier depuis des décennies. Elle vise à estimer, *pour une section donnée d'un cours d'eau, soit la probabilité de dépassement d'un débit donné, soit, de façon symétrique, le débit ayant une probabilité donnée d'être dépassé. Ces estimations [...] permettent une approche rationnelle des problèmes socio-économiques de dimensionnement d'ouvrages et d'occupation des sols* (Hubert, 2005). En France, les plus grands barrages sont dimensionnés à partir de *crues de projets* de période de retour décenniale, i.e. la valeur de débit instantané ayant une fréquence annuelle de non-dépassement égale à 1/10000, et donc ayant, chaque année, 1 chance sur 10 000 d'être dépassée.

Depuis 2006, les hydrologues d'Électricité de France (EDF) développent et appliquent une nouvelle approche hydroclimatologique de prédétermination des pluies et crues extrêmes, la méthode SCHADEX (Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits Extrêmes, Garavaglia (2011); Paquet et al. (2013)). SCHADEX est la méthode de référence pour l'estimation de crues de projet utilisées pour le dimensionnement des évacuateurs de crues des barrages d'EDF. Cette méthode consiste en un processus de simulation stochastique de crues, visant à croiser exhaustivement l'aléa "pluies fortes" et l'aléa "saturation" du bassin considéré (i.e. simuler la réponse hydrologique de différents types de pluies extrêmes tombant sur différents états de saturation observés). Plus de 80 études de crues extrêmes ont été réalisées en France avec cette méthode depuis 2007 (Paquet et al., 2012). Dans un contexte de changement climatique global, potentiellement amplificateur de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes, l'application de la méthode SCHADEX en conditions non-stationnaires est un sujet d'intérêt pour les hydrologues d'EDF, de plus en plus souvent questionnés sur l'impact du changement climatique sur les pluies et crues extrêmes.

Depuis plusieurs années, chaque événement extrême observé génère des interrogations dans les grands médias : *Est-ce que le réchauffement global influe sur la fréquence des événements climatiques extrêmes ? Est-ce qu'il y a un lien entre le changement climatique et l'intensité des événements climatiques extrêmes ?* Aucune étude scientifique ne semblait avoir statué de manière significative et rigoureuse sur ce sujet. Deux articles - publiés en février 2011 dans la revue *Nature* - ont fait office de premières références démontrant le lien entre le changement climatique d'origine anthropique et les événements climatiques extrêmes (pluies extrêmes (Min et al., 2011) et crues (Pall et al., 2011)). Ces travaux ont été particulièrement relayés par les grands médias, avec des articles aux titres imagés, tels que : *heavy rains linked to humans*³, *a harder rain's gonna fall (and already is)*⁴, *le lien entre inondations et réchauffement est*

3. [The New York Times](#), 16 février 2011.

4. [The New York Times](#), Opinion Pages, 17 février 2011.

démontré⁵ ou encore *une pluie de changements climatiques*⁶. Malgré ces deux articles, les effets du changement climatique sur les événements hydrologiques extrêmes (crues et fortes pluies) sont toujours objets de débat, en particulier en zone tempérée.

En définissant le terme *climat* comme étant l'ensemble des caractéristiques statistiques des différentes variables hydrométéorologiques considérées en un point donné, la crue de projet d'un ouvrage est, par définition, un élément décrivant le climat du bassin versant considéré. L'évolution d'un climat donné se traduit par un changement des grandeurs statistiques le décrivant et implique donc une potentielle évolution de sa valeur de *crue de projet*. Un exemple de changement climatique pourrait être une augmentation de la probabilité d'occurrence des extrêmes. Cette hypothèse implique donc que les crues de projet soient dépassées plus fréquemment qu'elles ne l'ont été dans le passé. Deux options s'offrent alors aux décideurs en charge de la sûreté d'ouvrages : (i) redimensionner les ouvrages selon des crues de projet plus importantes ou (ii) prendre la décision d'accepter une fréquence accrue de dépassement de la crue de projet (WMO, 2009). Dans ce contexte de crues de projets et de changement climatique, l'initiative des Länder du Bade-Wurtemberg et de Bavière (Allemagne du Sud) est notable car rare en son genre à l'heure actuelle. Le projet de recherche KLIWA⁷ a étudié l'impact du changement climatique sur les crues de plusieurs bassins versants d'Allemagne du Sud, et a ainsi défini des "facteurs changement climatique" permettant de déterminer des valeurs crues de projet prenant en compte le changement climatique. Ces facteurs multiplicatifs dépendent de la région et de la période de retour considérée et doivent, depuis juillet 2005, être introduits dans l'estimation des crues de projets en Allemagne du Sud. L'initiative de ces deux Länder marque un premier pas significatif dans le cadre de la prédétermination des crues dans un climat changeant, puisque le changement climatique est explicitement pris en compte lors du dimensionnement d'ouvrage (KLIWA, 2006). Néanmoins, ces facteurs multiplicatifs ont été estimés à partir d'études d'impacts du changement climatique sur les crues courantes, n'approchant que partiellement les différents processus liés au changement climatique et aux extrêmes hydrométéorologiques. Il s'agit donc de coefficients de sécurité plutôt que de véritables valeurs estimées grâce à une méthodologie scientifique complète, visant à quantifier l'évolution future des quantiles extrêmes de débits. Enfin, ces facteurs multiplicatifs valent 1 pour les crues de projets de période de retour supérieures à 1000 ans. De nombreuses questions subsistent donc quant à l'impact de changements climatiques sur l'estimation de crues extrêmes. D'autres pays d'Europe ont également émis des recommandations visant à appliquer des facteurs correctifs liés aux changements climatiques aux estimations de pluies et crues extrêmes (Madsen et al. (2013), table 4.1 page 32).

Cette question générale de l'impact du changement climatique sur les estimations de pluies et crues extrêmes - illustrée sur la figure 0.1 - constitue le coeur des travaux présentés par la

5. Le Monde, 17 février 2011.

6. Agence Science-Presse, le 11 mars 2011.

7. Site internet du projet : <http://www.kliwa.de/>, consulté en juin 2013.

suite. L'objectif scientifique des travaux entrepris est donc d'évaluer la capacité de la méthode SCHADEX à prendre en compte l'information contenue dans les simulations du climat futur pour estimer les crues extrêmes du futur.

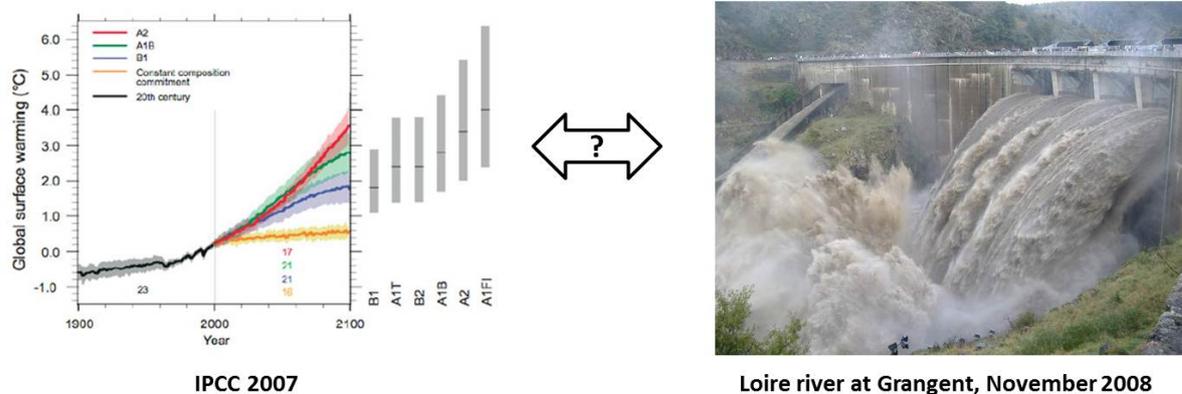


FIGURE 0.1: Illustration du contexte général des travaux entrepris. Photo : L. Moulin.

Organisation du mémoire

Ce mémoire est organisé en six chapitres et est articulé autour de quatre articles (deux publiés, un en révision et un prochainement soumis) ainsi que d'un acte de colloque :

1. Le premier chapitre vise à introduire le contexte général et les objectifs des travaux entrepris, ainsi qu'à expliciter certains choix méthodologiques faits pour répondre à la problématique abordée.
2. Le deuxième chapitre est une présentation complète de la méthode SCHADEX, illustrée avec un exemple, permettant notamment d'identifier les parties de la méthode qui seront étudiées dans la suite des travaux.
3. Le troisième chapitre est une présentation du jeu de données utilisé dans la suite des travaux, à savoir sept bassins versants situés dans différents pays (France, Autriche, Canada et Norvège).
4. Le quatrième chapitre, articulé autour de deux articles (publiés) et d'un acte de colloque (accepté), présente certains résultats obtenus lors de l'application de la méthode SCHADEX dans des contextes climatiques observés autres que français.
5. Le cinquième chapitre, articulé autour d'un article (en révision), présente les résultats d'une analyse de sensibilité des estimations SCHADEX aux données utilisées pour caler les différents modèles constituant la méthode. Cette analyse permet d'identifier les variables et paramètres "clés" de la méthode SCHADEX, afin d'en étudier plus particulièrement les évolutions futures par la suite.

6. Le sixième et dernier chapitre, articulé autour d'un article (prochainement soumis), consiste en l'analyse de l'évolution future des variables "clés" préalablement identifiées, et en la présentation des différentes étapes de la réalisation d'une estimation SCHADEX en incluant des évolutions climatiques simulées.

Enfin, une conclusion générale permet de résumer les principaux résultats obtenus et de lister certaines perspectives associées à ces résultats.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	v
Nuage de mots-clés	vi
Avant-propos	vii
Introduction générale	ix
Contexte général des travaux	xi
Organisation du mémoire	xiii
Table des matières	xv
1 Éléments de contexte et objectifs	1
1.1 Le métier d’hydrologue de l’extrême	3
1.1.1 Estimation de périodes de retour empiriques	3
1.1.2 Les outils de l’hydrologue de l’extrême	5
1.2 Changement climatique et extrêmes hydroclimatiques	8
1.2.1 Méthode d’études d’impacts hydrologiques du changement climatique	8
1.2.2 Spécificité de l’analyse des extrêmes hydroclimatiques	9
1.2.3 Impact du changement climatique sur les crues	12
1.3 Objectifs des travaux	14
1.3.1 Incorporation d’informations simulées par les GCMs dans SCHADEX	14
1.3.2 Choix méthodologiques réalisés	15
1.3.3 Partenariats académique et industriel	15
2 Présentation de la méthode SCHADEX	17
2.1 Introduction	19
2.2 Présentation générale de la méthode	20
2.2.1 Aperçu général	20
2.2.2 Pas de temps considéré lors d’une simulation SCHADEX	22
2.2.3 Episodes pluvieux centrés	22
2.3 Génération d’épisodes pluvieux synthétiques	25
2.3.1 Modèle probabiliste de pluies centrales	25

2.3.2	Modèle probabiliste de pluies adjacentes	34
2.3.3	Modèle probabiliste de pluies antérieures	35
2.4	Transformation pluie-débit	39
2.4.1	Le modèle pluie-débit MORDOR	39
2.4.2	Calage du modèle hydrologique	42
2.4.3	Simulation de la réponse hydrologique à un épisode pluvieux	43
2.5	Représentation de la saturation du bassin versant	45
2.6	Périodes de retour affectées aux crues simulées	48
2.7	L'expertise au sein de la méthode SCHADEX	49
2.8	Ce qui sera étudié par la suite...	50
3	Présentation des données utilisées	51
3.1	Introduction	53
3.2	Caractéristiques générales du jeu de données	54
3.3	Bassins versants français	56
3.3.1	Contexte hydroclimatique	56
3.3.2	Résultats SCHADEX de référence	61
3.3.3	Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes	65
3.4	Bassin versant autrichien	69
3.4.1	Contexte hydroclimatique	69
3.4.2	Résultats SCHADEX de référence	71
3.4.3	Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes	71
3.5	Bassins versants canadiens	75
3.5.1	Contexte hydroclimatique	75
3.5.2	Résultats SCHADEX de référence	79
3.5.3	Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes	79
3.6	Bassin versant norvégien	84
3.6.1	Contexte hydroclimatique	84
3.6.2	Résultats SCHADEX de référence	88
3.6.3	Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes	88
3.7	Paramètres et performances de MORDOR	91
3.8	Conclusion	91
4	SCHADEX Worldwide	93
4.1	Introduction	95
4.2	Classification de types de temps autrichiens	97
4.2.1	Résumé en français	97
4.2.2	Résumé en anglais	98
4.2.3	Introduction	98
4.2.4	Methodology	100

4.2.5	Data	104
4.2.6	Results	105
4.2.7	Conclusions	115
4.2.8	Acknowledgment.	116
4.2.9	Supplément : application de la classification autrichienne	117
4.3	Le modèle MEWP et les oscillations El Niño	118
4.3.1	Résumé en français	118
4.3.2	Résumé en anglais	119
4.3.3	Introduction	120
4.3.4	Methodology	122
4.3.5	Data	128
4.3.6	Results	130
4.3.7	Conclusion	145
4.3.8	Acknowledgements	146
4.3.9	Supplément : impact d'ENSO sur les conditions de saturation	147
4.4	Comparaison d'estimations probabilistes et déterministes	148
4.4.1	Résumé	148
4.4.2	Introduction	149
4.4.3	Méthodes d'estimation de débits extrêmes	150
4.4.4	Deux bassins versants de la côte Pacifique du Canada	151
4.4.5	Résultats	154
4.4.6	Conclusions	157
4.5	Conclusions générales	159
5	Sensibilité des estimations SCHADEX	161
5.1	Introduction	163
5.2	But et résumé de l'article en français	163
5.3	Résumé en anglais	165
5.4	Introduction	166
5.4.1	Uncertainty of Extreme Flood Estimations	166
5.4.2	Classical Flood Frequency Analysis	166
5.4.3	Stochastic Simulation Methods	167
5.4.4	Scope of the Paper	168
5.5	Methodology	170
5.5.1	The SCHADEX Method	170
5.5.2	Sensitivity Analysis Methodology	173
5.6	Data	176
5.6.1	Catchments set and Available Data	176
5.6.2	WP Classifications	177

5.7	Results	179
5.7.1	BS RAIN Experiment	179
5.7.2	BS PROCESS Experiment	186
5.7.3	BS SATURATION Experiment	191
5.7.4	Comparison of the SCHADEX Model Sensitivities	193
5.7.5	BS ALL Experiment	194
5.8	Conclusion	197
5.9	Suppléments	200
5.9.1	Caractéristiques hydroclimatiques des périodes de calages	200
5.9.2	Estimations SCHADEX sur des périodes glissantes	204
5.9.3	Sensibilité des estimations SCHADEX à la classification de types de temps	206
5.10	Conclusions générales	208
6	Estimations de distributions SCHADEX du futur	211
6.1	Introduction	213
6.2	Fréquence des types de temps du futur	214
6.2.1	Résumé en français	214
6.2.2	Résumé en anglais	215
6.2.3	Introduction	215
6.2.4	Methodology	217
6.2.5	Results and discussions	219
6.2.6	Conclusion	222
6.2.7	Simulations SCHADEX avec fréquences futures des types de temps	226
6.3	Intensité des épisodes pluvieux du futur	230
6.3.1	Introduction	230
6.3.2	Méthodologie	234
6.3.3	Données	236
6.3.4	Résultats	239
6.3.5	Conclusion	253
6.3.6	Simulations SCHADEX avec intensités de pluies extrêmes changeantes	254
6.4	Aléa de saturation des bassins versants du futur	257
6.4.1	Introduction	257
6.4.2	Méthodologie	259
6.4.3	Données	260
6.4.4	Résultats	261
6.4.5	Simulations SCHADEX avec saturations futures des bassins versants	280
6.4.6	Conclusion	283
6.5	Paramètres du modèle hydrologique	284
6.6	Simulations SCHADEX du futur	287

Conclusion générale **290**

Références **295**

1

Éléments de contexte et objectifs

"Je tiens à honneur qu'en France les fleuves, comme la révolution, rentrent dans leur lit, et qu'ils n'en puissent plus sortir."

Napoléon III, 1858.

Discours au corps législatif après l'acceptation d'un programme national de protections contre les inondations.

1.1 Le métier d'hydrologue de l'extrême

Le travail d'un "hydrologue de l'extrême" consiste à estimer une valeur de crue de projet (par exemple une crue de période de retour 10 000 ans) sur un bassin versant donné. Pour cela, il s'appuie généralement sur l'analyse fréquentielle de séries de débits observés. Après avoir estimé les périodes de retour empiriques des différents débits observés, il doit extrapoler ces estimations jusqu'aux périodes de retour visées. Du fait de l'utilisation de modèles statistiques pour extrapoler les données observées, la prédétermination des crues a longtemps été la terre de prédilection des hydrologues statisticiens ([Jacquet, 1964](#)).

1.1.1 Estimation de périodes de retour empiriques

Traditionnellement, les séries temporelles les plus utilisées par les hydrologues extrêmes sont les séries de débits maxima annuels et les séries de débits supérieures à un seuil, généralement disponibles au pas de temps journaliers. Les séries de maxima annuels sont constituées par les valeurs maximales de débit observées pour chaque année instrumentée, et les séries de valeurs supérieures à un seuil sont constituées de l'ensemble des débits journaliers supérieurs à ce seuil, préalablement fixé. La distribution des débits forts observés est ensuite estimée à partir de ces échantillons, en triant les séries constituées par ordre croissant et en associant chaque rang à une fréquence empirique (e.g. [Cunnane \(1978\)](#); [Guo \(1990\)](#); [Muller \(2006\)](#)). Malheureusement, la longueur des séries de débits observés est limitée - cette longueur est généralement inférieure ou égale à la cinquantaine d'années en France - et fournit donc des informations limitées sur les distributions de débits extrêmes.

Il est important de noter que la prédétermination de crues constitue un exercice différent en fonction de la période de retour visée. Un simple exercice - proposé par [Gérardin \(2012\)](#) - permet d'illustrer ces différences. Imaginons un hydrologue de l'extrême ayant à sa disposition 60 années d'observations de débits sur le bassin de la rivière Lambda à Béta et devant estimer (i) la crue de période de retour 5 ans (crue quinquennale) et (ii) la crue de période de retour 100 ans (crue centennale) sur ce même bassin versant... Le premier exercice relève de l'interpolation : en moyenne, 12 crues quinquennales ($60/5=12$) ont été observées sur ce bassin versant lors des 60 années instrumentées. En supposant que deux crues quinquennales sont indépendantes l'une de l'autre, la loi de Poisson de paramètre 12 permet d'estimer la distribution du nombre de crues plus que quinquennales susceptibles d'être observées. Cette distribution est illustrée sur la figure 1.1, montrant que le débit quinquennal peut être estimé comme étant le débit atteint par la 12^{ème} crue observée la plus importante du bassin de la Lambda à Béta, avec un intervalle de confiance à 90% allant du débit de la 6^{ème} crue observée au débit de la 18^{ème} crue observée. L'estimation du débit quinquennal, pourtant exercice d'interpolation, se révèle finalement comme étant un exercice incertain, même en faisant l'hypothèse d'indépendance

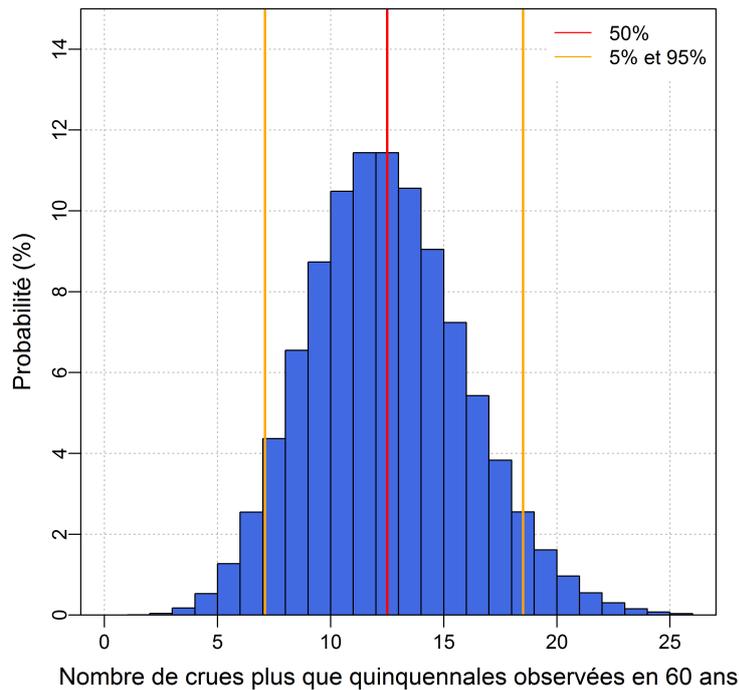


FIGURE 1.1: Loi de Poisson de paramètre 12, permettant d'estimer le nombre moyen de crues plus que quinquennales observées en 60 ans.

des crues entre elles. Cette incertitude est d'ordre statistique, et est liée à l'observation de la variable *débit* sur un intervalle de temps court : plus le rapport D/T (D étant la longueur de la série observée et T la période de retour visée) devient grand comparativement à 1, plus cette incertitude diminue. Le deuxième exercice (estimation de la crue centennale) relève de l'extrapolation : 0.6 crues (60/100) plus que centennales ont été observées en moyenne sur le bassin versant de la Lambda à Béta lors des 60 années instrumentées. Plus exactement, la loi de Poisson de paramètre 0.6 montre qu'il y a une probabilité de 55% de n'avoir observé aucune crue centennale durant les 60 années considérées, une probabilité de 33% d'en avoir observé une, une probabilité de 10% d'en avoir observé deux, etc. Il semble donc difficile d'estimer le débit centennial du bassin versant de la Lambda à Béta en utilisant directement les 60 années de débits observés. Cette difficulté, liée à l'incertitude d'échantillonnage, est une limite importante au travail d'un hydrologue de l'extrême devant estimer des périodes de retour empiriques, même pour des périodes de retour peu élevées. À ces incertitudes d'ordre statistique, il est important de noter que s'ajoute une incertitude de mesure du débit (appelée incertitude métrologique). En effet, la mesure du débit lors d'épisodes de crues est particulièrement difficile, du fait des mauvaises conditions climatiques, de la dangerosité de la mesure, du débordement de la rivière du lit majeur, de la détérioration de la station de mesure, de la non-validité de la courbe de tarage, etc. Lang et al. (2010) ont ainsi montré qu'un nombre significatif de stations françaises de mesure de débits ne sont plus jaugées au-delà de la crue de période de retour deux ans.

1.1.2 Les outils de l'hydrologue de l'extrême

Afin d'estimer la période de retour de crues particulières (crues centennales, millénales ou encore décamillénales), l'hydrologue de l'extrême a plusieurs outils à sa disposition, développés depuis plusieurs décennies. Deux grandes familles de méthodes existent dans la littérature : les *méthodes déterministes* - généralement utilisées par les hydrologues de l'extrême anglo-saxons - et les *méthodes probabilistes*. Les méthodes déterministes (PMF pour Probable Maximum Flood en anglais, et ses nombreuses évolutions) se proposent d'estimer le débit de crue maximal pouvant être observé sur le bassin versant étudié, en combinant de manière défavorable - mais crédible - des situations hydrométéorologiques observées ou extrapolées à leur maximum supposé (par exemple la considération d'un épisode pluvieux extrême centré sur le bassin étudié, tombant sur des sols d'ores et déjà saturés en eau, car faisant suite à de longues périodes pluvieuses). Les méthodes probabilistes visent quant à elles à définir la distribution de probabilités des crues extrêmes sur le bassin versant étudié, et donc à associer une période de retour aux valeurs de débits extrêmes. Seules les différentes méthodes probabilistes seront détaillées par la suite, en les divisant en deux classes : les *méthodes probabilistes utilisant uniquement des séries de débits* et les *méthodes probabilistes utilisant à la fois des séries de pluies et de débits*.

1.1.2.1 Méthodes probabilistes utilisant uniquement des séries de débits

Traditionnellement, l'analyse fréquentielle des crues consiste en l'ajustement d'une loi de distribution statistique théorique à la série de débits observés en un point (*analyse fréquentielle locale*), en utilisant la théorie des valeurs extrêmes (Fréchet, 1927; Gumbel, 1958). Cette analyse fréquentielle repose sur les hypothèses d'indépendance, de stationnarité, d'homogénéité et de caractère aléatoire de la série de débit considérée, hypothèses rarement vérifiées en hydrologie (Klemeš, 2000a,b). L'analyse fréquentielle locale étant limitée à l'étude de séries longues de quelques dizaines d'années, des *analyses fréquentielles régionales* ont été proposées afin d'augmenter la taille de l'échantillon étudié. Les analyses régionales visent à réaliser une analyse fréquentielle des crues à l'échelle d'une région hydrologiquement "homogène", et non plus en un seul point. Il s'agit de considérer plusieurs stations de mesures afin de consolider l'analyse fréquentielle, ce qui peut s'avérer particulièrement intéressant dans le cas d'une station ou d'un bassin versant avec peu ou pas de données observées (e.g. Gaume et al. (2010)). Enfin, une *approche dite historique* est également utilisée afin d'augmenter la taille des échantillons étudiés. L'approche historique consiste à inclure des données associées à des crues historiques dans une analyse fréquentielle classique. Ces données peuvent être issues de reconstitutions climato-hydrologiques et hydrauliques d'épisodes historiques, d'estimations de débits à partir de laisses de crues, etc. (e.g. Naulet et al. (2005); Payrastre (2005)). Enfin, des données "naturalistes" peuvent également être utilisées, informations obtenues grâce à des approches

hydro-géomorphologiques (e.g. [Masson et al. \(1996\)](#)) ou paléo-hydrologiques (e.g. [Benito et al. \(2004\)](#)).

1.1.2.2 Méthodes probabilistes utilisant à la fois des séries de pluies et de débits

Certaines méthodes d'estimation des débits extrêmes se basent à la fois sur une série de débits observés et sur une série de pluies observées. En effet, il paraît censé, pour les hydrologues de l'extrême, de faire l'hypothèse que l'interception (la pluie qui n'atteint jamais le sol) est bornée, et donc que la distribution des pluies extrêmes d'un bassin versant constitue une borne supérieure de la distribution des débits extrêmes de ce même bassin versant, au-delà d'une certaine période de retour. La méthode du GRADEX (GRADient des valeurs EXtrêmes, développée par les hydrologues de l'extrême d'EDF, [Guillot & Duband \(1967\)](#)) est principalement construite autour de cette hypothèse, tout comme le modèle AGREGEE ([Margoum, 1992](#); [Margoum et al., 1994](#)).

Des méthodes plus sophistiquées de *simulation stochastique de crues* (stochastic simulation method en anglais, [Boughton & Droop \(2003\)](#)) sont de plus en plus utilisées par les hydrologues de l'extrême. Ces approches sont basées sur l'analyse fréquentielle de séries de débits simulées par un modèle hydrologique, forcé par des séries de pluies simulées (e.g. [Calver & Lamb \(1995\)](#); [Franchini et al. \(1996a\)](#); [Cameron et al. \(1999c\)](#); [Blazkova & Beven \(2002\)](#); [Sivapalan et al. \(2005\)](#); [Hingray & Mezghani \(2008\)](#)), et sont généralement constituées d'un générateur de pluie couplé à un modèle hydrologique. Deux types de méthodes de simulation stochastique existent :

- Les méthodes de *simulation stochastique événementielle*, dans lesquelles le modèle hydrologique est forcé par des épisodes pluvieux discontinus, afin de simuler des épisodes de crues (e.g. méthode utilisée pour les estimations de crues de projet en Suède ([Bergström et al., 1992](#)), et méthode utilisée par le Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE¹) utilisant le modèle hydrologique PQRUT ([Wilson et al., 2011](#))).
- Les *méthodes de simulation stochastique continue*, dans lesquelles le modèle hydrologique est forcé par une série continue de pluies, afin de simuler une série continue de débits (e.g. le modèle SHYPRE ([Arnaud & Lavabre, 2002](#)) et le modèle SHYREG ([Aubert, 2012](#))), produisant de très longues séries de débits, censées être produites par les principaux mécanismes hydroclimatiques à l'origine des crues ([Lamb, 1999](#)).

Les méthodes de *simulation stochastique continue* représentent les différentes conditions de saturation du bassin versant considéré grâce aux chroniques continues de pluies simulées, qui sont utilisées en entrées d'un modèle hydrologique. Les générateurs de pluies doivent, de ce fait, produire des séries de pluies représentant de manière satisfaisante plusieurs caractéristiques des séries de pluies observées, notamment les alternances de périodes pluvieuses et de périodes

1. <http://www.nve.no/en/>, consulté en juin 2013.

sèches. Ces méthodes proposent donc des estimations de crues extrêmes basées sur une décomposition en deux parties des processus modélisés générateurs de crues extrêmes : l'aléa pluie forte, représenté avec un générateur de pluie, et la transformation pluie-débit, représentée avec un modèle hydrologique.

La méthode SCHADEX est généralement décrite comme une méthode de *simulation stochastique semi-continue*, puisqu'étant entre les méthodes de type continu et celles de type événementiel (Paquet et al., 2013). En effet, des épisodes pluvieux synthétiques sont insérés (indépendamment les uns des autres) dans une série de pluies observées, avant d'être utilisés en entrée d'un modèle hydrologique. Cette méthode permet la simulation de crues générées par de nombreux types d'épisodes pluvieux, croisés avec l'ensemble des conditions de saturation observées sur le bassin versant étudié. Les conditions de saturation du bassin versant sont décrites de manière continue par le modèle hydrologique grâce aux séries (de pluies et de températures) observées, ce qui permet une représentation réaliste de la saisonnalité ainsi que des alternances de périodes pluvieuses et de périodes sèches. La réponse hydrologique associée à de très nombreux épisodes pluvieux synthétiques différents (épisodes d'intensité courante jusqu'à des intensités extrêmes) est simulée pour l'ensemble des conditions de saturation de bassin versant observées, sans faire d'hypothèse de distribution théorique des conditions de saturations précédant les épisodes pluvieux. Cette méthode permet de s'affranchir de l'utilisation (complexe) d'un générateur de pluies continu pour chaque bassin versant étudié, et propose une décomposition en trois parties des processus modélisés à l'origine de crues extrêmes : l'aléa pluie forte, représenté avec un générateur de pluie, l'aléa de saturation des bassins versants, représenté avec une chronique hydroclimatologique et la transformation pluie-débit, représenté avec un modèle hydrologique.

En résumé, il existe une grande diversité de méthodes de prédétermination des débits extrêmes, et aucun consensus ne semble émerger à l'échelle internationale. Néanmoins, plusieurs projets d'intercomparaison de méthodes de prédétermination sur des jeux de données communs sont en cours, proposant des méthodologies de comparaison à l'échelle nationale (projet ExtraFlo² (Lang et al., 2013)), européenne (action COST FLOODFREQ³ (Salinas et al., 2013)) ou même internationale (groupe de travail DSIG (Dam Safety Interest Group⁴) du Centre for Energy Advancement through Technological Innovation⁵).

2. <https://extraflo.cemagref.fr/>, consulté en juin 2013.

3. <http://www.cost-floodfreq.eu/>, consulté en juin 2013.

4. <http://www.ceati.com/collaborative-programs/generation/dam-safety>, consulté en juin 2013.

5. <http://www.ceati.com/>, consulté en juin 2013.

1.2 Changement climatique et extrêmes hydroclimatiques

1.2.1 Méthode d'études d'impacts hydrologiques du changement climatique

L'impact des changements climatiques sur l'hydrologie des bassins versants est généralement étudié à travers une longue et complexe chaîne de modélisation, initiée par les climatologues modélisant le climat à l'échelle globale et poursuivie par les hydrologues modélisant le cycle hydrologique et ses différents composants à l'échelle du bassin versant. L'ensemble de cette chaîne peut être résumé en quatre grandes étapes :

1. Plusieurs scénarios d'émissions de gaz à effet de serre sont proposés par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) à partir de prospectives socio-économiques de développement.
2. Ces scénarios sont utilisés en entrée de différents modèles de circulation globale (GCM pour Global Circulation Model), outils numériques développés par les climatologues pour simuler le climat à l'échelle globale.
3. Les sorties de GCMs sont mises à l'échelle de travail des hydrologues grâce à des méthodes dites de descente d'échelle, visant à transformer les sorties disponibles sur des grilles de l'ordre de 40 000 [km²], en sorties à l'échelle de surface de bassins versants, soit quelques centaines ou milliers de [km²]. Deux grandes familles de descentes d'échelles existent : les *descentes d'échelles statistiques*, utilisant une relation empirique entre les sorties de GCMs et les observations établies sur une période commune de calage, et les *descentes d'échelles dynamiques*, utilisant un modèle climatique régional (RCM pour Regional Circulation Model) possédant une résolution spatiale plus fine que les GCMs. Les méthodes de descente d'échelle sont généralement complétées par des procédures de corrections de biais.
4. Les sorties climatiques des GCMs ou des RCMs (généralement des séries temporelles de pluies et de températures), désormais à l'échelle du bassin versant, sont transformées en débits grâce à un ou plusieurs modèles hydrologiques, préalablement calés sur une période observée.

Les débits futurs simulés par les différents modèles hydrologiques considérés sont finalement analysés et comparés avec les débits simulés sur la période présente selon plusieurs critères statistiques, choisis selon l'objectif de l'étude menée (étudier l'impact du changement climatique sur les débits d'étiages, étudier l'impact du changement climatique sur le module, etc.). Dans le cadre général de l'étude d'impact du changement climatique sur les crues, les maxima annuels des débits futurs simulés en sortie de chaîne de modélisation (e.g. sur la période 2070-2100) peuvent être extraits puis comparés à ceux simulés sur la période observée (e.g. 1970-2000). Par exemple, Köplin et al. (2013) ont appliqué cette chaîne de modélisation sur 189 bassins

versants suisses afin de discuter du changement de saisonnalité et d'intensité des crues dans le futur.

Chaque étape de cette chaîne de modélisation est soumise à des incertitudes, schématisées sur la figure 1.2. La contribution relative de chaque étape à l'incertitude générale obtenue en fin de chaîne est difficile à estimer. Plusieurs études ont tenté de hiérarchiser ces différentes étapes : l'incertitude liée à l'utilisation de différents GCMs et de différentes méthodes de descente d'échelles est généralement considérée comme la plus importante (Prudhomme et al., 2003; Wilby & Harris, 2006; Chen et al., 2011; Prudhomme & Davies, 2009a,b; Arnell, 2011; Teng et al., 2012), même si l'incertitude liée aux paramètres des modèles hydrologiques est également non négligeable (e.g. Vaze et al. (2010); Merz et al. (2011); Poulin et al. (2011); Brigode et al. (2013c)).

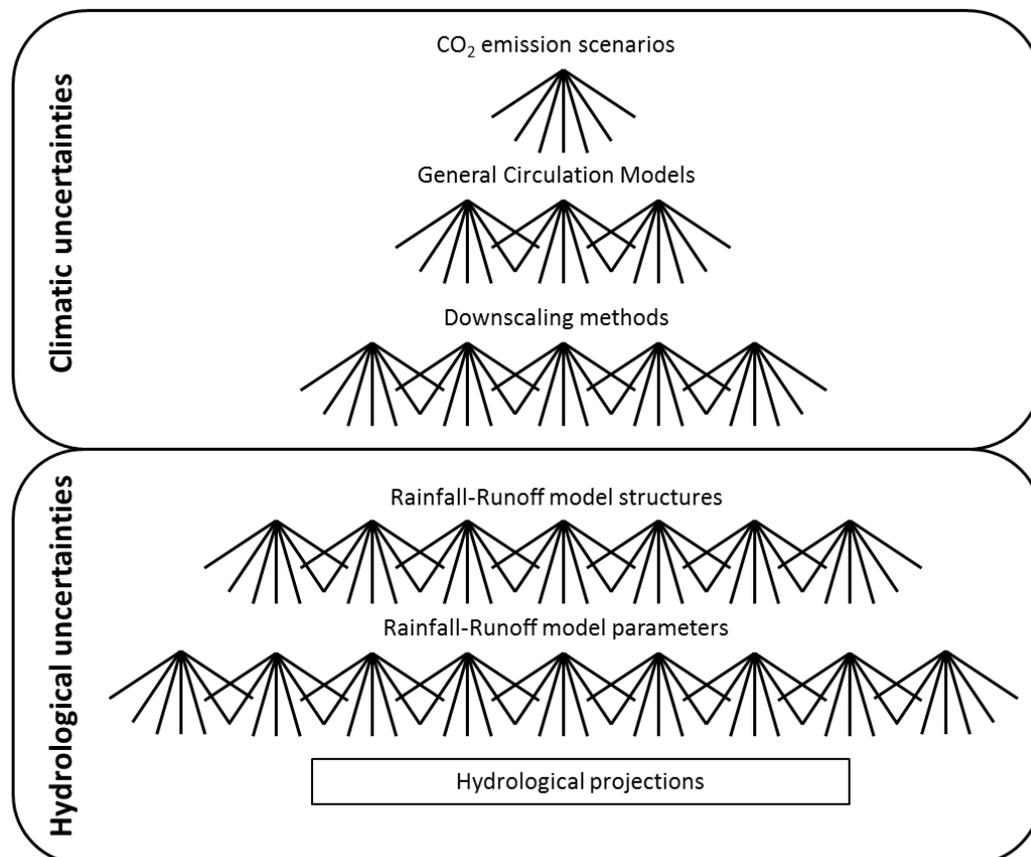


FIGURE 1.2: Représentation graphique de la cascade des incertitudes associées aux projections hydrologiques réalisées dans le cadre d'études d'impacts hydrologiques du changement climatique. Tiré de Brigode (2010).

1.2.2 Spécificité de l'analyse des extrêmes hydroclimatiques

Il est important de préciser la spécificité des études d'impact des changements climatiques sur les crues extrêmes. S'il existe, à l'heure actuelle, une différence significative entre les échelles

de travail des climatologues globaux et celles des hydrologues, ce contraste est particulièrement important dans le cas des hydrologues extrêmes. Même si la résolution spatiale des GCMs s'est considérablement améliorée ces dernières années, les sorties des GCMs sont généralement discrétisées sur des mailles de 200 [km] par 300 [km], soit 60 000 [km²] (Meehl et al., 2007). Il est important de rappeler que les GCMs ont été conçus pour décrire le climat global à l'échelle synoptique. De telles résolutions spatiales ne permettent pas de décrire les structures spatiales de températures et de précipitations dans des régions à topographie complexe telles que les Alpes. De plus, la représentation des circulations atmosphériques locales (des systèmes convectifs de méso-échelle par exemple) et des processus à haute fréquence temporelle (l'intensité des pluies par exemple) par les GCMs est insuffisante (Le Treut et al., 2008). De ce fait, les GCMs ne peuvent donner d'information fiable sur les situations générant des extrêmes hydrométéorologiques (Prudhomme et al., 2002; Christensen & Christensen, 2003; Christensen et al., 2007). Les figures 1.3 et 1.4 permettent d'illustrer ces différences d'échelles spatiales considérées. La figure 1.3 présente ainsi une comparaison entre la pluie moyenne hivernale du Royaume-Uni simulée par un GCM et par un RCM à deux résolutions spatiales différentes, avec une réanalyse d'observations. La figure 1.4 illustre, quant à elle, comment la topographie du Sud de la France est vue par le GCM IPSL-CM5A-LR (Marti et al., 2010), utilisé dans le cadre du projet (en cours) d'intercomparaison de modèles climatiques CMIP5 (Taylor et al., 2012). Ces illustrations montrent clairement la nécessité d'utiliser des méthodes de descente d'échelle, notamment lors de l'étude d'extrêmes hydrométéorologiques.

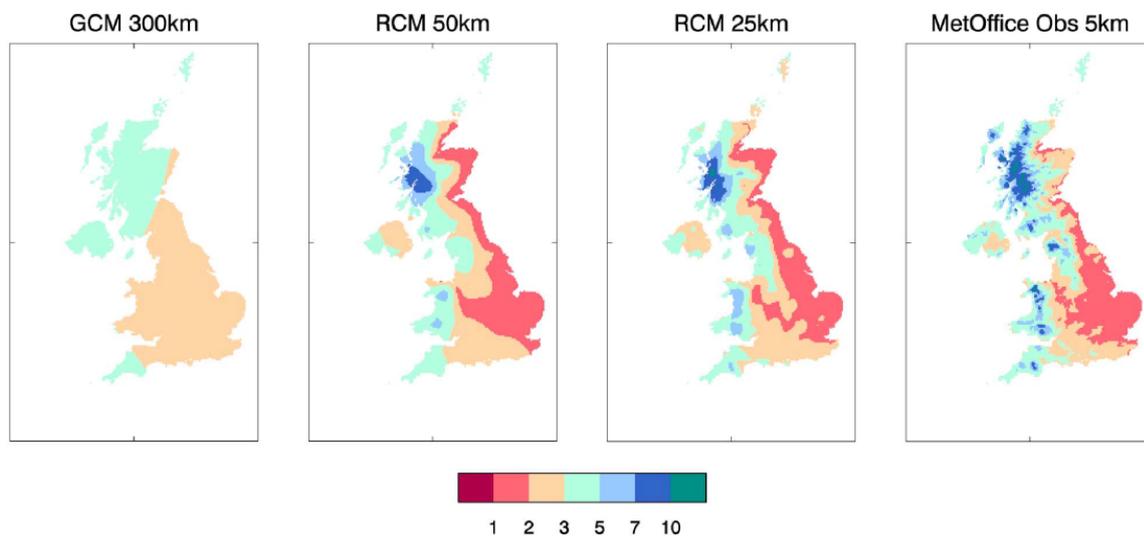


FIGURE 1.3: Précipitations hivernales moyennes du Royaume-Uni (en [mm/j]) simulées par le GCM du Hadley Centre HadCM3 et par le RCM HadRM3 aux résolutions 50 et 25 [km], comparées avec une réanalyse d'observations, pour la période 1961-2000 (Buonomo et al., unpublished data, 2009). Tiré de Maraun et al. (2010).

Dans leur revue récente de la littérature sur la descente d'échelle des précipitation, Maraun et al. (2010) ont mis en évidence plusieurs limites aux méthodes actuelles, notamment l'incapacité des méthodes statistiques comme dynamiques à reproduire les systèmes convectifs induisant

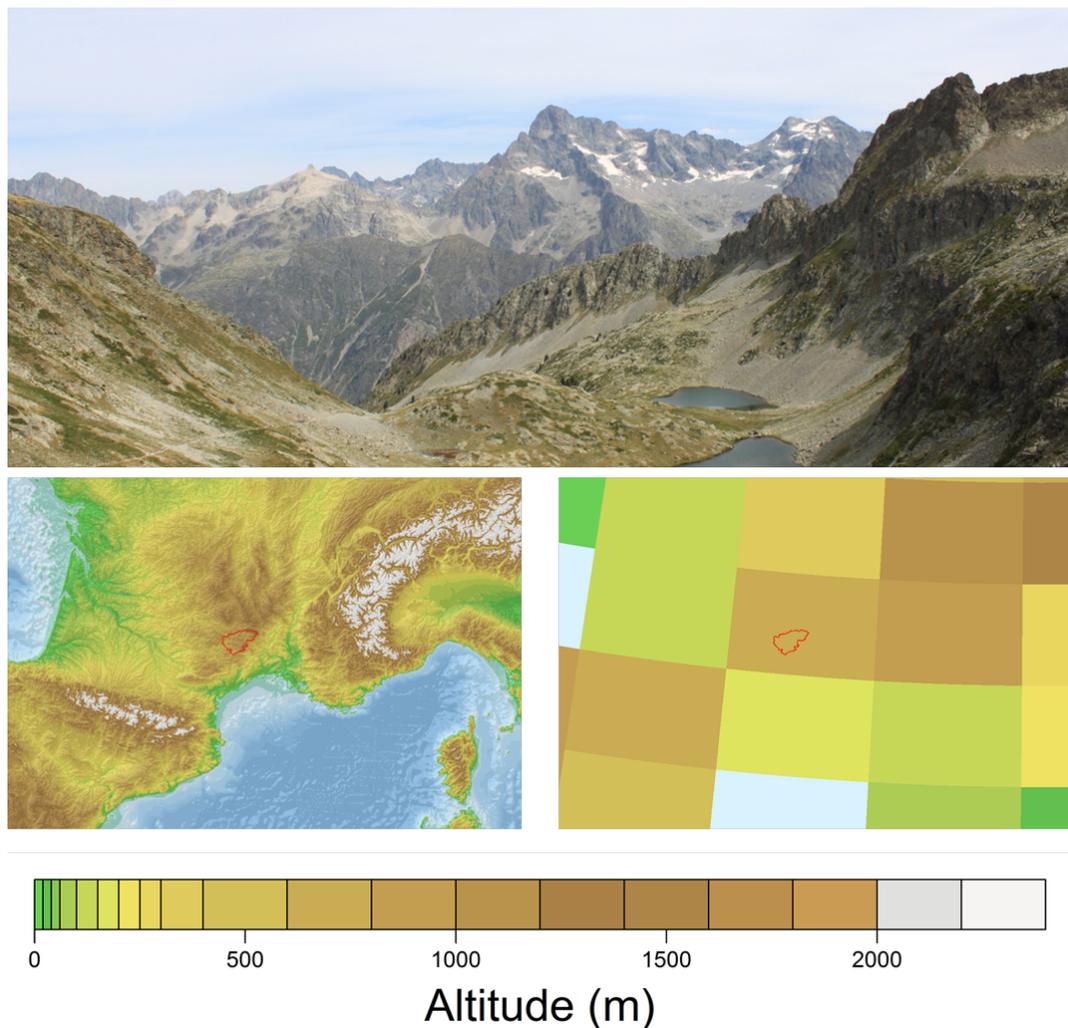


FIGURE 1.4: La topographie "réelle" et celle vue par un GCM : Hautes-Alpes, été 2012 (haut), le Sud de la France vu par un MNT classique de résolution 90 [m] (SRTM 90m, [Jarvis et al. \(2008\)](#)) (bas gauche) et vu par le GCM IPSL-CM5A-LR ([Marti et al., 2010](#)) (bas droite). Le contour du bassin versant du Tarn à Millau (2170 [km²]) est également représenté.

des épisodes pluvieux intenses, observés en été et en automne en France par exemple. Ce type d'épisodes pluvieux très intenses est généralement à l'origine de crues dévastatrices sur de petites échelles spatiales (e.g. [Berne et al. \(2009\)](#) pour deux épisodes de l'année 2002). Or, l'aléa hydrologique de certaines régions, telles que la région Cévennes-Vivarais en France, est entièrement "piloté" par ce type d'épisodes locaux, couplé à des pluies orographiques. *Quel est l'impact du changement climatique sur les crues extrêmes de la région Cévennes-Vivarais ?* Tenter de répondre à cette question en utilisant des sorties de GCMs ayant subi une étape de descente d'échelle, mais ne représentant pas d'épisodes convectifs, semble donc être peu crédible. Néanmoins, une étude à l'échelle synoptique des épisodes pluvieux intenses observés permet, dans un premier temps, d'identifier les situations responsables de forts cumuls ([Boudevillain et al., 2009](#)). Les sorties de GCMs peuvent donc être évaluées à l'échelle synoptique (en considérant des champs de pression simulés par exemple) en termes de fréquences d'occurrences

des situations particulières identifiées. Pour évaluer l'intensité des épisodes pluvieux du futur, [Ricard et al. \(2009\)](#) proposent de sélectionner plusieurs situations synoptiques simulées par les GCMs (en termes de similarité avec des situations observées ayant générées des épisodes pluvieux intenses) et d'utiliser un modèle à résolution spatiale fine (le modèle Mésos-NH, aux résolutions comprises entre 10 et 2.5 [km], [Lafore et al. \(1997\)](#)) pour simuler des champs de pluies associées.

En résumé, la "validité" des sorties de GCMs ou de RCMs pour l'étude d'impact du changement climatique sur les extrêmes hydrométéorologiques dépend fortement de l'échelle spatiale considérée, et donc de la taille des bassins versants étudiés. L'étude des crues futures de grands fleuves, tels que la Seine (plus de 78 000 [km²]) ou le Rhin (plus de 180 000 [km²]), grâce aux sorties de GCMs ou de RCMs semble en effet beaucoup plus réalisable et crédible que l'analyse des crues futures de bassins versants de tailles inférieures à 1000 [km²].

1.2.3 Impact du changement climatique sur les crues

Les effets du changement climatique sur les événements hydrologiques extrêmes (crues et fortes pluies) sont toujours objets de débat, en particulier en zone tempérée. Le consensus de la communauté scientifique n'est pas encore acquis : si l'augmentation des températures est d'ores et déjà observable (e.g. [Spagnoli et al. \(2002\)](#)) - tout comme certains effets sur le cycle hydrologique tels que le décalage temporel de l'onde de fonte de bassins de montagne (e.g. [Adam et al. \(2009\)](#); [Bard et al. \(2012\)](#)) - les effets de cette tendance sur les crues extrêmes ne sont pas encore suffisamment clairs. Recherchant à l'échelle du territoire français d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques, [Renard \(2006\)](#) n'a pas mis en évidence de tendance significative à l'échelle nationale, malgré quelques relations significatives régionalement (dans les Alpes et le nord-est de la France). A l'échelle d'un bassin versant, les sources potentielles de changements hydrologiques sont très nombreuses (variabilité naturelle du climat, problèmes météorologiques, changement d'usage du sol, aménagements hydrauliques, etc.), ce qui rend la tâche d'identification de la cause d'un changement observé particulièrement difficile.

Le cycle hydrologique semble néanmoins s'intensifier avec l'augmentation de la température observée durant ces dernières décennies ([Huntington, 2006](#)). La relation de Clausius-Clapeyron permet d'estimer la quantité de vapeur admissible par une masse d'air en fonction de sa température, et peut donc être utilisée pour quantifier l'augmentation potentielle de l'intensité des épisodes pluvieux en fonction de la température de l'air ([Trenberth et al., 2003](#)). Cette évolution de l'intensité des pluies fortes, couplée avec des effets conjoints de la température sur la fonte des neiges, pourrait donc générer des crues plus importantes dans le futur. L'augmentation de l'évapotranspiration potentielle pourrait néanmoins compenser une partie de ces évolutions. Si peu d'études d'impacts du changement climatique sont focalisées sur les crues ([Quintana Seguí](#)

[et al., 2011](#)), une grande incertitude a généralement été mise en évidence lors de la quantification des fréquences et intensités futures des crues. Cette incertitude est essentiellement due aux difficultés inhérentes aux GCMs, puis aux différentes méthodes de descente d'échelles à reproduire les épisodes de pluies extrêmes ([Prudhomme et al., 2011](#)).

1.3 Objectifs des travaux

1.3.1 Comment incorporer les informations simulées par les GCMs dans SCHADEX ?

L'utilisation d'une méthode de simulation stochastique de crue basée sur une modélisation pluie-débit permet d'évaluer indépendamment la part de deux "processus" - l'aléa pluie forte et la transformation pluie-débit - sur les distributions de crues extrêmes simulées. La méthode de simulation stochastique semi-continue SCHADEX permet quant à elle une décomposition supplémentaire, avec l'utilisation d'une chronique hydroclimatique observée pour représenter les conditions de saturation des bassins versants. Cette décomposition en trois parties (aléa pluie forte, aléa saturation des bassins versants et transformation pluie-débit) des estimations de crues extrêmes est au coeur des travaux entrepris.

Le premier objectif consiste en la réalisation d'une analyse de sensibilité des estimations de crues extrêmes à la variabilité climatique observée de l'aléa pluie forte, de l'aléa saturation des bassins versants et de la transformation pluie-débit. Pour cela, des estimations de crues extrêmes où seule une des trois parties est modifiée sont réalisées. Par exemple, *toutes choses étant égales par ailleurs*⁶, seul le paramétrage du modèle hydrologique utilisé pour transformer la pluie en débit est changé pour réaliser plusieurs estimations de crues extrêmes. Cette analyse décomposée permet de mettre en évidence les sensibilités relatives des estimations SCHADEX de crues extrêmes, et de répondre à des questions telles que : comment la méthode SCHADEX transforme un changement de fréquence d'occurrence de types de temps en débits extrêmes ? Quel impact sur la distribution des débits extrêmes la méthode SCHADEX simule-t-elle en considérant différentes conditions de saturation des bassins versants ?

Le second objectif des travaux entrepris consiste en l'incorporation d'informations issues de simulations climatiques futures dans la méthode SCHADEX. Cette étape s'appuie fortement sur les résultats de l'analyse de sensibilité réalisée en amont. Ainsi, des évolutions futures de différentes variables identifiées comme importantes par l'analyse de sensibilité seront tour à tour incorporées dans la méthode SCHADEX, afin de quantifier l'impact de chaque composante considérée sur l'estimation de débits extrêmes. Il est important de préciser que les travaux entrepris sont principalement méthodologiques, et visent à proposer des outils et méthodes quantifiant la sensibilité des estimations de crues extrêmes en contexte de variabilité climatique observée et future, et permettant d'incorporer des informations issues de simulations climatiques futures dans une méthode de prédétermination des débits extrêmes.

6. Expression traduisant la locution latine *ceteris paribus sic stantibus*, utilisée, selon Wikipedia, en sciences économiques, quand, dans un modèle théorique, l'influence de la variation d'une quantité sur une autre est examinée, à l'exclusion de tout autre facteur.

1.3.2 Choix méthodologiques réalisés

Une originalité importante des travaux présentés par la suite consiste en l'absence d'utilisation des pluies simulées par les GCMs : l'ensemble des projections climatiques sera réalisé en utilisant d'autres variables climatiques simulées, à savoir des hauteurs de géopotential à différents niveaux et des températures de l'air. Ces variables sont *a priori* bien reproduites par les GCMs (Räisänen, 2007). Les hauteurs de géopotential, ou champs de pression, sont des variables descriptives de plus en plus utilisées par les hydrologues, expliquant la distribution spatiale des pluies (e.g. Yarnal et al. (2001); Littmann (2000)), permettant de discuter de la saisonnalité des crues (e.g. Parajka et al. (2010); Prudhomme & Geneviev (2010)), ou encore utiles pour la descente d'échelle (e.g. Boé & Terray (2008); Bárdossy & Pegram (2011)). Ce choix a été particulièrement motivé par les échelles spatiales et contextes hydroclimatiques appréhendés lors de l'application de la méthode SCHADEX, à savoir des bassins versants de petites tailles (généralement inférieures à 2000 [km²]) sujet à des épisodes pluvieux intenses.

1.3.3 Partenariats académique et industriel

Plusieurs collaborations avec des partenaires étrangers ont permis d'appliquer la méthode SCHADEX dans différents contextes hydroclimatiques, mais également dans différents cadres scientifiques (échanges avec des universitaires et des hydroélectriciens). Une collaboration avec l'Institute of Hydraulic Engineering and Water Resources Management⁷ de l'Université de Vienne et avec l'Helmholtz Centre for Environmental Research (UFZ⁸) de Halle en Allemagne a permis d'obtenir les données d'un bassin versant situé en Autriche. Une autre collaboration avec le Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE⁹) a quant à elle permis d'ajouter un bassin versant norvégien à l'échantillon de bassins étudiés. Ces deux collaborations s'inscrivent dans le cadre général de l'action COST FLOODREQ, projet visant à comparer et évaluer un grand nombre de méthodes d'estimation des débits extrêmes sur un large échantillon de bassins versants européens. Enfin, une collaboration avec BC Hydro¹⁰, hydroélectricien de la province canadienne de Colombie-Britannique, a permis d'ajouter deux bassins versants situés sur la côte Pacifique du Canada à la base de données étudiée. Cette collaboration s'inscrit dans le cadre du groupe de travail DSIG du Centre for Energy Advancement through Technological Innovation, composé principalement d'hydroélectriciens travaillant sur la sûreté des ouvrages hydrauliques. Enfin, à l'échelle nationale, les travaux entrepris s'inscrivent directement dans le cadre du projet ExtraFlo, visant notamment à comparer les principales méthodes de pré-détermination des pluies et crues extrêmes utilisées en France sur plusieurs jeux de données communs.

7. <http://www.hydro.tuwien.ac.at/aktuell.html>, consulté en juin 2013.

8. <http://www.ufz.de/index.php?en=11382>, consulté en juin 2013.

9. <http://www.nve.no/en/>, consulté en juin 2013.

10. <http://www.bchydro.com/index.html>, consulté en juin 2013.

2

Présentation de la méthode SCHADEX

*"Parlez-moi de la pluie et non pas du beau temps
Le beau temps me dégoûte et m'fait grincer les dents
Le bel azur me met en rage
Car le plus grand amour qui m'fut donné sur terre
Je l'dois au mauvais temps, je l'dois à Jupiter
Il me tomba d'un ciel d'orage"*

Georges Brassens, L'orage, 1960.

2.1 Introduction

Ce chapitre vise à présenter la méthode SCHADEX en quelques pages, en illustrant les étapes les plus importantes avec un exemple : le bassin versant du Tarn à Millau. Plusieurs présentations complètes de la méthode SCHADEX existent par ailleurs (Garavaglia, 2011; Paquet et al., 2013); ce chapitre s'en inspire librement.

Le bassin versant du Tarn à Millau¹ (2170 [km²]) est localisé dans le Sud de la France, sur la face sud-ouest du Massif Central. La figure 2.1 présente le régime hydroclimatique de ce bassin, qui est notamment caractérisé par des crues d'automne intenses, générées par des épisodes pluvieux importants.

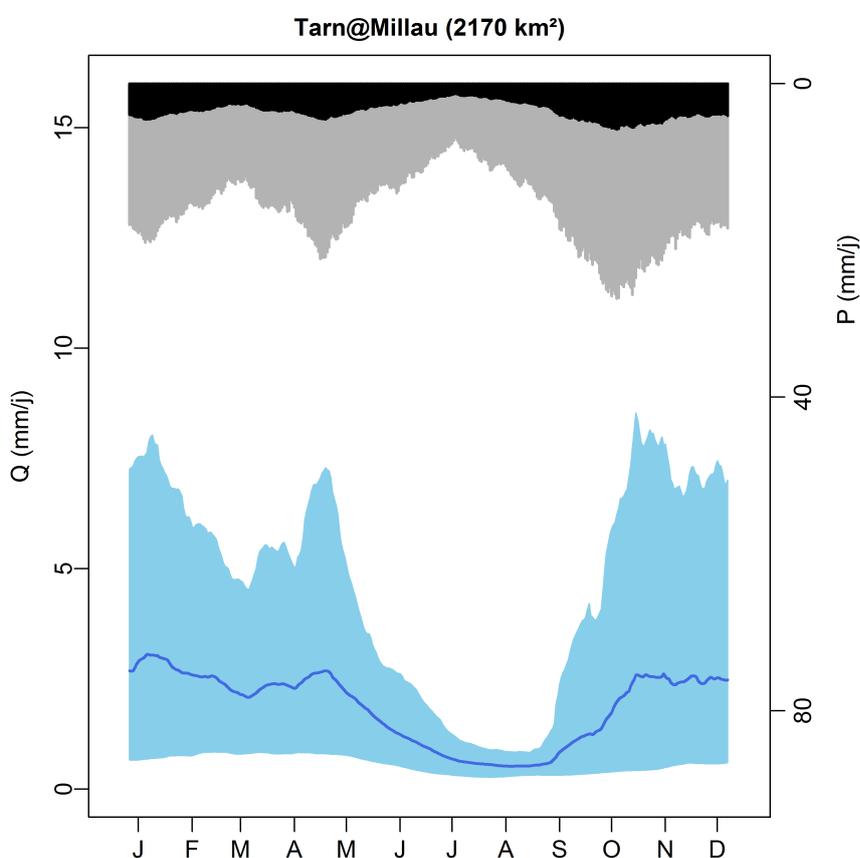


FIGURE 2.1: Régime hydroclimatique du bassin versant du Tarn à Millau, estimé sur des fenêtres glissantes de 20 jours : moyenne des débits journaliers (en bleu), quantiles 5% et 95% des débits journaliers (en bleu ciel), moyenne de pluies journalières (en noir) et quantiles 95% des pluies journalières (en gris).

1. Bassin versant du Tarn à Millau sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/kQCdU>.

2.2 Présentation générale de la méthode

2.2.1 Aperçu général

La méthode SCHADEX s'est développée autour d'une hypothèse centrale : *les crues extrêmes sont générées par la combinaison d'épisodes pluvieux particulièrement intenses avec des conditions de forte saturation des bassins versants*. L'idée générale de la méthode consiste donc à croiser exhaustivement l'aléa "pluie forte" avec l'aléa "saturation", pour le bassin versant considéré. En d'autres termes, il s'agit de "faire tomber" un très grand nombre d'épisodes pluvieux différents (en termes de cumuls et de distribution temporelle) sur un très grand nombre d'états de saturation différents du bassin versant. Environ deux millions de combinaisons de ces deux aléas sont réalisées indépendamment les unes des autres lors de l'application de la méthode SCHADEX, grâce à un processus de simulation Monte-Carlo.

L'idée générale de la méthode SCHADEX est illustrée sur la figure 2.2. La partie haute de la figure (notée "STEP 0") illustre les données nécessaires pour réaliser une étude SCHADEX sur un bassin versant donné. Trois séries temporelles observées sont nécessaires :

- une série de pluies de bassin (représentée par des barres bleues sur la figure 2.2, disponible de 1965 à 2010 au pas de temps journalier pour le bassin versant du Tarn à Millau),
- une série de températures de l'air (représentée par une ligne verte sur la figure 2.2, disponible de 1953 à 2010 au pas de temps journalier pour le bassin versant du Tarn à Millau),
- une série de débits observés à l'exutoire du bassin versant (représentée par une ligne bleue sur la figure 2.2, disponible de 1969 à 2010 au pas de temps journalier pour le bassin versant du Tarn à Millau).

Enfin, une série de débits simulés (représentée par une ligne rouge sur la figure 2.2, disponible de 1965 à 2010 pour le bassin versant du Tarn à Millau) doit être produite grâce à l'ensemble des forcages disponibles sur le bassin versant étudié, en utilisant le paramétrage de référence d'un modèle hydrologique.

La partie centrale de la figure 2.2 (notée "SIMULATION i") illustre ensuite un exemple de simulation de crue (indice i) parmi les deux millions réalisées au total : un épisode pluvieux observé est remplacé par un épisode pluvieux synthétique (barres oranges). La réponse hydrologique du bassin versant étudié à cet épisode pluvieux est simulée grâce au modèle hydrologique, forcé par les entrées observées avant l'épisode pluvieux, puis par l'épisode pluvieux simulé. La crue simulée par le modèle hydrologique (hydrogramme orange) est ensuite stockée. La partie basse de la figure (notée "SIMULATION j") illustre une autre simulation de crue (indice j), qui est réalisée de manière totalement indépendante par rapport à la simulation i et aux autres simulations réalisées ensuite. La simulation j correspond à la réponse hydrologique du bassin

versant étudié à un nouvel épisode pluvieux simulé (barre orange), tombant sur des conditions différentes de saturation du bassin.

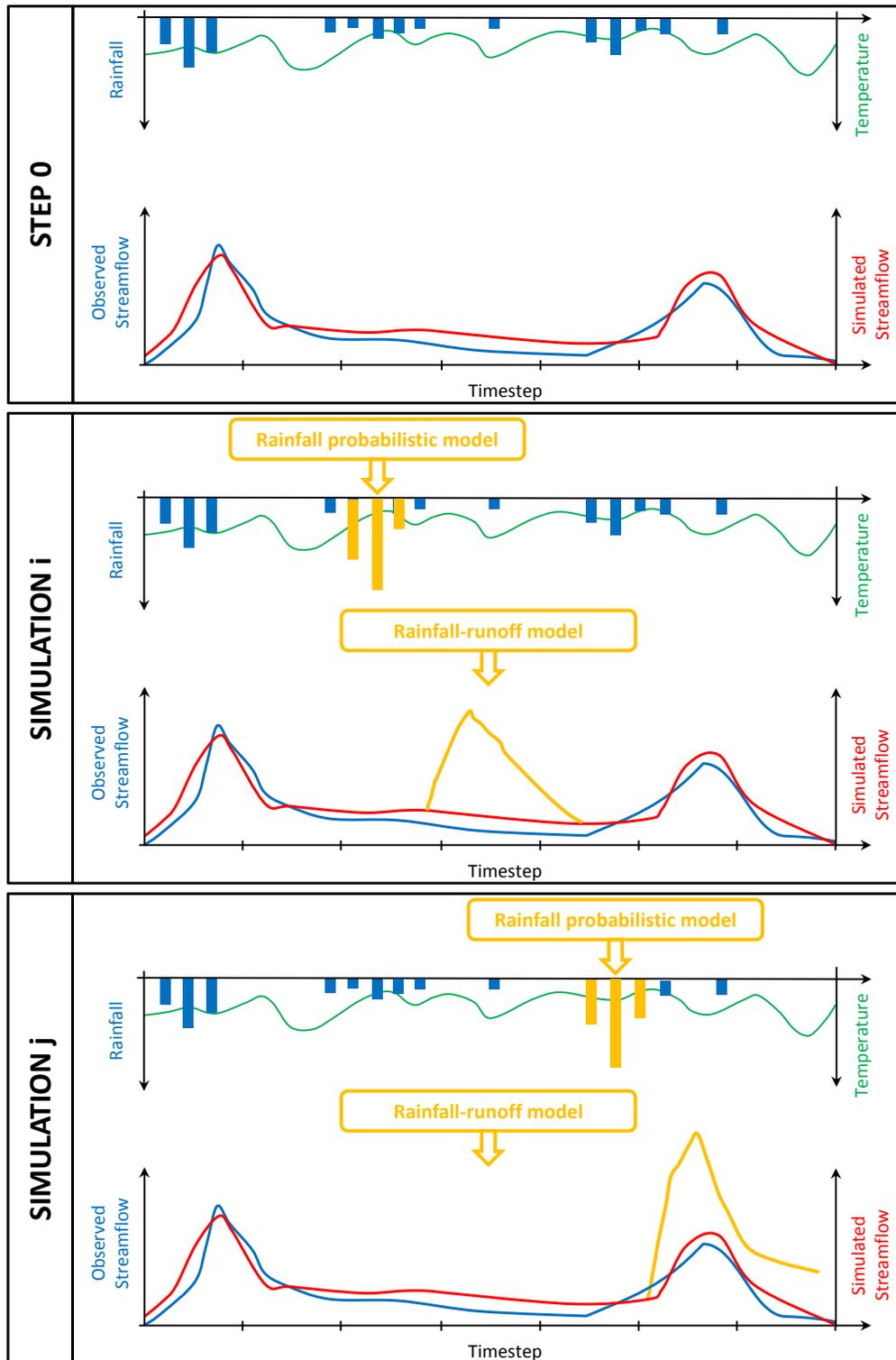


FIGURE 2.2: Illustration du processus de simulation stochastique de crues semi-continu de la méthode SCHADEX. Les simulations i et j sont réalisées de manière totalement indépendante.

2.2.2 Pas de temps considéré lors d'une simulation SCHADEX

Théoriquement, le pas de temps à retenir pour l'application de la méthode SCHADEX devrait être la durée caractéristique des crues observées sur le bassin versant considéré, *i.e.* la durée sur laquelle le volume de crue produit par des pluies fortes peut être observé. Malheureusement, la disponibilité des données conditionne souvent le choix d'un pas de temps en hydrologie, obligeant généralement à travailler au pas de temps journalier, alors qu'un pas de temps infra-journalier serait plus pertinent, notamment pour les bassins versants nerveux de petite taille. Néanmoins, cette obligation n'est pas nécessairement dommageable lorsque des volumes de crues sont étudiés, et non des valeurs de pic de crues.

Dans l'ensemble des travaux présentés par la suite, la méthode SCHADEX a systématiquement été utilisée au pas de temps journalier. Sauf indication contraire, le pas de temps considéré est donc la journée et les débits simulés sont des débits moyens journaliers. Il est néanmoins important de noter que la méthode SCHADEX a été, et est utilisée, à des pas de temps inférieurs à la journée, pour certains bassins versants (e.g. le bassin versant du Gardon à Corbès, étudié avec un pas de temps de 6 heures par [Garavaglia \(2011\)](#)).

2.2.3 Épisodes pluvieux centrés

Dans la méthode SCHADEX, les épisodes pluvieux synthétiques sont construits sur trois pas de temps. Ainsi, au pas de temps journalier, un épisode pluvieux est constitué de trois cumuls journaliers de pluies. La durée typique d'un épisode pluvieux peut être estimée en calculant des corrélations entre des débits de crues observées et les valeurs de pluies observées précédant les crues considérées ([Paquet et al., 2013](#)). Ainsi, un débit de crue observé le jour j peut être associé à trois valeurs de pluies observées : le cumul de pluie observé le jour j , le cumul de pluie observé le jour $j - 1$ et le cumul de pluie observé le jour $j - 2$. Pour le bassin versant du Tarn à Millau, en considérant en moyenne deux crues par an (84 crues indépendantes échantillonnées sur la période 1969-2010), les coefficients de corrélation entre les valeurs de débits journaliers observés et les cumuls journaliers de pluies précédents sont de 0.08, de 0.59 et de 0.08 pour les journées j , les journées $j - 1$ et les journées $j - 2$ ([Paquet et al., 2013](#)). Aucune corrélation significative n'est estimée lorsque des cumuls de précipitations observés plus de deux jours avant une crue sont considérés. Ainsi, pour le bassin versant du Tarn à Millau, le coefficient de corrélation d'une régression linéaire établie entre les 84 débits de crues journaliers identifiés et les 84 cumuls de pluies sur les journées j , $j - 1$ et $j - 2$ (j étant le jour de la crue observée) est 0.66. Il existe donc un lien statistique fort entre un épisode pluvieux de trois jours précédant une crue et la valeur de la crue observée. Ce lien dépend fortement des bassins versants, et peut être moins important pour les bassins versants nivaux, ayant une composante karstique importante ou encore étant fortement influencés par les crues de nappes. Néanmoins, la considération d'épisodes pluvieux

de trois pas de temps est justifiée lorsque les pluies intenses sont les moteurs principaux des crues observées sur un bassin versant.

La figure 2.3 présente l'organigramme du processus de simulation stochastique de crues de la méthode SCHADEX, permettant de simuler plusieurs millions de crues.

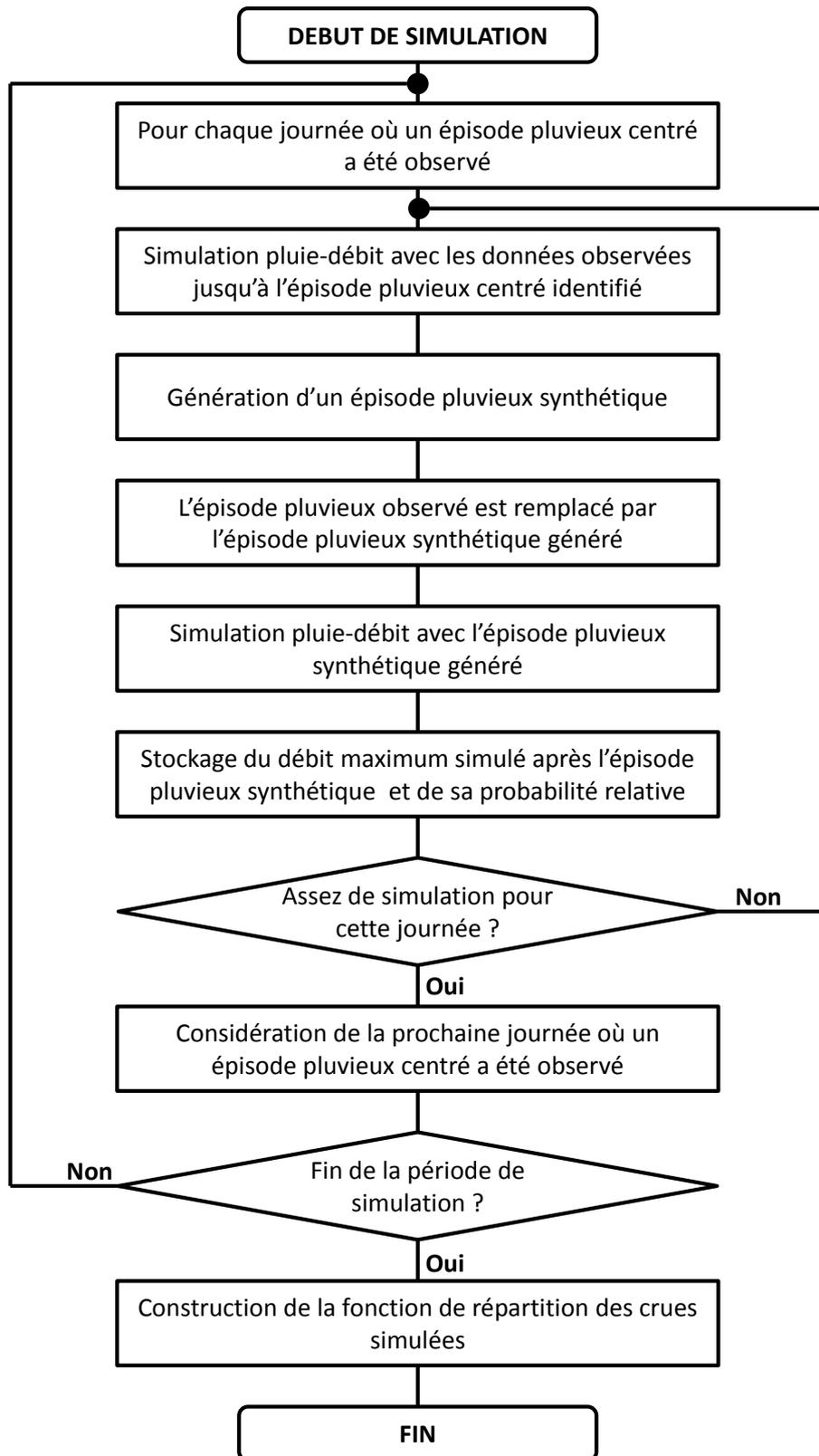


FIGURE 2.3: Organigramme du processus de simulation stochastique de crues semi-continu de la méthode SCHADEX. Inspiré de Paquet et al. (2013).

2.3 Génération d'épisodes pluvieux synthétiques

Dans la méthode SCHADEX, la simulation de pluie est réalisée de manière événementielle : l'ensemble des épisodes pluvieux observés sont, tour à tour et de manière indépendante, remplacés par de très nombreux épisodes pluvieux simulés. Un épisode pluvieux centré est constitué de trois jours pluvieux (journées dont le cumul est supérieur à 1 mm), le cumul de pluie le plus important se situant le deuxième jour. Cette valeur est dite "centrale" et notée P_c , alors que les deux autres valeurs sont dites "adjacentes" et notées P_{a-} et P_{a+} . Pour créer un épisode pluvieux centré, trois valeurs sont tirées aléatoirement :

1. une valeur de pluie centrale P_c (tirage dans une distribution uniforme entre 1 mm et une valeur extrême, détaillée dans la section 2.3.1.3),
2. un ratio P_{a-}/P_c (tirage dans une distribution uniforme entre 0 et 1, détaillé dans la section 2.3.2),
3. un ratio P_{a+}/P_c (tirage dans une distribution uniforme entre 0 et 1, détaillé dans la section 2.3.2).

La figure 2.4 illustre ainsi les 9 épisodes pluvieux centrés observés sur le bassin versant du Tarn à Millau durant les mois de janvier et de février 1965. Ce sont ces épisodes observés qui seront remplacés, tour à tour et de manière totalement indépendante, par des épisodes pluvieux simulés. L'ensemble de la série de pluies journalières du bassin versant du Tarn à Millau correspond à 16 801 jours, du 1^{er} janvier 1965 au 31 décembre 2010. Sur cette période, 2914 épisodes pluvieux centrés sont observés, ce qui correspond donc à environ 17% des journées observées qui sont des pluies centrales. Environ 800 épisodes pluvieux différents seront générés pour remplacer indépendamment chacun de ces 2914 épisodes pluvieux centrés observés ($800 * 2914 \approx 2\,000\,000$ crues simulées).

Les périodes de retour associées aux valeurs de pluie centrale simulées sont déterminées grâce à un modèle probabiliste décrit dans la section 2.3.1, et les distributions empiriques de ratios entre pluies adjacentes et pluies centrales sont décrites dans la section 2.3.2.

2.3.1 Modèle probabiliste de pluies centrales

Le modèle probabiliste de pluies centrales utilisé dans la méthode SCHADEX est le modèle MEWP (Garavaglia et al., 2010), visant à définir, pour un bassin versant donné, une distribution de pluies décrivant l'aléa "pluie forte". Il a été comparé et qualifié statistiquement sur de nombreuses séries de pluies (Garavaglia et al., 2011; Lang et al., 2013). Ce modèle se base sur deux sous-échantillonnages des séries de précipitations : (i) un découpage saisonnier (décrit dans la section 2.3.1.1) et (ii) un découpage par type de temps (décrit dans la section 2.3.1.2). Il est important de noter que la constitution de sous-échantillons tend, par définition, à créer

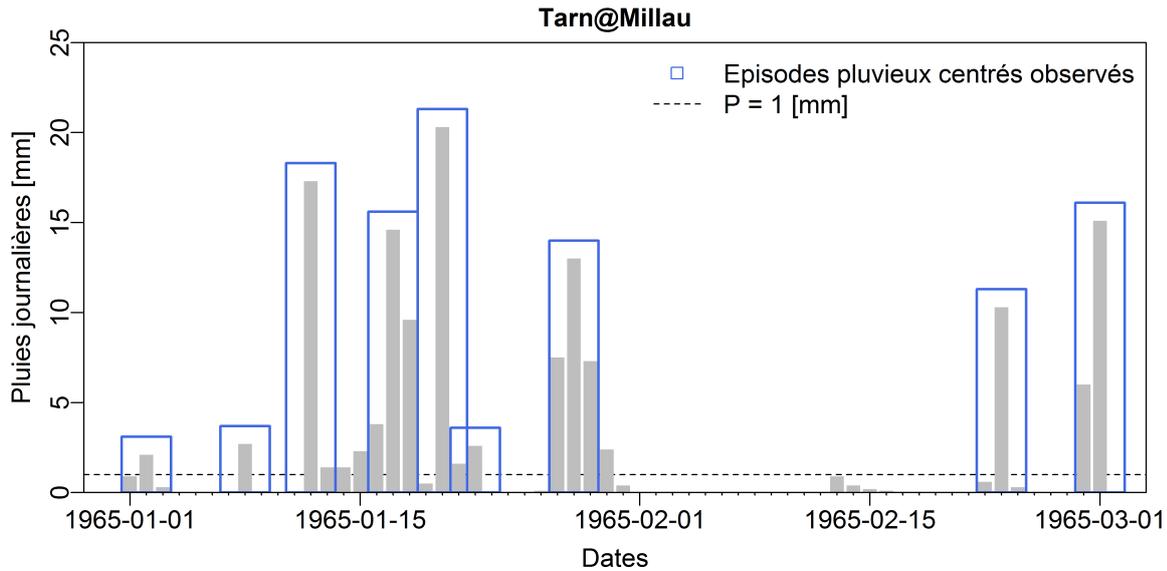


FIGURE 2.4: Episodes pluvieux centrés observés sur le bassin versant du Tarn à Millau lors de la période janvier-février 1965.

des sous-populations de petite taille, et donc à rendre l'estimation de propriétés statistiques sur ces petits échantillons de plus en plus incertaine au fur et à mesure de la réduction de la taille de l'échantillon... L'art du métier de "sous-échantillonneur statistique" est donc de constituer des sous-échantillons homogènes tout en se montrant le plus parcimonieux possible en terme de nombre de sous-échantillons !

2.3.1.1 Échantillonnage saisonnier des pluies centrales

En Europe, comme dans la plupart des régions de la planète, les régimes de précipitations sont caractérisés par un fort signal saisonnier, observable à la fois en termes de fréquence d'occurrence des pluies et d'intensité des épisodes pluvieux. Par exemple, les épisodes de pluies intenses observées dans les régions méditerranéennes de France, d'Espagne et d'Italie sont généralement observés en automne (de mi-septembre à mi-novembre). Cette saisonnalité est essentiellement due au cycle saisonnier de "variables grande échelle" telles que l'énergie solaire reçue au sol, la nébulosité ou encore la température de surface des océans. Le signal saisonnier des précipitations doit être pris en compte pour constituer des sous-échantillons d'épisodes pluvieux plus homogènes (Djerboua & Lang, 2007). Récemment, Allamano et al. (2011) ont montré un biais significatif lors de la prédétermination de valeurs extrêmes lorsque la saisonnalité n'est pas prise en compte.

Un découpage saisonnier est donc réalisé pour l'analyse des pluies centrales au sein de la méthode SCHADEX. Ce découpage consiste à identifier trois ou quatre saisons, en regroupant les mois caractérisés par des quantiles empiriques de pluies fortes similaires. Les valeurs numériques utilisées pour réaliser ce découpage sont généralement les valeurs mensuelles de paramètres

d'échelle d'une loi exponentielle : une loi *somme de deux exponentielles* est ajustée (avec la méthode des moments) sur la population de pluies journalières de chaque mois considéré. La fonction de répartition de cette loi (notée STE pour "Sum of Two Exponentials"), historiquement utilisée dans la méthode de prédétermination du GRADEX (Duband & Garçon, 1992), est détaillée dans l'équation 2.1, où a et b sont les paramètres d'échelle des deux exponentielles (paramètres appelés "gradex" par les hydrologues de l'extrême d'EDF, en [mm/j]) et dans laquelle les paramètres α et β doivent respecter la condition $\alpha + \beta = 1 - F_0$, F_0 étant la fréquence empirique de pluie nulle.

$$F(x|\alpha, \beta, a, b) = 1 - \alpha \exp\left(-\frac{x}{a}\right) - \beta \exp\left(-\frac{x}{b}\right) \quad (2.1)$$

Ce mélange de lois exponentielles permet de modéliser les pluies les plus intenses grâce à la deuxième composante de l'équation 2.1 (paramètres β et b) et les pluies plus modérées grâce à la première composante de l'équation (paramètres α et a), le paramètre b est donc, par définition, supérieur à a . La figure 2.5 présente le régime des valeurs de paramètres de la deuxième exponentielle (paramètre b de l'équation 2.1), estimé pour le bassin du Tarn à Millau sur la période 1965-2010. La saisonnalité des pluies intenses est marquée pour ce bassin versant. Les pluies les plus intenses sont observées durant les mois de septembre, octobre et novembre, ce qui est également constaté sur la plupart des bassin versants de cette région du sud-est de la France. Les couleurs indiquées sur la figure 2.5 représentent le découpage saisonnier adopté pour le bassin versant du Tarn à Millau :

- Saison 1 : mois de décembre et de janvier,
- Saison 2 : mois de février, mars, avril et mai,
- Saison 3 : mois de juin, juillet et août,
- Saison 4 : mois de septembre, octobre et novembre.

La saison 4 (mois de septembre, octobre et novembre) constitue la "saison à risque" en ce qui concerne l'aléa pluie du bassin versant du Tarn à Millau. En appliquant ce premier échantillonnage, quatre sous-échantillons de pluies centrales sont constitués pour le bassin du Tarn à Millau.

2.3.1.2 Échantillonnage par types de temps des pluies centrales

L'échantillonnage par types de temps vise à regrouper les épisodes pluvieux ayant des genèses synoptiques similaires, et donc à constituer des sous-échantillons plus homogènes, *a minima* d'un point de vue météorologique. Même s'il est difficile de vérifier cette hypothèse, il est légitime de penser que l'identification de tels sous-échantillons permet de se rapprocher de l'hypothèse d'homogénéité statistique, supposée lors de l'application de la théorie des valeurs

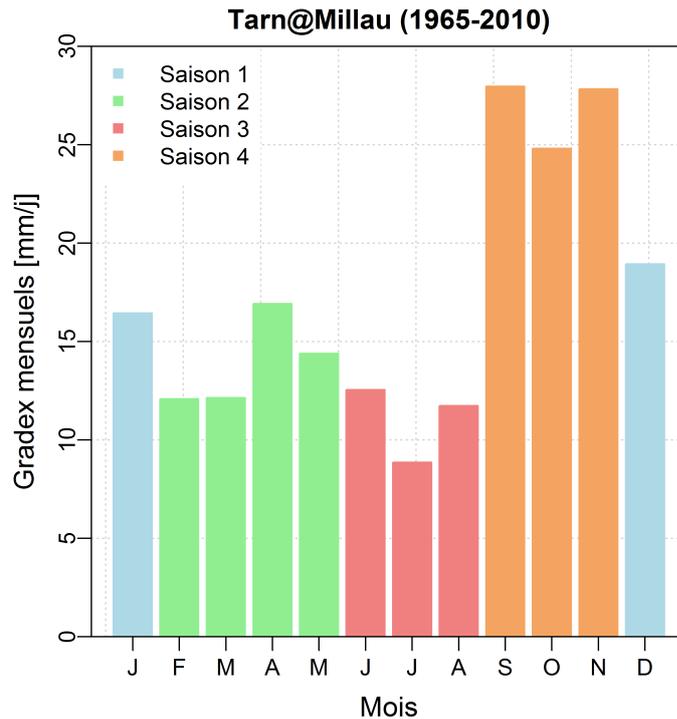


FIGURE 2.5: Régime du paramètre de la deuxième exponentielle (noté "gradex") d'une loi somme de deux exponentielles ajustée sur les pluies journalières observées du bassin versant du Tarn à Millau. Les couleurs montrent le découpage saisonnier choisi pour ce bassin versant.

extrêmes. Un catalogue de types de temps est défini à l'échelle régionale, en combinant une classification sur des champs de pluie et des champs de hauteurs de géopotential. La méthode de classification est décrite en détail dans les sections 4.2 et 4.3.

Huit types de temps français ont été définis en 2010 à partir de nombreuses séries de pluies localisées dans le sud-est de la France, et à partir de réanalyses de hauteurs de géopotential (Garavaglia et al., 2010). Cette classification est présentée dans les figures 2.6 et 2.7. Chaque ligne de ces deux figures présente un type de temps en termes (a) d'anomalie de hauteurs du géopotential 1000 hPa (en [m]), (b) de champ de précipitations journalières moyennes (en [mm]), (c) de champs de ratio entre la précipitation moyenne par type de temps et la précipitation moyenne tous types de temps confondus et (d) de fréquence mensuelle. Les hauteurs de géopotential sont issues de la réanalyse de la NOAA (Compo et al., 2011), et les champs de précipitations sont issus de la réanalyse ECA&D (Haylock et al., 2008). Les huit types de temps français peuvent être décrits en termes de circulation atmosphérique générale comme suit :

- Les types de temps 1 (*Onde Atlantique*), 2 (*Flux Atlantique stationnaire*) et 3 (*Circulation de sud-ouest*) correspondent à des circulations océaniques d'ouest, qui rassemblent des journées particulièrement pluvieuses dans les Alpes, dans le nord-est de la France et à l'extrême ouest de la France, respectivement. Le type de temps 2 est l'un des types de temps français les plus fréquents, notamment en hiver.

-
- Les types de temps 4 (*Circulation de sud*), 6 (*Retour d'est*) et 7 (*Dépression centrale*) correspondent à des circulations provenant de la Méditerranée, qui rassemblent des journées particulièrement pluvieuses dans le Languedoc-Roussillon, dans le Sud-Est de la France et dans le massif Cévenol, respectivement. Les types de temps 6 et 7 sont relativement peu fréquents.
 - Le type de temps 5 (*Flux de nord-est*) correspond à une circulation continentale, regroupant des journées globalement peu pluvieuses sur l'ensemble de la France.
 - Le type de temps 8 (*Circulation anticyclonique*) correspond à des situations de hautes pressions, et rassemblent donc des journées en moyenne non pluvieuses. Il s'agit du type de temps le plus fréquent, notamment en été.

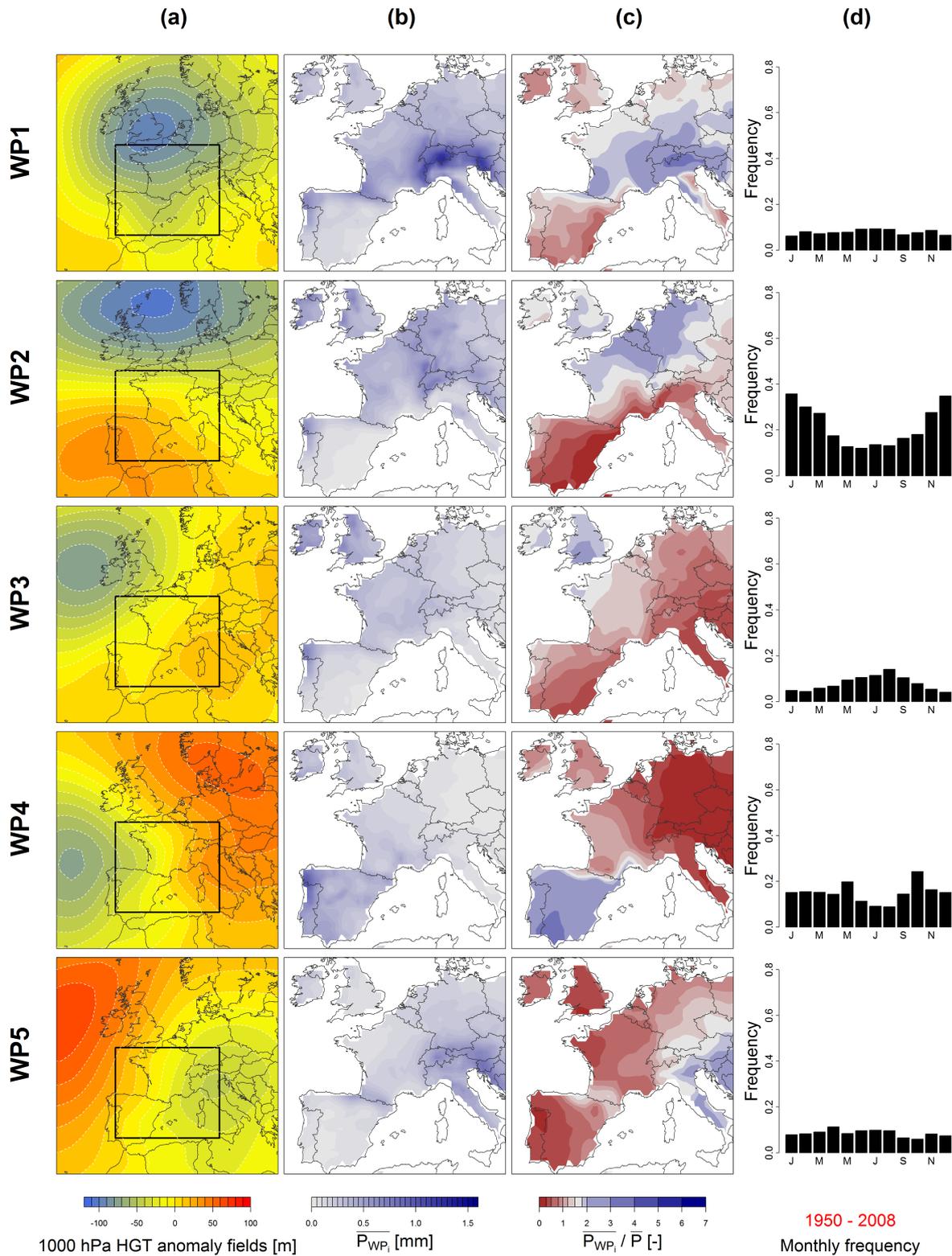


FIGURE 2.6: Types de temps 1 à 5 du catalogue de types de temps français (Garavaglia et al., 2010) : (a) Anomalies de hauteurs du géopotentiel 1000 hPa (NOAA), (b) champs de précipitation moyenne par type de temps (ECA&D), (c) champs de ratios entre la précipitation moyenne par type de temps et la précipitation moyenne tous types de temps confondus par point de grille (ECA&D) et (d) fréquences mensuelles des types de temps, estimées sur la période 1950-2008. Les rectangles noirs (présents dans la colonne (a)) représentent la fenêtre des champs de hauteurs de géopotentiels utilisés pour la définition des types de temps.

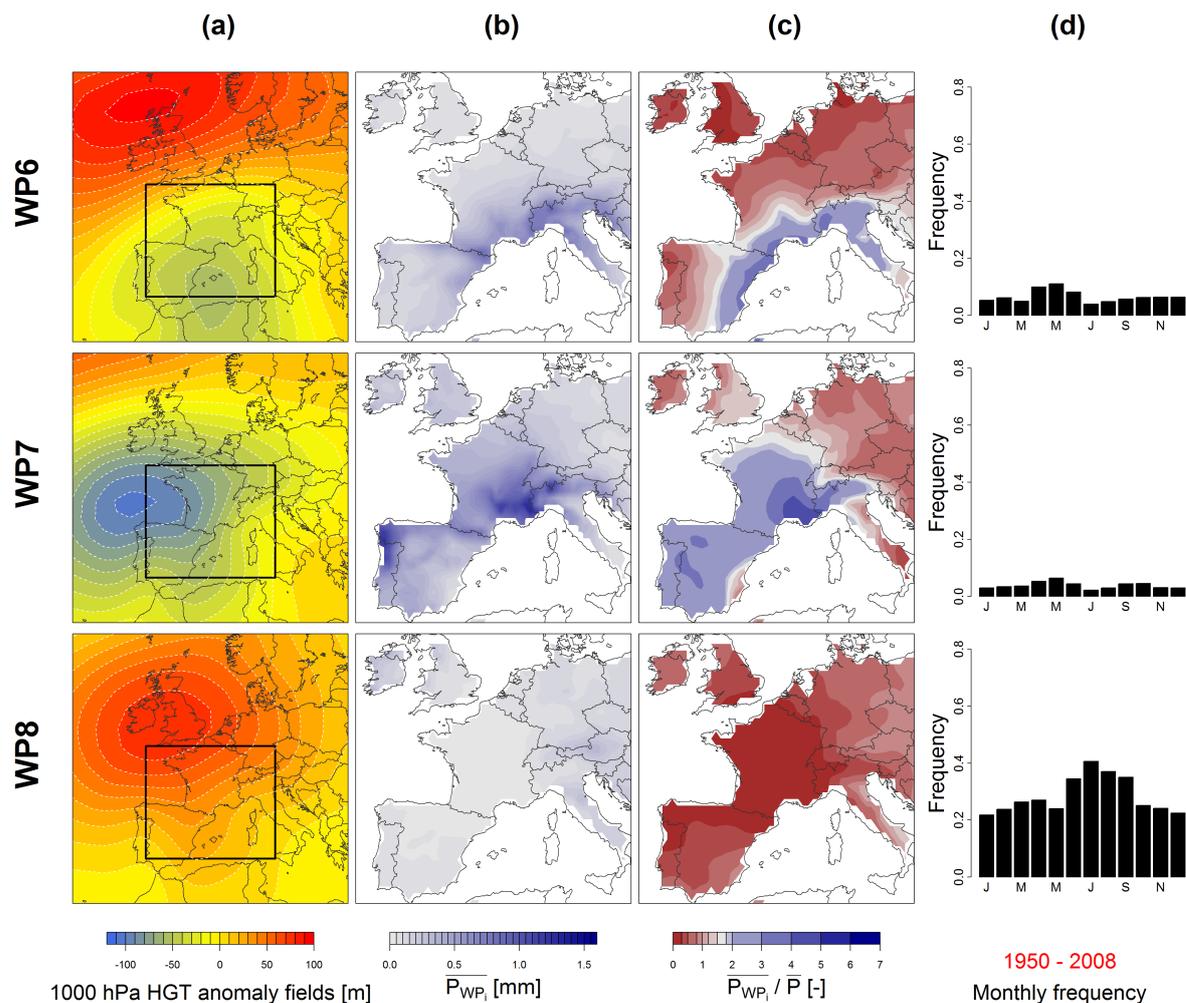


FIGURE 2.7: Types de temps 6 à 8 du catalogue de types de temps français (Garavaglia et al., 2010). Idem figure 2.6

La figure 2.8a présente les types de temps associés aux maxima annuels de précipitations observés sur la période 1965-2009 sur le bassin versant du Tarn à Millau. La grande majorité des maxima annuels ont été observés lors de journées caractérisées par des circulations atmosphériques provenant de la Méditerranée : 31 maxima ont été observés lors de journées de type de temps 4 (Circulation de sud), 7 lors de journées de type de temps 6 (Retour d'est) et 6 lors de journées de type de temps 7 (Dépression centrale). La figure 2.8b présente quant à elle la série de pluies de bassin du Tarn à Millau durant les mois d'octobre et novembre 1994 (période pendant laquelle le plus gros cumul de pluie a été observé sur le bassin versant du Tarn à Millau - à savoir plus de 200 [mm] le 4 novembre 1994 - mais qui a été également particulièrement intense sur toute la région Sud-Est de la France²). Cet épisode a eu lieu lors d'une journée de type de temps 4. Ces deux figures permettent d'illustrer (partiellement et de manière très incomplète) la pertinence d'un découpage des pluies observées par type de temps sur ce bassin versant, pertinence par ailleurs validée par Garavaglia et al. (2011) sur plusieurs centaines de

2. <http://pluiesextremes.meteo.fr/1994-11-06/crue-du-rhone.html> : description de l'épisode de novembre 1994 par Météo France, consulté en juin 2013.

séries de pluies journalières.

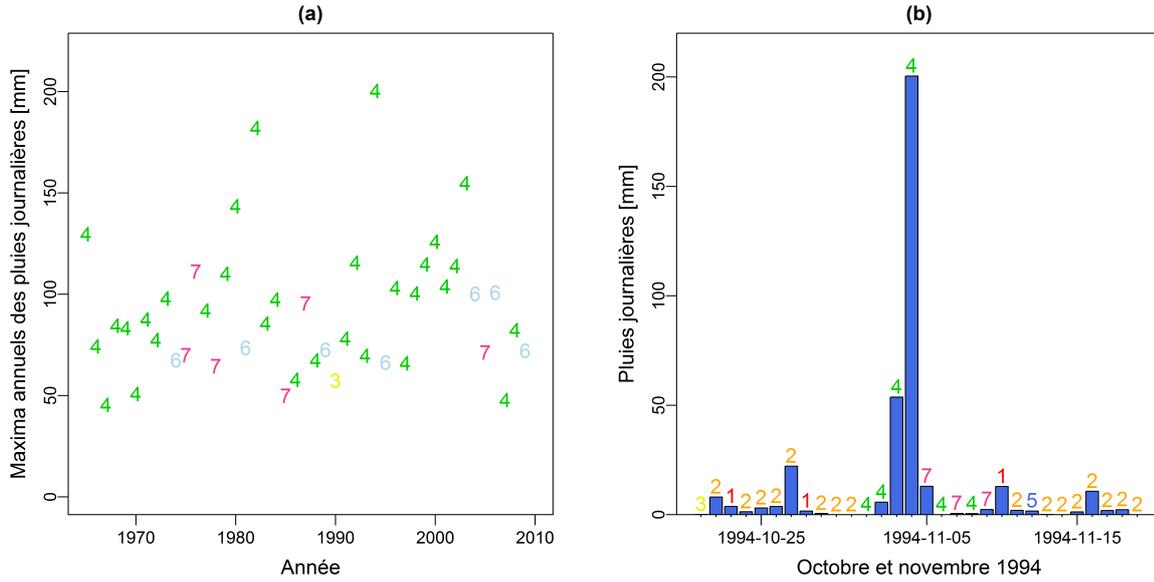


FIGURE 2.8: (a) Types de temps associés aux maxima annuels de précipitations observés sur la période 1965-2009 sur le bassin versant du Tarn à Millau ; (b) pluies journalières observées sur le bassin du Tarn à Millau et types de temps associés durant les mois d’octobre et novembre 1994.

2.3.1.3 La distribution Multi-Exponential Weather Pattern (MEWP)

Les deux sous-échantillonnages précédemment décrits sont utilisés pour chaque bassin versant considéré, afin de constituer des sous-échantillons de pluies centrales par saison et par type de temps. Le nombre de sous-échantillons est donc égal au produit du nombre de saisons considérées (n_{SAI} , valant quatre pour le bassin du Tarn à Millau) et du nombre de types de temps considérés (n_{TT} , valant huit pour les bassins versants français). Une loi exponentielle est ajustée sur les valeurs supérieures à un quantile de chaque sous-échantillon.

Soit Y la population de pluies centrales observées, divisée en $n_{SAI} * n_{TT}$ sous-populations notées $Y_{i_{TT}}^{j_{SAI}}$:

$$Y = \bigcup_{j_{SAI}=1}^{n_{SAI}} \left(\bigcup_{i_{TT}=1}^{n_{TT}} \left(Y_{i_{TT}}^{j_{SAI}} \right) \right) \quad (2.2)$$

Un échantillonnage de type *excès au-dessus d’un seuil* (noté sup-seuil ou POT pour Peak Over a Threshold, voir Lang et al. (1999) pour une revue bibliographique) est ensuite réalisé pour chaque sous-population $Y_{i_{TT}}^{j_{SAI}}$ en considérant $n_{SAI} * n_{TT}$ valeurs de seuils. Ces seuils, notés $\mu_{i_{TT}}^{j_{SAI}}$ et exprimés en [mm/j], sont généralement fixés comme étant les quantiles 70% des sous-populations $Y_{i_{TT}}^{j_{SAI}}$ (Garavaglia, 2011). Les sous-populations de pluies centrales sup-seuils sont

alors notées $Z_{i_{TT}}^{j_{SAI}}$. L'ajustement d'une loi exponentielle à chacune de ces sous-populations permet tout d'abord d'obtenir une fonction de répartition par type de temps et par saison :

$$F_{j_{SAI}}^{i_{TT}}(z) = \left(1 - \exp\left(-\frac{z}{\lambda_{j_{SAI}}^{i_{TT}}}\right)\right) \quad (2.3)$$

où $\lambda_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ correspond au paramètre de la loi exponentielle ajustée sur les pluies centrales sup-seuils de la saison j_{SAI} et du type de temps i_{TT} , puis une fonction de répartition saisonnière $F_{j_{SAI}}$ en pondérant chaque distribution marginale $F_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ par sa fréquence d'occurrence $p_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ (pourcentage d'occurrence relative de pluies centrales de type de temps i_{TT} dans une saison donnée j_{SAI}), calculée préalablement grâce à la chronique de types de temps (il ne s'agit pas de paramètres ajustés) :

$$F_{j_{SAI}}(z) = \sum_{i_{TT}=1}^{n_{TT}} F_{j_{SAI}}^{i_{TT}}(z) \cdot p_{j_{SAI}}^{i_{TT}} \quad (2.4)$$

Enfin, une fonction de répartition globale F est estimée, en pondérant chaque distribution saisonnière $F_{j_{SAI}}$ par sa fréquence d'occurrence $p_{j_{SAI}}$ (ratio entre le nombre de pluies centrales de la saison j_{SAI} et le nombre total de pluies centrales) :

$$F(z) = \sum_{j_{SAI}=1}^{n_{SAI}} F_{j_{SAI}}(z) \cdot p_{j_{SAI}} \quad (2.5)$$

La sous-population de pluies centrales sup-seuils de la saison j_{SAI} et du type de temps i_{TT} est finalement caractérisée par trois "paramètres" :

- son paramètre de la loi exponentielle ajustée, noté $\lambda_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ et exprimé en [mm/j]; estimé par la méthode des moments et historiquement appelé "gradex de la saison j_{SAI} et du type de temps i_{TT} " par les hydrologues de l'extrême d'EDF,
- son quantile-seuil permettant de définir la sous-population de pluies centrales, noté $\mu_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ et exprimé en [mm/j], calculé à partir de valeurs de quantile fixées *a priori* pour la saison j_{SAI} (généralement fixé au quantile 70%),
- sa fréquence d'occurrence, notée $p_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ et sans dimension, exprimée à partir de la série de pluie centrale du bassin versant et la classification de type de temps considérés.

La figure 2.9 présente la distribution MEWP de la saison à risque (mois de septembre, octobre et novembre) du bassin versant du Tarn à Millau sur la période 1965-2010 : les huit lois exponentielles ajustées sur les pluies centrales de la saison considérée pour chaque type de temps français sont présentées sur la figure 2.9a, et la distribution MEWP de la saison considérée est présentée sur la figure 2.9b. Pour cette saison, le quantile utilisé pour ajuster les lois exponentielles de chaque type de temps est le quantile 70%. Le type de temps 4 et le type de temps 7

sont les types de temps regroupant les épisodes pluvieux les plus importants pour cette saison (les quantiles 70% valent respectivement 42.4 [mm/j] et 33.0 [mm/j] pour ces deux types de temps). Les paramètres d'échelle des lois exponentielles estimées sur ces deux types de temps sont donc particulièrement importants (38.9 [mm/j] et 28.0 [mm/j], respectivement). Si le type de temps 4 “produit”, pour cette saison, de nombreuses pluies centrales sur le bassin versant (30% de la totalité des pluies centrales de la saison), les pluies centrales de type de temps 7 sont plus rares (9% de la totalité des pluies centrales de la saison). Enfin, il est intéressant de noter que pour les fréquences plus importantes (à partir de la période de retour 10 ans dans ce cas), la distribution MEWP est complètement “pilotee” par un seul type de temps, le type de temps 4.

2.3.2 Modèle probabiliste de pluies adjacentes

Après le tirage d'une valeur de pluie centrale en [mm], deux ratios (P_{a-}/P_c et P_{a+}/P_c) sont tirés dans une loi uniforme entre 0 et 1, afin de constituer un épisode pluvieux centré sur trois pas de temps. Les probabilités de ces ratios sont déterminées à partir de tableaux de contingences préalablement établis en analysant les épisodes pluvieux centrés observés. L'ensemble des pluies centrales observées est trié et réparti dans plusieurs classes (généralement 3 ou 4). Les bornes des différentes classes de pluies centrales sont déterminées empiriquement de telle sorte que la classe i compte deux fois moins d'individus que la classe $i - 1$, et que la dernière classe compte au moins 100 observations, afin d'avoir un nombre suffisant d'individus dans chaque classe. Ensuite, des probabilités empiriques sont estimées : probabilités que les ratios P_{a-}/P_c et P_{a+}/P_c soient entre 0 et 10%, probabilités que les ratios P_{a-}/P_c et P_{a+}/P_c soient entre 10 et 20%, etc.

Cette approche simple de probabilisation des pluies adjacentes a plusieurs limites, notamment celle de “probabiliser” de manière discrète, et celle d'être conditionnée par la taille de l'échantillon. D'autres méthodes plus complexes ont été testées à la place des tableaux de contingence (approches de type copules, dont de nombreux exemples existent dans la littérature (e.g. Favre et al. (2004); Lennartsson et al. (2008); Serinaldi (2009))) et ont donné des résultats similaires (Garavaglia, 2011). L'approche - plus simple - de tableaux de contingences a donc été adoptée pour la constitution d'épisodes pluvieux.

Les probabilités empiriques des ratios de pluies adjacentes du bassin versant du Tarn à Millau sont présentées dans le tableau 2.1 (la partie gauche du tableau présente les probabilités empiriques du ratio R_{a-} , la partie droite présente celles du ratio R_{a+}).

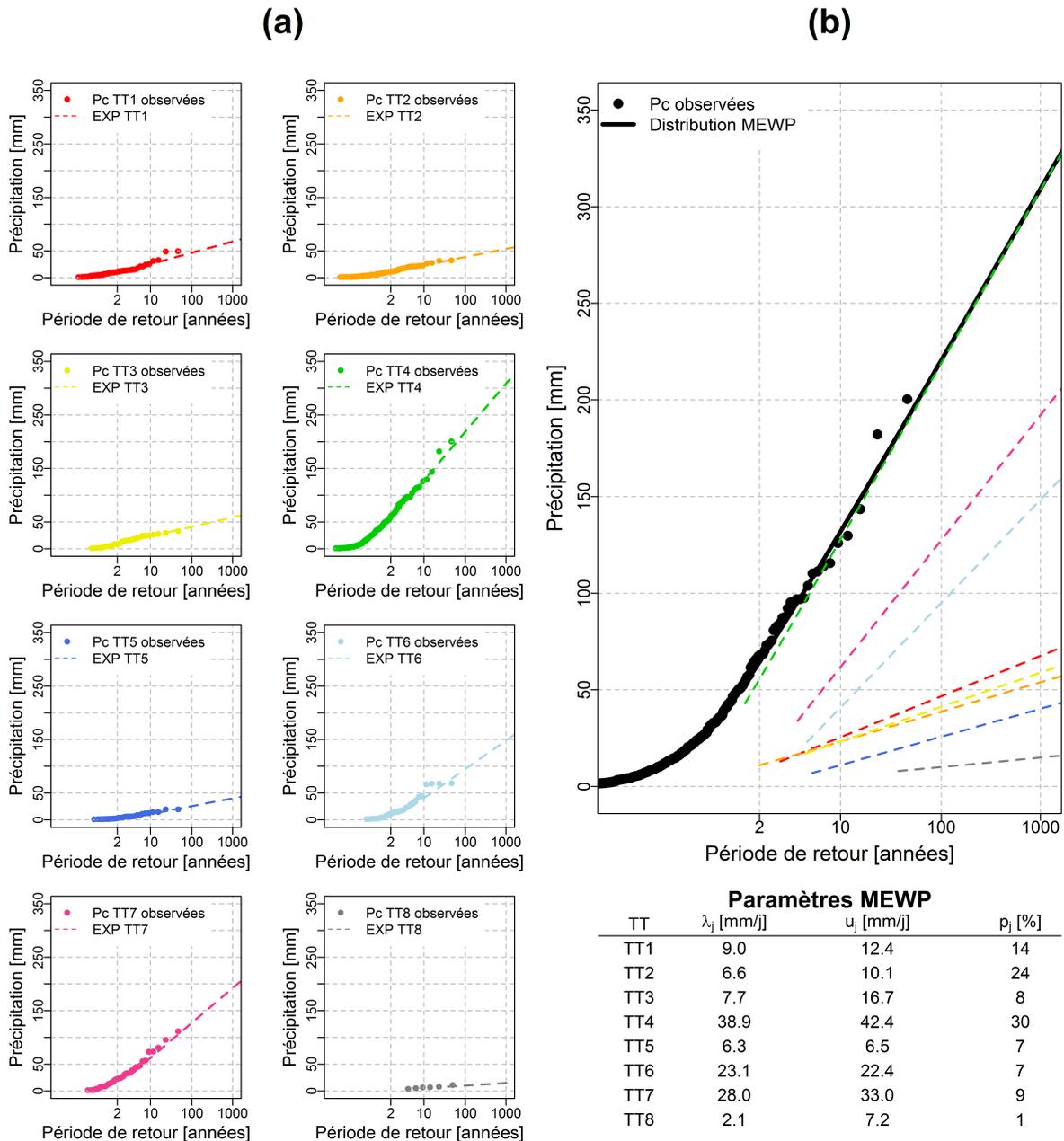


FIGURE 2.9: Distribution MEWP de la saison à risque (du 15 septembre au 14 décembre) du bassin versant du Tarn à Millau : (a) lois exponentielles ajustées sur les pluies centrales de la saison considérée pour chaque type de temps français ; (b) distribution MEWP et paramètres MEWP de la saison considérée.

2.3.3 Modèle probabiliste de pluies antérieures

Le modèle probabiliste de pluies centrales et les tableaux de contingences de pluies adjacentes permettent d'estimer la probabilité d'un épisode pluvieux généré sur trois jours. Néanmoins, une correction probabiliste supplémentaire peut être nécessaire, afin de prendre en compte la dépendance probabiliste potentielle entre l'épisode pluvieux généré et les pluies précédant cet épisode, appelées pluies antérieures et notées P_{ant} par la suite.

TABLEAU 2.1: Tableau de contingence des ratios entre pluies adjacentes (P_{a-} et P_{a+}) et pluies centrales (P_c , $R_{a-} = P_{a-}/P_c$ et $R_{a+} = P_{a+}/P_c$), estimés sur la période 1965-2010 pour le bassin versant du Tarn à Millau. Les sommes des colonnes sont égales à 1, à l'arrondi près.

	P_{a-} Classes de P_c [mm/j]					P_{a+} Classes de $P_c + P_{a-}$ [mm/j]			
Borne inférieure	1	8	18	38	Borne inférieure	1	10	22	47
Borne supérieure	8	18	38	∞	Borne supérieure	10	22	47	∞
$n_{P_{a-} \geq 1}$ [mm/j]	1517	778	420	198	$n_{P_{a+} \geq 1}$ [mm/j]	1543	753	413	204
$0.0 \leq R_{a-} < 0.1$	0.45	0.39	0.40	0.35	$0.0 \leq R_{a+} < 0.1$	0.45	0.36	0.36	0.31
$0.1 \leq R_{a-} < 0.2$	0.12	0.15	0.18	0.14	$0.1 \leq R_{a+} < 0.2$	0.14	0.17	0.18	0.24
$0.2 \leq R_{a-} < 0.3$	0.08	0.10	0.10	0.09	$0.2 \leq R_{a+} < 0.3$	0.09	0.13	0.13	0.12
$0.3 \leq R_{a-} < 0.4$	0.07	0.08	0.07	0.14	$0.3 \leq R_{a+} < 0.4$	0.06	0.06	0.09	0.04
$0.4 \leq R_{a-} < 0.5$	0.04	0.06	0.06	0.08	$0.4 \leq R_{a+} < 0.5$	0.06	0.07	0.07	0.10
$0.5 \leq R_{a-} < 0.6$	0.05	0.05	0.04	0.08	$0.5 \leq R_{a+} < 0.6$	0.05	0.05	0.05	0.07
$0.6 \leq R_{a-} < 0.7$	0.05	0.04	0.06	0.03	$0.6 \leq R_{a+} < 0.7$	0.04	0.04	0.05	0.03
$0.7 \leq R_{a-} < 0.8$	0.04	0.03	0.02	0.02	$0.7 \leq R_{a+} < 0.8$	0.04	0.03	0.02	0.03
$0.8 \leq R_{a-} < 0.9$	0.04	0.04	0.03	0.05	$0.8 \leq R_{a+} < 0.9$	0.03	0.03	0.03	0.01
$0.9 \leq R_{a-} < 1.0$	0.05	0.06	0.03	0.02	$0.9 \leq R_{a+} < 1.0$	0.04	0.04	0.03	0.03
	≈ 1	≈ 1	≈ 1	≈ 1		≈ 1	≈ 1	≈ 1	≈ 1

L'analyse de l'autocorrélation entre les pluies centrales et les pluies antérieures permet en premier lieu de répondre à la question générale : *est-ce que la probabilité d'observer un épisode pluvieux intense est plus forte lorsqu'un cumul significatif de pluies est observé durant les jours précédents ?* La figure 2.10 présente les corrélations estimées entre les valeurs de pluies centrales et les valeurs de pluies antérieures, en considérant des décalages de 1 à 9 jours, pour 2950 épisodes observés sur le bassin versant du Tarn à Millau. Pour ce bassin, il existe une corrélation significative entre les valeurs de pluies centrales et les pluies antérieures jusqu'à deux jours avant la pluie centrale (le coefficient de corrélation de Pearson est alors inférieur à 0.2). Le même résultat a été mis en évidence lors de travaux précédents sur 32 bassins versants français (Garavaglia, 2011). Il est néanmoins important de préciser que cette corrélation (sa longueur et son niveau) dépend fortement du contexte climatologique du bassin versant étudié, ainsi que de sa surface. Pour estimer correctement la probabilité d'un épisode pluvieux, il est donc nécessaire de prendre en compte la dépendance statistique entre chaque épisode pluvieux et les pluies antérieures, soit les deux jours précédant la pluie centrale.

L'application du théorème de Bayes permet d'estimer la probabilité d'un épisode pluvieux P_{epi} conditionnelle aux pluies adjacentes P_{ant} :

$$\mathbb{P}(P_{epi}|P_{ant}) = \frac{\mathbb{P}(P_{ant}|P_{epi})\mathbb{P}(P_{epi})}{\mathbb{P}(P_{ant})} \quad (2.6)$$

Le modèle probabiliste utilisé pour estimer la probabilité des pluies antérieures est une simple

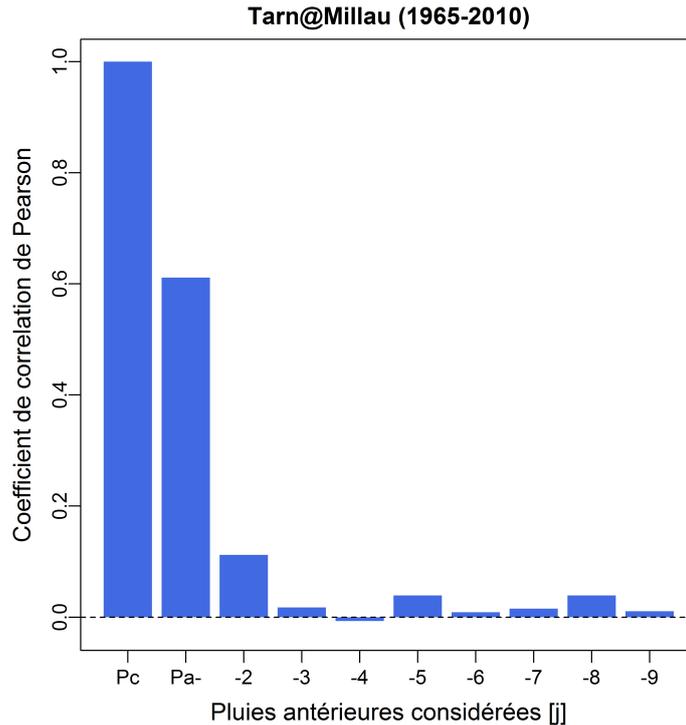


FIGURE 2.10: Corrélation entre 2914 valeurs de pluies centrales et les valeurs de pluies antérieures précédant ces épisodes, en considérant des décalages de 1 à 9 jours, sur le bassin versant du Tarn à Millau.

loi somme de deux distributions exponentielles (Djrboua et al., 2004), d'ores et déjà présentée dans la section 2.3.1.1. En posant Y comme étant la variable aléatoire P_{ant} précédant un épisode pluvieux, la fonction de répartition de cette variable est :

$$F(y|\alpha, \beta, a, b) = 1 - \alpha \exp\left(-\frac{y}{a}\right) - \beta \exp\left(-\frac{y}{b}\right) \quad (2.7)$$

où b est le paramètre d'échelle estimé sur la sous-population des pluies antérieures les plus fortes et donc $b > a$. Ce modèle permet d'estimer la probabilité de P_{ant} :

$$\mathbb{P}(P_{ant}) = STE(P_{ant}|\alpha, \beta, a, b) \quad (2.8)$$

De manière similaire aux tableaux de contingence de pluies adjacentes, les probabilités des pluies antérieures conditionnelles aux valeurs de pluies centrales sont estimées à partir de probabilités empiriques, estimées sur des classes de pluies centrales. Les pluies antérieures sont ainsi divisées en quatre populations conditionnées par les pluies qu'elles précèdent. Par exemple, pour le bassin du Tarn à Millau, la classe 1 regroupe les 1541 pluies antérieures précédant les 1541 épisodes pluvieux où des cumuls compris entre 1 et 12 [mm] ont été observés. Ces probabilités empiriques permettent d'approcher la probabilité de pluies antérieures conditionnelles à un épisode donné appartenant à la classe i_{epi} :

$$\mathbb{P}(P_{ant}|P_{epi}) \approx STE(P_{ant}|\alpha_{i_{epi}}, \beta_{i_{epi}}, a_{i_{epi}}, b_{i_{epi}}) \quad (2.9)$$

Ainsi, la probabilité conditionnelle d'un épisode simulé P_{epi} appartenant à la classe i_{epi} d'épisodes pluvieux, et ayant comme pluies antécédantes P_{ant} est :

$$\mathbb{P}(P_{epi, i_{epi}}|P_{ant}) = \mathbb{P}(P_{epi}) \frac{STE(P_{ant}|\alpha, \beta, a, b)}{STE(P_{ant}|\alpha_{i_{epi}}, \beta_{i_{epi}}, a_{i_{epi}}, b_{i_{epi}})} \quad (2.10)$$

Le facteur correctif permettant de prendre en compte l'influence des pluies antérieures sur la probabilité d'un épisode pluvieux est noté $CorP_{ant}$ par la suite. Le tableau 2.2 présente les valeurs de $CorP_{ant}$ estimées pour le bassin versant du Tarn à Millau, sur la période 1965-2010. Ainsi, un épisode pluvieux centré de 60 [mm/72h] (appartenant donc à la quatrième classe de P_{epi} , présentée dans la dernière colonne du tableau 2.2) a environ quatre fois plus de chance ($3.21/0.79 \approx 4$) d'être observé après des pluies antérieures de 75 [mm/48h] qu'après des pluies antérieures de 5 [mm/48h] (cf. lignes en gras du tableau 2.2).

Finalement, les trois modèles probabilistes de pluie (modèle de pluies centrales, de pluies adjacentes et de pluies antérieures) de SCHADEX permettent d'estimer la probabilité d'un épisode pluvieux simulé grâce à l'expression :

$$\mathbb{P}(P_{epi, i_{epi}}|P_{ant}) = \mathbb{P}(P_c) \mathbb{P}(P_{a-}) \mathbb{P}(P_{a+}) CorP_{ant}(P_{ant}, i_{epi}) \quad (2.11)$$

TABLEAU 2.2: Tableau de contingence des valeurs de $CorP_{ant}$ estimé pour différentes classes de P_{ant} (exprimées en [mm/48h]) et de P_{epi} (exprimées en [mm/72h]), sur la période 1965-2010 pour le bassin versant du Tarn à Millau.

	Classes de P_{epi} [mm/72h]			
Borne inférieure	1	12	26	56
Borne supérieure	12	26	56	∞
$n_{P_{epi} \geq 1}$ [mm/72h]	1541	754	404	195
$0 \leq P_{ant} < 10$	1.11	0.92	0.83	0.79
$10 \leq P_{ant} < 20$	0.76	1.20	1.38	1.88
$20 \leq P_{ant} < 30$	0.81	1.16	1.27	1.64
$30 \leq P_{ant} < 40$	0.77	1.03	1.37	1.75
$40 \leq P_{ant} < 50$	0.72	0.91	1.50	2.02
$50 \leq P_{ant} < 60$	0.67	0.80	1.65	2.35
$60 \leq P_{ant} < 70$	0.63	0.71	1.81	2.75
$70 \leq P_{ant} < 80$	0.59	0.63	1.99	3.21
$80 \leq P_{ant} < 90$	0.55	0.56	2.18	3.75
$90 \leq P_{ant} < 100$	0.51	0.49	2.40	4.38

2.4 Transformation pluie-débit

Dans la méthode SCHADEX, la transformation pluie-débit est réalisée de manière continue, en utilisant un modèle hydrologique, forcé par une série de températures de l'air observées et par une série de pluies de bassin observées, dans laquelle des épisodes pluvieux synthétiques sont injectés. Cette section vise à présenter le modèle hydrologique utilisé dans la méthode SCHADEX, ainsi que la fonction objectif utilisée pour caler ce modèle, *i.e.* estimer les paramètres libres du modèle (phase de calibration).

2.4.1 Le modèle pluie-débit MORDOR

Le modèle hydrologique utilisé pour réaliser la transformation pluie-débit au sein de la méthode SCHADEX est le modèle MORDOR, développé et utilisé à EDF depuis le début des années 90 (Garçon, 1999). Depuis, MORDOR est utilisé dans plusieurs contextes, notamment en prévision hydro-météorologique (e.g. Zalachori et al. (2012)) et en prédétermination des crues (e.g. Paquet et al. (2013)). Une version simplifiée de MORDOR a été comparée à d'autres structures de modèles hydrologiques sur de nombreux bassins versants, et s'est révélée être l'une des structures les plus performantes et les plus robustes (Mathevet, 2005; Andréassian et al., 2006).

MORDOR appartient à la famille des *modèles conceptuels à réservoirs*, fonctionnant à l'échelle globale (*i.e.* chaque entrée est définie par une unique valeur par pas de temps pour l'ensemble du bassin versant : pour l'hydrologue global, "il n'y a qu'une maille qui m'aïlle, le bassin versant" (Le Moine, 2008)). Deux séries temporelles sont nécessaires en entrée du modèle pour simuler une série de débits : (i) une série de températures de l'air, représentative de la température moyenne observée sur le bassin, et (ii) une série de pluies de bassin. MORDOR est composé de plusieurs compartiments représentant, de manière conceptuelle, les différentes composantes du cycle hydrologique d'un bassin versant : ruissellement rapide de surface, dynamique lente des aquifères, accumulation et fonte d'un stock de neige, évapotranspiration, etc. Chacun de ces compartiments possède un certain nombre de paramètres libres, qui doivent être calés sur chaque bassin versant étudié (cf. section 2.4.2). MORDOR possède 11 paramètres libres lorsque le "compartiment neige" n'est pas utilisé et 22 paramètres lorsque l'ensemble des paramètres est utilisé. Le tableau 2.3 synthétise les différents paramètres libres de MORDOR : les paramètres colorés en bleu sont ceux du "compartiment neige". Les deux dernières colonnes indiquent les bornes de variations des valeurs de chaque paramètre.

TABLEAU 2.3: Paramètres libres du modèle hydrologique MORDOR et bornes de variations des paramètres pour le bassin versant du Tarn à Millau. Les paramètres colorés en bleu sont ceux du compartiment neige.

Paramètre	Description	Borne inf.	Borne sup.
Paramètres relatifs à la température			
ptjp1	Poids de la température du jour (j+1) dans l'éclatement des précipitations	0	1
pnfr	Pondération donnée à la neige la plus froide (neige du jour ou stock) pour le calcul de la température du stock	1	100
ltm	Pondération des températures antérieures pour le calcul de la température de fonte superficielle	0.1	0.9
prft	Pondération de l'influence de la température du jour sur la température de fonte	1	100
efp	Décalage de la température de référence avant éclatement des précipitations	-5	5
eft	Décalage de la température de référence avant calcul de la lame de fusion	-5	5
dbt	Bonus de température de "beau temps" pour le calcul de la fonte	0	2
Paramètres relatifs à la fusion du manteau neigeux			
kf	Coefficient brut de fusion superficielle	1.5	5
kfs	Coefficient de fusion sous le manteau	0.25	0.5
es	Exposant réglant l'évolution de la surface enneigée lors de la fusion	0.25	0.75
ztn	Portion de la lame de fonte qui ne ruisselle pas directement interceptée par le stock superficiel	0	1
Paramètres relatifs à l'évapotranspiration			
fe1	Paramètres de l'évapotranspiration potentielle	0.0005	0.1
fe3		-5	5
Paramètres relatifs aux échanges souterrains			
kl1	Coefficient de vidange du stock intermédiaire vers le stock évaporant ou la rivière	0.1	0.5
kl2	Coefficient de vidange du stock intermédiaire vers le stock évaporant ou le stock profond	0.1	0.5
dn	Coefficient de vidange du stock profond	30	999
exn	Exposant de la loi de vidange du stock profond	1	8
Paramètres relatifs à la fonction de transfert du bassin versant			
ftr1	Paramètres de la fonction de transfert du bassin	1	5
ftr2		1	3
Paramètres relatifs aux niveaux de remplissage des stocks			
Umax	Valeur maximale du stock superficiel [mm]	30	200
Lmax	Valeur maximale du stock intermédiaire [mm]	30	200
Zmax	Valeur maximale du stock évaporant [mm]	30	200

La figure 2.11 présente un schéma conceptuel du modèle MORDOR, représentant notamment les différents réservoirs du modèle, à savoir :

- le réservoir superficiel U, qui contribue à l'évapotranspiration et au ruissellement direct,
- le réservoir évaporant Z, rempli par une partie du ruissellement indirect et qui contribue à l'évapotranspiration,
- le réservoir intermédiaire L, qui détermine la part directe et indirecte du ruissellement, ainsi que l'infiltration jusqu'au réservoir profond N,
- le réservoir profond N, qui détermine un écoulement de base.

Le modèle GR4J (Perrin et al., 2003) a également été testé au sein de la méthode SCHADEX (Garavaglia, 2011), et des projets de substitution de MORDOR par deux autres modèles hydrologiques (le modèle UBC Watershed Model (Quick & Pipes, 1977; Micovic & Quick, 1999) et le modèle HBV (Bergström, 1976; Lindström et al., 1997)) sont en cours, ce qui permettrait de réaliser des estimations SCHADEX avec plusieurs modèles hydrologiques différents sur un même bassin versant.

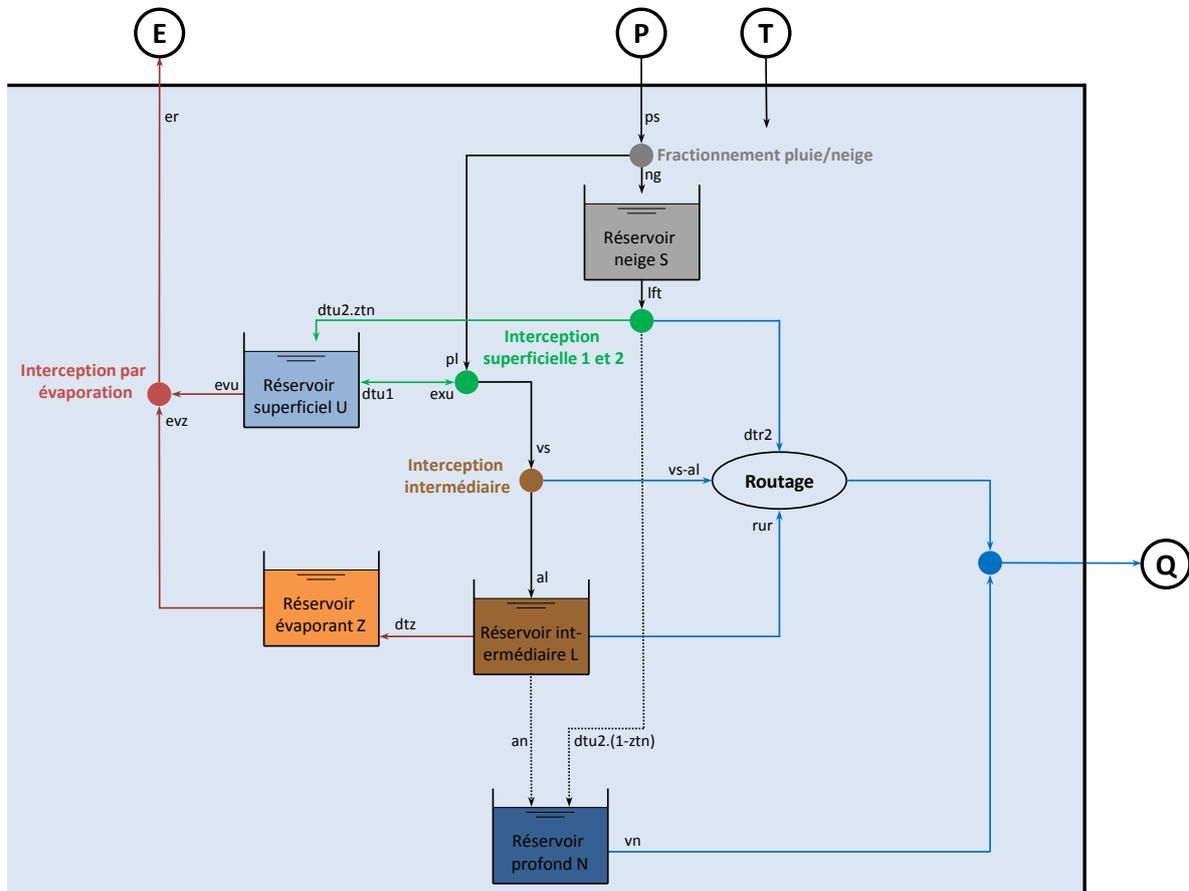


FIGURE 2.11: Schéma conceptuel du modèle pluie-débit MORDOR.

2.4.2 Calage du modèle hydrologique

Depuis plusieurs décennies, les hydrologues modélisateurs travaillent sur le calage des modèles hydrologiques, recherchant des fonctions objectifs permettant de reproduire le plus fidèlement possible les caractéristiques hydrologiques observées. Il est important d'adapter la fonction objectif utilisée lors du calage des paramètres à l'objectif de modélisation. L'influence du choix de la fonction objectif en contexte de prédétermination des crues a été particulièrement bien illustrée par Lamb (1999) sur plusieurs bassins versants de Grande-Bretagne. Différentes fonctions objectifs ont en effet été considérées pour caler un modèle hydrologique utilisé au sein d'une méthode de simulation stochastique de crues. Des biais significatifs ont été constatés en termes de distribution de fréquence de crues observées et simulées, lorsque le modèle hydrologique est calé avec des fonctions objectifs simples, basées notamment sur l'estimation de la somme des erreurs au carré. Ces erreurs mettent en évidence la nécessité d'utiliser une fonction objectif forçant une bonne représentation par le modèle hydrologique de la dynamique et de l'intensité des crues.

Dans le cadre de l'application de la méthode SCHADEX, le modèle hydrologique utilisé doit répondre de manière acceptable à deux objectifs : (i) une bonne performance du modèle pour la simulation des différentes conditions de saturation du bassin versant étudié (*i.e.* avoir un régime hydrologique simulé proche du régime observé) et (ii) une bonne performance du modèle pour la simulation des crues observées les plus fortes. Au sein de la méthode SCHADEX, la fonction objectif utilisée pour le calage des modèles hydrologiques combine donc le calcul "classique" d'un critère de Nash & Sutcliffe (1970) avec le calcul d'un critère de Nash & Sutcliffe estimé entre la courbe des débits classés simulés et celle des débits classés observés. Cette fonction objectif, notée NSE_{EDF} , est détaillée dans l'équation 2.12, dans laquelle $Q_{obs,t}$ est le débit observé au pas de temps t , $Q_{sim,t}$ est le débit simulé au pas de temps t , $\overline{Q_{obs}}$ est la moyenne des débits observés, n est le nombre d'observations, w est le poids associé au critère de Nash & Sutcliffe estimé sur les courbes de débits classés, $Q_{obs,i}$ est le débit observé au rang i , et $Q_{sim,i}$ est le débit simulé au rang i .

$$NSE_{EDF} = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - \overline{Q_{obs}})^2}\right)^2 + w \cdot \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2}\right) \quad (2.12)$$

Cette fonction objectif permet d'identifier, pour chaque bassin versant étudié, les jeux de paramètres les plus performants pour la reproduction de la dynamique temporelle hydrologique (*i.e.* produire une série de débits simulée corrélée temporellement avec celle observée) et étant forcés à reproduire correctement la courbe des débits classés observée. L'algorithme de calage utilisé est un algorithme génétique.

Les performances en calage (*i.e.* performances évaluées sur la période utilisée pour le calage des paramètres) du modèle hydrologique MORDOR selon ces deux objectifs sont illustrées

(partiellement), pour le bassin versant du Tarn à Millau (11 paramètres ont été calés), sur la figure 2.12, représentant (a) le régime hydrologique observé et modélisé et (b) la courbe des débits classés observée et modélisée. MORDOR est à la fois performant pour la simulation du régime hydrologique et de la courbe de débits classés du bassin versant. Il est important (et honnête) de préciser que le bassin versant du Tarn à Millau est qualifié, par les hydrologues modélisateurs experts, de bassin versant “facile à modéliser”. En effet, la composante nivale du bassin n’influe que très peu sur l’hydrologie de ce bassin (or les processus nivaux sont particulièrement difficiles à modéliser), qui est fortement pilotée par les épisodes pluvieux intenses. La plupart des modèles hydrologiques conceptuels sont, *a priori*, suffisamment “armés” pour modéliser correctement l’hydrologie de ce bassin versant. Enfin, les données hydrométéorologiques utilisées pour le calage des paramètres du modèle hydrologique sont de bonne qualité, ce qui n’est pas toujours le cas malheureusement.

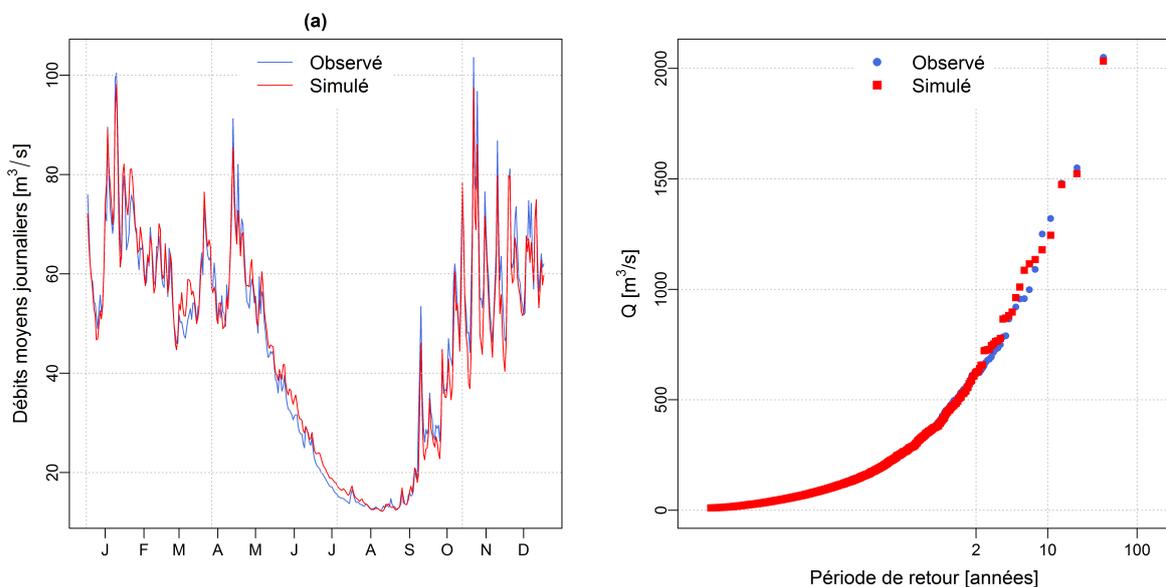


FIGURE 2.12: Performances du modèle hydrologique MORDOR sur le bassin versant du Tarn à Millau, période 1965-2010 : (a) régime simulé et observé sur la période de calage ; (b) courbe des débits classés observée et simulée sur la période de calage.

2.4.3 Simulation de la réponse hydrologique à un épisode pluvieux

Après avoir généré un épisode pluvieux et lui avoir attribué une probabilité grâce aux modèles probabilistes de pluies décrits dans la section 2.3, la réponse hydrologique du bassin versant considéré à cet épisode est simulée grâce au modèle hydrologique, préalablement calé. La phase de calage du modèle hydrologique permet en effet de définir un jeu de paramètres de référence qui sera utilisé pour réaliser la transformation “épisode pluvieux simulé - crue simulée”. Ce jeu de paramètres de référence est tout d’abord utilisé pour réaliser une simulation hydrologique continue “classique”, en forçant le modèle hydrologique avec les séries observées de la période

dite de simulation (cf. section 2.5). L'ensemble des variables internes du modèle hydrologique est stocké pour chaque journée simulée.

Ainsi, pour simuler la réponse hydrologique du bassin versant à un épisode pluvieux débutant au jour j de la période de simulation (et donc se déroulant du jour j au jour $j + 2$), le modèle hydrologique est initialisé avec les valeurs des variables internes du modèle simulées lors de la simulation hydrologique de référence pour le jour $j - 1$. Le modèle hydrologique est ensuite forcé par l'épisode pluvieux simulé, puis par la suite de la série de pluies observées, ainsi que par la série de températures observées. Finalement, la valeur maximale de débit simulée est conservée avant de réaliser une nouvelle simulation de crue, qui sera menée de manière totalement indépendante.

2.5 Représentation de la saturation du bassin versant

La difficulté de l'exercice de prédétermination des crues extrêmes n'est pas uniquement liée à la simulation de pluies extrêmes et donc au modèle probabiliste utilisé, mais tient également à la représentation de l'aléa de saturation du bassin versant (Verhoest et al., 2010; Li et al., 2012; Pathiraja et al., 2012). En effet, un épisode pluvieux donné peut être à l'origine d'une crue extrême si le bassin versant étudié est particulièrement saturé; ou peut ne produire qu'une augmentation peu significative du débit, si le bassin versant est peu saturé. Il est donc nécessaire de prendre en compte les conditions de saturation des bassins versants. Cette nécessité est illustrée sur la figure 2.13 (tirée de Pathiraja et al. (2012)), où quatre épisodes de crues observés sur un bassin versant de 402 [km²], situé au sud-est de l'Australie, sont représentés. Les deux premiers épisodes (figures 2.13a et 2.13b) sont caractérisés par deux journées à cumul pluviométrique comparables (57 [mm] et 62 [mm], respectivement), mais par des intensités de crues très différentes (2 [mm] et 18 [mm]). Cette différence est due aux jours précédant les deux journées à forts cumuls, séquence sèche pour le premier épisode et séquence pluvieuse pour le deuxième. Néanmoins, deux épisodes caractérisés par des journées à cumuls pluviométriques forts mais différents (98 [mm] et 57 [mm] respectivement, figures 2.13c et 2.13d), peuvent générer des crues similaires (6 [mm] et 7 [mm]), si l'épisode à "faible" cumul pluviométrique est compensé par un cumul important observé lors des semaines précédant l'épisode, et donc saturant le bassin versant.

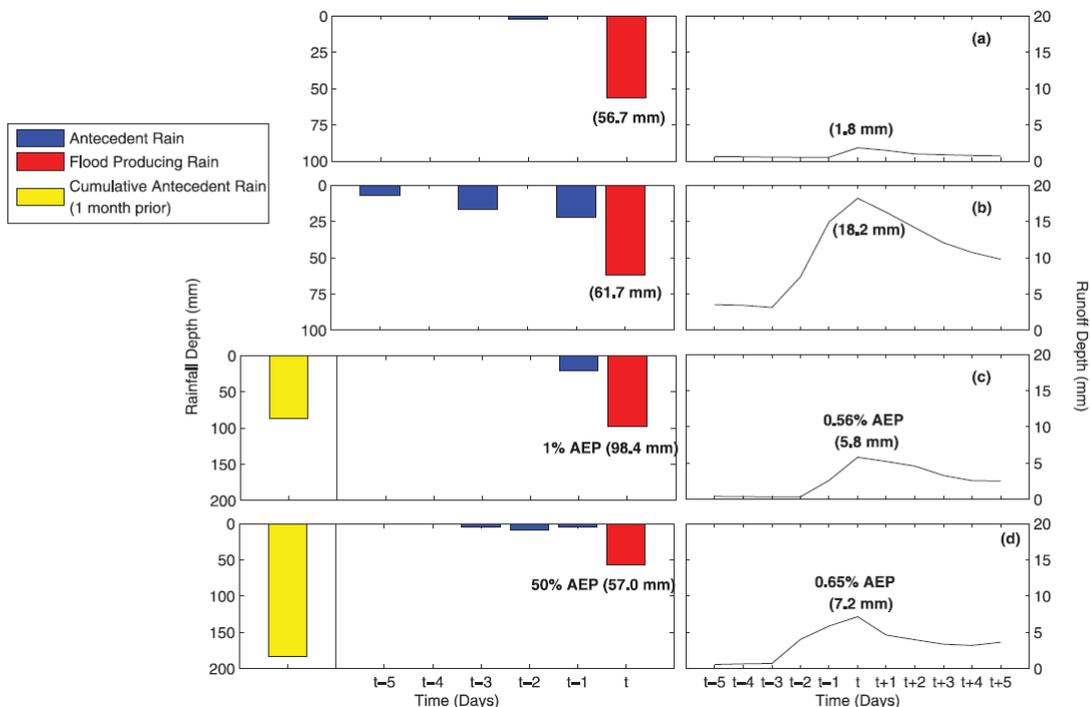


FIGURE 2.13: Illustration de la nécessité de prendre en compte les conditions de saturation des bassins versants lors de la simulation stochastique de crues. Figure tirée de Pathiraja et al. (2012), AEP signifie Annual Exceedance Probability.

La méthode SCHADEX est construite autour d'un simulateur de pluie événementiel, et ne possède pas de générateur de chroniques continues de pluies. Les conditions de saturation du bassin versant étudié sont représentées par une simulation hydrologique "classique", utilisant un modèle hydrologique préalablement calé. Ce modèle utilise en entrée les séries observées de pluies et de températures sur une période donnée. Les variables internes du modèle hydrologique (*i.e.* les niveaux des différents réservoirs) décrivent donc l'évolution temporelle des conditions de saturation du bassin versant étudié. Ainsi, les conditions de saturation du bassin versant sont vues à travers les réservoirs du modèle hydrologique et des différentes situations qu'ils ont connues, sur une période observée donnée. Cette période, censée contenir un grand nombre de conditions de saturation différentes, est appelée période de simulation.

Deux variables internes du modèle hydrologique MORDOR peuvent être utilisées comme "proxy" de conditions de saturation d'un bassin versant. Il s'agit des niveaux de remplissage des réservoirs U (réservoir superficiel) et Z (réservoir évaporant), présentés dans la section 2.4.1 et illustrés sur le schéma conceptuel de MORDOR à la figure 2.11. En effet, les remplissages de ces deux réservoirs conditionnent le ruissellement direct et indirect du modèle induit par les épisodes pluvieux. Par exemple, l'interception de la précipitation ps par le réservoir U est :

$$dtu1 = ps \left(1 - \frac{U}{U_{MAX}} \right) \quad (2.13)$$

où U est le niveau de remplissage du réservoir U au pas de temps considéré, et U_{MAX} est le niveau de remplissage maximum du réservoir U , déterminé lors de la phase de calage du modèle hydrologique sur le bassin versant considéré, et exprimé en [mm]. Dans le cas du bassin versant du Tarn à Millau, la somme des paramètres U_{MAX} et Z_{MAX} (déterminés par un calage sur la période 1970-2010, $U_{MAX} + Z_{MAX} = UZ_{MAX}$) vaut 175 [mm] et représente un "macro-réservoir" (noté par la suite UZ) utilisé comme "proxy" des conditions de saturations d'un bassin versant, vues par le modèle hydrologique MORDOR. La figure 2.14a représente la distribution estimée sur l'année entière et les distributions saisonnières du taux de remplissage du macro-réservoir UZ pour le bassin versant du Tarn à Millau, après simulation pluie-débit continue sur la période 1970-2010. Les conditions de saturation du bassin versant du Tarn à Millau varient selon la saison considérée : le modèle MORDOR a son macro-réservoir UZ rempli à 60% pour seulement 20% des journées de la saison 3 (saison estivale composée des mois de juin, juillet et août) alors que ce macro-réservoir est rempli à 60% pour environ 90% des journées des saisons 1 et 2 (mois de décembre, janvier, février, mars, avril et mai). La figure 2.14b représente les différents taux de remplissage du réservoir UZ simulés par le modèle MORDOR sur les 2547 pluies centrales observées sur la période 1970-2010. Le réservoir UZ est rempli à plus de 70% pour plus de la moitié des journées où une pluie centrale a été observée (et donc les journées où des épisodes pluvieux synthétiques seront injectés).

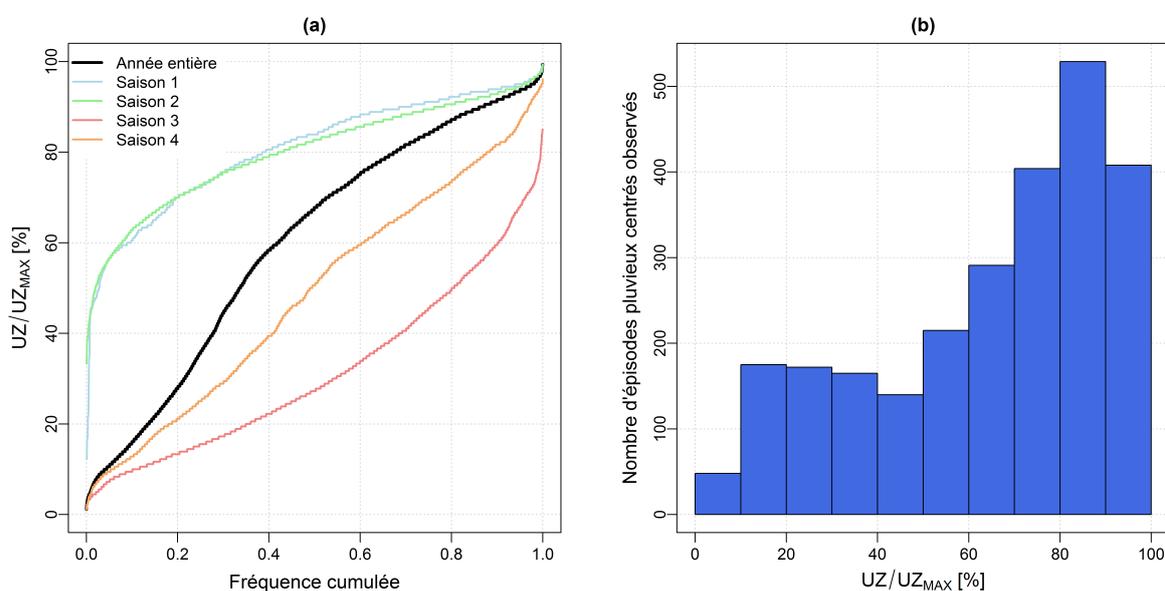


FIGURE 2.14: (a) Distribution globale (ligne noire) et distributions saisonnières (lignes colorées) du taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle hydrologique MORDOR pour le bassin versant du Tarn à Millau, après simulation pluie-débit continue sur la période 1970-2010 ($UZ_{MAX} = 175$ [mm]). (b) Histogramme des taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle MORDOR simulés sur les 2547 pluies centrales observées sur la période 1970-2010.

2.6 Périodes de retour affectées aux crues simulées

Les différents modèles probabilistes présentés dans la section 2.3 permettent d'estimer la probabilité de chaque épisode pluvieux généré lors du processus de simulation de SCHADEX. Pour un même épisode pluvieux simulé, les conditions de saturation du bassin versant considéré influent sur la probabilité d'observer une crue. Il est donc nécessaire d'introduire une nouvelle variable stochastique représentant l'aléa de "saturation", noté H . La probabilité $\mathbb{P}(Q)$ affectée à chaque crue simulée serait donc une combinaison entre la probabilité de l'épisode pluvieux simulé et la probabilité de la saturation du bassin versant au moment de l'injection de l'épisode. Ainsi, la probabilité d'une crue générée par un épisode pluvieux centré P_{epi} , de classe i_{epi} , précédé de pluies antérieures P_{ant} et arrivant lors de conditions de saturation du bassin H peut être notée :

$$\mathbb{P}(Q) = \mathbb{P}(P_{epi}|P_{ant}, H) \quad (2.14)$$

L'hypothèse d'indépendance des crues simulées vis-à-vis des conditions de saturation précédant les épisodes pluvieux simulés a été testée par Paquet et al. (2013) et validée en comparant, sur le bassin versant du Tarn à Millau, les valeurs de 2545 épisodes pluvieux observés avec les 2545 niveaux de saturation des réservoirs du modèle MORDOR précédant les épisodes pluvieux (réservoirs U et Z, utilisés comme "proxy" de saturation du bassin versant considéré). En effet, les épisodes pluvieux centrés observés et les niveaux de remplissage des réservoirs de MORDOR ne sont pas corrélés (un R^2 de 0.04 et un coefficient de corrélation de rang de Spearman de 0.04 sont obtenus). Une approche similaire réalisée par Hlavcova et al. (2005) a mené aux mêmes conclusions d'indépendance entre les conditions de saturation du bassin versant précédant un épisode pluvieux et cet épisode pluvieux. De ce fait, la probabilité $\mathbb{P}(Q)$ affectée à chaque crue simulée est :

$$\mathbb{P}(Q) = \mathbb{P}(P_{epi}|P_{ant}) \mathbb{P}(H) \quad (2.15)$$

Chaque condition de saturation observée avant les différents épisodes pluvieux centrés observés est considérée avec sa probabilité empirique : si seulement 3% des journées de simulation sont des journées où le bassin versant étudié est vu par le modèle hydrologique MORDOR comme étant totalement saturé, 3% des crues simulées seront simulées dans ces conditions. En résumé, la probabilité $\mathbb{P}(Q)$ affectée à chaque crue simulée est :

$$\mathbb{P}(Q) = \mathbb{P}(P_{epi}|P_{ant}) \quad (2.16)$$

2.7 L'expertise au sein de la méthode SCHADEX

Il est important de noter la part significative de l'expertise apportée par l'hydrologue de l'extrême lors de la réalisation d'une simulation SCHADEX en contexte opérationnel. Cette expertise intervient notamment lors de l'analyse de la qualité des données ensuite utilisées, de la construction d'une pluie de bassin, et du calage de modèle hydrologique.

L'analyse de la qualité hydrométrique des données utilisées est une étape nécessaire pour les hydrologues ; malheureusement trop peu documentée dans la littérature. Un hydrologue en charge d'une étude SCHADEX en vue d'un dimensionnement d'ouvrage passe - en moyenne - plus de la moitié de son temps à la critique de données. Il s'agit par exemple de sélectionner un panier de pluviomètres de bonne qualité pour créer une pluie de bassin, de vérifier qu'aucune station de mesures n'a été déplacée au cours du temps, de compter le nombre de jaugeages réalisés à la station hydrométrique considérée, etc. La critique de données hydroclimatiques mélange généralement l'utilisation de critères numériques - pour détecter des ruptures statistiques par exemple - avec une expertise qui est, par définition, difficile à rendre objective.

Lors de la construction d'une pluie de bassin, l'expertise hydrologique intervient tout d'abord lors du choix du panier de stations pluviométriques considérées pour la construction de la série. Ensuite, la pluie de bassin constituée - par exemple avec la méthode des polygones de Thiessen - est généralement modifiée afin de boucler un bilan hydrologique. Des moyennes annuelles (pluie moyenne annuelle, écoulement moyen annuel et évapotranspiration potentielle moyenne annuelle) sont estimées grâce à l'ensemble des données observées pour permettre de quantifier les termes du bilan hydrologique. Cette étape de modification consiste, la plupart du temps, à augmenter les pluies de bassins calculées (*i.e.* multiplication des pluies de bassin journalières par un coefficient constant) pour palier à la sous-estimation des pluies, fréquemment observée dans les bassins versants de montagnes ([Gottardi, 2009](#)).

Enfin, le calage expertisé de modèle hydrologique consiste principalement à ne pas considérer certaines sous-périodes observées lors du calage du modèle. L'expert considère alors que les informations fournies par ces périodes observées (constituées de séries de pluies de bassin, températures de l'air et débits observés) sont de nature à "fausser" le calage du modèle hydrologique, du fait d'influences anthropiques significatives ou de biais météorologiques par exemple.

2.8 Ce qui sera étudié par la suite...

Cette courte section vise uniquement à identifier les parties de la méthode SCHADEX qui seront testées et manipulées dans la suite des travaux, à savoir :

- les paramètres du modèle probabiliste de pluies centrales,
- les paramètres du modèle hydrologique,
- la période observée utilisée pour représenter les différentes conditions de saturation du bassin versant étudié.

Ainsi, les modèles probabilistes des pluies adjacentes et des pluies antérieures seront déterminés lors de la réalisation de l'estimation SCHADEX de référence sur chaque bassin versant considéré, et ne seront plus remis en question par la suite.

Il est important de préciser que les options méthodologiques de la méthode SCHADEX (par exemple, l'hypothèse exponentielle des sous-échantillons de pluies centrales par type de temps et par saison du modèle probabiliste MEWP) n'ont pas été remises en cause dans ces travaux. Enfin, la dernière étape de la méthode SCHADEX, consistant à identifier une distribution de débits instantanés, n'a pas été détaillée dans ce chapitre et ne sera de même pas illustrée dans la suite des travaux. Ces débits de pointe sont généralement estimés en multipliant les débits moyens journaliers par un coefficient de forme (ratio entre la pointe d'une crue - généralement estimée avec des séries de débits horaires - et le volume d'une crue - généralement estimé avec des séries de débits journaliers) identifié pour chaque bassin versant sur une sélection de crues observées [Garavaglia \(2011\)](#); [Paquet et al. \(2013\)](#).

3

Présentation des données utilisées

Proposition de recherche étymologique : pourquoi les hydrologues du monde entier utilisent-ils la lettre "Q" pour les débits ?

Est-ce que la lettre "Q", d'ores et déjà utilisée par Monsieur [Darcy \(1856\)](#) dans son ouvrage sur les fontaines de Dijon, est l'initiale de Quantité (Quantitas en latin, Quantity en anglais, Quantità en italien, Quantität en allemand) ?

3.1 Introduction

Ce chapitre vise à présenter la base de données hydrométéorologiques utilisée lors des différents travaux présentés par la suite. Sept bassins versants ont été étudiés : trois bassins français (le Tarn à Millau, la Corrèze à Brive-la-Gaillarde et la Romanche au Champeau), un bassin autrichien (la Kamp à Zwettl), deux bassins canadiens (la Campbell au barrage de Strathcona et la Coquitlam au barrage de Coquitlam) et un bassin norvégien (l'Atna à Atnasjø). Il est important de noter que ces sept bassins ne seront pas utilisés exhaustivement dans chaque chapitre qui suivra. Aucune étude d'impact du changement climatique ne sera notamment menée sur les bassins versants canadiens.

Cette introduction hydrométéorologique est accompagnée, pour chaque bassin versant étudié, de la présentation d'estimations de pluies et crues extrêmes. Des résultats SCHADEX "expertisés" étaient d'ores et déjà disponibles pour les trois bassins versants français, la suite des travaux s'appuie donc sur ces résultats et sur les séries de données alors constituées et critiquées. Une expertise des séries de données observées et des résultats SCHADEX a également été réalisée pour chaque bassin versant étranger étudié. Ces estimations, produites par les hydrologues de l'extrême experts d'EDF, seront par la suite labélisées comme "SCHADEX EXP", pour "estimations SCHADEX expertisées". En marge de ces résultats expertisés, une estimation SCHADEX de référence (labélisée "SCHADEX REF" par la suite) a été produite pour chaque bassin versant et est également illustrée dans les sections suivantes. Cette estimation a été réalisée en utilisant l'ensemble des données hydrométéorologiques disponibles. Elle diffère donc des estimations "expertisées" pour lesquelles certaines périodes ou années observées n'ont pas été considérées lors du calage du modèle pluie-débit par exemple (cf. section 2.7 sur l'expertise au sein de la méthode SCHADEX).

3.2 Caractéristiques générales du jeu de données

Avant de détailler les contextes hydroclimatiques des différents bassins versants, un aperçu général des caractéristiques des sept bassins versants est dressé dans cette section. La figure 3.1 présente la localisation des sept bassins versants étudiés et le tableau 3.1 en résume les principales caractéristiques. Il s'agit de bassins versants de taille moyenne (les surfaces sont comprises entre 188 et 2170 [km²]), situés dans des régions de moyenne montagne (les altitudes médianes sont comprises entre 459 et 2169 [m]). La genèse des crues observées sur ces bassins est essentiellement pilotée par des épisodes de pluies intenses. Néanmoins, les crues les plus fortes sont générées, pour certains bassins, par des épisodes pluvieux intenses se déroulant lors de redoux de température entraînant la fonte de manteaux neigeux précoces (bassins versants de la Romanche au Champeau, de la Coquitlam au barrage de Coquitlam, de la Campbell au barrage de Strathcona et de l'Atna à l'Atnasjø).

Les sections suivantes visent à décrire plus en détail les contextes hydroclimatiques et les estimations SCHADEX de référence des sept bassins versants étudiés, regroupés par pays.

TABLEAU 3.1: Caractéristiques générales des sept bassins versants étudiés : nom de la rivière, exutoire, pays, surface, altitude médiane ($A_{50\%}$), température journalière moyenne (\bar{T}), pluie annuelle moyenne (\bar{P}) et écoulement annuel moyen (\bar{E}).

Rivière	Exutoire	Pays	Surface [km ²]	$A_{50\%}$ [m]	\bar{T} [°C/d]	\bar{P} [mm/y]	\bar{E} [mm/y]
Tarn	Millau	France	2170	889	9	1258	685
Corrèze	Brive-la-Gaillarde	France	950	459	11	1260	702
Romanche	Champeau	France	1000	2169	4	1530	1173
Kamp	Zwettl	Autriche	622	774	7	760	283
Coquitlam	Coquitlam	Canada	188	802	8	4163	3849
Campbell	Strathcona	Canada	1193	975	4	2496	2012
Atna	Atnasjø	Norvège	463	1204	-2	851	649



FIGURE 3.1: Localisation des sept bassins versants étudiés. Les données de topographie et de bathymétrie sont issues de la base de données GEBCO (The GEBCO 08 Grid, version 20100927, <http://www.gebco.net>).

3.3 Bassins versants français

3.3.1 Contexte hydroclimatique

Trois bassins versants français ont été étudiés : le Tarn à Millau¹ (d’ores et déjà présenté dans le chapitre 2), la Corrèze à Brive-la-Gaillarde² et la Romanche au Champeau³. Trois critères ont été pris en compte pour le choix de ces bassins versants français : (i) la volonté de travailler sur des bassins versants possédant des jeux de données réputés comme étant de bonne qualité hydrométrique, (ii) la volonté de s’appuyer sur des estimations SCHADDEX d’ores et déjà existantes et (iii) la volonté de constituer un jeu de bassins versants français représentant différentes régions d’intérêt pour EDF. Le Tarn à Millau est un bassin sujet à des crues cévenoles, la Corrèze à Brive-la-Gaillarde est à la fois impactée par des épisodes pluvieux d’origine océanique et par des épisodes d’origine méditerranéenne, et enfin la Romanche au Champeau est un bassin versant alpin fortement nival. Il s’agit donc de trois bassins versants aux caractéristiques hydroclimatiques différentes et pouvant être considérés comme représentatifs de régions où EDF possède des ouvrages hydrauliques à forts enjeux.

Les figures 3.2, 3.3 et 3.4 illustrent les contextes hydroclimatiques observés pour chacun des trois bassins versants français. Ces figures sont constituées de cinq éléments représentant différentes caractéristiques des bassins versants. La topographie, extraite de la base de données SRTM 90 [m] (Jarvis et al., 2008) et exprimée en mètres, est représentée dans le premier élément des figures. Les régimes hydroclimatiques, présentés dans les éléments (a) des trois figures, sont estimés à partir de fenêtres glissantes de 20 jours et représentent les moyennes des débits journaliers (en bleu), les quantiles 5% et 95% des débits journaliers (en bleu ciel), les moyennes de pluies journalières (en noir) et les quantiles 95% des pluies journalières (en gris). Les éléments (b) présentent des boîtes à moustaches (construites à partir des quantiles 10, 25, 50, 75 et 90%) décrivant les populations de maxima annuels de pluies journalières échantillonnées par type de temps (le catalogue de huit types de temps français a été présenté dans les figures 2.6 et 2.7). Les éléments (c) et (d) visent à représenter la saisonnalité de deux aléas pour chaque bassin versant étudié : l’aléa “pluie forte” (représenté grâce aux gradex mensuels estimés sur les pluies journalières, *i.e.* le deuxième paramètre d’une loi somme de deux exponentielles, cf. section 2.3.1.1) et l’aléa “saturation” (représenté grâce à des distributions saisonnières du taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle hydrologique MORDOR, cf. section 2.5). Les couleurs de ces éléments (c) et (d) représentent le découpage saisonnier utilisé pour le modèle probabiliste MEWP de pluies centrales.

Le bassin versant du Tarn à Millau est un bassin pluvial de taille moyenne (2170 [km²]) caractérisé par des altitudes variant entre 300 et 1700 [m]. D’intenses épisodes pluvieux automnaux

1. Bassin versant du Tarn à Millau sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/kQCdU>.

2. Bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/LydW0>.

3. Bassin versant de la Romanche au Champeau sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/itzZU>.

gènèrent de fortes crues sur ce bassin versant (cf. figure 3.2a). Les trois types de temps français caractérisés par des circulations méditerranéennes (les types de temps 4, 6 et 7) regroupent les cumuls journaliers de pluies les plus importants, notamment le type de temps 4 (cf. figure 3.2b). La saisonnalité de l'aléa pluie de ce bassin versant est marquée. Les mois de septembre, octobre et novembre constituent la période où les épisodes pluvieux les plus intenses sont observés et constituent à la saison à risque de ce bassin (cf. figure 3.2c). Pour le modèle MORDOR, cette saison à risque regroupe des journées où le macro-réservoir UZ est partiellement saturé, puisque seulement 20% des journées modélisées sont caractérisées par un taux de remplissage supérieur à 80% (cf. figure 3.2d).

Le bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde est un bassin versant pluvial de 955 [km²], dont l'altitude médiane est de 459 [m]. Les crues sont observées sur ce bassin durant deux périodes, d'octobre à mars et durant le mois de mai (cf. figure 3.3a). Plusieurs types de temps sont à l'origine de cumuls journaliers de pluie importants, notamment les types de temps 2, 4 et plus marginalement le type de temps 7 (cf. figure 3.3b). Les épisodes pluvieux les plus intenses sont observés durant les mois de septembre et octobre (cf. figure 3.3c). La période hivernale (de novembre à mai) regroupe des journées pour lesquelles le taux de remplissage du macro-réservoir UZ de MORDOR est particulièrement élevé (cf. figure 3.3d).

Le bassin versant de la Romanche au Champeau est un bassin nival de 1000 [km²] situé dans les Alpes françaises, subissant l'influence de plusieurs glaciers situés sur les plus hauts sommets. L'altitude de ce bassin versant varie entre 700 et 4000 [m]. Les débits journaliers les plus importants sont observés en juin et sont dus à la fonte des neiges, mais également en automne, alors engendrés par des épisodes pluvieux forts (cf. figure 3.4a). Deux types de temps français océaniques (types de temps 1 et 2) et un type de temps méditerranéen (type de temps 7) sont à l'origine des plus forts cumuls de pluies journalières (cf. figure 3.4b). Les épisodes pluvieux les plus intenses sont observés durant les mois de septembre, octobre et novembre, période qui est donc la saison à risque en termes d'aléa pluie (cf. figure 3.4c). Enfin, un grand nombre de journées de printemps sont vues par le modèle MORDOR comme étant particulièrement saturées, alors que la saturation du bassin versant simulée par le modèle MORDOR en automne est plus variable (cf. figure 3.4d).

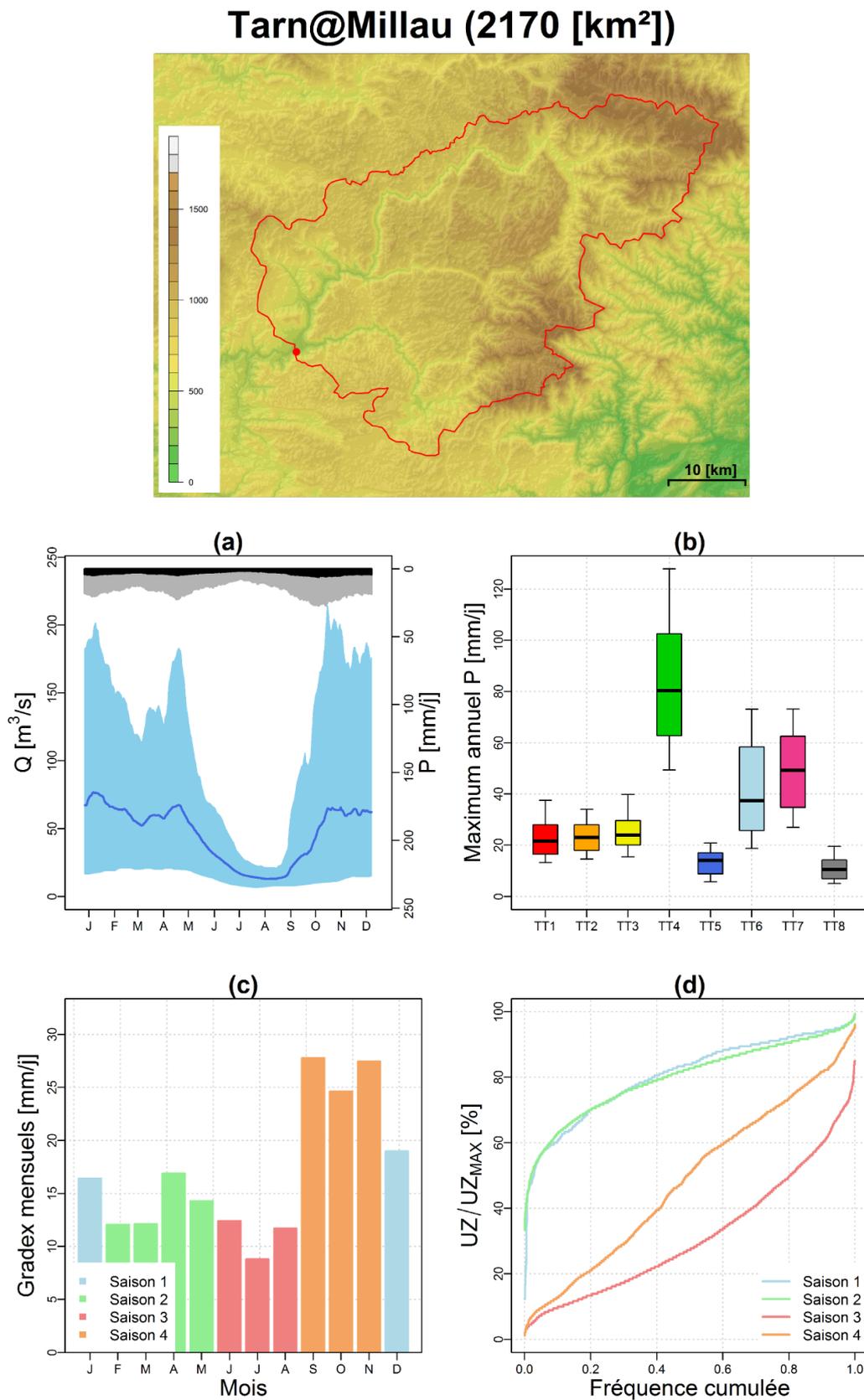


FIGURE 3.2: Contexte hydroclimatique du bassin versant du Tarn à Millau (1965-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissage du macro-réservoir UZ de MORDOR.

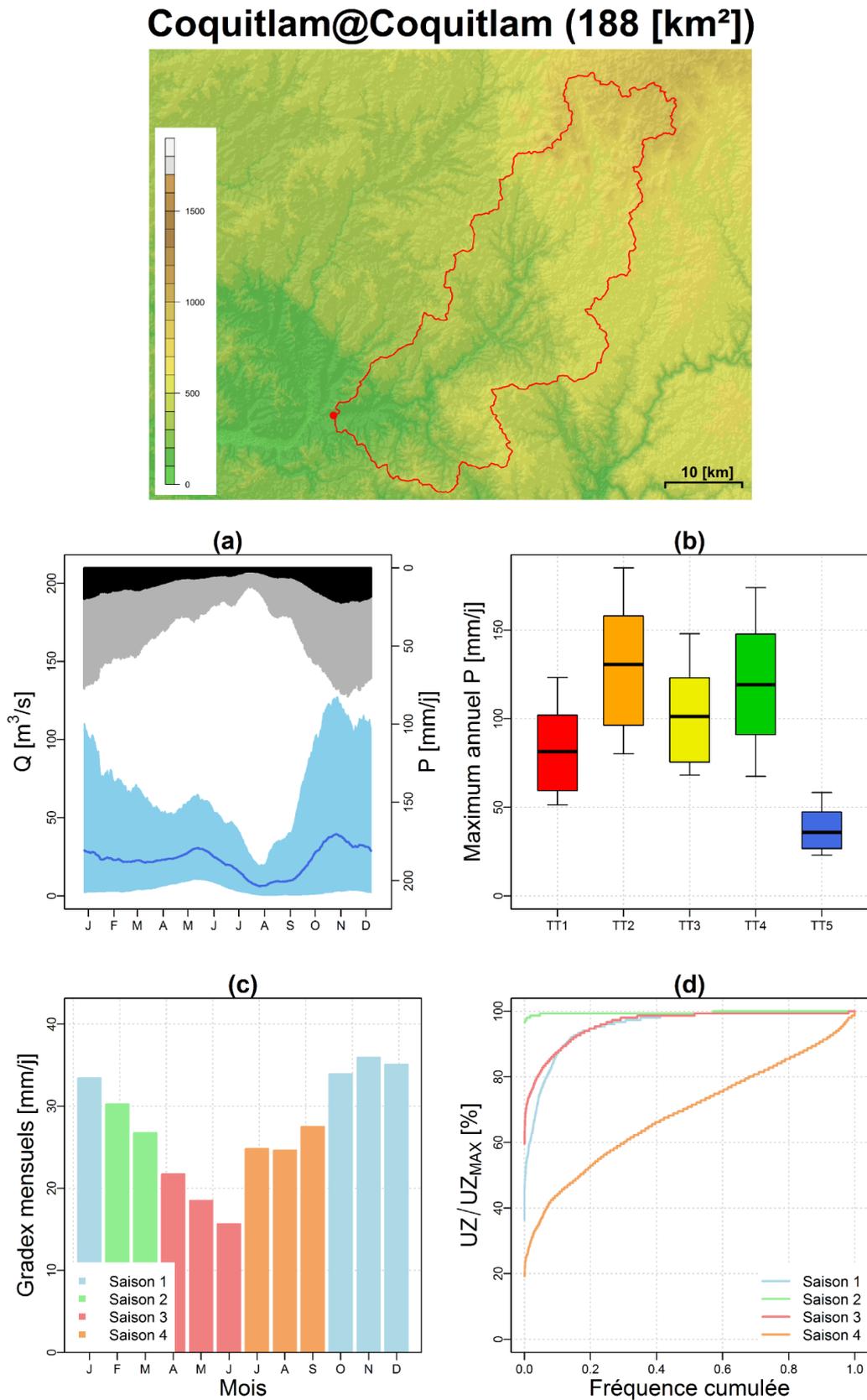


FIGURE 3.3: Contexte hydroclimatique du bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde (1948-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissage du macro-réservoir UZ de MORDOR.

Romanche@Champeau (1000 [km²])

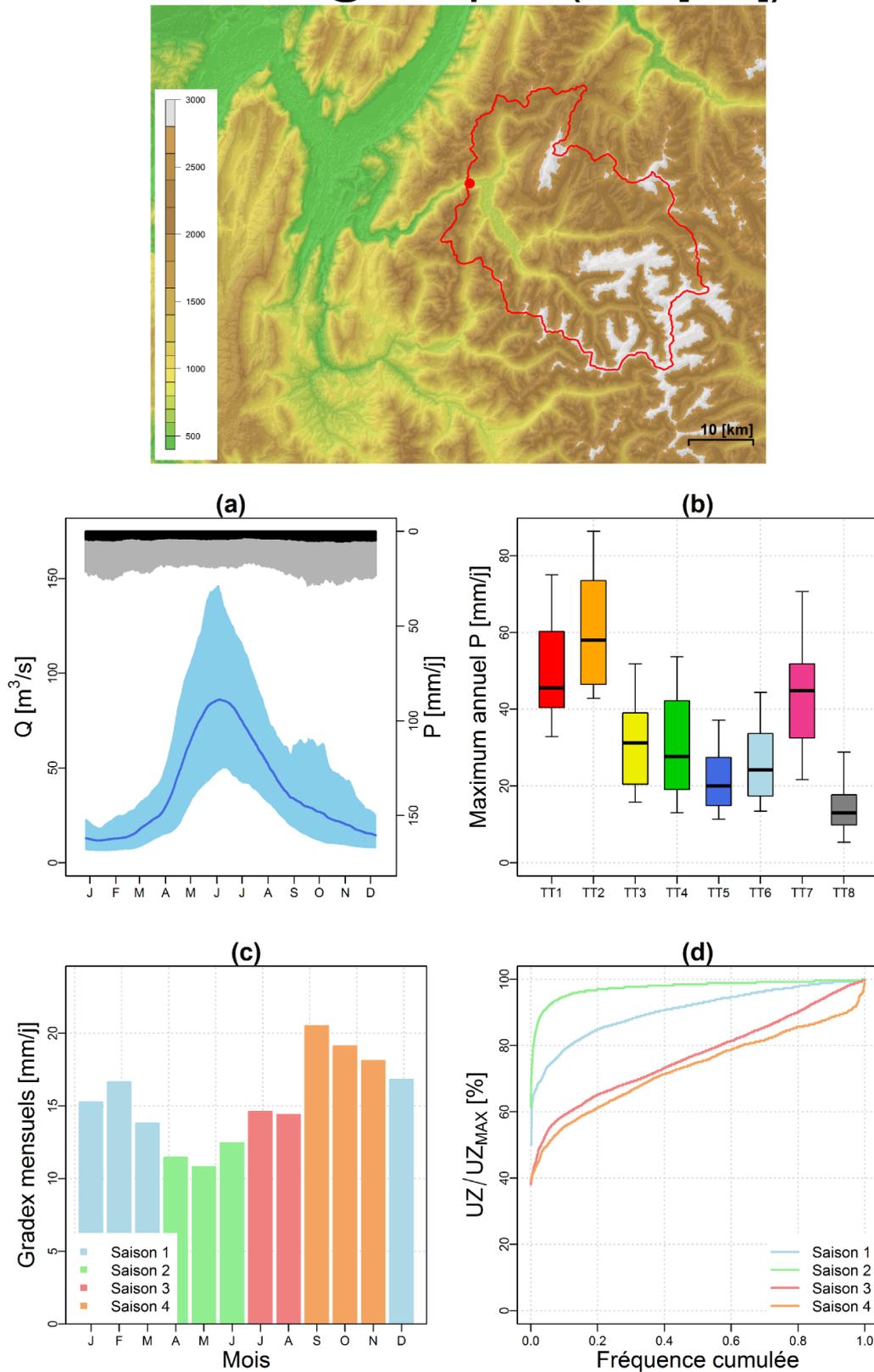


FIGURE 3.4: Contexte hydroclimatique du bassin versant de la Romanche au Champeau (1961-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissage du macro-réservoir UZ de MORDOR.

3.3.2 Résultats SCHADEX de référence

Les figures 3.5, 3.6 et 3.7 illustrent partiellement les estimations SCHADEX de référence établies sur chacun des trois bassins français. Ces figures sont constituées de quatre éléments, représentant différents résultats de la méthode SCHADEX. Les éléments (a) et (b) illustrent les performances du modèle hydrologique MORDOR, à la fois en terme de représentation des régimes hydrologiques (éléments (a)) et en terme de représentation des débits classés (éléments (b)). Les éléments (c) illustrent quant à eux les distributions MEWP (ligne noire) de la saison identifiée comme à risque en terme d'aléa pluie, comparées avec les populations de pluies centrales observées (points bleus). Enfin, les éléments (d) illustrent les distributions de débits simulés par SCHADEX de référence (ligne pleine orange) et expertisée (ligne tiretée orange), comparées avec les distributions empiriques de maxima annuels observés de débits moyens journaliers (croix bleues).

Pour ces trois bassins versants, MORDOR reproduit avec de bonnes performances les régimes hydrologiques et les courbes de débits classés. En calage, les scores de Nash & Sutcliffe (1970) obtenus par le modèle MORDOR sont de 0.89, 0.90, et 0.91 respectivement. Les valeurs optimisées des paramètres sont précisées dans le tableau 3.2, section 3.7. Les distributions MEWP de pluies centrales des saisons à risque sont proches des distributions de pluies centrales observées. La distribution de pluies centrales du bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde est caractérisée par un “horsain” pluviométrique, *i.e.* un épisode difficilement comparable aux autres épisodes observés de part son intensité très forte. Certains hydrologues statisticiens font parfois l'hypothèse que ce type d'événement provient d'une distribution statistique différente de celle du corps de la distribution (cf. discussion de ? portant sur la terminologie de “rois dragons” utilisée pour décrire de tels horsains). Il est par ailleurs important de rappeler l'incertitude liée à la fois à la mesure du cumul de pluie (ou du débit) associé à un tel épisode, ainsi qu'à l'attribution d'une période de retour empirique à ce même épisode. Cet horsain observé correspond à l'épisode des 3 et 4 octobre 1960, qui a en effet été à l'origine de très fortes crues sur la région ouest du Massif-Central (Pardé, 1962), du fait de pluies à la fois intenses et longues⁴. Il se retrouve donc dans la distribution de maxima annuels observés de débits journaliers du bassin de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde (le débit moyen journalier maximal a été estimé à environ 600 [m³/s]). La période de retour de cet épisode pluvieux a été estimé à environ 1000 ans et celle de la crue générée à environ 400 ans. De manière générale, les estimations de références et celles expertisées sont proches pour les valeurs les plus extrêmes (sauf pour la Romanche au Champeau).

4. <http://pluiesextremes.meteo.fr/1960-10-03/le-nord-ouest-du-massif-central-connait-une-inondation-exceptionnelle.html> : description de l'épisode d'octobre 1960 par Météo France, consulté en juin 2013.

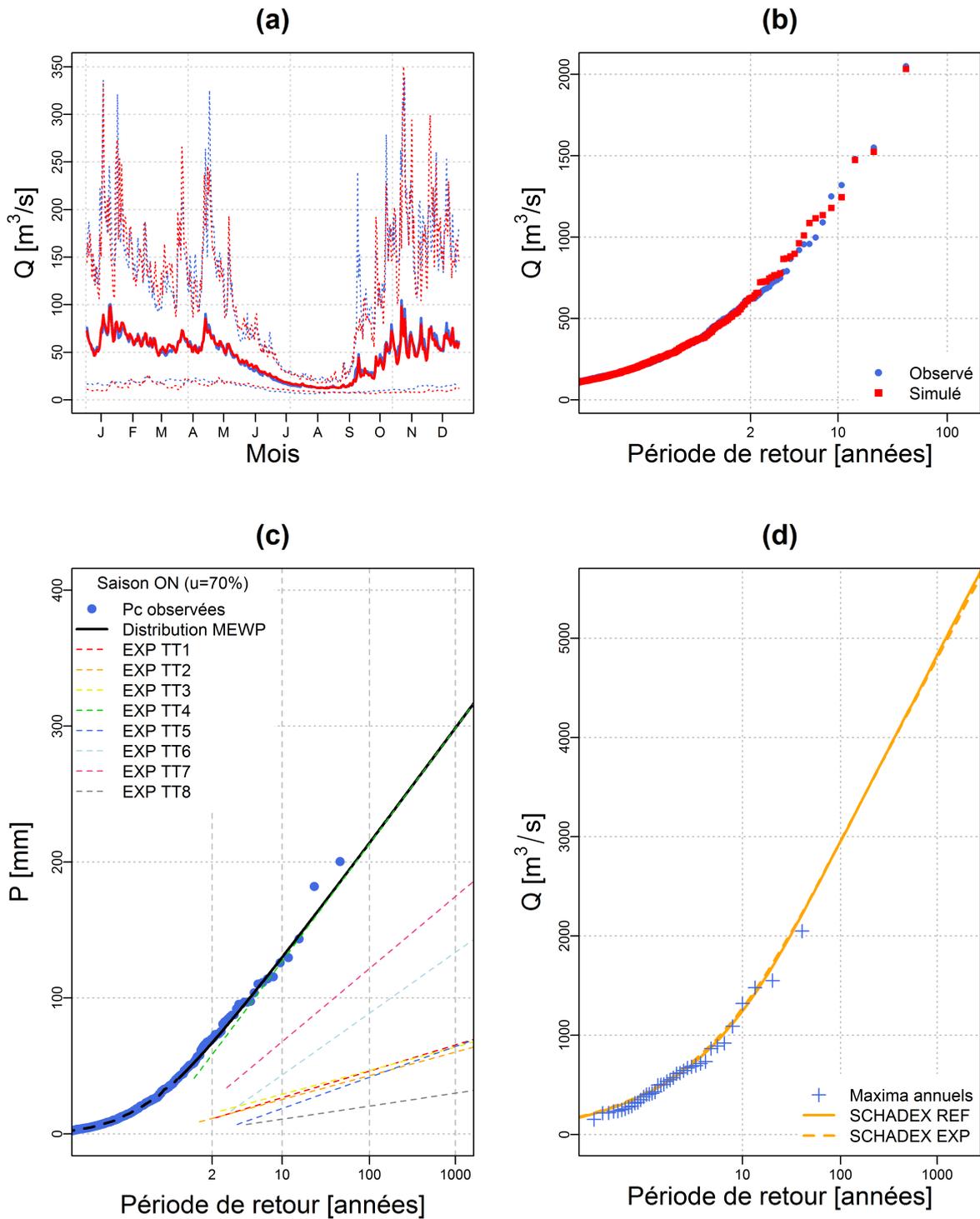


FIGURE 3.5: Bassin versant du Tarn à Millau : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mi-septembre à mi-novembre) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observées et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

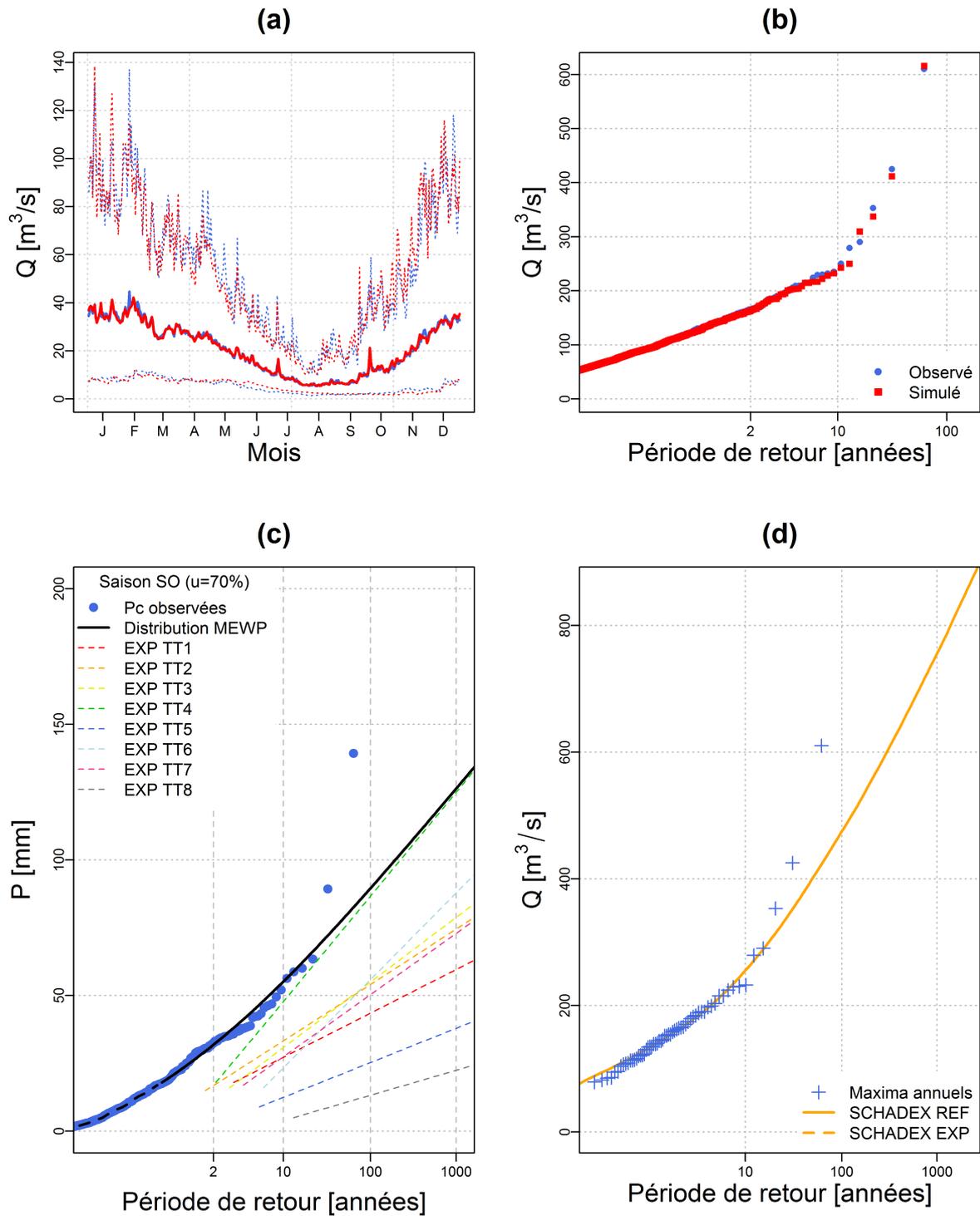


FIGURE 3.6: Bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois de septembre et d'octobre) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

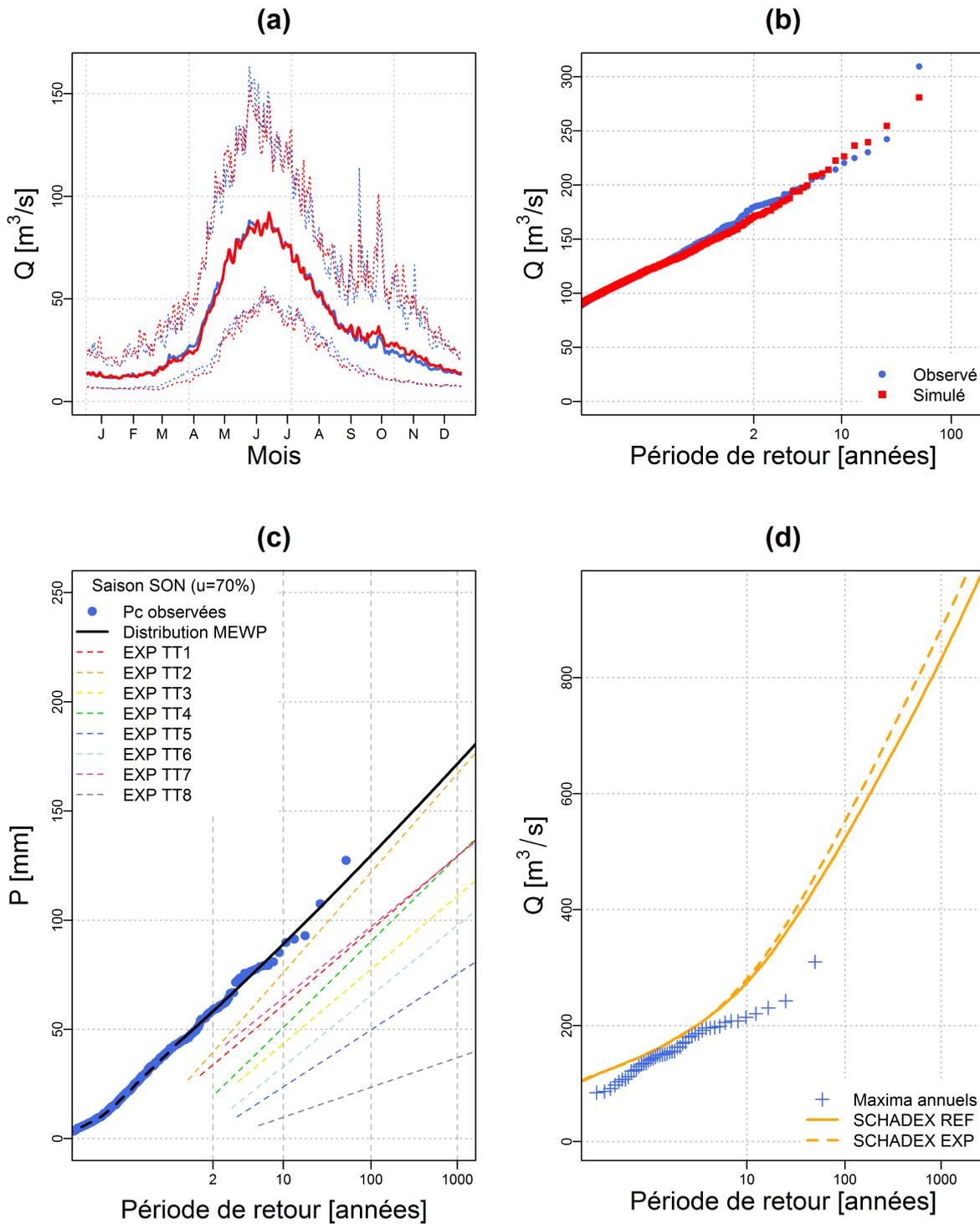


FIGURE 3.7: Bassin versant de la Romanche au Champeau : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois de septembre, d'octobre et de novembre) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

3.3.3 Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes

Les figures 3.8, 3.9 et 3.10 détaillent les simulations SCHADEX de référence (SCHADEX REF) en échantillonnant par saison les débits journaliers simulés et en comparant ces distributions saisonnières de débits simulés avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés. Les débits journaliers représentés sur ces figures sont des débits journaliers consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente les distributions SCHADEX REF global (d'ores et déjà représentées dans les figures précédentes) et les compare aux distributions de débits journaliers observés maximum annuels.

L'analyse des distributions saisonnières permet de décrire plus en détail les estimations de crues extrêmes proposées par la méthode SCHADEX. De manière générale, les distributions saisonnières des débits simulés sont proches de celles observées pour les trois bassins versants français. Il est d'ailleurs intéressant de noter que si la distribution globale de débits journaliers simulés sur le bassin de la Romanche au Champeau (figure 3.10) s'écarte de la distribution de maxima annuels journaliers observée, la décomposition saisonnière des débits simulés met en évidence une bonne représentation de la saisonnalité des crues sur ce bassin versant. En effet, la distribution de maxima annuels est constituée, sur ce bassin versant, des pics journaliers d'ondes de fontes annuelles, et ne constitue donc pas une distribution de crues pluviales. Certains biais peuvent néanmoins être observés, comme notamment une sous-estimation des crues hivernales (mois de décembre et de janvier) sur le bassin versant du Tarn à Millau (figure 3.8).

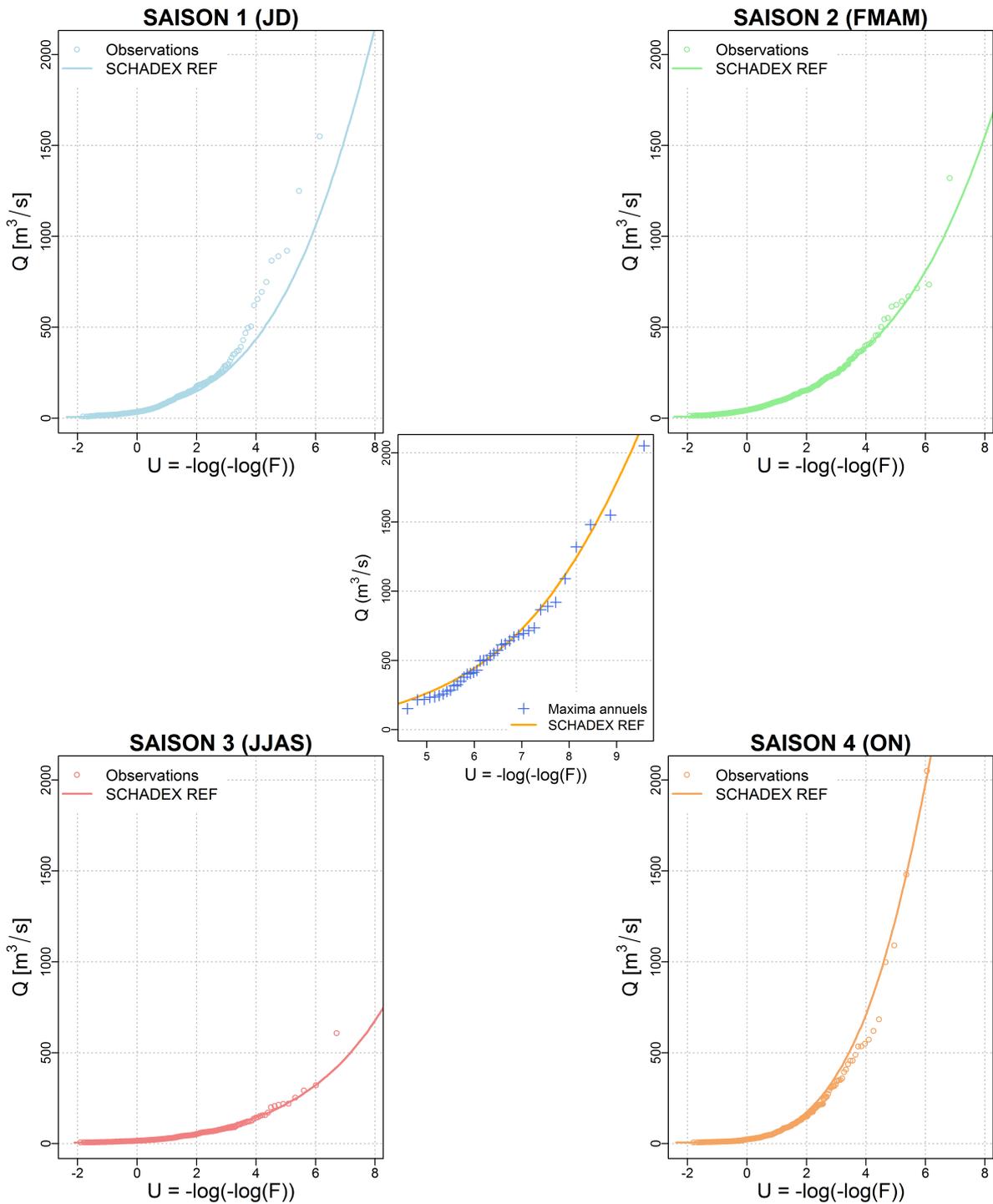


FIGURE 3.8: Bassin versant du Tarn à Millau : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution de débits journaliers observés maximum annuels.

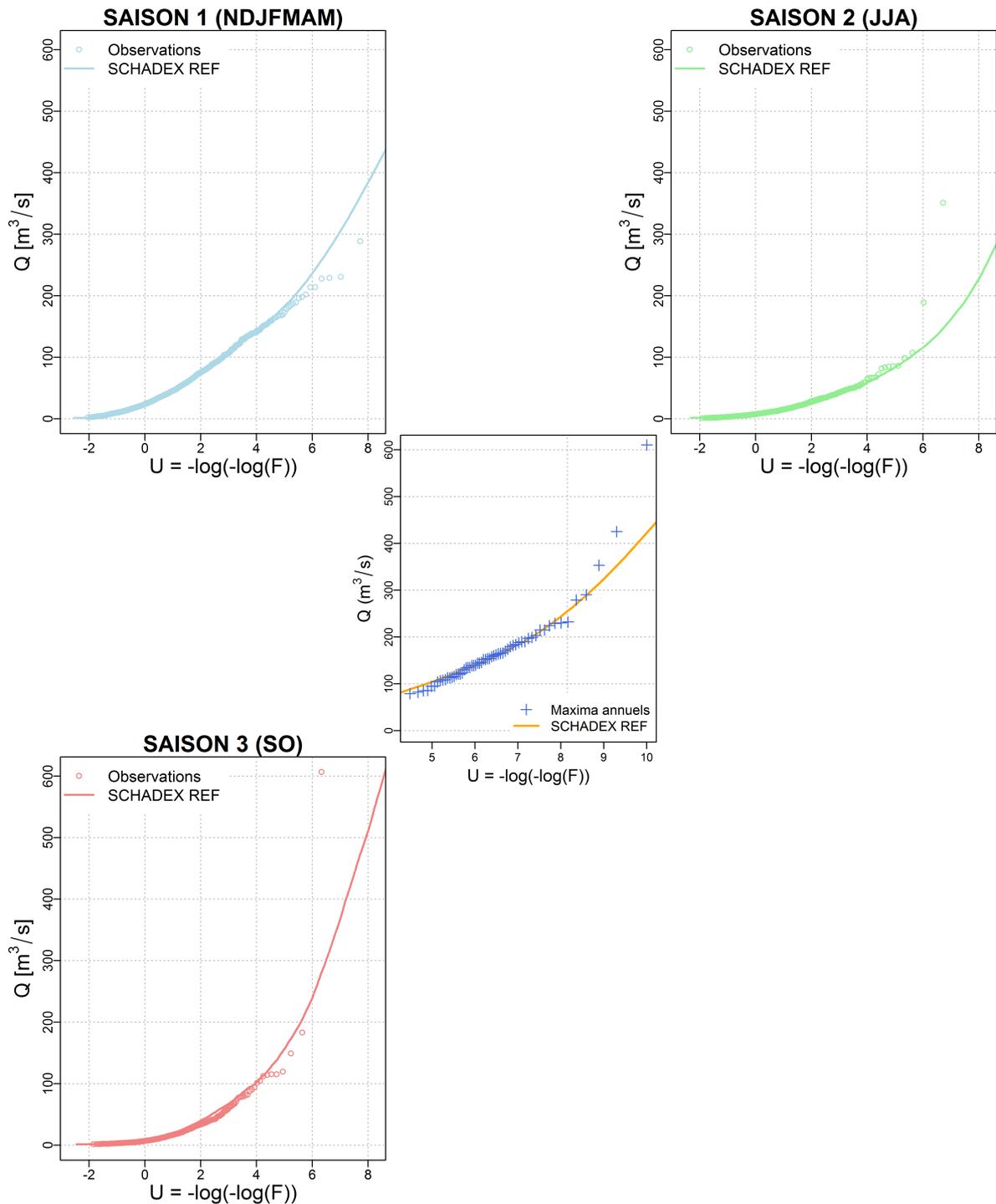


FIGURE 3.9: Bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution de débits journaliers observés maximum annuels.

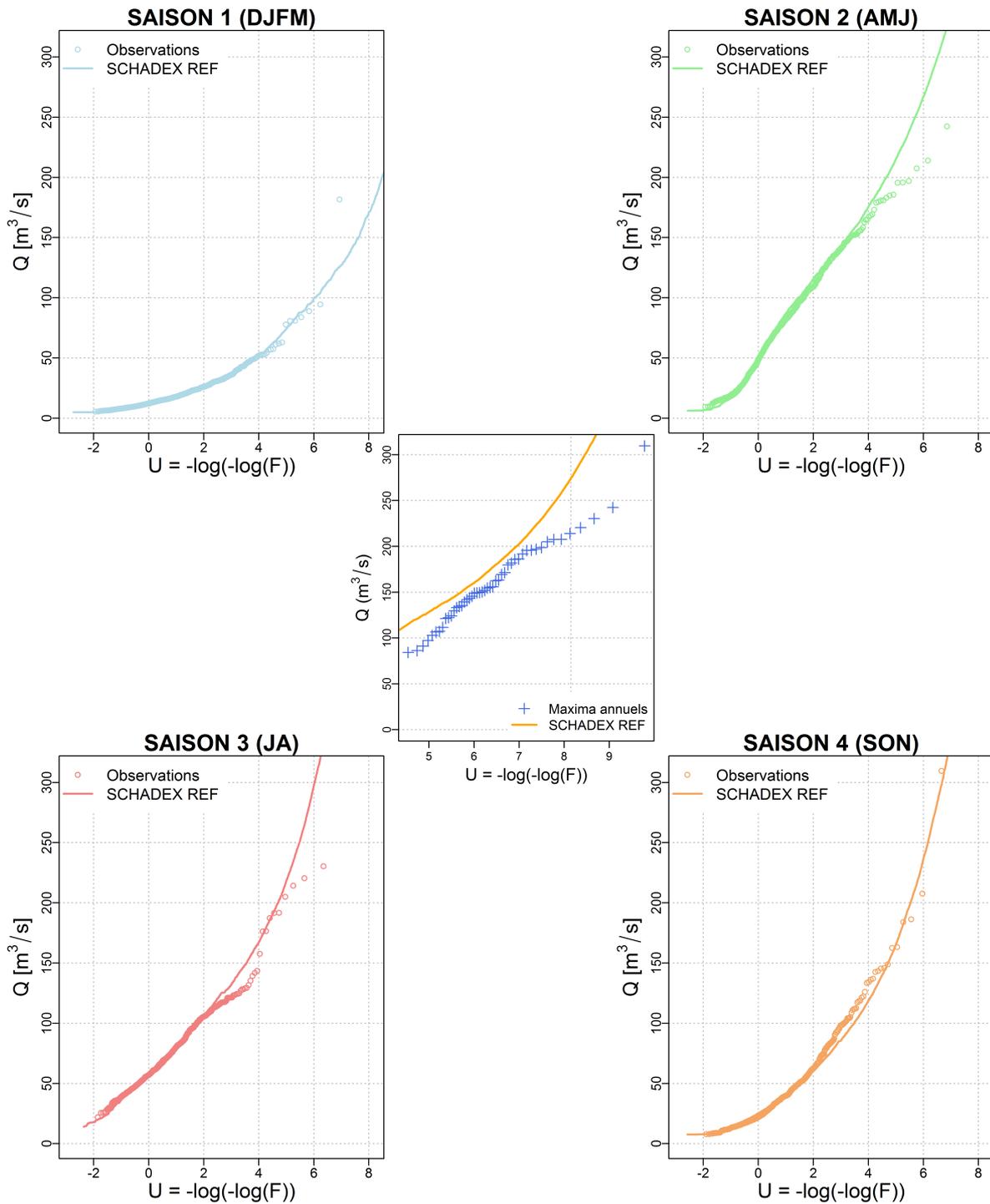


FIGURE 3.10: Bassin versant de la Romanche au Champeau : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution de débits journaliers observés maximum annuels.

3.4 Bassin versant autrichien

3.4.1 Contexte hydroclimatique

Le bassin versant autrichien considéré est celui de la Kamp à Zwettl⁵, situé à quelques dizaines de kilomètres au nord-ouest de Vienne. L'étude de ce bassin versant est particulièrement intéressante du fait de l'observation de crues très importantes (notamment en août 2002 (Gutknecht et al., 2002), événement par ailleurs particulièrement dévastateur régionalement (Ulbrich et al., 2003a,b)) et de l'existence de travaux de recherche focalisés sur ce bassin (e.g. Komma et al. (2007)) et notamment d'estimations de crues extrêmes, permettant une potentielle comparaison d'estimations (Merz & Blöschl, 2008b; Viglione et al., 2010).

Le contexte hydroclimatique du bassin versant de la Kamp à Zwettl est présenté dans la figure 3.11. L'altitude de ce bassin de 622 [km²] varie entre 500 et 1000 [m], les zones les plus élevées se situant au sud-ouest du bassin. Le régime hydroclimatique peut être caractérisé de pluvio-nival, avec un pic de débit moyen journalier durant le mois d'avril, dû à la fonte de neige. Les crues les plus intenses sont observées durant le mois d'août et sont provoquées par des épisodes pluvieux intenses. Un catalogue de cinq types de temps autrichiens a été défini pour l'application de la méthode SCHADEX sur ce bassin (Brigode et al., 2013a). La méthode de définition de ce catalogue est détaillée dans le chapitre suivant (section 4.2). L'échantillonnage des maxima annuels de pluies journalières par type de temps autrichien permet d'identifier le type de temps 2 comme étant le type de temps à risque sur ce bassin versant, puisqu'il regroupe les cumuls journaliers les plus importants. La saisonnalité des pluies fortes est marquée sur ce bassin versant. Les pluies journalières les plus intenses sont observées durant le mois d'août, ainsi qu'au mois de juillet. Cette saison (regroupant les mois de juillet et d'août) constitue la saison à risque du bassin versant de la Kamp à Zwettl en terme d'aléa pluie. L'analyse des taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle MORDOR permet d'identifier la saison hivernale (ici constituée des mois de novembre à avril) comme celle étant "la plus saturée" : le réservoir UZ est rempli à 80% pour environ 60% des jours de cette saison, alors que cette même saturation est atteinte pour moins de 5% des jours d'été. Le modèle MORDOR simule néanmoins quelques journées d'été (saison à risque en terme d'aléa pluie) durant lesquelles le bassin versant de la Kamp à Zwettl est fortement saturé.

5. Bassin versant de la Kamp à Zwettl sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/rvRjr>.

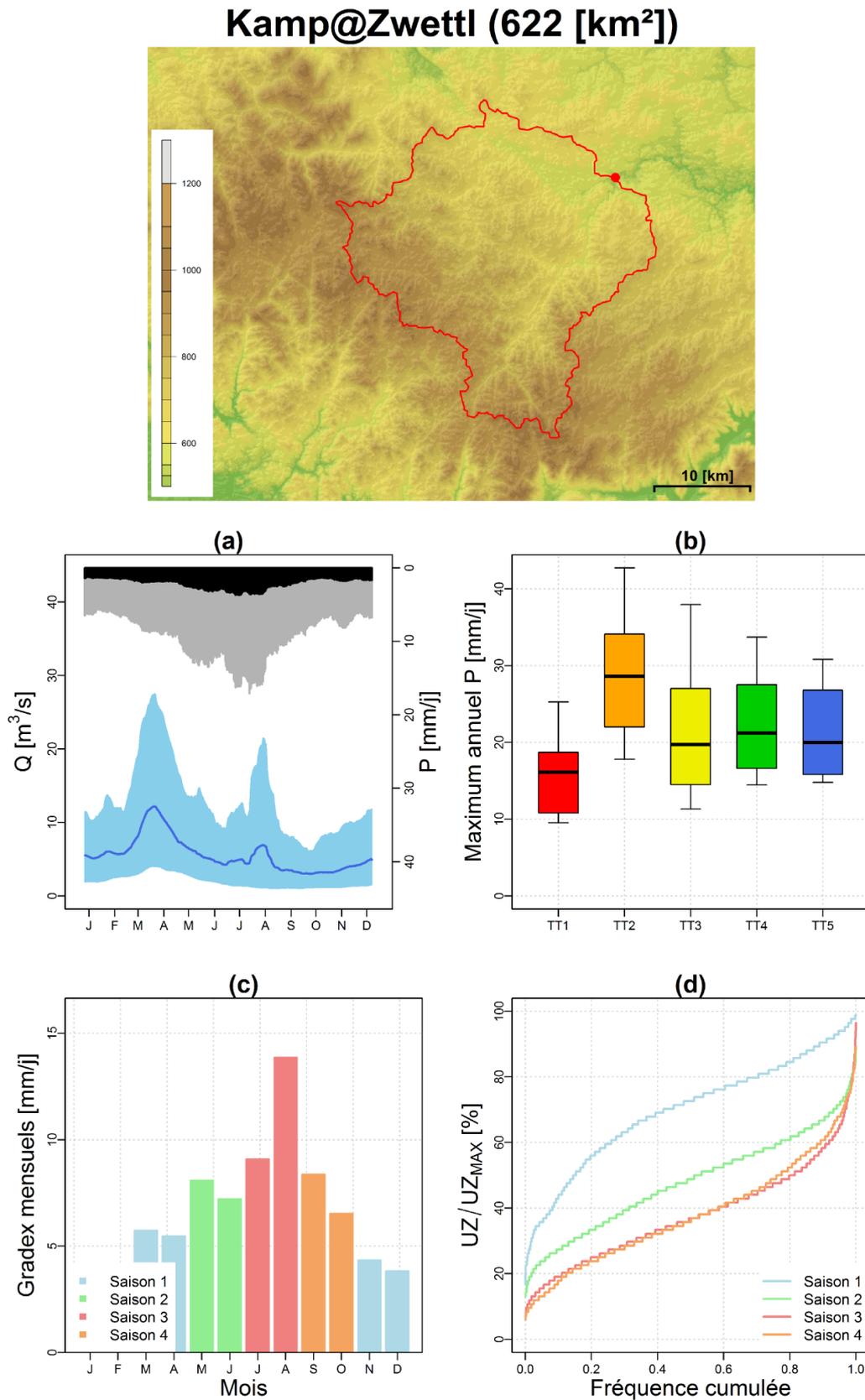


FIGURE 3.11: Contexte hydroclimatique du bassin versant de la Kamp à Zwettl (1976-2008) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissages du macro-réservoir UZ de MORDOR.

3.4.2 Résultats SCHADEX de référence

La figure 3.12 présente partiellement l'estimation SCHADEX de référence réalisée pour le bassin versant de la Kamp à Zwettl. Le régime hydrologique ainsi que la courbe des débits classés sont bien représentés par le modèle MORDOR (cf. figure 3.12a et 3.12b). En calage, le score de Nash & Sutcliffe (1970) obtenu par le modèle MORDOR est de 0.82. Les valeurs optimisées des paramètres sont précisées dans le tableau 3.2, section 3.7. Pour la saison à risque (mois de juillet et d'août), le type de temps autrichien 2 "pilote" asymptotiquement la distribution MEWP de pluies centrales (cf. figure 3.12c). Enfin, la distribution SCHADEX des débits moyens journaliers simulés est comparée avec la série de maxima annuels observés (cf. figure 3.12d). L'analyse saisonnière des crues simulées par la méthode SCHADEX révèle notamment une sous-estimation des crues observées lors de la saison à risque, qui se traduit par une sous-estimation des crues par la distribution SCHADEX globale. Le bassin versant de la Kamp à Zwettl est, comme le bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde, caractérisé par la présence d'un horsain, à savoir l'épisode d'août 2002. Il convient encore une fois de rappeler l'incertitude liée à la fois à la mesure du cumul de pluie et plus encore du débit associé à un tel épisode, ainsi qu'à l'attribution d'une période de retour à ce même épisode. Ainsi, l'utilisation de crues historiques et d'information régionale lors de l'analyse fréquentielle des crues de la Kamp à Zwettl a permis d'estimer la période de retour du débit d'août 2002 à environ 700 ans (Viglione et al., 2010). Cette estimation est bien loin de celle empirique (période de retour égale à environ 30 ans) réalisée lors d'une analyse fréquentielle empirique classique. Les estimations de références et expertisées sont particulièrement différentes pour ce bassin versant. De fortes non-stationnarités dans les séries observées sont en effet suspectées par les experts hydrologues (déplacement de stations de mesures de températures?). Ce bassin a par ailleurs été récemment sélectionné comme "bassin potentiellement non-stationnaire" dans le cadre d'un atelier de travail portant sur la modélisation hydrologique en climat changeant⁶, qui aura lieu en juillet 2013 à l'Assemblée Générale de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH Joint Assembly 2013⁷). Des augmentations de températures importantes sont en effet estimées durant la période d'observation. L'estimation SCHADEX expertisée a été réalisée en considérant le jeu de paramètres du modèle hydrologique MORDOR calé sur une sous-période observée (1986-2006), alors que l'estimation de référence a été réalisée en calant MORDOR sur l'ensemble de la série observée (1976-2008).

3.4.3 Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes

La figure 3.13 présente les distributions saisonnières des débits simulés lors de l'estimation de référence. Les crues hivernales (mois de novembre, décembre, janvier, février, mars et avril)

6. Site internet de l'atelier : <http://non-stationarities.irstea.fr/>, consulté en juin 2013.

7. Site internet du colloque : <http://iahs-iapso-iaspei2013.com/>, consulté en juin 2013.

semblent être sous-estimées, tout comme les crues de fin d'été (mois de juillet et août). Cette saison est très clairement la saison à risque sur ce bassin versant en termes de crues extrêmes. L'estimation de référence illustrée ici n'est pas satisfaisante, une analyse plus poussée des différentes séries observées utilisées et des performances du modèle probabiliste de pluie et du modèle hydrologique est actuellement en cours afin de comprendre ces biais.

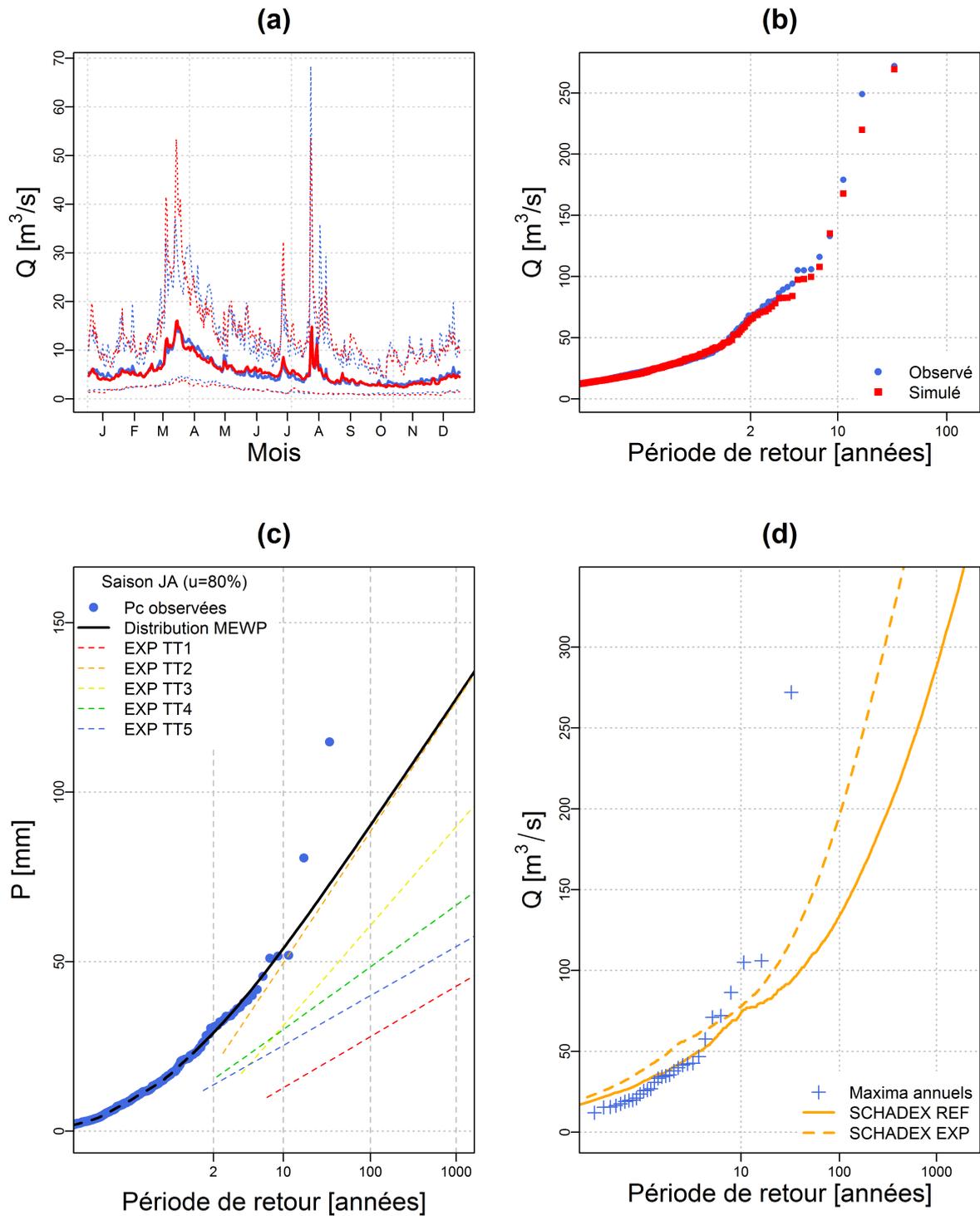


FIGURE 3.12: Bassin versant de la Kamp à Zwettl : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois de juillet et d'août) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

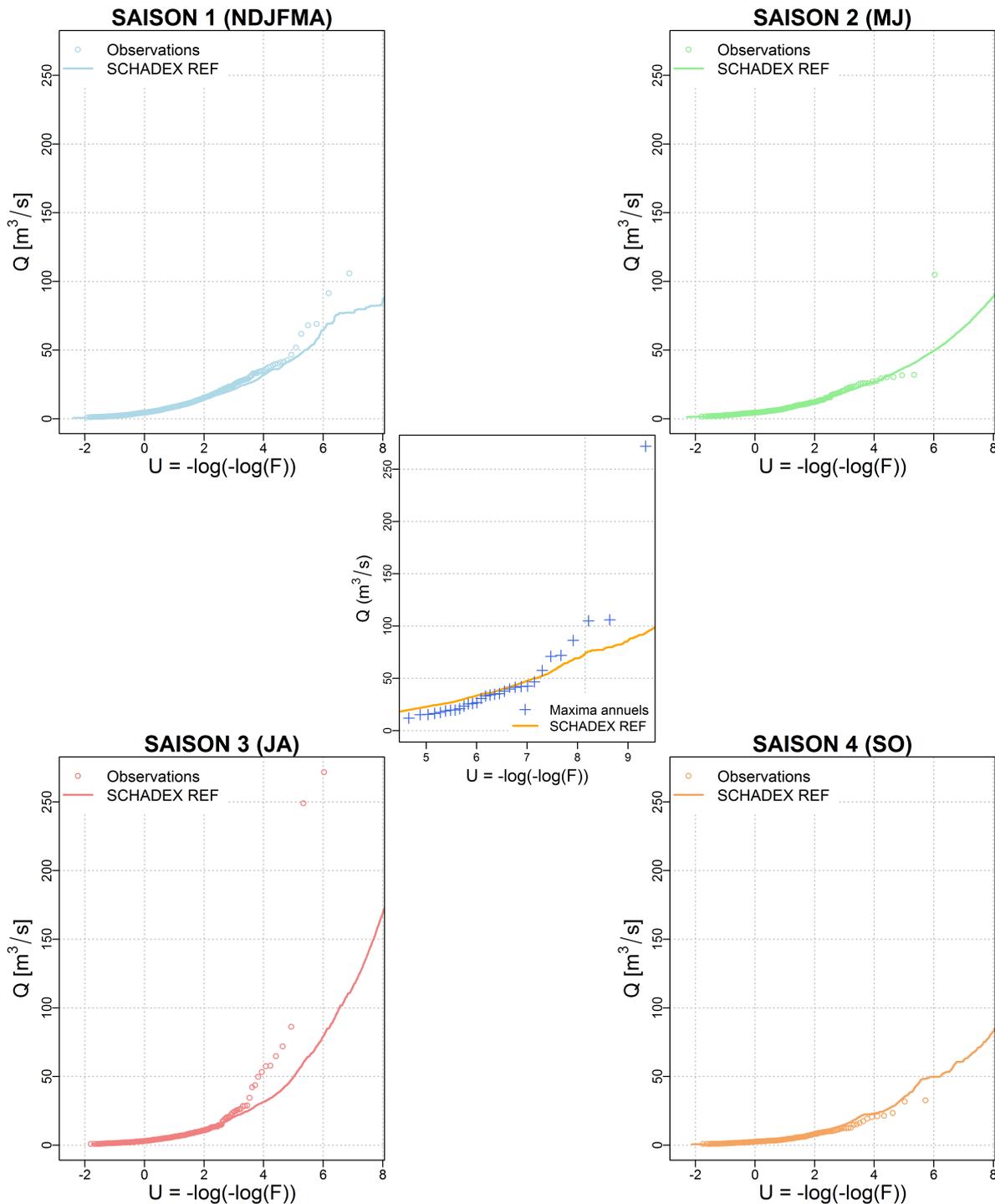


FIGURE 3.13: Bassin versant de la Kamp à Zwettl : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

3.5 Bassins versants canadiens

3.5.1 Contexte hydroclimatique

Les deux bassins versants canadiens étudiés sont ceux de la Campbell au barrage de Strathcona⁸ et de la Coquitlam au barrage de Coquitlam⁹, situés dans la région côtière de la province de Colombie-Britannique (notée BC par la suite, pour British Columbia). Le premier bassin se trouve dans la partie intérieure de l'île de Vancouver, alors que le second se situe sur le continent, au nord-est de la ville de Vancouver. Les figures 3.14 et 3.15 présentent les contextes hydroclimatiques des deux bassins versants. Les barrages situés sur ces deux bassins ont été dimensionnés à partir d'estimations de crues extrêmes réalisées avec la méthode Probable Maximum Precipitation (notée PMP (Hansen, 1987), méthode décrite dans la section 4.4) / Probable Maximum Flood (PMF (CDA, 2007), méthode décrite dans la section 4.4) par BC Hydro. De plus, une autre méthode de simulation stochastique de crue (SEFM, Schaefer & Barker (2009), méthode décrite dans la section 4.4) a été appliquée sur le bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona. L'application de la méthode SCHADEX sur ces bassins versants offre donc l'opportunité de comparer les estimations obtenues avec différentes méthodes de prédétermination de crues extrêmes.

L'altitude des deux bassins versants canadiens, de superficies respectives de 1193 et 188 [km²], varie entre 100 et 2200 [m]. Leurs régimes hydroclimatiques de type pluvio-nival sont comparables, avec un premier pic de débit moyen journalier durant le mois de mai, dû à la fonte du manteau neigeux saisonnier et un deuxième pic de débit moyen journalier durant le mois de novembre. Durant ce mois, des pluies intenses sont observées et provoquent des crues fortes, pouvant être particulièrement importantes si ces épisodes ont lieu lors d'un redoux générant la fonte d'un manteau neigeux précoce. Un catalogue de cinq types de temps canadiens a été défini pour l'application de la méthode SCHADEX sur ces bassins (Brigode et al., 2013b). La méthode de définition de ce catalogue est détaillée dans le chapitre suivant (section 4.3). Trois des cinq types de temps canadiens (les types de temps 2, 3 et 4) regroupent les maxima annuels de pluies journalières les plus importants. Le type de temps à risque du bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona semble être le type de temps 3, alors que pour le bassin de la Coquitlam à Coquitlam, les types de temps 2 et 4 peuvent être caractérisés de types de temps à risque. La saisonnalité des pluies fortes est marquée sur ces bassins versants. Les pluies journalières les plus intenses sont observées durant l'hiver et notamment durant le mois de novembre. Cette période (regroupant les mois d'octobre à février et les mois d'octobre à janvier, respectivement) constitue la saison à risque des bassins versants de Colombie-Britannique en terme d'aléa pluie. L'analyse des taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle MOR-DOR révèle un contraste marqué entre les saisons hivernales et estivales en terme de saturation :

8. Bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/Q6XJe>.

9. Bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/ax8uF>.

si les mois d'avril et de mai sont vus, dans le monde de MORDOR, comme des périodes où le réservoir UZ est saturé, peu de journées d'été sont caractérisées par des taux de remplissage du réservoir importants, particulièrement pour le bassin de la Campbell au barrage de Strathcona.

Campbell@Strathcona (1193 [km²])

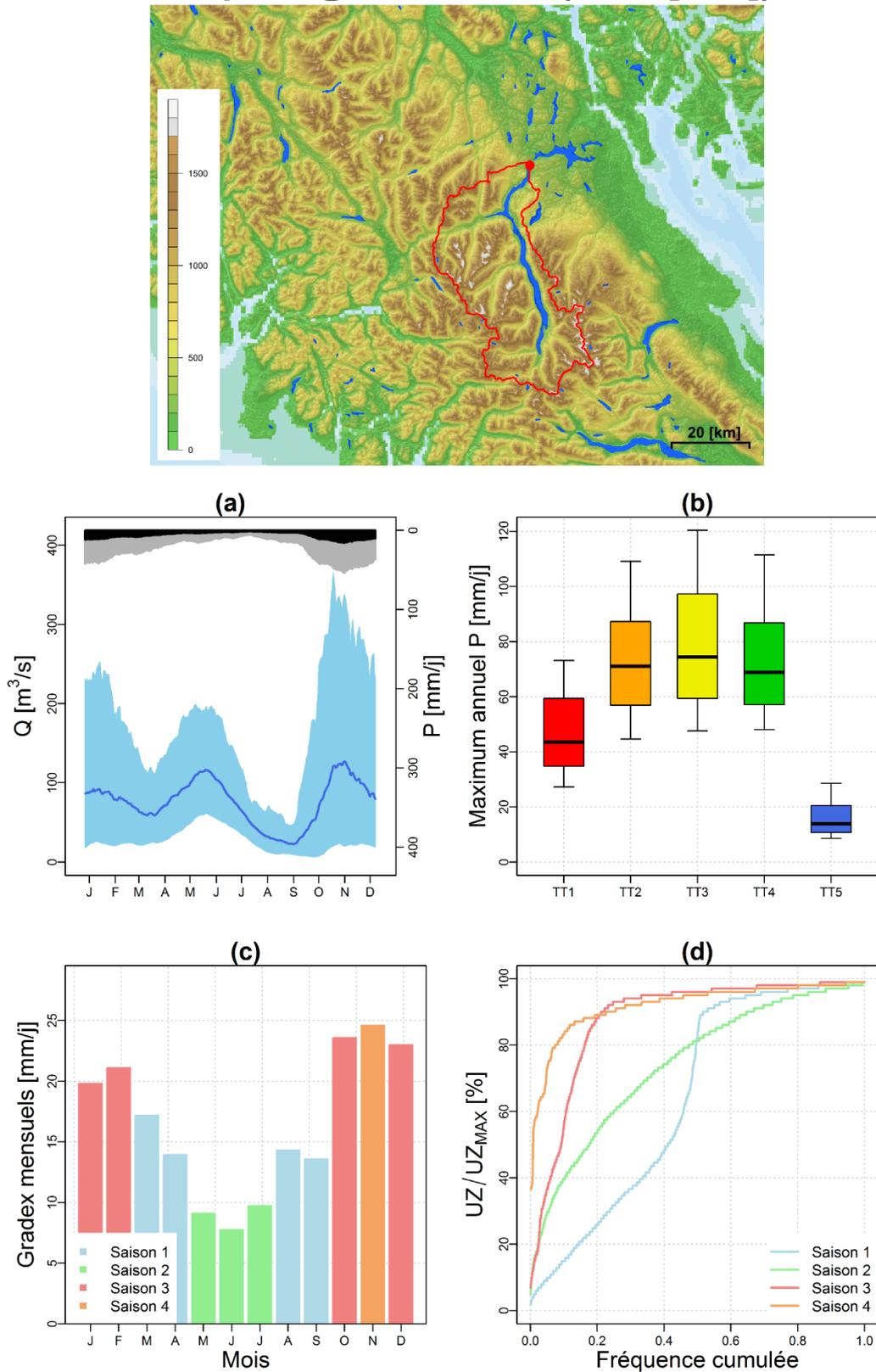


FIGURE 3.14: Contexte hydroclimatique du bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona (1982-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissages du macro-réservoir UZ de MORDOR.

Coquitlam@Coquitlam (188 [km²])

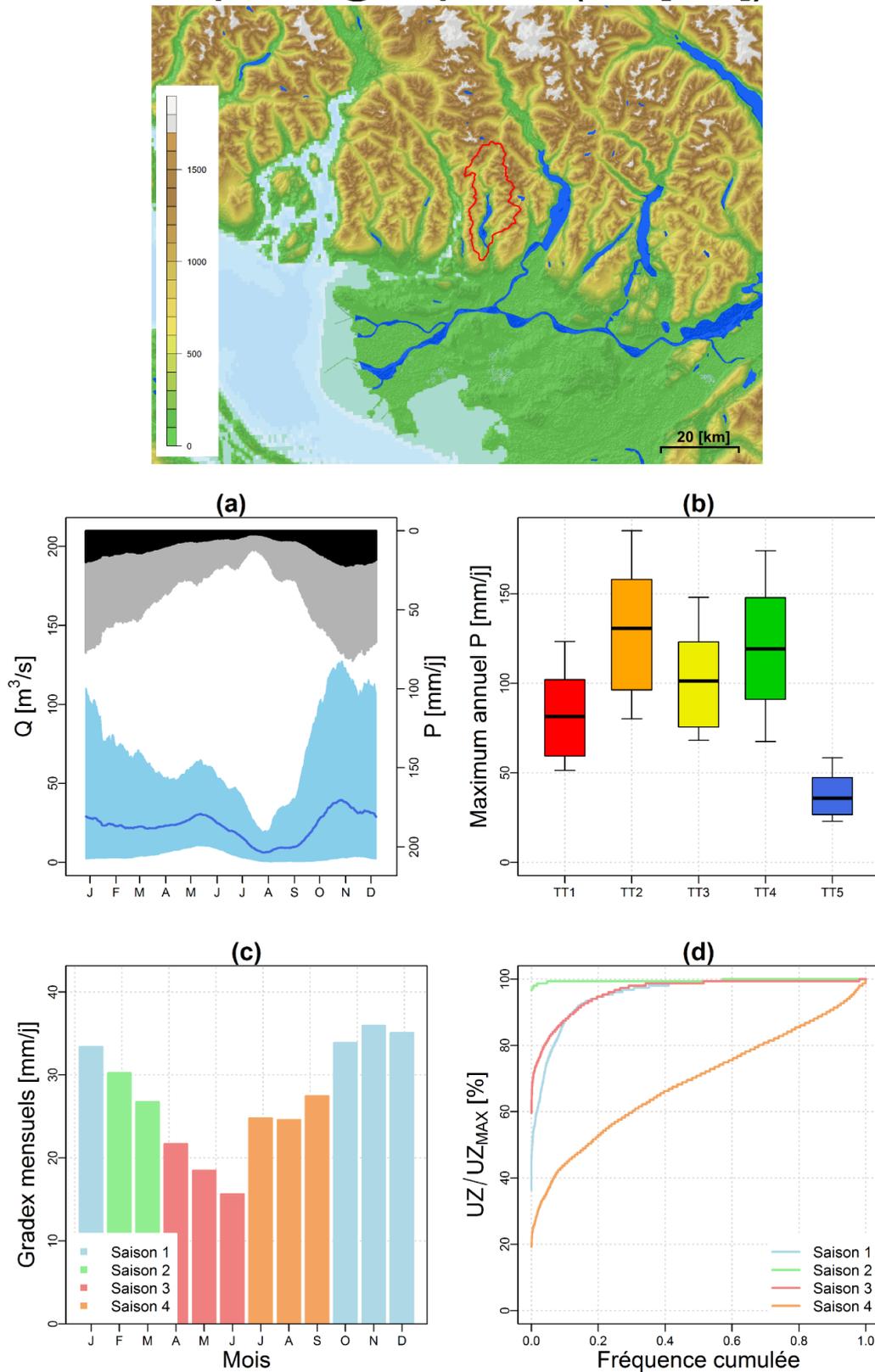


FIGURE 3.15: Contexte hydroclimatique du bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam (1960-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissages du macro-réservoir UZ de MORDOR.

3.5.2 Résultats SCHADEX de référence

Les figures 3.16 et 3.17 présentent partiellement les estimations SCHADEX de référence réalisées pour les deux bassins versants de Colombie-Britannique. Les régimes hydrologiques ainsi que les courbes des débits classés sont relativement bien représentés par le modèle MORDOR. En calage, les scores de Nash & Sutcliffe (1970) obtenus par le modèle MORDOR sont de 0.83 et de 0.73 respectivement. Les valeurs optimisées des paramètres sont précisées dans le tableau 3.2, section 3.7. Pour les deux saisons à risque considérées, aucun des cinq types de temps canadiens n'est clairement identifiable comme étant le seul et unique type de temps responsable des plus forts cumuls de pluies. Les types de temps canadiens 2, 3 et 4 sont responsables d'épisodes pluvieux intenses sur les deux bassins versants canadiens étudiés. Enfin, les distributions SCHADEX de débits moyens journaliers simulés sont comparées avec les séries de maxima annuels observés. Ces distributions observées et simulées sont proches, malgré une légère sous-estimation des plus forts débits pour le bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam.

3.5.3 Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes

Les figures 3.18 et 3.19 présentent les distributions saisonnières de débits simulés et de débits observés pour les bassins de la Campbell au barrage de Strathcona et de la Coquitlam au barrage de Coquitlam, respectivement. De manière générale, la saisonnalité des crues observées est reproduite par les simulations SCHADEX de référence. Néanmoins, les crues hivernales (mois d'octobre, novembre, décembre et janvier) sont sous-estimées pour le bassin de la Coquitlam au barrage de Coquitlam et les crues du mois de novembre et des mois de mai, juin et juillet sont sous-estimées pour le bassin de la Campbell au barrage de Strathcona.

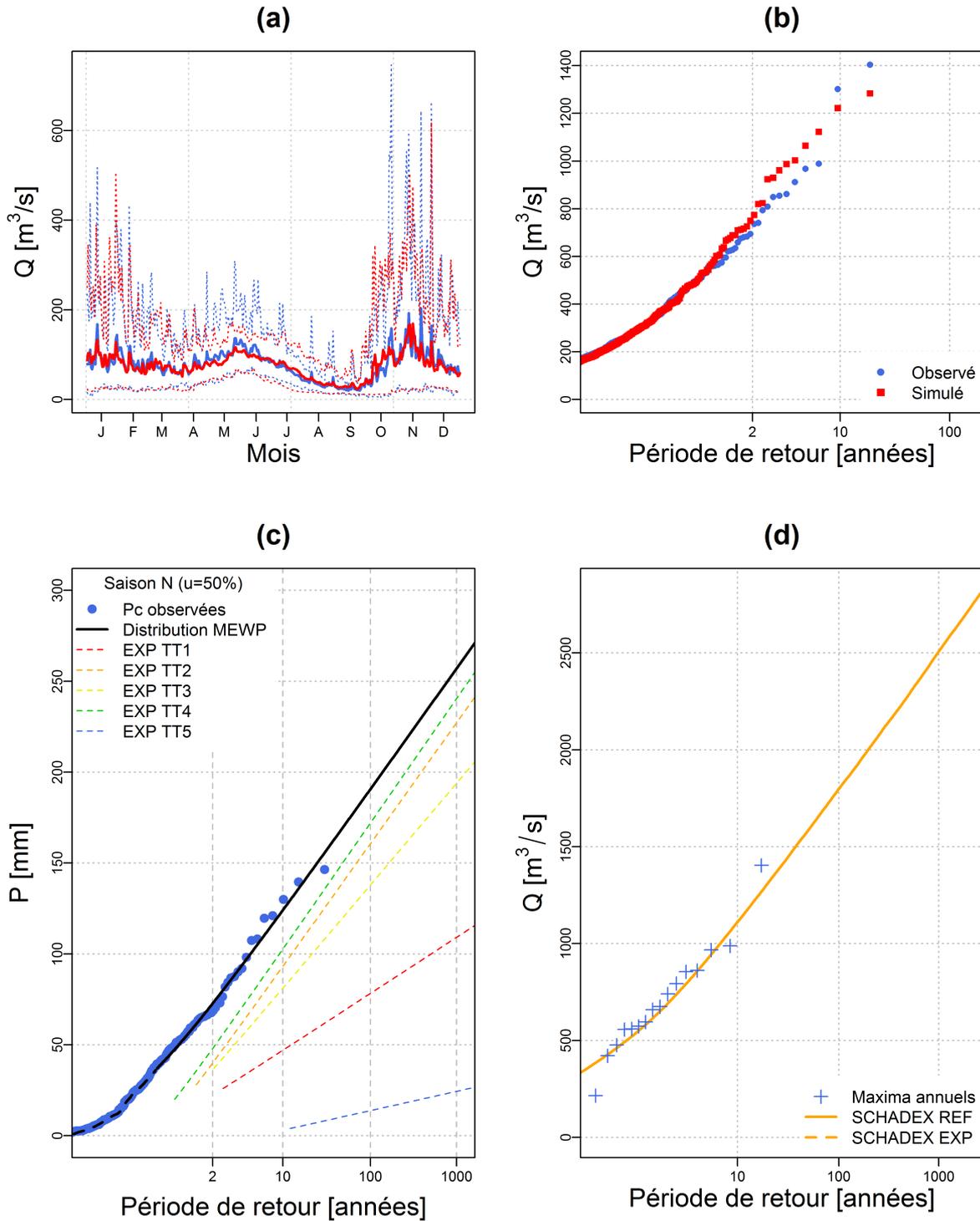


FIGURE 3.16: Bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois de novembre) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

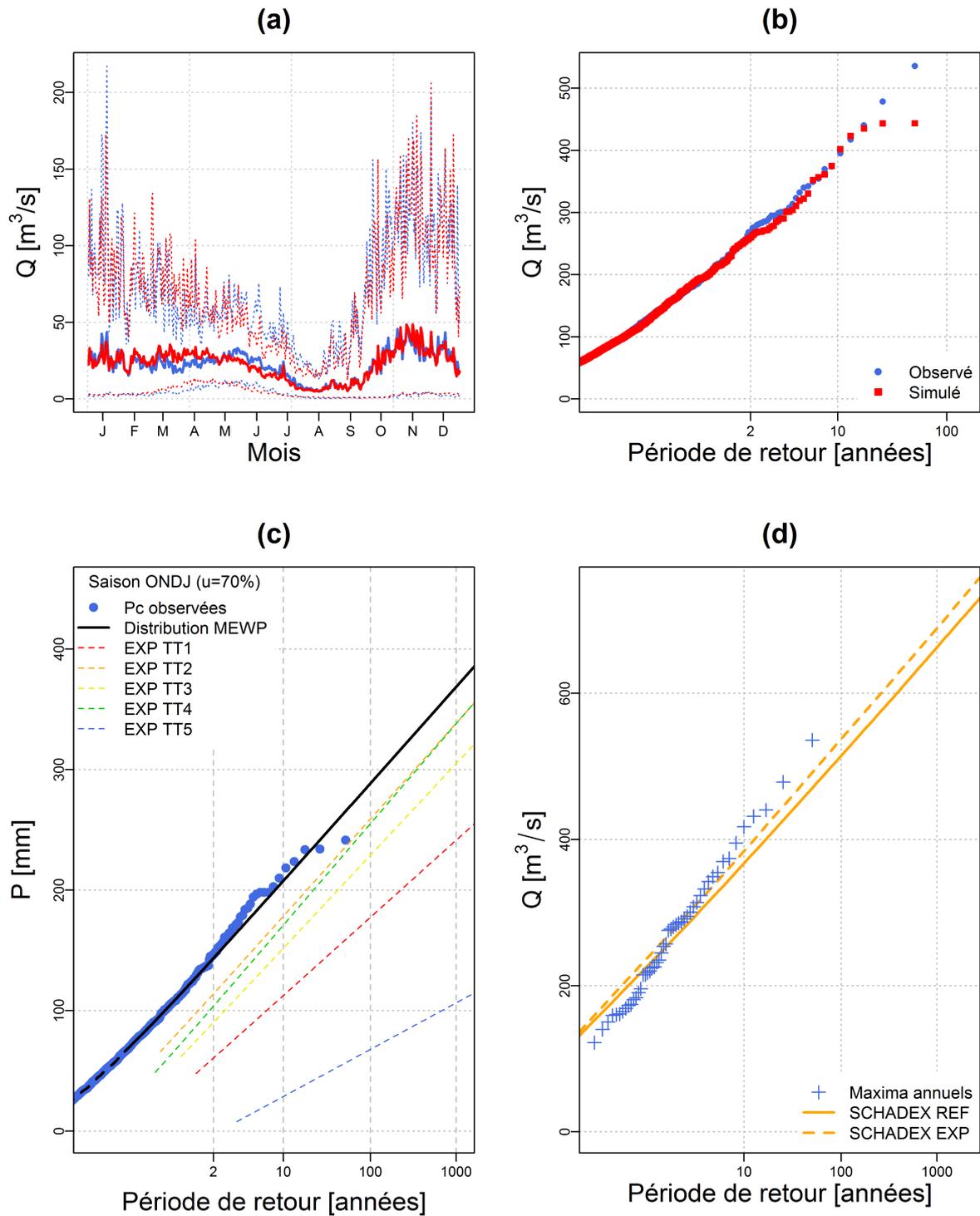


FIGURE 3.17: Bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois d'octobre, novembre, décembre et janvier) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

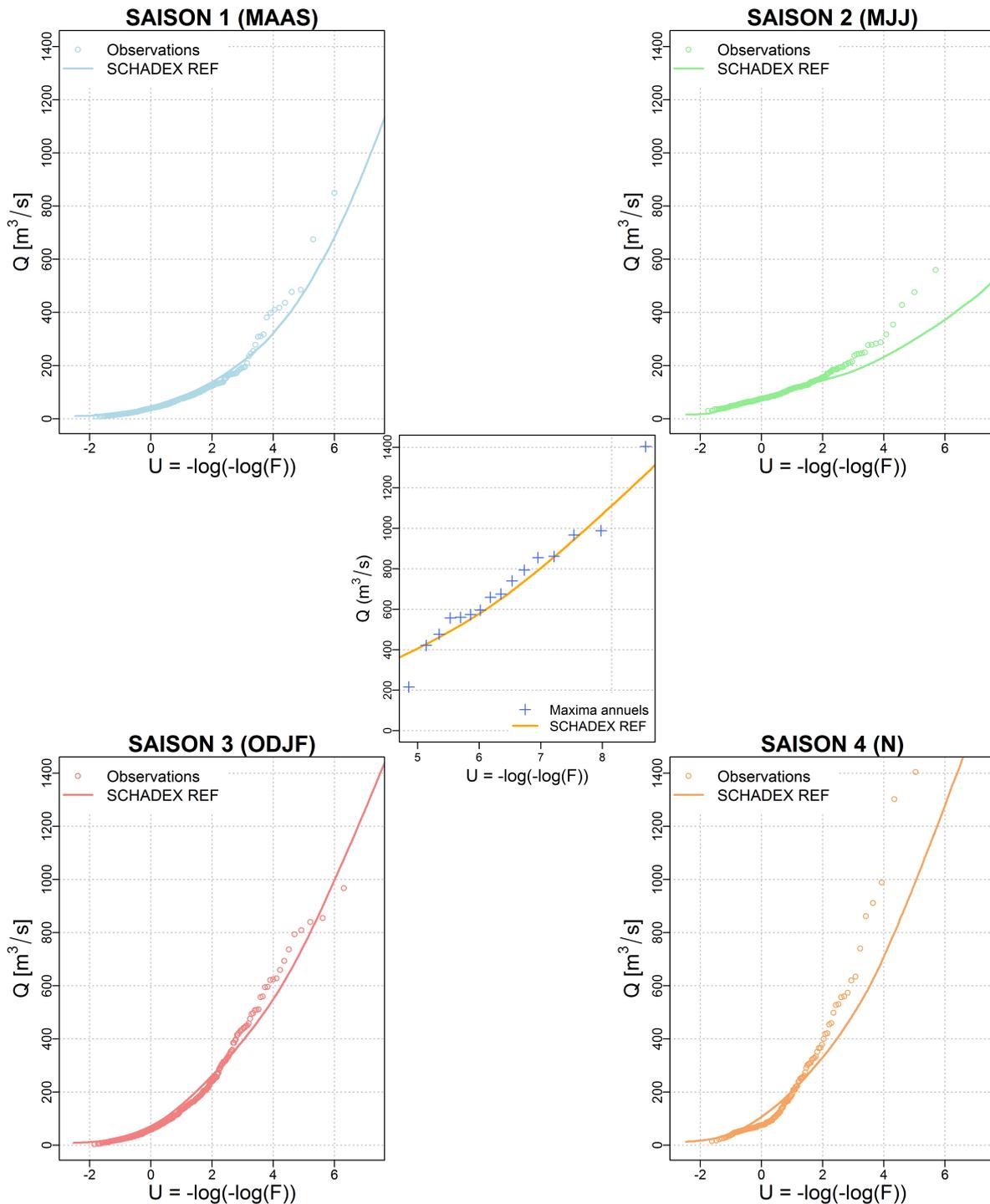


FIGURE 3.18: Bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

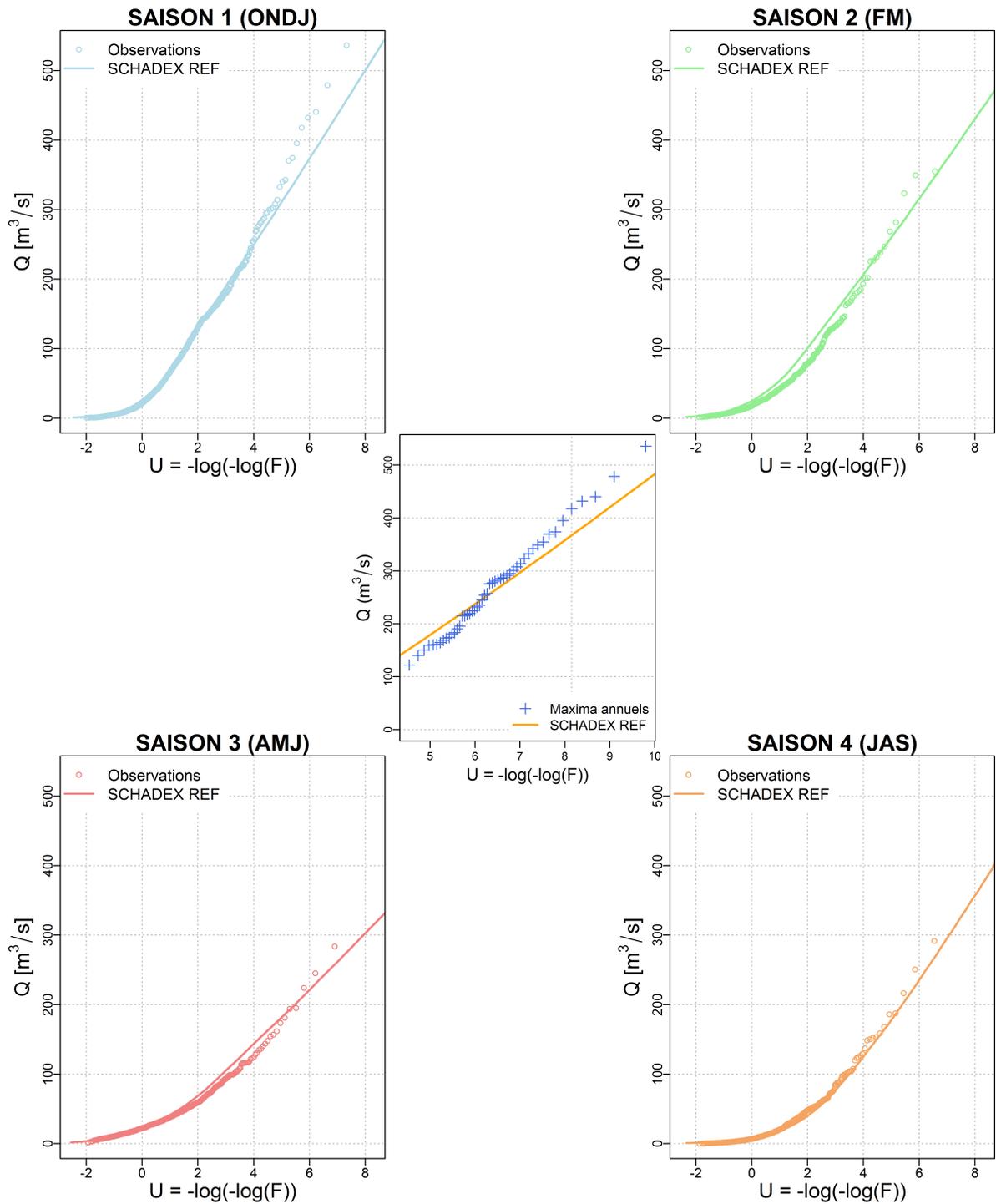


FIGURE 3.19: Bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

3.6 Bassin versant norvégien

3.6.1 Contexte hydroclimatique

Le bassin norvégien étudié est celui de l'Atna à Atnasjø¹⁰, bassin à forte influence nivale se trouvant au nord d'Oslo. Il s'agit d'un bassin versant proposé par NVE à l'action FloodFreq pour la tâche de comparaison de méthodes de simulation de crues, menée par le groupe de travail 3¹¹.

Le contexte hydroclimatique du bassin versant de l'Atna à Atnasjø est présenté dans la figure 3.20. Les données de topographie utilisées sont extraites de la base de données ASTER GDEM (Abrams et al., 2010). L'altitude de ce bassin de 463 [km²] varie entre 600 et 1800 [m], les zones les plus élevées se situant au nord-ouest du bassin. Le régime hydroclimatique du bassin est clairement nival, avec un pic de débit moyen journalier lors de la fin du mois de mai, causé par la fonte de neige. Sur ce bassin versant, les crues sont généralement observées en fin de printemps et début d'été, car générées par la fonte du manteau neigeux saisonnier. Les crues les plus fortes sont générées par des épisodes pluvieux intenses durant cette période de fonte de neige. L'Atna est également sujette à des crues presque uniquement pluviales en fin d'été et au début du printemps. Un catalogue de quatre types de temps norvégiens a été défini pour l'application de la méthode SCHADEX sur ce bassin (Fleig, 2011). Les types de temps norvégiens sont présentés sur la figure 3.21. Le type de temps 4 correspond à des journées anticycloniques sur la zone d'étude et donc peu pluvieuses. Le type de temps 1 regroupe des journées particulièrement pluvieuses sur la côte sud-ouest de la Norvège, majoritairement observées durant l'hiver. Le type de temps 2 regroupe quant à lui des journées particulièrement pluvieuses dans la région d'Oslo (frontière sud entre la Norvège et la Suède), observées principalement durant l'été. Enfin, le type de temps 3 correspond à des journées observées tout au long de l'année et qui sont particulièrement pluvieuses sur l'ensemble de la côte ouest de la Scandinavie. L'échantillonnage des maxima annuels de pluies journalières par type de temps norvégien permet d'identifier le type de temps 2 comme étant clairement le type de temps à risque sur le bassin versant de l'Atna à Atnasjø, puisqu'il regroupe les cumuls journaliers les plus importants. La saisonnalité des pluies fortes est marquée sur ce bassin versant. Les pluies journalières les plus intenses sont observées durant l'été (particulièrement durant le mois de juillet) et le début de l'automne. Cette saison (regroupant les mois de juin, juillet, août, septembre et octobre) constitue la saison à risque du bassin versant de l'Atna à Atnasjø en terme d'aléa pluie. L'analyse des taux de remplissage du macro-réservoir UZ du modèle MORDOR permet d'identifier cette saison à risque comme celle étant la moins "saturée" : le réservoir UZ

10. Bassin versant de l'Atna à Atnasjø sur Google Maps : <http://goo.gl/maps/fRtsg>.

11. Site internet du groupe de travail : <http://www.cost-floodfreq.eu/work-programme/work-group-3>, consulté en juin 2013

est rempli à plus de 80% pour environ 40% des jours de cette saison, alors que cette même saturation est atteinte pour l'ensemble des journées d'hiver et de printemps.

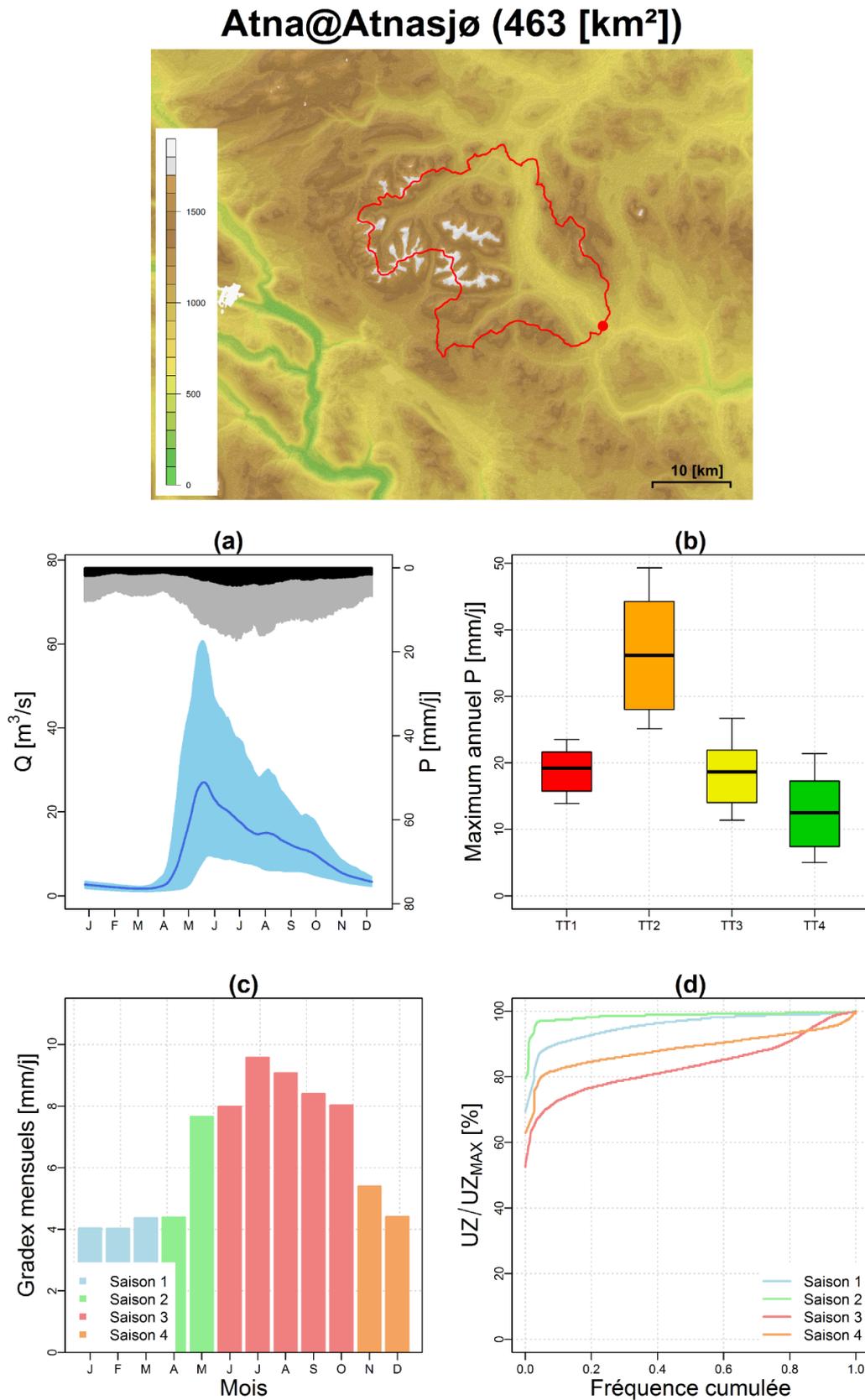


FIGURE 3.20: Contexte hydroclimatique du bassin versant de l'Atna à Atnasjø (1972-2010) : topographie (en [m]), (a) régimes hydroclimatiques, (b) maxima annuels de pluies journalières par type de temps, (c) gradex mensuels estimés sur les pluies journalières et (d) distributions saisonnières des taux de remplissages du macro-réservoir UZ de MORDOR.

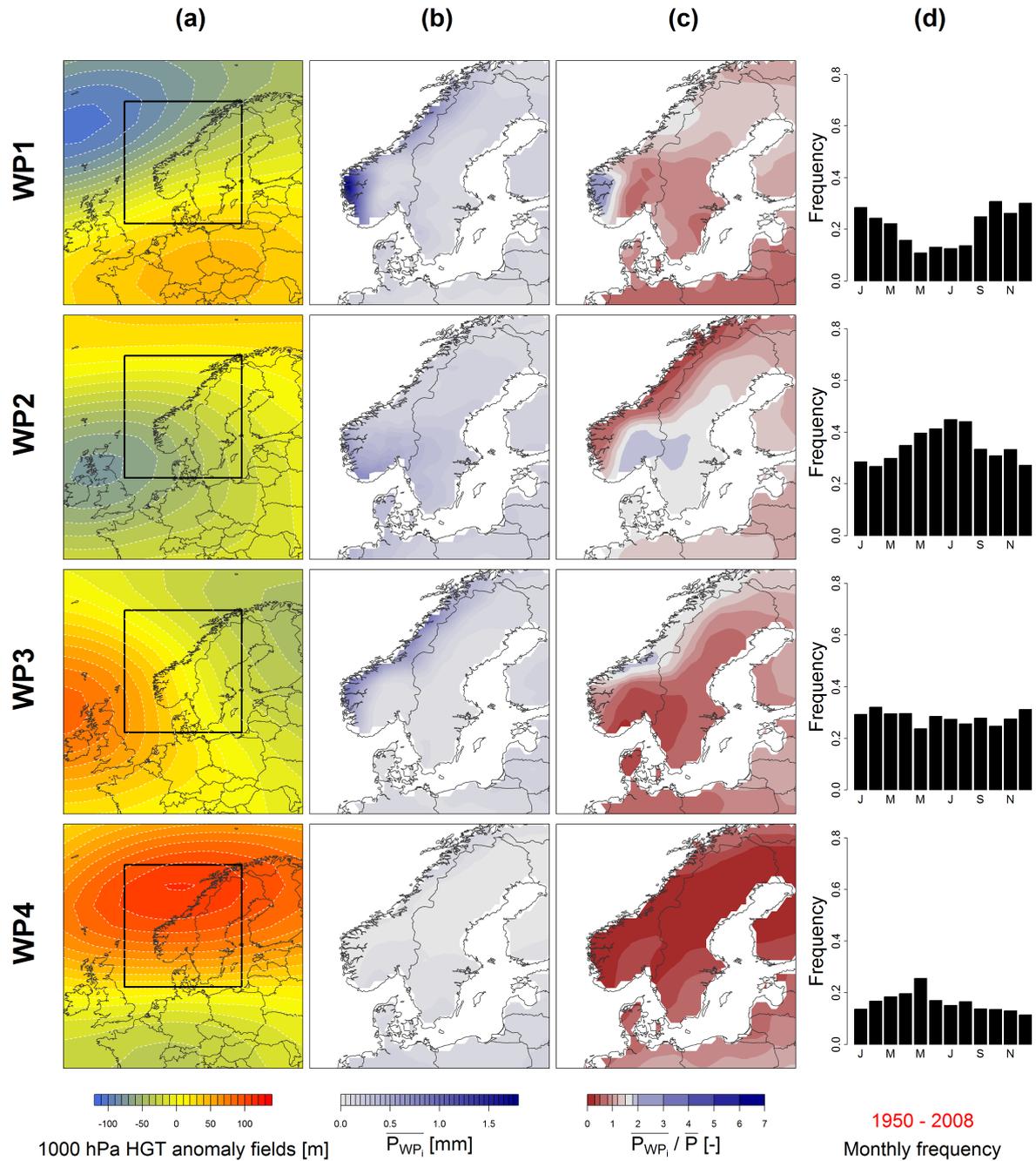


FIGURE 3.21: Types de temps 1 à 4 du catalogue de types de temps norvégiens : (a) Anomalies de hauteurs du géopotential 1000 hPa (NOAA), (b) champs de précipitation moyenne par type de temps (ECA&D), (c) champs de ratios entre la précipitation moyenne par type de temps et la précipitation moyenne tous types de temps confondus par point de grille (ECA&D) et (d) fréquences mensuelles des types de temps, estimées sur la période 1950-2008. Les rectangles noirs (présents dans la colonne (a)) représentent la fenêtre des champs de hauteurs de géopotentials utilisés pour la définition des types de temps.

3.6.2 Résultats SCHADEX de référence

La figure 3.22 présente partiellement les résultats SCHADEX de référence obtenus pour le bassin versant de l'Atna à Atnasjø. Le régime hydrologique est bien représenté par le modèle MORDOR, tout comme les débits les plus forts de la courbe des débits classés. En calage, le score de Nash & Sutcliffe (1970) obtenu par le modèle MORDOR est de 0.86. Les valeurs optimisées des paramètres sont précisées dans le tableau 3.2, section 3.7. Pour la saison à risque (mois de juin, juillet, août, septembre et octobre), le type de temps norvégien 2 "pilote" asymptotiquement la distribution MEWP de pluies centrales et est donc le type de temps à risque. Enfin, la distribution SCHADEX de référence et la distribution SCHADEX expertisée de débits moyens journaliers simulés sont comparées avec la série de maxima annuels observés. Les deux distributions de débits simulés sont très proches pour ce bassin versant, et sont également proches de la distribution des débits journaliers maxima annuels observés.

3.6.3 Détails saisonniers des estimations de crues extrêmes

La figure 3.23 présente les distributions saisonnières de débits simulés et de débits observés pour le bassin versant de l'Atna à Atnasjø. L'estimation de référence reproduit bien la saisonnalité des crues observées, particulièrement contrastée sur ce bassin versant.

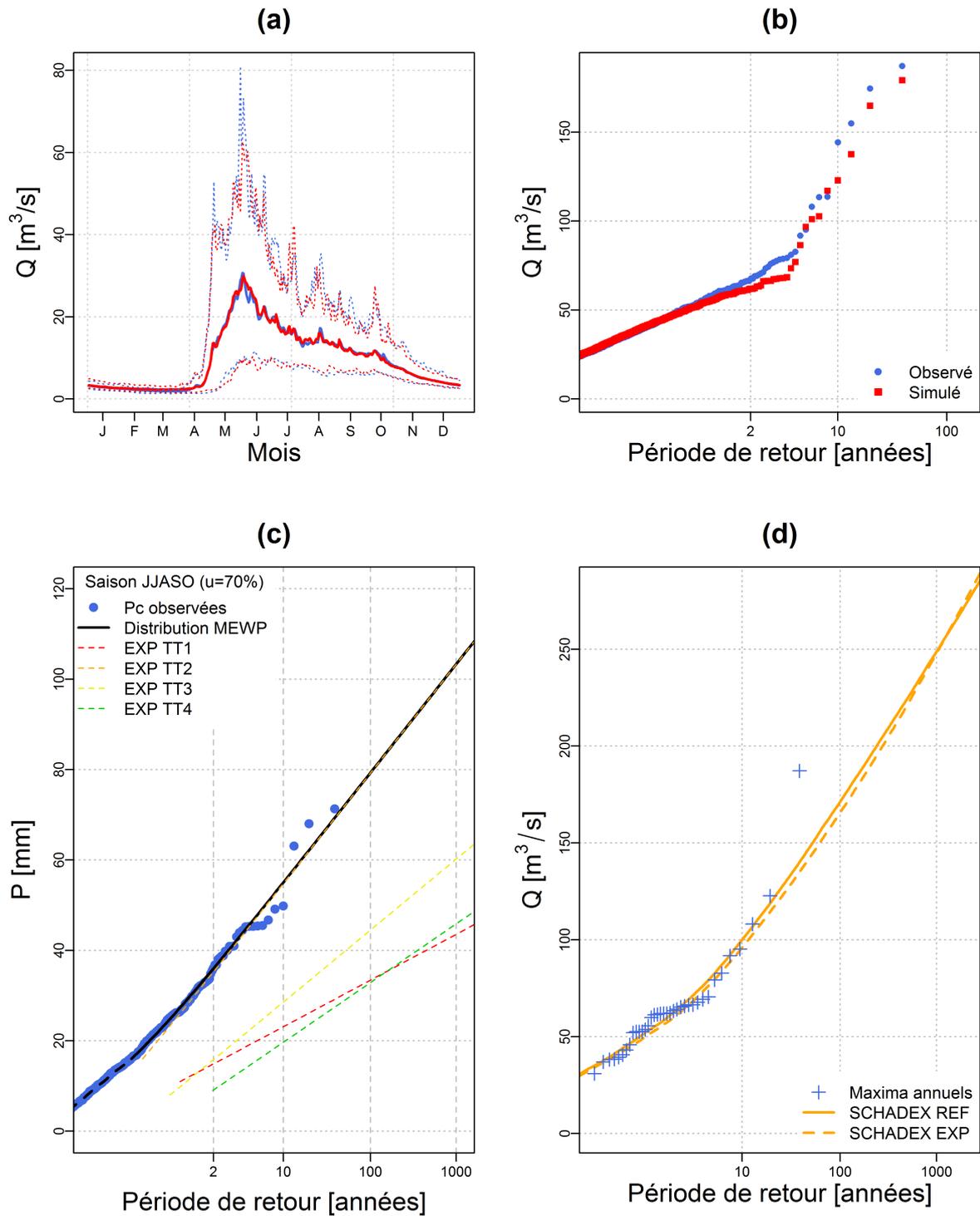


FIGURE 3.22: Bassin versant de l'Atna à Atnasjø : (a) régime de débits journaliers observé (en bleu) et simulé (en rouge) par MORDOR (débits moyens en trait plein, quantiles 5% et 95% en tireté), (b) distribution de débits classés observée (en bleu) et modélisée (en rouge) par MORDOR, (c) distribution MEWP de pluies centrales pour la saison à risque (mois de juin, juillet, août, septembre et d'octobre) et lois exponentielles par type de temps (tiretés colorés) comparées avec la distribution de pluies centrales observée et (d) distributions SCHADEX des débits moyens journaliers simulés (EXP en trait tireté et REF en trait plein) comparées avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

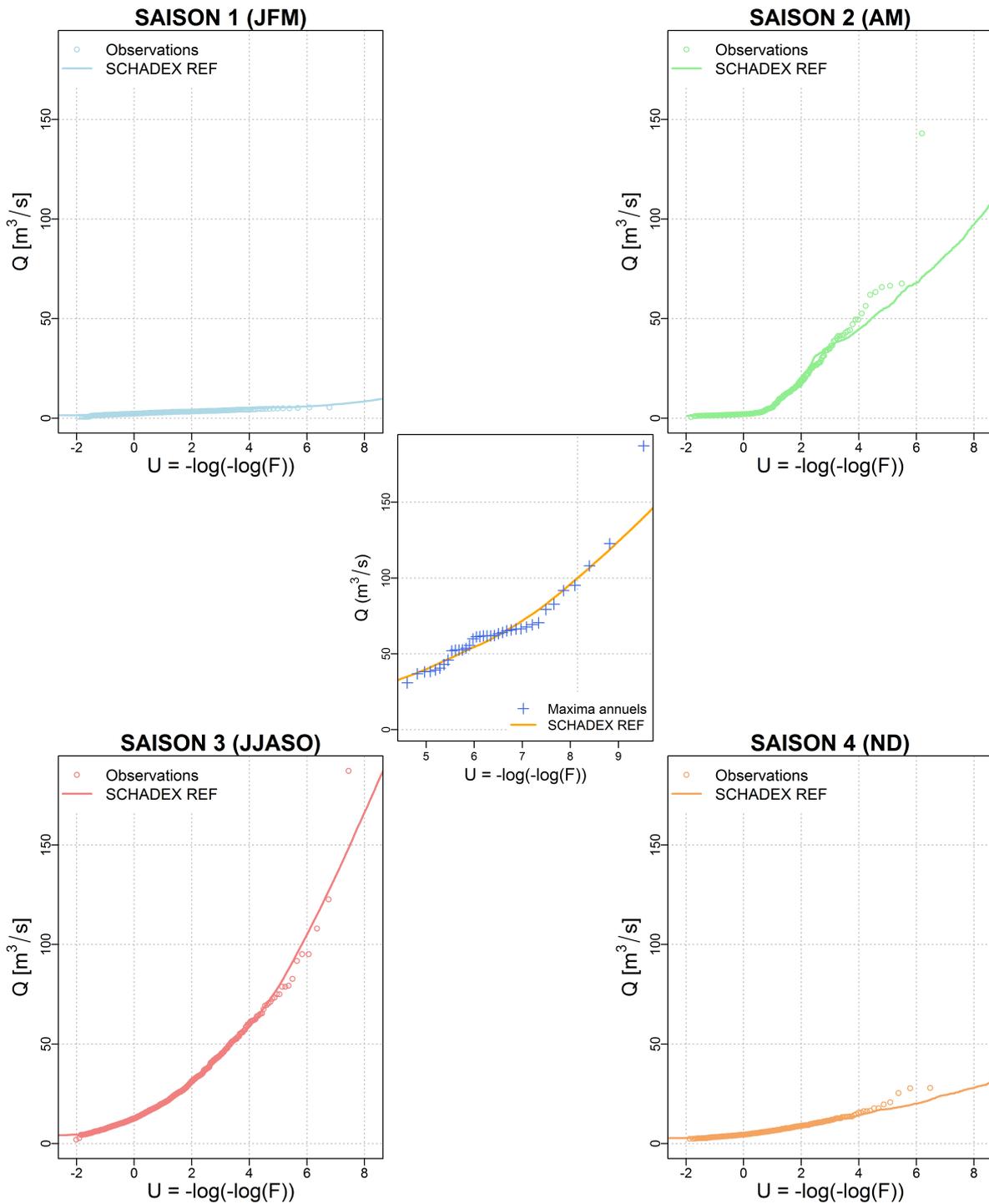


FIGURE 3.23: Bassin versant de l'Atna à Atnasjø : distributions SCHADEX saisonnières de référence (SCHADEX REF) des débits moyens journaliers simulés, comparées avec les distributions saisonnières de débits journaliers observés consécutifs à un épisode pluvieux centré. L'encart central représente la distribution SCHADEX REF des débits moyens journaliers simulés, comparée avec la distribution des débits journaliers observés maximum annuels.

3.7 Paramètres et performances de MORDOR

Le tableau 3.2 résume les valeurs des paramètres de MORDOR obtenues après calage sur les sept bassins versants étudiés, ainsi que les performances obtenues en calage.

3.8 Conclusion

Bien que constitué d'un nombre limité de bassins versants, cet ensemble de sept bassins versants regroupe des bassins situés dans des contextes hydroclimatiques différents. L'aléa hydrologique de certains bassins est purement pluvial (le Tarn à Millau et la Kamp à Zwettl) alors que les crues extrêmes des autres bassins sont dues à la combinaison de pluies fortes et de situations de fonte de neige (Coquitlam au barrage de Coquitlam par exemple). La saisonnalité de ces facteurs (aléa pluie forte et aléa saturation) est également fortement variable selon les bassins versants étudiés. Enfin, l'aléa pluie forte des différents bassins versants est parfois complètement "piloté" par un type de temps (le type de temps autrichien 2 pour le bassin versant de la Kamp à Zwettl par exemple) et parfois influencé par plusieurs types de temps (les types de temps canadiens 2 et 4 pour le bassin de la Campbell à Strathcona par exemple).

TABLEAU 3.2: Valeurs des paramètres libres de MORDOR obtenues après calage sur les sept bassins versants étudiés (TAR : Tarn à Millau, COR : Corrèze à Brive-la-Gaillarde, ROM : Romanche au Champeau, KAM : Kamp à Zwettl, CAM : Campbell à Strathcona, COQ : Coquitlam à Coquitlam et ATN : Atna à Atnasjø). Les performances obtenues en calage sont renseignées en rouge, en terme de scores de [Nash & Sutcliffe \(1970\)](#).

Paramètre	Description	TAR	COR	ROM	KAM	CAM	COQ	ATN	
Paramètres relatifs à la température									
ptjp1	Poids de la température du jour (j+1) dans l'éclatement des précipitations	0.012	0.962	0.404	0.527	0.000	0.169	0.004	
pnfr	Pondération donnée à la neige la plus froide (neige du jour ou stock) pour le calcul de la température du stock	84	15	2	21	87.5	11.5	16	
ltm	Pondération des températures antérieures pour le calcul de la température de fonte superficielle	0.639	0.042	0.649	0.466	0.700	0.199	0.800	
prft	Pondération de l'influence de la température du jour sur la température de fonte	23	8	38	22	12.5	13.5	4	
efp	Décalage de la température de référence avant éclatement des précipitations	5.000	5.000	-0.342	2.323	0.563	-2.403	2.665	
eft	Décalage de la température de référence avant calcul de la lame de fusion	-1.309	-4.132	-1.735	-1.053	-2.490	-3.000	0.994	
dbt	Bonus de température de "beau temps" pour le calcul de la fonte	0.613	0.446	0.871	0.000	0.665	0.000	0.078	
Paramètres relatifs à la fusion du manteau neigeux									
kf	Coefficient brut de fusion superficielle	3.563	5.398	2.507	5.399	2.580	2.583	4.146	
kfs	Coefficient de fusion sous le manteau	0.331	0.300	0.445	0.498	0.190	0.388	0.307	
es	Exposant réglant l'évolution de la surface enneigée lors de la fusion	0.447	0.286	0.663	0.250	0.750	0.750	0.745	
ztn	Portion de la lame de fonte qui ne ruisselle pas directement interceptée par le stock superficiel	0.058	0.000	0.765	0.441	0.289	1.000	0.998	
Paramètres relatifs à l'évapotranspiration									
fe1	Paramètres de l'évapotranspiration potentielle	0.011	0.010	0.014	0.008	0.007	0.004	0.011	
fe3		-5.000	-3.556	-2.533	-6.870	-9.934	-8.461	-3.730	
Paramètres relatifs aux échanges souterrains									
kl1	Coefficient de vidange du stock intermédiaire vers le stock évaporant ou la rivière	0.124	0.100	0.100	0.100	0.174	0.285	0.050	
kl2	Coefficient de vidange du stock intermédiaire vers le stock évaporant ou le stock profond	0.127	0.387	0.467	0.143	0.100	0.100	0.442	
dn	Coefficient de vidange du stock profond	849	178	686	115	790	450	820	
exn	Exposant de la loi de vidange du stock profond	3.622	4.345	3.775	3.285	7.677	3.535	4.000	
Paramètres relatifs à la fonction de transfert du bassin versant									
ftr1	Paramètres de la fonction de transfert du bassin	4.126	4.369	4.324	4.337	5.703	4.215	1.419	
ftr2		2.234	2.303	1.688	1.772	1.571	1.467	1.950	
Paramètres relatifs aux niveaux de remplissage des stocks									
Umax	Valeur maximale du stock superficiel [mm]	76	86	161	54	30	121	200	
Lmax	Valeur maximale du stock intermédiaire [mm]	136	44	58	107	86	40	30	
Zmax	Valeur maximale du stock évaporant [mm]	104	45	104	30	71	30	78	
		NSE [-]	0.893	0.901	0.908	0.828	0.827	0.729	0.857

4

SCHADEX Worldwide

"When my ears were saluted with the agreeable sound of a fall of water and advancing a little further I saw the spray arise above the plain like a column of smoke... began to make a roaring too tremendous to be mistaken for any cause short of the great falls of the Missouri."

Meriwether Lewis découvrant les grandes chutes du Missouri,
13 juin 1805.

4.1 Introduction

La première partie des travaux réalisés a consisté à prolonger la procédure de “validation” de la méthode SCHADEX entamée par [Garavaglia \(2011\)](#), en l’appliquant dans des contextes climatiques différents de ceux observés en France. Cette étape semblait importante pour trois raisons principales :

1. **Appliquer la méthode SCHADEX en dehors du terrain de jeu habituel des hydrologues de l’extrême d’EDF.** Malgré la grande richesse du territoire français en terme de diversité hydroclimatique observée, changer de repères en “faisant de l’hydrologie de l’extrême” de l’autre côté des Alpes, ou même de l’autre côté des océans, permet de remettre en question certains acquis, de tester certains choix méthodologiques, et de mettre en évidence les forces et les faiblesses de la méthode. Il s’agit d’un travail de validation à part entière puisque la méthode est alors testée dans des conditions climatiques différentes de celles considérées lors de son développement.
2. **Confronter la méthode SCHADEX à des climats “pilotes” par des signaux climatiques “grandes échelles”.** Avant de confronter la méthode à des changements climatiques simulés par des modèles climatiques globaux, il paraît également intéressant de la tester dans des climats fortement pilotés par des oscillations climatiques grandes échelles telles que El Niño. Ce signal influence significativement le climat observé sur la côte Pacifique d’Amérique du Nord. L’application de la méthode SCHADEX sur des bassins versants situés dans cette région offre donc l’opportunité de tester l’influence de signaux grandes échelles sur les estimations de pluies et de débits extrêmes, grâce aux différents modèles constituant la méthode SCHADEX.
3. **Comparer des estimations de crues SCHADEX avec des estimations réalisées grâce à d’autres méthodes.** Les observations de crues extrêmes étant par définition particulièrement rares, la validation d’une estimation de crues est une tâche délicate. Néanmoins, la comparaison d’estimations issues de différentes méthodes peut être considérée comme une première étape d’évaluation des résultats proposés. Il est donc intéressant d’appliquer la méthode SCHADEX à des bassins versants d’ores et déjà étudiés en terme d’ “hydrologie de l’extrême”.

Cette étape de “validation” consiste alors à définir de nouvelles classifications de types de temps, à procéder à des critiques de données, à définir de nouveaux modèles probabilistes de pluie, à caler le modèle hydrologique MORDOR et à procéder à des simulations SCHADEX sur les différents bassins versants étrangers considérés.

Ce chapitre est essentiellement articulé autour de deux articles et d’un acte de colloque, détaillant certains résultats obtenus lors de l’application de la méthode SCHADEX sur les bassins versants “étrangers” du jeu de données :

1. un article publié dans *International Journal of Climatology*, portant sur la définition d'un catalogue de type de temps en Autriche et la comparaison de différentes classifications ;
2. un article publié dans *Hydrology and Earth System Sciences*, portant sur la définition d'un catalogue de types de temps sur la région côtière de Colombie-Britannique et sur l'influence de l'oscillation El Niño sur le modèle probabiliste MEWP de pluies centrales ;
3. un acte du colloque *Événements extrêmes d'inondations : de l'étude de l'aléa à la gestion du risque pour les ouvrages hydrauliques*, organisé par la Société Hydrotechnique de France (SHF) en novembre 2013, portant sur la comparaison d'estimations probabilistes et déterministes de débits extrêmes sur deux bassins versants de Colombie-Britannique.

4.2 Classification de types de temps autrichiens

Cette section s'articule autour d'un article publié dans la revue *International Journal of Climatology*¹ :

Optimization of the Geopotential Heights Information Used in a Rainfall-based Weather Patterns Classification over Austria.

Brigode, P.^{1,2}, Bernardara, P.¹, Gailhard, J.³, Garavaglia, F.³, Ribstein, P.² et Merz, R.⁴ (2013).

International Journal of Climatology, 33(6), 1563–1573, doi :[10.1002/joc.3535](https://doi.org/10.1002/joc.3535).

¹ LNHE, R&D, Électricité de France, Chatou, France.

² UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³ DMM, DTG, Électricité de France, Grenoble, France.

⁴ UFZ Helmholtz Centre for Environmental Research, Halle, Germany.

4.2.1 Résumé en français

Les classifications de types de temps constituent des outils simples et particulièrement utiles pour décrire le climat d'une région donnée. Elles peuvent être utilisées pour étudier les situations météorologiques récurrentes à l'origine de pluies importantes. Dans cet article, une approche de type "bottom-up", précédemment utilisée pour définir une classification de types de temps français, a été appliquée afin de définir une classification de types de temps permettant de décrire les pluies fortes observées en Autriche. Cette méthode se base tout d'abord sur une classification des champs de pluie observés (étapes "bottom") qui a permis d'identifier quatre classes regroupant des journées pluvieuses et une classe regroupant les journées non-pluvieuses sur l'Autriche. Pour chaque classe identifiée, une situation synoptique moyenne est estimée grâce aux champs de hauteurs de géopotential à deux niveaux (700 et 1000 [hPa]). Des distances sont enfin estimées entre chacun de ces champs moyens et l'ensemble des journées considérées, afin de classer chaque journée dans l'un des cinq types de temps autrichiens. La classification obtenue semble être en cohérence avec les études précédentes portant sur les situations synoptiques responsables d'épisodes pluvieux forts, et permet donc de décrire de manière parcimonieuse ces situations récurrentes.

Dans cet article, il a tout d'abord été question de *trouver la taille et la position optimale de la fenêtre de description des champs de géopotential pour décrire les champs de pluie observés en Autriche*. Ainsi, la situation synoptique moyenne associée à chacune des cinq classes pluvieuses

1. Site internet de la revue : [http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1002/\(ISSN\)1097-0088/issues](http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1002/(ISSN)1097-0088/issues), consulté en juin 2013.

identifiées a été estimée sur différentes fenêtres de trois tailles différentes. L'ensemble des classifications obtenues a été comparé en termes de description des champs de pluies autrichiens. Ce test a permis d'identifier la position et la taille optimale de la fenêtre à utiliser pour décrire les champs de pluies autrichiens. Il est intéressant de noter que cette fenêtre optimale n'est pas centrée sur la zone d'étude (Autriche), et qu'elle ne la recouvre pas totalement.

Le deuxième point abordé dans cet article a été de *comparer les performances de la classification obtenue avec de nombreuses autres classifications*. En effet, 152 classification de types de temps ont été créées dans le cadre de l'action *Harmonisation and Applications of Weather Type Classifications for European regions*² pour la même région. Ce nombre important de classifications, définies à partir de différentes méthodes, a servi de base de comparaison pour la classification obtenue avec la méthode "bottom-up". Cette méthode se révèle être l'une des plus performantes en termes de description des champs de pluies autrichiens.

En résumé, ces travaux de recherche ont permis d'appliquer la méthode de classification de types de temps en dehors du territoire français, et de tester certaines de ses hypothèses méthodologiques, notamment en comparant les performances obtenues par cette méthode avec de nombreuses autres classifications.

4.2.2 Résumé en anglais

Classifications of atmospheric circulation patterns are useful tools to improve the description of the climate of a given region and the analysis of meteorological situations. In particular, weather pattern (WP) classifications could be used to improve the description of spatial heavy rainfall. Here, a bottom-up approach, previously used to build WP classification in France, is applied for the definition of a WP classification useful for the description of Austrian heavy rainfall. The optimal spatial extent and the optimal position of the geopotential fields to be taken into account for a WP classification is studied. The proposed WP classification is shown to be coherent with the general knowledge on synoptic situations responsible for heavy rainfall over Austria. Moreover, the classification has good performances in terms of heavy rainfall spatial description compared to 152 COST 733 classifications defined in the same region. In particular, we show that the choice of spatial extent of the geopotential fields, their position and their characteristics is relevant for capturing physical information on synoptic situations responsible for heavy rainfall and that it can improve WP classification performances.

4.2.3 Introduction

The classification of atmospheric circulation and weather patterns is used in climate and meteorology researches since the beginning of these sciences, see [El Kadi & Smithson \(1992\)](#); [Yarnal](#)

2. Site internet de l'action : <http://cost733.met.no/>, consulté en juin 2013.

et al. (2001); Huth et al. (2008); Philipp et al. (2010) for reviews. The aim of these classifications is to define a limited number of typical synoptic meteorological situations for a given region. For instance, Kaufmann & Weber (1996) defined a classification over the Alpine region aiming at describing the typical Alps wind fields. In general, a circulation pattern classification is based only on geopotential fields; while a Weather Pattern (WP) classification is based on one or more geopotential fields and some other relevant meteorological variables. Here, we focus on weather pattern classification developed for heavy rainfall spatial explanation. This type of rainfall based weather pattern classification is able to provide information on heavy rainfall spatial distribution using geopotential information. Indeed, Littmann (2000) shows that geopotential fields can provide significant information on heavy rainfall events. Boé & Terray (2008) proposed a weather pattern classification to explain winter rainfall fields in France, while Romero et al. (1999); Trigo & DaCamara (2000); Martínez et al. (2008) classifications were focused on rainfall description in Western Mediterranean region. Garavaglia et al. (2010) proposed a weather pattern classification on France for the estimation of heavy rainfall quantiles based on a compound distribution. These classification methodologies follow a ‘bottom-up approach’: the ‘bottom’ part consists of the definition of a given number of classes based on daily rainfall fields over a given region which are then linked to geopotential information in the ‘up’ parts. Note that one of the main objective of these classifications is to be more focused on ‘where does it rain’ information rather than on ‘how much does it rain’ information. An important motivation for using this type of classification is that the bottom-up approach, consisting in linking the rainfall information to the geopotential fields, could a priori be very interesting for the exploration of future climate scenarios, giving the fact that global circulation models are known to give more robust information on large scale features like geopotential than on small spatial scale phenomena like rainfall (Räisänen, 2007).

Traditionally, the geopotential height fields used in weather patterns classification are centered on the region for which the classification is done. Moreover, the spatial coverage of geopotential height fields is chosen depending on the available data and on the spatial extent of the region to be covered. However, the ‘optimal’ classification could a priori be defined on a geopotential field not centered on the region. We argue that the spatial extent, the position and the characteristics of geopotential height fields used to classify weather patterns on a given region are important choices when defining a classification.

The general aim of the paper is thus to introduce a weather pattern classification useful for the description of Austrian heavy rainfall spatial distribution. The classification is based on a bottom up approach. The classification process is improved via the definition of an optimization procedure for the choice of the geopotential information considered. A specific aim of the paper is thus to show that the optimization procedure is relevant for capturing physical information on synoptic situations responsible for heavy rainfall and that it can improve weather pattern classification performances. The optimization is based on the weather pattern classification methodology introduced by Garavaglia et al. (2010) for France, including methodological

choices that are inherited of previous works on quantitative precipitation forecasting, using the analogue method (Guilbaud & Obled 1998; Obled et al. 2002; Bontron 2004). Note that the geopotential grid used in the analogue method results from tests of different locations, sizes and characteristics (Obled et al., 2002). This methodology was shown to be useful for the definition of a rainfall compound distribution in France (Garavaglia et al., 2010) and was also applied to other domains (e.g. by Brigode et al., 2012 over British Columbia). All methodological hypotheses are listed and verified in the present study. The proposed optimization procedure consists in finding the size, the location and the characteristics of the geopotential fields that better explain the spatial distribution of the rainfall on a given region. The definition of a weather pattern classification over Austria is then presented. Several classifications were developed in the past for modeling rainfall over this region (Ehrendorfer, 1987; Matulla et al., 2003; Seibert et al., 2006).

Recently, numerous weather pattern classifications have been defined over the region within the COST 733 action (Harmonisation and Applications of Weather Types Classifications for European Regions³). The COST 733 action main objective is to ‘*achieve a general numerical method for assessing, comparing and classifying weather situations in Europe, scalable to any European (sub)region with time scales between 12h and 3 days and spatial scales of 200 to 2000 km, applicable for a number of applications*’. The performances of the proposed classification are thus compared to the performances of COST 733 classifications.

The method used for the weather pattern classification is summarized in section 4.2.4. The rainfall and geopotential data used in the study are described in section 4.2.5, while in section 4.2.6 the results of the optimization for the definition of Austrian weather patterns are presented and discussed. Finally, some conclusions are drawn in section 4.2.7.

4.2.4 Methodology

As introduced in the previous section, a rainfall days classification is first generated as the ‘bottom’ steps. This classification is then linked to different geopotential informations implementing the ‘up’ steps.

4.2.4.1 The ‘bottom’ part of the classification : generating one rainfall classification

This first part of the classification process is the ‘bottom’ part, only dealing with rainfall information. The main objective of this part is to identify a limited number of typical rainfall classes characterized by similar heavy rainfall spatial patterns.

3. <http://cost733.met.no/>.

The first step consists of the selection of a ‘rainy days’ sub-population. Suppose that a meteorological dataset is available and is composed of n rainfall series observed on a given region at daily resolution. Each day j is thus characterized by a rainfall vector of size n . The rainy days can be selected using an average rain depth threshold (for example, all the days with more than 5 mm of spatial average precipitation are considered as rainy days) or using a fixed proportion of all the observed days (for example, the 20% days with the highest rain depth are then considered as rainy days). The need of a classification more focused on ‘where does it rain’ information than on ‘how much does it rain’ information is fulfilled by the use of the ‘shapes’ of the rainfall fields. These rainy day shapes, named R_j , are defined in a rainy days space of dimension n and obtained with the normalization of each rainy day rainfall field by each day average precipitation depth.

In a second step, a Hierarchical Ascendant Classification (HAC) is performed on the R_j vectors previously identified. The classes are generated using the Ward method (1963), which chooses iteratively the grouping presenting the minimum intra-class inertia (Cheng & Wallace, 1993). The final number of rainfall classes (N_{RC} , which contains all the rainfall classes and one non-rainy class) is determined by looking at the intra-class inertia evolution as a function of the number of classes. Finally, the N_{RC} rainfall classes gather days characterized by rainfall fields with similar spatial distribution.

4.2.4.2 The first ‘up’ steps : Optimization of the geopotential information used

The ‘up’ steps consist now in moving into the geopotential height space and finding optimal geopotential information explaining the rainfall generating processes coming from the synoptic scale.

First, the rainfall classes and the non-rainy class centroids are projected onto the geopotential height space. Like for the rainfall fields, geopotential field shapes are used and are thus previously estimated with the normalization of each geopotential field by each day average geopotential height. Each day j is thus characterized by a geopotential field vector G_j^m , where m indicates the dimension of the geopotential field space. The centroid of the rainfall class A is defined as the mean geopotential field vector of the n_A days composing the class, named G_A^m in the defined geopotential space.

$$G_A^m = \frac{\sum_{j=1}^{n_A} (G_j^m)}{n_A} \quad (4.1)$$

The geopotential height space can be composed of different geopotential fields at different heights (e.g. 500 hPa, 700 hPa, 1000 hPa, etc.) and recorded at different times (e.g. 0h, 12h,

24h, etc.) on several geographic locations (i.e. different grid points). For example, the geopotential height space of day j can be described by a vector G_j^{1000} , composed of 2 different height fields estimated on 500 grid points. The geopotential space used by [Garavaglia et al. \(2010\)](#) is characterized by a vector G^{440} , because the geopotential space is defined at 2 heights (700 hPa and 1000 hPa), for 2 times per day (0h and 24h) and on 110 points grid covering a spatial extent of around 10^6 km². Note that a Principal Component Analysis (PCA) of each potential space is implemented in order to reduce the number of dimensions of this space to 10. All the optimization procedure tends to find the optimal geopotential field space m onto which the rainfall class centroids are projected.

4.2.4.3 The final ‘up’ steps : re-attribution of each day to one weather pattern

The last classification step consists in re-attributing each day (considered as rainy or not) to a given weather pattern in estimating the Euclidian distances between the considered day and the class centroids. The considered day is then attributed to the weather pattern which is the closest one. Note that some ‘no-rainy days’ can thus be considered as members of a rainy weather pattern if they are closer of a rainy weather pattern centroid in the considered geopotential space.

Finally, our classification is no more driven by the prior rainfall information but by the geopotential field information. Finding rainfall data set with good spatial and temporal coverage and good data quality over a specific area is harder than geopotential information. Thus, classifications can be easily extended using only other geopotential data set, like NOAA 20th Century Reanalysis (6-hourly geopotential height fields from 1871 to 2011, [Compo et al., 2011](#)) or EMULATE reanalyses (daily mean sea-level pressure reconstructions over Europe for the period 1850-2003, [Ansell et al., 2006](#)).

4.2.4.4 Cramér-von-Mises test for classification evaluation.

Numerous criteria exist for evaluating classification performance. The Cramér-von Mises test ([Anderson, 1962](#)), named Cramér further, is typically used as a ‘basic’ tool to check the discriminating power of a weather pattern classification in terms of rain/no rain occurrence ([Bárdossy et al. 1995](#); [Stehlik & Bárdossy 2003](#); [Bliefernicht & Bárdossy 2007](#); [Garavaglia et al. 2010](#)). The Cramér coefficient can be estimated for each available rainfall series with a contingency table, constructed with the considered weather pattern classification (vector with one weather pattern for each day) and a vector of rain/no rain occurrence (vector with, for each day, either 0 if the rain average is null or 1 if rainfall is observed). Thus, the Cramér performances of each classification and each rainfall series are estimated as follows :

$$Cramér = \sqrt{\frac{\chi^2}{n_d}} \tag{4.2}$$

where χ^2 is the result of a classical dependence χ^2 test between the weather pattern classification and the rain/no rain occurrence vector and n_d is the number of classified days. This score ranges between 0 (no dependence between the classification and the observed rain/no rain occurrence) and 1 (absolute dependence). To focus on heavy precipitation, the Cramér coefficient can be estimated on a sub-sample population of heavy rainfall composed of the days with a precipitation amount greater than a given threshold. The performances of each weather pattern classification produced are thus evaluated using this type of score qualifying their discriminating power in terms of rain/no rain occurrence. Figure 4.1 presents an example of the evaluation of one hypothetical classification in three classes with the Cramér test. The considered classification is thus compared with a rain/no-rain vector generated from the observed rainfall record studied. A threshold T can then be fixed in order to test the discriminating power of the classification in terms of heavy rainfall.

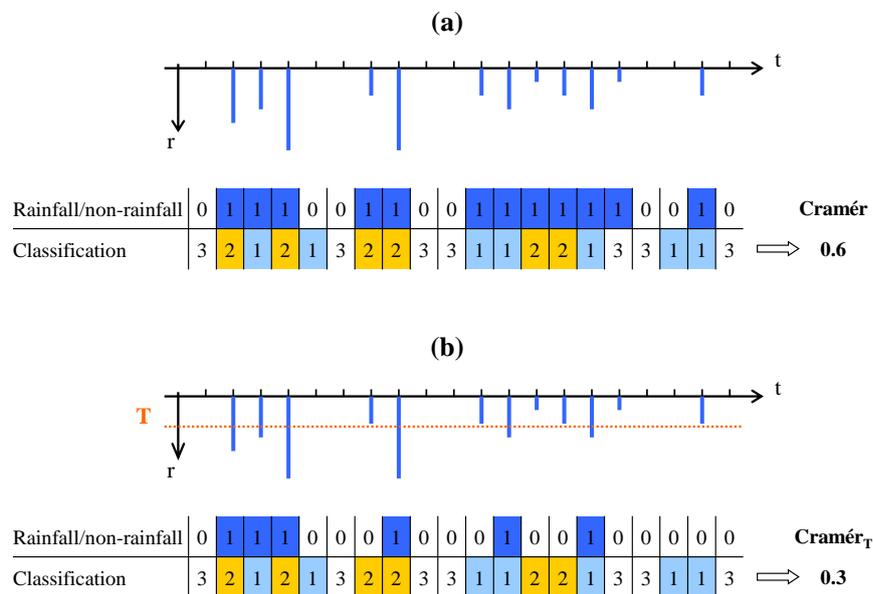


FIGURE 4.1: Example of Cramér performances (a) and of Cramér performances focused on heavy rainfall (over threshold T) (b) obtained by three classes : classes 1 and 2 regroups rainfall days coming from two different situations and class 3 regroups the non-rainy days.

4.2.5 Data

The two archives used in this study are (i) information on rainfall fields (needed for the identification of Austrian rainfall classes) and (ii) information on the synoptic scale (required for the projection of these classes onto the geopotential height space). Weather pattern classifications defined in the COST action 733 are finally used for analyzing weather pattern classification performances.

4.2.5.1 Rainfall fields

The Austrian daily rainfall field is obtained from the European Climate Assessment and Data (ECA&D) re-analyses data set (Haylock et al., 2008) providing daily precipitation amounts (calculated as the sum of rainfall at 18 UT of the current day and rainfall at 06 UT of the next day) with a resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ for the period 1950 to 2008. A sub-domain of 300 000 km² is extracted to cover the Austrian territory (from 9.25°E to 17.25°E , and from 46.25°N to 49.25°N) and consists thus of 119 rainfall re-analysis series. This grid is shown with red points in the figure 4.2.

4.2.5.2 Geopotential fields

The geopotential height space is characterized by daily geopotential height fields at 700 and 1000 hPa. These fields, provided by the National Center for Environmental Prediction (NCEP) and National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis (Kalnay et al., 1996), are defined on a 2.5° resolution grid for 247 points in Western Europe, at 00 UT and at 24 UT. Thus, each day is described by four geopotential fields defined on 247 points. The NCEP-NCAR grid is shown with black points in the figure 4.2.

4.2.5.3 COST 733 weather pattern classifications

Numerous weather pattern classifications have been defined within COST 733 action and are available and could be downloaded on the COST 733 wiki website⁴. 76 COST 733 classifications defined two at a time on the domains D06 (Alps, 3°E to 20°E and 41°N to 52°N) and D07 (Central Europe, 3°E to 26°E and 43°N to 58°N) have been extracted in order to compare these classifications and the Austrian weather pattern classification defined here with a ‘bottom-up’ approach. Note that these classifications have been defined with different methodologies and are characterized by different number of weather patterns (from 7 to 13 classes for the D06 domain and from 8 to 13 for the D07 domain).

4. <http://geo23.geo.uni-augsburg.de/cost733wiki/>.

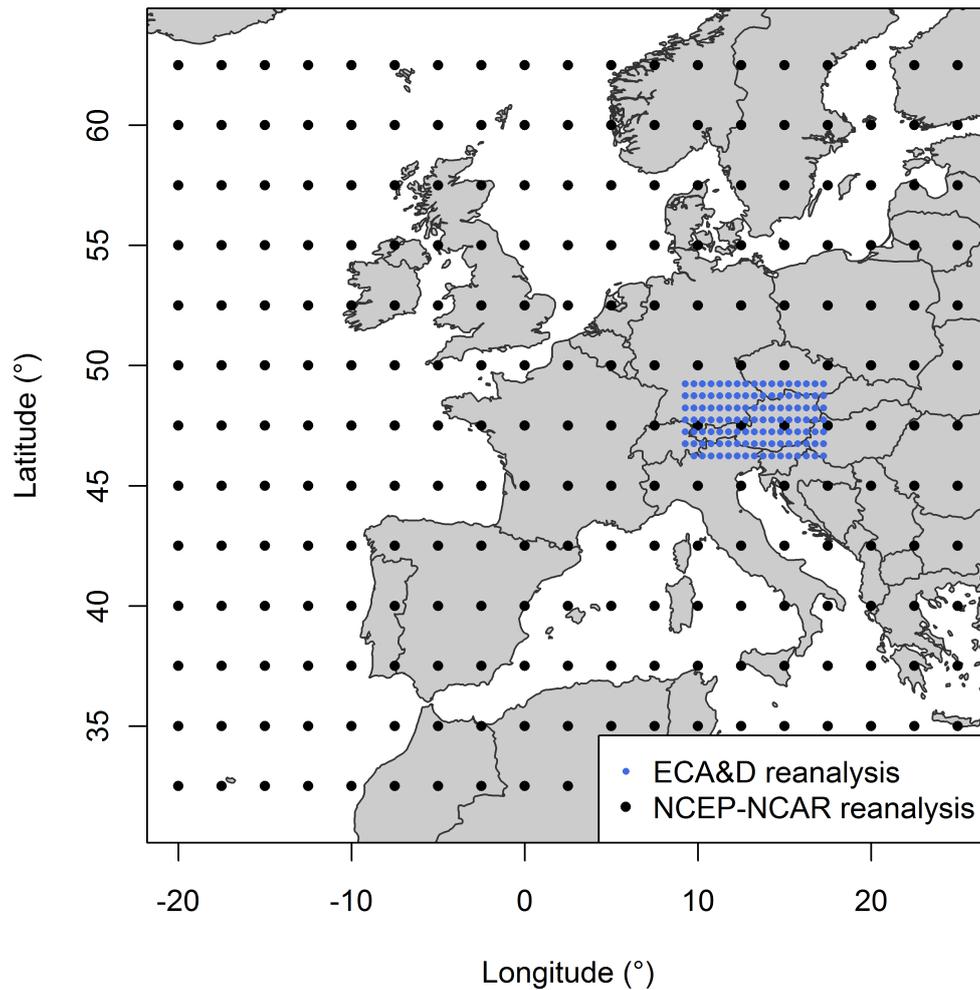


FIGURE 4.2: Map of the available data of geopotential height (NCEP-NCAR reanalysis, plotted with black points) and of rainfall data (ECA&D reanalysis, plotted with blue points) used in the present study.

4.2.6 Results

4.2.6.1 The ‘bottom’ steps : hierarchical ascendant classification of the rainy days

In this section, some first illustrations of the ‘bottom’ steps, which results in the definition of one Austrian rainfall classification, are presented. Following the steps depicted in the section 2, we defined a rainy day as a day with a total rainfall amount greater than the 80th percentile of the total population.

The number of rainfall classes, and consequently the number of weather patterns, is here chosen by looking at the intra-class inertia evolution in the dendrogram as a function of the number of classes (Figure 4.3). Each difference $D1$ is estimated as the absolute value of the difference between the intra-class inertia estimated for $n + 1$ rainfall classes and the inertia estimated for n classes. The intra-class inertia evolution suggests the choice of 4 rainfall classes and 1 non-rainy

class. Note that, to ensure a significant number of observations in each class and define a simple operational classification, we should consider a parsimonious number of classes (typically fewer than 10 classes). For instance, in the ‘French classification’ described in [Garavaglia et al. \(2010\)](#), this number is thereby fixed to 8 classes (7 rainy classes and 1 non-rainy class). Moreover, the previous works on Austrian rainfall classification result in a number of classes never higher than 7 ([Matulla et al., 2003](#); [Seibert et al., 2006](#)).

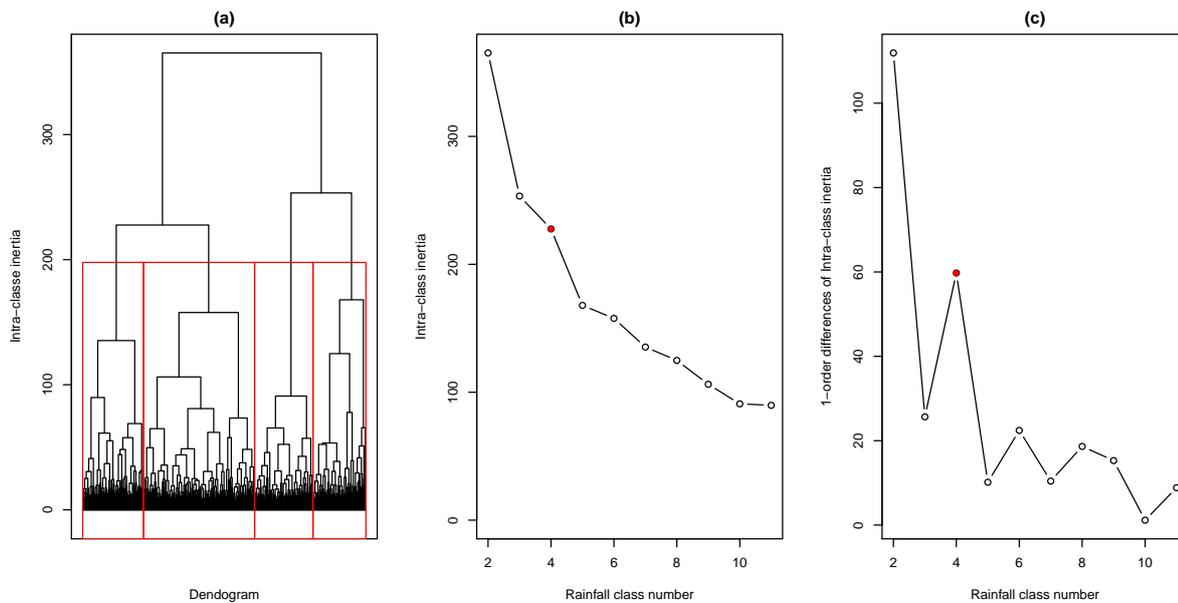


FIGURE 4.3: Dendrogram obtained from HAC of Austrian rainy days. (b) Intra-class inertia evolution. (c) 1-order differences of intra-class inertia evolution. The red boxes highlight the 4 rainfall classes identified, red points highlight the intra-class inertia of these 4 rainfall classes.

The choice of 5 classes (4 rainy classes and 1 non-rainy class) is also comforted by the visual analysis of the rainfall fields characterizing the 5 classes and reported in the figure 4.4. Indeed, we can observe that class 1 is characterized by a rainfall spatial distribution centred in the North Western part of Austria, in the Northeastern for class 2, in the South–East for class 3, in the South–West for class 4; the class 5 is the non-rainy class.

4.2.6.2 On the ‘up’ part optimization (geopotential fields position and spatial extent)

In this section, we search the optimal geopotential space in terms of classification general performances. Following [Garavaglia et al. \(2010\)](#), we first defined the geopotential space as constituted by 4 geopotential height fields for each day : the 700 hPa and 1000 hPa fields at 0h and at 24h. Three different sizes of geopotential height grid are chosen. The first one is of size $3.0 \times 10^6 \text{km}^2$ as used for the French weather patterns classification and further named ‘Size 1’ (S1). A second size of approximately $0.6 \times 10^6 \text{km}^2$ is chosen to entirely cover the Austrian territory, named ‘Size 2’ (S2). The last one is of size around $0.9 \times 10^6 \text{km}^2$, named ‘Size 3’, (S3),

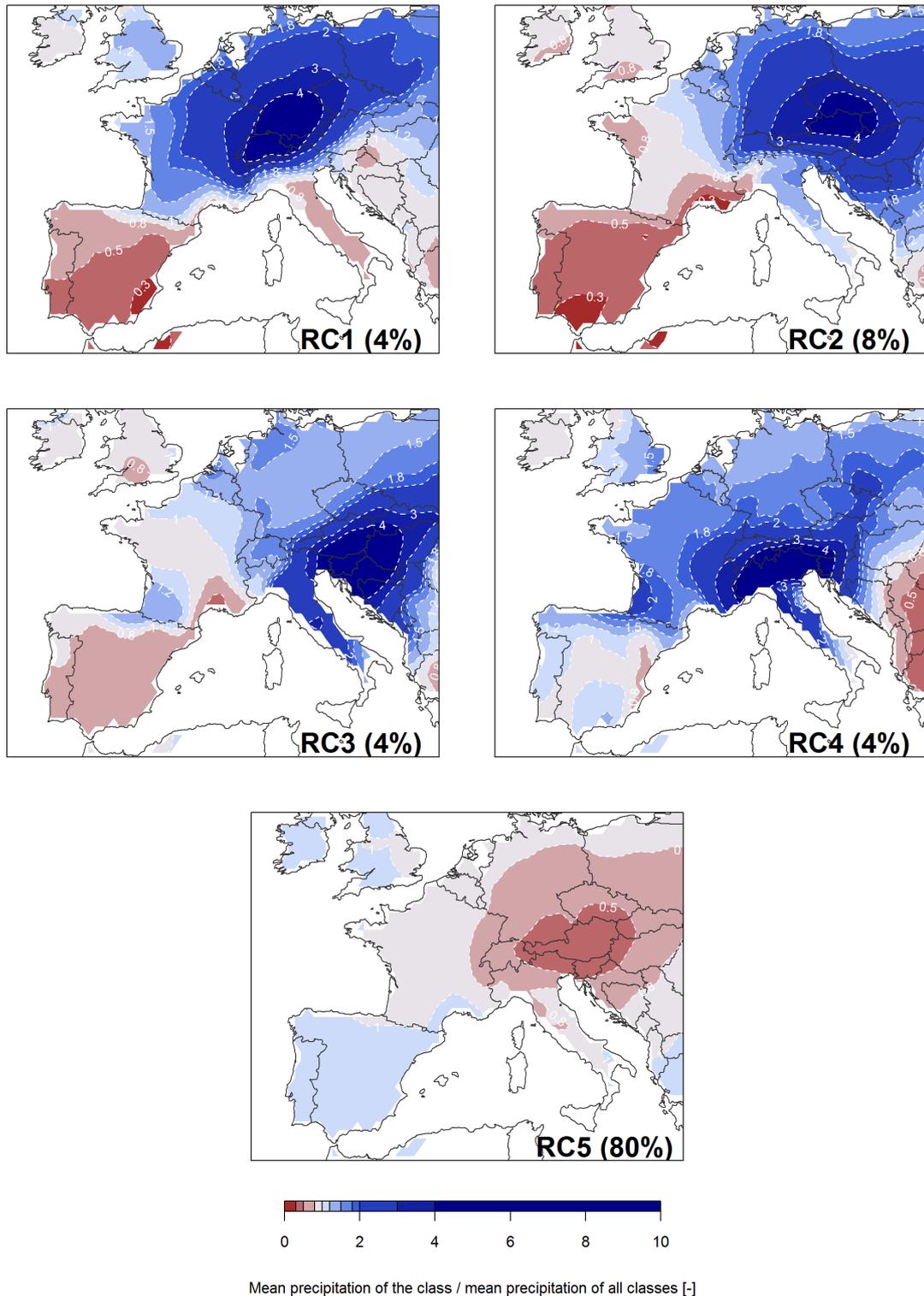


FIGURE 4.4: Ratio between the mean precipitation amount of each Austrian rainfall classes and the general mean precipitation amount (considering all rainfall classes).

which is a compromise between S1 and S2. 403 different classifications of weather types are generated, by moving the location of the centre of grids characterised by these three different spatial extents over Europe. Considering the spatial extent of the data set used in this study, the S1 center grid can thus be positioned in 88 locations, S2 in 165 and S3 in 150. The 5 rainfall

classes are projected onto each different geopotential space of dimension 216 (54 geopotential measure points x 2 heights x 2 measure hours), 60 (15 geopotential measure points x 2 heights x 2 measure hours), and 80 (20 geopotential measure points x 2 heights x 2 measure hours), respectively, resulting in different weather pattern classifications. The performances of each weather pattern classification are evaluated by the Cramér test estimated over the whole rainy days population (named $Cramér_{00}$ hereafter) and over the heavy rainfall sub-sample exceeding a threshold, as depicted in section 2. This threshold T is chosen here as 20 mm. This choice is coherent with the previous results of [Seibert et al. \(2006\)](#) who used the mean precipitation 98th percentile of 7 rainfall regions in Austria as a criterion for selecting ‘heavy precipitation days’ and found a threshold around 20 mm/d. This ‘heavy Cramér’ coefficient is further named ‘ $Cramér_{20}$ coefficient’. The figure 4.5 presents the $Cramér_{00}$ and the $Cramér_{20}$ coefficients for each grid of geopotential heights (from S1 to S3 from top to bottom) and for each position of the grid. Thus, each colored point represents the barycentre of one grid and the colors correspond to the mean Cramér performances obtained on all the Austrian rainfall reanalyzes considered (blue points). Finally, the black box represents for each grid size and for each coefficient the location of the best geopotential height spatial extent.

First, note that the geopotential grids centered on Austria are not the best grids in terms of $Cramér_{00}$ and $Cramér_{20}$, for all three sizes. The best performances are obtained for grids located in the South and in the West of Austria. Then, the West-East flux appears to have a major role in the Austrian rainfall processes. Thus, the more the geopotential grid centre moves away latitudinally from Austria the poorer the performances are in terms of rain/no-rain occurrence. On the contrary, a geopotential grid with very distant longitudinal locations offers some reasonable performances in terms of rain/no rain occurrence. For the S1 size for example, a classification based on a geopotential grid distant approximately from only 200 km North of Vienna (centered near Dresden) offers a $Cramér_{00}$ coefficient lower than 0.30 whereas an other classification based on a grid distant from more than 4000 km (centered off the Bretagne coast and thus 20 times more distant than the precedent one), is characterized by a $Cramér_{00}$ coefficient greater than 0.40. This tendency is more clearly observable for the S2 grid, with a clear latitudinal threshold of both Cramér coefficients : grid center locations over 55°N and under 37.5°N lead to weather pattern classifications with poor performances in terms of Austria rain/no rain occurrence. These results are coherent with those of previous studies focusing on Austrian heavy precipitations. [Ehrendorfer \(1987\)](#) stated that an important part of heavy rainfall events in Austria is due to West and South-West circulations. Moreover, [Matulla et al. \(2003\)](#) showed that the back trajectories for heavy precipitation days in Austria are coming mostly from West and South-West, like the dramatic Elba flood in 2002. It is important to note that Eastern or Northern circulations can equally generate heavy rainfalls. Nevertheless, the best quantity of heavy rainfall information in Austria is obtained when looking at the South-West geopotential height fields.

The $Cramér_{00}$ and $Cramér_{20}$ performance differences between the optimal grids of each size are

non significant (greater than 0.45 for the $Cramér_{200}$ and greater than 0.14 for the $Cramér_{20}$) and we do not use these scores for the choice of the optimal grid. In order to cover a larger area and maximizing the potential geopotential information of our classification, we choose as optimal one a S1 grid (around 3×10^6 km²). The optimal grid is approximately centered on the Western Alps and thus not centering on the Austrian region (first line and first column black box of Figure 4.5).

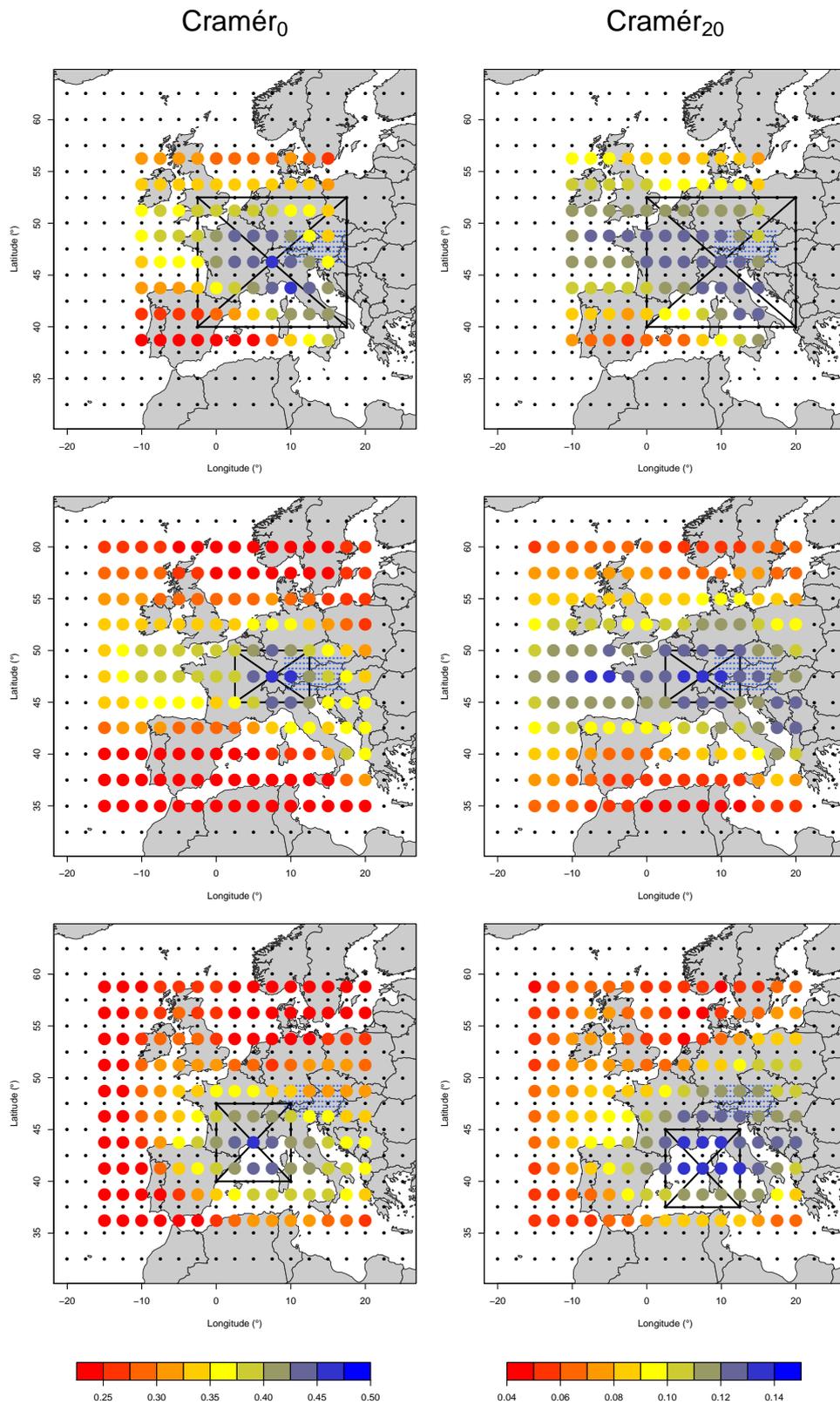


FIGURE 4.5: $Cramér_0$ (left column) and $Cramér_{20}$ (right column) coefficients for different positions of the geopotential height field barycentre used in weather pattern definition, for three spatial extents of the fields (from top to bottom S1 to S3). The spatial extent of the optimal position is reported on each map with a black box.

4.2.6.3 Which geopotential information to be used in our weather pattern classification ?

In this section, we analyze the influence of the choice of the geopotential information used in our ‘up’ steps on the classification performances. Note that we fixed in the precedent optimization procedure the geopotential space as constituted by 4 geopotential height shape fields for each day : the 700 hPa and 1000 hPa fields at 0h and at 24h, following [Garavaglia et al. \(2010\)](#) methodology. We used now one grid size (S3 size) and we projected for each location the 5 rainfall classes onto geopotential spaces with different characteristics : using the shapes or the absolute values of the fields, using fields at 700 hPa, 1000 hPa or both, and using geopotential fields at 0h, or 0h and 24h.

Figure 4.6 presents the $Cramér_{00}$ (first column) and $Cramér_{20}$ (second column) performances obtained for the 150 locations of S3 grid, using 5 different geopotential spaces for the 5 rainfall class projections.

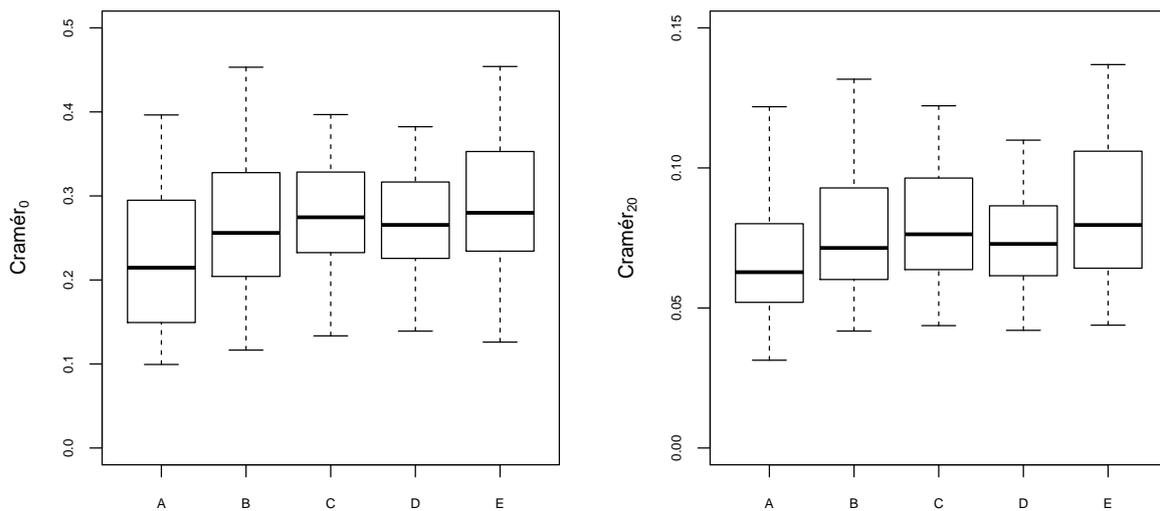


FIGURE 4.6: $Cramér_{00}$ (a) and $Cramér_{20}$ (b) performances obtained for 88 S1 grids by projecting the 5 rainfall classes onto different geopotential spaces : (A) absolute values of 700 and 1000 hPa geopotential height fields at 0h and 24h, (B) 1000 hPa geopotential height shapes fields at 0h and 24h, (C) 700 hPa geopotential height shapes fields at 0h and 24h, (D) 700 and 1000 hPa geopotential height shapes fields at 0h and (E) 700 and 1000 hPa geopotential height shapes fields at 0h and 24h. The boxplots are constructed with the percentiles 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90.

The first main result is that the two Cramér coefficients present the same ‘evolution tendencies’. Thus, $Cramér_{00}$ and $Cramér_{20}$ performances are clearly higher when shapes of geopotential height fields are considered (boxplots E) than when absolute geopotential fields are used (boxplots A). Similarly, using geopotential height fields at 700 and at 1000 hPa (boxplots E) add significant rainfall information compared to using geopotential height fields at 700 (boxplots C)

or at 1000 hPa (boxplots B). Finally, the classifications considering a geopotential height data couple (0h and 24h, boxplots E) perform better than those considering a single geopotential height field for each day (0h, boxplots D). These results are coherent with the findings of [Obled et al. \(2002\)](#) and [Bontron \(2004\)](#) in a precipitation forecasting context and validate the general applicability of the methodology used in [Garavaglia et al. \(2010\)](#).

4.2.6.4 Final Austrian weather pattern classification illustration.

In this section, we illustrate the final Austrian weather pattern classification defined with the ‘optimal geopotential space’ : 4 geopotential shape fields (700 and 1000 hPa at 0h and 24h) defined on an area of 3×10^6 km² centred on the Western Alps.

Figure 4.7 presents the mean geopotential heights (1000 hPa at 0h) and ratio between the mean precipitation amount and the general precipitation amount (considering all WP) for each of the 5 Austrian weather patterns. The general patterns observed on the Austrian territory with the 5 rainfall classes are also identified at a larger scale with the 5 weather patterns, characterized by rainfall spatial distribution centred in the North Western part of Western Europe for WP1, in the Eastern for WP2, in the South Eastern for WP3, in the South Western for WP4 and the WP5 is the anticyclonic weather pattern. Logically, the spatial distribution of each weather pattern is no more centred on the Austrian area, due to the Austrian rainfall classes projection into a larger geopotential space. Moreover, rainfall classes were identified on a rainy days sub-sample while weather patterns are constructed attributing each day to a weather pattern, anticyclonic or not. Thus, weather patterns can contained days with no rain observed on Austria and rainy days on the Northern part of Austria can have the same type of atmospheric circulation that a rainy day in the central part of Germany.

The evolution of each 5 clusters occurrence frequency, from the 5 original rainfall classes to the 5 final weather patterns, is presented in the Table 4.1 .

TABLE 4.1: Evolution of the classes occurrence percentages from the five original rainfall classes to the five final WPs.

	Rainfall classes	Weather patterns
Class 1	5%	9%
Class 2	7%	15%
Class 3	4%	4%
Class 4	4%	18%
Class 5 (non-rainy)	80%	54%

Note that the number of days attributed to the anticyclonic weather pattern (WP5) is lower than the number of days of the ‘non-rainy’ class (RC5), meaning that several Austrian non-rainy days are classified into the different non-anticyclonic weather patterns. At the same time,

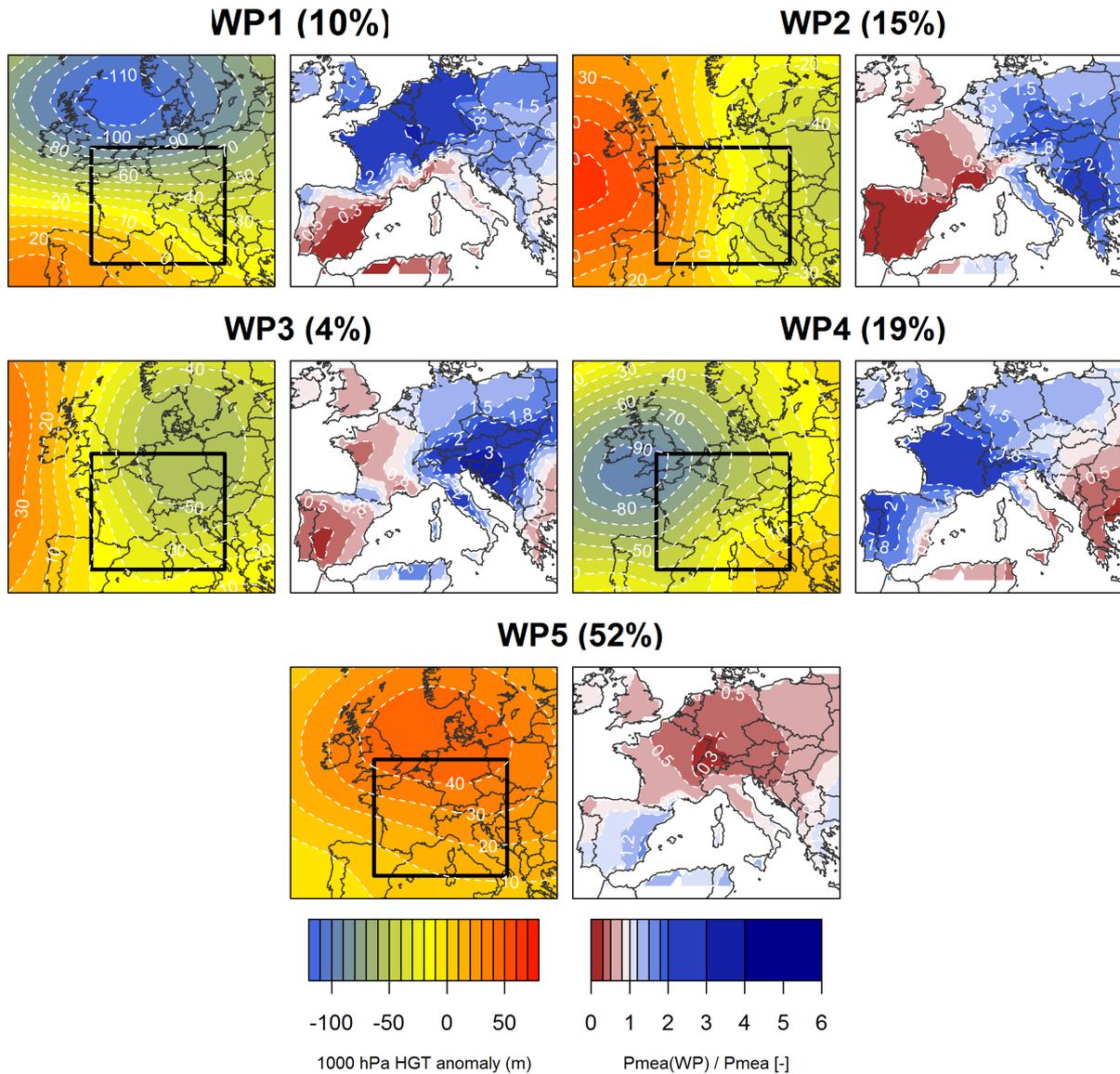


FIGURE 4.7: Mean geopotential heights (1000 hPa at 0h) and Ratio between the mean precipitation amount of each Austrian weather pattern and the general mean precipitation amount (considering all weather patterns) for each of the 5 Austrian weather patterns. The black boxes represent the 'optimal' geopotential space used for the 'up' part of the classification.

the frequencies of occurrence of each weather pattern are higher. This tendency has a limited impact on the desired discriminating power of our classification : the rainy days characterized by heavy rainfall in a particular area are always regrouped in the same class.

The Austrian weather patterns classification has been checked on a particular region in the North of Austria, the Kamp catchment at Zwettl in Niederösterreich. This catchment was particularly studied after the August 2002 extraordinary floods which happened in this region (Komma et al. (2007); Merz & Blöschl (2008a)). The spatial rainfall record observed on this catchment (from 1976 to 2006) contains significant heavy rainy days, like events in August

2002 which lead to major floods of the Kamp river. Thus, we have tested the classification on this rainfall record and provided interesting results (not shown here⁵) : the major rainfall records (containing August 2002 and other summer events : 52 mm the 06/08/1985, 115 mm the 07/08/2002, 81 mm the 12/08/2002, etc.) are regrouped in one particular weather pattern, the WP2. Moreover, observed synoptic situations of these particular events showed similarities with the mean synoptic situation of the WP2, characterized by a continental depression. The Austrian weather pattern classification can thus provide interesting perspectives for heavy rainfall estimation on this particular catchment as for other ones.

Our final Austrian weather pattern classification is based on rainfall classes identified on Austrian rainy days but is at the end only driven by a geopotential height fields information at a larger scale. This classification can be daily updated by using geopotential height reanalyse dataset.

4.2.6.5 Performances of weather pattern classifications

The performances of the proposed weather pattern classification (named further ‘Austrian bottom-up classification’) is compared in terms of $Cramér_{20}$ score on the Austrian daily rainfall re-analyses used in this study, to the performances of 76 COST 733 classifications. Each of the 76 COST classifications are defined on two spatial domains : D06 (Alps, 3°E to 20°E and 41°N to 52°N) and D07 (Central Europe, 3°E to 26°E and 43°N to 58°N). Figure 4.8 presents (a) the spatial extent of the Austrian bottom-up classification domain (red color) and the two COST 733 classifications domains (black color for the D06 and blue color for the D07) and (b) $Cramér_{20}$ score for each of the 157 classifications (76 COST 733 classifications x 2 spatial domains + 1 Final Austrian bottom-up classification + 4 bottom-up classifications with different geopotential information used in the ‘up’ steps of the classification).

For each classification, the $Cramér_{20}$ score plotted in the figure 4.8 (b) is estimated as the average $Cramér_{20}$ score estimated on the 119 Austrian ECA&D re-analyses points. Performances of the Austrian bottom-up classification are similar to the best performing COST 733 D06 (Alps) classifications in terms of $Cramér_{20}$ and are better than all the COST 733 D07 (Central Europe) classifications. Finally, the final Austrian bottom-up classification performs better than the bottom-up classifications using less geopotential information, showing that considering geopotential height fields shapes at both 700 and 1000 hPa and at 0h and 24h improves significantly the classification performances.

5. Ces résultats sont néanmoins brièvement illustrés dans la section 4.2.9.

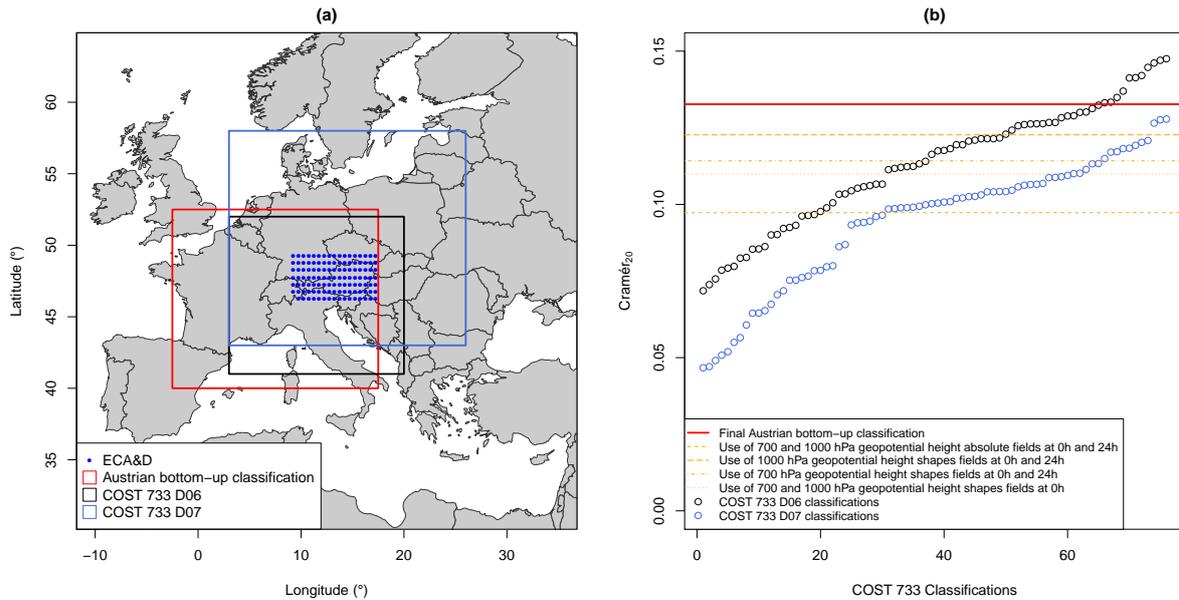


FIGURE 4.8: (a) Spatial extents of the two COST 733 domains (D06 in black and D07 in blue) and of the optimal geopotential heights information used for defining Austrian bottom-up classification (red). (b) $Cramér_{20}$ performances obtained by the 152 COST 733 classifications (76 D06 classifications in black and 76 D07 classifications in blue) by the Austrian bottom-up classification (red) and by using different geopotential height information for defining Austrian weather patterns (orange lines).

4.2.7 Conclusions

In this paper, a parsimonious (only 5 classes) and discriminating (contrasted classes in terms of rainfall and geopotential fields) Austrian weather pattern classification, useful for spatial heavy rainfall description is proposed. The 5 classes are originated from rainfall information but the final classification is only driven by a geopotential height fields information (grid of around 3×10^6 km², centred on the Western Alps). Updating the classification is then easy to perform by using long geopotential height reanalyse dataset or future geopotential height fields from General Circulation Models, which are more robust data sources than punctual (in time and space) rainfall record informations.

This type of classification can lead to different applications, as extreme flood estimation on a particular catchment (using weather pattern classification as a sub-sample tool for the characterization of the rainfall risk, SCHADEx (Paquet et al., 2006) approach) or characterization of future climatic evolution (using weather pattern classification as an evaluation tool of the future climate model predictions). Moreover, we investigated the optimal spatial extent, the position and the characteristics of the geopotential fields to be taken into account for a rainfall based weather pattern classification. We show that the choice of the spatial extent and the position of the centre of the geopotential heights is an important issue. It is possible that the optimal geopotential field is not centred on the studied region and potentially do not exactly

cover the studied region. The performances of the weather pattern classification using optimized geopotential height spatial extent and size are shown to be good in comparison with COST 733 weather pattern classifications where the geopotential height field is fixed a priori as two different domains. Moreover, the location of the optimal geopotential fields can be explained from the physical and climatic phenomena leading to heavy rainfall. In addition to the identification of the ‘optimal’ weather pattern classification, this approach allows the general comprehension of the synoptic processes involved in the precipitation over the studied region.

4.2.8 Acknowledgment.

We acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project ENSEMBLES⁶ and the data providers in the ECA&D project⁷. The NCEP-NCAR reanalysis data were provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their website⁸.

6. <http://ensembles-eu.metoffice.com>, consulté en juin 2013.

7. <http://eca.knmi.nl>, consulté en juin 2013.

8. <http://www.cdc.noaa.gov/>, consulté en juin 2013.

4.2.9 Supplément : application de la classification autrichienne

Le “pouvoir discriminant” (i.e. son habilité à séparer des situations synoptiques typiques) de cette classification de cinq types de temps autrichiens a été testé sur le bassin versant de la Kamp à Zwettl. La figure 4.9 montre ainsi les situations synoptiques associées aux trois cumuls journaliers les plus importants observés sur le bassin de la Kamp à Zwettl sur la période 1976-2008 (épisodes d’août 1985 et d’août 2002). Ces trois journées sont classées comme étant des journées de types de temps 2 et présentent des organisations synoptiques similaires, qui semblent être potentiellement responsables de pluies importantes dans la région du bassin versant de la Kamp à Zwettl. Le type de temps autrichien 2 peut donc être considéré comme étant le type de temps à risque sur ce bassin versant, voire sur cette région. Enfin, cette figure révèle aussi une possible sous-estimation des quantiles de pluies extrêmes en utilisant une loi exponentielle. Ce résultat ouvre donc des perspectives intéressantes de comparaison de distributions pour ce bassin versant et sa région d’Autriche.

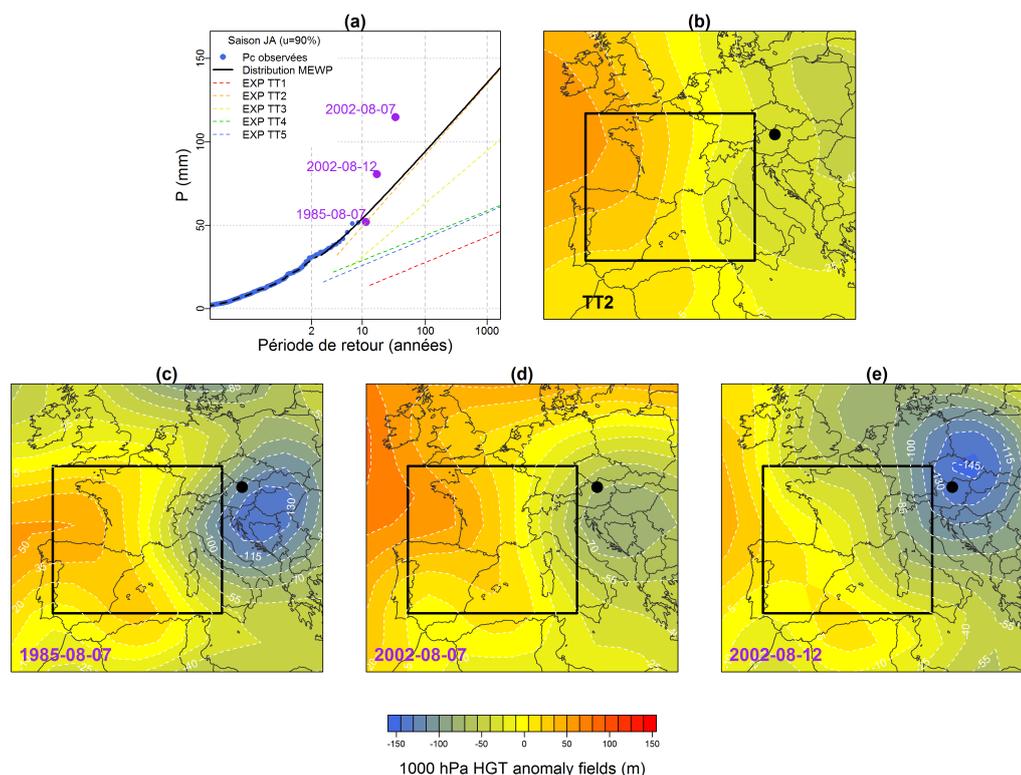


FIGURE 4.9: Illustration du "pouvoir discriminant" de la classification de types de temps autrichienne. (a) Distribution MEWP des pluies centrales de la saison à risque (mois de juillet et août) du bassin de la Kamp à Zwettl. (b) Anomalie de champ de géopotential 1000 hPa du type de temps autrichien à risque du bassin de la Kamp à Zwettl (type de temps 2). (c), (d) et (e) Situations synoptiques de trois épisodes pluvieux majeurs observés. Le point noir indique la position du bassin de la Kamp à Zwettl et le cadre noir la fenêtre sur laquelle les types de temps autrichiens ont été définis.

4.3 Le modèle MEWP et les oscillations El Niño

Cette section s'articule autour d'un article publié dans la revue *Hydrology and Earth System Sciences*⁹ :

Linking ENSO and heavy rainfall events over coastal British Columbia through a weather pattern classification.

Brigode, P.^{1,2}, Mićović, Z.³, Bernardara, P.¹, Paquet, E.⁴, Garavaglia, F.⁴, Gailhard, J.⁴ et Ribstein, P.² (2013).

Hydrology and Earth System Sciences, 17(4), 1455–1473, doi :[10.5194/hess-17-1455-2013](https://doi.org/10.5194/hess-17-1455-2013).

¹ LNHE, R&D, Électricité de France, Chatou, France.

² UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³ BC Hydro, Engineering, Burnaby, BC, Canada.

⁴ DMM, DTG, Électricité de France, Grenoble, France.

4.3.1 Résumé en français

La définition d'un catalogue de types de temps à l'échelle synoptique crée une variable intéressante puisque étant identifiée à une échelle intermédiaire entre l'échelle globale des signaux climatiques (tels que les oscillations El Niño) et l'échelle locale des précipitations observées grâce aux pluviomètres (cf. figure 4.10 illustrant cette échelle intermédiaire). Dans cet article, une classification de types de temps centrée sur la région côtière de Colombie-Britannique (province du Canada, notée BC dans la suite pour *British-Columbia*) est introduite. Cette classification est composée de cinq types de temps : quatre types de temps regroupant des journées pluvieuses et un type de temps regroupant des journées non-pluvieuses. Les quatre types de temps pluvieux sont principalement observés durant les mois d'hiver (d'octobre à mars), période regroupant les principaux épisodes pluvieux intenses dans cette région de Colombie-Britannique. La combinaison d'un échantillonnage utilisant cette classification et d'un échantillonnage saisonnier des séries de pluies observées s'est révélée utile afin d'identifier, pour chaque station étudiée, les situations synoptiques et les périodes générant les épisodes pluvieux les plus intenses. Ces informations ont été utilisées pour définir, pour chaque station étudiée, une distribution MEWP de pluies centrales et donc estimer la période de retour de pluies journalières extrêmes.

L'influence des oscillations El Niño a ensuite été testée, à la fois en termes de fréquence d'occurrence des types de temps de Colombie_Britannique, mais également en termes de distributions

9. Site internet de la revue : <http://www.hydrology-and-earth-system-sciences.net/home.html>, consulté en juin 2013.

MEWP de pluies extrêmes. Les oscillations El Niño influencent de manière significative la fréquence d'occurrence de deux types de temps de Colombie-Britannique : le type de temps 2 est plus fréquent durant les hivers La Niña que pendant ceux El Niño (fréquence hivernale de 27% et de 22%, respectivement), alors que le type de temps 3 est plus fréquent durant les hivers El Niño que pendant ceux La Niña (fréquence hivernale de 22% et de 17%, respectivement). Au sein de chaque type de temps, les oscillations El Niño semblent influencer uniquement la fréquence des pluies centrales et non l'intensité de ces pluies centrales. En effet, les pluies centrales de type de temps 1 et 2 apparaissent comme plus fréquentes durant les hivers La Niña, alors que les pluies centrales de types de temps 3 et 4 apparaissent plus fréquentes lors des hivers El Niño. En revanche, aucune différence significative d'intensités des pluies centrales n'a été identifiée entre les hivers El Niño et La Niña. Enfin, les estimations MEWP de pluies centrales extrêmes ne sont pas influencées par les oscillations El Niño, malgré le signal significatif identifié en termes de fréquences de pluies centrales. Les différences existant entre les différentes valeurs de pluie de période de retour 1000 ans semblent être essentiellement dues à la variabilité naturelle du climat de cette région.

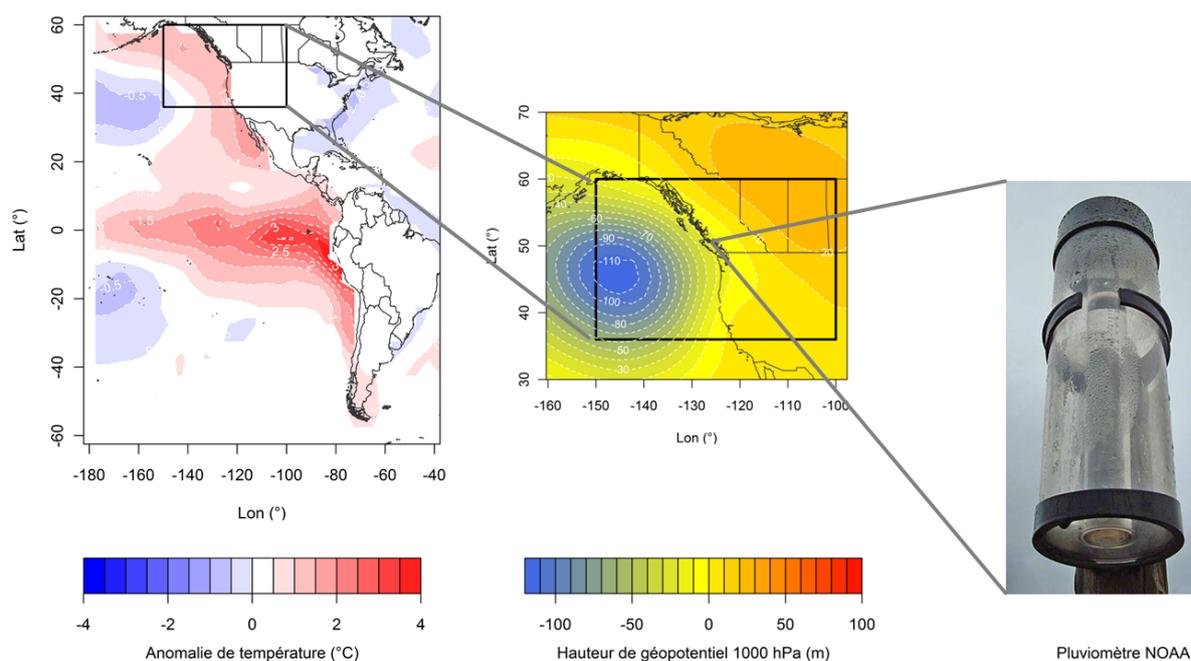


FIGURE 4.10: Les types de temps définis à l'échelle synoptique (au centre), un lien potentiel entre l'échelle globale des signaux climatiques (tels que les oscillations El Niño, à gauche) et l'échelle locale des précipitations observées grâce aux pluviomètres (à droite).

4.3.2 Résumé en anglais

Classifications of atmospheric weather patterns (WPs) are widely used for the description of the climate of a given region and are employed for many applications, such as weather forecasting,

downscaling of global circulation model outputs and reconstruction of past climates. WP classifications were recently used to improve the statistical characterisation of heavy rainfall. In this context, bottom-up approaches, combining spatial distribution of heavy rainfall observations and geopotential height fields have been used to define WP classifications relevant for heavy rainfall statistical analysis. The definition of WPs at the synoptic scale creates an interesting variable which could be used as a link between the global scale of climate signals and the local scale of precipitation station measurements. We introduce here a new WP classification centred on the British Columbia (BC) coastal region (Canada) and based on a bottom-up approach. Five contrasted WPs composed this classification, four rainy WPs and one non-rainy WP, the anticyclonic pattern. The four rainy WPs are mainly observed in the winter months (October to March), which is the period of heavy precipitation events in coastal BC and is thus consistent with the local climatology. The combination of this WP classification with the seasonal description of rainfall is shown to be useful for splitting observed precipitation series into more homogeneous sub-samples (i.e. sub-samples constituted by days having similar atmospheric circulation patterns) and thus identifying, for each station, the synoptic situations that generate the highest hazard in terms of heavy rainfall events. El Niño-Southern Oscillations (ENSO) significantly influence the frequency of occurrence of two coastal BC WPs. Within each WP, ENSO seem to influence only the frequency of rainy events and not the magnitudes of heavy rainfall events. Consequently, heavy rainfall estimations do not show significant evolution of heavy rainfall behaviour between Niño and Niña winters. However, the WP approach captures the variability of the probability of occurrences of synoptic situations generating heavy rainfall depending on ENSO and opening interesting perspectives for the analysis of heavy rainfall distribution in a non-stationary context.

4.3.3 Introduction

Traditionally, in the framework of the extreme value theory, the probability of extreme rainfall is estimated by fitting an extreme value distribution over a sample of rainfall observation series at a given location (Fréchet, 1927; Gumbel, 1958; Pickands, 1975; Coles et al., 2003). This approach assumes (strongly) that the sample used is independent, stationary and homogeneous. However, the heaviest rainfall events can have various atmospheric geneses (convective rainfall and frontal rainfall, for example) and they show generally strong seasonal variability (Djerboua & Lang, 2007). In a recent study, Allamano et al. (2011) showed the significant bias induced by neglecting the seasonality of hydrological extremes in determining extreme value probabilities. In this general framework, Garavaglia et al. (2010, 2011) proposed a multi-exponential weather pattern (MEWP) probability distribution for extreme rainfall based on a weather pattern (WP) and seasonal sub-sampling. Other authors recently used the WP concept to characterise extreme rainfall events (e.g. Ducić et al. (2012)). More generally, since early WP classifications such as the subjective classification produced by Pague & Blandford (1897) over the northwestern

US, the definition of WP classification at the synoptic scale has been shown to be useful for the estimation of statistical characteristics of hydroclimatic records such as precipitation or streamflow series at the local scale. Moreover, WP frequency of occurrence has been linked to global signals such as North Atlantic Oscillation (NAO) or El Niño Southern Oscillations (ENSOs). For example, [Fernández González et al. \(2012\)](#) investigated the dependence between NAO frequencies and Spanish WPs. Several studies showed the significant correlation between WP frequency and ENSO climate signals over northwestern America ([Kimoto & Ghil, 1993](#); [Chen & van den Dool, 1999](#); [Robertson & Ghil, 1999](#); [Sheridan, 2002](#); [Stahl et al., 2006](#)) or even over Louisiana ([McCabe & Muller, 2002](#)). Consequently, the link between global signals and hydroclimatic variables, which is investigated for instance by [Fernández González et al. \(2012\)](#) and [Schubert et al. \(2008\)](#), can be explored through a WP classification approach. [Casola & Wallace \(2007\)](#) found significant correlations between ENSOs and the frequency of occurrence of the four winter WPs they previously identified using a limited-contour clustering algorithm to the pentad (5-day average) 500 hPa geopotential height field data for the Pacific-North American region. They also showed the existing link between frequency of occurrence of extreme weather (coldest and wettest winter days) and the frequency of occurrence of WPs, highlighting that this signal is much weaker for precipitation than for temperature extreme events. In conclusion and explaining the limits of the methodology used, they stated that ‘with the exception of the Pacific Northwest, the clustering method performs poorly in segregating incidences of extreme precipitation. We speculate that precipitation is inherently dependent on synoptic scale events that are associated with patterns smaller in spatial scale and shorter in time scale than the patterns captured here’ ([Casola & Wallace, 2007](#)).

In this framework, the Coastal region of British Columbia (BC) represents a very interesting playground, since numerous authors have studied the links between the rainfall probability distribution over the Pacific Coast of North America and some large-scale climatological phenomena, such as ENSOs, the Pacific Decadal Oscillation (PDO) or the Pacific North America pattern (PNA). These oscillations are linked to both average winter rainy events ([Yarnal & Diaz, 1986](#); [Shabbar et al., 1997](#)) and winter extreme events ([Gershunov, 1998](#); [Cayan et al., 1999](#)) all over the North Pacific Coast. Concerning extreme rainfall, [Higgins et al. \(2000\)](#) pointed out the highest frequency of heavy rainfall events during the neutral years preceding warm ENSO winters. However, [Kenyon & Hegerl \(2010\)](#) did not find a clear, significant difference between El Niño winter extremes (defined as the largest amount of daily precipitation over a single day and over 5 days) and other winters over BC. In a recent study on the influences of climate mode variability on global extreme precipitation, [Feldl & Roe \(2011\)](#) showed that warm phases of ENSOs implied both changes of mean precipitation and precipitation distribution shapes over the American West. [Zhang et al. \(2010\)](#) also noted the clear influence of ENSOs and PDO on daily winter extreme precipitation values over North America, but with an unclear signal over BC, a region that is poorly studied due to a limited number of available data. Finally, [Mass et al. \(2011\)](#) mentioned natural variability as a possible explanation for the

low increasing trend of extreme precipitation found over the Pacific Coast. Studying the genesis of Northern Washington floods, Neiman et al. (2011) showed that most floods are produced by ‘atmospheric river’ (AR) situations, which are relatively narrow regions of the atmosphere that are responsible for most of the horizontal transport of water vapor outside of the tropics (the ‘Pineapple Express’ is a well-known example of a strong AR that brings moisture from the Hawaiian tropics region to the North American west coast (Dettinger, 2004)). In AR situations over northwestern Washington, they showed that floods are observed on several watersheds depending on the orientation of the AR and the elevation distribution over the watershed areas. These results suggest some correlations between climate signals and rainfall behaviour over the Coastal region of BC. Even so, scientific questions on the nature of the correlations remain open. The WP classification appears thus to be a ‘medium-scale disaggregating tool’ between climate signals and local rainfall observations and it deserves to be tested in this context of ENSO driving rainfall observations of the Northern Pacific coastal region.

The aim of this paper is thus to define a WP classification based on a bottom-up approach introduced by Garavaglia et al. (2010), which is useful for heavy rainfall analysis of the coastal BC region and to use the WP approach to study the links between ENSOs and BC heavy rainfall events. In coastal BC, the rainy season is mainly constituted by the winter months both for the common and the heaviest events. Heavy rainfall analysis has thus been limited in this study to a six winter months season, from October to March. More specifically, magnitude and frequency of heavy rainfall events will be quantified over different winter sets (all winter sets, Niño winter sub-sets and Niña winter sets). The method used for the WP classification and heavy rainfall analysis is summarised in Sect. 4.3.4. The data sets used in the study are described in Sect. 4.3.5, while Sect. 4.3.6 presents and discusses the results obtained. Finally, Sect. 4.3.7 draws conclusions.

4.3.4 Methodology

This section aims at presenting the methodology used in this study. The methodology used for the WP definition is presented in the Sect. 4.3.4.1, the multi-exponential weather pattern (MEWP) rainfall probabilistic model is described in the Sect. 4.3.4.2 and the methodology used for the quantification of ENSO influence on rainfall characteristics is presented in the Sect. 4.3.4.3.

4.3.4.1 Definition of a weather pattern classification

WPs are identified at the daily time step using a ‘bottom-up’ approach : firstly, identifying rainfall patterns using rainfall information (‘bottom’ step); and secondly, projecting them into a geopotential height space for the final definition of WP (‘up’ step). The goal of this weather

pattern classification methodology is to group days having a similar atmospheric circulation pattern in a limited number of typical weather patterns. The weather pattern classification is thus defined at a regional scale and consists of the attribution of each observed day to one weather pattern. This regional weather pattern classification is then used at the local scale, for each daily rainfall series considered : the observed rainfall series is split into several rainfall sub-samples according to the weather pattern classification. This splitting is based on the hypothesis that rainfall events observed over a given area have different atmospheric geneses and thus a rainfall series sampling based on days having similar atmospheric circulation patterns produces more homogeneous rainfall sub-samples than considering the observed rainfall series as a unique series (Garavaglia et al., 2010). Geopotential height fields are used for the definition of WP classification since they clearly explain the variance of regional rainfall patterns (e.g. Littmann (2000)). The main advantage of this methodology is that it produces a rainfall-oriented WP classification, but days without any rainfall observations are also classified : the approach only needs a limited calibration period (typically 20 yr) where both observed rainfall series and geopotential height fields are available over a given region in order to define several typical WP. The generated WP classification is finalized by using geopotential information. Then, it is possible to extend the classification beyond the calibration period by using only geopotential height fields. Since long geopotential height reanalyses exist, such as the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) 20th Century Reanalysis - a global 6 hourly geopotential height fields from 1871 to 2011 (Compo et al., 2011) - or as the EMULATE reanalyses - a daily mean sea level pressure reconstruction over Europe for the 1850–2003 period (Ansell et al., 2006) - the classification could be extended over significantly long periods. Boé & Terray (2008) applied a similar methodology combining both sea level pressure fields with daily precipitation fields for defining WPs over France and studying the link between WP frequency evolution and anthropogenic forcing for example. Applications of such approaches are particularly interesting for climate change impact studies, since only the geopotential height fields simulated by the General Circulation Models could be considered for predicting future WP frequencies for example. The main limit of this methodology is that the WPs defined are only characterized by particular dynamical atmospheric situations (e.g. typical spatial distribution of low and high pressure systems over a given area) and not particular thermodynamic atmospheric situations (e.g. typical distribution of moisture amount over a given area). For example, considering dynamical and thermodynamical (such as moisture fluxes) description of atmospheric situations significantly improves the forecast performances (Obled et al., 2002), approach also included in statistico-dynamical downscaling methods (e.g. Beaulant et al. (2011)) or statistical downscaling methods (e.g. Mezghani & Hingray (2009)). The weather pattern classification methodology is fully described and used in Garavaglia et al. (2010) for the definition of eight French WPs and Brigode et al. (2013a) for the definition of five Austrian WPs. It is summarised in the following four steps.

1. **Selection of a rainy day population.** A sub-sample of the heaviest daily precipitations of the considered domain is selected using a spatial averaging criterion, whereby for each

observed day, the average precipitation on the considered domain is calculated. All the observed days are ranked using this criterion. An arbitrary threshold (noted T hereafter) typically within the 10 to 25% range (representing the balance between number of rainy days and precipitation magnitude of rainy day) is then used for defining rainy days sub-population. Thus, T % of observed days are considered as ‘rainy days’, while $(100 - T)$ % of observed are considered as ‘non-rainy days’ and are grouped in a non-rainy class.

2. **Hierarchical ascendant classification of the rainy day ‘shapes’ fields.** The need for a classification more closely focused on ‘where it rains’ than on ‘how much it rains’ (i.e. having classes regrouping days that are particularly rainy in the same area rather than having classes regrouping days with the same amount of rain) is fulfilled by looking at the rainfall spatial distribution of each rainy day. For each rainy day, a rainfall shape field over the considered domain is estimated by normalising the daily amount of precipitation observed over each site of the considered domain by the daily average precipitation observed over the entire domain. A hierarchical ascendant classification (HAC) is then performed on the rainy day ‘shape’ fields previously identified. The rainy classes are generated using the Ward method (1963), which iteratively chooses the grouping presenting the minimum intra-class inertia (Cheng & Wallace, 1993). The final number of rainfall classes is determined first by examining numerical criteria such as changes in intra-class inertia as a function of the number of classes and second by looking at the spatial distribution of each rainfall field class in the selected area. This choice is thus a mixture of objective numerical criteria analysis and subjective climatological assessment.
3. **Projection of the rainy classes into one geopotential height field space.** The daily synoptic situation over the area of interest is described using gridded geopotential height fields at two pressure levels (700 and 1000 hPa), twice a day (at 0 and 24h, allowing a dynamical description of the geopotential height fields over 24h). Thus, each day (d) is characterised by two couples of geopotential height fields : the first couple is composed of a 700 hPa geopotential field at 0h and a 700 hPa geopotential at 24h (equivalent to the 700 hPa geopotential field of the day ($d + 1$) at 0h) and the second couple is composed of a 1000 hPa geopotential field at 0h and a 1000 hPa geopotential field at 24h (equivalent to the 1000 hPa geopotential field of the day ($d + 1$) at 0h). These options are the results of previous studies on quantitative precipitation forecasting using the analogue method in France (Guilbaud & Obled, 1998; Obled et al., 2002; Bontron, 2004). The 1000 hPa fields are strongly correlated to the rainfall ones since they describe the pressure situation near the surface and catch the local patterns, while the 700 hPa fields give information at a larger scale and catch the synoptic systems and movements. The geopotential space used for the French WP classification (Garavaglia et al., 2010) and the Austrian WP classification (Brigode et al., 2013a) was composed of these four geopotential fields defined, respectively, on 110 grid points centred on southeastern France and on 54 grid points centred on the Western Alps. Defining the geopotential height space

that gives robust information for explaining the rainfall-generating processes coming from the synoptic scale is the critical point of these ‘up’ steps. Once one geopotential space is defined, the centroids of the rainy classes and of the non-rainy class previously identified are calculated in this space, by estimating the four average geopotential fields of the days composing each rainy class. Note that at this stage of the methodology, the non-rainy class is constituted by $(100 - T)$ % of all the observed days (the less rainy days in average over the studied domain) while the rainy classes are composed by T % of all the observed days (the most rainy days in average over the studied domain). Finally, each class centroid is characterised by two couples of geopotential height fields (700 hPa at 0h, 1000 hPa at 0h, 700 at 24h and 1000 hPa at 24h).

4. **Re-assignment of each day to a weather pattern.** The last classification step consists in the re-assignment of each day (considered as rainy or non-rainy) to a given WP in estimating Teweles & Wobus (1954) distances between the day considered and all the class centroids. The need to focus on the field shapes is the main criterion for choosing this distance, which considers the synoptic circulation gradients (Obled et al., 2002). The final Teweles–Wobus distance between one particular day and one class centroid is defined as the sum of the four Teweles–Wobus distances between the four geopotential height fields (700 and 1000 hPa at 0h and 700 and 1000 hPa at 24h) of the considered day and of the considered centroid. The major changes between the rainy days classification (hierarchical ascendant classification step) and the final weather pattern classification are mainly due to the distribution of previous ‘non-rainy days’ to rainy weather patterns. The arbitrary threshold T used for defining rainy days has no influence on this final step since all observed days are classified in terms of distance between average geopotential situations of the identified WPs and geopotential situations of each day, grouping days having similar synoptic situations and not considering their observed rainfall fields.

4.3.4.2 The multi-exponential weather pattern (MEWP) rainfall probabilistic model

The multi-exponential weather pattern (MEWP) probabilistic model (Garavaglia et al., 2010, 2011) has been applied on each rainfall series considered over the studied domain, in order to compute a cumulative distribution function of daily rainfall amount for each series up to extreme return period. This rainfall probabilistic model is based on a seasonal and weather pattern sub-sampling of rainfall series and thus used a regional weather pattern classification previously defined. For each season and each weather pattern, an exponential law is fitted on the heaviest rainfall observations of the considered daily rainfall sub-sample (defined with a threshold value, typically the quantile 0.70). Note that MEWP distributions are fitted on a sample of ‘centred rainy events’, noted CR hereafter. The CR population is defined, for each rainfall series, as days having higher precipitation values than the previous and following days.

Using this sub-sampling allows working on a distribution of (so-considered) independent events, which is much denser than annual maximums for example.

For a given rainfall series, the MEWP distribution is thus characterized by three parameters for each season and each WP :

- the frequency of the CR observation sub-sample (noted p hereafter, expressed in percentage), estimated as the ratio between the number of CR observations of each WP and the total number of CR observations within the considered season ;
- the threshold quantile (noted u hereafter, expressed in mm.24h⁻¹), estimated as a quantile of the CR observation sub-sample (typically the quantile 0.70) ;
- the scale parameter (noted λ hereafter, expressed in mm.24h⁻¹), estimated as the difference between the mean value of the CR observations which are higher than the previously defined threshold quantile value (the parameter u) and the previously defined threshold quantile value (the parameter u). It is equivalent to the scale parameter of an exponential law fitted on the CR observations greater the threshold quantile values.

Formulation of seasonal MEWP distribution is reported in the Eq. 4.3 and 4.4, where i is the season studied, CR are the central rainfall event observations, j is the WP studied, n_{WP} is the number of WPs, p is the CR event probability of occurrence of the WP, F is the marginal distribution, u is the threshold for heavy rainfall observation selection and λ is the parameter of the exponential law. Note that hereafter, parameter u is estimated for each season and WP as the 0.80 CR quantile.

$$F^i(CR) = \sum_{j=1}^{n_{WP}} F_j^i(CR) \cdot p_j^j \quad (4.3)$$

$$F^i(CR) = \sum_{j=1}^{n_{WP}} \left[1 - \exp\left(-\frac{CR - u_j^i}{\lambda_j^i}\right) \right] \cdot p_j^j \quad (4.4)$$

The Eq. 4.5 gives the relation between MEWP probability and return period, in years, where n is the size of the rainfall observation sample considered (for example, the number of winter CR events of the weather pattern one) and N is the number of years of the CR series considered.

$$T(CR) = \frac{1}{1 - F(CR)^{\frac{n}{N}}} \quad (4.5)$$

4.3.4.3 Quantification of ENSO influences on rainfall characteristics

Influence of ENSO on WP frequency and on MEWP parameters and distributions

Each observed winter (ONDJFM) will firstly be characterised as ‘Niño winter’ or ‘Niña winter’, according to SST Niño 3.4 Index (Trenberth, 1997), described in Sect. 4.3.5.2. Three

winter sub-sets will thus be defined (All winters, Niño winters and Niña winters). The frequency of each WP is then estimated on the three winter sets and compared for each WP. Then, more local tests will be performed to determine the influence of ENSO on rainfall characteristics over several coastal BC rainfall stations. A MEWP distribution will be defined for each rainfall series considered and for each of the three winter sets (All winters, Niño winters and Niña winters). The MEWP distribution parameters are then compared for each rainfall station. Finally, the three MEWP heavy rainfall estimations are compared for each station and each winter set considered, by looking at 1000 yr return period precipitation values.

Bootstrap simulations for testing the difference significance

The significance of WP frequency, MEWP parameters and MEWP heavy rainfall estimation differences between the three different winter sets has been evaluated by performing nonparametric bootstrap simulations, initially proposed by [Efron \(1979\)](#) and classically used in statistical characterization of uncertainty and sensitivity analysis. The idea is thus to evaluate ENSO influences on WP frequency, MEWP parameters and MEWP heavy rainfall estimations regarding to natural variability which is quantified by sub-sampling observed winters without consideration of their ENSO characteristics.

For testing the significance of the WP frequency difference between the three different winter sets, 1000 random winter combinations are generated among all the winters available over the period considered. Each of the 1000 random winter combinations is composed by the same number of winters, which is equal to half of the total number of winters of the period considered, i.e. for a given period composed of 20 winters, 1000 combinations of 10 winters will be generated. Note that the bootstrap simulation performed does not allow having a particular winter more than once in one combination of winters. WP frequency will be finally estimated on each of the 1000 combinations generated, in order to quantify the natural variability of WP frequency and thus to compare the frequency estimated on particular ENSO winter sub-sets compared to all the sub-sets (without consideration for ENSOs) generated by bootstrap simulations. Note that a similar methodology has been applied by [Casola & Wallace \(2007\)](#) for identifying the correlation between ENSO and the frequency of occurrence of four Pacific-North American winter WPs.

The same methodology is applied for each rainfall series considered in order to quantify the significance of MEWP parameter differences and MEWP heavy rainfall estimation differences. MEWP parameters will be defined for each station on 1000 random winter combinations, in order to quantify the impact of the natural variability (without consideration for ENSOs) on the MEWP parameters and distributions and thus to compare the parameters estimated on particular ENSO subsets with all the subsets generated by bootstrap simulations.

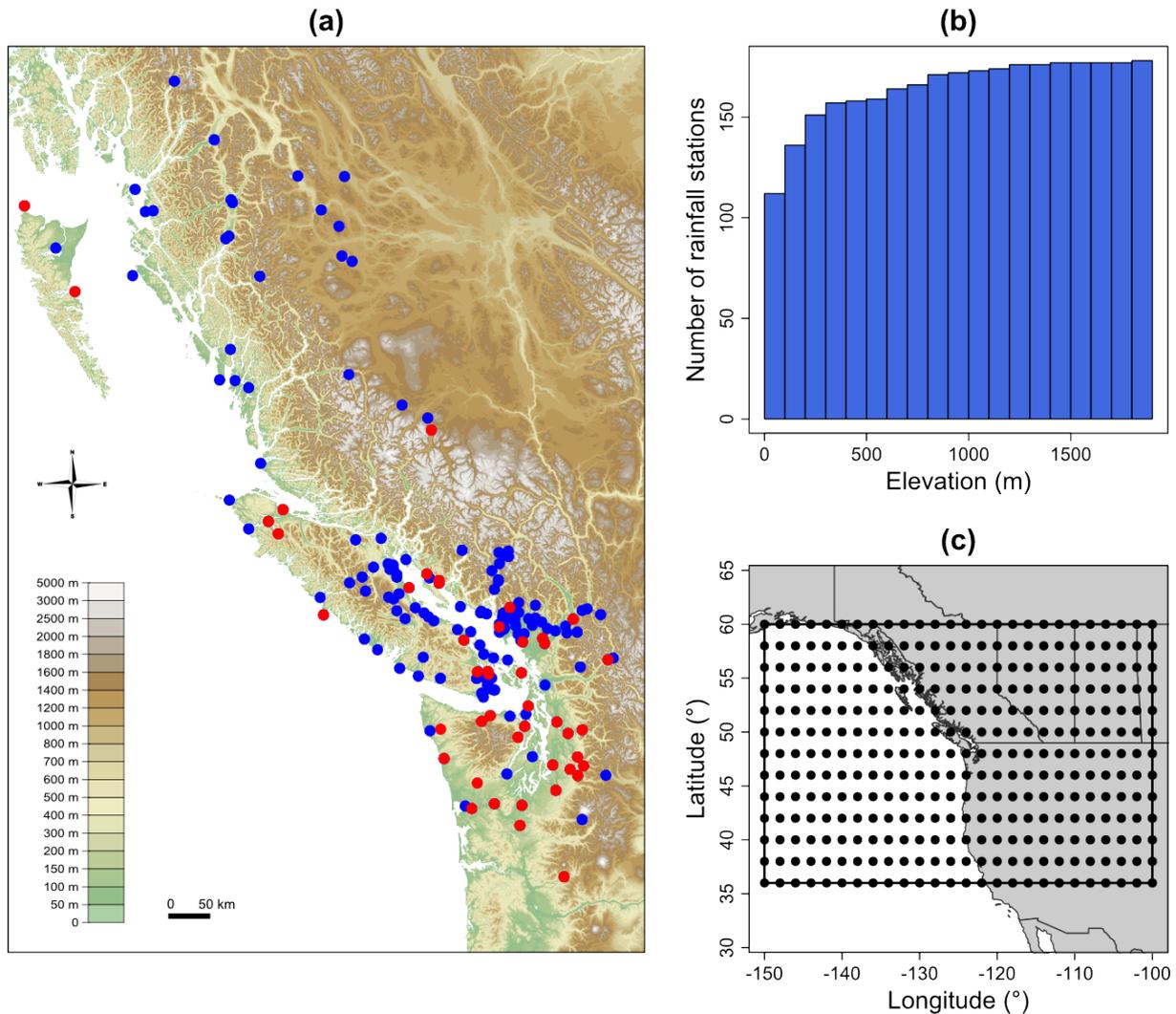


FIGURE 4.11: (a) Location of the 177 rainfall series used for the coastal BC WP definition (blue and red dots) and of the 45 rainfall series used for the quantification of the influence of ENSO on rainfall characteristics (red dots). Elevation data has been extracted from the SRTM 90m data set (Jarvis et al., 2008). (b) Elevation distribution of the 177 coastal BC rainfall series used for the coastal BC WP definition. (c) Location of the 338 geopotential height grid points used for the coastal BC WP definition.

4.3.5 Data

This section aims at presenting the two data sets used in this study. The first data set, used for the coastal BC WP definition and described in the Sect. 4.3.5.1, consists of 177 daily rainfall series available over the 1983-2003 period and 338 daily geopotential height grid points available over the 1871-2008 period. The second data set, used for the quantification of ENSO influence on rainfall characteristics and described in the Sect. 4.3.5.2, consists of 45 daily rainfall series available over the 1951-2001 period and an index describing the ENSO characteristics of each observed winter over the 1871-2008 period.

4.3.5.1 Data sets used for WP definition

WPs have been defined combining both rainfall information, captured by daily precipitation series, and synoptic information, captured by daily geopotential height reanalysis.

Rainfall series

A total of 177 stations were selected for the definition of coastal BC rainfall classes in order to have a good representation of local climatology and local rainy patterns. Daily precipitation data is available on each of the 177 stations for the 1983-2003 period, allowing the definition of rainfall classes for this 21 yr period. Note that the stations used are located in the coastal BC region (Canada) and also in the Western part of the Washington State (USA). Hereafter, this region will be called coastal BC. The data quality has been checked, looking for statistically abnormal trends for each series compared to the nearest ones and looking for aberrant data. Location of the rainfall stations is reported in Fig. 4.11a with blue and red dots, and elevation distribution of these stations is plotted in Fig. 4.11b.

Geopotential height fields

The geopotential height fields, provided by the Twentieth Century Reanalysis Project data set (Compo et al., 2011) from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) are defined on a 2° grid spacing from 1871 to 2008 for both 700 and 1000 hPa. The geopotential space was chosen and is defined on 338 points centered on the Washington State coast, from -150°W to -100°W and from 36°N to 60°N . This assessment was made looking at several historical storm synoptic situations : the geopotential space size and position has to be defined in order to catch these storm systems, which mainly come from the Pacific Ocean, but also from inland systems. Since no optimization procedure has been applied in order to select the final geopotential space size and position, it could be an interesting perspective for further research, by applying the methodology introduced by Brigode et al. (2013a) for example. Spatial coverage of the 338 point grid is shown on Fig. 4.11c with black dots. Note that using both 500 and 1000 hPa (instead of using 700 and 1000 hPa) fields was also tested, showing no major differences in terms of the patterns identified. Thus, the geopotential space further used is made up of four fields of 338 points for each day : 700 and 1000 hPa at 0h and 700 and 1000 hPa at 24h. The geopotential height data set was first extracted over the 1983-2003 period, which is the time period covered by the rainfall data set. In the second step, the entire available geopotential height data set (1871-2008) was used, extending the WP classification defined on the 1983-2003 period over a longer period.

4.3.5.2 Data sets used for the quantification of ENSO influence on rainfall characteristics

Rainfall series

Long precipitation records are needed when impacts of climate signals such as ENSO on rainfall are studied. 45 series with 51 yr of data (from 1951 to 2001) were selected. The position of the stations is shown in Fig. 4.11a with red dots. Note that these stations are mainly in low-elevation areas and are included in the rainfall data sets used for the definition of weather patterns. The influence of ENSO on rainfall characteristics will thus be assessed over this 51 yr period, starting in 1951 and finishing in 2001.

ENSO classification

El Niño-Southern Oscillations are further described with the SST Niño 3.4 Index, which consists in monthly sea surface temperature (SST) anomalies in degrees Celsius estimated on the 3.4 Niño region, bound by 120°W-170°W and 5°S-5°N (Trenberth, 1997). A classification of ENSO winters has been defined using this data set : each winter (ONDJFM) is characterised by an average monthly SST anomaly estimated on the December, January and February months. Winters with SST anomalies below -0.5°C are considered as La Niña winters, winters with SST anomalies above -0.5°C and below 0.4°C are considered as neutral winters and winters with SST anomalies above 0.4°C are considered as El Niño winters. The ENSO winter classification is illustrated on Fig. 4.12, showing that 53 Niño winters and 48 Niña winters are identified over the 1872-2007 period (the first period used for the quantification of the influence of ENSO on WP frequency) and that 20 Niño winters and 17 Niña winters are identified on the 1951-2001 period (the second period used for the quantification of the influence of ENSO on WP frequency and the period used for quantification of the influence of ENSO on rainfall characteristics).

4.3.6 Results

4.3.6.1 Empirical evidence of the relation between ENSOs and coastal BC rainfall distribution

Empirical evidence on the correlation between coastal BC rainfall distribution and ENSO are investigated first. Figure 4.13 presents the relative differences between rainfall characteristics of all the record periods (51 winters) and over the Niña winters (17 winters) and the relative differences between rainfall characteristics of all record periods (51 winters) and over the Niño winters (20 winters) estimated for each of the 45 rainfall stations. Four characteristics were estimated : (a) the average of winter precipitation values, (b) the frequency of the days when more than 20 mm were observed, (c) the 0.70 percentile and (d) the 0.95 percentile of the

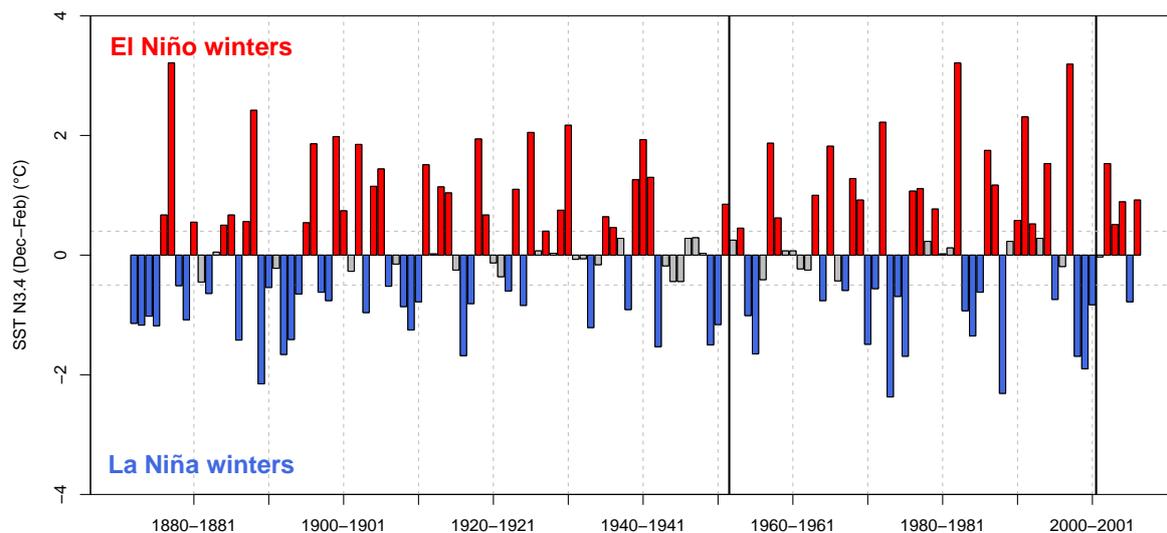


FIGURE 4.12: Classification of 1872–2007 winters (ONDJFM) using SST Niño 3.4 Index (Trenberth, 1997), resulting in La Niña winters (blue colour), neutral winters (grey colour) and El Niño winters (red colour). The 1951–2001 period (the period used for quantification of the influence of ENSO on rainfall characteristics) is highlighted by black vertical lines.

rainfall distributions. The blue and red histograms represent for each of the four graphs the distributions of the (x) and the (y) axis values. Each point represents one of the 45 rainfall series. For the majority of the 45 coastal BC rainfall series considered, the average winter amount of rain is higher during Niña winter compared to all winters since numerous points are in the right part of the Fig. 4.13a and average winter amount of rain is lower during Niño winter compared to all winters since numerous points are in the bottom part of the Fig. 4.13a. Thus, significant differences are observed in terms of average winter amount of rain over coastal BC, with about 8% increase in rain during Niña winters compared to all winters on average over the 45 stations considered, and 8% decrease in rain during Niño winters compared to all winters on average over the 45 stations considered. The difference between Niño and Niña winters is less significant in terms of frequency of heavy rainy days (here days with 20 mm or more observed). Nevertheless, a majority of points are in the bottom part of the Fig. 4.13b, highlighting a lower frequency of heavy rainfall events during Niño winters compared to all the winters for the 45 considered stations. Finally, heavy (percentile 0.70) and extreme empirical quantiles (percentile 0.95) also show an unclear signal, with percentile values slightly lower during Niño winters compared to all winters and slightly higher during Niña winters compared to all winters, especially for the heavy rainfall event percentile.

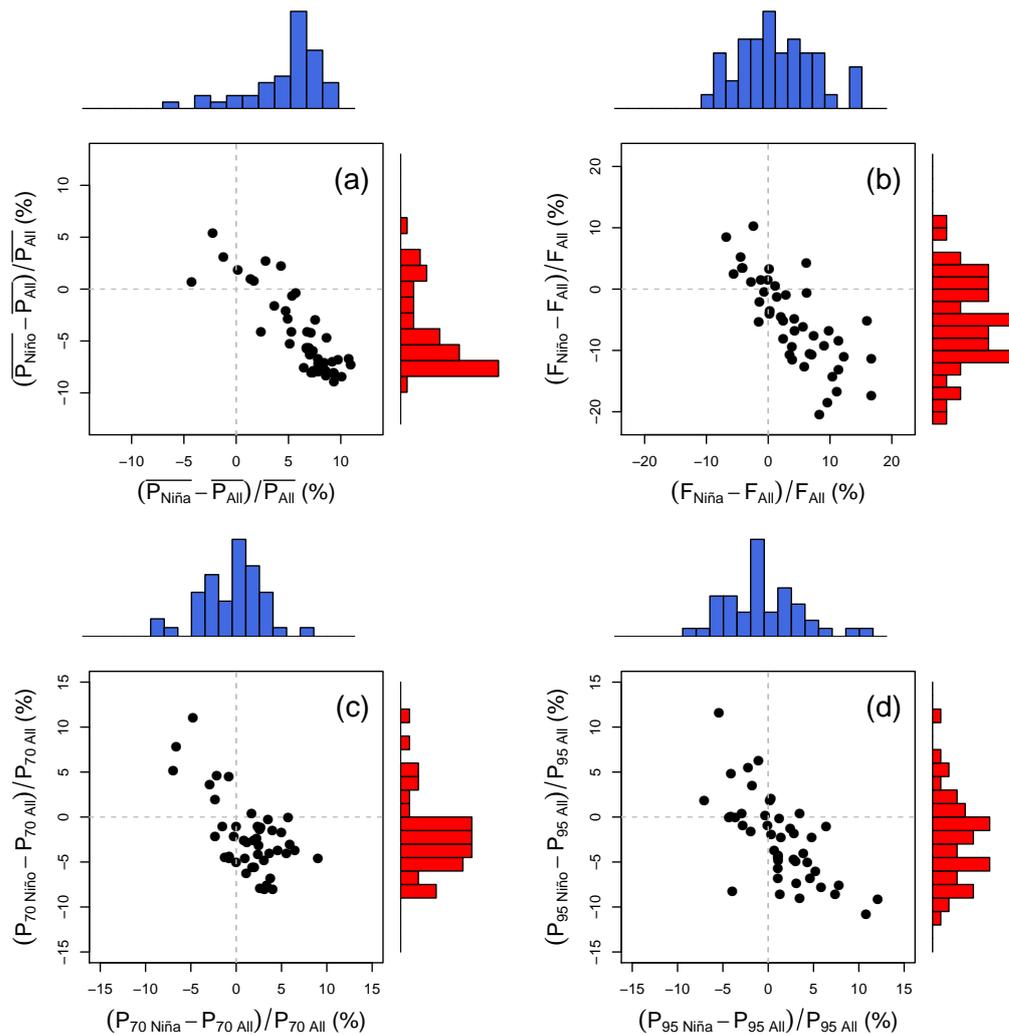


FIGURE 4.13: Relative difference between rainfall characteristics of the whole record period (51 winters) and over the Niña winters (17 winters) and relative difference between rainfall characteristics of the whole record period (51 winters) and over the Niño winters (20 winters) for each station considered and for four rainfall characteristics : (a) the average of winter precipitation values, (b) the frequency of the days when more than 20 mm were observed, (c) the 0.70 percentile and (d) the 0.95 percentile of the rainfall distributions. Blue (Niña winters) and red (Niño winters) histograms represent for each of the four graphs the distributions of the (x) and the (y) axis values.

4.3.6.2 Coastal BC WP definition for heavy rainfall analysis

This subsection aims at presenting the five coastal BC WPs defined. The top 20% days are selected as ‘rainy days’ in this study for identifying rainfall classes and correspond here to days where the spatial rainfall average over the considered 177 rainfall stations is greater than 8 mm. For a 20 yr record period, this 20% threshold selects 1524 rainy days. The other 6136 days are, at this classification stage, grouped in the non-rainy class.

Figure 4.14 presents (a) the dendrogram, (b) the evolution of the intra-class inertia and of (c)

the 1-order intra-class inertia differences with the number of rainfall classes. Each difference Dn (plotted in Fig. 4.14c) has been estimated as the absolute value of the difference between the intra-class inertia estimated for $(n + 1)$ rainfall classes and the inertia estimated for (n) classes. Note that good classifications are characterized by high intra-class inertia values, and that a peak of intra-class inertia value for (k) classes followed by a significant loss of intra-class inertia value for $(k + 1)$ classes means a good classification of $(k + 1)$ classes. The change in intra-class inertia clearly suggests the choice of four rainfall classes (highlighted with four red boxes in the dendrogram presented in Fig. 4.14a) : moving from three to four rainfall classes leads to a limited intra-class inertia decrease, while moving from four to five rainfall classes leads to a large intra-class inertia decrease. Finally, the rainy days classification is composed by four rainfall classes and of one supplementary non-rainy class constituted at this stage of the 80% less rainy days (with spatial average below 8.1mm in this case).

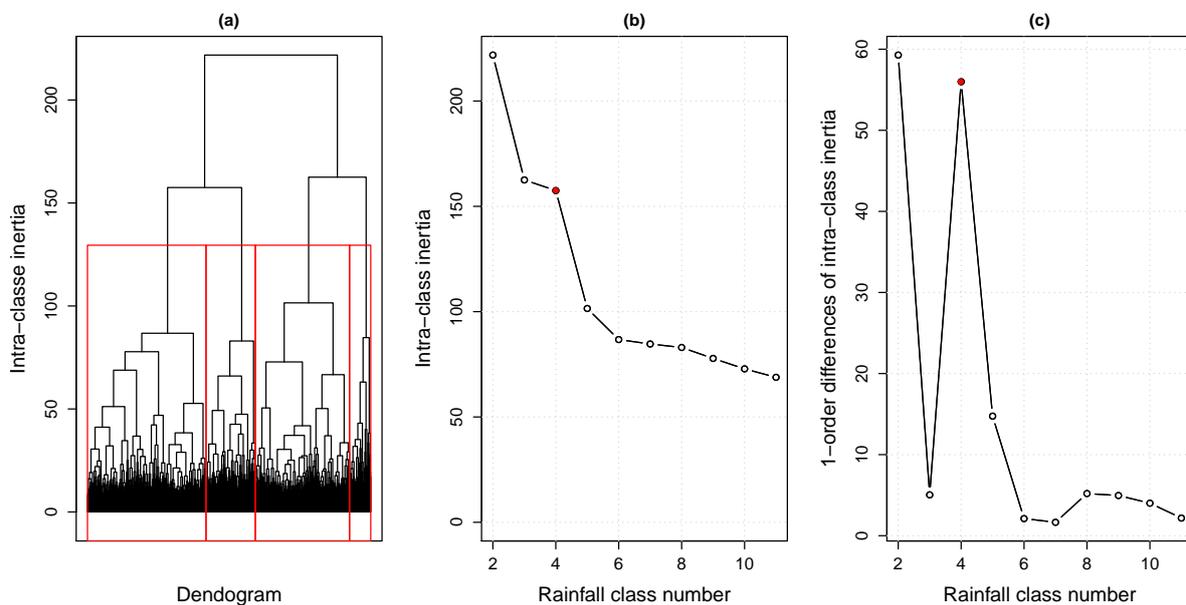


FIGURE 4.14: (a) Dendrogram obtained from Hierarchical Ascendant Classification of coastal BC 1524 rainy days. (b) Intra-class inertia and (c) 1-order intra-class inertia differences evolution with the number of classes. Red boxes highlight the four rainfall classes identified and red points highlight their intra-class inertia.

Table 4.2 illustrates the final WP classification method step (Re-assignment of each day to a WP) and shows the 20 Teweles-Wobus distances estimated between the five rainfall class centroids (Rainfall Class (RC) 1 to 5) and the 16 October 2003 synoptic situation over coastal BC for the 1000 hPa geopotential height fields at 0h, the 1000 hPa geopotential height fields at 24h, the 700 hPa geopotential height fields at 0h and the 700 hPa geopotential height fields at 24h. Note that the 16 October 2003 day was classified as a member of the non-rainy class (in 80% of all the observed days considered as non-rainy days) at the end of the hierarchical ascendant classification step. The sum of the four Teweles-Wobus distances is minimal for the third weather pattern (233) ; the 16 October 2003 is thus attributed to the third weather pattern. This example highlights the major changes between the rainy days classification (hierarchical

ascendant classification step) and the final weather pattern classification which are mainly due to the distribution of previous ‘non-rainy days’ to rainy weather patterns.

TABLE 4.2: Teweles–Wobus distances estimated between the 16 October 2003 synoptic situation and the five class centroids estimated for the 1000 and 700 hPa geopotential height fields at 0 h and for the 1000 and 700 hPa geopotential height fields at 24 h. In this case, the 16 October 2003 is finally attributed to the third weather pattern. Note that Teweles–Wobus distances are unitless.

	RC1	RC2	RC3	RC4	RC5
1000 hPa at 0h	57	52	56	66	76
1000 hPa at 24h	52	53	48	58	78
700 hPa at 0h	74	75	70	79	92
700 hPa at 24h	65	68	59	70	94
Distance sums	248	248	233	273	340

Figure 4.15 shows, for each of the five coastal BC WPs, (a) the 1000hPa geopotential height anomaly fields, (b) the station mean precipitation amount, (c) the station ratio between the mean precipitation amount and the general precipitation amount (considering all WPs) and (d) the monthly frequency estimated over the 1983–2003 period. WP1 groups rainy days throughout the coastal BC region. WP2 is characterised by a northwestern-southeastern circulation which engendered particularly rainy events in the Washington State stations and Vancouver City area. WP3 groups days with south-west-east-north circulations, which bring a lot of rain in the central part of the Vancouver Island region. WP4 days are characterised by weaker south-west-north-east circulation which engendered rainy days in the northern part of the coastal BC region. Finally, the non-rainy pattern WP5 comprises typical anticyclonic situations, with essentially non-rainy days over coastal BC region.

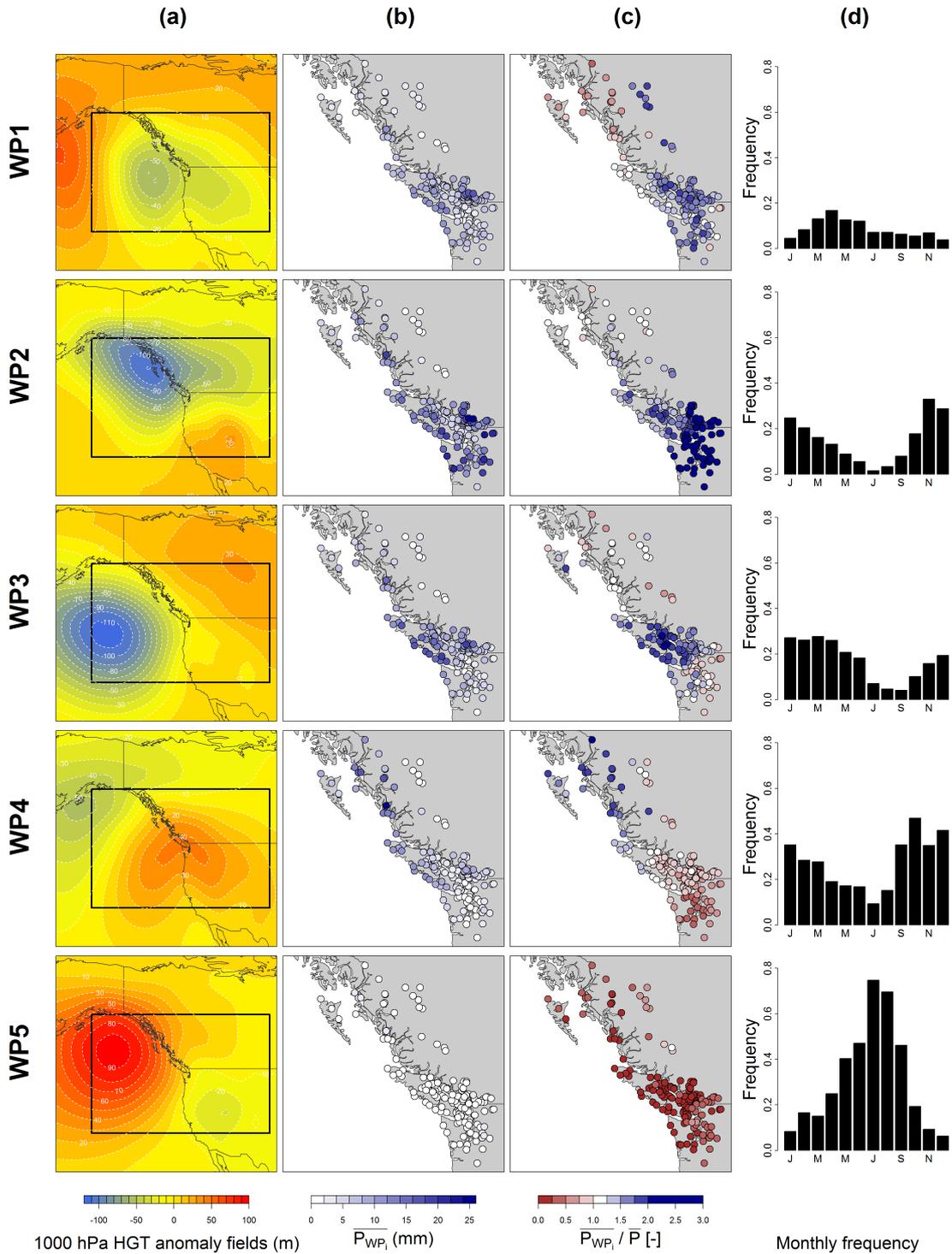


FIGURE 4.15: (a) 1000 hPa geopotential height anomaly fields, (b) station mean precipitation amount, (c) station ratio between the mean precipitation amount and the general precipitation amount (considering all WPs) and (d) monthly frequency for each of the five coastal BC WPs, estimated over the 1983-2003 period. Black boxes indicate the spatial coverage of the geopotential space used.

Table 4.3 summarises yearly and seasonal frequencies of the five coastal BC WPs for the 1871–2008, 1951–2001 and 1983–2003 periods. The WP frequencies exhibit a clear seasonal signal, with rainy patterns (WP1 to WP4) occurring mainly in the winter months, while summer months are characterised mostly by the anticyclonic pattern WP5 (more than 50% of summer days are assigned to anticyclonic weather pattern). Note that WP1 exhibits a constant seasonal frequency throughout the year compared to the other ones. WP1 is not clearly defined in terms of geopotential height anomaly and rainfall pattern (showed in Fig. 4.15) and could thus be considered as a mix of different rainy days over the entire coastal BC region which is consequently not characterized by a clear seasonal frequency signal. WP frequencies seem to be relatively stationary over time since frequencies over the 1983–2003 period (21 yr period used for the definition of the WP centroids) are equivalent to frequencies over the 1871–2008 period.

TABLE 4.3: Yearly and seasonal frequencies of the five coastal BC WP for 1871–2008, 1951–2001 and 1983–2003 periods.

	1871–2008			1951–2001			1983–2003		
	Year	Wint.	Summ.	Year	Wint.	Summ.	Year	Wint.	Summ.
WP1	11 %	11 %	10 %	10 %	9 %	10 %	9 %	7 %	10 %
WP2	14 %	23 %	5 %	15 %	24 %	6 %	15 %	23 %	7 %
WP3	15 %	20 %	10 %	16 %	19 %	12 %	17 %	21 %	13 %
WP4	25 %	33 %	17 %	28 %	36 %	19 %	27 %	36 %	19 %
WP5	35 %	12 %	58 %	32 %	12 %	53 %	32 %	12 %	51 %

4.3.6.3 MEWP parameters and distributions

In this section, a spatial analysis of the scale parameter values (λ parameter of Eq. 4.4) obtained over 45 rainfall stations and an example of a MEWP distribution are illustrated.

Figure 4.16a shows ratios estimated for each rainfall station and each WP between the scale parameter value of the WP considered and the average value of the five scale parameter values for the station considered. One particular station (McMillin reservoir, Washington State) is highlighted on this map since it will be used as an example of the construction of a MEWP distribution. Thus, Fig. 4.16b shows for each WP the CR sub-samples of the WP considered and the exponential distribution fitted. Finally, Fig. 4.16c presents the final MEWP distribution of the McMillin reservoir rainfall series, which is a combination of the five WP exponential distributions weighted by the CR occurrence of each WP, using Eq. 4.4). Return periods are obtained using Eq. 4.5).

The comparison of the relative scale parameter values plotted in Fig. 4.16a reveals that several coastal BC regions have WPs which are particularly intense in terms of heavy precipitation events related to the other WPs. Thus, WP2 scale parameter values are clearly the most

important scale parameter values for the Washington State stations, coherently with the rainfall spatial distribution of the WP2 days (shown in Fig. 4.15c), which are particularly rainy in this southern coastal area. Similarly, stations with particularly high WP3 and WP4 scale parameter values compared to the other scale parameter values are located in the Vancouver City area and on the west coast of Vancouver Island. Finally, scale parameter values of WP1 are close to the average value of the five scale parameter values for each station, highlighting a WP with the same relative importance over the whole domain and WP5 scale parameter values are regionally the lowest scale parameter values since these days are mainly days without any observed rain. It is thus interesting to note that Fig. 4.16a is similar to Fig. 4.15c in terms of spatial distribution of each WP relative importance : each WP is similarly important in terms of average amount of precipitation and in terms of scale parameter values compared to the other WPs. This figure highlights that the coastal BC WP classification is useful for splitting observed precipitation series into more homogeneous sub-samples (i.e. sub-samples constituted by days having similar atmospheric circulation patterns) and thus identifying for each station the synoptic situations that generate the highest hazard in terms of heavy rainfall events. Thus, in this area of coastal BC, the highest heavy rainfall hazard is mainly generated by WP2 for the major part of the northwestern Washington region and Vancouver City region, by WP3 for the Vancouver Island region and by WP4 for the northern coastal BC region.

Finally, an example of a MEWP probability distribution is shown with the McMillin reservoir rainfall series. This station is located in northwestern Washington State at 157 m above mean sea level. The WP sub-sampling illustrated in Fig. 4.16b reveals five sub-populations characterised by different heavy rainfall records. WP2 thus clearly contains the heaviest rainy days of this rainfall series. Note that the final MEWP distribution illustrated in Fig. 4.16c fits relatively well with the heaviest observations and that the tail of the distribution is equivalent to the tail of the WP2 exponential distribution. Thus, the heaviest rainfall events observed for the McMillin reservoir station occurred under WP2, leading thus to high scale parameter for WP2 related to other WPs for that station and finally leading to a general rainfall distribution tail driven by WP2 rainfall distribution tail.

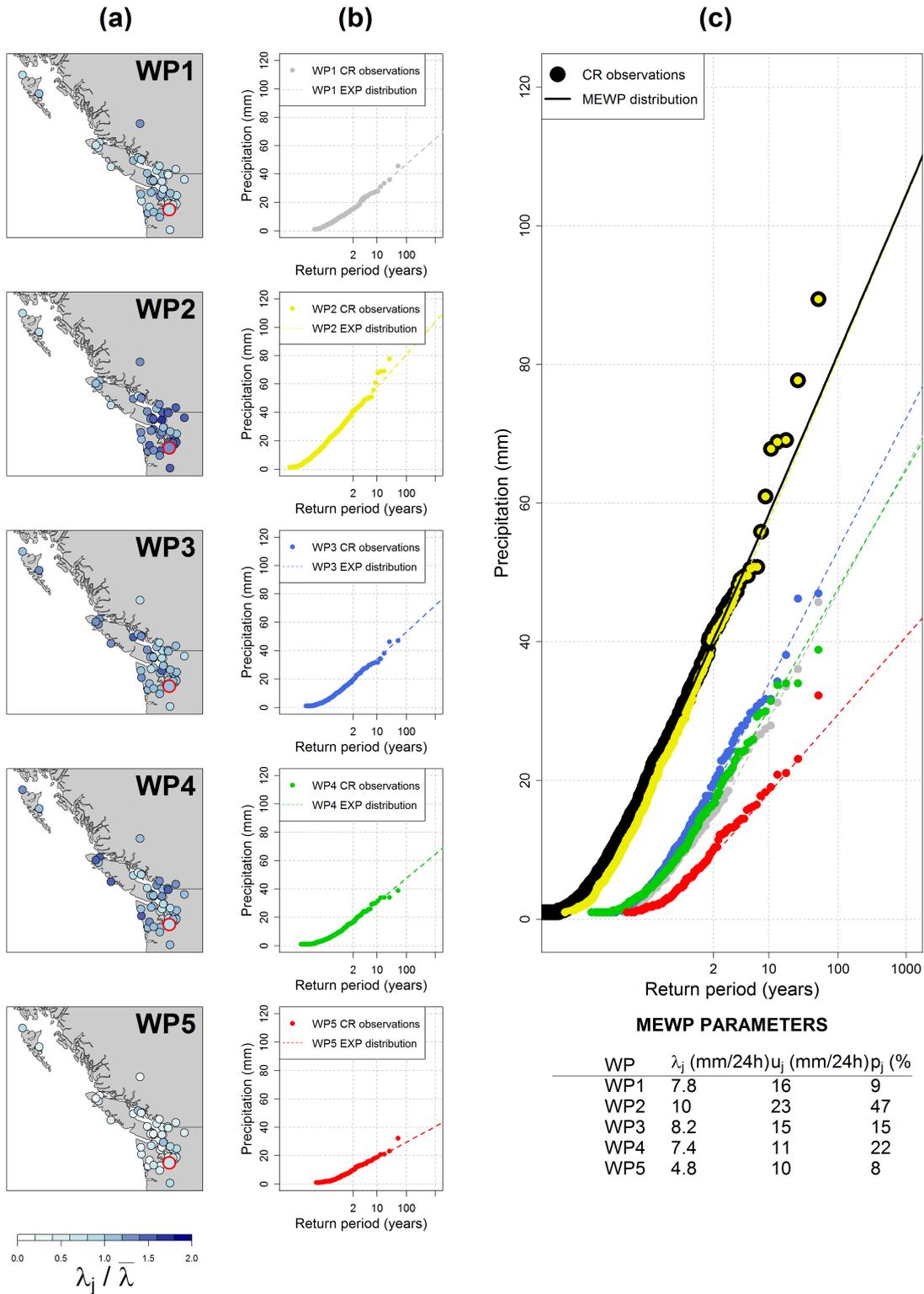


FIGURE 4.16: (a) Ratios estimated for 45 rainfall stations and each coastal BC WP between the scale parameter value of the WP considered (parameter λ) and the average value of the five scale parameter values for the station considered. The McMillin reservoir rainfall series is highlighted with a red circle. (b) Five WP sub-samples of the McMillin reservoir rainfall series and the five exponential distribution fitted on each sub-sample. (c) Final MEWPs distribution of the McMillin reservoir rainfall series, which is a combination of the five WP exponential distributions weighted by the CR occurrence of each WP.

4.3.6.4 Link between ENSOs and coastal BC WP frequencies

In this section, the link between El Niño-Southern Oscillation anomaly and the frequency of each coastal BC WP is analysed.

Figure 4.17 presents winter frequencies of the five coastal BC WPs estimated on different year sets. The left graph summarises empirical winter frequency observed on the 53 Niño winters and 48 Niña winters over the 1871–2008 period (red and blue dots, respectively) while right graph summarises the empirical winter frequency observed on the 20 Niño winters and 17 Niña winters over the 1951–2001 period (red and blue dots, respectively). In order to characterise the statistical significance of the frequency change between these different year sets, bootstrap simulations were performed. A total of 1000 random combinations of, respectively, 68 and 25 winters among 136 and 50 winters were generated for each period considered. The combinations were made without consideration of the ENSO values and therefore assumed to be representative of climate variability. Frequency changes are assumed to be significant when empirical frequencies are out of the boxplots and thus could not be considered as coming from ‘natural’ climate variability.

Significant but different changes are observed for WP2 and WP3 : the WP2 is significantly more common during Niña winters and less common during Niño winters, while the WP3 is significantly more common during Niño winters and less common during Niña winters. Although these changes are statistically significant, the magnitudes of changes are small : WP2 is observed 22% of all days during Niño winters, whereas it is observed 27% of days during Niña winters and WP3 is observed 17% of all days during Niña winters, whereas it is observed 22% of days during Niño winters. Other tendencies were observed, with the WP1 being more common during Niña winters and less common during Niño winters over the 1871–2007 period, meaning that on average there are more rainy days throughout coastal BC during Niña winters.

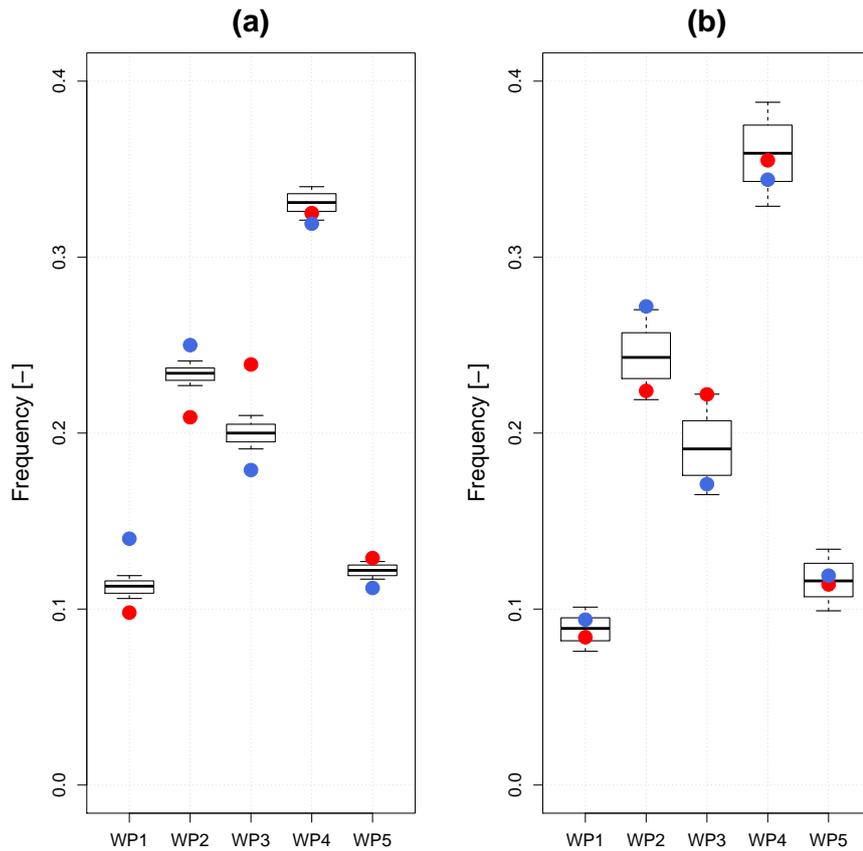


FIGURE 4.17: Winter frequency of the five coastal BC WPs estimated on Niño and Niña winters over (a) the 1871–2008 period and over (b) the 1951–2001 period (plotted with red dots for Niño winters and blue dots for Niña winters); compared with 1000 random combinations of 68 winters out of 137 and 25 winters out of 50 for the 1871–2008 and the 1951–2001 periods, respectively, produced by bootstrap simulations (plotted with boxplots, showing the 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90 percentiles).

This observation is emphasised when the frequency of WPs is estimated on the ‘extreme ENSO winters’. Table 4.4 shows the coastal BC WP winter (ONDJFM) frequency of 1982–1983 and 1997–1998 Niño winters and of 1973–1974 and 1988–1989 Niña winters. These years are the most severe El Niño and La Niña years observed over the 51 yr (1951–2001) period. The frequency changes observed over all the winters are found again with these winter sub-sets, with WP2, which is clearly more common in La Niña years (32% of all days versus 22%) and WP3, which is clearly more common in Niño winters (37% of all days versus 17%). It also seems that for this set of four ‘extreme ENSO winters’, WP5, which is the anticyclonic one, appears to be less common in Niño winters (8% of all days against 15%). This tendency is not clear when we are considering all winter sets in the Fig. 4.17. The most significant signal is thus a ‘trade-off’ between WP2 and WP3 frequency of occurrence.

TABLE 4.4: Average coastal BC WP winter (ONDJFM) frequency of 1982–1983 and 1997–1998 El Niño winters and of 1973–1974 and 1988–1989 La Niña winters.

ENSO Winters	WP1	WP2	WP3	WP4	WP5
1982–1983 and 1997–1998 El Niño winters	9 %	22 %	37 %	24 %	8 %
1973–1974 and 1988–1989 La Niña winters	10 %	32 %	17 %	26 %	15 %

4.3.6.5 Link between ENSOs and MEWP distributions

In this section MEWP parameters and distributions are identified on each of the 45 rainfall series, in order to quantify the link between ENSO and MEWP parameters and MEWP distributions. First the MEWP parameters obtained over the whole set of winters are compared with those obtained over the Niño and Niña winter sets. Second, the final MEWP rainfall distributions are compared in order to assess the impact of using different parameters on the final MEWP distributions.

Figure 4.18 compares the MEWP parameters estimated over the 45 analyzed rainfall stations during Niño winters with the MEWP parameters estimated over the 45 analyzed rainfall stations during Niña winters. It is organised as a table, with each column representing one coastal BC WP and each line representing a parameter of the MEWP distributions. Each point represents one of the 45 rainfall series studied. Note that the first two panel rows in Fig. 4.18 (λ and u) are the parameters of the exponential distribution of each WP, while the third line (p) is the mean number per year of CR events of each WP for each station. Scale parameter value variability (plotted in the first line of the Fig. 4.18) using different winter sets is significant (from -40 to +40%) but the impact of ENSO on this variability is not straightforward. Variability of the u parameters (plotted in the second line of the Fig. 4.18) is slightly more limited (from -30 to +30%) but the ENSO impact on their values is also not clear. Nevertheless, WP1 u values (plotted in the second line, first column of the Fig. 4.18) seem to be significantly higher during Niña winters than during Niño winters. Finally, the variability of CR frequency for each WP (plotted in the third line of the Fig. 4.18) is limited (from -20 to +20%), but ENSOs seem to significantly impact their values : WP1 and WP2 CR events are more frequent during Niña winters (plotted in the third line, first and second columns of the Fig. 4.18, respectively), while WP3 and WP4 CR events appear to be more frequent during Niño winters (plotted in the third line, third and fourth columns of the Fig. 4.18, respectively), as shown for WP frequency in Sect. 4.3.6.4. It is important to note that MEWP parameters are strongly not independent : for a given rainfall station and a given WP, the scale parameter values are totally dependent on the quantile threshold values considered for the definition of the heavy rainfall events sub-population (the 0.80 quantile in this study).

The estimations of 1000 yr return period precipitation values (noted P_{1000} hereafter, expressed in mm) were then compared. First, three MEWP distributions were defined for each of the 45

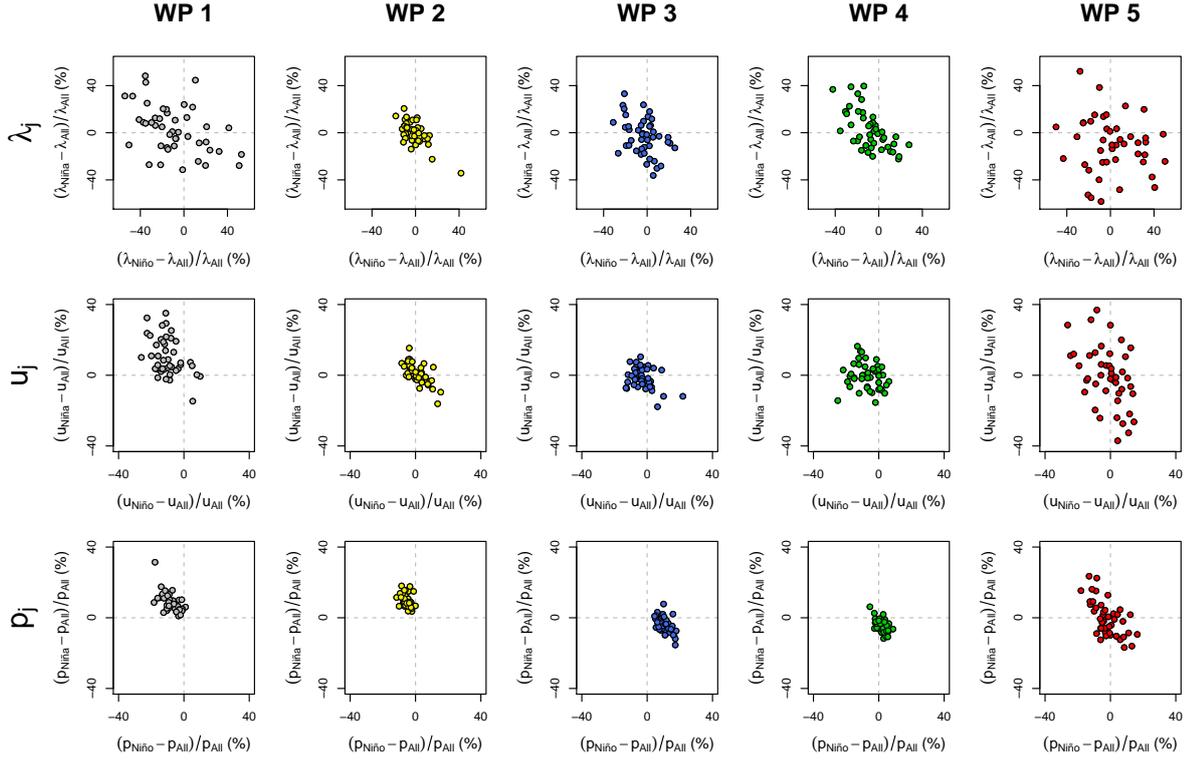


FIGURE 4.18: Comparison of the MEWP distribution parameters obtained over all winter sets and 20 Niño winters (x-axis) and over all winter sets and 17 Niña winters (y-axis) for each the 45 stations and for each of the five coastal BC WPs.

precipitation series : one considering all 50 winters, one considering 20 Niño winters and one considering 17 Niña winters and thus using the MEWP parameters illustrated in Fig. 4.18. A bootstrap test was then performed for each of the 45 stations in order to test the significance of eventual changes between heavy rainfall estimation over Niño winters and heavy rainfall estimation over Niña winters.

First, the difference between Niño and Niña winter heavy precipitation estimations is illustrated through the McMillin reservoir precipitation series on Fig. 4.19a for Niño winter observations and estimations and on Fig. 4.19b for Niña winter observations and estimations. The grey envelopes corresponds to the 90% confidence interval (CI) estimated with the bootstrap simulations. For the McMillin reservoir precipitation series, heavy rainfall estimations performed using the Niño winter sets are lower than heavy rainfall estimations performed using all winter sets and the Niña winter sets. Nevertheless, the estimations performed using the Niño winter sets and the Niña winter sets are in the 90% CI generated through the bootstrap simulations.

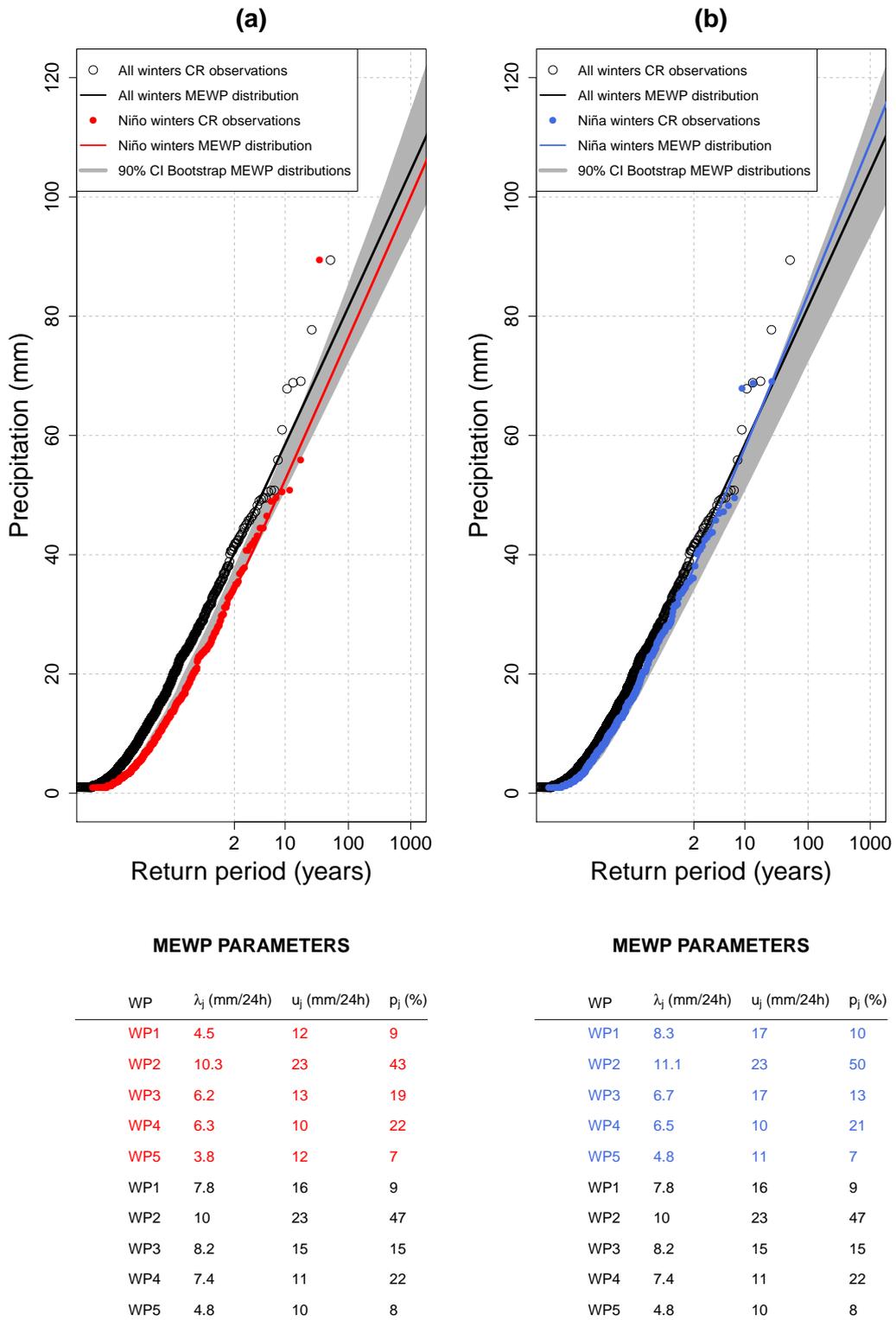


FIGURE 4.19: MEWP distributions for the winter season (ONDJFM) defined over (a) all winter sets (black line), Niño winters (red line) and 1000 random combinations of 25 winters (grey envelopes) and defined over (b) all winter sets (black line), Niña winters (blue line) and 1000 random combinations of 25 winters (grey envelopes) for the McMillin reservoir rainfall series.

Differences between the different heavy rainfall estimations were then examined at the regional scale. The result of a significance test is plotted in Fig. 4.20, which represents the degree of significance between P_{1000} values defined on Niño winters or on Niña winters for each of the 45 stations. The colour assigned to each rainfall station represents where are the P_{1000} values estimated using Niño winters as inputs of the MEWP model (Fig. 4.20a) and the P_{1000} values estimated using Niña winters as inputs of the MEWP model (Fig. 4.20b) within the distribution of 1000 P_{1000} values estimated using 1000 random winter combinations, for each of the 45 rainfall stations. A station plotted with a green colour means that the $P_{1000Niño}$ or the $P_{1000Niña}$ values are lower than the 0.05 quantile of the 1000 P_{1000} values, while a station plotted with a purple colour means that $P_{1000Niño}$ or $P_{1000Niña}$ values are greater than the 0.95 quantile of the 1000 P_{1000} values. Thus, green colour and purple colour highlight the stations where P_{1000} values estimated on particular winter set are significantly different from the total P_{1000} distribution. Some interesting local behaviours are detected : for example, northern stations seem to be characterised by P_{1000} values greater during Niña winters and, on the contrary, P_{1000} values are lower during Niño winters. Nevertheless, none regional tendency is observed over the 45 coastal BC station considered.

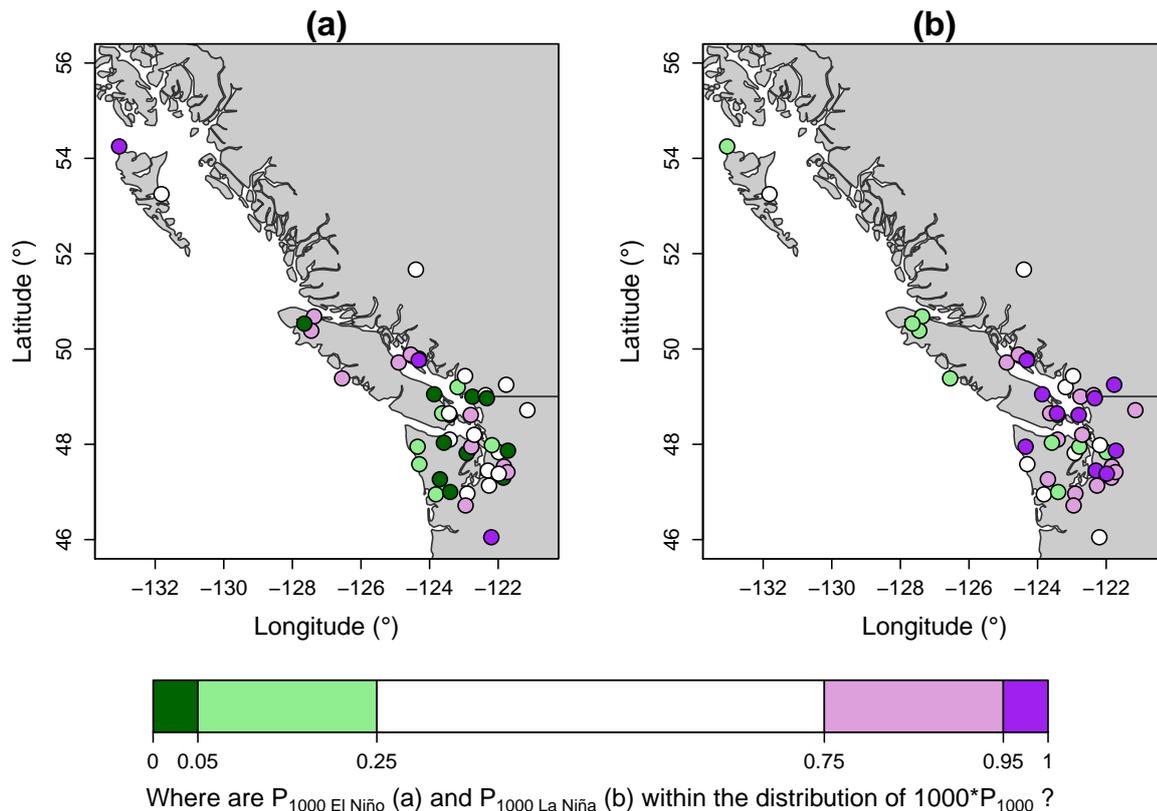


FIGURE 4.20: Degree of significance between P_{1000} values estimated by MEWP distributions defined over 20 Niño winters or on 17 Niña winters for each of the 45 stations and P_{1000} values estimated by MEWP distributions defined over random combination of 25 winter precipitation observations generated by bootstrap simulations.

4.3.7 Conclusion

A WP classification has been defined on the coastal BC region using 177 rainfall stations and geopotential height fields over a larger area in order to analyse winter heavy rainfall events in this region. Five contrasted WPs composed this classification, four rainy WPs and one non-rainy WP, the anticyclonic pattern. The four rainy WPs are mainly observed in the winter months (October to March), which is the period of heavy precipitation events in coastal BC and is thus consistent with the local climatology. The combination of this WP classification with the seasonal description of rainfall is shown to be useful for splitting observed precipitation series into more homogeneous sub-samples and thus identifying for each station the synoptic situations that generate the highest hazard in terms of heavy rainfall events. Thus, in this area of coastal BC, the highest heavy rainfall hazard is mainly generated by WP2 for the major part of the northwestern Washington region and Vancouver City region, by WP3 for Vancouver Island area and by WP4 for the northern coastal BC region.

El Niño Southern Oscillations influence significantly the frequency of occurrence of two coastal BC WPs : WP2 is more common during Niña winters rather than during Niño winters and WP3 is clearly more common during Niño winters than during Niña winters. These changes are statistically significant, but the magnitudes of changes are small : WP2 is observed 22% of all days during Niño winters, whereas it is observed 27% of days during Niña winters, and WP3 is observed 17% of all days during Niña winters, whereas it is observed 22% of days during Niño winters. These results are consistent with findings of [Casola & Wallace \(2007\)](#), who showed that ENSO significantly influences the frequency of their four weather regimes defined over the Pacific-North American Sector with winter 500 hPa geopotential height fields. Empirical evidence of ENSO influence on rainfall characteristic has been observed. Significant differences are observed in terms of average winter amount of rain over coastal BC, with about +8% rain during Niña winters compared to all winters on average over the 45 stations considered, and -8% rain during Niño winters compared to all winters on average over the 45 stations considered. A lower frequency of heavy rainfall events (here defined as days with 20 mm or more observed) during Niño winters compared to all the winters for the 45 considered stations seems to be observed. Finally, heavy (percentile 0.70) and extreme empirical quantiles (percentile 0.95) seems to be slightly lower during Niño winters compared to all winters and slightly higher during Niña winters compared to all winters. Within each WP, ENSOs seem to only influence the frequency of rainy events and not the magnitude of heavy rainfall events : WP1 and WP2 central rainfall events are more frequent during Niña winters, while WP3 and WP4 central rainfall events appear to be more frequent during Niño winters. MEWP heavy rainfall estimations do not show significant evolution of heavy rainfall behaviour between Niño and Niña winters : ENSO is not influencing significantly the 1000 yr return period precipitation values estimated over the coastal BC region through the MEWP rainfall probabilistic model. Natural variability seems thus to be predominantly explaining the differences of heavy rainfall

values estimated through the MEWP rainfall probabilistic model over coastal BC region. These results are consistent with the findings of [Feldl & Roe \(2011\)](#) which showed that ENSO could influence differently mean rainfall values and the extreme rainfall quantiles and with studies that did not find a significant influence of ENSO on extreme rainfall values over coastal BC region (e.g. [Kenyon & Hegerl \(2010\)](#) and [Zhang et al. \(2011\)](#)).

The main difference between Niño and Niña winter precipitation is thus found in the frequency of rainy events and in the mean annual amounts of precipitation, probably explaining the differences observed in the hydrological cycle (snowfall amount, flood magnitudes, etc.) previously highlighted in the literature. Thus, many ‘small’ and ‘average’ rainy events during a Niña winter will saturate watersheds and increase snowpack, which could produce heavy floods even from these ‘small’ or ‘average’ rainy events compared to a Niño winter when even a heavy rainfall storm could fall on dry soil or on below-average snowpack and result in a insignificant flood event. These hypotheses could be tested in future studies by applying methods for extreme flood estimation such as the SCHADEX method ([Paquet et al., 2006](#)) on coastal BC catchments with the same methodology : comparing flood estimations made using all available winters with estimations made using only Niña winters, only Niño winters, and using randomly associated winter sub-sets¹⁰.

Future investigations could focus on other climate signals relevant for the region such as the Pacific Decadal Oscillation (PDO), an oscillation which has a significant impact on hydroclimatology in Western Canada (see [Whitfield et al. \(2010\)](#) for a review). Combinations of different climate signals with different oscillation periods could also be important to consider.

Finally, these results open interesting perspectives in the fields of climate change impact prediction on heavy rainfall distribution, where WP classifications could be ‘medium-scale disaggregating tools’ between General Circulation Model outputs and local rainfall observations.

4.3.8 Acknowledgements

The authors thank the two reviewers who provided constructive comments on an earlier version of the manuscript, which helped clarify the text. Douglas McCollor and Gregory West from BC Hydro are thanked for interesting discussions on BC WPs. Our thanks are extended to Mel Schaefer from MGS Engineering Consultants, Inc. for providing the Washington State precipitation series. This work has been done in the framework of a collaboration project between EDF and BC Hydro on comparison of flood estimation methods.

10. Des tests préliminaires visant à quantifier l’impact des oscillations El Niño sur les conditions de saturation d’un bassin versant de Colombie-Britannique ont été réalisés, et sont illustrés dans la section 4.3.9.

4.3.9 Supplément : impact d'ENSO sur les conditions de saturation

L'influence des oscillations El Niño sur les conditions de saturation des bassins versants a été quantifiée sur le bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam (188 [km²]). Ce bassin est particulièrement intéressant car de longues chroniques observées de pluies, de températures et de débits journaliers sont disponibles (période 1960-2010). Le jeu de paramètres de MORDOR obtenu après calage sur l'ensemble des données disponibles a été utilisé pour réaliser une simulation pluie-débit "classique" sur cette même période de calage. La figure 4.21 présente les distributions hivernales (ONDJF) du taux de remplissage du macro-réservoir UZ et des niveaux de remplissage du réservoir S (stock de neige) simulés par MORDOR sur l'ensemble des hivers considérés (1961-2007 - période sur laquelle une classification des hivers selon les oscillations El Niño est disponible - en noir), sur les hivers El Niño (en rouge) et sur les hivers La Niña (en bleu). En moyenne, le macro-réservoir UZ est plus saturé et le stock de neige modélisé est supérieur lors des hivers El Niño par rapport à l'ensemble des hivers et lors des hivers La Niña. Ces différences sont particulièrement visibles pour le corps des distributions et sont moins perceptibles sur les queues de distributions. Ces résultats sont cohérents avec les caractéristiques hydroclimatiques de la Colombie Britannique, puisque les hivers El Niño sont connus comme moins humides en moyenne sur cette région d'Amérique. Il serait intéressant de réaliser des estimations de crues extrêmes grâce à la méthode SCHADEX en considérant ces différentes populations d'hiver, afin de quantifier l'impact des oscillations El Niño sur l'estimation des débits extrêmes.

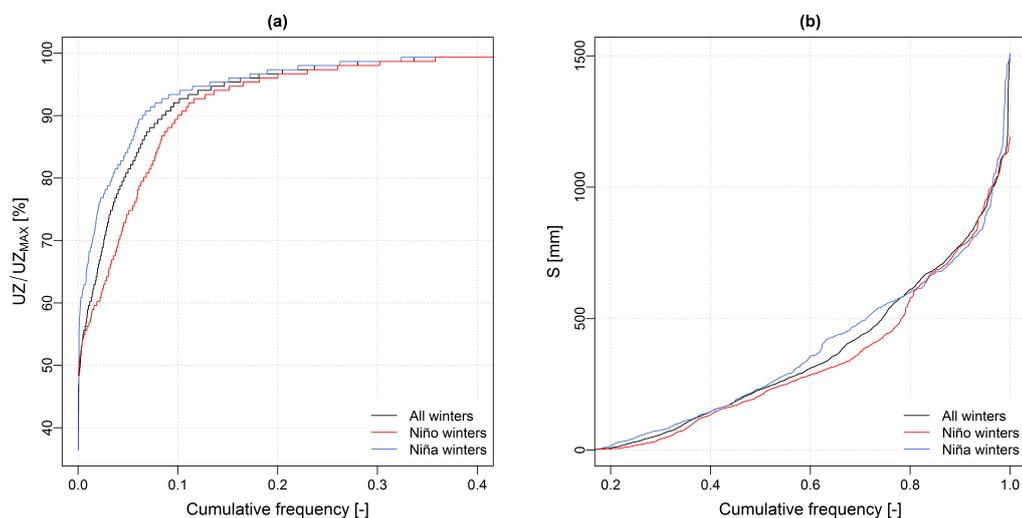


FIGURE 4.21: Bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam : (a) distributions hivernales (ONDJF) du taux de remplissage du macro-réservoir UZ simulées par MORDOR sur l'ensemble des hivers considérés (1961-2007, en noir), sur les hivers El Niño (en rouge) et sur les hivers La Niña (en bleu) ; (b) distributions hivernales des niveaux du réservoir S (stock de neige) simulées par MORDOR sur l'ensemble des hivers considérés (1961-2007, en noir), sur les hivers El Niño (en rouge) et sur les hivers la Niña (en bleu).

4.4 Comparaison d'estimations probabilistes et déterministes

Cette section s'articule autour d'un acte (accepté) du colloque *Évènements extrêmes d'inondation : de l'étude de l'aléa à la gestion du risque pour les ouvrages hydrauliques*¹¹, organisé par la SHF en novembre 2013.

Méthodes probabilistes et déterministes d'estimation des débits extrêmes : comparaison de résultats sur deux bassins versants de Colombie-Britannique (Canada).

Brigode, P.^{1,2}, Mićović, Z.³, Bernardara, P.¹, Paquet, E.⁴, Gailhard, J.⁴, Garçon, R.⁴ et Ribstein, P.² (2013).

Évènements extrêmes d'inondation : de l'étude de l'aléa à la gestion du risque pour les ouvrages hydrauliques, 2013, Congrès SHF, Paris.

¹ LNHE, R&D, Électricité de France, Chatou, France.

² UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³ BC Hydro, Engineering, Burnaby, BC, Canada.

⁴ DMM, DTG, Électricité de France, Grenoble, France.

4.4.1 Résumé

Deux méthodes d'estimation des débits extrêmes ont été appliquées sur deux bassins versants situés sur la côte Pacifique de la Colombie-Britannique, province canadienne : la méthode déterministe classique *Probable Maximum Precipitation* (PMP) / *Probable Maximum Flood* (PMF) et la méthode probabiliste Simulation Climato-Hydrologiques pour l'Appréciation des Débits EXtrêmes (SCHADEX). Les ratios entre les pluies journalières de période de retour 10 000 ans estimées par la méthode SCHADEX et les valeurs de PMP sont proches de 1 (0.94 et 1.11), alors que les ratios entre les débits journaliers de période de retour 10 000 ans estimés par la méthode SCHADEX et les valeurs de PMF sont supérieurs à 1.25 (1.27 et 1.39). Ces valeurs de ratios d'estimations de débits extrêmes sont du même ordre de grandeur que celles obtenues lors de la comparaison de valeurs de PMF et d'estimations de débits extrêmes réalisées avec la méthode du GRADEX (Guillot & Duband, 1967) pour 43 bassins versants différents (dont 20 bassins versants français), pour lesquels les valeurs de ratios étaient comprises entre 1.08 et 3.52 (CFGB, 1994). Cette communication illustre la nécessité de réaliser des estimations de pluies et crues extrêmes avec les mêmes entrées hydroclimatiques (et notamment des séries de pluies de bassin construites avec les mêmes hypothèses) pour réaliser une comparaison rigoureuse de méthodes de prédétermination. Une telle approche permettrait notamment de discuter des différences de transformation pluie-débit réalisées par les différents modèles hydrologiques considérés.

11. Site internet du colloque : <http://www.shf-hydro.org/155-1-events-16.html>, consulté en juin 2013.

4.4.2 Introduction

Électricité de France (EDF) et BC Hydro (BCH) sont deux des leaders de la production hydroélectrique en Europe et en Amérique du Nord. Leurs programmes de recherche sur la sûreté des ouvrages permettent une veille constante sur les méthodes d'estimation de l'aléa hydrologique, afin d'assurer la sûreté de leurs installations. EDF a récemment développé une nouvelle méthode d'estimation des débits extrêmes, la méthode Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits Extrêmes (SCHADEX), qui est utilisée depuis 2006 pour dimensionner les évacuateurs de crues de ses barrages (Paquet et al., 2006, 2013; Garavaglia, 2011). Afin de partager leur expérience en termes de comparaison des débits extrêmes, une collaboration scientifique entre EDF et BCH a été entamée en 2011. Le premier objectif de cette collaboration a été l'application de la méthode SCHADEX sur deux bassins versants de Colombie-Britannique : la rivière Campbell au barrage de Strathcona (bassin versant pluvio-nival de 1193 [km²], noté bassin de la Campbell par la suite) et la rivière Coquitlam au barrage de Coquitlam (bassin versant pluvio-nival de 188 [km²], noté bassin de la Coquitlam par la suite). Depuis 2008, la méthode SCHADEX a été testée dans différents contextes hydroclimatiques européens (en Italie, Autriche, Pologne et Norvège). La collaboration avec BCH s'inscrit donc également dans ce contexte de « validation » de la méthode en dehors des frontières françaises et constitue la première application de la méthode SCHADEX en Amérique du Nord. Plusieurs initiatives similaires sont en cours, notamment au sein du projet français ExtraFlo¹² et de l'action européenne COST FLOODFREQ¹³, visant notamment à constituer un échantillon de bassins versants sur lesquels sont appliquées et comparées un grand nombre de méthodes d'estimation des débits extrêmes. Par ailleurs, BCH a testé et appliqué plusieurs méthodes d'estimation des débits extrêmes sur les bassins versants où sont construits ses barrages, avec notamment la méthode déterministe classique *Probable Maximum Precipitation* (PMP) / *Probable Maximum Flood* (PMF) et plus récemment la méthode probabiliste de simulation stochastique de crues *Stochastic Event Flood Model* (SEFM), appliquées sur certains bassins versants (Schaefer & Barker, 2009).

Peu de comparaisons entre estimations déterministes et estimations probabilistes existent dans la littérature. Parmi celles existantes, le Comité Français des Grands Barrages (CFGB) a comparé les estimations de débits de période de retour 10 000 ans réalisées avec la méthode du GRADEX (Guillot & Duband, 1967) et les valeurs de PMF sur 43 bassins versants différents (dont 19 bassins versants français), montrant que les valeurs de PMF étaient entre 1.08 et 3.52 fois plus importantes que les débits estimés par GRADEX pour des périodes de retour de 10 000 ans, avec une valeur moyenne de 2.07 (CFGB, 1994).

Cette communication vise à présenter les résultats de l'application de la méthode SCHADEX sur deux bassins versants situés dans la région côtière de Colombie-Britannique : le bassin

12. <https://extraflo.cemagref.fr/>, consulté en juin 2013.

13. <http://www.cost-floodfreq.eu/>, consulté en juin 2013.

de la Campbell et celui de la Coquitlam. Les estimations de débits extrêmes obtenues par la méthode SCHADEX seront comparées aux estimations d'ores et déjà réalisées par BCH grâce à la méthode PMP/PMF.

4.4.3 Méthodes d'estimation de débits extrêmes

Deux méthodes d'estimation de débits extrêmes ont été appliquées, puis comparées sur deux bassins versants Canadiens : la méthode déterministe PMP/PMF et la méthode probabiliste SCHADEX. Les méthodes déterministes se proposent d'estimer le débit de crue maximal pouvant être observé sur le bassin versant étudié, en combinant de manière défavorable - mais crédible - des situations hydrométéorologiques observées ou extrapolées à leur maximum supposé. Les méthodes probabilistes visent, quant à elles, à définir la distribution de probabilité des crues extrêmes sur le bassin versant étudié et donc à associer une période de retour aux valeurs de débits extrêmes.

4.4.3.1 Probable Maximum Precipitation (PMP) et Probable Maximum Flood (PMF)

BCH a appliqué la méthode d'estimation de PMP développée par le Service National Météorologique des États-Unis ([Hansen, 1987](#)). Une expertise hydrométéorologique importante permet ainsi d'estimer la PMP du bassin versant étudié à partir de l'analyse d'épisodes historiques majeurs, en maximisant de nombreux paramètres, tels que la durée de l'épisode pluvieux, la quantité d'eau précipitée, la distribution spatiale des précipitations, etc. Une analyse détaillée de ces variables, de leurs interactions et de leurs contributions respectives à l'incertitude liée à l'estimation de la PMP est détaillée par [Mićović et al. \(2012\)](#). Trois épisodes historiques ont particulièrement été étudié lors de la définition des valeurs de PMP par BCH : janvier 1935, janvier 1961 et octobre 1963.

Deux valeurs de PMF sont ensuite estimées, selon les recommandations de l'Association Canadienne des Barrages ([CDA, 2007](#)), en combinant notamment des situations défavorables de précipitations et d'accumulation de neige :

1. La PMF automnale ou estivale, générée par la PMP ;
2. La PMF printanière, définie comme étant le maximum de deux cas :
 - a) PMF générée par la combinaison d'une PMP printanière et d'une accumulation de neige de période de retour 100 ans.
 - b) PMF générée par un épisode pluvieux de période de retour 100 ans et l'accumulation de neige maximale probable.

D'autres scénarios ont également été testés par BCH et sont détaillés dans le Tableau 4.5. Ces différentes combinaisons défavorables de précipitations et de neige sont transformées en débit grâce au modèle pluie-débit UBC Watershed Model (Quick & Singh, 1995; Micovic & Quick, 1999), préalablement calé sur les bassins versants étudiés.

TABLE 4.5: Exemples de scénarios de PMF testés par BCH sur un bassin versant de Colombie Britannique. Le scénario produisant la plus forte valeur de PMF est le scénario CDA 2 testé en février. L'abréviation $V_{100\text{ans}}$ signifie valeur de période de retour 100 ans.

Nom du scénario	Mois	Accumulation de neige	Conditions de températures	Pluies précédent l'épisode pluvieux	Episode pluvieux
CDA 1	Avril	Maximale	Tempêtes	Aucunes	$V_{100\text{ans}}$
CDA 2	Avril	$V_{100\text{ans}}$	Tempêtes	Aucunes	PMP
CDA 2	Novembre	$V_{100\text{ans}}$	Tempêtes	Aucunes	PMP
CDA 2	Février	$V_{100\text{ans}}$	Tempêtes	Aucunes	PMP
CDA 3	Avril	Maximale	“Fonte critique”	Aucunes	Aucun
BCH 1	Avril	Moyenne	Tempêtes	$V_{100\text{ans}}$	PMP
BCH 2	Février	Moyenne	Tempêtes	$V_{100\text{ans}}$	PMP

4.4.3.2 Simulation Climato-Hydrologiques pour l'Appréciation des Débits EXtrêmes (SCHADEX)

Depuis 2006, EDF applique une nouvelle approche climato-hydrologique de prédétermination des pluies et crues extrêmes, la méthode SCHADEX, pour le dimensionnement des évacuateurs de crues (Paquet et al., 2006, 2013; Garavaglia, 2011). Cette méthode intègre un processus de simulation dite « semi-continue » visant à croiser exhaustivement les aléas pluies extrêmes et état hydrologique du bassin considéré (i.e. simuler la réponse hydrologique de pluies de tous ordres tombant sur tous les états hydrologiques possibles du bassin). SCHADEX couple pour cela deux modèles : (i) un modèle probabiliste de pluie (basé sur un sous-échantillonnage par type de temps et par saison) décrivant l'aléa pluie extrême du bassin versant étudié et (ii) un modèle hydrologique décrivant les processus de transformation pluie-débit à l'échelle du bassin. Le modèle probabiliste de pluie le plus couramment utilisé est le modèle MEWP, décrit par Garavaglia et al. (2010, 2011) et le modèle hydrologique utilisé est le modèle MORDOR, décrit par Garçon (1999).

4.4.4 Deux bassins versants de la côte Pacifique du Canada

4.4.4.1 Contexte hydroclimatique

Les deux bassins versants étudiés se trouvent sur la région côtière de Colombie-Britannique : la rivière Campbell s'écoule sur la partie intérieure de l'île de Vancouver alors que la rivière

Coquitlam s'écoule sur le continent, à quelques kilomètres au nord-est de Vancouver. Ces bassins versants pluvio-nivaux sont de tailles moyennes (respectivement 1 193 [km²] et 188 [km²]) et sont caractérisés par des gammes d'altitude assez larges (altitudes respectivement comprises entre 134 et 2 192 [m] et entre 153 et 1 173 [m]). La Figure 4.22 présente la localisation de ces deux bassins versants, ainsi que leurs topographies et leurs régimes hydro-climatiques. Si la saisonnalité des régimes est similaire pour les deux bassins versants, l'amplitude des cumuls est différente : pour le bassin de la Campbell, la pluie annuelle moyenne est de 2 440 [mm] pour un écoulement annuel moyen de 2 036 [mm] ; alors que pour le bassin de la Strathcona, la pluie annuelle moyenne est de 4 212 [mm], pour un écoulement annuel moyen de 3 570 [mm]. Ces différences de cumuls s'expliquent principalement par les différences de position et d'orientation des deux bassins versants. Le bassin de la Campbell se trouve en effet sur la face est de l'île de Vancouver et est donc relativement « protégé » des flux originaires de l'océan Pacifique, contrairement au bassin de la Coquitlam, qui plus directement exposé à ces flux océaniques.

Les deux bassins versants sont soumis à des épisodes pluvieux intenses d'octobre à mars, saisonnalité généralisable à l'ensemble de la région côtière de Colombie-Britannique. Une classification en cinq types de temps a été établie sur cette région de Colombie-Britannique afin de discriminer l'origine synoptique des épisodes pluvieux observés sur cette région et d'identifier les situations typiques et récurrentes (Brigode et al., 2013b). Parmi ces cinq types de temps, un type de temps particulier (le type de temps 3, qui regroupe des journées caractérisées par des circulations du sud-ouest vers le nord-est, particulièrement pluvieuses dans la partie centrale de l'île de Vancouver) s'est révélé être à l'origine de la majeure partie des épisodes pluvieux intenses sur le bassin versant de la Campbell à Strathcona. Contrairement au bassin de la Campbell, plusieurs types de temps (notamment les types de temps 2, 3 et 4) peuvent être à l'origine d'épisodes pluvieux intenses sur le bassin de la Coquitlam.

Ces deux bassins versants sont également influencés par des phénomènes nivaux, avec des volumes significatifs de neige accumulés pendant l'hiver, générant ensuite une onde de fonte durant les mois de mai et juin. Les crues les plus intenses sont observées sur les deux bassins versants durant le mois de novembre et sont souvent produites par des épisodes pluvieux particulièrement intenses, parfois aggravés par des phénomènes de fusion du manteau neigeux précoce.

4.4.4.2 Données utilisées pour l'application de la méthode SCHADEX

L'ensemble des chroniques hydrométéorologiques disponibles sur les deux bassins versants étudiés a été utilisé pour l'application de la méthode SCHADEX. Ainsi, plusieurs séries de pluies et de températures journalières ont été utilisées sur chaque bassin versant : trois stations avec 30 années de données (de 1981 à 2010) pour le bassin de la Campbell au barrage de Strathcona et deux stations avec 50 années de données (de 1960 à 2010) pour le bassin de la Coquitlam au

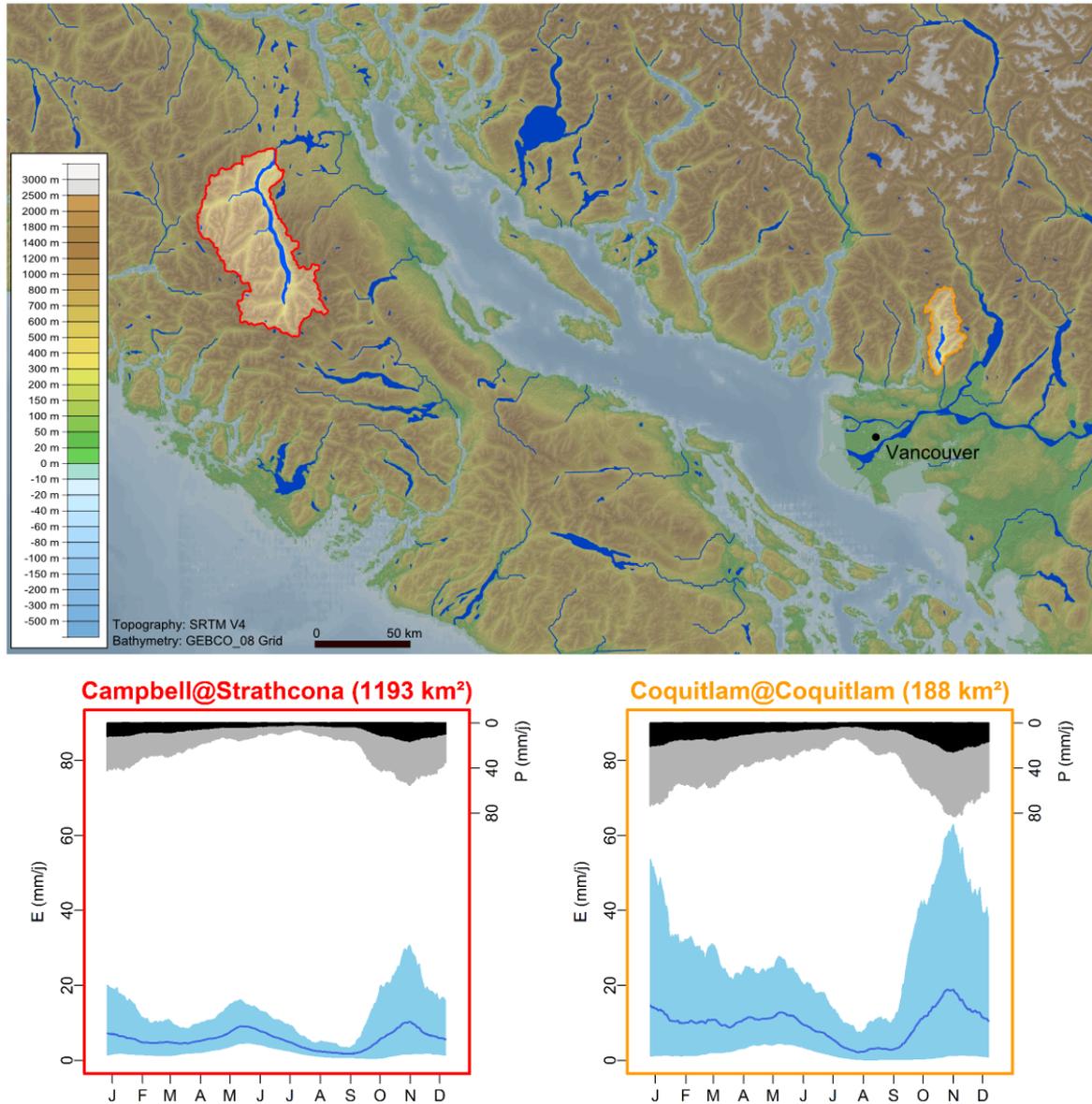


FIGURE 4.22: Localisation, topographie et régime hydro-climatique des deux bassins versants étudiés (établis sur la période 1981-2010) : le bassin de la Campbell en rouge et le bassin de la Coquitlam en orange. Les régimes ont été estimés sur des fenêtres glissantes de 20 jours : les lignes bleues représentent les écoulements journaliers moyens, les enveloppes bleu-ciel sont construites avec les quantiles 5% et 95% des écoulements journaliers, les barres noires représentent les pluies journalières moyennes et les barres grises représentent les quantiles 95% des pluies journalières.

barrage de Coquitlam. Ces différentes séries de pluies ponctuelles ont été combinées linéairement pour constituer une seule série de pluies de bassin pour chaque bassin versant, considérée ensuite comme représentative de la totalité des précipitations reçues par le bassin versant. Le poids associé à chaque série de pluies ponctuelles lors de la combinaison linéaire a été optimisé grâce au modèle hydrologique MORDOR (Garçon, 1999) : différentes combinaisons sont testées et utilisées en entrée du modèle hydrologique, celle qui permet d'expliquer le plus fidèlement

la série de débits observés est finalement conservée (Garavaglia, 2011). Ces séries de pluies de bassin ont donc été utilisées en entrée du modèle hydrologique MORDOR et ont également été utilisées pour étudier les propriétés statistiques des épisodes pluvieux observés sur chacun des deux bassins versants. 51 années de débits journaliers (de 1960 à 2010) sont également disponibles pour chacun des deux bassins versants. Ces séries de débits ont notamment été utilisées pour caler le modèle hydrologique MORDOR.

Une série de pluies journalières de bassin définie par BCH étant disponible pour le bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam, une estimation de débits extrêmes par la méthode SCHADEX a été réalisée avec cette série de pluie de bassin (définition du modèle probabiliste MEWP, de l'aléa de saturation du bassin versant et calage du modèle hydrologique MORDOR avec cette série), puis comparée avec l'estimation de débits extrêmes réalisée en considérant la pluie de bassin construite par EDF.

4.4.5 Résultats

4.4.5.1 Estimations des pluies extrêmes

La Figure 4.23 présente, pour les deux bassins versants étudiés, les distributions des pluies journalières estimées par le modèle MEWP de la méthode SCHADEX, comparées avec des distributions de maxima annuels de pluies journalières et les valeurs de PMP estimées par BCH.

Les distributions de précipitations journalières simulées par le modèle MEWP sont proches des distributions des maxima annuels estimés sur les séries de pluies de bassins. Les valeurs de PMP estimées par BCH sont comprises entre les pluies de période de retour 1 000 ans et 10 000 ans pour le bassin de la Campbell (environ 4 800 ans) et supérieure à la pluie de période de retour 10 000 ans pour le bassin de la Coquitlam (environ 45 000 ans lorsque le modèle MEWP utilisant la pluie de bassin EDF est considéré). Des ratios entre les valeurs de PMP estimées et les valeurs de pluies journalières de période de retour 10 000 ans estimées par le modèle MEWP ont été calculés pour chaque bassin versant. Ce ratio vaut 0.94 pour le bassin de la Campbell et vaut 1.11 et 1.36 pour le bassin de la Coquitlam, lorsque les valeurs MEWP estimées sur les pluies de bassin EDF et BCH sont considérées, respectivement. Les valeurs de ratios obtenues semblent être faibles, notamment pour le bassin de la Campbell : les valeurs de PMP sont en effet classiquement associées à des temps de retour supérieurs à 10 000 ans. Afin d'explicitier ces différences, un travail supplémentaire de comparaison des séries de pluies observées utilisées pour chacune des différentes estimations et pour chaque bassin versant est nécessaire. Pour le bassin de la Coquitlam, il apparaît en effet que les estimations MEWP dépendent fortement de la série de pluies de bassin considérée et donc des hypothèses de constitution des pluies de bassin. Enfin, l'utilisation de la classification de types de temps définies par Brigode et al. (2013b)

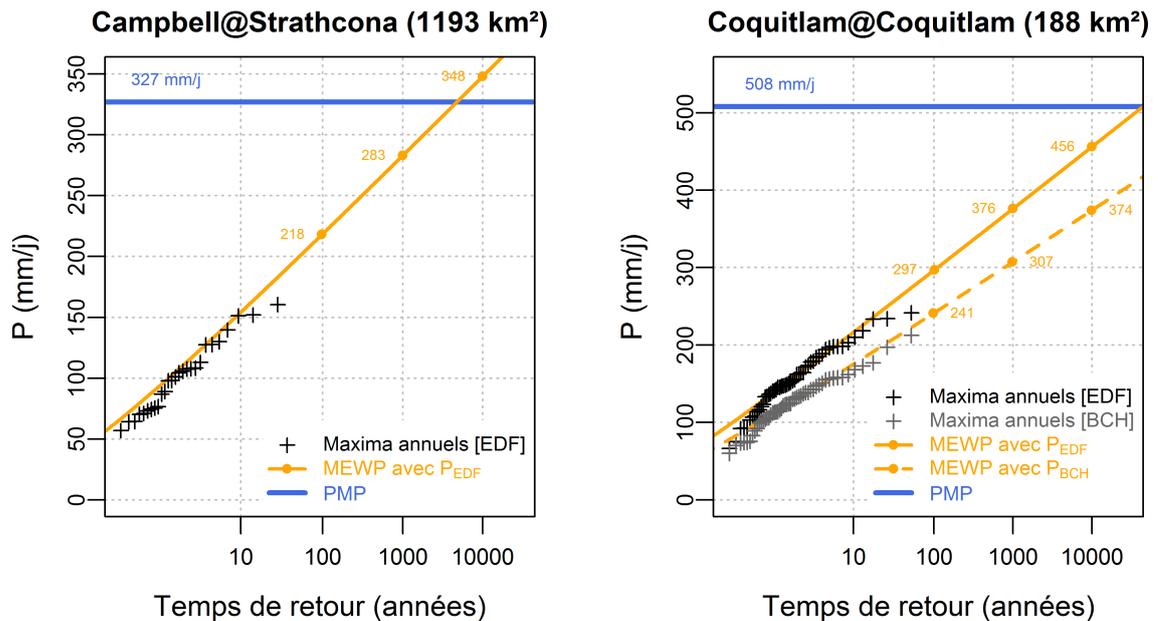


FIGURE 4.23: Bassins versants de la Campbell (à gauche) et de la Coquitlam (à droite) : distributions des pluies journalières estimées par le modèle MEWP utilisant la pluie de bassin EDF (ligne orange) et par le modèle MEWP utilisant la pluie de bassin BCH (tirets oranges), comparées aux maxima annuels obtenus avec les pluies de bassin construites par EDF (croix noires), aux maxima annuels obtenus avec les pluies de bassin construites par BCH (croix grises) et aux estimations de PMP réalisées par BCH (ligne bleue).

pour la définition de nouvelles valeurs de PMP permettrait une comparaison d'estimations plus rigoureuse.

4.4.5.2 Estimations des débits extrêmes

La Figure 4.24 présente les distributions des débits moyens journaliers simulés par la méthode SCHADEX comparées aux maxima annuels observés et aux estimations de PMF pour les deux bassins versants.

Les valeurs de PMF estimées par BCH sont largement supérieures aux valeurs de débits journaliers de période de retour 10 000 ans estimées par la méthode SCHADEX, pour les deux bassins versants étudiés. Un ratio entre la valeur de PMF et la valeur de débit journalier de période de retour 10 000 ans estimée par la méthode SCHADEX a été calculé pour chaque bassin versant. Ce ratio vaut 1.39 pour le bassin de la Campbell et vaut 1.28 et 1.38 pour le bassin de la Coquitlam, lorsque les valeurs SCHADEX estimées avec les pluies de bassin EDF et BCH sont considérées, respectivement.

La transformation pluie-débit réalisée au sein de la méthode SCHADEX, grâce au modèle hydrologique MORDOR, semble être caractérisée par une dynamique des écoulements plus

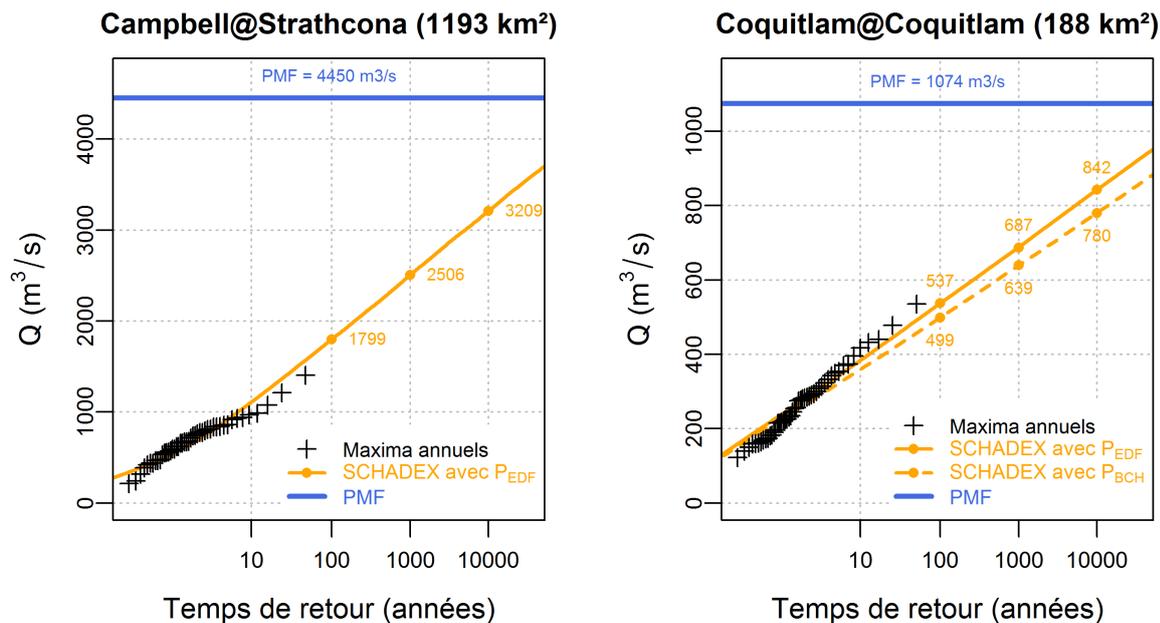


FIGURE 4.24: Bassins versants de la Campbell (à gauche) et de la Coquitlam (à droite) : distributions des débits moyens journaliers simulés par la méthode SCHADEX en utilisant la pluie de bassin construite par EDF (lignes orange) et en utilisant la pluie de bassin construite par BCH (tirets orange), comparées aux distributions de maxima annuels observés (croix noires) et aux estimations de PMF réalisées par BCH (ligne bleue).

lente que celle réalisée avec le modèle hydrologique UBC Watershed Model, utilisé lors de l'estimation de la PMF. En effet, à volume de pluies extrêmes précipité et à conditions de saturation des bassins versants comparables (les ratios entre PMF et pluies de période de retour 10 000 ans sont proches de 1 et différents états de saturation observés sont considérés dans les deux méthodes), le modèle UBC Watershed Model entraîne une estimation de PMF largement supérieure aux débits extrêmes estimés par le modèle MORDOR et la méthode SCHADEX. Enfin, il est intéressant de comparer les ratios entre estimations de pluies extrêmes (calculés dans la section précédente) et les ratios entre estimations de débits extrêmes pour chaque bassin, et de noter que ces ratios s'inversent : le ratio de pluies extrêmes le plus faible est calculé pour le bassin de la Campbell (0.94 comparé à 1.11) alors que le ratio de débits extrêmes le plus faible est calculé pour le bassin de la Coquitlam (1.28 comparé à 1.39).

Pour le bassin de la Coquitlam, l'écart entre valeurs extrêmes simulées par la méthode SCHADEX en considérant la pluie de bassin EDF, et en considérant la pluie de bassin BCH est beaucoup plus important pour les pluies extrêmes que pour les débits extrêmes. Ce résultat s'explique par le calage du modèle hydrologique, qui « dilue » les différences entre les entrées de pluies, puisqu'étant contraint à s'approcher des débits journaliers observés par la fonction objectif utilisée.

4.4.6 Conclusions

Deux méthodes d'estimations des débits extrêmes ont été appliquées sur deux bassins versants (le bassin versant de la Campbell au barrage de Strathcona (1 193 [km²]) et le bassin versant de la Coquitlam au barrage de la Coquitlam (188 [km²])) de Colombie-Britannique : la méthode déterministe classique PMP/PMF et la méthode probabiliste SCHADEX.

Les valeurs de PMP estimées par BCH ont tout d'abord été comparées avec les distributions de pluies journalières obtenues avec le modèle probabiliste de pluie MEWP utilisé dans la méthode SCHADEX. La PMP est inférieure à la valeur de pluie journalière de période de retour 10 000 ans estimée par le modèle MEWP pour le bassin de la Campbell, avec un ratio entre la valeur de PMP et la pluie journalière de période de retour 10 000 ans de 0.94. Pour le bassin de la Coquitlam, la PMP est supérieure aux valeurs de pluies journalières de période de retour 10 000 ans avec un ratio entre ces deux estimations de 1.11 et de 1.36, lorsque les valeurs MEWP estimées sur les pluies EDF et BCH sont considérées, respectivement. Cette comparaison de valeurs extrêmes estimées est incomplète sans un travail supplémentaire de comparaison des séries de pluies observées considérées lors de l'application des différentes méthodes. La considération de deux séries de pluies de bassin différentes révèle en effet que les estimations MEWP dépendent fortement de la série de pluies de bassin considérée et donc des hypothèses de constitution des pluies de bassin.

Pour les deux bassins versants de Colombie-Britannique étudiés, les valeurs de PMF sont largement supérieures aux estimations de débits moyens journaliers estimés par la méthode SCHADEX. En effet, les ratios entre les valeurs de PMF et les débits journaliers moyens de période de retour 10 000 ans sont compris entre 1.28 et 1.39. Ces valeurs de ratios sont du même ordre de grandeur que celles obtenus lors de la comparaison de valeurs de PMF et d'estimations de débits extrêmes réalisées avec la méthode du GRADEX (Guillot & Duband, 1967) pour 43 bassins versants différents (dont 19 bassins versants français) ; pour lesquels les valeurs de ratios étaient comprises entre 1.08 et 3.52 (CFGB, 1994). De plus, en sélectionnant parmi les 43 bassins versants des bassins comparables - en termes de surface de bassin et de contexte hydro-climatique - avec les deux bassins versants canadiens étudiés, la gamme de variation de ces ratios diminue et est comprise entre 1.35 et 2.82 (population de 17 bassins versants français et d'un bassin luxembourgeois). La Figure 4.25 permet de comparer ces différentes valeurs de ratios en fonction de la taille des bassins versants.

La transformation pluie-débit réalisée par le modèle hydrologique MORDOR au sein de la méthode SCHADEX produit, à conditions de simulations similaires, des estimations de débits extrêmes inférieures à celles estimées grâce à la transformation pluie-débit du modèle UBC Watershed Model au sein de la méthode SEFM et PMF. Une comparaison des structures et des performances des deux modèles forcés par les mêmes entrées pourrait expliciter ces résultats. De plus, une perspective intéressante pourrait être de substituer le modèle hydrologique MORDOR

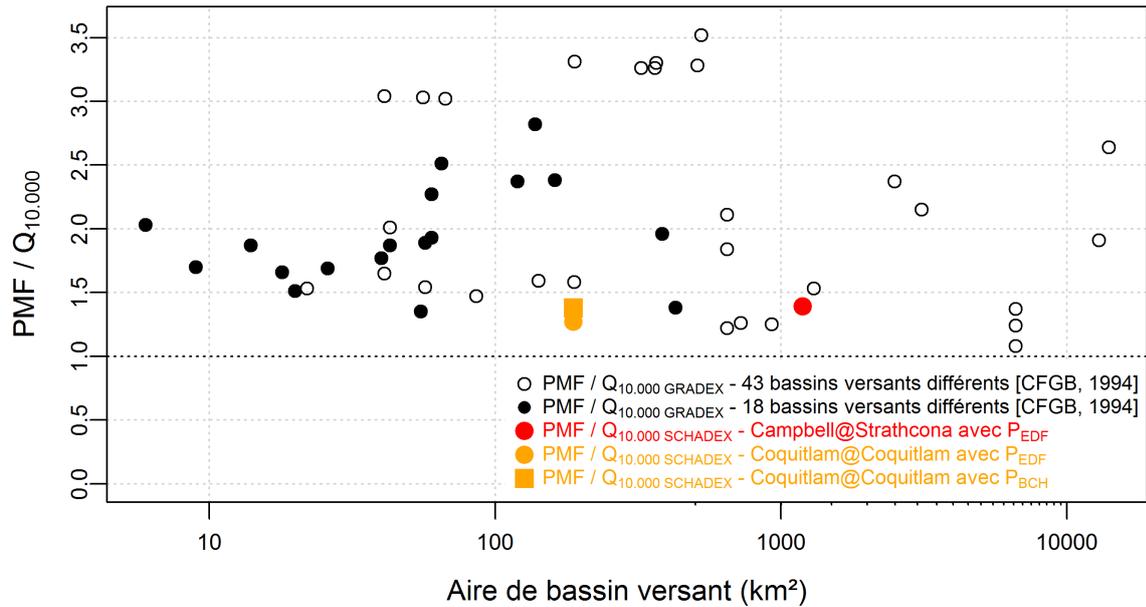


FIGURE 4.25: Ratios calculés entre des valeurs de PMF et de débits de période de retour 10 000 ans (estimés par les méthodes GRADEX et SCHADEX) en fonction des aires de bassins versants.

(classiquement utilisé dans la méthode SCHADEX) par le modèle hydrologique UBC Watershed Model.

Cette communication illustre la grande nécessité de réaliser des estimations de pluies et crues extrêmes avec les mêmes entrées hydroclimatiques (et notamment des séries de pluies de bassin construites avec les mêmes hypothèses) pour réaliser une comparaison rigoureuse de méthodes de prédétermination.

4.5 Conclusions générales

Les résultats présentés dans les sections précédentes ont permis de confirmer la robustesse des différents modèles utilisés dans la méthode SCHADEX. La définition de type de temps peut être établie à partir de réanalyses (e.g. types de temps autrichiens) ou de séries locales de pluie (e.g. types de temps canadiens) et permet d'avoir une variable robuste pour discriminer des sous-populations de pluies fortes à une échelle régionale. Le modèle hydrologique MORDOR reproduit avec de bonnes performances l'hydrologie moyenne (régime) comme l'hydrologie des forts débits (distribution des débits classés) dans différents contextes hydroclimatiques. S'il est impossible d'évaluer la justesse des estimations de débits extrêmes réalisées par la méthode SCHADEX, une comparaison entre les crues observées et les crues simulées semble révéler que le processus de simulation de la méthode SCHADEX permet de croiser efficacement les aléas pluies extrêmes et saturation du bassin versant dans différents contextes hydroclimatiques observés. La méthode SCHADEX semble donc pouvoir prédéterminer les crues extrêmes de bassins pluvio-niveaux de tailles moyennes.

L'application de la méthode SCHADEX sur des bassins de Colombie-Britannique a permis de confronter ces différents modèles à l'oscillation globale El Niño. Le modèle MEWP de prédétermination de pluies extrêmes "capte" des différences significatives en terme de fréquences d'occurrences des pluies centrales entre les hivers El Niño et les hivers La Niña, mais aucune différence significative en termes d'intensités des pluies centrales. En combinant les évolutions de ces deux paramètres (fréquences des pluies centrales et intensités des pluies centrales par type de temps), le modèle MEWP ne génère pas d'estimations de pluies centrales extrêmes différentes. Ce résultat semble particulièrement intéressant : des variations significatives de fréquences d'occurrences de types de temps et de pluies centrales par types de temps n'influencent pas significativement l'estimation de pluies centrales extrêmes avec le modèle probabiliste MEWP. Seules des variations significatives de l'intensité des pluies centrales semblent pouvoir influencer fortement sur les valeurs de pluies extrêmes estimées à partir du modèle MEWP. Un "calcul de coin de table" a été réalisé sur le bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam (présenté dans la section 4.3.9), pour quantifier l'impact des oscillations El Niño sur les conditions de saturation des bassins versants simulées par le modèle hydrologique MORDOR. Cet exercice semble notamment mettre en évidence une proportion plus importante de journées vues comme étant saturées par MORDOR lors des hivers La Niña. Il serait particulièrement intéressant de prolonger l'exercice jusqu'à l'estimation de débits extrêmes avec la méthode SCHADEX sur plusieurs bassins versants, afin de quantifier l'impact de ces différents conditions de saturation des bassins versants en terme de distributions de débits extrêmes.

Les estimations SCHADEX réalisées sur les deux bassins versants canadiens ont de plus été comparées avec d'autres résultats obtenus par différentes méthodes d'estimation, notamment des estimations déterministes *Probable Maximum Precipitation* (PMP) / *Probable Maximum*

Flood (PMF). Ces comparaisons ont confirmé les fortes différences entre les valeurs de PMF et les crues de périodes de retour 10 000 ans estimées par la méthode SCHADEX, d’ores et déjà identifiées par CFGB (1994) pour 43 bassins versants différents avec la méthode du GRADEX (Guillot & Duband, 1967). Néanmoins, ces différences sont moins importantes en termes d’estimation de pluies extrêmes (*i.e.* lorsque les valeurs de PMP et les pluies de période de retour 10 000 ans sont comparées) : les valeurs de PMP sont proches, voire inférieures à la valeur de pluies de période de retour 10 000 ans. Cette observation soulève plusieurs questions quant aux séries de pluies de bassins utilisées, à la transformation pluie-débit réalisée (transformant une valeur de PMP en une valeur de PMF) et aux conditions hydrométéorologiques défavorables (stock de neige de période de retour 100 ans, températures permettant la fonte du manteau neigeux, etc.) considérées lors de la simulation hydrologique générant la valeur de PMF. Plus généralement, cette comparaison met en évidence la nécessité d’utiliser les mêmes séries hydrométéorologiques observées en entrée des méthodes considérées, afin de réaliser une comparaison rigoureuse d’estimations de pluies et débits extrêmes.

Enfin, les différentes applications de la méthode SCHADEX sur des bassins versants “étrangers” ont permis de confirmer certains acquis, comme par exemple la nécessité de travailler avec de longues séries de données de bonne qualité. Ces expériences ont de plus mis en évidence certains points sensibles de la méthode SCHADEX. La dépendance statistique entre les épisodes pluvieux majeurs (pluies centrales) et les pluies antérieures (*i.e. la fréquence d’occurrence des épisodes pluvieux majeurs est-elle plus importante après des journées pluvieuses, ou non ?*) s’est notamment révélée être un élément important à quantifier pour assigner une probabilité “juste” aux crues générées par le processus de simulation SCHADEX, notamment en Colombie-Britannique. Cette région est en effet différente de la France en terme de dépendance probabiliste entre les épisodes centrés et les pluies antécédentes. Néanmoins, des similarités peuvent exister entre cette région du monde et certains bassins versants fortement influencés par les flux océaniques, induisant des épisodes pluvieux pouvant s’étaler sur plusieurs jours.

5

Sensibilité des estimations SCHADEX à la variabilité climatique observée

"Les statistiques, c'est comme les bikinis : ça donne des idées, mais ça cache l'essentiel."

Coluche.

5.1 Introduction

Ce chapitre est essentiellement basé sur un article actuellement en révision pour *Water Resources Research*¹ :

Sensitivity analysis of SCHADEX extreme flood estimates to observed hydro-meteorological variability.

Brigode, P.^{1,2}, Bernardara, P.¹, Paquet, E.³, Gailhard, J.³, Garavaglia, F.³, Merz, R.⁴, Mićović, Z.⁵, Lawrence, D.⁶ et Ribstein, P.² (2013).

En révision, *Water Resources Research*.

¹ LNHE, R&D, Électricité de France, Chatou, France.

² UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³ DMM, DTG, Électricité de France, Grenoble, France.

⁴ UFZ Helmholtz Centre for Environmental Research, Halle, Germany.

⁵ BC Hydro, Engineering, Burnaby, BC, Canada.

⁶ Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), Oslo, Norway.

5.2 But et résumé de l'article en français

Les méthodes de simulations stochastiques de crues sont basées sur l'analyse statistique de crues simulées par un modèle hydrologique pluie-débit, forcé par une série de pluies, elles-mêmes simulées par un modèle probabiliste de pluie. Ces deux modèles sont généralement calés grâce à des séries hydrométéorologiques observées, potentiellement caractérisées par de fortes variabilités naturelles et/ou instationnarités dans le temps. *L'objectif de cet article est de proposer et de tester une méthodologie visant à quantifier la sensibilité des estimations de crues extrêmes à la variabilité hydro-météorologique observée.* Cette analyse vise à identifier les variables susceptibles de changer dans le futur qui influent le plus sur l'estimation de débits extrêmes. La méthodologie développée consiste en un ensemble d'expériences de "block-bootstrap" : pour chaque expérience, 100 sous-périodes de calage sont générées à partir d'un bootstrap des séries entières de données, puis utilisées pour réaliser 100 calages d'un modèle particulier (par exemple le modèle probabiliste de pluie) dont la structure et la méthode de calage restent constantes.

Cette méthode a été testée en appliquant la méthode SCHADEX de simulation de crues à six bassins versants localisés dans différentes régions du globe (trois bassins français, un bassin autrichien, un bassin canadien et un bassin norvégien). Les résultats obtenus montrent tout d'abord que la variabilité observée de l'aléa pluie a un impact significatif sur l'estimation des

1. Site internet de la revue : <http://www.agu.org/journals/Wr/>.

crues extrêmes. Plus particulièrement, l'analyse de sensibilité a permis d'identifier, pour chaque bassin versant considéré, le ou les paramètres du modèle probabiliste qui pilotent l'estimation des pluies extrêmes et donc l'estimation finale de crues extrêmes. Certains bassins versants sont en effet caractérisés par un type de temps particulier et une saison particulière qui "portent" la majorité de l'aléa pluie. Par exemple, pour le bassin du Tarn à Millau, les épisodes pluvieux de type de temps français 4 (correspondant à des circulations méditerranéennes) observés durant les mois d'octobre et de novembre pilotent l'aléa pluie et l'aléa crues extrêmes. Ensuite, la considération de plusieurs périodes de calage du modèle hydrologique, et donc de plusieurs jeux de paramètres de ce modèle, génère une importante dispersion des estimations de débits extrêmes. De nombreux indicateurs ont été estimés sur chaque sous-période de calage considérée pour expliquer cette dispersion importante par des caractéristiques particulières de la période de calage, mais ces tentatives ont été peu fructueuses. La présence ou non des plus fortes crues dans les différentes sous-périodes de calage semble néanmoins jouer un rôle important dans la dispersion finalement obtenue en terme d'estimations de débits extrêmes. Enfin, la variabilité de l'aléa de saturation du bassin versant a un impact non-significatif sur l'estimation des débits extrêmes.

Un point important mis en évidence par cette analyse de sensibilité est le rôle prépondérant joué par les horsains (*i.e.* les épisodes difficilement comparables aux autres épisodes observés de part leur intensité) au sein de la période de calage des modèles constituant les méthodes de simulation de crues. Les estimations de crues extrêmes réalisées sur des bassins versants caractérisés par la présence d'un horsain semblent être totalement dépendantes de la présence ou non de cet événement au sein de la période de calage. Enfin, l'application de cette méthodologie est particulièrement intéressante pour l'identification des facteurs générateurs de crues pour chaque bassin versant considéré. De ce fait, cette analyse de sensibilité constitue une première étape nécessaire à réaliser avant d'entamer une étude d'impact du changement climatique sur les crues extrêmes, permettant de mettre en évidence les variables et processus les plus explicatifs de la genèse de crues sur chaque bassin versant considéré, et donc de s'attacher plus particulièrement à la description future de ces éléments particuliers.

5.3 Résumé en anglais

The stochastic simulation methods are based on the statistical analysis of flood series simulated by rainfall-runoff models which are forced by rainfall series simulated by rainfall probabilistic models. Usually, both of these models are calibrated over observed hydrometeorological series, which may be subject to significant variability and/or unstationnarity over time. The general aim of this study is thus to propose and to test a methodology for performing a sensitivity analysis of extreme flood estimations to observed hydro-meteorological variability. The methodology consists of performing a set of block-bootstrap experiments : for each experiment, the data used for calibration of a particular model (e.g. the rainfall probabilistic model) is bootstrapped while the model structure and the calibration process are held constant. The SCHADEX extreme flood estimation method has been applied over six catchments located in different regions of the world. The results show first that the variability of observed rainfall hazard has the most significant impact on the extreme flood estimations. More specifically, the sensitivity analysis allows finding, for each considered catchment, which rainfall probabilistic parameter is driving the rainfall hazard estimates and thus the final extreme flood estimations. Then, the consideration of different rainfall-runoff calibration periods generates a significant spread of extreme flood estimated values. Explaining the obtained differences in terms of particular characteristics of the different calibration sub-periods is a challenging task. Finally, the variability of the catchment saturation hazard has a non-significant impact on the extreme flood estimates. An important point raised by this study is the dominating role played by outliers within the observed records for extreme flood estimations. Finally, this methodology is particularly interesting for identifying the most important flood-producing factors of each catchment. Thus, this sensitivity analysis provides a necessary basis for climate change impact studies on extreme floods since the future evolution of the most relevant parameters could be more specifically studied and quantified.

5.4 Introduction

5.4.1 Uncertainty of Extreme Flood Estimations

Extreme flood estimation methods have been developed over many years and represent the combined work of the hydrological and statistical communities. These methods allow one to define a probability distribution for extreme streamflows and thus to assign an average return period to extreme streamflow values based on their probability. Validation of proposed extreme flood estimates is critical but not easily achieved, as extreme flood observations are by definition very rare. In some cases, historical events which occurred prior to an observed streamflow series can be used to represent events over longer timescales, although there is much uncertainty associated with such extrapolations. Moreover, the observed hydro-meteorological series used for the calibration of an extreme flood estimation method may be subject to significant variability over time, e.g. due to changes in the catchment or river engineering works or even, due to global climate oscillations such as El Niño Southern Oscillations, for example. Given that the assessment of the full range of uncertainty underlying a flood estimate is a difficult task, investigating to what extent the proposed extreme flood values are dependent on the data used for calibration of the method is an important first step.

5.4.2 Classical Flood Frequency Analysis

Traditionally, the probability distribution of the extreme floods is defined by fitting a given probability distribution to the sample of streamflow observations available at the considered site, using extreme value theory (Fréchet, 1927; Gumbel, 1958). Flood frequency analysis is based on rigorous hypotheses of independent and identically distributed properties with respect to the streamflow series considered. Whether or not these hypotheses are met has been questioned (see e.g. Klemeš (2000a,b)) and inconsistencies have been found in different world regions such as New South Wales (Australia) where climate oscillations influence significantly the annual maximum streamflow series (Franks & Kuczera, 2002; Micevski et al., 2006) and such as the Mekong Basin (Southeast Asia) where the inter-annual variability of the Western North Pacific monsoon influences significantly lower Mekong river flood regimes (Delgado et al., 2010). Moreover, the choice of the probability distribution for flood frequency analysis is traditionally based on the statistical properties and on the fit to the data of the probability distribution instead of on a physical consideration of the underlying phenomena leading to, for example, a decomposition of the different processes involved in generating floods (Merz & Blöschl, 2008a,b).

5.4.3 Stochastic Simulation Methods

Approaches based on the statistical analysis of flood streamflow samples simulated by rainfall-runoff models which are forced by simulated rainfall have appeared in the scientific literature over the past two decades (see e.g. by [Calver & Lamb \(1995\)](#); [Franchini et al. \(1996b\)](#); [Cameron et al. \(1999b\)](#); [Blazkova & Beven \(2002\)](#); [Sivapalan et al. \(2005\)](#); [Hingray & Mezghani \(2008\)](#)). These approaches are referred to as “stochastic simulation methods” (see [Boughton & Droop \(2003\)](#) for a review), and they are typically composed of a probabilistic rainfall model coupled with a rainfall-runoff model. The main advantage of these approaches is that the large flood streamflow samples simulated by the rainfall-runoff models should, in principle, reproduce the relevant flood-generating physical mechanisms and that the dynamics of the hydroclimatological processes driving flood generation are also implicitly represented ([Lamb, 1999](#)).

Stochastic simulation methods can be developed within a continuous simulation framework or as a single or series of event-based simulations. The first of these methods necessitates the use of a continuous stochastic rainfall model in order to generate a continuous input for the rainfall-runoff model for the simulation of a continuous streamflow series. Continuous stochastic simulation approaches are thus based on a two-part decomposition of the flood-producing factors : (i) the rainfall hazard described by a stochastic rainfall models and (ii) the hydrological hazard described by a rainfall-runoff model. Due to this problem decomposition into driving factors and hydrological response factors, a sensitivity analysis is potentially more informative for continuous stochastic simulation methods than for classical statistically-based flood frequency approaches. Several studies have shown that continuous stochastic rainfall models are able to reproduce a range of observed rainfall characteristics (e.g. [Rodriguez Iturbe et al. \(1987\)](#); [Cowpertwait \(1995\)](#); [Schmitt et al. \(1998\)](#); [Arnaud & Lavabre \(1999\)](#); [Willems \(1999\)](#); [Olsson & Burlando \(2002\)](#); [Bernardara et al. \(2007\)](#); [Papalexiou et al. \(2011\)](#)). However, reproducing both the distribution of wet and dry rainfall periods and the magnitude of heavy rainfall events is a challenging task (e.g. [Lennartsson et al. \(2008\)](#)). Thus, [Rogger et al. \(2012\)](#) recently highlighted the complexity of stochastic rainfall models as a limitation of continuous simulation methods. The complexity of extreme streamflow estimation exercise is not only due to the stochastic rainfall model but also to the rainfall-runoff model used for the description of catchment saturation hazard (e.g. [Verhoest et al. \(2010\)](#); [Li et al. \(2012\)](#); [Pathiraja et al. \(2012\)](#)). Moreover, [Sivapalan et al. \(2005\)](#) showed that it is necessary to take into account the seasonality of flood generating processes, especially when the rainfall hazard and the catchment saturation hazard are not in phase. Several complete sensitivity analysis approaches have also been proposed for continuous simulation methods. The sensitivity of extreme flood estimations to the catchment saturation hazard has been highlighted by [Franchini et al. \(1996b\)](#) by performing continuous simulations with different values of the rainfall-runoff model parameters controlling catchment saturation hazard. [Cameron et al. \(1999a\)](#) and [Blazkova & Beven \(2002\)](#) quantified extreme flood estimation uncertainties using the GLUE methodology ([Beven & Bin-](#)

ley, 1992) for both the calibration of the rainfall-runoff model and for the calibration of the stochastic rainfall generator. Lamb (1999) tested four different objective functions for the calibration of a rainfall-runoff model used within a continuous simulation process and showed that objective function used for calibration of the rainfall-runoff model influenced significantly the extreme flood estimation. Finally, Hashemi et al. (2000) and Franchini et al. (1999) highlighted the existing interactions between the different parameters of a continuous simulation method and their impacts on extreme flood estimations.

Stochastic event-based simulation methods do not require continuous stochastic rainfall model, but only the simulation of a single or set of rainfall events. Rainfall-runoff models are thus fed with simulated rainfall events to produce flood events. These approaches must adequately reproduce a three-part decomposition of flood-producing factors : (i) the rainfall hazard described with stochastic rainfall models, (ii) the catchment saturation hazard described with hydro-climatological records and (iii) the rainfall-runoff transformation described with rainfall-runoff models. Stochastic event-based simulation methods are, due to its simplicity and fast computational times, widely applied in engineering hydrology, such as the design storm procedure. In this procedure, a particular storm with a known return period is used as an input to an event-based rainfall-runoff model (e.g. Pilgrim & Cordery (1993), p. 9-13). It is then assumed that the simulated peak discharge has the same return period as the storm (e.g. Bradley & Potter (1992)). However, this pragmatic assumption clearly does not account for the role of different processes in determining the relationship between the frequencies of the design rainfall and the derived flood peak, and the resulting return period of the runoff is often overestimated. The relationship between event rainfall and flood runoff probability, often termed as mapping of rainfall to flood return period, is subject of an ongoing scientific discussion (see e.g. Viglione & Blöschl (2009); Viglione et al. (2009)).

5.4.4 Scope of the Paper

The general aim of this study is to propose and test a methodology for performing a sensitivity analysis of extreme flood estimations obtained through an event-based stochastic flood simulation approach. The methodology is thus based on the three-part decomposition of the flood-producing factors inferred by such methods : (i) the sensitivity of extreme flood estimations to the rainfall hazard, (ii) to the catchment saturation hazard and to (iii) the rainfall-runoff transformation. These three factors are first independently investigated. A general sensitivity analysis combining the three flood-producing factors is then performed in order to highlight which of these three factors is most sensitive to differences in calibration data. The methodology is based on the nonparametric bootstrap concept, initially proposed by Efron (1979), and consists of performing a set of block-bootstrap experiments. For each bootstrap experiment performed, the data used for calibration of a particular model (e.g. the rainfall probabilistic

model) is bootstrapped while the model structure and the calibration process are held constant, in order to quantify the sensitivity of the extreme flood estimation method to the particular factor considered.

The methodology will be tested using several applications of the Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits EXtrêmes (SCHADEX) method. SCHADEX is a 'semi-continuous' stochastic simulation method proposed by [Paquet et al. \(2006, 2013\)](#) and [Garavaglia \(2011\)](#) in which the rainfall hazard is simulated on an event-basis while the catchment saturation hazard is simulated through continuous rainfall-runoff modeling. The method is currently in operational use and has been applied at Electricité De France (EDF) since 2006 for estimating design floods for dam spillway design. The sensitivity analysis of the SCHADEX method will be illustrated using six catchments located in different regions of the world and which are characterized by considerable differences in flood seasonality and flood generation mechanisms. The SCHADEX methodology and the bootstrap methodology used is described in [Section 5.5](#), the data sets used are presented in [Section 5.6](#), results obtained are summarized and discussed in [Section 5.7](#), while [Section 5.8](#) draws conclusions.

5.5 Methodology

5.5.1 The SCHADEX Method : a Monte-Carlo Simulation for Extreme Floods Estimation

5.5.1.1 SCHADEX Overview

A brief description of the SCHADEX method and principles is given in this sub-section (for a complete presentation, see [Paquet et al. \(2013\)](#)).

Within the SCHADEX method, extreme floods are assumed to result from the combination of two natural hazards : the precipitation hazard and the catchment saturation hazard. The general idea behind SCHADEX is thus to exhaustively mix these two hazards within a stochastic simulation framework based on a rainfall-runoff model. Note that the SCHADEX stochastic simulation framework applied here uses a daily time-step, although sub-daily applications are also possible. A lumped, conceptual rainfall-runoff model is used here (described in sub-section 5.5.1.3), meaning thus that input series should represent areal averaged values for the catchment. The SCHADEX stochastic simulation framework is a semi-continuous simulation process. Indeed, the areal rainfall hazard is simulated on an event basis, while the catchment saturation hazard is simulated through continuous rainfall-runoff modeling. Rainfall events are simulated rather than a continuous rainfall series. This allows avoiding the complex probabilistic modeling of the structure and intermittency of dry and wet sub-periods. The event duration is *a priori* fixed to three days, and the rainfall events are supposed to have a “triangular shape” (i.e. with a central daily rainfall amount greater than the previous and the following days). The probability distribution of the central (and thus maximum) rainfall considered in this study is described in sub-section 5.5.1.2. Catchment saturation conditions are not stochastically generated but they are rather sampled from the catchment saturation conditions simulated by the rainfall-runoff model forced by historical series of meteorological input (areal rainfall and temperature series), described in sub-section 5.5.1.4. Rainfall and catchment saturation hazards are then coupled, by injecting simulated synthetic rainfall events into the rainfall-runoff simulation. In order to respect the empirical correlation between catchment saturation conditions and rainfall event occurrence, the simulated rainfall events are introduced into the historical rainfall-runoff simulation only where central rainfall events (observed rainy days greater than the previous and the following days) were actually observed, thus replacing the observed events. Thus, the time steps for the synthetic rainfall event injection are the time steps of the historical record where central rainfall events are observed. Finally, up to 2×10^6 different synthetic rainfall events are injected for a complete SCHADEX simulation ; several hundred events are thus generated and injected independently for each observed central day.

SCHADEX final results are thus constituted of millions of simulated floods resulting from different combinations of extreme rainfall events and catchment saturations for each catchment considered. These results are summarized by a Cumulative Distribution Function (CDF) describing daily streamflows simulated by SCHADEX as a function of their empirical return-periods. Note that this representation of the SCHADEX results is a summary of the entire variety of simulated floods, since seasonal or monthly distributions of SCHADEX simulated floods could be plotted and analyzed. Seasonal patterns of the combination of extreme rainfall hazard and catchment saturation hazard are indeed particularly interesting to quantify in order to understand main flood-producing process involved over the studied catchment (Sivapalan et al., 2005).

5.5.1.2 Probabilistic Rainfall Model

The Multi-Exponential Weather Pattern (MEWP) probabilistic model (Garavaglia et al., 2010, 2011) has been used in this study. It is based on a seasonal and weather pattern (WP) sub-sampling of precipitation series. A WP classification has thus to be defined at the regional scale prior to the definition of the MEWP model. An exponential distribution is used to model each of the considered sub-samples (one sub-sample for each season and each WP). Finally, a global MEWP distribution is defined for each catchment as the combination of all the different exponential distributions. The combination is weighted by the frequency of each WP central rainfall observations. The formulation of the MEWP distribution for one particular season is given in Equation 5.1, where i is the studied season, CR are the Central Rainfall observations, j is the studied WP, n_{WP} is the number of WP, p is the CR event probability of occurrence of the WP, F is the marginal distribution, u is the threshold for heavy rainfall observation selection and λ is the parameter of the exponential distribution. Note that we have used here CR to indicate rainfall in order to highlight that the MEWP distributions are not defined, in the SCHADEX framework, using the entire observed precipitation series, but rather, using the central rainfall sample, thus providing a type of Peak-Over-Threshold (POT) sampling of observed daily rainfall series.

$$F^i(CR) = \sum_{j=1}^{n_{WP}} F_j^i(CR) \cdot p_j^i \quad (5.1)$$

$$F^i(CR) = \sum_{j=1}^{n_{WP}} \left[1 - \exp\left(-\frac{CR - u_j^i}{\lambda_j^i}\right) \right] \cdot p_j^i \quad (5.2)$$

The relation between MEWP distribution and annual return period is given in Equation 5.3, where T is the return period in years, n is the size of the rainfall observation sub-sample considered, N is the number of years of the CR series considered.

$$T(CR) = \frac{1}{1 - F(CR)^{\frac{n}{N}}} \quad (5.3)$$

As stated in the introduction section, the use of WP classifications for rainfall sub-sampling represents the main novelty of the MEWP probabilistic model. Moreover, this probabilistic model has been compared with other standard probabilistic models and highlighted as a robust and reliable model over daily rainfall data of France, Spain and Switzerland ([Garavaglia et al., 2011](#)).

5.5.1.3 Rainfall-Runoff Model

Within the SCHADEX method, a rainfall-runoff model is needed for two goals : (i) to model the catchment saturation hazard on the considered catchment and (ii) to transform several thousand “extreme synthetic rainfall event” inputs into extreme floods. The rainfall-runoff model has to, therefore, be calibrated for both objectives, *i.e.* good performances for the average hydrological behavior of the considered catchment (hydrological regime) and the heavy floods observed on the considered catchment.

One daily continuous lumped rainfall-runoff model has been used in this study : the MORDOR model ([Garçon, 1999](#)), developed at EDF and applied over the past fifteen years in many contexts, such as operational flow forecasting (from several hours to several days in advance), seasonal inflows forecasting, hydrological studies, climate change analysis, and others. The MORDOR version used here has a snowpack component, which is used for catchments where snow-processes are not negligible. MORDOR version without the snowpack component has 11 free parameters, while the full MORDOR version with the snowpack component has 22 free parameters. All the parameters are calibrated for each catchment using a genetic optimization algorithm and using an objective function defined (in Equation 5.4) as a combination of (i) [Nash & Sutcliffe \(1970\)](#) Efficiency (NSE) estimated over simulated and observed streamflow series and (ii) NSE criterion estimated over observed streamflow Cumulative Distribution Function (CDF, *i.e.* series of sorted observed streamflow) and simulated streamflow CDF (see [Paquet et al. \(2013\)](#) for further details).

$$NSE_{EDF} = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - \overline{Q_{obs}})^2} \right)^2 + w \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right) \quad (5.4)$$

Note that [Lamb \(1999\)](#) illustrated the strong biases obtained when a hydrological model calibrated using classical criteria based on the sum of squared errors such as NSE score is used

for flood simulation and stated that it is necessary to use objective functions devoted to the good representation of high flows, both in terms of magnitude and timing. Using an objective function combining classical NSE and NSE estimated over simulated and observed streamflow CDF aims thus to address this need. Furthermore, adding a measurement of total flow volume bias is important since it penalizes the parameter sets which produce a biased water budget for the catchment considered.

5.5.1.4 Climatological Record Used to Model Catchment Saturation Hazard

As stated in sub-section 5.5.1.3, a rainfall-runoff model is used for generating realistic samples of catchment saturation hazard. Thus, catchment saturation states during a given simulation period are simulated through the rainfall-runoff model. Internal hydrological variables of the rainfall-runoff model (*i.e.* the levels of the rainfall-runoff model reservoirs) are thus assumed to describe the factors leading to catchment saturation for the given simulation period. Hence a realistic mapping of rainfall to flood return periods is implicitly implemented by a continuous simulation of the catchment saturation hazard and catchment saturation is therefore not explicitly considered as a random variable. The simulation period is thus constituted, following the input data required by the MORDOR rainfall-runoff model, by a temperature series and an areal precipitation series. This combined areal precipitation and temperature series are referred to as the “simulation period” in the following. The SCHADEX simulation periods are assumed to be representative of all of the different catchment saturation states observed for each catchment.

5.5.2 Sensitivity Analysis Methodology

5.5.2.1 General Methodology Overview

The methodology used aims at quantifying the sensitivity of the SCHADEX method to observed hydro-climatic variability. As stated in the introduction, the sensitivity will be firstly assessed for each model constituting the SCHADEX method using independent block-bootstrap experiments (noted “BS” hereafter), and then for all models by a general bootstrap experiment. The general methodology used is illustrated in Figure 5.1. It consists of five parts :

- Definition of a reference SCHADEX result (noted “REF”) for each catchment, using a probabilistic rainfall model and a rainfall-runoff model calibrated over all the available data and using the entire available period of record as the simulation period.
- Quantification of the sensitivity of the SCHADEX flood estimation to the use of 100 different rainfall probabilistic models (“BS RAIN” experiment), calibrated over 100 different sub-periods.

- Quantification of the sensitivity of the SCHADEX flood estimations to the use of 100 different rainfall-runoff model parameter sets (“BS PROCESS” experiment), calibrated over 100 different sub-periods. Note that bootstrap procedures, widely employed in statistical characterization of uncertainty and sensitivity analysis, have been also recently used for calibration of rainfall-runoff models. Thus, [Ebtehaj et al. \(2010\)](#) and [Selle & Hannah \(2010\)](#) show that block-bootstrap allows a better identification of rainfall-runoff model parameters.
- Quantification of the sensitivity of the SCHADEX flood estimations to the use of 100 different sub-periods as simulation periods (“BS SATURATION” experiment).
- Quantification of the most sensitive parameters of the SCHADEX method by using 100 different sub-periods as calibration periods for the rainfall probabilistic model and for the rainfall-runoff model and as simulation periods (“BS ALL” experiment).

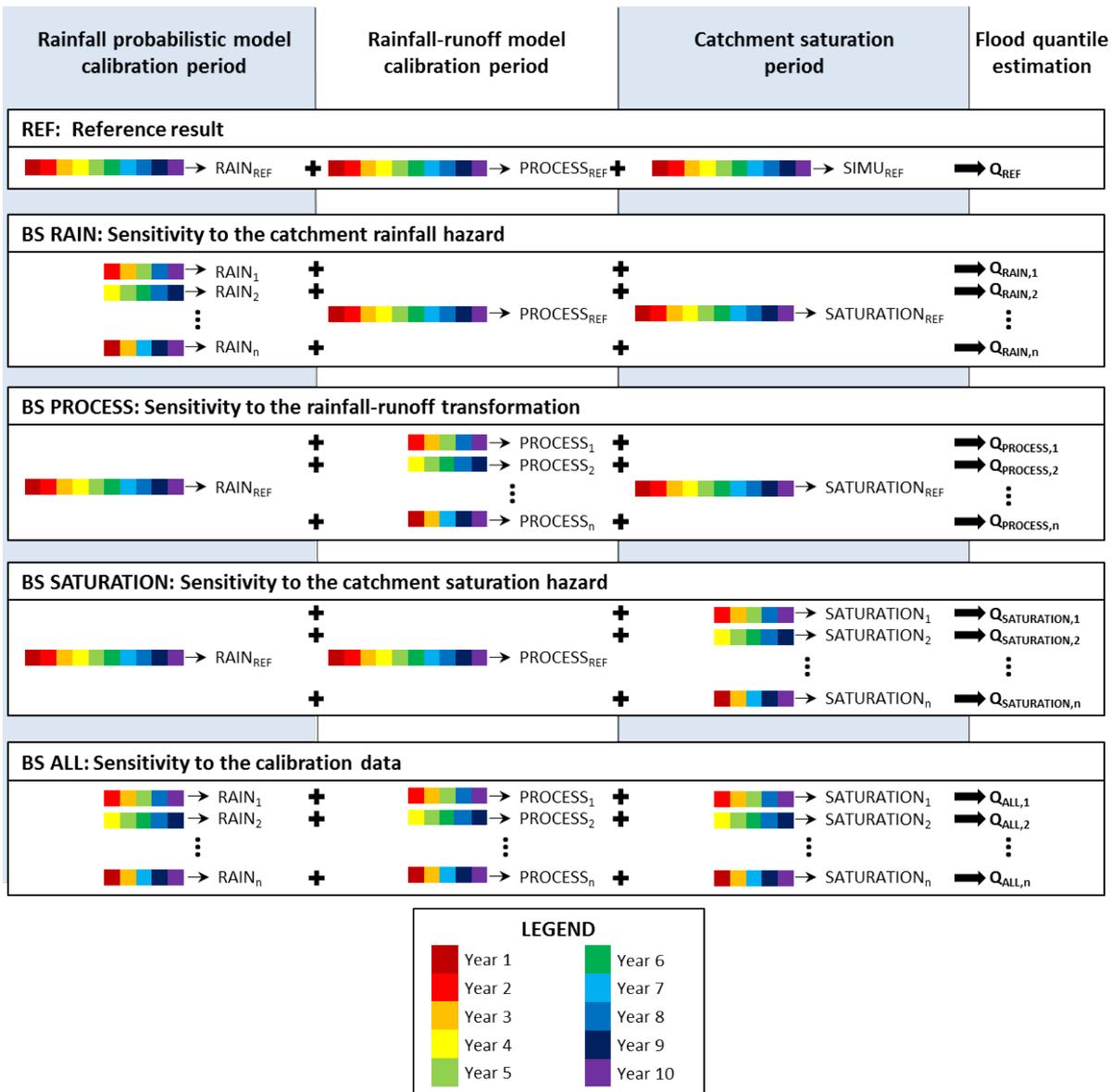


FIGURE 5.1: General methodology used for performing a sensitivity analysis of extreme flood estimation methods.

5.5.2.2 Generation of Sub-Periods Through 1-year Block-Bootstrapping Method

For each block of the four bootstrap experiments performed, 100 sub-periods of 25 years are generated. Blocks are constituted by assembly single years, thus keeping the interannual autocorrelation of temperature, precipitation and streamflow series. Nevertheless, the long-term hydro-climatic autocorrelation is not preserved in this approach. For example, long dry periods which slowly dry up catchment groundwater (typically comprising five or more continuous years) are broken into several non-sequential years in the approach. Note that no replacements have been allowed, meaning that each observed year does not appear more than once in each generated sub-period. The choice of sub-periods length (25 years hereafter) is a subjective choice, made on a trade-off between (i) having long enough record periods for robustly identifying the model parameters needed for the application of the SCHADEX method, and (ii) having short enough sub-periods for examining climatically contrasted sub-periods. Feedback from the 80 SCHADEX studies performed in France over the last six years indicates that 25 years of (good quality) data is the minimal data length required for robust extreme flood estimates using the SCHADEX method.

5.6 Data

5.6.1 Catchments set and Available Data

Six catchments have been studied : three French catchments (the Corrèze river at Brive-la-Gaillarde, the Tarn river at Millau, the Romanche river at Champeau), one Austrian catchment (the Kamp river at Zwettl), one Canadian catchment (the Coquitlam river at the Coquitlam Dam) and one Norwegian catchment (the Atna river at Atnasjø). These catchments are small to medium, with area ranging from 188 to 2170 [km²]. Table 5.1 presents several characteristics of each catchment, described by three daily series : natural streamflow at the outlet, areal precipitation and areal temperature. The lengths of the different observed series are given in Table 5.1. Hydrological regimes are illustrated for each catchment on Figure 5.2. The principle flood driving mechanisms of each catchment are detailed in the following :

- The periods of highest streamflow in the Coquitlam river at the Coquitlam Dam coincide with the heavy winter rainfall events (from October to March) at which time the air temperature may be above freezing at all altitudes in the catchment. These floods may thus be produced by a combination of intense rainfall and snowmelt.
- The periods of highest streamflows in the Kamp river at Zwettl coincide with the heavy summer rainfall events (from July to August).
- The high streamflows of the Atna river at Atnasjø occur particularly during the late spring and early summer reflecting the melting of the seasonal snowpack, with the largest flooding events occurring due to heavy precipitation during this period. The Atna river at Atnasjø is also subject to peak flows resulting primarily from heavy rainfall (although snowmelt can also make a minor contribution) during the late summer and autumn periods.
- Floods are occurring during two different periods for the Corrèze river at Brive-la-Gaillarde : the October-March period where rainfall events are mainly generated by Oceanic circulations and the April-July period where rainfall events are mainly generated by South circulations.
- The Tarn river at Millau is subject to intense floods generated by heavy rainfall events which mainly occur from late September to May and, more particularly, from October to January.
- Finally, the highest streamflows of the Romanche river at Champeau occurs equally during the melting period which is starting in April and is reaching a maximum in June. Rainfall events are generating floods during this high base-flow period. Finally, floods also occur during autumn and arise from heavy rainfall events.

An analysis of the rainfall hazard seasonality has been made for each catchment, in order to group months with similar rainfall hazard in three or four seasons per catchment, typically. Seasonal sub-samples of rainfall events are then constituted for the definition of a MEWP distribution. The seasonal splitting chosen for each catchment is shown in Table 5.2. For example, the season 1 of the Atna at Atnasjø catchment is constituted by the January, the February

TABLE 5.1: General characteristics and available data for the six studied catchments. “QPT” letters stand for “streamflow, areal precipitation and areal temperature series”.

Catchment	Country	Area [km ²]	Median elev. [m]	Principle flood driving mechanisms	QPT series length [yr]
Coquitlam@Coquitlam	Canada	188	802	Rainfall during peak snowmelt period	41
Kamp@Zwettl	Austria	622	744	Rainfall	50
Atna@Atnasjø	Norway	463	1204	Rainfall during peak snowmelt period	38
Corrèze@Brive-la-Gaillarde	France	950	459	Rainfall	30
Tarn@Millau	France	2170	889	Rainfall	62
Romanche@Champeau	France	1000	2169	Rainfall during peak snowmelt period	51

and the March months. A last sampling step is performed for each seasonal WP sub-samples : heavy rainfall events are identified for estimating the scale parameter values of each seasonal WP sub-samples by fitting an exponential distribution. The quantile thresholds considered for the definition of the heavy rainfall event sub-samples are also indicated in Table 5.2. For example, the season 1 heavy rainfall event sub-sample of the Atna at Atnasjø catchment is constituted by the rainfall events greater than the 70% quantile value.

TABLE 5.2: Seasonal splitting chosen for each catchment by looking at heavy rainfall hazard. The quantiles printed in brackets for each season and each catchment are the quantile thresholds considered for the definition of each WP heavy Central Rainfall (*CR*) event sub-samples. These *CR* sub-samples are then used for the estimation of rainfall probabilistic model scale parameter values (cf. Equation 5.1).

Catchment	Season 1	Season 2	Season 3	Season 4
Coquitlam@Coquitlam	ONDJ ($Q_{70\%}$)	FM ($Q_{70\%}$)	AMJ ($Q_{70\%}$)	JAS ($Q_{75\%}$)
Kamp@Zwettl	NDJFMA ($Q_{70\%}$)	MJ ($Q_{60\%}$)	JA ($Q_{80\%}$)	SO ($Q_{70\%}$)
Atna@Atnasjø	JFM ($Q_{70\%}$)	AM ($Q_{80\%}$)	JJASO ($Q_{70\%}$)	ND ($Q_{70\%}$)
Corrèze@Brive	NDFMAM ($Q_{70\%}$)	JJA ($Q_{70\%}$)	SO ($Q_{70\%}$)	-
Tarn@Millau	DF ($Q_{50\%}$)	FMAM ($Q_{80\%}$)	JJAS ($Q_{85\%}$)	ON ($Q_{70\%}$)
Romanche@Champeau	DJFM ($Q_{80\%}$)	AMJ ($Q_{70\%}$)	JA ($Q_{80\%}$)	SON ($Q_{70\%}$)

5.6.2 WP Classifications

Four different WP classifications previously defined have been used for this study as a basis for MEWP model definition :

- Eight French WPs (Garavaglia et al., 2010) have been used for the three French catchments.

- Five Austrian WPs (Brigode et al., 2013a) have been used for the Austrian catchment.
- Five Coastal British Columbia WPs (Brigode et al., 2013b) have been used for the Canadian catchment.
- Four Norwegian WPs (Fleig, 2011) have been used for the Norwegian catchment.

The spatial coverage of the rainfall stations used for the definition of the four regional weather pattern classifications is illustrated on Figure 5.2 with colored boxes.

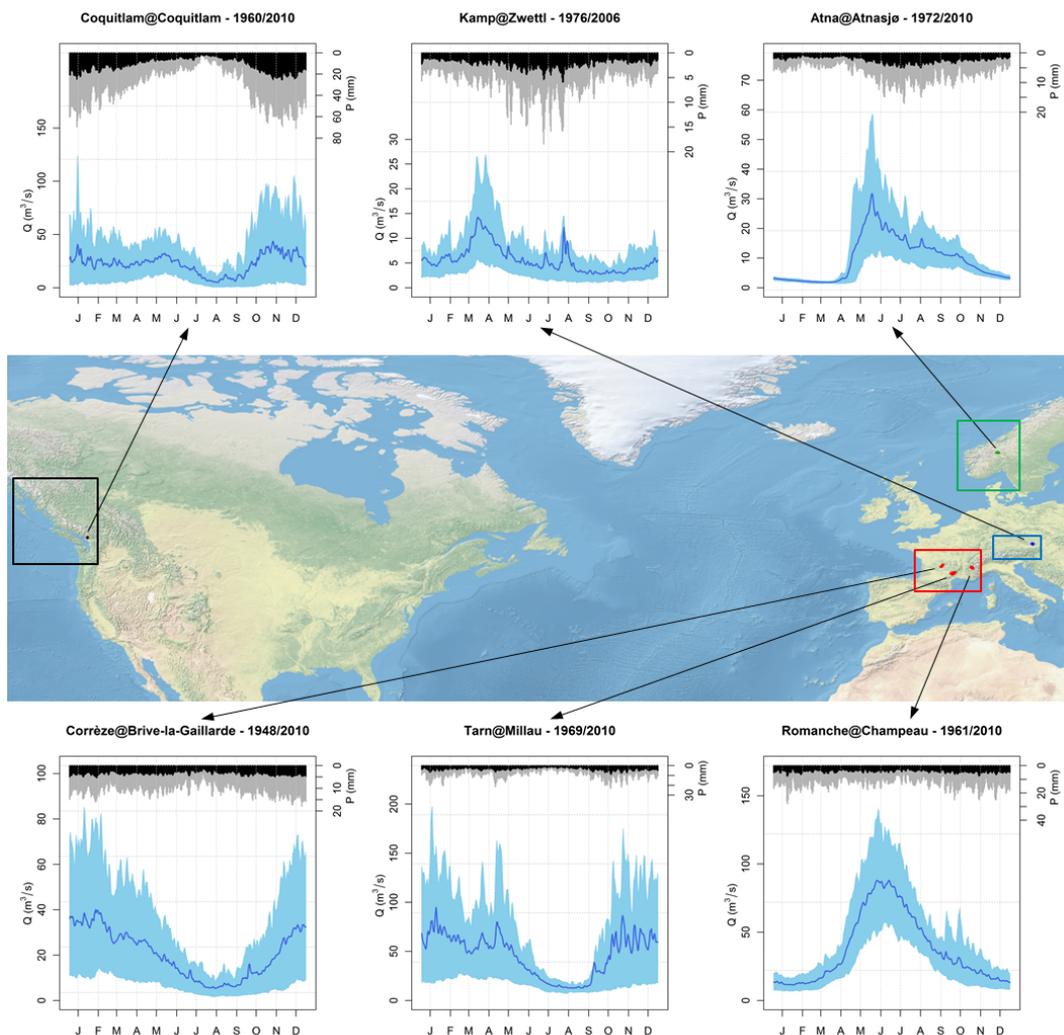


FIGURE 5.2: Location and hydrological regimes of the six catchments studied : three French catchments (the Corrèze river at Brive-la-Gaillarde, the Tarn river at Millau and the Romanche river at Champeau, plotted in red), one Austrian catchment (the Kamp river at Zwettl, plotted in blue) one Canadian catchment (the Coquitlam river at the Coquitlam Dam, plotted in black) and one Norwegian catchment (the Atna river at Atnasjø, plotted in green). The spatial coverage of the rainfall stations used for the definition of the four regional weather pattern classifications is also illustrated with colored boxes. Blue lines are 3-day running mean of daily streamflow, skyblue envelopes are constructed with both 3-day running 0.10 and 0.90 quantiles of daily streamflow, black bars are 3-day running mean of daily precipitation and grey bars are 3-day running 0.90 quantile of daily precipitation.

5.7 Results

The results are presented separately for the four block-bootstrap experiments : (i) flood estimations performed by using different sub-periods as input to the rainfall probabilistic model (BS RAIN), (ii) flood estimations performed by using different sub-periods as the calibration period for the rainfall-runoff model (BS PROCESS), (iii) flood estimations performed by using different sub-periods as the simulation period (BS SATURATION), and (iv) flood estimations performed by using different sub-periods as input of the rainfall probabilistic model, of the rainfall-runoff model and as simulation period (BS ALL).

5.7.1 BS RAIN Experiment

Figure 5.3 presents the 100 extreme rainfall estimations performed with the rainfall probabilistic model calibrated over 100 different sub-periods for each of the six catchments. These estimates are compared with the reference rainfall estimates (performed using the entire record period as calibration period of the rainfall probabilistic model, plotted with orange lines) and with the annual maximum 24-hour rainfall observations, plotted with blue crosses. The distributions of the 100 rainfall estimates are summarized at three particular return periods (10-year, 100-year and 1000-year) with violin plots (plotted with black contours). BS RAIN experiment results show that the rainfall estimations are sensitive to the sub-periods used for calibration of the rainfall probabilistic model. Thus, extreme rainfall estimation ranges are significant for all of the six catchments considered, and the spread in the 100 estimations is particularly large for the Tarn at Millau, the Kamp at Zwettl and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments. The 100 estimations are generally distributed around the reference estimations. However, the median values of the 100 BS RAIN estimations (represented with black points on the violin plots for the three particular return periods) are higher than reference estimations for all catchments except for the Tarn river at Millau catchment (where the median BS RAIN values are similar to the reference estimations) and the Atna river at Atnasjø catchment (where the median BS RAIN values are lower than the reference estimations). BS RAIN estimations over the Kamp catchment at Zwettl are rather particularly distributed. This is due to the presence or absence of the 2002 year within the sub-periods used as calibration of the rainfall probabilistic model, since the August 2002 event is a major “outlier” in the observed distribution. The outlier term reflects an event with a much larger magnitude than other observed heavy precipitation events and which could belong to a different probabilistic distribution (see discussion about “dragon king” terminology in [Sornette & Ouillon \(2012\)](#) for example). Finally, rainfall probabilistic model calibrated over a sub-period containing the year 2002 leads to extreme rainfall estimations which are significantly higher than values estimated with a rainfall probabilistic model calibrated without the year 2002. There are also other cases, for example Atna river at Atnasjø and Corrèze river at Brive-la-Gaillarde for which some of the highest observed rainfall values lie

outside the envelope of simulated estimates, although the discrepancies are not as large as those observed for the Kamp catchment.

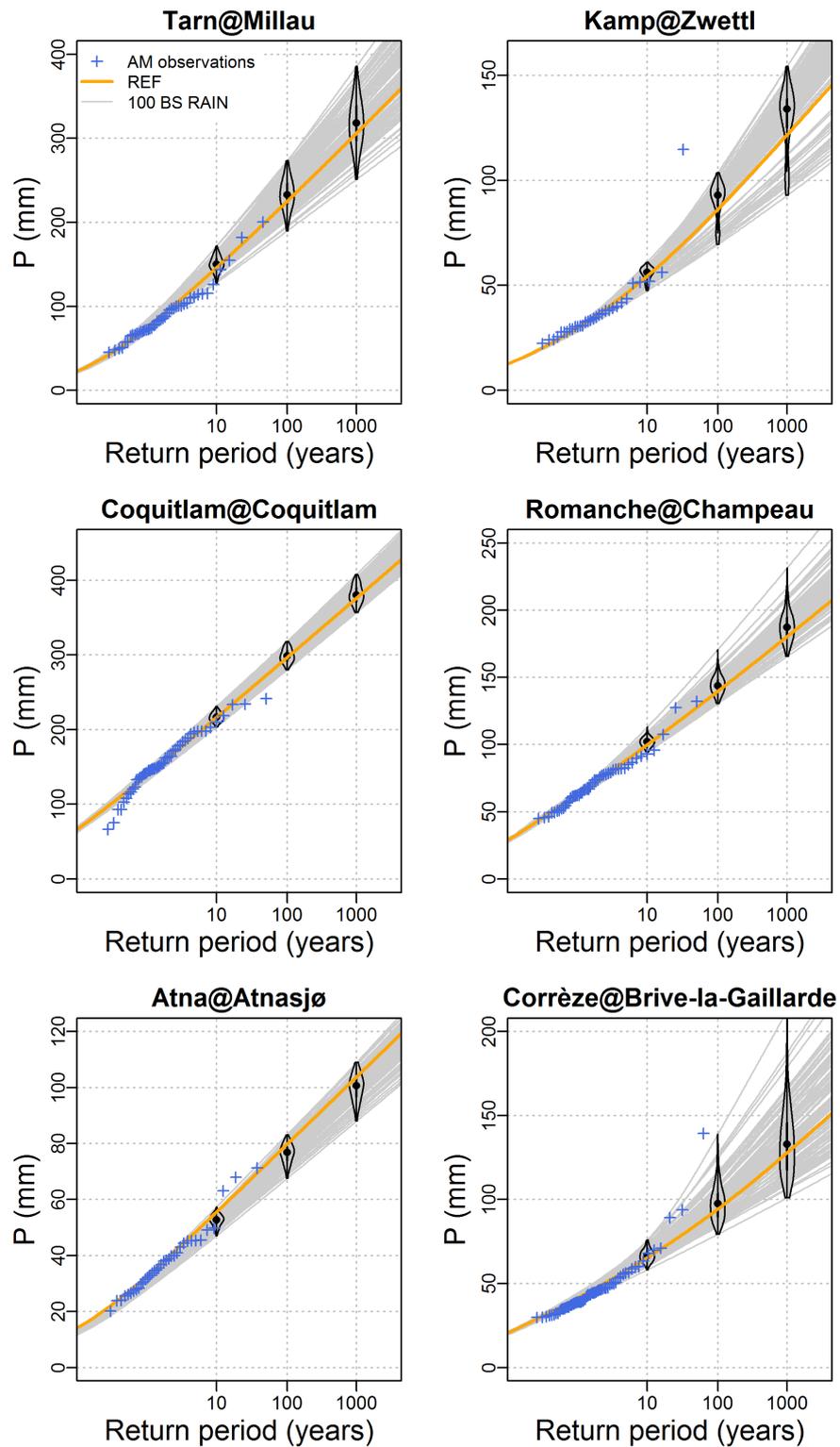


FIGURE 5.3: Results of the BS RAIN experiment : grey lines present for each catchment the 100 rainfall estimations performed with rainfall probabilistic model calibrated over 100 different sub-periods, orange lines present the reference estimation for each catchment and blue crosses presents the annual maximum 24-hour rainfall observations. Finally, violin plots represent the distribution of BS RAIN rainfall estimations for three given return periods (10, 100 and 1000-year).

Figure 5.4 presents the 100 extreme flood estimations performed with rainfall probabilistic model calibrated over 100 different sub-periods, with the reference rainfall-runoff model parameter set and the reference simulation period for each of the six catchments. Each of these simulations is compared with the reference estimations (plotted with orange lines) and with annual maximum 24-hour streamflow observations (plotted with blue crosses). The distributions of the 100 BS RAIN simulations are summarized at three particular return periods (10-year, 100-year and 1000-year) with violin plots (plotted with black contours). Since only the rainfall probabilistic model considered differs between the 100 flood estimations performed in the BS RAIN experiment, comments on the obtained BS RAIN flood estimations are the same as those previously made for BS RAIN rainfall estimations : BS RAIN experiment results show that the extreme flood estimations are sensitive to the sub-periods used for calibration of the rainfall probabilistic model. Thus, extreme flood estimation ranges are significant for all of the six catchments considered, and the spread in the 100 estimations is particularly large for the Tarn at Millau, the Kamp at Zwettl and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments.

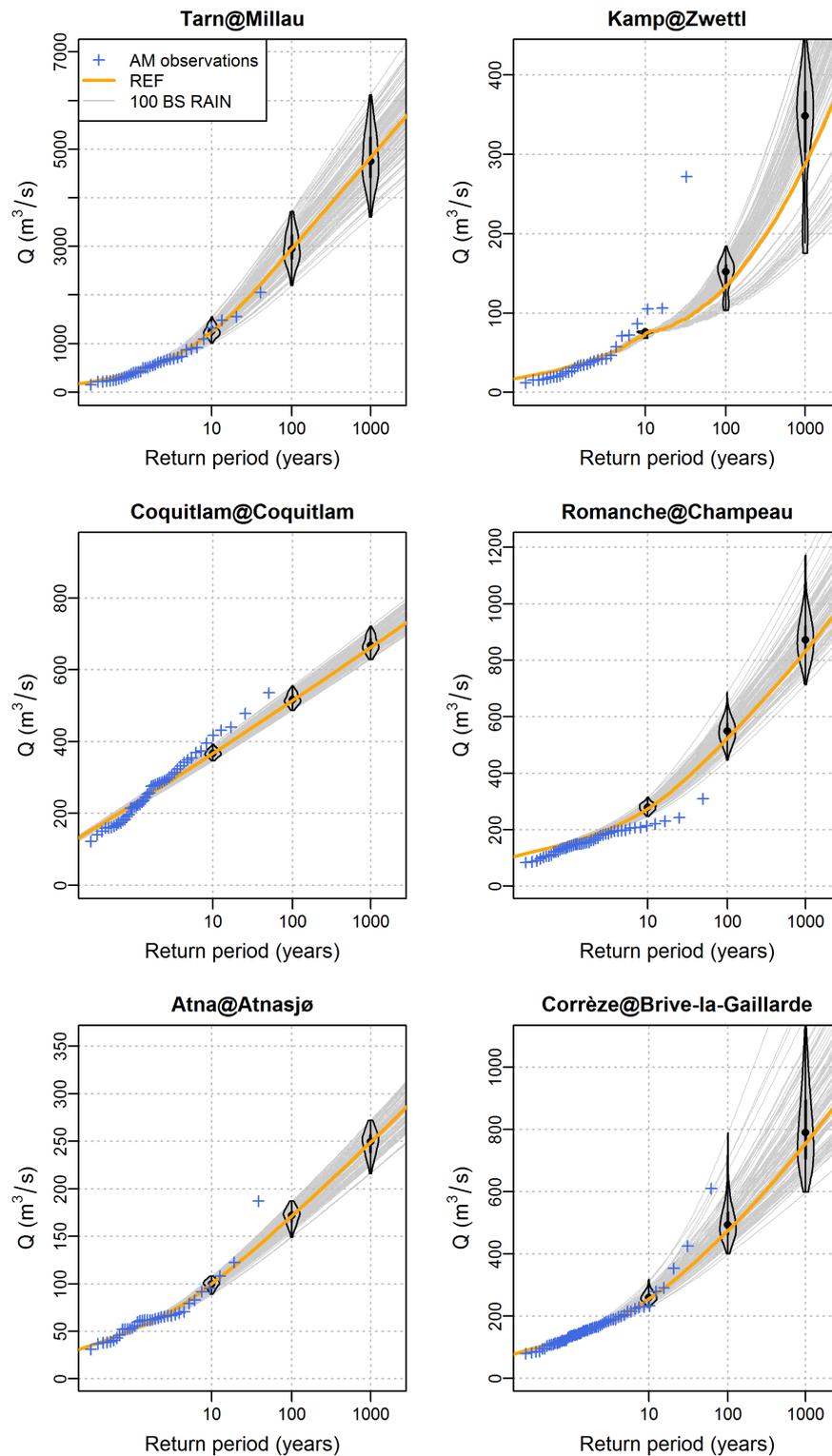


FIGURE 5.4: Results of the BS RAIN experiment : grey lines present for each catchment the 100 flood estimations performed with rainfall probabilistic model calibrated over 100 different sub-periods, orange lines present the reference estimation for each catchment and blue crosses presents the annual maximum 24-hour streamflow observations. Finally, violin plots represent the distribution of BS RAIN flood estimations for three given return periods (10, 100 and 1000-year).

Table 5.3 describes the relationship between chosen rainfall probabilistic model parameters and the estimated 1000-year return period streamflow values (noted Q_{1000} hereafter) in order to understand which rainfall probabilistic model parameter is driving the extreme flood estimations. For each catchment, the Spearman correlation coefficient between the 100 values of Q_{1000} and the scale parameter values obtained over each WP for the one particular season (parameter λ of Equation 5.1, expressed in [mm/24h]) is computed. The season considered is, for each catchment, the “critical one” (*i.e.* the season where the intensity of heavy rainfall events is the highest).

For the Tarn at Millau, the Kamp at Zwettl, the Atna at Atnasjø catchment and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments, the Q_{1000} estimated values are strongly dependent to the scale parameter values of one particular WP. Q_{1000} estimated values of the Tarn at Millau and Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments are strongly dependent on the seasonal values of the French WP4 scale parameter values, with Spearman correlation coefficient of 0.96 and 0.92, respectively. This particular WP is a typical Mediterranean circulation known to be responsible of heavy rainfall events over South-Eastern part of France (Garavaglia et al., 2010). Q_{1000} estimated values of the Kamp at Zwettl catchment are strongly dependent on the seasonal value of the Austrian WP2 scale parameter values, with Spearman correlation coefficient of 0.96. This particular WP is a ‘continental depression’ situation which brings rainy days over the eastern part of Austria (Brigode et al., 2013a). For the Kamp catchment at Zwettl, an analysis of major rainy events (August 1985 and August 2002) reveals that all the major historical events belong to Austrian WP2 (Brigode et al., 2011). Rainfall hazard in this catchment seems thus to be totally driven by the magnitude of WP2 events. Finally, the central role of the August 2002 event (coherently belonging to the Austrian WP2) for the characterization of the rainfall hazard highlighted in Figure 5.3 and 5.4 is confirmed : sub-periods without the year 2002 lead to lower WP2 scale parameter values and thus lower extreme rainfall estimations and lower extreme flood estimations. Q_{1000} estimated values of the Atna at Atnasjø catchment are strongly dependent on the seasonal value of the Norwegian WP2 scale parameter values, with Spearman correlation coefficient of 0.99. This particular WP regroups days which are particularly rainy in Sweden and in the South-eastern part of Norway. The dependence from Q_{1000} estimated values to seasonal scale parameter values of each WP is less clear for the two other catchments. Finally, these four catchments have a heavy rainfall hazard characterized by one particular synoptic genesis, which is the French WP4, the Austrian WP2, the Norwegian WP2 and the French WP4 for the Tarn at Millau, the Kamp at Zwettl, the Atna at Atnasjø catchment and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments, respectively. For the Romanche at Champeau catchment, the scale parameter values are less contrasted between the different French WPs, with a strongest link with WP2 scale parameter values (Spearman correlation coefficient of 0.68). For the Coquitlam catchment at the Coquitlam Dam, highest Q_{1000} estimated values seem to be generated by high scale parameter values of both Coastal BC WP2, WP4 and WP3 (Spearman correlation coefficient of 0.51, 0.41 and 0.38, respectively). These two catchments are thus characterized

by a rainfall hazard generated by different type of synoptic situations.

The same analysis (not shown here) has been performed for the other seasons and for another rainfall probabilistic parameter, the Central Rainfall event probability of occurrence of each WP. It reveals that extreme rainfall estimations (and thus extreme flood estimations) are not significantly influenced by the variability of the Central Rainfall event probability of occurrence of each WP. The scale parameter values of the “critical season” and of the “critical WP” are thus clearly the drivers of extreme flood estimations within the BS RAIN experiment.

TABLE 5.3: Table 3. Spearman correlation coefficient estimated between the 100 BS RAIN estimations of the 1000-year return period streamflow values and the scale parameter values of each weather pattern Central Rainfall sub-samples for the ‘critical season’ of each catchment (cf. Equation 5.1). The highest obtained correlations for each catchment are highlighted in bold.

Catchment	‘At-risk’ season	WP1	WP2	WP3	WP4	WP5	WP6	WP7	WP8
Tarn at Millau	ON	-0.18	-0.01	0.14	0.96	0.01	-0.16	-0.05	-0.25
Kamp at Zwettl	JA	-0.35	0.96	0.13	-0.04	0.07	-	-	-
Coquitlam at Coquitlam	ONDJ	0.13	0.51	0.38	0.41	0.021	-	-	-
Romanche at Champeau	SON	0.08	0.68	0.17	0.16	0.36	0.04	-0.10	0.14
Atna at Atnasjø	JJASO	-0.32	0.99	0.27	-0.12	-	-	-	-
Corrèze at Brive-la-Gaillarde	SO	0.24	0.18	0.02	0.92	0.22	-0.07	-0.01	-0.08

5.7.2 BS PROCESS Experiment

TABLE 5.4: Nash and Sutcliffe Efficiency (1970) estimated over the entire record period for each catchment.

Catchment	REF	BS minimum	BS median	BS maximum
Tarn@Millau				
Kamp@Zwettl				
Coquitlam@Coquitlam				
Romanche@Champeau				
Atna@Atnasjø				
Corrèze@Brive-la-Gaillarde				

Figure 5.5 presents the 100 extreme flood estimations performed with rainfall-runoff model calibrated over 100 different sub-periods for each of the six catchments. Each of these simulations is compared with the reference flood estimations (plotted with orange lines) and with annual maximum 24-hour streamflow observations (plotted with blue crosses). The distributions of the 100 BS PROCESS simulations are summarized at three particular return periods (10-year, 100-year and 1000-year) with violin plots (plotted with black contours). BS PROCESS experiment results show that the extreme flood estimations are sensitive to the sub-periods used as calibration of the rainfall-runoff model. Thus, extreme flood estimation ranges are important for the six catchments considered. The 100 estimations are distributed around the reference estimation, the median values are represented with black points on the violin plots for the three particular return periods. BS PROCESS estimations over the Kamp catchment at Zwettl and over the Atna river at Atnasjø, have especially wide distributions at the larger return periods. Several rainfall-runoff model calibrations for these two catchments produce extreme streamflow estimations which are significantly outside of range of the majority of extreme streamflow estimations. It should be noted that these two catchments are of a similar size (463 [km²] and 622 [km²], for Atna and Kamp catchments, respectively) and that both have a large contribution from snowmelt in flood generation.

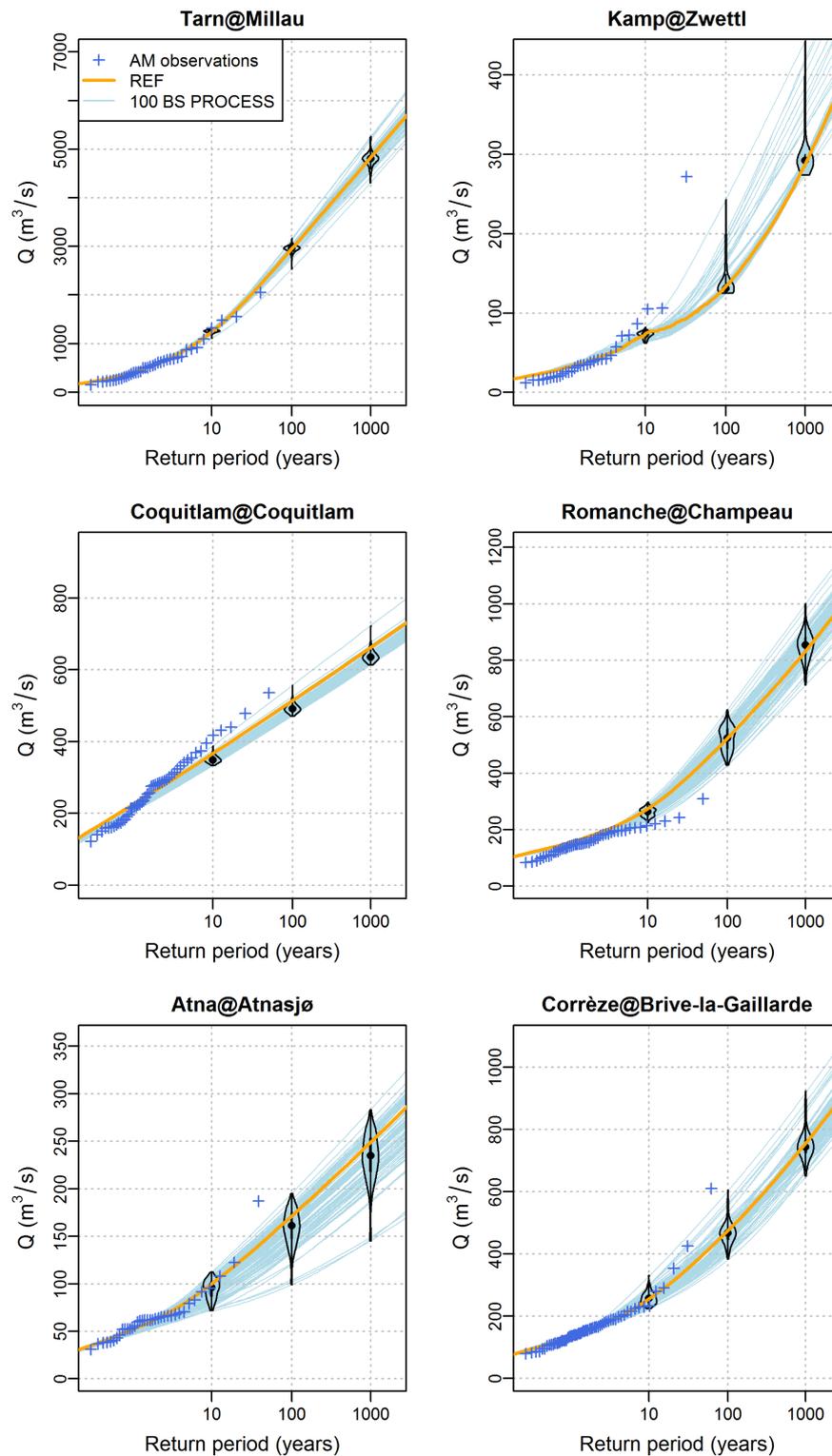


FIGURE 5.5: Results of the BS PROCESS experiment : blue lines present for each catchment the 100 extreme flood estimations performed with rainfall-runoff model calibrated over 100 different sub-periods, orange lines present the reference flood estimation for each catchment and blue crosses presents the annual maximum 24-hour streamflow observations. Finally, violin plots represent the distribution of BS PROCESS flood estimations for three given return periods (10, 100 and 1000-year).

Figure 5.6 aims at exploring differences between the 100 rainfall-runoff model calibrations for each catchment. Since it is impossible to interpret model parameter values for such conceptual models with numerous calibrated parameters, the comparison has been made directly on simulated streamflow. More specifically, extreme flood estimation values have been linked for each catchment to rainfall-runoff simulations of the biggest observed flood. For each of catchment, the 100 rainfall-runoff model parameter sets identified within the BS PROCESS experiment have been used for simulating the day corresponding to the highest observed event (*i.e.* one particular day is selected for each catchment, independent which calibration years are taken). These streamflow simulated values are noted Q_{SIM} hereafter, while the streamflow simulated values obtained using the reference rainfall-runoff model parameter sets are noted Q_{SIMREF} hereafter. The highest observed events are the 5th November 1994 for the Tarn river at Millau, the 8th August 2002 for the Kamp river at Zwettl, the 31st October 1981 for the Coquitlam river at Coquitlam, the 22nd September 1968 for the Romanche river at Champeau, the 1st June 1995 for Atna river at Atnasjø and the 4th October 1960 for the Corrèze river at Brive-la-Gaillarde. Figure 5.6 thus presents, for each catchment, the 100 ratios between Q_{1000} streamflow values obtained within the BS PROCESS experiment and the reference $Q_{1000REF}$ values (y axis) against the 100 ratios between the Q_{SIM} values simulated for the particular day corresponding to the highest observed event and Q_{SIMREF} values simulated for the same day by the reference rainfall-runoff model parameter set (x axis). Finally, the red points are highlighting the parameter sets obtained by calibration on sub-periods which are containing the highest observed events while black points are highlighting the parameter sets obtained by calibration on sub-periods which are not containing the highest observed events. A clear relationship between the highest Q_{1000} estimations and the highest values of simulated annual streamflow maxima is observed for the Kamp river at Zwettl, the Coquitlam at the Coquitlam Dam, the Romanche at Champeau and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments. For these four catchments, the highest Q_{1000} values are estimated by rainfall-runoff model parameter sets which are simulating particularly high values of the highest observed streamflow values, regarding to the other 100 simulations. None clear relationship between the two variables considered is observed for the Tarn river at Millau and the Atna river at Atnasjø. It is important to note that the relative variability of the Q_{1000} estimated values are different within the various catchments, as highlighted by the Figure 5.5 : the differences between the minimum and the maximum Q_{1000} values are particularly large for the Kamp at Zwettl catchment and the Atna at Atnasjø catchment. Interestingly, for the Kamp at Zwettl catchment, the highest Q_{1000} values are estimated by rainfall-runoff model calibrated on sub-periods which are not containing the 2002 year and thus the August 2002 events.

Note that numerous indicators have been tested in order to link hydro-climatic characteristics of the 100 calibration periods and the 100 different flood estimations of the BS PROCESS experiment : mean precipitation values of the calibration periods, aridity index of the calibration periods, number of observed floods within the calibration periods, intensity of observed floods

within the calibration periods, etc. Nevertheless, none clear relationship has been observed between one of this indicator and the extreme flood estimations.

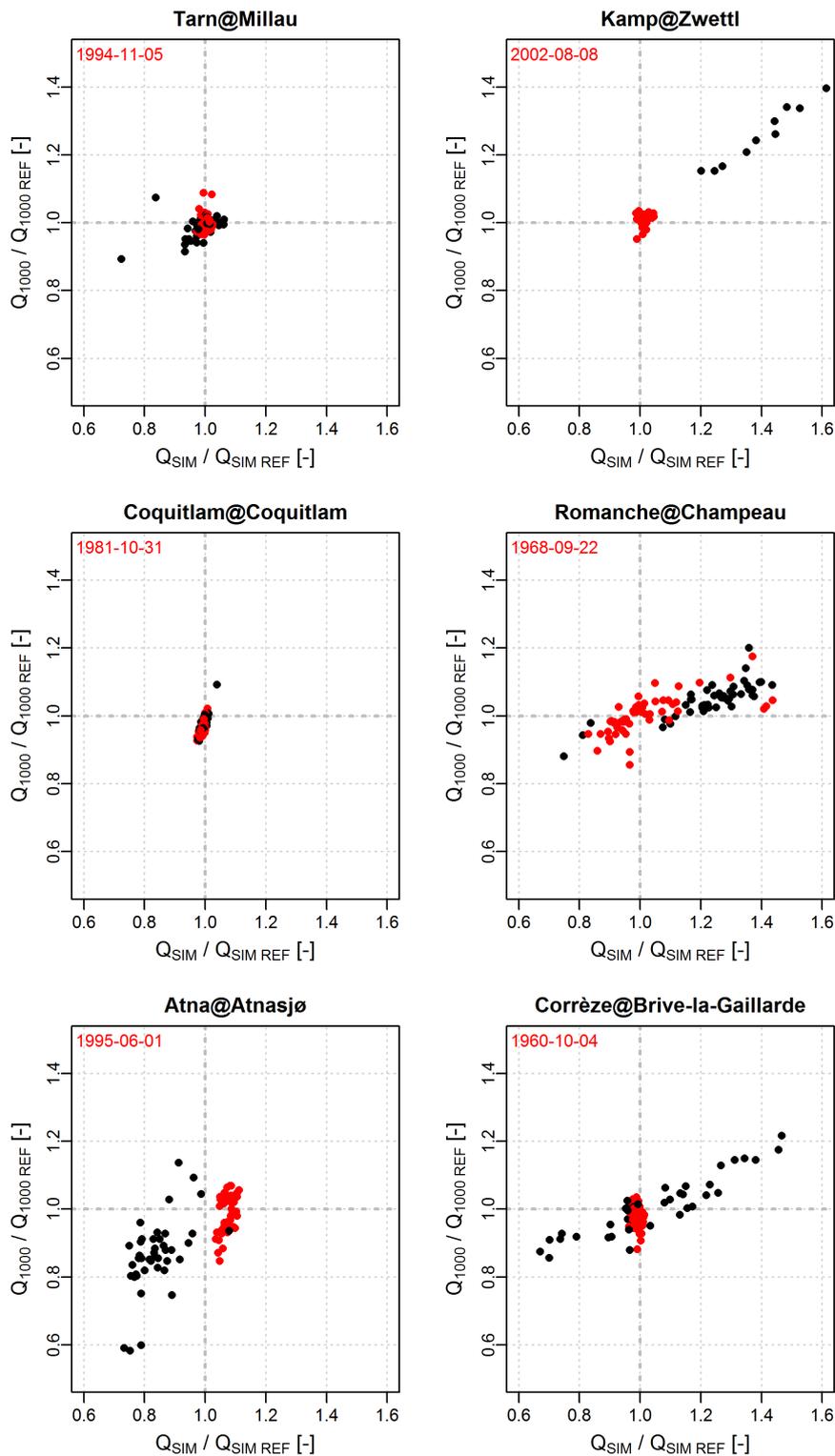


FIGURE 5.6: Ratios between Q_{1000} streamflow values obtained within the BS PROCESS experiment and the reference Q_{1000} values (y axis) plotted against ratios between the values simulated for the particular day corresponding to the highest observed event and the reference simulated values for the particular day (x axis). The dates of the highest observed events are specified for each catchment in red. For each catchment, red points are highlighting the parameter sets obtained by calibration on sub-periods which are containing the highest observed events while black points are highlighting the parameter sets obtained by calibration on sub-periods which are not containing the highest observed events.

5.7.3 BS SATURATION Experiment

Figure 5.7 presents the 100 flood estimations performed with 100 different sub-periods as simulation periods for each of the six catchments. Each of these simulations is compared with the reference flood estimations (plotted with orange lines) and with annual maximum 24-hour streamflow observations (plotted with blue crosses). The distributions of the 100 BS SATURATION simulations are summarized at three particular return periods (10-year, 100-year and 1000-year) with violin plots (plotted with black contours). BS SATURATION experiment results indicate that the extreme flood estimations are non-sensitive to the sub-periods used as simulation periods for the catchments considered. The lack of a significant spread in the estimations is similar for all of the catchments, and contrasts quite strongly with Figures 5.4 and 5.5.

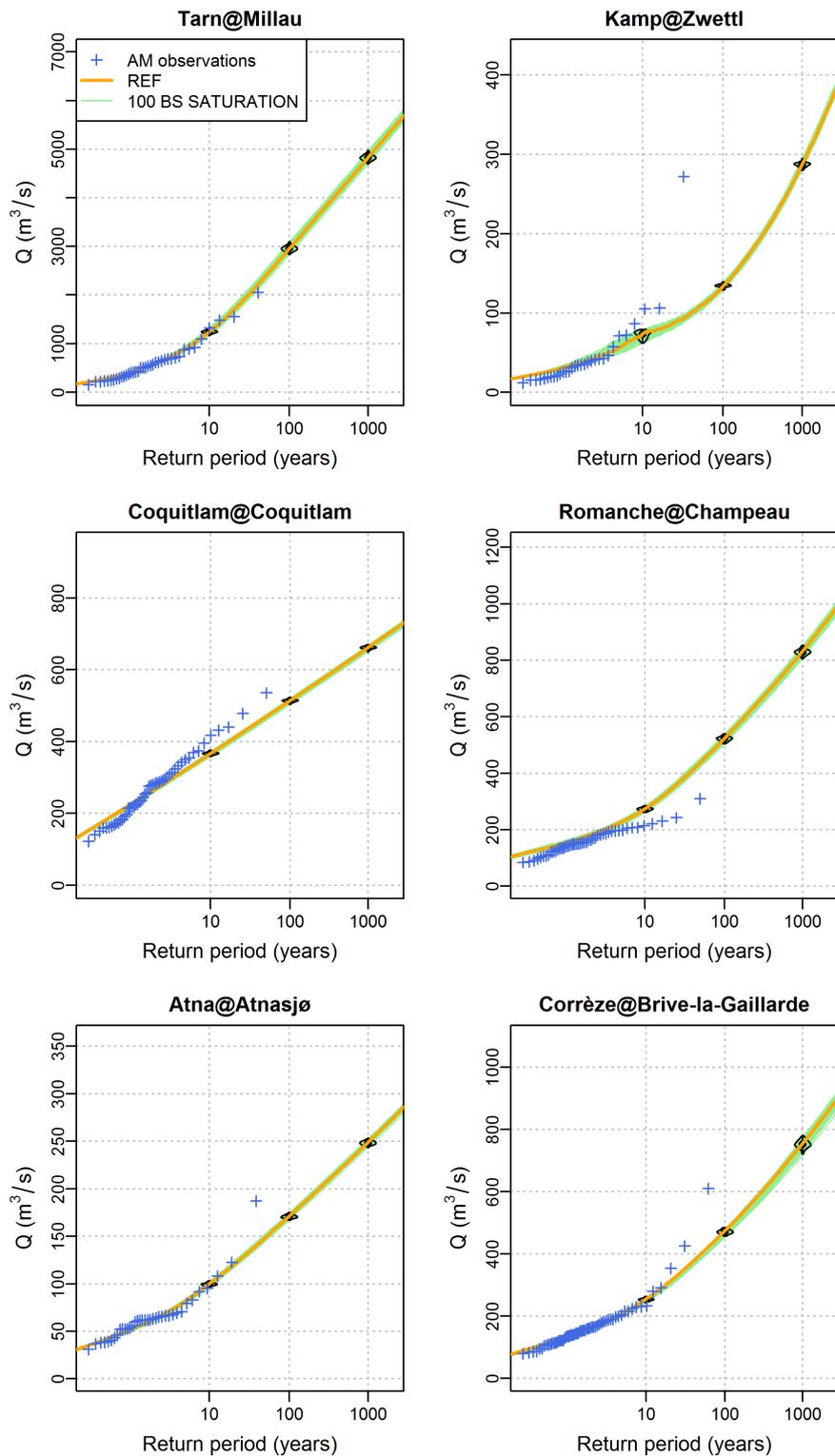


FIGURE 5.7: Results of the BS SATURATION experiment : green lines present for each catchment the 100 flood estimations performed with 100 different simulation periods, orange lines present the reference flood estimation for each catchment and blue crosses presents the annual maximum 24-hour streamflow observations. Finally, violin plots represent the distribution of BS SATURATION flood estimations for three given return periods (10, 100 and 1000-year).

5.7.4 Comparison of the SCHADEX Model Sensitivities

Figure 5.8 presents a comparison of Q_{1000} values estimated by the three BS experiment and the reference flood estimations for each catchment. For the six catchments, the variability generated by the use of different simulation periods (BS SATURATION) does not imply a significant variability in the extreme flood estimations. Nevertheless, the use of different sub-periods as calibration period for the rainfall probabilistic model (BS RAIN) and the rainfall-runoff model (BS PROCESS) induces a large variability in the Q_{1000} estimations for the six catchments considered. The variability in the Q_{1000} estimations is higher for the BS RAIN experiment than for the BS PROCESS experiment, and is particularly large for the rainfall-driven catchments (the Tarn at Millau, the Kamp at Zwettl and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments). Note that the median of the BS RAIN estimations are higher than reference estimations for all catchments except for the Tarn river at Millau catchment, unlike for the median of the BS PROCESS estimations, which are higher for two catchments (the Kamp at Zwettl and the Romanche at Champeau catchments) and lower for the other four catchments (the Tarn at Millau, the Coquitlam at Coquitlam, the Atna at Atnasjø and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments). In conclusion, the observed hydro-meteorological variability is strongly influencing the extreme streamflow estimations through the sensitivity of the rainfall probabilistic model and of the rainfall-runoff model to their calibration periods.

5.7.5 BS ALL Experiment

Figure 5.9 presents the BS ALL experiment results, showing the 100 Q_{1000} values estimated against the 100 scale parameters of the rainfall probabilistic model estimated as the drivers of rainfall hazard for each catchment in Table 5.3. Moreover, the Q_{SIM}/Q_{SIMREF} ratios (estimated as for the BS PROCESS experiment) of the BS ALL experiment are represented with the color of each dot. Thus, the shapes of the dot clouds are indicators of the link between Q_{1000} estimations and rainfall probabilistic model while the color gradients are indicators of the link between Q_{1000} estimations and rainfall-runoff model. The influence of the scale parameter values of the ‘critical WP’ is clearly highlighted, especially for the rainfall-dominated catchments where a particular WP is highly critical and clearly driving the rainfall hazard : the Tarn river at Millau, the Kamp river at Zwettl, and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments. For these catchments, the highest Q_{1000} values are estimated when a sub-period with high ‘critical WP’ scale parameters values are considered. Even if several WPs appeared to be responsible for heavy rainfall events over the Coquitlam river at Coquitlam (line 3 of Table 5.3), values of the Coastal BC WP2 scale parameter seem to be linked with Q_{1000} estimated values. For the Atna and the Romanche rivers, the influence of the critical WPs on the BS ALL Q_{1000} estimations is less clear. The influence of the rainfall-runoff model is not straightforward for the six studied catchments. For the Tarn at Millau and the Coquitlam at Coquitlam catchments, no significant influence of the rainfall-runoff model calibration on the Q_{1000} estimation is found. For the Atna at Atnasjø catchment, the lowest Q_{1000} estimated values seem to be due to rainfall-runoff model parameter sets which are simulating particularly low values of the highest observed streamflow values, regarding to the other simulations (the lowest points are colored in blue). For the Romanche at Champeau catchment, the role of the rainfall-runoff model parameter sets is not clear. Finally, the Kamp at Zwettl and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments BS ALL results reveal interesting influence limits of the rainfall-runoff model : it seems that higher the scale parameter values of the critical WP is, less important the rainfall-runoff parameter set is. Thus, for the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchment, the extreme flood estimations characterized by scale parameter values higher than the reference value are not influenced by the rainfall-runoff model calibration. Oppositely, the extreme flood estimations characterized by scale parameter values lower than the reference value are influenced by the rainfall-runoff model calibration : highest Q_{1000} values are estimated by rainfall-runoff model parameter sets which are simulating particularly high values of the highest observed streamflow values. Finally, for the Kamp at Zwettl catchment, the extreme flood estimations characterized by scale parameter values higher than the reference value are simulations performed considering the August 2002 event, while other simulations are not considering this event within the calibration period.

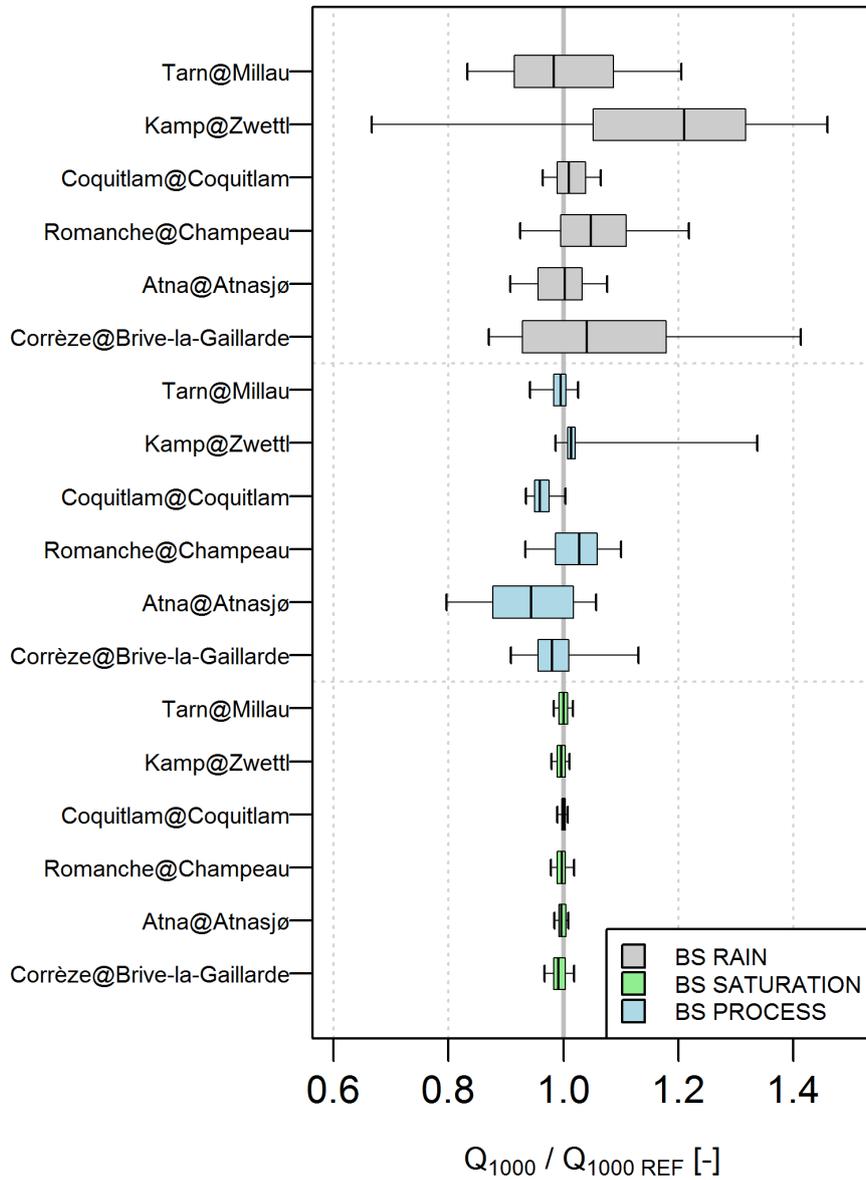


FIGURE 5.8: Comparison between the BS RAIN, BS PROCESS and BS SATURATION Q_{1000} estimated values and the reference flood estimations for each catchment. The boxplots show the 0.05, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.95 percentiles.

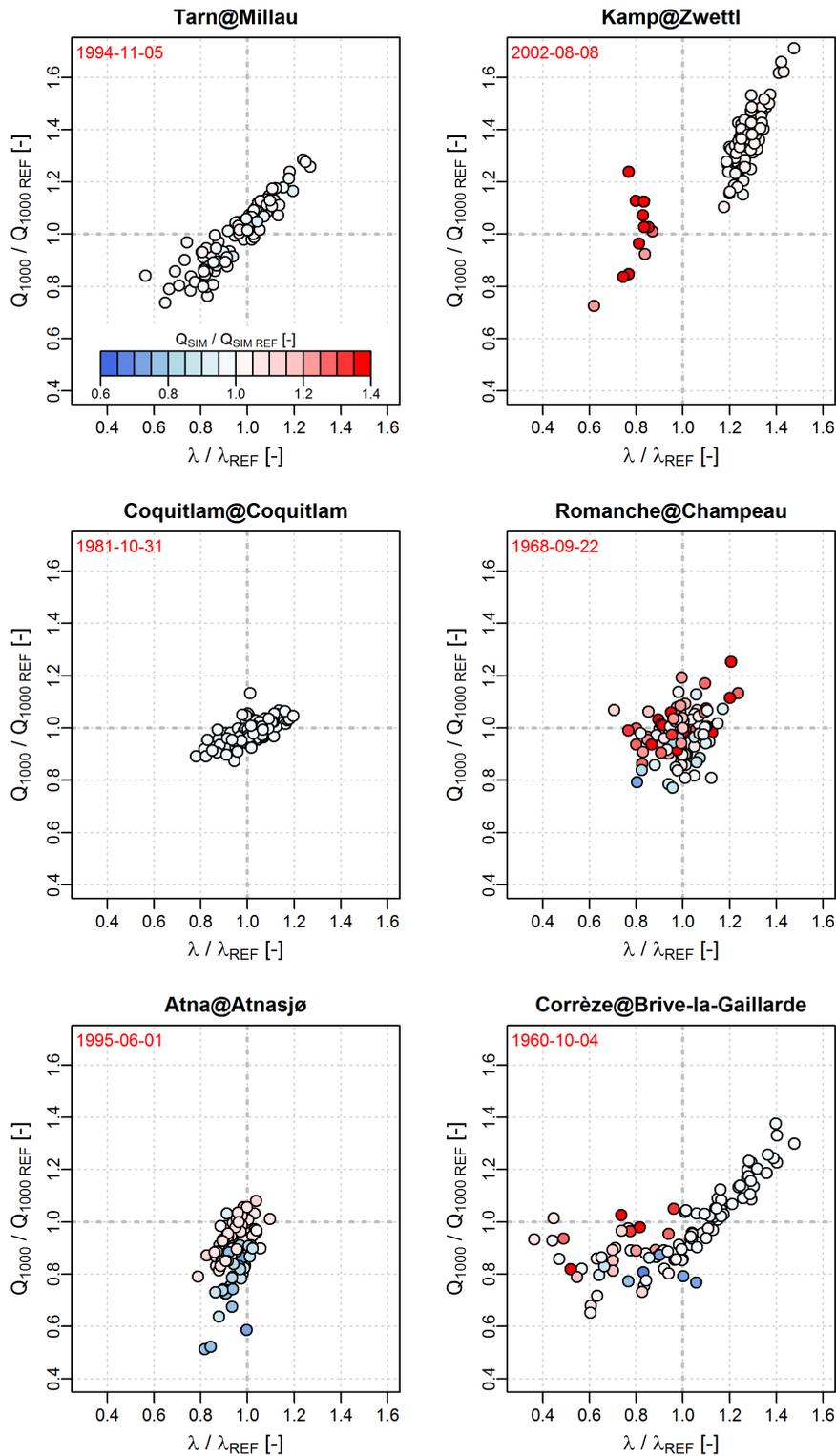


FIGURE 5.9: Results of the BS ALL experiment : the 100 Q_{1000} values estimated are plotted against the 100 scale parameters of the rainfall probabilistic model estimated as the drivers of rainfall hazard for each catchment. Colors indicate ratios between Q_{1000} streamflow values obtained within the BS ALL experiment and the reference Q_{1000} value (y axis) plotted against ratios between the values simulated for the particular day corresponding to the highest observed event and the reference simulated values for the particular day (x axis). The dates of the highest observed events are specified for each catchment in red.

5.8 Conclusion

A new methodology has been developed in order to quantify the sensitivity of extreme flood estimations to observed hydro-climatological variability, based on block-bootstrap techniques. Since the extreme flood estimations are performed through an event-based stochastic flood simulation approach, the methodology proposed is based on the three-part decomposition of the flood-producing factors inferred by such methods : (i) the sensitivity of extreme flood estimations to the rainfall hazard, (ii) to the catchment saturation hazard and to (iii) the rainfall-runoff transformation are quantified. This new methodology is thus able to define to which part of an event-based continuous flood simulation method the final results (estimation of extreme streamflow) are most sensitive. An application of this methodology is done on six different catchments using the SCHADEX method.

The application of the methodology to six catchments with different characteristics shows that observed hydro-climatological variability influences the extreme flood estimations. First, the rainfall probabilistic model parameters strongly influence the extreme streamflow estimation. For a given catchment, SCHADEX flood estimations are indeed highly driven by the scale parameter values of the ‘critical WP’ of the ‘critical season’. These parameters are thus indicators of the heavy rainfall driving processes. It is interesting to note that these indicators are different for each catchment : some catchments have a heavy rainfall hazard characterized by one particular synoptic genesis (the French WP4 for the Tarn at Millau and the Corrèze at Brive-la-Gaillarde catchments, the Austrian WP2 for the Kamp at Zwettl catchment and the Norwegian WP2 for the Atna at Atnasjø catchment) while other catchments have a heavy rainfall hazard generated by different type of synoptic situations (the Coquitlam at Coquitlam and the Romanche at Champeau catchments). This observation could be particularly important for studying climate change impacts on heavy rainfall events, since the heavy rainfall producing processes could be identified over each catchment and thus being particularly studied.

The rainfall-runoff model parameters, which depend on the climate variability of the period chosen for the parameter calibration, also influence significantly the results. Considering that rainfall-runoff model parameter set values and rainfall-runoff model internal variables are non-explainable for such type of conceptual rainfall-runoff model, it has been chosen to characterize each parameter set in terms of its rainfall-runoff simulation of the biggest observed flood event, for each catchment. It appears that the parameter sets which simulated particularly high values for the biggest observed flood event compared to the other simulated values are responsible for the highest values of extreme flood estimations. Note that numerous indicators have been tested² in order to link the hydro-climatic characteristics of the rainfall-runoff model calibration periods with the different flood estimations (mean precipitation values of the calibration periods, aridity index of the calibration periods, number of observed floods within the calibration

2. Deux de ces indicateurs sont présentés succinctement dans la section 5.9.1.

periods, intensity of observed floods within the calibration periods, etc.), but none clear relationship has been observed between one of these indicators and the extreme flood estimations. It is thus hard to identify specific climatic conditions within the calibration period which are the most responsible for this sensitivity.

The catchment saturation conditions, simulated in the SCHADEX framework through the rainfall-runoff model fed by different simulation sub-periods, have significantly less influence on extreme flood estimations than rainfall hazard and rainfall-runoff transformation. Thus, it seems that the patterns of catchment saturation do not vary significantly between the sampled sub-periods. This observation could be an artefact of the block-bootstrap sampling methodology used in some cases since autocorrelation greater than one hydrological year is not preserved. However, this would only be relevant in strongly groundwater-dominated catchments.

The general sensitivity analysis highlights the rainfall hazard as the first explaining factor of the extreme flood estimation variability obtained, especially for rainfall-driven catchments. The extreme flood estimation is thus most sensitive to the variability of observed rainfall hazard than to the variability of catchment saturation hazard or differences of rainfall-runoff transformations. These observations may be not true for lower and median flood events (analysis not performed in this study). Thus, [Merz & Blöschl \(2009\)](#) highlighted, by a correlation analysis of statistical flood moments, that flood runoff is on average more strongly controlled by the catchment saturation condition than by the rainfall hazard. Thus, a shift in flood-controlling factors seems to exist : the catchment saturation conditions are important for lower and median floods (see Kamp catchment, [Figure 5.7](#)), while the additional rainfall amount is the only driving factor extreme flood events.

Understanding which process is responsible for the differences in the extreme flood estimations for different rainfall-runoff model calibration periods seem to be the most challenging and interesting question raised by this study. Is it the number of observed floods or the intensity of the observed floods which are conditioning the extreme flood simulation characteristics of the rainfall-runoff model and thus the final extreme flood estimations? Does the rainfall-runoff model need to have observations of particular flood-producing processes within the calibration period for being better constrained for flood simulations? These questions will be investigated more closely in future works. Similarly, finding indicators which describe the ‘flood-producing’ characteristics of a given sub-periods could be investigated more closely in the future.

An important point raised by this study is the dominating role played by outliers within the observed records for extreme flood estimations. To this regard, the Kamp at Zwettl catchment is a very interesting case study, since the presence of the August 2002 ‘dragon-king’ event ([Sornette & Ouillon \(2012\)](#) terminology) within the calibration period of the probabilistic rainfall model or the rainfall-runoff model is driving the final extreme flood estimations : calibration sub-periods containing this event are leading to higher extreme flood estimations than those

estimated without consideration of this event within the calibration sub-periods. Note that the proposed methodology is not able to quantify the long term memory of catchment to long periods of dryness or wetness. These sub-periods could significantly influence the flood magnitudes and flood frequency (Pathiraja et al., 2012). The application of the Generalised Split Sample Test developed by Coron et al. (2012) in order to fully quantify the sensitivity of the simulated streamflow to the calibration periods used is an interesting idea³. Finally, this general methodology could be applied on several other catchments in order to generalize the obtained conclusions.

This sensitivity analysis provides a basis for the understanding of the major factors influencing the frequency of occurrences and the magnitudes of flood events of each considered catchment. Moreover, these results are important for climate change impact studies on extreme floods. In particular, the focus on the future evolution of climate variables will be put on the most relevant parameters (the scale parameters describing heavy rainfall hazard for example), instead of a general description of future scenarios.

3. Un exemple d'application de cette méthode est présenté dans la section 5.9.2.

5.9 Suppléments

5.9.1 Caractéristiques hydroclimatiques des périodes de calages de MORDOR et estimations de crues extrêmes

L'expérience noté BS PROCESS présentée dans les sections précédentes a permis de réaliser, pour chaque bassin versant étudié, 100 simulations SCHADEX en utilisant 100 jeux de paramètres du modèle MORDOR différents. Plusieurs indicateurs ont été calculés sur les 100 sous-périodes de calages et sur les séries de débits simulés par les 100 jeux de paramètres, afin de relier les différentes estimations de crues extrêmes avec des caractéristiques des périodes de calage. *Est-ce que la considération d'une période de calage du modèle hydrologique riche en crues fortes entraîne des estimations de crues extrêmes plus fortes que lors de la considération d'une période de calage avec peu de crues fortes ?* Le calcul d'indicateurs vise à répondre à ce type de questions, en associant chaque valeur d'indicateur à la valeur de débit journalier de période de retour 1000 ans estimés par SCHADEX en utilisant le jeu de paramètres de MORDOR considéré.

Le premier indicateur testé est le coefficient d'écoulement (noté y , sans dimension), et a été calculé, pour chaque bassin versant, sur les 100 sous-périodes de calages ainsi que sur les 100 séries de débits simulés, à partir des écoulements annuels moyens \bar{E} et des pluies annuelles moyennes \bar{P} :

$$y = \frac{\bar{E}}{\bar{P}} \quad (5.5)$$

Cet indicateur représente la partition de la pluie entre écoulement et évapotranspiration. Les différentes valeurs de coefficient d'écoulement sont présentées sur la figure 5.10, sur laquelle les points noirs représentent les valeurs d'indicateurs calculées sur les sous-périodes de 25 années utilisées pour le calage de MORDOR et les points rouges représentent les valeurs d'indicateurs calculées sur les séries de débit simulés. Aucun lien apparent ne semble exister entre les coefficients d'écoulement des périodes de calage et les estimations de débits extrêmes réalisées.

Un indicateur de pente des débits classés (noté SFD , sans dimension) a été par ailleurs calculé, pour chaque bassin versant, sur les 100 sous-périodes de calages ainsi que sur les 100 séries de débits simulés, à partir des quantiles 66% et 33% des débits journaliers, comme :

$$SFD = \frac{\log(Q_{66}) - \log(Q_{33})}{0.66 - 0.33} \quad (5.6)$$

Une valeur forte de cet indicateur révèle un régime variable de débits, alors qu'une valeur faible indique une réponse hydrologique tamponnée, pouvant être induite par des précipitations

persistantes ou par un apport significatif de contributions souterraines au débit (Oudin, 2012). Les différentes valeurs de pente des débits classés sont présentées sur la figure 5.11, sur laquelle les points noirs représentent les valeurs d'indicateurs calculées sur les sous-périodes de 25 années utilisées pour le calage de MORDOR et les points rouges représentent les valeurs d'indicateurs calculées sur les séries de débit simulés. A nouveau, aucun lien ne semble exister entre cet indicateur et les valeurs de débits extrêmes estimées par la méthode SCHADEX.

D'autres indicateurs pourraient être testés, tels que l'élasticité du débit, la densité de montée de crues ou même l'indice d'écoulement de base (Oudin, 2012). Enfin, les performances des différents jeux de paramètres identifiés (non illustrés ici) ont été analysées, mais aucun lien fort entre les performances du modèle hydrologique MORDOR et les estimations des débits extrêmes SCHADEX n'a été identifié.

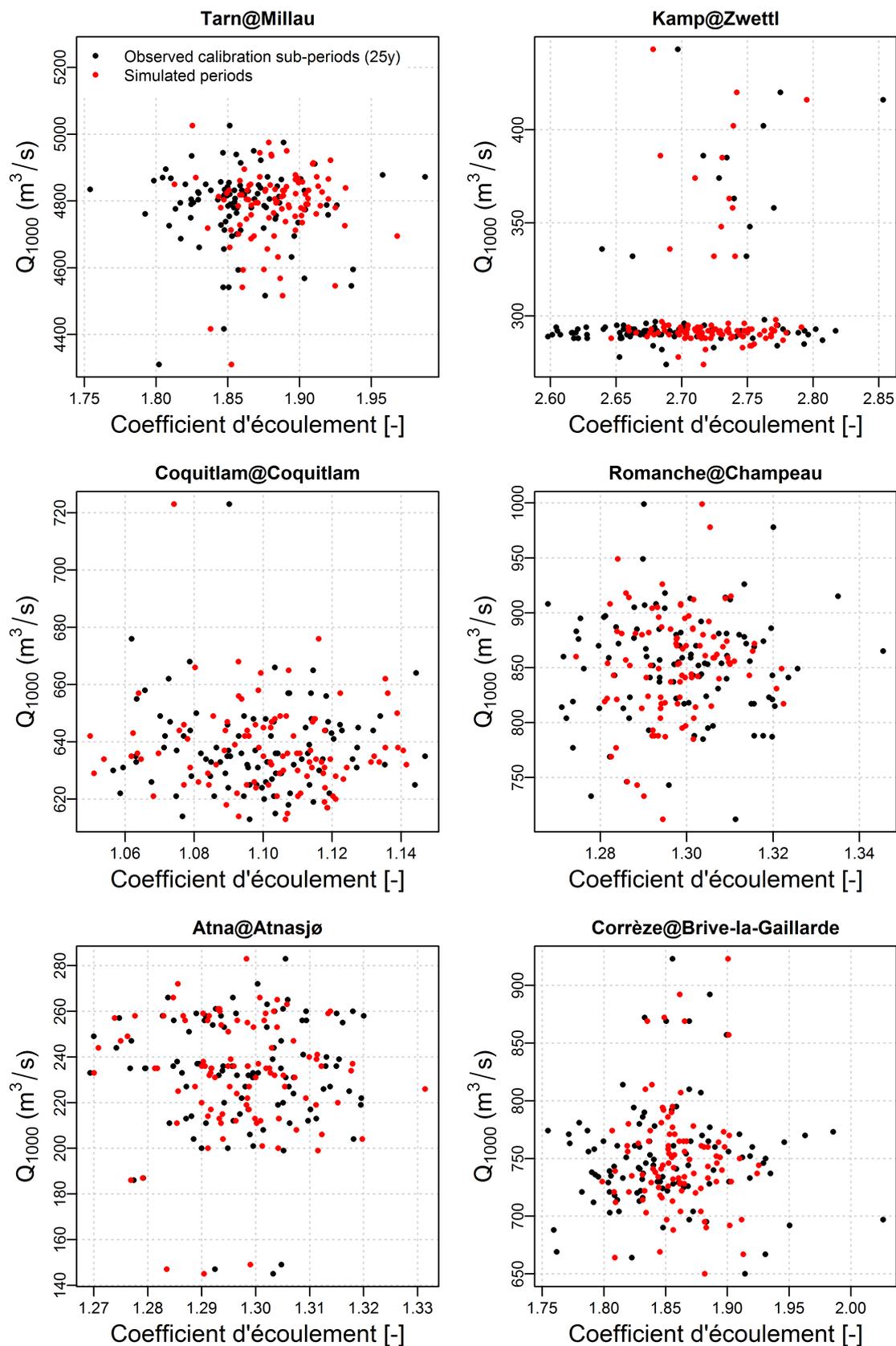


FIGURE 5.10: Coefficients d'écoulement estimés, pour chaque bassin versant, à partir des écoulements annuels moyens et des pluies annuelles moyennes, sur les 100 sous-périodes de 25 années utilisées pour caler le modèle hydrologique MORDOR (points noirs), et sur les 100 séries de débits simulés (points rouges).

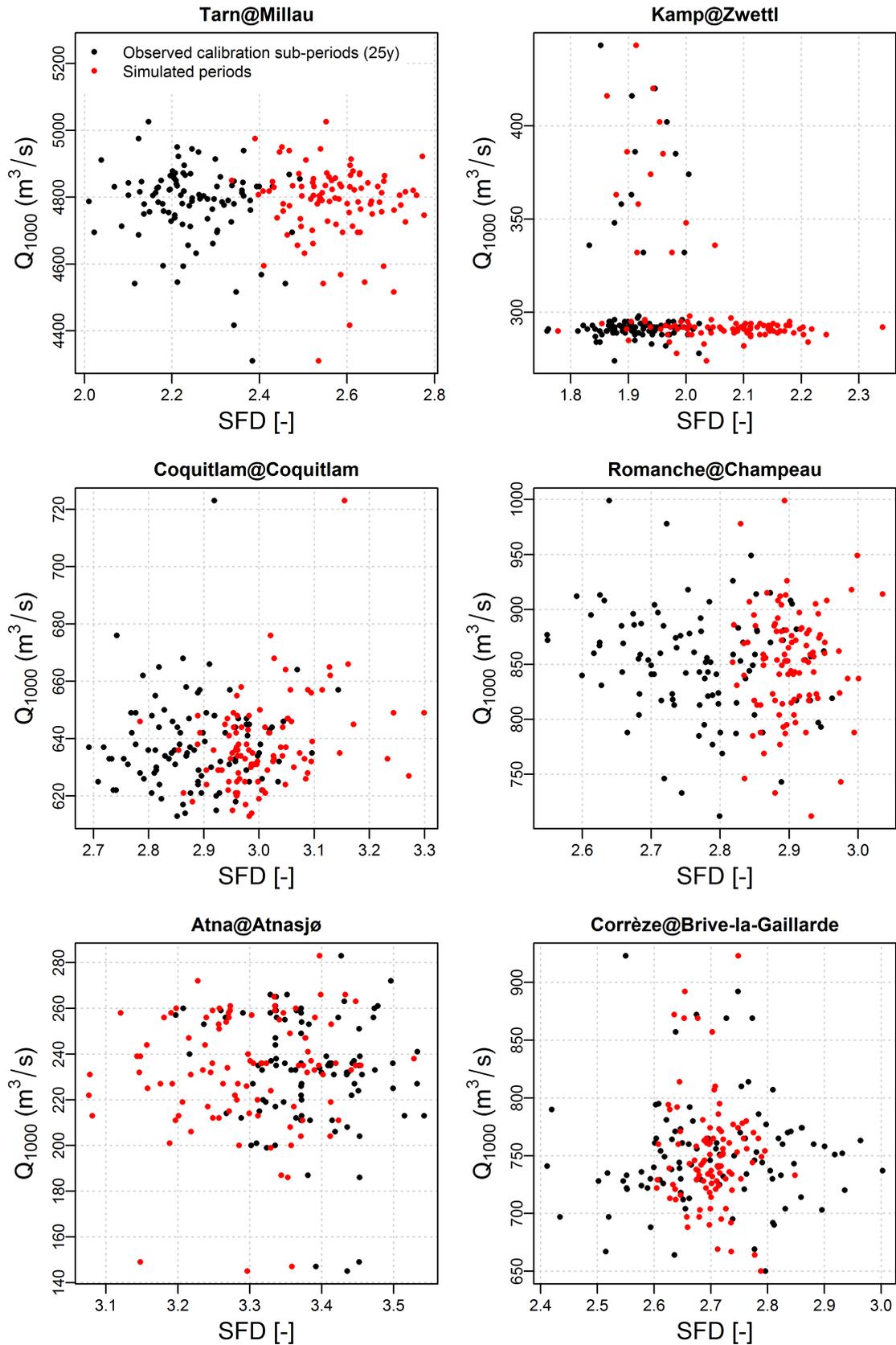


FIGURE 5.11: Pentes des débits classés estimées (cf. Equation 5.6), pour chaque bassin versant, à partir des quantiles 66% et 33% des débits journaliers, sur les 100 sous-périodes de 25 années utilisées pour caler le modèle hydrologique MORDOR (points noirs), et sur les 100 séries de débits simulés (points rouges).

5.9.2 Estimations SCHADEX sur des périodes glissantes

Une autre méthodologie d'analyse de sensibilité a été entreprise sur plusieurs bassins versants, consistant à réaliser des simulations SCHADEX sur des sous-périodes observées glissantes : considération de la sous-période 1950-1970, puis de la sous-période 1951-1971, etc. Cette méthodologie, d'ores et déjà appliquée dans le cadre du calage de modèle hydrologique par [Coron et al. \(2012\)](#), permet notamment de considérer des ensembles d'années hydrologiques sans "briser" l'autocorrélation des années successives, ce qui est le cas lors de l'application de méthode de "block-bootstrapping". Ainsi, il est possible de capter la "mémoire long-terme" de bassins versants subissant des longues périodes sèches ou humides, pouvant influencer significativement la fréquence et l'intensité des crues ([Pathiraja et al., 2012](#)).

Les résultats de cette analyse - menée sur des sous-périodes continues de 20 années hydrologiques - sont illustrés pour le bassin versant norvégien de l'Atna à Atnasjø sur la figure 5.12. Cette figure présente les valeurs de ratios entre quantiles de débits extrêmes de référence (SCHADEX REF) et quantiles estimés sur des périodes glissantes (expériences GL), pour trois temps de retour (100, 1000 et 10 000 ans, présentés sur les lignes une, deux et trois, respectivement). Les quatre expériences GL sont similaires aux quatre expériences BS : GL RAIN correspond à des estimations de crues extrêmes où seuls les paramètres du modèle probabilité de pluie évoluent, GL PROCESS correspond à des estimations de crues extrêmes où seuls les paramètres du modèle hydrologique évoluent, etc. Il est tout d'abord intéressant de noter que l'expérience GL RAIN révèle une diminution des estimations de débits extrêmes lorsque les dernières années observées sont considérées pour caler le modèle probabiliste de pluie. Ce résultat semble indiquer une diminution des pluies extrêmes observées durant les dernières années observées. Une analyse des valeurs d'intensités de pluies extrêmes par type de temps et par saison (non illustrée ici) a en effet mis en évidence une tendance à la baisse des intensités de pluies extrêmes, et notamment des pluies extrêmes du type de temps à risque pour ce bassin versant (le type de temps norvégien 2). Comme pour l'expérience BS SATURATION, la considération de différentes périodes de simulation (représentant les conditions de saturation du bassin versant) n'influe pas sur les estimations de débits extrêmes. Ce bassin ne semble donc pas être influencé par des alternances de périodes de plusieurs années sèches et humides. Le calage du modèle MORDOR sur des sous-périodes continues entraîne des estimations de débits extrêmes systématiquement plus importantes que lors de la considération de l'ensemble des séries observées. Enfin, il est intéressant de noter que l'expérience GL ALL, pour laquelle aucun calage de référence n'est considéré, atténue les tendances à la sur-estimation ou à la sous-estimation des valeurs de référence mises en évidence avec les autres expériences. Ainsi, la diminution des quantiles induites par l'aléa pluie en fin de période observée est compensée par une transformation pluie-débit plus "nerveuse". Ces résultats montrent l'utilité de cette méthodologie ainsi que la complémentarité des approches par bootstrap (expériences BS) et par sous-périodes continues (expériences GL).

L'application d'une telle méthodologie d'analyse de sensibilité à un nombre important de bassins versants pourrait mettre en évidence des périodes observées riches en épisodes pluvieux intenses ou en crues intenses à une échelle régionale, et analyser les relations éventuelles entre ces "périodes génératrices d'événements extrêmes" et des indicateurs grandes échelles (fréquence de types de temps, North Atlantic Oscillations, etc.).

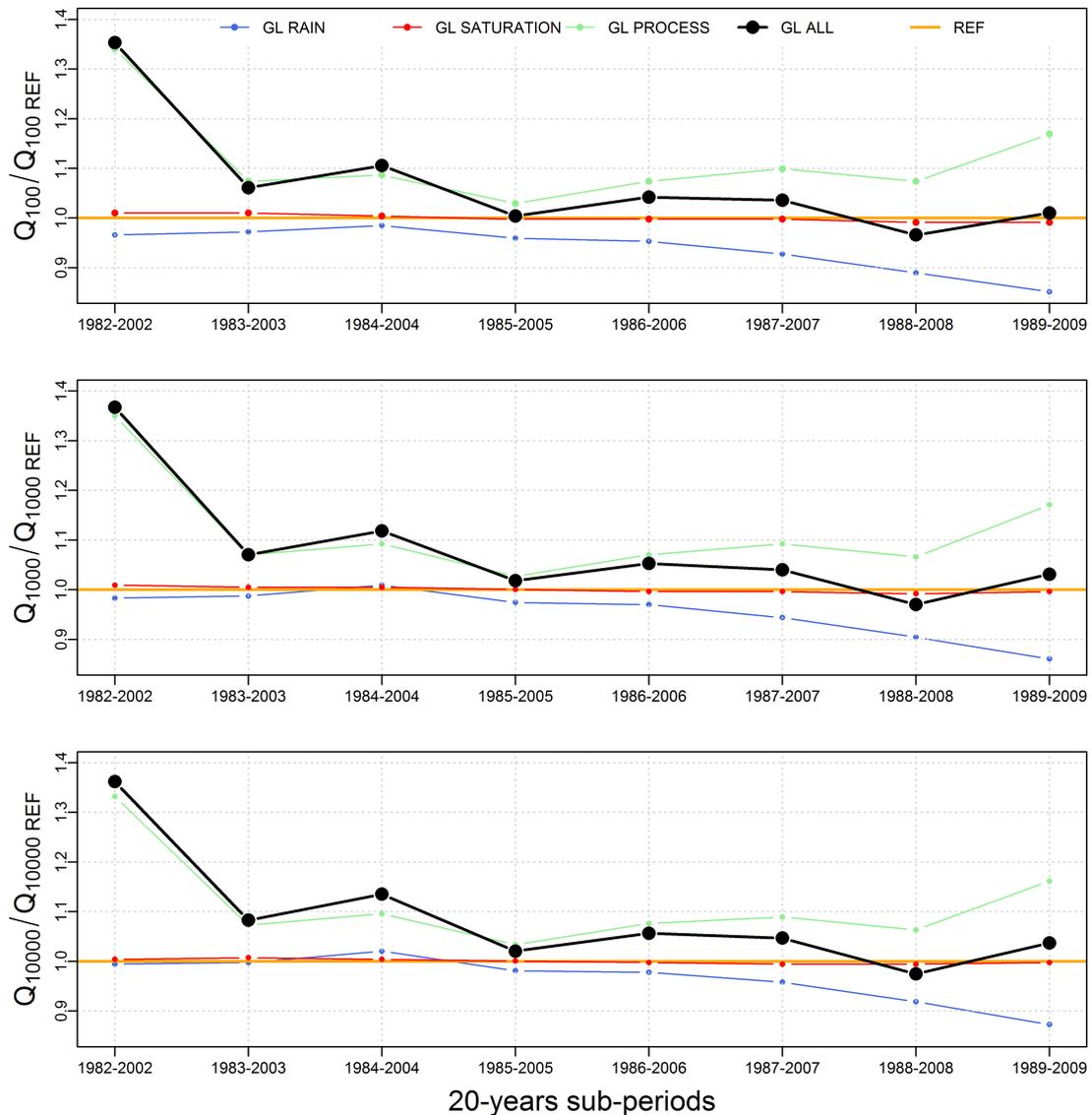


FIGURE 5.12: Résultats des expériences GL RAIN, PROCESS, SATURATION et ALL pour le bassin versant de l'Atna à Atnasjø : ratios entre quantiles de débits extrêmes de référence (SCHADEX REF) et quantiles estimés sur des périodes glissantes (expériences GL), pour trois temps de retour (100, 1000 et 10 000 ans), présentés sur les lignes une, deux et trois, respectivement. Des sous-périodes continues de 20 années hydrologiques ont été considérées.

5.9.3 Sensibilité des estimations SCHADEX à la classification de types de temps

La méthodologie de block-bootstrap présentée dans les sections précédentes a également été appliquée pour la classification de types de temps français. Après identification des 8 classes de pluies, les champs de géopotentiels moyens associés à ces 8 classes de pluies ont été estimés sur 100 sous-périodes différentes de 20 années, générées par “block-bootstrap” en considérant la période 1948-2010. Ainsi, 100 champs de géopotential moyens ont été estimés pour chaque type de temps français. Chacun de ces champs moyens a enfin été utilisé pour classifier les journées observées de 1948-2010, générant 100 classifications de types de temps français. Ces différentes classifications ont été utilisées pour définir le modèle MEWP du bassin versant du Tarn à Millau, toutes choses étant égales par ailleurs. La figure 5.13 présente ainsi les différentes estimations de crues extrêmes SCHADEX réalisées pour ce bassin versant. Seule l’appartenance de chaque journée observée à un type de temps change pour ces différentes simulations SCHADEX. Il ne s’agit donc pas de sensibilité des estimations SCHADEX à la méthode de classification de type de temps mais plutôt de sensibilité des estimations SCHADEX à la période observée utilisée lors de la classification de type de temps. Cette sensibilité est limitée mais a tout de même un impact non-négligeable sur les estimations de crues extrêmes du bassin versant du Tarn à Millau. Des tests supplémentaires doivent être menés, afin d’identifier les journées observées dont l’appartenance à un type de temps est “floue” et notamment les journées où des pluies fortes ont été observées.

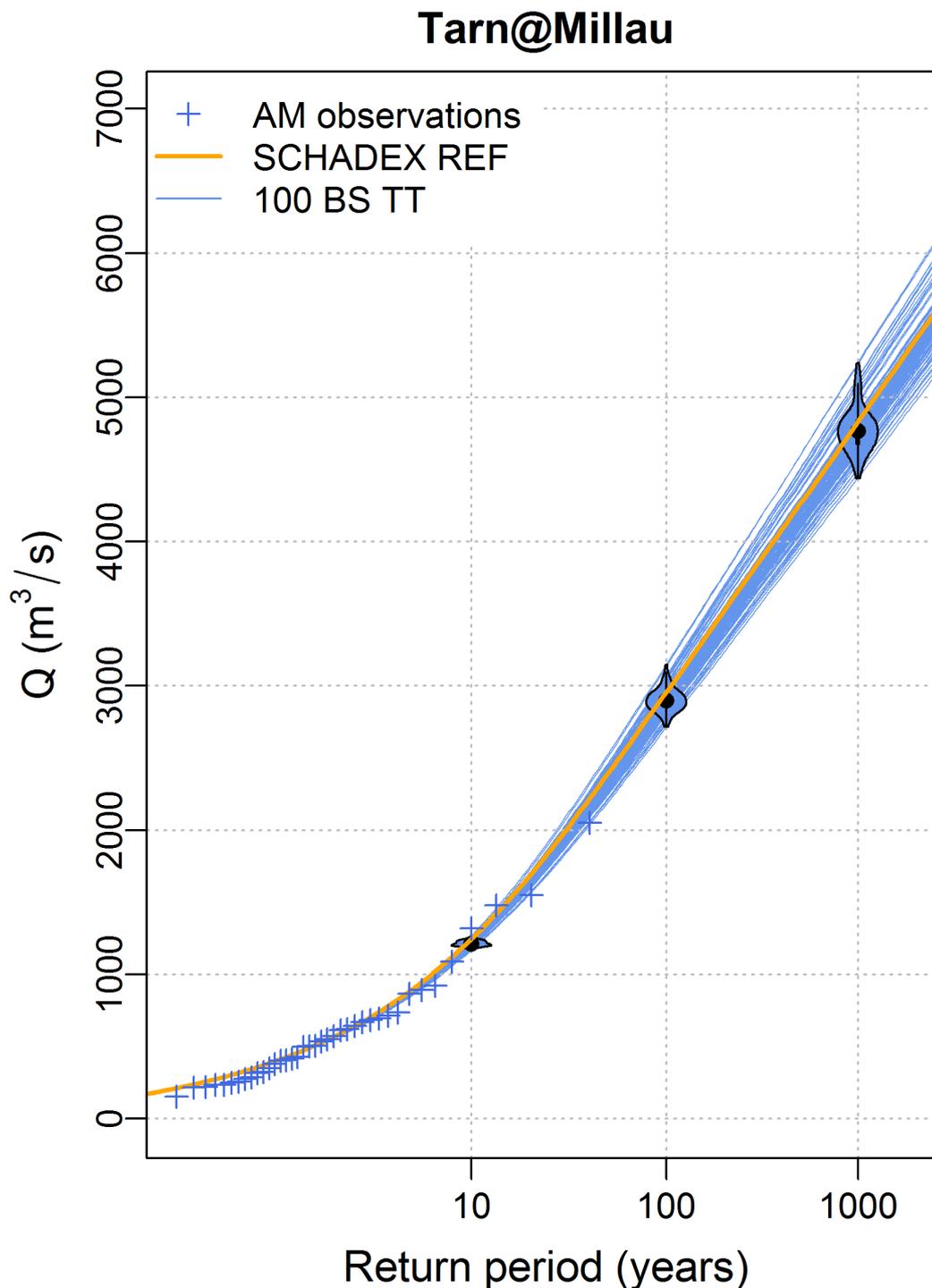


FIGURE 5.13: Résultats de l'expérience BS TT pour le bassin versant du Tarn à Millau : les lignes bleues représentent les 100 estimations de crues extrêmes réalisées avec 100 différentes classifications de type de temps français, la ligne orange représente l'estimation SCHADEX de référence et les croix bleues représentent les maxima annuels de débits journaliers observés. Enfin, les "violin plots" synthétisent les distributions de débits estimés grâce à l'expérience BS TT pour trois périodes de retour particulières (10, 100 et 1000 ans).

5.10 Conclusions générales

L'analyse de sensibilité des estimations SCHADEX de crues extrêmes à la variabilité climatique observée, présentée dans les sections précédentes, est une étape importante dans la compréhension des paramètres et variables ayant le plus d'impact sur les estimations de crues extrêmes. La décomposition en trois parties proposée par la méthode SCHADEX (sensibilité à l'aléa pluie, sensibilité à l'aléa saturation du bassin versant et sensibilité à la transformation pluie-débit) permet d'identifier à quelle partie de la méthode de simulation stochastique les estimations finales sont les plus sensibles.

Ainsi, l'analyse de sensibilité menée sur six bassins versants aux caractéristiques hydroclimatiques différentes montre que l'aléa pluie forte conditionne fortement les estimations de crues extrêmes de la méthode SCHADEX. Plus particulièrement, les estimations de crues extrêmes sont quasiment entièrement "pilotées" par les valeurs des paramètres d'échelle des lois exponentielles (les gradex) estimés sur les échantillons de pluies centrales des types de temps à risque durant les saisons à risque, identifiés pour chaque bassin versant. Il est de plus intéressant de noter que certains bassins versants sont caractérisés par une monogénèse synoptique des épisodes pluvieux intenses (e.g. le type de temps français 4 observé durant la saison automnale pour le bassin versant du Tarn à Millau), alors que l'aléa pluie d'autres bassins versants est induit par plusieurs types de temps (e.g. les types de temps canadiens 2, 3 et 4 observés durant la saison hivernale pour le bassin versant de la Coquitlam au barrage de Coquitlam). L'analyse de sensibilité permet donc d'identifier, pour chaque bassin versant étudié, les situations provoquant des pluies fortes à l'origine de fortes crues.

Le calage du modèle hydrologique considéré dans la méthode SCHADEX (MORDOR) a également une influence significative sur les estimations de crues extrêmes. Les paramètres de modèles hydrologiques conceptuels ne pouvant pas être analysés individuellement, les estimations de crues obtenues ont été reliées avec différents indicateurs estimés sur les débits simulés par le modèle MORDOR lors d'une simulation pluie-débit classique. Ainsi, les estimations de crues extrêmes les plus fortes sont obtenues lorsque des jeux de paramètres de MORDOR simulant des valeurs de débits particulièrement importantes pour les crues observées sont considérés. Néanmoins, aucune relation significative n'a été détectée lors de l'étude de liens entre les caractéristiques hydroclimatiques de la sous-période utilisée pour le calage du modèle hydrologique (précipitation moyenne, indice d'aridité, nombre de crues observées, etc.) et les estimations de crues extrêmes. Il semble donc difficile d'identifier, au sein d'une période de calage donnée, quelles sont les propriétés hydroclimatiques qui conditionnent cette sensibilité d'estimation de crues extrêmes.

La variabilité des conditions de saturation des bassins versants a une influence bien moindre que l'aléa pluie et que la transformation pluie-débit sur l'estimation des crues extrêmes. Il semble en effet que la variabilité observée des conditions de saturation des bassins versants soit faible sur

les périodes considérées. Néanmoins, il est important de rappeler que seules les crues extrêmes ont été étudiées dans cette analyse de sensibilité (e.g. période de retour de 1000 ans), et que la saturation des bassins versants pourrait avoir une influence significative pour les crues de périodes de retour inférieures (e.g. [Merz & Blöschl \(2009\)](#)).

Un point important mis en évidence par cette analyse de sensibilité est le poids considérable des horsains (“dragons rois” selon la terminologie de [Sornette & Ouillon \(2012\)](#)) observés sur certains bassins versants. L'exemple du bassin versant autrichien de la Kamp à Zwettl est particulièrement “parlant” : la présence ou l'absence de l'épisode d'août 2002 lors de la définition du modèle probabiliste de pluies conditionne complètement l'estimation de crues extrêmes réalisée par la méthode SCHADEX. La sensibilité des estimations de crues extrêmes vis à vis de l'aléa pluie semble être d'autant plus grande que la distance entre les horsains observés et les autres épisodes pluvieux observés est importante. Les horsains de débit observé jouent également un rôle important sur le calage du modèle hydrologique et donc sur l'estimation des crues extrêmes, mais l'influence de ces importantes valeurs est plus difficilement interprétable que celle des horsains de pluie.

Enfin, la méthodologie d'analyse de sensibilité développée est particulièrement utile pour les applications opérationnelles de la méthode SCHADEX. En effet, elle peut être réalisée en amont de toutes simulations SCHADEX, afin d'identifier les sensibilités des différents modèles composant la méthode pour le bassin versant étudié.

6

Estimations de distributions SCHADEX du futur

"If you take the basketball court and raise it a foot, you're going to see more slam-dunks. Not every dunk is due to raising the floor, but you'll start seeing them happen more often than they ought to."

Michael Mann, comparant l'ouragan Irène (et plus largement les événements extrêmes) à un dunk sur un panier de basket abaissé, 2013.

6.1 Introduction

Ce chapitre vise à détailler les différentes méthodologies utilisées pour estimer les évolutions futures des fréquences de types de temps, des intensités des pluies centrales et de l'aléa de saturation des bassins versants. Fort de l'analyse de sensibilité réalisée dans le chapitre précédent, une attention particulière est notamment portée sur l'estimation des intensités d'épisodes pluvieux dans le futur. En effet, les estimations de crues extrêmes réalisées par la méthode SCHADEX sont fortement influencées par ces valeurs d'intensités d'épisodes pluvieux et l'aléa "crues extrêmes" de certains bassins versants étudiés est grandement conditionné par les intensités d'épisodes pluvieux d'une saison et d'un type de temps particuliers. La question du paramétrage du modèle hydrologique (influençant également fortement les estimations de crues SCHADEX) à utiliser pour réaliser une estimation de crues du futur sera également évoquée. Enfin, des estimations de crues SCHADEX prenant en compte ces différentes évolutions seront présentées.

6.2 Fréquence des types de temps du futur

Cette section, essentiellement basée sur un article qui sera soumis prochainement à *Climate Dynamics*¹, vise à utiliser des sorties de GCMs (champs de géopotentiels) afin de déterminer les fréquences d'occurrences futures des huit types de temps français définis par Garavaglia et al. (2010). Ces fréquences d'occurrences futures seront ensuite introduites dans la méthode SCHADEX - toutes choses étant égales par ailleurs - afin de quantifier l'impact de changements de fréquences de types de temps sur l'estimation de débits extrêmes.

Changes of French weather pattern seasonal frequencies simulated by five CMIP5 GCMs.

Brigode, P.^{1,2}, Gérardin, M.², Bernardara, P.¹, Gailhard, J.³, Paquet, E.³, et Ribstein, P.² (2013).

A soumettre à *Climate Dynamics*.

¹ LNHE, R&D, Électricité de France, Chatou, France.

² UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³ DMM, DTG, Électricité de France, Grenoble, France.

6.2.1 Résumé en français

Cet article, essentiellement basé sur les résultats du stage de Master 2 de Maxime Gérardin (2012), vise tout d'abord à tester les sorties de cinq modèles climatiques globaux (GCMs) - obtenues dans le cadre de la phase 5 du projet d'intercomparaison de modèles climatiques couplés mené par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (le GIEC), noté Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) - en termes de reproduction de fréquences d'occurrences des huit types de temps français identifiés par Garavaglia et al. (2010) sur la période 1950-2000. Un run a été considéré pour chaque GCM, à savoir les modèles IPSL-CM5A-LR (modèle de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)), CNRM-CM5 (modèle du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) / Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS)), HadGEM2-CC (modèle du Met Office Hadley Centre (MOHC)), MPI-ESM-LR (modèle du Max Planck Institute (MPI)) et GFDL-ESM2M (modèle du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)). Pour cela, les champs de géopotential à deux niveaux (700 [hPa] et 1000 [hPa]) simulés par les modèles ont été extraits, comparés avec ceux observés et débiaisés au moyen de plusieurs méthodes. Ensuite, des estimations d'évolutions futures des fréquences d'occurrences ont été réalisées en considérant les champs de géopotentiels simulés par les cinq GCMs dans le cadre des expériences

1. Site internet de la revue : <http://link.springer.com/journal/382>, consulté en juin 2013.

RCP4.5 et RCP8.5 (scénarios prédisant un bilan radiatif global se stabilisant à environ 4.5 [W.m⁻²] après 2100 et supérieure à 8.5 [W.m⁻²] après 2100, respectivement), visant à simuler le climat de la période 2006-2100 sous deux hypothèses différentes d'émissions de gaz à effet de serre. Les cinq GCMs représentent bien les fréquences saisonnières des types de temps français lorsqu'un débiaisage non-homogène dans l'espace est appliqué au préalable. La dispersion des évolutions de fréquences simulées est large, et peu de types de temps ont une évolution future clairement simulée par l'ensemble des GCMs. Néanmoins, la fréquence du type de temps 8 (regroupant des situations anticycloniques) est clairement simulée par l'ensemble des sorties de GCMs considérées comme étant plus importante durant les futurs hivers, printemps et automnes.

6.2.2 Résumé en anglais

This paper aims firstly at testing the outputs from five CMIP5 GCMs in terms of their ability to reproduce the frequencies of eight French Weather Patterns (WPs) previously defined by [Garavaglia et al. \(2010\)](#) over the 1950-2000 period. Then, shifts of WP frequencies simulated by RCP4.5 and RCP8.5 CMIP5 experiments are estimated. The daily geopotential height fields simulated at two pressure levels (700 and 1000 [hPa]) are considered. The five GCMs represent well the observed seasonal WP frequencies when non-spatially homogeneous bias correction methods are previously applied. The dispersion of simulated WP frequencies evolution is large and few WPs have clear future seasonal evolutions. Nevertheless, the frequency of the WP8 (Anticyclonic situation) days is clearly simulated as higher in the future winter, fall and autumn seasons by all the considered GCMs outputs.

6.2.3 Introduction

Considering that rainfall events observed over a given region are produced by several different synoptic conditions, classifications of atmospheric weather patterns (WPs) have been recently used for classifying rainfall events in terms of their synoptic genesis. In an extreme precipitation predetermination framework, one specific application of such classifications is the estimation of the daily areal rainfall amount as a function of the return period over a given catchment for the different identified WPs. For instance, the Multi-Exponential Weather Pattern distribution ([Garavaglia et al., 2010](#)) associates to each identified WP a frequency and a magnitude of rainfall events (*i.e.* the mean intensity of the rainfall events occurring over a given location). The magnitude of each WP rainfall event has to be identified for each considered catchment using observed rainfall series. Strong uncertainties exist within the estimation of this variable, such as sampling uncertainties or measurement uncertainties. On the contrary, WP frequencies are regionally useful and are estimated using atmospheric variables such as sea level pressure or

geopotential height fields. Frequencies and magnitudes are supposed to change in the future. Since the uncertainty of WP frequency estimation process is less important than the uncertainty of rainfall event magnitude estimation, quantifying the future evolution of the WP frequencies is an interesting first step in the process of introducing climate change into the extreme precipitation predetermination framework. Global Circulation Models (GCMs) outputs have thus to be considered for studying future frequencies of WPs. GCMs are mostly used for simulating the global climate system response to imposed forcing such as enhanced greenhouse gas concentration. The global climate system appears to be driven by several weather regimes such as the North Atlantic Oscillations (NAO) for the North Atlantic-European region or El Niño Southern Oscillations (ENSO) for the Pacific region. Arguing that local climates primarily derive from the frequency of occurrence of weather regimes, several studies showed that, to be valid, GCMs have to be able to properly simulate weather regime frequencies (Palmer, 1999; Corti et al., 1999; Hsu & Zwiers, 2001; Gillett et al., 2003). Evaluating the GCM outputs in terms of frequency of weather regimes is now being more common. The classical evaluation methodology consists in defining a WP classification over a given region and a given time period, using a reanalysis dataset. Then, the same classification method is applied to GCM outputs (extracted over the same region and time period) and the observed WP frequencies are compared with the GCM simulated WP frequencies. Thus, frequencies of simulated Sea Level Pressure (SLP) patterns have been evaluated over different regions (e.g. over the Euro-Atlantic region by Demuzere et al. (2009); Handorf & Dethloff (2012); Pastor & Casado (2012), over the Arctic region by Cassano et al. (2006), over the Norwest Iberian Peninsula by Lorenzo et al. (2011) or over the Northwest America region by McKendry et al. (2006)). Sanchez Gomez et al. (2009) also evaluated the performances of 13 regional climate models in terms of simulation of weather regimes. Note that Demuzere et al. (2009); Lorenzo et al. (2011) showed that simulated frequencies are closer to the observed ones when the simulated SLP fields have been bias-corrected. Recently, the GCM outputs of the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5, to be used for the fifth Assessment Report of the IPCC, described by Taylor et al. (2012)) have been evaluated with the same methodology over different regions (e.g. by Belleflamme et al. (2012) over Greenland and by Dunn Sigouin & Son (2013) over the Northern hemisphere, both using geopotential heights at 500 hPa). The CMIP5 GCMs appear to represent generally well the observed weather regimes. By comparing weather regime structures simulated by the same GCM but defined at two different horizontal scales, Dawson et al. (2012) showed that low resolution GCM, “with horizontal resolution typical of CMIP5 models, is not capable of simulating the statistically significant regimes seen in reanalysis”. Finally, it is important to note that the changes of weather regime frequency are not the sole driver of local climates, and changes of within-type distributions are also important to quantify in order to describe changes of local climates (e.g. Cattiaux et al. (2012)).

This paper aims firstly at testing five CMIP5 GCM outputs in terms of reproduction of the frequencies of eight French WPs previously defined by Garavaglia et al. (2010) over the 1950-

2000 period and then at estimating the future WP frequencies simulated by RCP4.5 and RCP8.5 CMIP5 experiments over the 2050-2100 period. One run has been extracted for each considered GCM and the daily geopotential height fields simulated at two pressure levels (700 [hPa] and 1000 [hPa]) are considered.

6.2.4 Methodology

6.2.4.1 Garavaglia et al. (2010) French WP classification

The WPs considered in this study are the eight French WP defined by [Garavaglia et al. \(2010\)](#). Each of these WPs is characterized by its average synoptic situation, which itself is characterized by four average geopotential height fields : the 1000 [hPa] field at 0h, the 1000 [hPa] field at 24h, the 700 [hPa] field at 0h and the 700 [hPa] field at 24h. The average geopotential height fields have been estimated over 54 NCEP/NCAR reanalysis ([Kalnay et al., 1996](#)) grid points centered over southeastern France (-7.5°W to 12.5°W of longitude and 37.5°N to 50°N of latitude). [Teweles & Wobus \(1954\)](#) distances (noted D_{TW} hereafter) are computed between each day and the different WP average geopotential height fields. Note that D_{TW} is only function of the geopotential height gradients and not of the geopotential height mean values ([Obled et al., 2002](#)). The WP attributed to each considered day is the one showing the minimal D_{TW} (e.g. [Brigode et al. \(2013b\)](#)).

6.2.4.2 GCM geopotential height fields outputs

The geopotential heights outputs from five GCMs have been used. All outputs have been generated within the CMIP5 experiment of the IPCC. The five considered GCMs are :

- The Centre national de Recherche Météorologiques / Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique (CNRM / CERFACS) model CNRM-CM5 ([Voldoire et al., 2011](#)), named CNRM hereafter ;
- The Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) model IPSL-CM5A-LR ([Marti et al., 2010](#)), named IPSL hereafter ;
- The Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) model GFDL-ESM2M ([Dunne et al., 2012](#)), named GFDL hereafter ;
- The Met Office Hadley Centre (MOHC) model HadGEM2-CC ([Martin et al., 2011](#)), named Had hereafter ;
- The Max Plank Institute for Meteorology (MPI-M) model MPI-ESM-LR ([Giorgetta et al., 2012](#)), named MPI hereafter.

The outputs of three different experiments have been considered for each GCM and for one run (the rli1p1 run) :

- The “historical” experiment, which consists of a simulation of the recent past (1950-2005 period) using the historical solar and anthropic forcing ;
- The “RCP4.5” experiment, which extend the “historical” experiment by simulating the future (2006-2100) using the RCP4.5 emission scenario (radiative forcing surplus of 4.5 [W.m⁻²] in 2100).
- The “RCP8.5” experiment, which extend the “historical” experiment by simulating the future (2006-2100) using the RCP8.5 emission scenario (radiative forcing surplus of 8.5 [W.m⁻²] in 2100).

The two emission scenarios considered here are members of the four Representative Concentration Pathway (RCP) scenarios considered within the CMIP5 experiments (Moss et al., 2010). The simulated geopotential height fields have been firstly spatially re-gridded on the NCEP/NCAR grid (2.5° grid spacing) before being extracted over the 54 considered grid points. The historical experiment outputs have been extracted over the 1950-2000 period and the two RCP experiment outputs have been both extracted over the 2050-2100 period.

6.2.4.3 Geopotential height bias correction methods

Before estimating D_{TW} distances between each average WP geopotential height field and each GCM output, the simulated geopotential height fields have been bias corrected. Three bias correction methods have been used :

- a spatially homogenous correction at the monthly timescale of the simulated geopotential height fields standard deviations (method named EH hereafter) ;
- a non-spatially homogenous correction at the monthly timescale of the simulated geopotential height fields average values (method named MP hereafter) ;
- a non-spatially homogenous correction at the monthly timescale of the simulated geopotential height fields average values and standard deviations (method named EP hereafter) ;

Since D_{TW} are estimated by considering synoptic circulation gradients, note that a spatially homogenous correction of the geopotential height field average values is useless : lowering or rising the mean geopotential height fields has no effect on the D_{TW} values. D_{TW} distance values have also been computed without correcting geopotential height fields (bias correction method named 00 hereafter). Thus, each GCM output is considered four times : firstly without any bias correction method and then after application of the EH, MP and EP correction methods.

6.2.4.4 Seasonal WP frequencies

Seasonal frequencies of the eight French WPs have been estimated over the two considered time-periods (1950-2000 and 2050-2100). Four 3-month seasons have been defined : the autumn season (September, October and November months, noted SON hereafter), the winter season (December, January and February months, noted DJF hereafter) the spring season (March, April and May months, noted MAM hereafter) and the summer season (June, July and August months, noted JJA hereafter). For each season and each WP, frequencies are defined as the percentage of days belonging to the considered WP.

6.2.5 Results and discussions

6.2.5.1 Bias of simulated geopotential height fields

Figure 6.1 summarizes the seasonal bias of the geopotential height fields simulated by the five considered GCMs at 1000 [hPa] (Figure 6.1a) and 700 [hPa] (Figure 6.1b) levels. For each model, the bias (*i.e.* the difference between geopotential height of the reanalysis and geopotential height simulated) is estimated for each point of the 54 grid points considered as the difference between mean geopotential height values of the NCEP/NCAR reanalysis and geopotential height values simulated by the GCMs. Each boxplot is thus summarizing 54 bias values and illustrates the spatial variability of the biases. The 1000 [hPa] geopotential height fields are generally overestimated by the five considered GCMs, while the 700 [hPa] geopotential height fields are generally underestimated. Biases are spatially variable, with extreme quantiles values (0.10 and 0.90 here) being particularly different. Interestingly, the largest spatial variability of biases is observed in autumn and winter seasons for all the GCM outputs and for the two geopotential heights considered. Finally, the Had GCM clearly overestimates the 700 [hPa] geopotential height fields in winter and clearly underestimates the 700 [hPa] geopotential height fields in summer. This ensemble of GCM deficiencies encourages both the application of seasonal bias correction methods and bias correction methods that consider each grid point independently.

The Figures 6.2 and 6.3 present the spatial variability of the seasonal bias of the geopotential height fields simulated by the five considered GCMs at the 1000 [hPa] and 700 [hPa] levels, respectively. It confirms both the large spatial variability of the biases estimated for the five GCMs and the seasonal biases estimated, particularly large for the Had GCM.

6.2.5.2 Seasonal WP frequencies over the 1950-2000 period

Figure 6.4 presents seasonal Euclidean distances calculated between the vectors of WP frequencies estimated using NCEP/NCAR geopotential height fields over the 1950-2000 period

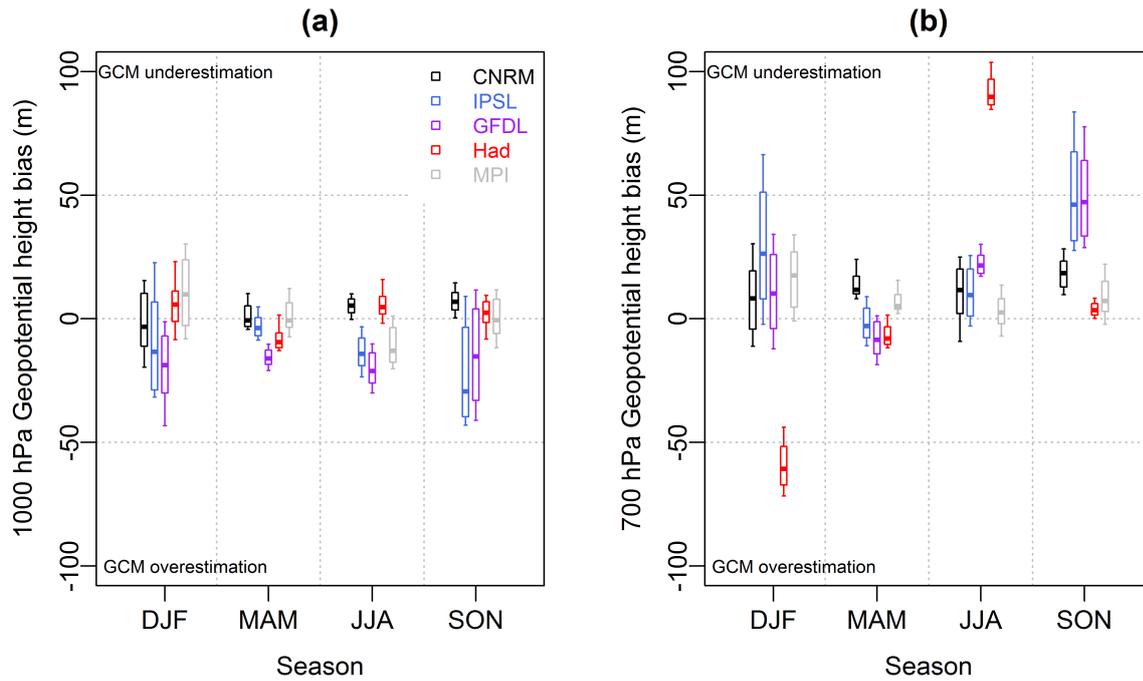


FIGURE 6.1: Seasonal geopotential height biases estimated at two pressure levels (1000 [hPa] in (a) and 700 [hPa] in (b) between values simulated by five GCMs and values of the NCEP/NCAR reanalysis. Biases have been estimated over the 1950-2000 period for 54 grid points, positive values mean GCM underestimations. The boxplots show the 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90 percentiles.

and the WP frequencies estimated over the 1950-2000 period for the five GCMs untreated outputs (grey bars) and for the five GCMs after three different bias correction methods (purple, red and blue bars). The distances between observed and simulated WP frequencies are generally smaller after bias correction for the five GCMs considered, especially for the winter and autumn seasons, where the initial biases in terms of WP frequencies were particularly important. Ranking the different bias correction methods in terms of distances between observed and simulated WP frequencies is not straightforward. Nevertheless, the EP and the MP methods (non-spatially homogenous correction methods) seem to perform better than the EH method (spatially homogenous correction method).

Figure 6.5 presents the seasonal WP frequencies estimated over the 1950-2000 period using NCEP/NCAR geopotential height fields (red dots) and using geopotential height fields simulated by the five GCMs and applying the two non-spatially homogenous correction methods (colored circles). Seasonal WP frequencies are generally well represented by the five GCM outputs. For example, GCMs simulate numerous summer days as WP8 (anticyclonic situations) days, as it is observed. In winter, the GFDL GCM simulates too few WP2 (westerly oceanic circulations) days and simulates too much WP8 days. For the other seasons, no GCM presents very different simulated WP frequencies compared to the other GCMs.

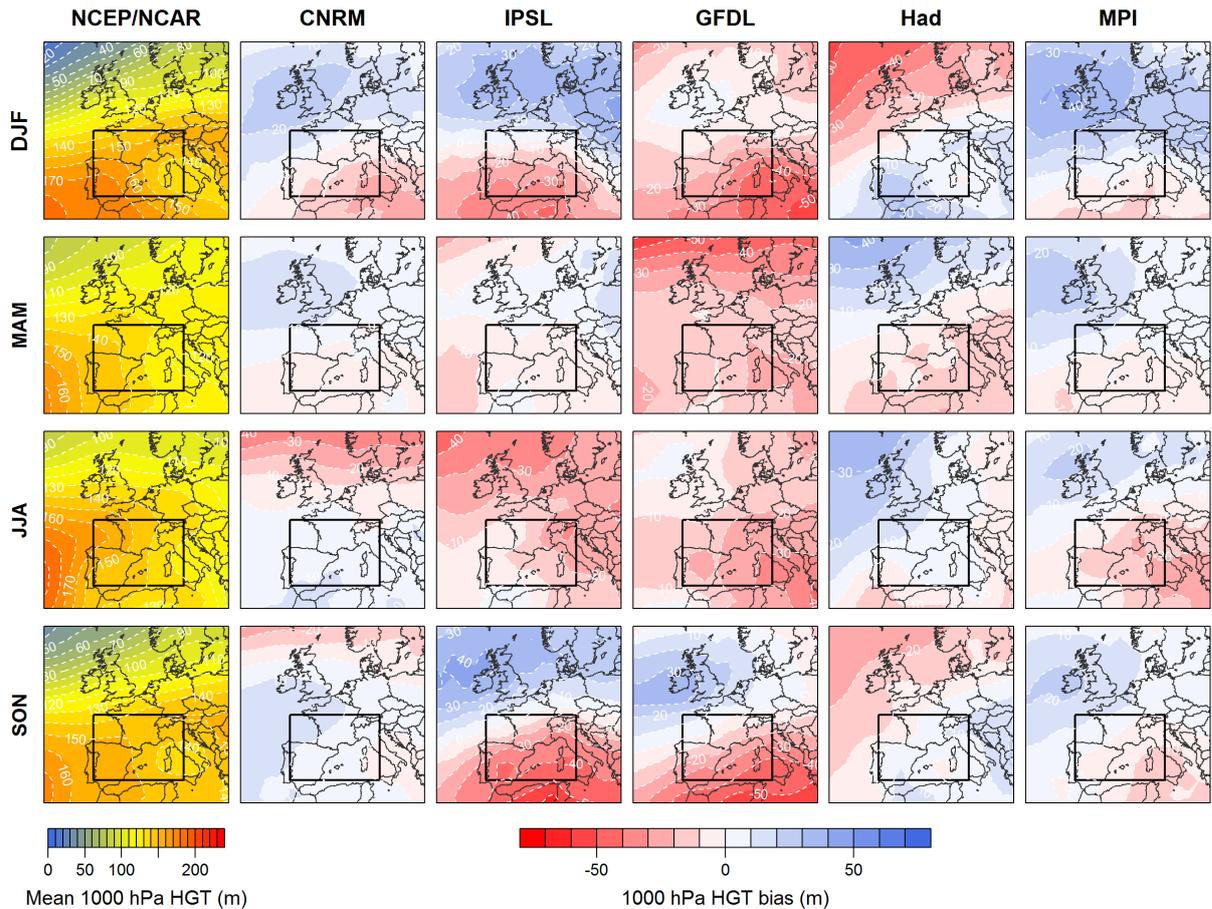


FIGURE 6.2: Seasonal geopotential height biases estimated at 1000 [hPa] between values simulated by five GCMs and values of the NCEP/NCAR reanalysis. Biases have been estimated over the 1950-2000 period, positive values mean GCM underestimations.

6.2.5.3 Future seasonal WP frequencies

Figure 6.6 presents the seasonal relative frequency evolutions simulated by the five GCMs forced by two emission scenarios corrected by two non-spatially homogeneous bias correction methods (EP and MP). Evolutions have been estimated as ratio of the difference between WP frequencies estimated over the 2050-2100 period and WP frequencies estimated over the 1950-2000 period to the WP frequencies estimated over the 1950-2000 period. For each season, colored circles represent frequencies estimated on outputs coming from GCMs forced by the RCP4.5 scenario and colored crosses represents frequencies estimated on outputs coming from GCMs forced by the RCP8.5 scenario. The dispersion of simulated WP frequencies shifts is large, but several WPs have particular future evolutions simulated by the GCMs. The WP8 (anticyclonic situation) is simulated as more frequent in winter, spring and autumn by all considered GCMs, whatever the emission scenario and the bias correction method considered, while it is simulated as less frequent in summer, except for one bias correction method applied to the Had GCM. On the opposite, the WP2 (westerly oceanic circulations) days are simulated as less frequent in winter and more frequent in summer for a majority of GCM outputs. Less

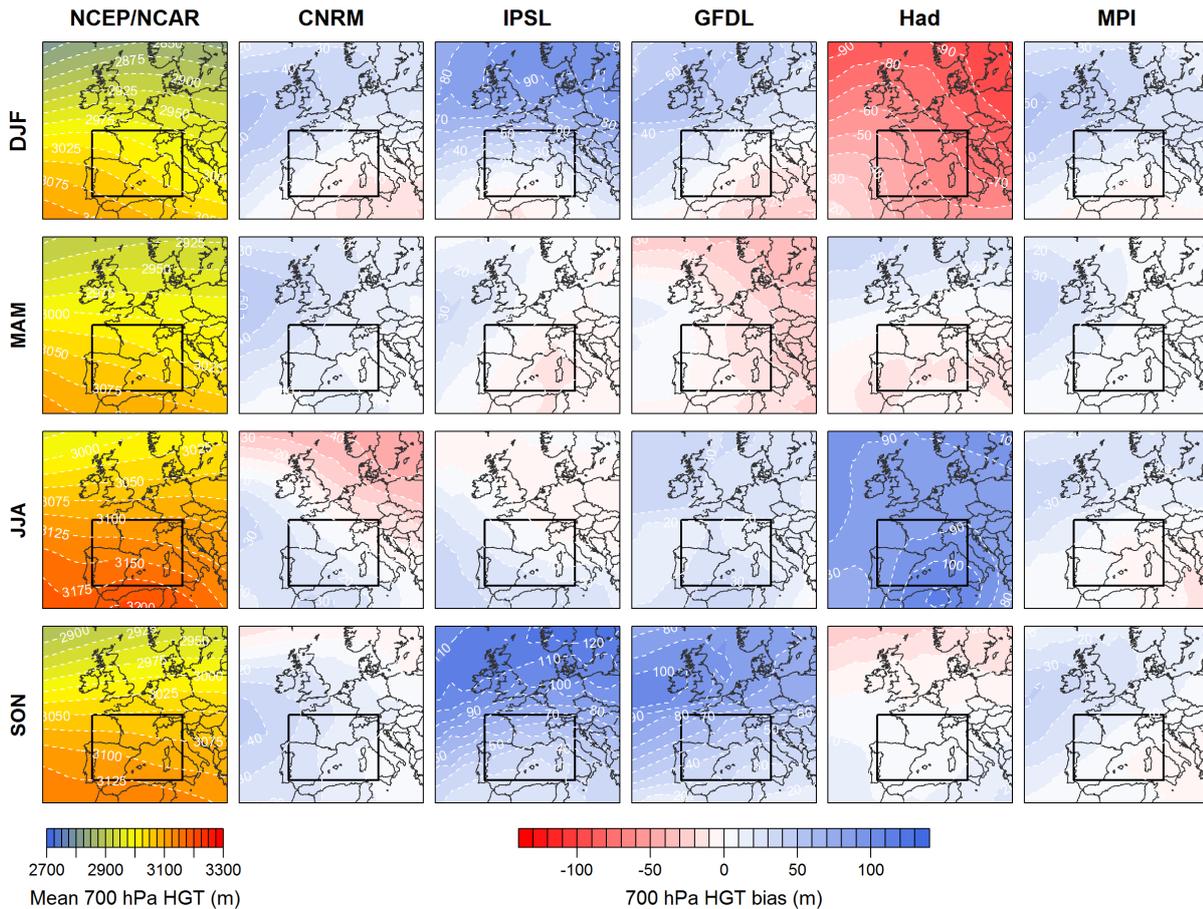


FIGURE 6.3: Seasonal geopotential height biases estimated at 700 [hPa] between values simulated by five GCMs and values of the NCEP/NCAR reanalysis. Biases have been estimated over the 1950-2000 period, positive values mean GCM underestimations.

WP6 and WP7 days (Mediterranean circulations) are simulated within the spring season by all the considered GCM outputs, and less WP4 days (Mediterranean circulations) are simulated within the autumn season by all the considered GCM outputs.

6.2.6 Conclusion

The outputs of five GCMs used within the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) have been used in order to first test their ability to reproduce the seasonal frequencies of eight French WPs previously defined (Garavaglia et al., 2010) and to estimate the future seasonal WP frequencies. The simulated geopotential height fields at 1000 [hPa] and 700 [hPa] over the 1950-2000 period have significant biases compared to the geopotential height fields of the NCEP/NCAR reanalysis. Geopotential height fields at 700 [hPa] are generally underestimated by the five GCMs, while 1000 [hPa] geopotential height fields are generally overestimated by the five GCMs. These biases have both a significant spatial variability and seasonal variability. Thus, two non-spatially homogeneous bias correction methods have been applied on the

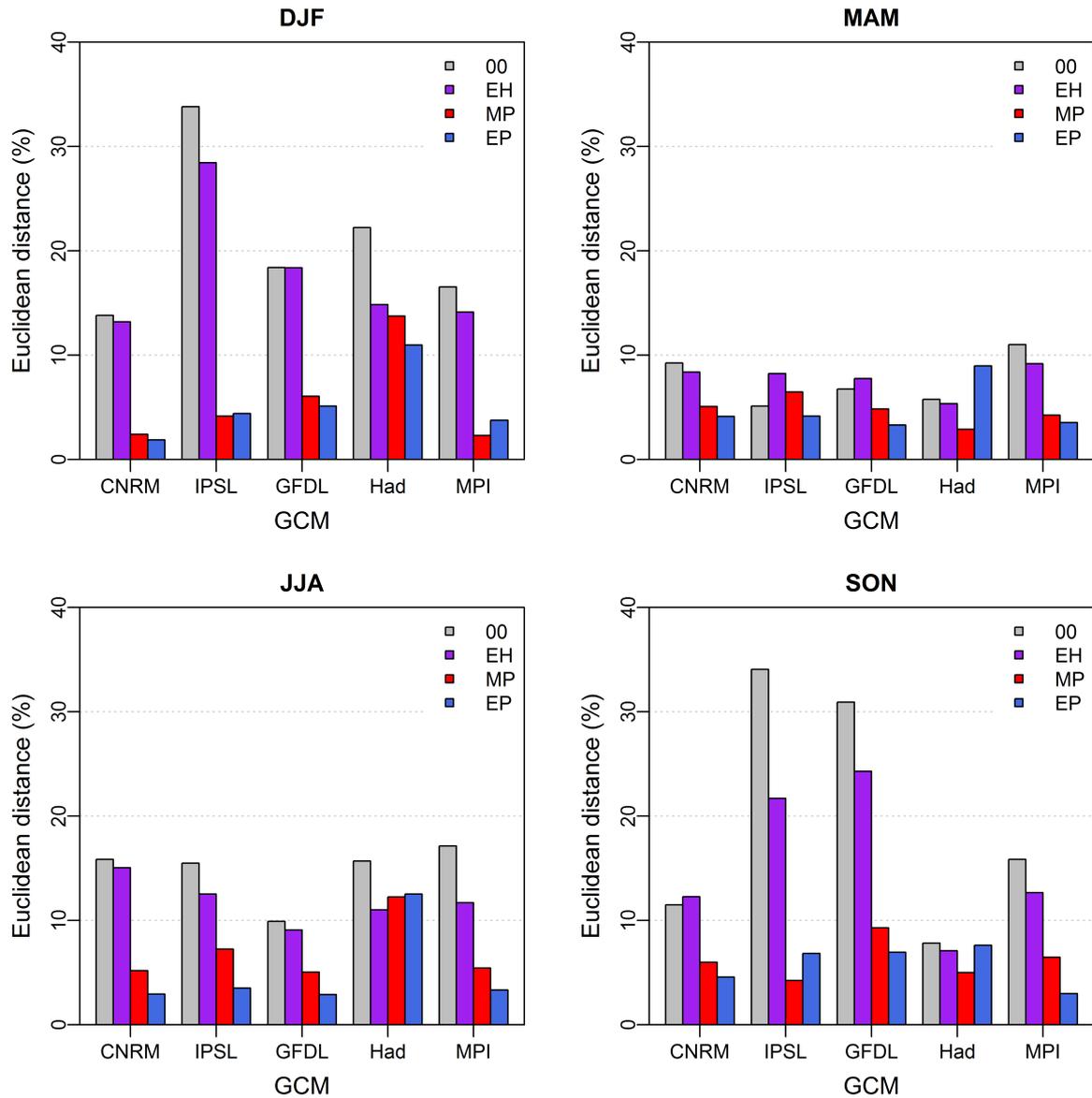


FIGURE 6.4: Seasonal Euclidean distances calculated between the vectors of WP frequencies estimated using NCEP/NCAR geopotential height fields over the 1950-2000 period and the vectors of WP frequencies estimated over the 1950-2000 period for the five GCMs untreated outputs (grey bars) and for the five GCMs after three different bias correction methods (purple, red and blue bars).

simulated geopotential height fields, at a monthly timescale. The five GCMs represent well the seasonal WP frequencies estimated using NCEP/NCAR geopotential height fields, and even better after applying the two non-spatially homogeneous bias correction methods. The applied bias correction on simulated geopotential height fields allows thus to better reproducing the observed WP frequencies for the five considered GCMs. A comparison between seasonal WP frequencies simulated over the 1950-2000 period and seasonal WP frequencies simulated over the 2050-2100 period has been made. The dispersion of simulated WP frequencies evolution is large and few WP have clear future seasonal evolutions. Nevertheless, the frequency of the WP8 (Anticyclonic situations) is simulated as higher in the future winter, spring and autumn

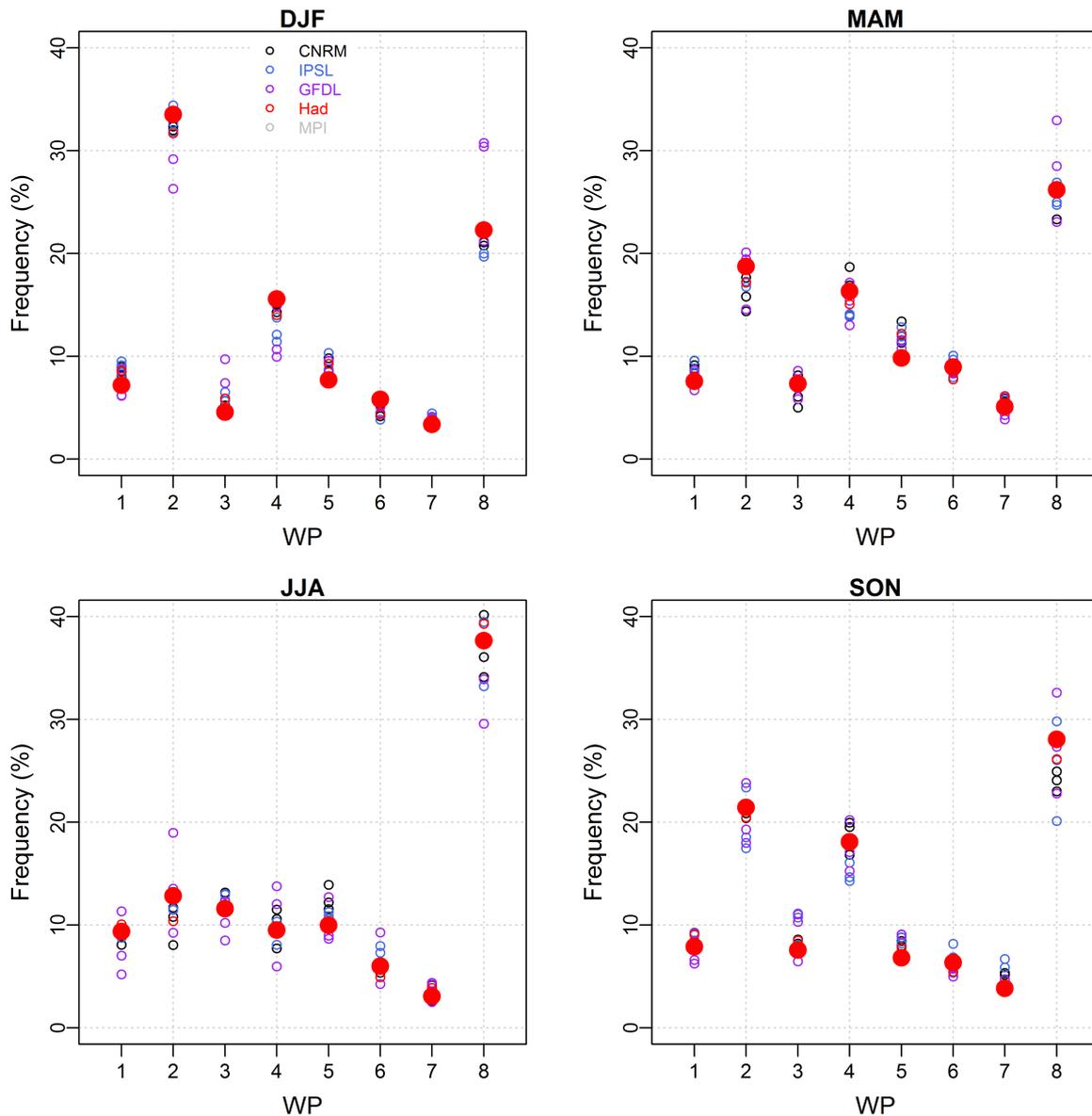


FIGURE 6.5: Seasonal WP frequencies estimated over the 1950-2000 period : red dots are frequencies estimated with NCEP/NCAP reanalysis, colored circles are frequencies estimated with the five GCMs outputs corrected by two non-spatially homogenous correction methods (EP and MP).

season by all the considered GCMs outputs. Since the WP8 days are non-rainy over the studied area, the 2050-2100 period is simulated as drier than the 1950-2000 period by the five considered GCMs. Oppositely to the WP8 days, the WP2 (westerly oceanic circulations) days are simulated as less frequent in winter. Less WP6 and WP7 days (Mediterranean circulations) are simulated within the spring season by all the considered GCM outputs, and less WP4 days (Mediterranean circulations) are simulated within the autumn season by all considered GCM outputs. The simulated WP seasonal frequencies will be used in extreme precipitation predetermination framework over France by applying the Multi-Exponential Weather Pattern distribution (Garavaglia et al., 2010) in a future study. Note that the main limit of the applied

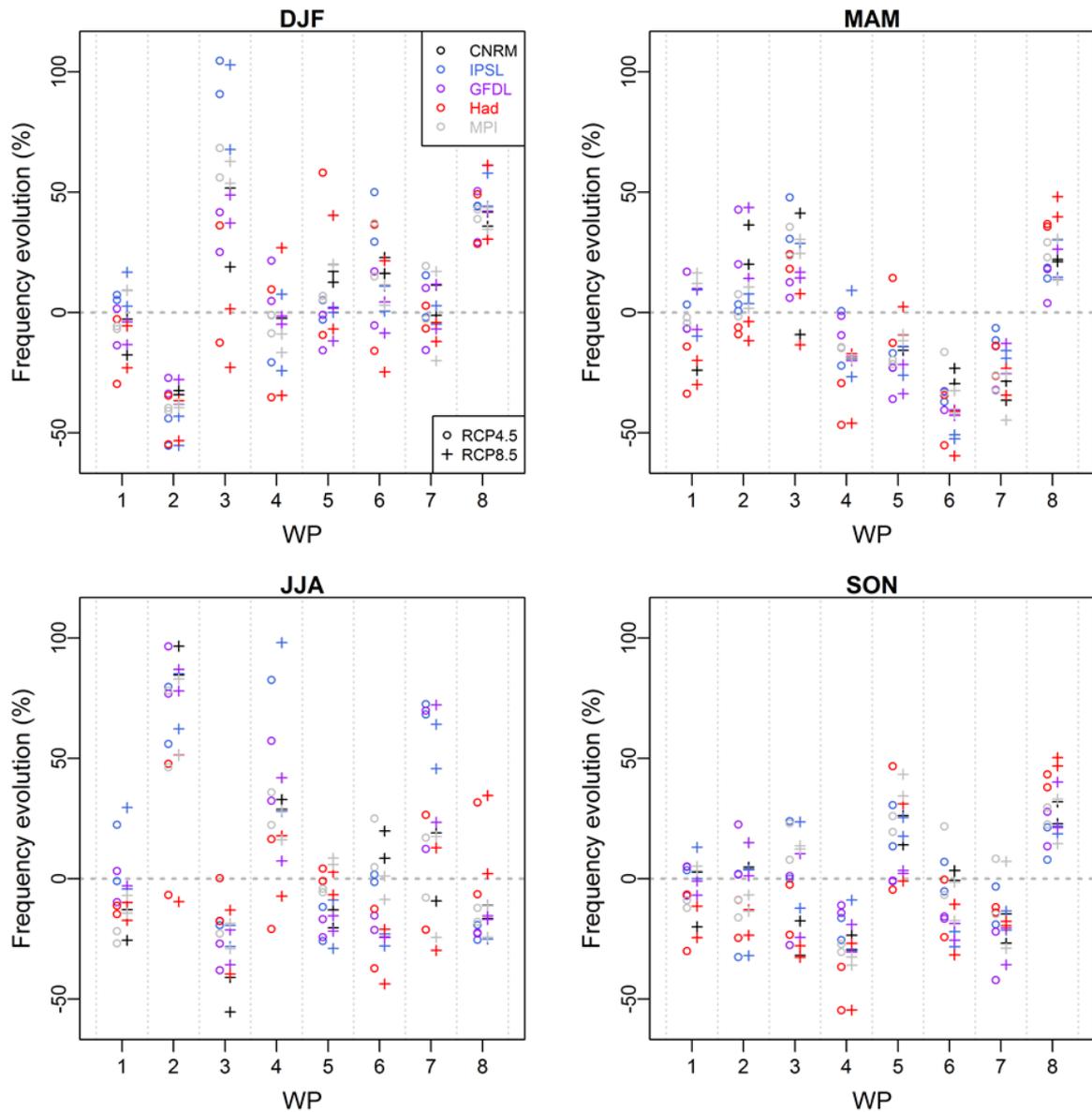


FIGURE 6.6: Seasonal WP frequency shifts projected by the five GCM outputs forced by two emission scenarios (colored circles are for the RCP4.5 experiment and colored crosses are for the RCP8.5 experiment) and corrected by two non-spatially homogeneous bias correction methods (EP and MP). Shifts are estimated as relative differences, namely the ratio of the difference between WP frequencies estimated over the 2050-2100 period and WP frequencies estimated over the 1950-2000 period to the WP frequencies estimated over the 1950-2000 period.

methodology is that only the WP frequencies are assumed to change in the future while WP structures are considered as constant in time. The application of the methodology developed by Cattiaux et al. (2012) could be an interesting perspective in order to fully split the part of changes explained by WP frequencies of the part explained by WP structures, for example.

6.2.7 Simulations SCHADEX avec fréquences futures des types de temps

Dans cette section, les fréquences des types de temps simulées par les GCMs CMIP5 seront introduites au sein du modèle probabiliste MEWP de pluies centrales, toutes choses étant égales par ailleurs.

6.2.7.1 Fréquences et poids des types de temps

Il est important de rappeler que la fonction de répartition saisonnière MEWP $F_{j_{SAI}}$ est obtenue en pondérant chaque distribution marginale $F_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ par la fréquence d'occurrence des pluies centrales $p_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$ (pourcentage d'occurrence relative de pluies centrales de type de temps i_{TT} dans une saison donnée j_{SAI}), calculée préalablement grâce à la chronique de types de temps :

$$F_{j_{SAI}}(z) = \sum_{i_{TT}=1}^{n_{TT}} F_{j_{SAI}}^{i_{TT}}(z) \cdot p_{j_{SAI}}^{i_{TT}} = \sum_{i_{TT}=1}^{n_{TT}} \left(1 - \exp\left(-\frac{z}{\lambda_{j_{SAI}}^{i_{TT}}}\right) \right) \cdot p_{j_{SAI}}^{i_{TT}} \quad (6.1)$$

Les fréquences d'occurrence des pluies centrales par type de temps, par la suite appelées “poids”, sont uniquement estimées sur les sous-populations de pluies centrales PC :

$$p_{j_{SAI}}^{i_{TT}} = \mathbb{P}\left(TT_{j_{SAI}}^{i_{TT}} | PC\right) \quad (6.2)$$

Les fréquences estimées grâce aux sorties des GCMs correspondent à des fréquences de types de temps, notées $TT_{j_{SAI}}^{i_{TT}}$. Les fréquences et les poids des types de temps sont reliés par le théorème de Bayes :

$$p_{j_{SAI}}^{i_{TT}} = \frac{\mathbb{P}\left(PC | TT_{j_{SAI}}^{i_{TT}}\right)}{\mathbb{P}(PC)} \cdot \mathbb{P}\left(TT_{j_{SAI}}^{i_{TT}}\right) \quad (6.3)$$

Afin d'introduire les fréquences simulées par les GCMs au sein du modèle MEWP, il est nécessaire d'estimer la proportion de pluies centrales pour chaque saison et chaque type de temps, notée $\mathbb{P}\left(PC | TT_{j_{SAI}}^{i_{TT}}\right)$. La variabilité naturelle de cette proportion a été quantifiée pour trois bassins versants français (le Tarn à Millau, la Romanche au Champeau et la Corrèze à Brive-la-Gaillarde), et est illustrée sur la figure 6.7. Pour chaque bassin versant, 100 sous-périodes de 25 années ont été assemblées, en utilisant une procédure de “block-bootstrap” similaire à celle présentée dans la section 5.5. Des fréquences de type de temps et les proportions de journées de pluies centrales ont ensuite été estimées pour chacune des 100 sous-périodes générées. Pour chaque bassin versant, chaque variable et chaque type de temps, les valeurs moyennes et les quantiles 5% et 95% ont été estimés. La proportion de pluies centrales par type de temps semble

être légèrement plus variable que la fréquence de type de temps, pour les trois bassins versants étudiés. En effet, la dispersion observée selon l'axe y des graphiques présentés est supérieure à celle observée selon l'axe x . Néanmoins, la variabilité naturelle de ces fréquences apparaît comme étant limitée. Dans la suite des travaux, la proportion de pluies centrales par type de temps est donc assumée constante, et donc égale à celle estimée sur la période d'observation.

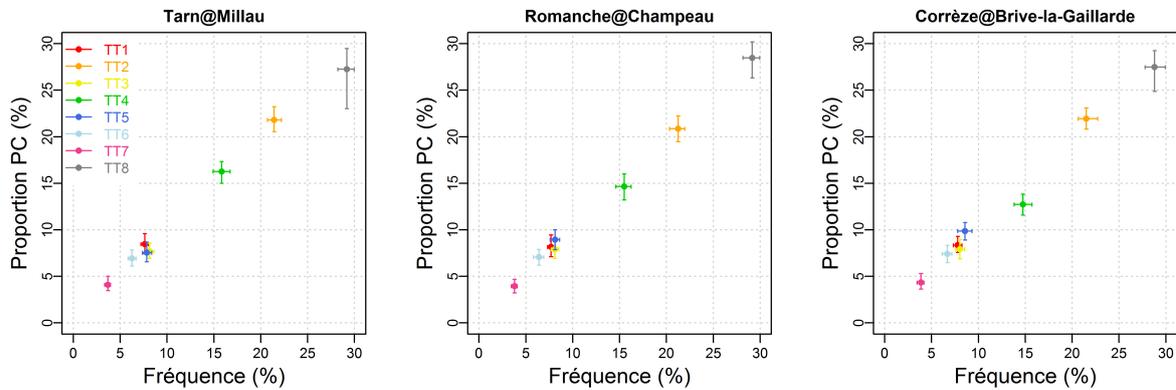


FIGURE 6.7: Proportions des journées de pluies centrales en fonction des fréquences pour chaque type de temps, estimées pour trois bassins versants français. Ces proportions et fréquences ont été estimées, pour chaque bassin versant, sur 100 sous-périodes de 25 années observées, assemblées grâce à une procédure de block-bootstrap. Les points représentent les valeurs moyennes et les "moustaches" sont construites avec les quantiles 5% et 95%.

6.2.7.2 Estimations SCHADEX du futur

En utilisant les proportions de pluies centrales par type de temps estimées sur les périodes d'observations, les fréquences d'occurrences des types de temps simulées par les GCMs ont été introduites dans le modèle MEWP. Des simulations SCHADEX ont ensuite été réalisées, toutes choses étant égales par ailleurs. Les résultats obtenus sont présentés dans la figure 6.8 pour trois périodes de retour : les crues centennales, millénales et décennales. Des biais entre les simulations réalisées avec les sorties des modèles climatiques et la simulation de référence ont été calculés pour chaque bassin versant : biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les fréquences de types de temps simulées lors de l'expérience "historical" (1950-2000, présentés sur l'axe x), biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les fréquences de types de temps simulées lors des expériences "RCP" (2050-2100, présentés sur l'axe y). Les valeurs négatives de biais indiquent donc des valeurs de quantiles simulés inférieures aux quantiles de référence.

De manière générale, l'introduction de fréquences de types de temps simulées entraîne l'estimation de quantiles de crues plus faibles que ceux de référence pour les trois bassins versants étudiés. Cette diminution est plus importante lors de la considération de fréquences simulées pour la période future (par les expériences "RCP") en comparaison avec la considération de

fréquences simulées pour la période historique (par les expériences “historical”). Les quantiles de crues simulés par SCHADEX sont donc plus faibles dans le futur, lorsque des évolutions de fréquences de types de temps sont considérées (diminution de l’ordre de 5%). Cette tendance est moins évidente pour les quantiles décamillénaires que pour les quantiles centennaires. L’influence de la fréquence de types de temps est donc moindre pour les quantiles extrêmes de crues par rapport aux quantiles forts. Cette diminution des valeurs de quantiles de crues estimés dans le futur semble être liée à l’augmentation de la fréquence du type de temps français 8 (correspondant à des situations anticycloniques) simulée par les GCMs. Les types de temps à risque de chaque bassin versant sont donc simulés comme étant moins fréquents dans le futur.

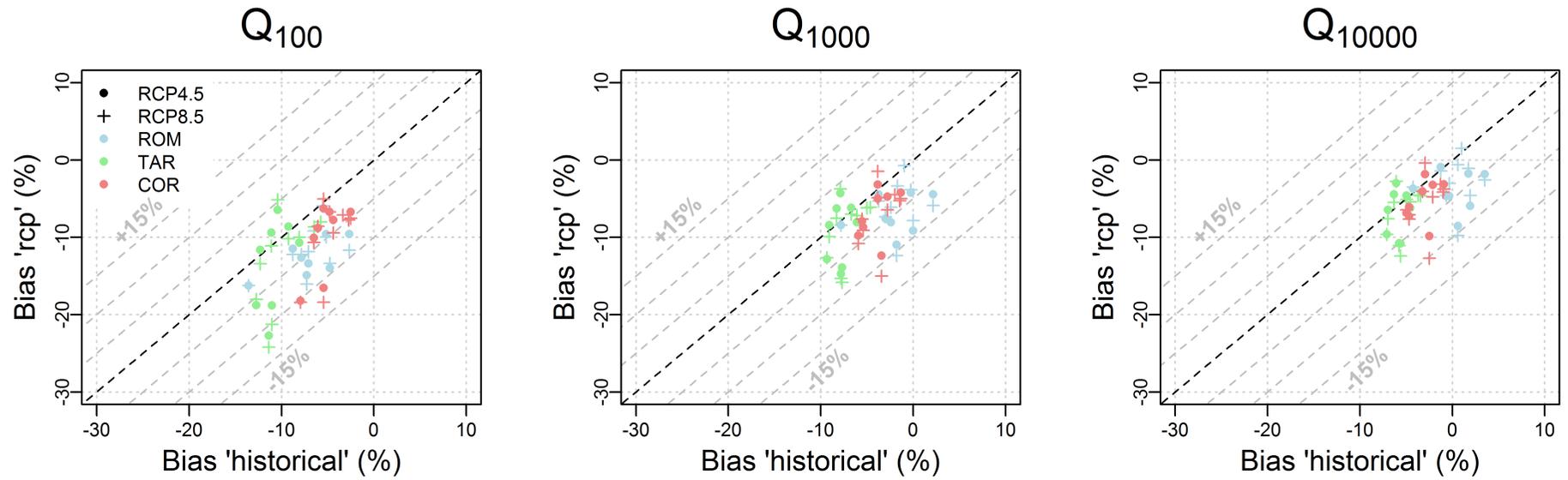


FIGURE 6.8: Quantiles de crues simulés par la méthode SCHADEX pour trois bassins versants français en utilisant des fréquences de types de temps simulées par 5 GCMs CMIP5. Trois périodes de retours sont illustrées. Les biais sont calculés à partir des différentes estimations SCHADEX de référence, une valeur positive de biais indique une surestimation.

6.3 Intensité des épisodes pluvieux du futur

6.3.1 Introduction

Les valeurs de pluies simulées par les GCMs et par les RCMs sont incertaines, particulièrement pour les valeurs extrêmes. Les processus à l'origine des précipitations sont partiellement pris en compte par les modèles, et ont lieu à des résolutions spatiales et temporelles généralement inférieures à celle des modèles climatiques. En revanche, les températures simulées par ces mêmes modèles sont moins incertaines. *Comment utiliser les températures simulées par des GCMs pour estimer les quantiles de pluies extrêmes du futur ?* Pour répondre à cette question, certains climatologues utilisent depuis plusieurs années la relation de Clausius-Clapeyron pour relier la température de l'air et les pluies extrêmes. En effet, la pression de vapeur saturante (e_s) - grossièrement la quantité maximale de vapeur d'eau qu'un volume d'atmosphère peut contenir avant condensation - est fortement dépendante de la température de l'air et augmente de manière presque exponentielle avec la température (Held & Soden, 2006; Pierrehumbert et al., 2007) :

$$\frac{d \ln(e_s)}{dT} = \frac{L}{R_w \cdot T^2} \equiv \alpha(T) \quad (6.4)$$

où T est la température de l'air [K], R_w est la constante des gaz parfaits ($[461.5 \text{ J.kg}^{-1} \cdot K^{-1}]$), L est l'enthalpie de vaporisation, qui varie entre $L = 2.501 \cdot 10^6 \text{ [J.kg}^{-1}]$ à $T = 273.15 \text{ [K]}$ et $L = 2.257 \cdot 10^6 \text{ [J.kg}^{-1}]$ à $T = 373.15 \text{ [K]}$ et α est le pourcentage d'augmentation de la pression de vapeur saturante par degré d'augmentation de la température de l'air [$\% \cdot K^{-1}$]. Cette équation peut être intégrée en supposant que l'enthalpie de vaporisation est constante par rapport à la température, hypothèse notamment valable dans les basses couches de l'atmosphère (Lawrence, 2005) :

$$\ln \left(\frac{e_s(T)}{e_s(T_0)} \right) = -\frac{L}{R_w} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \equiv \alpha \quad (6.5)$$

$$\text{En posant } \begin{cases} T = 274.15 \text{ [K]} (1^\circ\text{C}) \\ T_0 = 273.15 \text{ [K]} (0^\circ\text{C}) \\ L = 2.5 \cdot 10^6 \text{ [J.kg}^{-1}] \\ R_w = 461.5 \text{ [J.kg}^{-1} \cdot K^{-1}] \end{cases},$$

la relation de Clausius-Clapeyron prédit une augmentation de la pression de vapeur saturante de 7% par degré de température ($\alpha = 7 \text{ [\%} \cdot K^{-1}]$) et donc que la quantité maximale de vapeur

d'eau qu'un volume d'atmosphère peut contenir avant condensation augmente (théoriquement) de 7% par degré d'augmentation de température (Trenberth et al., 2003).

Cette hypothèse - *l'intensité des épisodes pluvieux extrêmes est pilotée par le volume d'eau contenu dans l'atmosphère et donc par la relation de Clausius-Clapeyron* - a donc été testée dans plusieurs régions du monde : le tableau 6.1 présente un résumé de travaux récents cherchant à tester cette hypothèse sur des séries de pluies et de températures observées. Ces travaux visent à estimer, pour différentes séries de précipitations, un pourcentage d'augmentation des quantiles de pluies par degré d'augmentation de température. Le pourcentage de 7 [%. K^{-1}] (généralement noté “*C-C*” pour *Clausius-Clapeyron*) a été retrouvé dans différentes régions du monde, à la fois à l'échelle journalière comme à des pas de temps inférieurs. Néanmoins, un pourcentage de 14 [%. K^{-1}] (noté “*super C-C*” pour *super Clausius-Clapeyron*) a été estimé sur plusieurs séries horaires (e.g. Lenderink et al. (2011)), notamment pour les gammes les plus chaudes de températures observées (par exemple les températures supérieures à 10 [°C]). Haerter & Berg (2009) et Berg & Haerter (2013) ont montré que l'estimation d'un tel pourcentage est due à un biais statistique induit par le mélange de deux populations de pluies différentes, à savoir les pluies d'origine convective et celles d'origine frontale. En séparant ces deux populations, des pourcentages proches de 7 [%. K^{-1}] sont alors estimés.

Les études menées à différents pas de temps mettent en évidence que le pourcentage d'augmentation des quantiles de pluies par degré diminue avec l'augmentation du pas de temps considéré (pas de temps 5-minutes, 10-minutes, 1-heure, 1-jour, etc.) et le quantile considéré (quantiles 75%, 90%, 95%, 99%, etc.). Ce résultat est lié à la probabilité d'observer un épisode pluvieux d'intensité constante, qui diminue lorsque le pas de temps d'étude augmente. Il semble en effet peu probable d'observer un épisode pluvieux d'intensité forte sur deux jours par rapport à un épisode pluvieux d'intensité forte sur deux heures. En résumé, plus le pas de temps d'étude est fin et plus le quantile étudié est important, plus l'hypothèse d'étude d'épisodes pluvieux engendrés par des conditions de saturation complète de l'atmosphère est juste.

À l'échelle journalière, ce type d'analyse révèle également une diminution des quantiles de pluies estimés lors des journées aux températures les plus grandes. Ainsi, Hardwick Jones et al. (2010) ont montré, sur plus de 100 stations de mesures situées en Australie, que les quantiles de pluies estimés sur des journées où plus de 20 [°C] ont été observés, sont inférieurs à ceux estimés sur des journées où la température d'air était inférieure à 20 [°C]. Cette diminution semble liée à l'humidité relative maximale de l'atmosphère, qui est inférieure lors des journées les plus chaudes, généralement observées en été. Lors de cette saison estivale, le contraste entre la température des océans - d'où provient environ 85% de l'humidité présente dans l'atmosphère (Bigg et al., 2003) - et la température des continents est maximal. Ainsi, un volume d'atmosphère saturé en eau et en équilibre avec un océan deviendra sous-saturé lors de son transport au-dessus d'un continent plus chaud. La probabilité d'observer un volume d'atmosphère saturé en eau est donc moindre pour les journées les plus chaudes, et donc en été. Hardwick Jones et al. (2010)

proposent ainsi d'étudier le lien entre les quantiles de pluies et les régions-sources d'humidité.

Cette analyse bibliographique met en évidence la nécessité de prendre en compte la saisonnalité des pluies fortes, mais également les situations synoptiques engendrant ces pluies. Dans cette section, la validité de l'hypothèse de contrôle des intensités des épisodes pluvieux forts par la température de l'air est testée, afin de prédire des intensités d'épisodes pluvieux futurs à partir des températures de l'air simulées par les modèles climatiques. Cette hypothèse est analysée par saison, en utilisant une classification de types de temps pour discriminer les épisodes pluvieux extrêmes au regard de leurs situations synoptiques. L'analyse est tout d'abord illustrée sur des séries observées en une station de mesure, la série du Mont-Aigoual, situé dans les Cévennes. Des données de pluies au pas de temps horaire et au pas de temps journalier sont disponibles pour cette station. La même analyse est ensuite réalisée au pas de temps journalier sur 1594 bassins versants français.

TABLEAU 6.1: Travaux cherchant à “valider” la relation de Clausius-Clapeyron sur des séries de pluies et de températures de l’air observées.

Référence	Région	Séries de pluie	Quantiles de journées pluvieuses	Séries de température	Long. (ans)	α ($[\% \cdot K^{-1}]$)
Lenderink & van Meijgaard (2008)	Pays-Bas	1 (1-heu)	90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	99	~ 7 ($T \leq 12$ [°C]) ; ~ 14 ($T \geq 12$) [°C]
Berg et al. (2009)	Europe	Grille (1-jou)	70, 90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	30	~ 7 en hiver ; ≤ 7 en été.
Lenderink & van Meijgaard (2010)	Pays-Bas	27 (1-heu)	90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	15	~ 7 ($T \leq 10$ [°C]) ; ~ 14 ($T \geq 10$) [°C]
	Belgique	1 (1-heu)	90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	55	~ 7 ($T \leq 10$ [°C]) ; ~ 14 ($T \geq 10$) [°C]
	Suisse	2 (1-heu)	90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	28	~ 7 ($T \leq 10$ [°C]) ; ~ 14 ($T \geq 10$) [°C]
Hardwick Jones et al. (2010)	Australie	137 (1-heu)	50 et 99%	Moy. jour.	≥ 10	Varie avec le quantile de pluie, la durée de l’épisode et non constant avec T.
Lenderink et al. (2011)	Hong Kong	1 (1-heu)	90, 99 et 99.9%	Moy. jour.	120	~ 14 ($T \leq 24$ [°C]) ; chute d’intensité pour $T \geq 0$ [°C].
Utsumi et al. (2011)	Globe	8900 (1-jou)	99%	Moy. jour.	Variable	~ 7 dans un nombre limité de régions (mi-latitude).
Shaw et al. (2011)	USA	14 (1-heu)	99 et 99.9%	Moy. jour.	≥ 39	~ 7
Mishra et al. (2012)	USA	1029 (1-heu)	99%	Moy. jour.	60	≥ 7 pour 80% des séries étudiées.
Westra et al. (2012)	Globe	11391 (1-jou)	Max. annuel	Moy. jour. globale	≥ 30	de 5.9 à 7.7
Fujibe (2013)	Japon	92 (1-heu)	Max. annuel	Moy. jour.	60	~ 7
Berg & Haerter (2013)	Allemagne	5 (5-min)	75 et 99%	Moy. hor.	≥ 5	≥ 7 pour à la fois les épisodes convectifs et stratiformes, indépendamment
Berg et al. (2013)	Allemagne	90 (5-min)	75 et 99%	Moy. jour.	8	~ 14 pour les épisodes convectifs ; 10 [°C] $\leq T \leq 22$ [°C]

6.3.2 Méthodologie

6.3.2.1 Estimation de quantiles de pas de temps pluvieux

La méthodologie utilisée par la suite est fortement inspirée de celle développée par [Hardwick Jones et al. \(2010\)](#). Elle consiste à identifier, pour chaque série de pluies considérée, un échantillon de “pas de temps pluvieux” (heures pluvieuses ou journées pluvieuses par la suite) et d’associer à chaque pas de temps pluvieux une température de l’air. Les pas de temps pour lesquels plus de 0.1 [mm] a été observé sont considérés comme pluvieux. L’échantillon de pas de temps pluvieux est ensuite séparé en 12 classes de températures, chaque classe étant composée du même nombre de pas de temps. Les plages de variation des classes de températures sont donc variables pour une série de pluies donnée, et sont propres à chaque série de pluies considérée. La température médiane des pas de temps pluvieux constituant une classe de température est estimée et ensuite considérée comme étant la température représentative de cette classe. Les quantiles 90% et 99% (illustrés par la suite avec une couleur bleue et violette, respectivement) sont ensuite calculés pour chaque classe de température, si plus de 50 pas de temps pluvieux sont présents dans la classe considérée. Un intervalle de confiance d’estimation de chaque quantile est calculé grâce à une procédure de bootstrap sans remise (similaire à celle introduite dans la section 5.5).

Un deuxième échantillonnage est ensuite réalisé pour chaque série : les pas de temps pluvieux identifiés sont séparés en quatre saisons, puis chacun des quatre échantillons constitués est séparé en 12 classes de températures de longueurs similaires, selon la procédure détaillée dans le paragraphe précédent. Les quatre saisons considérées sont communes pour l’ensemble des séries : une saison hivernale (mois de décembre, janvier et février), notée DJF et illustrée avec une couleur bleue par la suite, une saison printannière (mois de mars, avril et mai), notée MAM et illustrée avec une couleur verte par la suite, une saison estivale (mois de juin, juillet et août), notée JJA et illustrée avec une couleur rouge par la suite et une saison automnale (mois de septembre, octobre et novembre), notée SON et illustrée avec une couleur orange par la suite. Les deux quantiles 90 et 99% sont ensuite calculés pour chaque échantillon identifié, si plus de 50 pas de temps pluvieux sont présents.

Un troisième échantillonnage est finalement réalisé pour chaque série, en séparant les pas de temps pluvieux identifiés par saison, puis par type de temps et enfin par classe de température. Une série analysée est donc séparée en 4 (nombre de saisons) fois le nombre de type de temps (8 par exemple) fois 12 (nombre de classes de températures) classes. Les deux quantiles 90 et 99% sont enfin estimés pour chaque échantillon identifié, si plus de 50 pas de temps pluvieux sont présents.

6.3.2.2 Régressions linéaires entre quantiles et températures

Une régression linéaire est ensuite réalisée pour chaque quantile de pluie entre les logarithmes de quantile et les valeurs de températures médianes. La figure 6.9 vise à illustrer graphiquement la méthodologie développée pour relier des quantiles de pluies avec des températures de l'air. Il est important de noter qu'un sous-ensemble de quantiles est considéré lors de la régression linéaire. Une température médiane "maximale" est estimée pour chaque quantile et série de pluies considérés, comme étant la température médiane pour laquelle les quantiles sont maximum (cette température est représentée par un trait vertical bleu sur la figure 6.9). Les régressions sont ensuite réalisées en considérant uniquement les températures inférieures à ces valeurs maximales. Seules les régressions estimées sur plus de cinq points sont conservées. Un test de Student est ensuite réalisé, permettant d'estimer la probabilité que la pente de la régression linéaire soit nulle. Seules les régressions dont la probabilité d'avoir une pente nulle (*p-value*) est inférieure à 0.01 sont considérées comme significatives. Les pentes de ces régressions sont finalement conservées et exprimées en pourcentage d'augmentation de quantile de pluies par augmentation de la température d'air ($[\%/^{\circ}\text{C}]$).

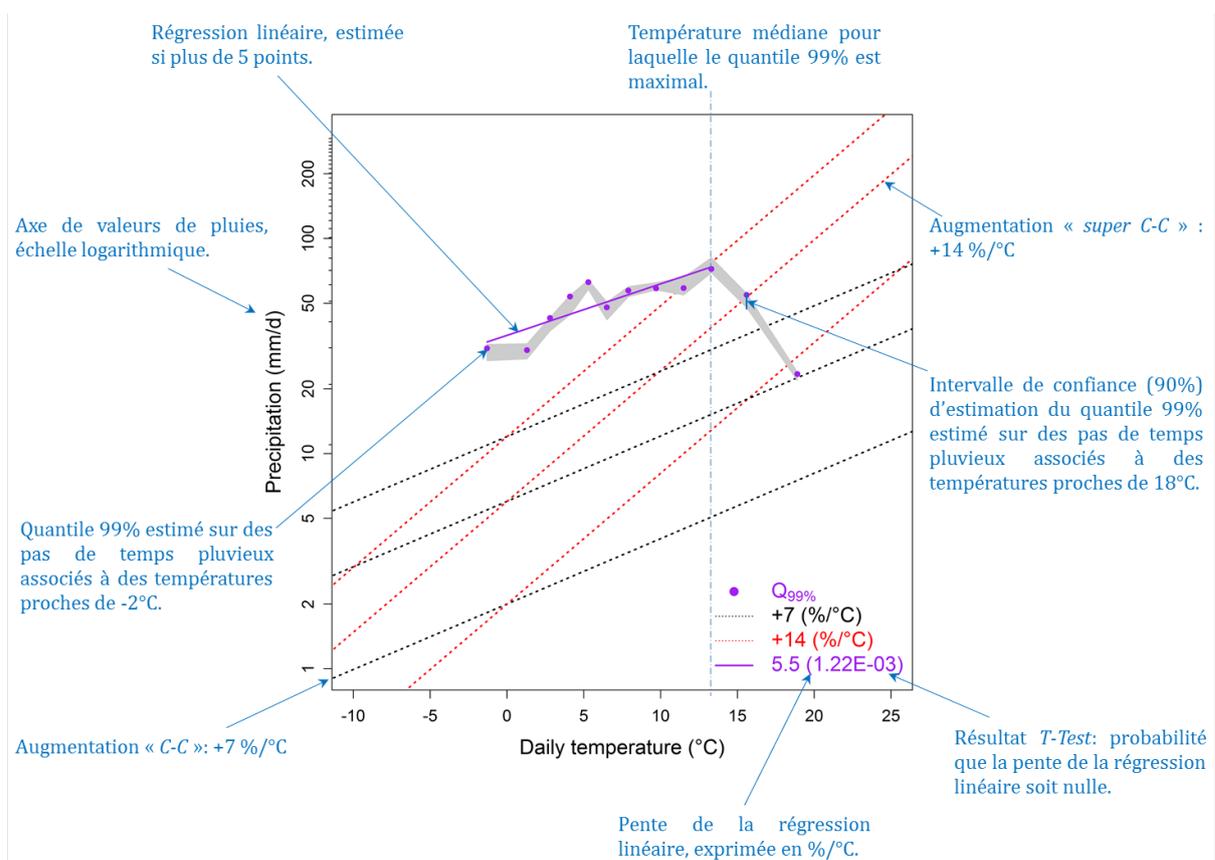


FIGURE 6.9: Résumé graphique de la méthodologie utilisée pour relier température et quantiles de pluies.

6.3.3 Données

6.3.3.1 Analyse de cas : le Mont-Aigoual, bassin versant du Tarn à Millau

L'analyse est tout d'abord réalisée sur plusieurs séries de la station de mesure du Mont-Aigoual, dont la localisation est illustrée sur la figure 6.10a. Cette station, située à 1567 [m] d'altitude, est opérationnelle depuis décembre 1894. Une chronique de pluies horaires et une chronique de pluies journalières ont été extraites sur la période 1983-2010. Ces séries ont été reliées à une série de températures journalières, disponible sur la même période. Ces séries de pluies ponctuelles ont été finalement comparées avec une série de pluies de bassin, définie pour le bassin du Tarn à Millau (2170 [km²]). La position du bassin versant du Tarn à Millau est également illustrée sur la figure 6.10a.

6.3.3.2 Bassins versants français

L'analyse a ensuite été réalisée sur 1594 bassins versants français, représentés sur la figure 6.10a par des contours noirs. Les pluies et températures de bassin au pas de temps journalier ont été estimés par [Le Moine et al. \(2007\)](#) en utilisant la réanalyse SAFRAN ([Quintana Segui et al., 2008](#); [Vidal et al., 2010](#)) et sont disponibles sur chaque bassin versant du 01/08/1958 au 31/07/2010. Ces bassins versants ont été sélectionnés parmi une large base de bassins versants comme étant les bassins ne possédant pas de stations de mesures en amont. Il s'agit donc de têtes de bassins de surface moyenne, qui constituent un échantillon représentatif de nombreuses climatologies observées en France, qui permet de s'affranchir de biais liés à la sur-représentation de certaines rivières (considération de nombreux bassins emboîtés) ou régions.

6.3.3.3 Types de temps français

La classification de types de temps utilisée dans cette étude est basée sur les huit types de temps français identifiés par [Garavaglia et al. \(2010\)](#), constituant une classification des journées observées de 1948 à 2010. Ces huit types de temps ont été groupés en quatre "macro" types de temps, afin d'avoir un nombre conséquent de pas de temps pluvieux à analyser lors de l'échantillonnage par saison et type de temps. La classification utilisée par la suite est donc composée de quatre types de temps :

- le type de temps 1 (noté WP1), qui regroupe des journées caractérisées par une circulation d'ouest,
- le type de temps 2 (noté WP2), qui regroupe des journées caractérisées par une circulation de sud,

- le type de temps 3 (noté WP3), qui regroupe des journées caractérisées par une circulation d’est,
- le type de temps 4 (noté WP4), qui regroupe des journées anticycloniques.

Le tableau 6.2 résume le lien entre les types de temps utilisés dans cette étude et les types de temps présentés par Garavaglia et al. (2010). Les champs de géopotentiels moyens, champs de précipitations et fréquences des quatre types de temps sont présentés sur la figure 6.11.

TABLEAU 6.2: Lien entre la classification de types de temps utilisée dans cette étude et la classification présentée par Garavaglia et al. (2010).

“Macro” type de temps	Type de temps de Garavaglia et al. (2010)
WP1	WP1 et WP2
WP2	WP3, WP4 et WP7
WP3	WP5 et WP6
WP4	WP8

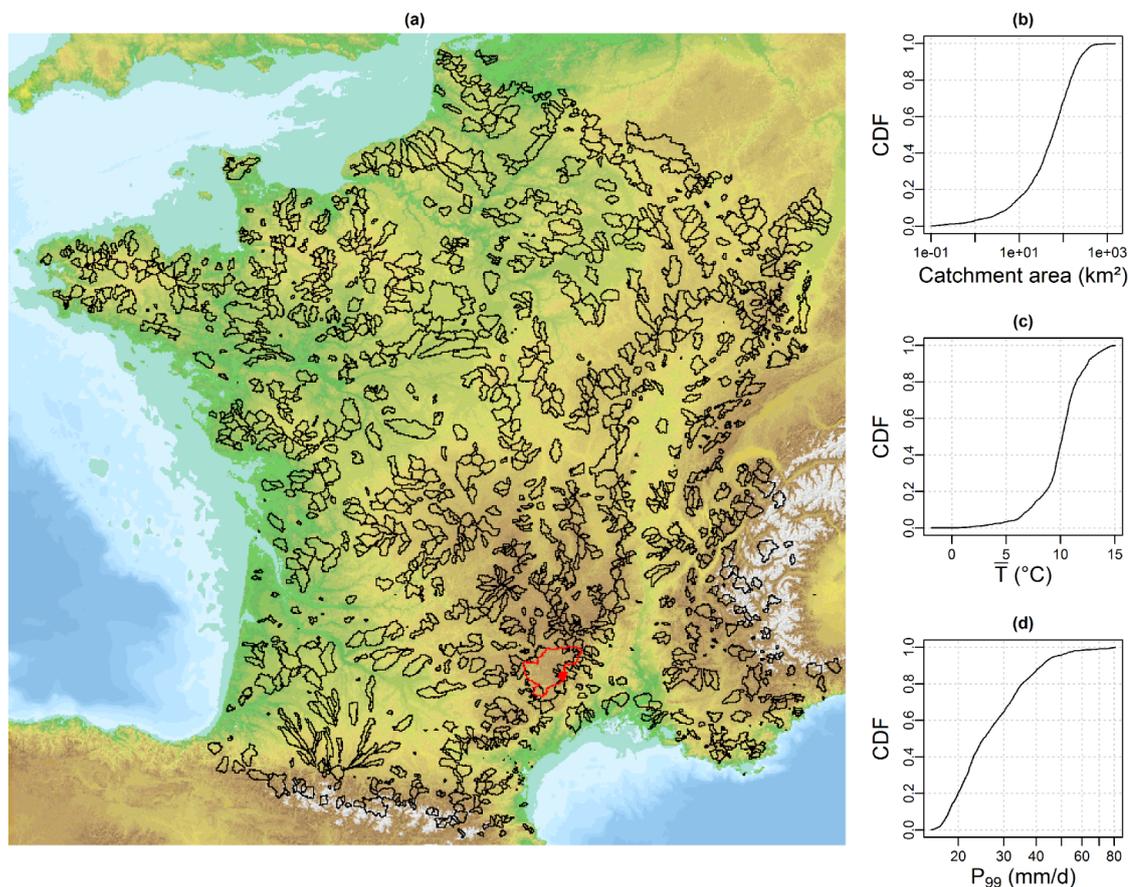


FIGURE 6.10: (a) Localisation des 1594 bassins versants étudiés (en noir), du bassin versant du Tarn à Millau (en rouge) et de la station de mesure du Mont-Aigoual (point rouge), les données topographiques sont extraites du jeu de données SRTM 90 [m] (Jarvis et al., 2008); distributions cumulées des (b) aires de bassins versants, (c) des températures journalières moyennes et des (d) quantile 99% de pluies journalières.

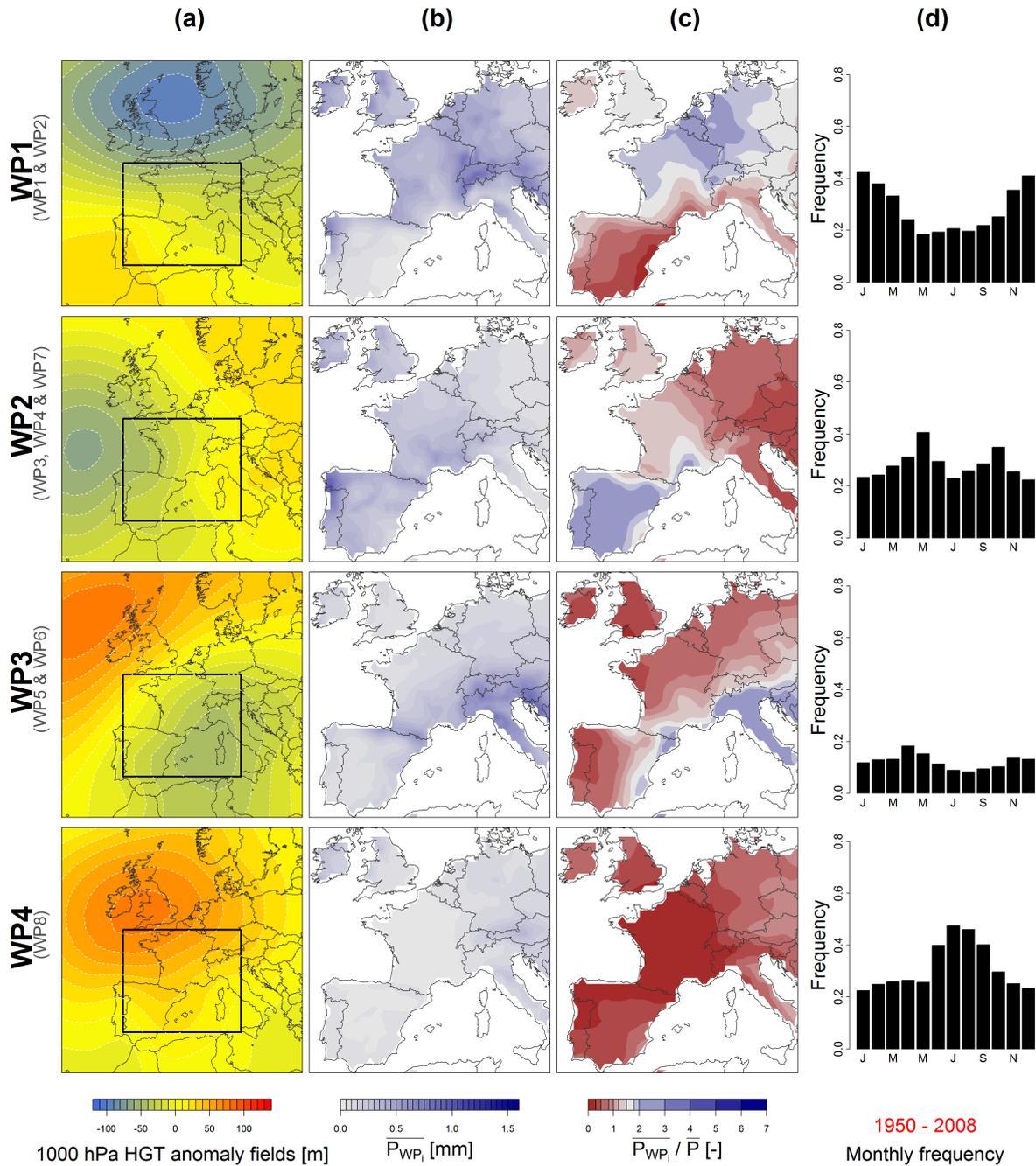


FIGURE 6.11: Types de temps 1 à 4 du catalogue simplifié de types de temps français : (a) Anomalies de hauteurs du géopotential 1000 [hPa] (NOAA), (b) champs de précipitation moyenne par type de temps (ECA&D), (c) champs de ratios entre la précipitation moyenne par type de temps et la précipitation moyenne tous types de temps confondus par point de grille (ECA&D) et (d) fréquences mensuelles des types de temps, estimées sur la période 1950-2008. Les rectangles noirs (présents dans la colonne (a)) représentent la fenêtre des champs de hauteurs de géopotentials utilisés pour la définition des types de temps.

6.3.4 Résultats

6.3.4.1 Analyse de cas : le Mont-Aigoual, bassin versant du Tarn à Millau

Les figures 6.12, 6.13 et 6.14 présentent les résultats de l'analyse pour une série de pluies horaires du Mont-Aigoual, une série de pluies journalières du Mont-Aigoual et une série de pluies de bassin du Tarn à Millau, respectivement. Ces différentes séries ont été extraites sur la même période, s'étalant du 01/08/1983 au 31/07/2010. Les trois figures sont construites de la même manière, à savoir en trois lignes :

- La première ligne représente les différents quantiles de pas de temps pluvieux estimés sur l'ensemble de la série de pluie, ainsi qu'une carte de France représentant la localisation de la série considérée.
- La deuxième ligne regroupe les différents quantiles et régressions estimés sur les échantillons de pas de temps pluvieux saisonniers.
- La dernière ligne regroupe les différents quantiles et régressions estimés sur les échantillons de pas de temps pluvieux par saison et par type de temps.

La figure 6.12 présente donc les quantiles estimés sur la série de pluie horaire du Mont-Aigoual. En considérant l'ensemble de la série, des pentes de 6.2 et 8.1 [%/°C] sont estimées pour les quantiles 90 et 99% respectivement, pour des températures journalières moyennes inférieures à 7 [°C]. Pour des valeurs de températures médianes supérieures à 7 [°C], les quantiles de pluies diminuent. À l'échelle saisonnière, les relations entre quantiles de pluies et les températures médianes sont moins claires, à l'exception de l'automne. Pour cette saison, des pentes de 13.1 [%/°C] et 14.8 [%/°C] sont estimées pour les quantiles 90 et 99% et sont donc proches de relations de type "super C-C". Des pentes de même ordre de grandeur sont estimées pour les heures pluvieuses de cette même saison et de type de temps 2 (circulations de sud). Les autres échantillons par saison et par type de temps ne révèlent pas de pente claire pour les deux quantiles considérés.

La figure 6.13 présente quant à elle les quantiles estimés sur la série de pluies journalières du Mont-Aigoual. Pour l'ensemble de la série comme pour les échantillons saisonniers, les quantiles de pluies estimés augmentent avec la température jusqu'à une température seuil, pour diminuer ensuite pour les journées les plus chaudes. En considérant l'ensemble de la série et les températures inférieures à 5 et 10 [°C], des pentes de 8.9 [%/°C] et de 14.7 [%/°C] sont estimées pour les quantiles 90 et 99%, respectivement. Des pentes similaires sont calculées en considérant l'échantillon de journées pluvieuses hivernales. En revanche, des pentes beaucoup plus importantes sont estimées pour les saisons de printemps et d'automne, avec des valeurs supérieures à 20 [%/°C]. Aucune relation claire n'est observable entre les quantiles de pluies et les températures en été, ni lors de l'échantillonnage par type de temps et par saison (dernière ligne de la figure).

Enfin, la figure 6.14 présente les quantiles estimés sur la série de pluie de bassin du Tarn à Millau. Une diminution des quantiles de pluies pour les températures journalières les plus importantes est à nouveau observée, en considérant l'ensemble de la série comme en divisant par saison. En considérant l'ensemble de la série et les températures inférieures à 10 et 12 [°C], des pentes de 7.1 et de 5.5 [%/°C] sont estimées pour les quantiles 90 et 99%, respectivement. Des pentes plus fortes sont estimées pour les saisons de printemps (16.00 et 11.9 [%/°C]) et d'automne (9.8 et 10.6 [%/°C]). Enfin, l'échantillonnage par saison et par type de temps ne permet pas d'identifier de relations claires entre quantiles de pluies et températures de l'air.

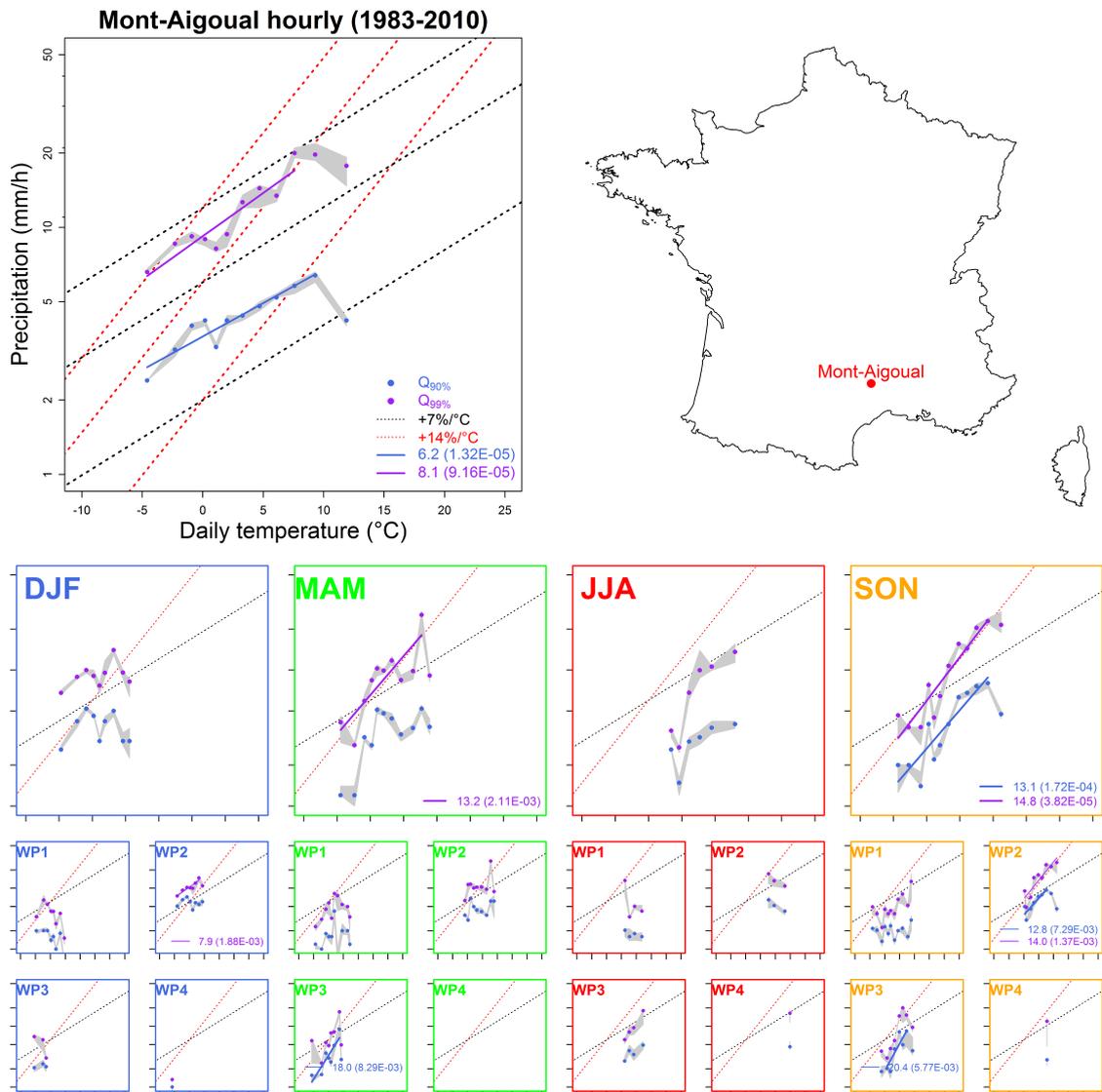


FIGURE 6.12: Quantiles 90% et 99% estimés sur des heures pluvieuses observées sur le Mont-Aigoual pour 12 gammes de températures, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne), et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Les axes (x) et (y) sont les mêmes pour toutes les figures.

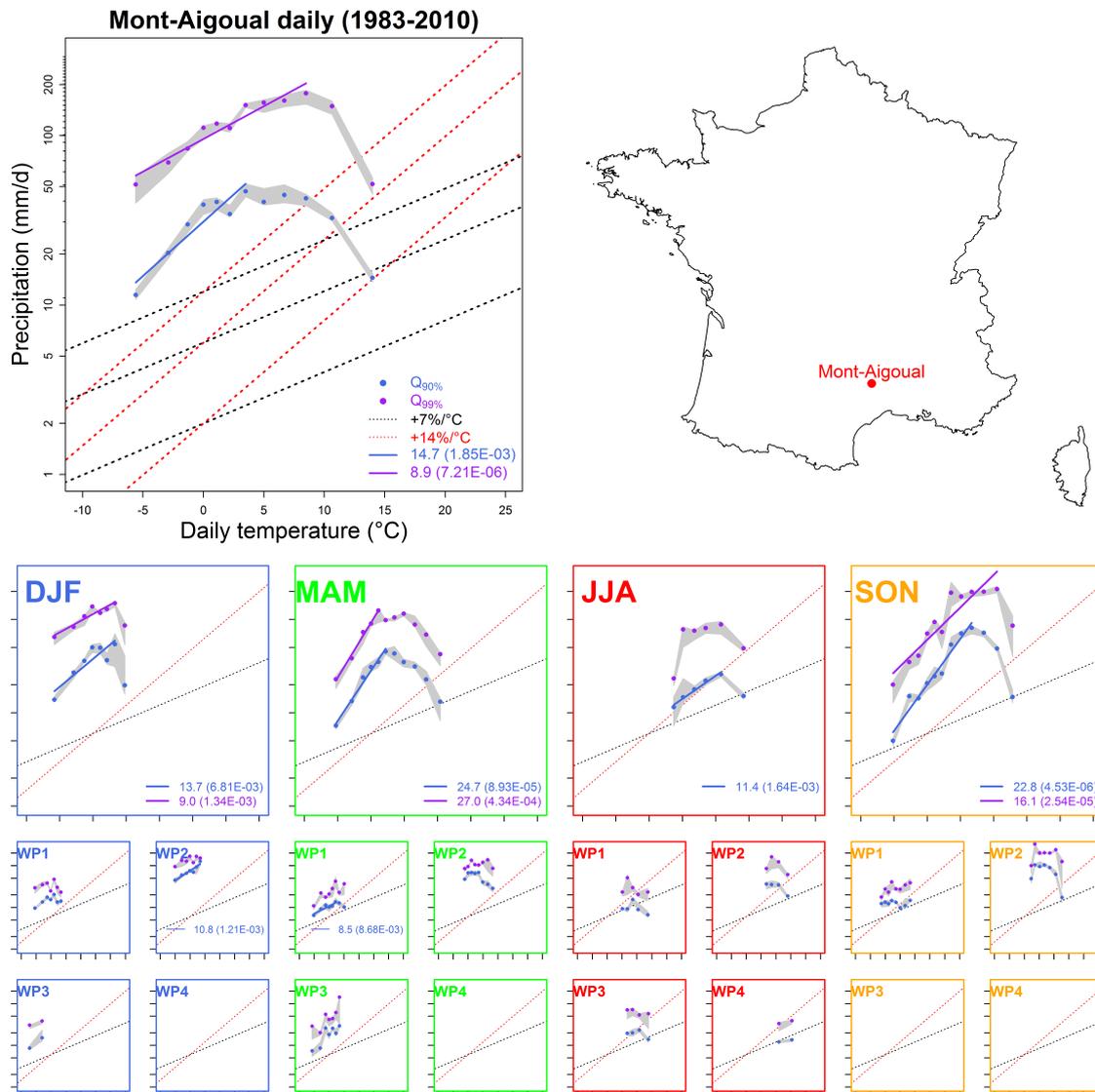


FIGURE 6.13: Quantiles 90% et 99% estimés sur des journées pluvieuses observées sur le Mont-Aigoual pour 12 gammes de températures, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne), et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Les axes (x) et (y) sont les mêmes pour toutes les figures.

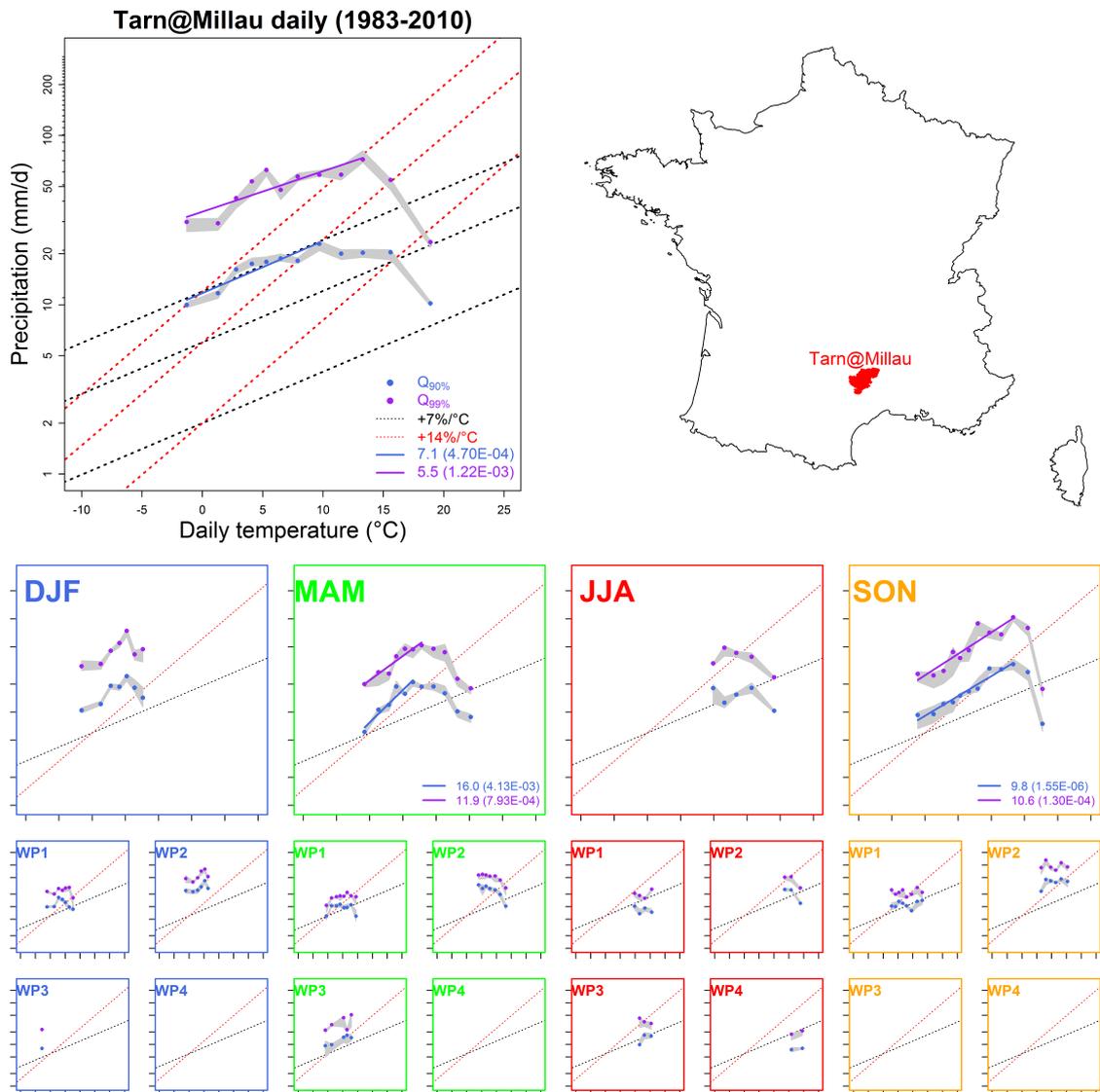


FIGURE 6.14: Quantiles 90% et 99% estimés sur des journées pluvieuses observées sur le bassin versant du Tarn à Millau pour 12 gammes de températures, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne), et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Les axes (x) et (y) sont les mêmes pour toutes les figures.

Un zoom a été réalisé sur les pentes obtenues sur les séries de pluies du Mont-Aigoual au pas de temps horaire et journalier, pour la saison d'automne (SON) et le type de temps 1 (correspondant à des journées caractérisées par un flux atmosphérique d'ouest) et le type de temps 2 (correspondant à des journées caractérisées par un flux atmosphérique de sud) et est présenté sur la figure 6.15. Il est en effet intéressant de noter que les journées d'automne de type de temps 1 (flux d'ouest) sont associées à des températures de l'air journalières inférieures à celles associées aux journées d'automne de type de temps 2 (flux de sud). Les quantiles de pluies étudiés suivent la même répartition : plus faibles pour les journées d'automne de type de temps 1 et plus forts pour les journées d'automne de type de temps 2. S'il est tentant d'expliquer ce résultat par la relation de Clausius-Clapeyron, il ne s'agit pas d'un effet de causalité (*i.e.* une température de l'air plus chaude entraîne des précipitations plus élevées), mais plutôt d'un effet de cause commune. En effet, les flux atmosphériques de sud se caractérisent d'une part par un air doux, et l'obstacle que constitue les contreforts du Massif-Central peut d'autre part entraîner des situations de convergence de basse couche et/ou de blocage, propices au déclenchement de précipitations intenses. Il est important de noter qu'une relation statistique entre quantiles de pluies et températures existe au pas de temps horaire pour le type de temps 2 (figure 6.15, dernière ligne, graphique "WP2" de gauche) alors qu'elle "disparaît" au pas de temps journalier (figure 6.15, dernière ligne, graphique "WP2" de droite). La relation de Clausius-Clapeyron pourrait être sous-jacente à cette statistique estimée au pas de temps horaire. En résumé, l'application de la même méthodologie à différents pas de temps révèle des phénomènes différents.

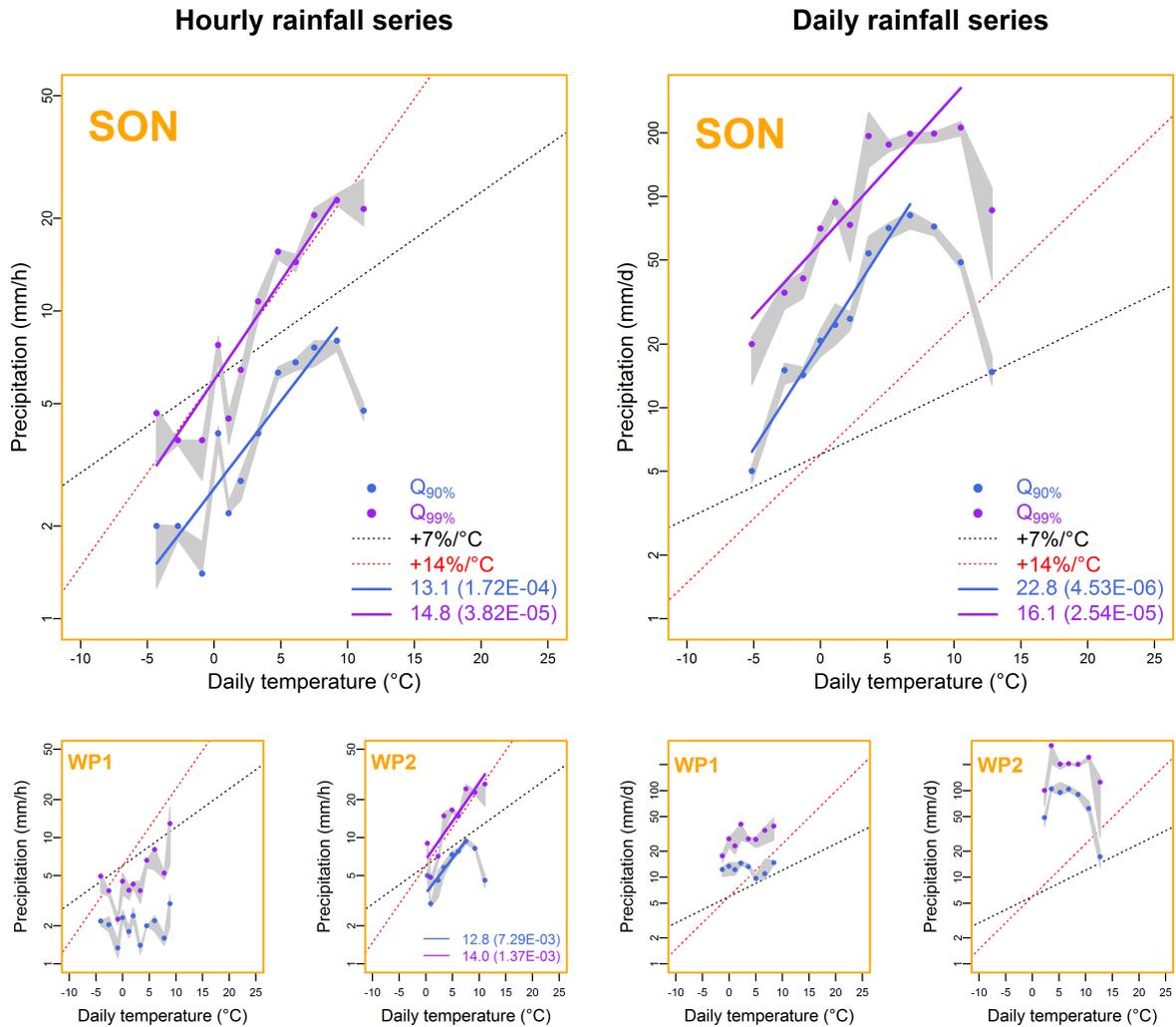


FIGURE 6.15: Quantiles 90% et 99% estimés sur des pas de temps pluvieux observés sur les séries de pluies horaires (colonne de gauche) et journalières (colonne de droite) du Mont-Aigoual sur la période 1983-2010. La première ligne présente les quantiles estimés sur les pas de temps observés en automne, et la deuxième ligne présente les quantiles estimés sur les pas de temps de type de temps 1 (flux atmosphérique d'ouest) et de type de temps 2 (flux atmosphérique de sud) observés en automne. Les axes (x) et (y) sont les mêmes pour toutes les figures.

6.3.4.2 Bassins versants français

L'analyse a ensuite été réalisée en boucle sur 1594 bassins versants français, sur la période 1958-2010. La figure 6.16 présente un résumé graphique des différentes valeurs de pentes obtenues par régressions linéaires. Cette figure est également organisée en trois lignes, comme les figures précédentes. Chaque graphique est constitué de deux boîtes à moustaches, la première résume les pentes obtenues lors de la considération des quantiles 90% et la deuxième résume les pentes obtenues lors de la considération des quantiles 99%. Le nombre de pentes jugées significatives est indiqué sous chaque boîte à moustaches et la pente médiane est également indiquée au dessus de chaque boîte à moustaches.

Lorsque l'ensemble des séries de pluies de bassin journalières est considéré, des pentes d'environ 5 et 4 [%/°C] sont estimées en médiane sur l'ensemble des bassins versants, pour les quantiles 90 et 99%, respectivement. Après échantillonnage par saison, les pentes estimées sont plus fortes pour les saisons hivernales (8 et 6 [%/°C]) et automnales (6 et 6 [%/°C]), similaires pour la saison de printemps (5 et 6 [%/°C]) et plus faibles pour les saisons estivales (3 et 4 [%/°C]), saisons pour lesquelles peu de pentes significatives sont calculées (environ 400 sur les 1594 bassins versants étudiés). En hiver, l'échantillonnage par type de temps permet d'estimer des pentes de 6 [%/°C] pour le type de temps 1 (circulation d'ouest) et de 5 [%/°C] pour le type de temps 2 (circulation de sud), alors que très peu de pentes significatives sont estimées pour les deux autres types de temps. Au printemps, des pentes plus faibles (entre 3 et 6 [%/°C]) sont estimées pour ces deux types de temps, alors qu'un nombre limité de pentes plus fortes (entre 7 et 8 [%/°C]) est estimé pour le type de temps 3 (circulations d'est). Peu de pentes significatives sont estimées en été. Enfin, en automne, des pentes significatives sont estimées pour les types de temps 1 et 2, avec des pentes comprises entre 4 et 5 [%/°C]).

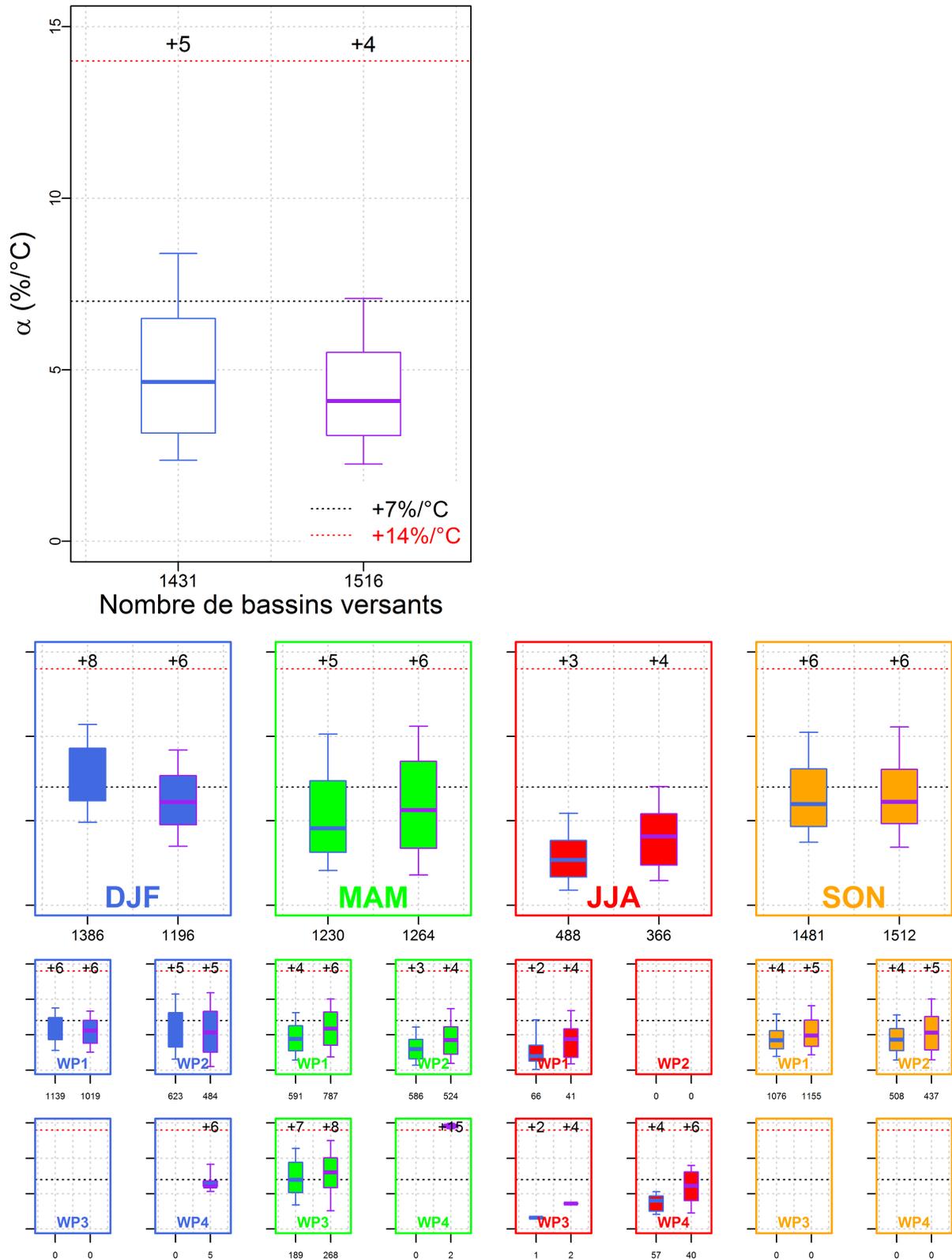


FIGURE 6.16: Résumé des distributions de pentes des régressions linéaires établies entre les quantiles 90% (boîte à moustaches de gauche) et 99% (boîte à moustaches de droite) et les températures médianes pour 1594 bassins versants français sur la période 1958-2010, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne) et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Seuls les bassins versants pour lesquels les régressions ont été qualifiées de significatives sont représentés. Les boîtes à moustaches représentent les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90% des pentes, exprimées en pourcentage par degré.

Les figures 6.17 et 6.18 illustrent la distribution spatiale des pentes obtenues pour les deux quantiles 90 et 99%, respectivement. Ces figures reprennent l'organisation des figures précédentes, en trois lignes, chacune illustrant un échantillonnage parmi les trois réalisés (considération de tout les pas de temps pluvieux sur la première ligne, échantillonnage par saison sur la deuxième ligne et échantillonnage par saison et par type de temps sur la dernière ligne). Sur chaque carte, seuls les bassins versants pour lesquels une pente jugée significative a été estimée sont représentés. Les couleurs indiquent quant à elles les valeurs de ratio entre les pentes obtenues et la pente “ $C-C$ ”, à savoir $7 [\%/^{\circ}\text{C}]$. Les bassins colorés en rouge foncé sont donc des bassins où les pentes estimées sont inférieures à $7 [\%/^{\circ}\text{C}]$ et les bassins versants colorés en bleu foncé sont des bassins où les pentes estimées sont supérieures à $7 [\%/^{\circ}\text{C}]$. Enfin, les boîtes à moustaches représentées rappellent les distributions des valeurs de pentes d'ores et déjà présentées dans la figure 6.16.

Lorsque l'ensemble des journées pluvieuses est considéré pour l'estimation de quantiles (première ligne), les valeurs les plus fortes de pentes semblent être estimées pour des bassins versants situés dans les Cévennes et en Auvergne, mais également dans les Vosges. En hiver, des pentes fortes sont estimées dans les Vosges, les Ardennes et la “diagonale Bretagne - Alpes du Sud” pour le quantile 90%, alors que les pentes les plus fortes sont estimées pour les bassins versants des Cévennes pour le quantile 99%. Les pentes estimées sur les bassins versants du massif Central et des Cévennes sont également les plus fortes au printemps. Très peu de pentes significatives sont estimées en été, comme illustré sur les figures 6.16, 6.17 et 6.18. Enfin, pour la saison automnale, les pentes estimées sur les bassins versants des Cévennes et du Vivarais sont clairement les plus importantes.

Les figures 6.19 et 6.20 montrent quant à elles les températures seuils en dessous desquelles les régressions entre quantiles de pluies et températures journalières ont été calculées, pour les quantiles 90% et 99%, respectivement. Ces figures reprennent l'organisation des figures précédentes, en trois lignes, chacune illustrant un échantillonnage parmi les trois réalisés (considération de tous les pas de temps pluvieux sur la première ligne, échantillonnage par saison sur la deuxième ligne et échantillonnage par saison et par type de temps sur la dernière ligne). Sur chaque carte, seuls les bassins versants pour lesquels une régression jugée significative a été estimée sont représentés. En médiane, ces températures seuils sont proches de $12 [^{\circ}\text{C}]$.

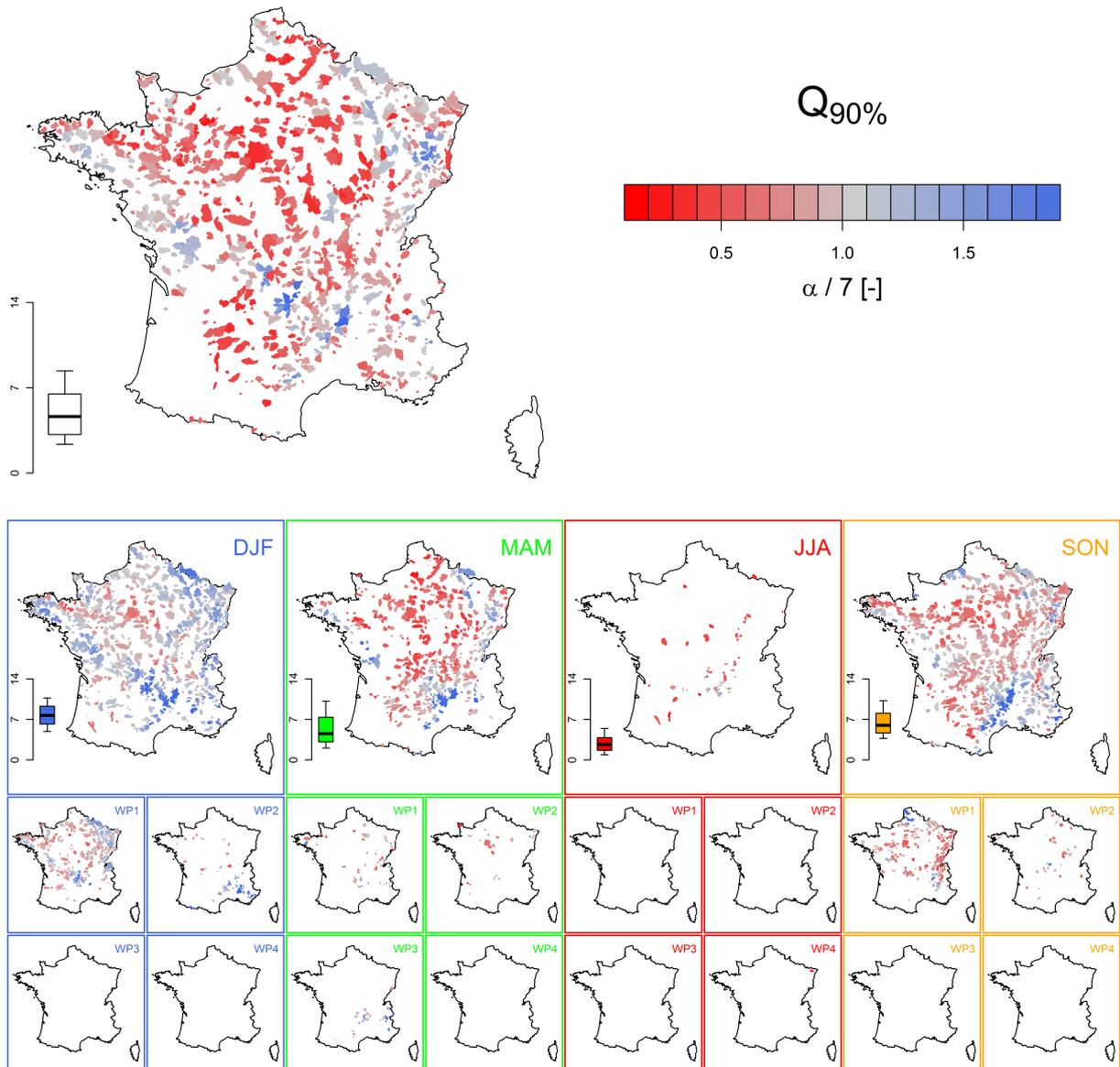


FIGURE 6.17: Pentas des régressions linéaires établies entre les quantiles 90% et les températures médianes pour 1594 bassins versants français sur la période 1958-2010, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne) et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Seuls les bassins versants pour lesquels les régressions ont été qualifiées de significatives sont représentés. Les boîtes à moustaches sont un résumé des valeurs de pentes et représentent les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90% des pentes exprimées en pourcentage par degré.

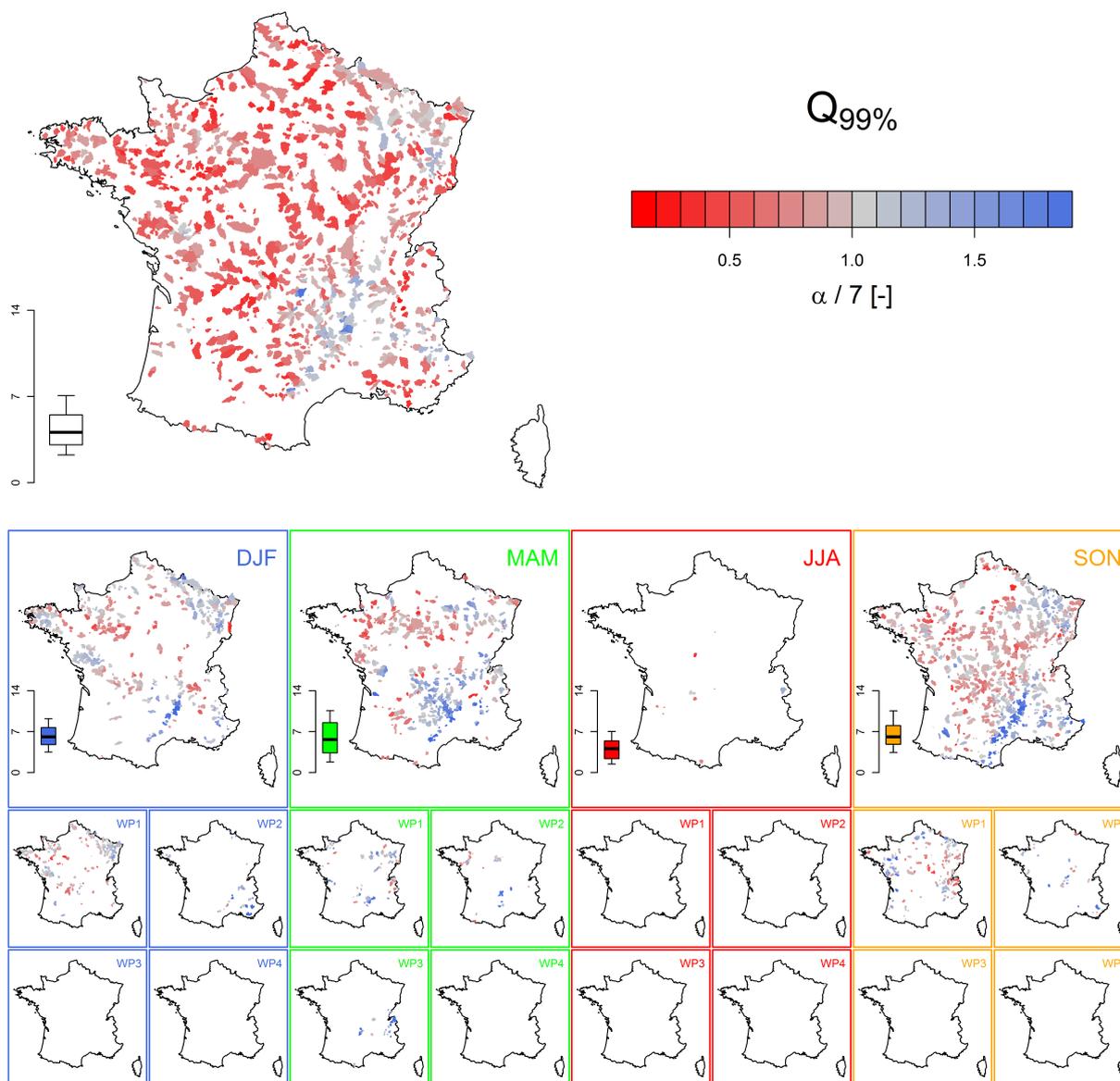


FIGURE 6.18: Pentas des régressions linéaires établies entre les quantiles 99% et les températures médianes pour 1594 bassins versants français sur la période 1958-2010, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne) et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Seuls les bassins versants pour lesquels les régressions ont été qualifiées de significatives sont représentés. Les boîtes à moustaches sont un résumé des valeurs de pentes et représentent les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90% des pentes exprimées en pourcentage par degré.

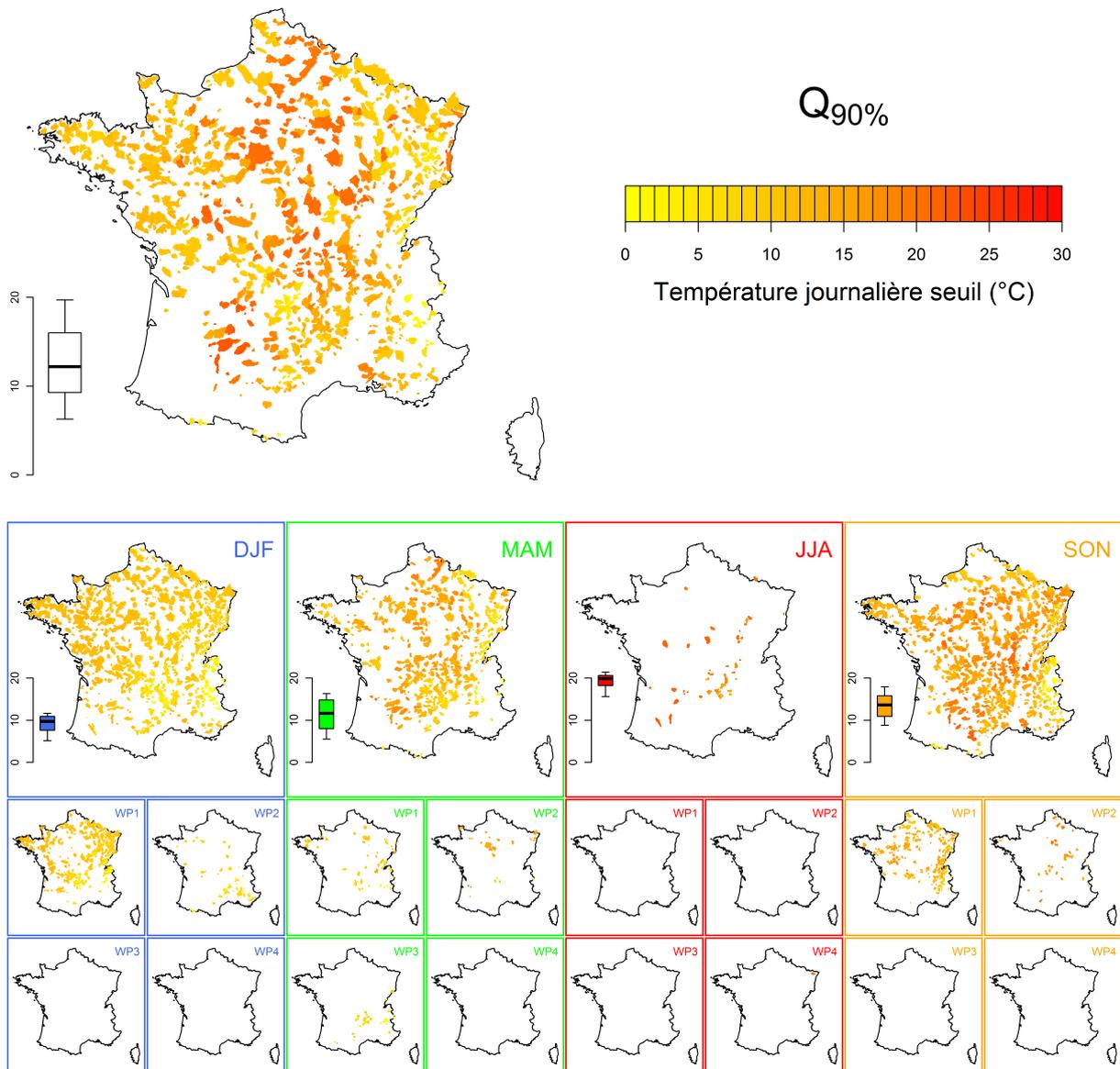


FIGURE 6.19: Températures journalières seuils en dessous desquelles des régressions linéaires ont été établies entre les quantiles 90% et les températures médianes, pour 1594 bassins versants français sur la période 1958-2010, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne) et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Seuls les bassins versants pour lesquels les régressions ont été qualifiées de significatives sont représentés. Les boîtes à moustaches sont un résumé des valeurs de températures seuils et représentent les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90% des pentes exprimées en pourcentage par degré.

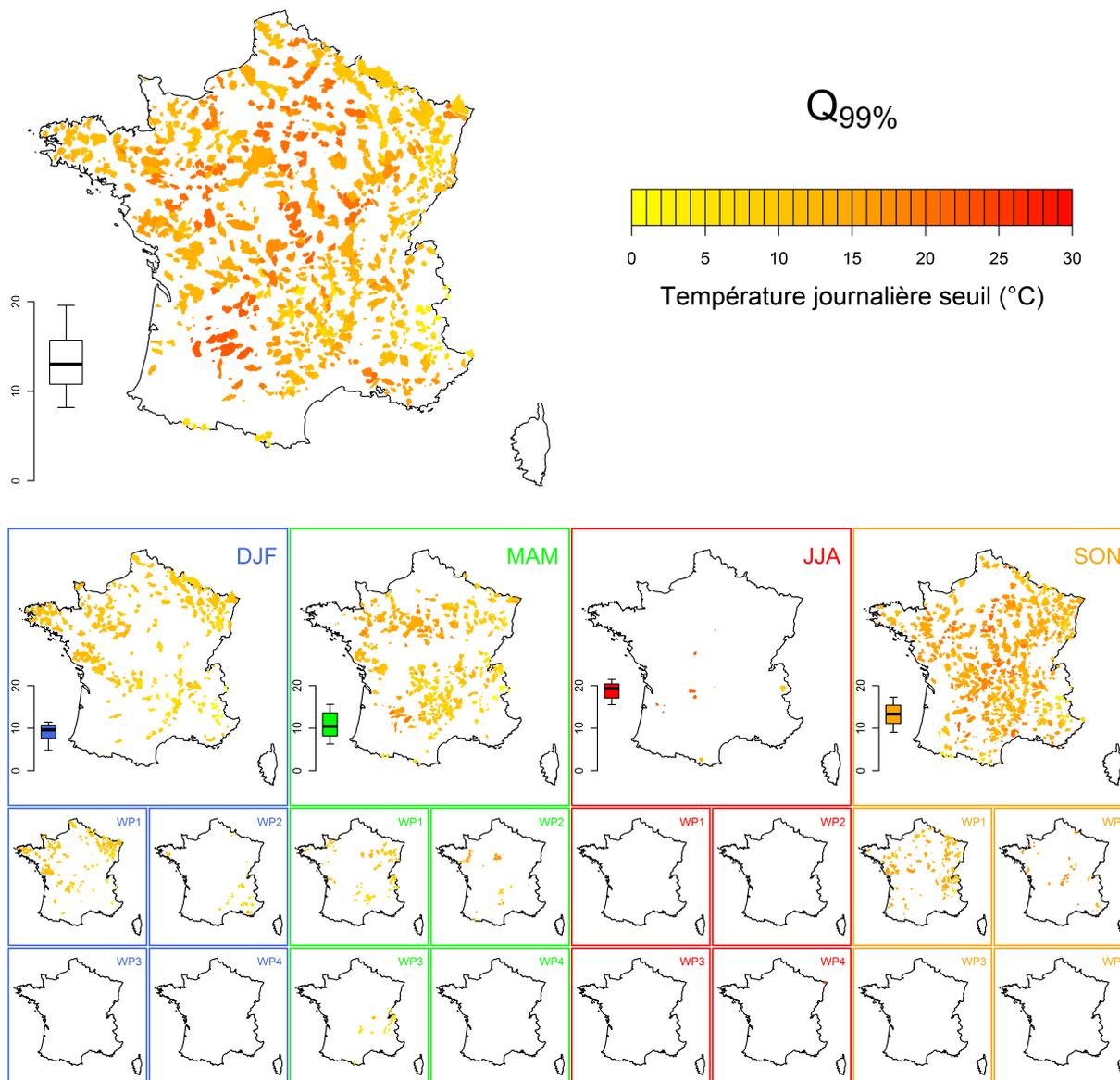


FIGURE 6.20: Températures journalières seuils en dessous desquelles des régressions linéaires ont été établies entre les quantiles 99% et les températures médianes, pour 1594 bassins versants français sur la période 1958-2010, en considérant l'ensemble de la série (première ligne), en échantillonnant la série en quatre saisons (deuxième ligne) et en échantillonnant la série en quatre saisons et quatre types de temps (dernière ligne). Seuls les bassins versants pour lesquels les régressions ont été qualifiées de significatives sont représentés. Les boîtes à moustaches sont un résumé des valeurs de températures seuils et représentent les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90% des pentes exprimées en pourcentage par degré.

6.3.5 Conclusion

Cette étude vise à relier les températures d'air et les quantiles de pluies fortes de différentes séries de pluies afin de tester la validité de la relation de Clausius-Clapeyron en France (notée “*C-C*” et prédisant une augmentation des pluies extrêmes de 7% par degré d'augmentation de la température d'air).

Une analyse de cas a tout d'abord été réalisée afin d'illustrer la méthodologie utilisée sur deux pas de temps différents (horaire et journalier) et sur deux “objets pluviométriques” différents (pluies ponctuelles et pluies de bassin versant). Cette analyse, menée sur le pluviomètre du Mont-Aigoual et sur la pluie de bassin du Tarn à Millau, révèle des pentes comprises entre les relations “*C-C*” (+ [7%/°C]) et “*super C-C*” (+14 [%/°C]). L'analyse saisonnière met en évidence des pentes différentes par saison et permet également de constater la difficulté de relier températures et quantiles de pluies fortes en été. Des pentes particulièrement importantes ont été estimées sur la série de pluies journalières du Mont-Aigoual au printemps et en automne, avec des valeurs supérieures à 20 [%/°C]. De manière générale, les pentes estimées sur la pluie du bassin du Tarn à Millau sont plus faibles. La considération d'une pluie de bassin semble donc lisser les valeurs de pentes, mais une analyse plus poussée devrait être réalisée pour confirmer cette tendance, notamment en réalisant l'analyse sur l'ensemble des pluviomètres utilisés lors de la création de la pluie de bassin du Tarn à Millau. Enfin, l'échantillonnage par type de temps et par saison ne permet pas, en général, d'identifier des pentes claires. En effet, peu de pas de temps pluvieux constituent chacun de ces sous-échantillons, entraînant des problèmes de sous-échantillonnage empêchant l'identification de tendances robustes. Ce problème pourrait être contourné en appliquant la même méthodologie sur des chroniques de pluies beaucoup plus longues. Néanmoins, l'échantillonnage par type de temps semble nécessaire pour s'affranchir des pièges statistiques mis en évidence précédemment (cf. figure 6.15) : la circulation atmosphérique (résumée par les types de temps) peut en effet se révéler être un mode commun reliant des températures élevées et des précipitations importantes, mais pour des raisons autres que la relation de Clausius-Clapeyron.

L'analyse a ensuite été réalisée en boucle sur 1594 pluies de bassins versants, permettant la proposition de conclusions plus générales. En moyenne, les pentes estimées sur ces bassins versants sont légèrement inférieures au pourcentage théorique “*C-C*” qui est de +7 [%/°C]. L'échantillonnage par saison permet de mettre en évidence des pentes plus fortes en hiver (entre +6 et +8 [%/°C]) par rapport au printemps et à l'automne (entre +5 et + [6%/°C]). En été, peu de pentes significatives sont estimées, ce qui semble confirmer l'hypothèse invoquant le nombre réduit de journées où l'atmosphère est saturée lors de cette saison estivale. Ainsi, un volume d'atmosphère saturé en eau provenant d'un océan et se déplaçant vers un continent a une probabilité plus faible de se déplacer sans déséquilibre thermique en été, du fait de la plus grande différence de température entre les océans et les continents lors de cette saison.

L'analyse de la distribution spatiale des pentes obtenues révèle des régions où les pentes sont particulièrement importantes. Ainsi, les valeurs de pentes les plus fortes sont calculées dans la région des Cévennes et du Vivarais, région connue pour ses épisodes pluvieux intenses à l'origine de crues dévastatrices, mais également dans le Massif Central et dans les Vosges. Ces régions sont connues pour l'observations d'orages. La séparation des épisodes pluvieux en terme de situations convectives ou non pourrait permettre de corroborer les résultats de [Haerter & Berg \(2009\)](#) et [Berg & Haerter \(2013\)](#), qui ont montré que le mélange de pluies convectives et frontales entraîne l'estimation de fortes pentes, alors que l'étude séparée des deux populations tend à estimer des pentes proches de la relation " $C-C$ ". Des réanalyses de modèles régionaux - et notamment les valeurs simulées d'énergie potentielle convective utilisable, appelée CAPE en anglais pour *Convective Available Potential Energy* - pourraient ainsi être utilisées pour générer des grilles journalières indiquant où des conditions de convection étaient réunies.

L'application d'un échantillonnage par type de temps et par condition de convection sur des longues séries horaires pourrait apporter des résultats robustes sur le lien entre température de l'air et quantiles de pluies fortes. En effet, à l'échelle journalière, l'origine potentielle des masses d'air responsables de pluies en un point donné est très large (plus de 1000 [km] peuvent séparer la masse d'air responsable du cumul de pluie à l'heure $h + 24$ et la masse d'air responsable du cumul de pluie à l'heure h !). Il faudrait donc relier les quantiles de pluies fortes avec des "covariables climatiques de grandes échelles" telles que la température de la Méditerranée (e.g. [Tramblay et al. \(2011\)](#)), ou même estimer des températures d'air du "bassin d'alimentation" du point considéré, déterminé au préalable grâce à des modèles de bilan d'eau de l'atmosphère (e.g. [van der Ent & Savenije \(2013\)](#)). Enfin, ces résultats pourraient appuyer ceux de [Wilhelm \(2012\)](#); [Wilhelm et al. \(2012b,a\)](#), portant sur les fréquences d'occurrences et les intensités des crues extrêmes observées dans les Alpes à l'échelle séculaire, grâce à des sédiments de lacs d'altitude. Ainsi, une dépendance forte entre les pluies extrêmes (et donc les crues extrêmes) et la température de l'air est observée pour les régions où ces épisodes pluvieux intenses sont générés par des épisodes convectifs locaux (e.g. le lac Blanc, situé dans le massif de Belledonne, Alpes du Nord). Inversement, ce lien est clairement plus faible pour les régions où les épisodes pluvieux intenses sont générés par des événements de cyclogenèse à l'échelle synoptique (e.g. le lac d'Allos, situé dans le massif du Mercantour, Alpes du Sud).

6.3.6 Simulations SCHADEX avec intensités de pluies extrêmes changeantes

Les résultats présentés dans les sections précédentes ne sont pas directement intégrables dans la méthode SCHADEX. Ils portent en effet sur des quantiles de pluies fortes (quantiles 90% et 99%) et non sur les valeurs de gradex (paramètres de lois exponentielles) estimées pour chaque type de temps et saison. De plus, il est apparu difficile d'identifier des tendances claires

d'augmentations des quantiles de pluies fortes, lors de l'échantillonnage par type de temps et par saison. Enfin, ces relations semblent être, à l'échelle journalière, valables jusqu'à une certaine température de l'air seuil, ouvrant ainsi de nombreuses questions sur l'extrapolation des pentes obtenues pour des températures de l'air futures supérieures à celles observées.

Néanmoins, un exercice supplémentaire de sensibilité a été réalisé, afin d'illustrer l'impact d'augmentation potentielle des intensités de pluies extrêmes sur l'estimation des débits extrêmes. La figure 6.21 illustre les estimations SCHADEX réalisées sur trois bassins versants français en augmentant les intensités de pluies extrêmes de 5 à 30%, toutes choses étant égales par ailleurs. Pour ce test, l'ensemble des valeurs de gradex (*i.e.* pour chaque type de temps et chaque saison) a été augmenté d'un certain pourcentage. L'impact d'une augmentation de l'intensité des pluies extrêmes sur les estimations de crues extrêmes est clair, avec une augmentation importante des quantiles de crues estimées sur les trois bassins versants français lorsqu'une augmentation importante des intensités des pluies extrêmes est prise en compte.

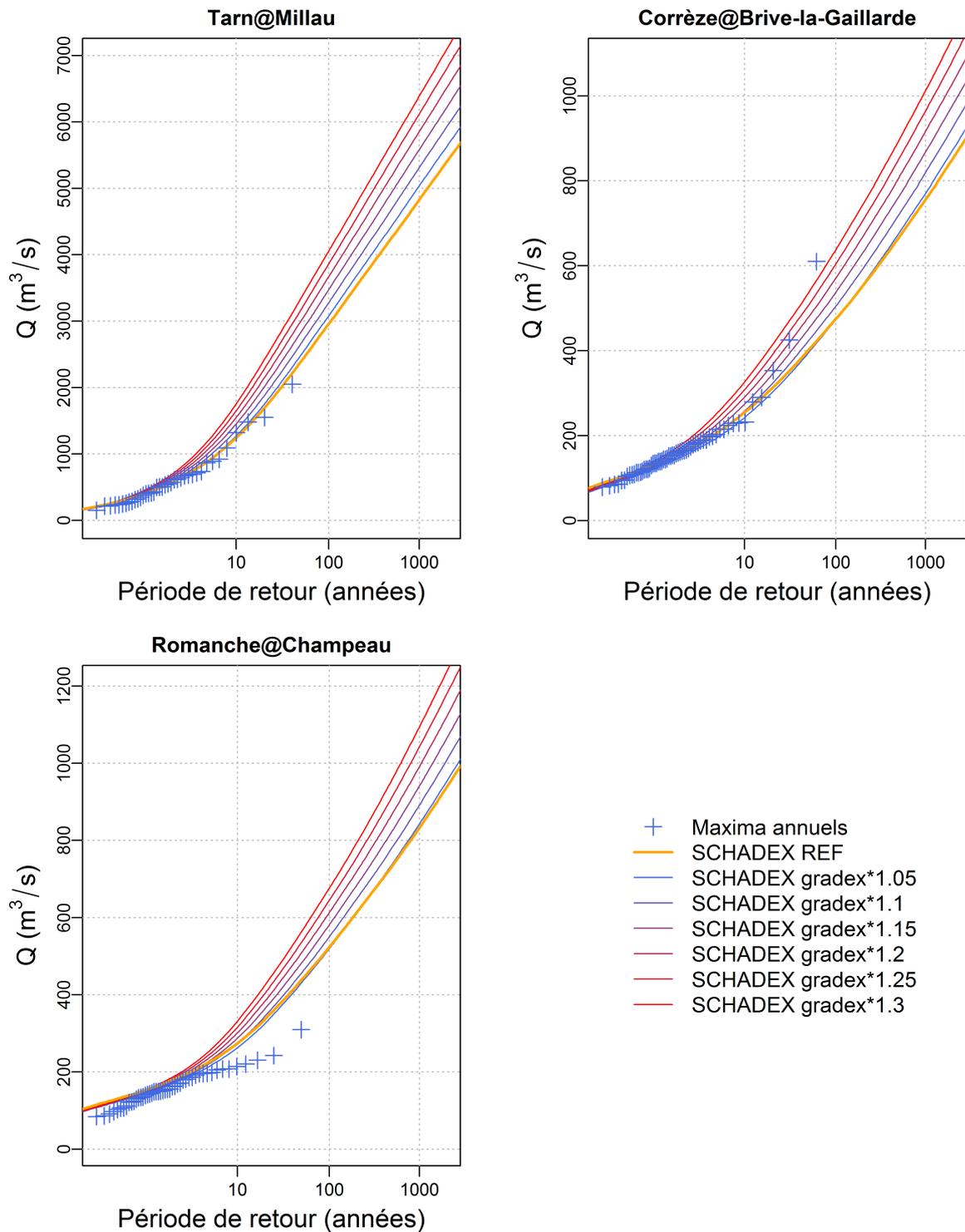


FIGURE 6.21: Prolongement de l'analyse de sensibilité liée aux intensités des épisodes pluvieux : estimations SCHADEX réalisées en augmentant de 5 à 30% l'ensemble des valeurs de gradex (paramètres de lois exponentielles ajustées sur des échantillons de pluies centrales par type de temps et par saison) comparées avec les estimations SCHADEX de référence pour trois bassins versants français.

6.4 Aléa de saturation des bassins versants du futur

Dans cette section, la méthode de descente d'échelle des analogues a été utilisée pour transformer des champs de géopotentiels simulés par plusieurs GCMs en séries de pluies et de températures de l'air de bassins versants. Ces séries simulées ont ensuite été utilisées en entrée du modèle pluie-débit MORDOR afin de simuler des conditions de saturation de trois bassins versants français. Enfin, plusieurs simulations SCHADEX ont été réalisées avec ces conditions futures de saturation, afin de quantifier l'impact de changements de conditions de saturation des bassins versants sur l'estimation de débits extrêmes.

6.4.1 Introduction

La méthode de descente d'échelle des analogues, basée sur une idée de [Lorenz \(1969\)](#), est particulièrement intéressante puisqu'elle s'appuie uniquement sur les sorties de GCMs à l'échelle synoptique, et "court-circuite" donc les séries de variables locales (précipitations et températures de l'air au sol par exemple) simulées par ces mêmes GCMs, connues comme étant moins bien représentées (cf. section 1.2). Cette méthode est basée sur deux hypothèses : (i) un lien significatif existe entre les circulations atmosphériques et les variables locales telles que la précipitation et la température de l'air et (ii) les GCMs sont capables de simuler avec de bonnes performances des circulations atmosphériques. Ainsi, la méthode des analogues consiste en un re-échantillonnage des variables locales observées en considérant des similarités de circulations atmosphériques : pour une (future) journée donnée, cette méthode permet de trouver, dans le passé, les journées observées les plus proches en terme de circulations atmosphériques (*i.e.* les journées analogues) et utilise les variables locales de ces journées analogues comme variables prédites pour la (future) journée considérée.

La méthode des analogues a d'ores et déjà été appliquée en France pour des problématiques de prévisions quantitatives de précipitation ([Guilbaud & Obled, 1998](#); [Obled et al., 2002](#); [Bontron, 2004](#); [Ben Daoud et al., 2010, 2011](#); [Horton, 2012](#); [Horton et al., 2012](#); [Marty et al., 2012](#)), pour des problématiques de descente d'échelle de GCMs ([Mezghani & Hingray, 2009](#); [Lafaysse, 2011](#); [Hingray et al., 2013](#)) et pour des objectifs de reconstruction de longues séries hydrométéorologiques ([Kuentz, 2013](#)). D'autres applications de la méthode des analogues comme méthode de descente d'échelle ont été documentées, notamment par [Zorita & Von Storch \(1999\)](#) (comparaison de la méthode des analogues avec d'autres méthodes de descente d'échelle pour 92 stations situées sur la péninsule Ibérique), [Buishand & Brandsma \(2001\)](#) (application de la méthode des analogues pour 25 stations situées en Allemagne), [Wilby et al. \(2003\)](#) (comparaison de la méthode des analogues avec d'autres méthodes de descente d'échelle pour 24 stations situées en Angleterre), [Wetterhall et al. \(2008\)](#) (application de la méthode des analogues sur sept stations situées en Suède).

La méthode des analogues peut être vue comme une extension des classifications en type de temps déjà évoquées dans le chapitre 4 et appliquées successivement en France (Garavaglia et al., 2010), en Autriche (Brigode et al., 2013a) ou sur la côte Pacifique du Canada (Brigode et al., 2013b), avec la même idée de regrouper des journées en terme de similarités de circulations atmosphériques et de relier les circulations atmosphériques avec des champs de pluies locaux. Chaque journée cible est ainsi associée aux situations synoptiques observées les plus ressemblantes.

La méthode des analogues a tout d'abord été évaluée sur trois bassins versants français en utilisant la réanalyse de champs de géopotentiels NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) pour recréer des chroniques de pluies et de températures de bassins. Ces premiers résultats permettent de valider la pertinence de la méthode des analogues pour construire des séries de températures et de pluies de bassin, puis pour reproduire des conditions de saturations des bassins versants, *a minima* sur les trois bassins versants français considérés. Les séries de températures de l'air directement simulées par un GCM (IPSL) ont été par ailleurs extraites afin de comparer les évolutions de températures prédites lors de l'application de la méthode de descente d'échelle des analogues avec les évolutions prédites par le GCM considéré. Les sorties de quatre GCMs (IPSL, Had, MIP et GFDL, décrits dans la section 6.2 précédente) ont ensuite été utilisées pour simuler des séries de pluies et de températures sur la période historique (1950-2000) et sur la période future 2050-2100. La méthodologie générale de la méthode des analogues appliquée à des sorties de GCMs est illustrée sur la figure 6.22.

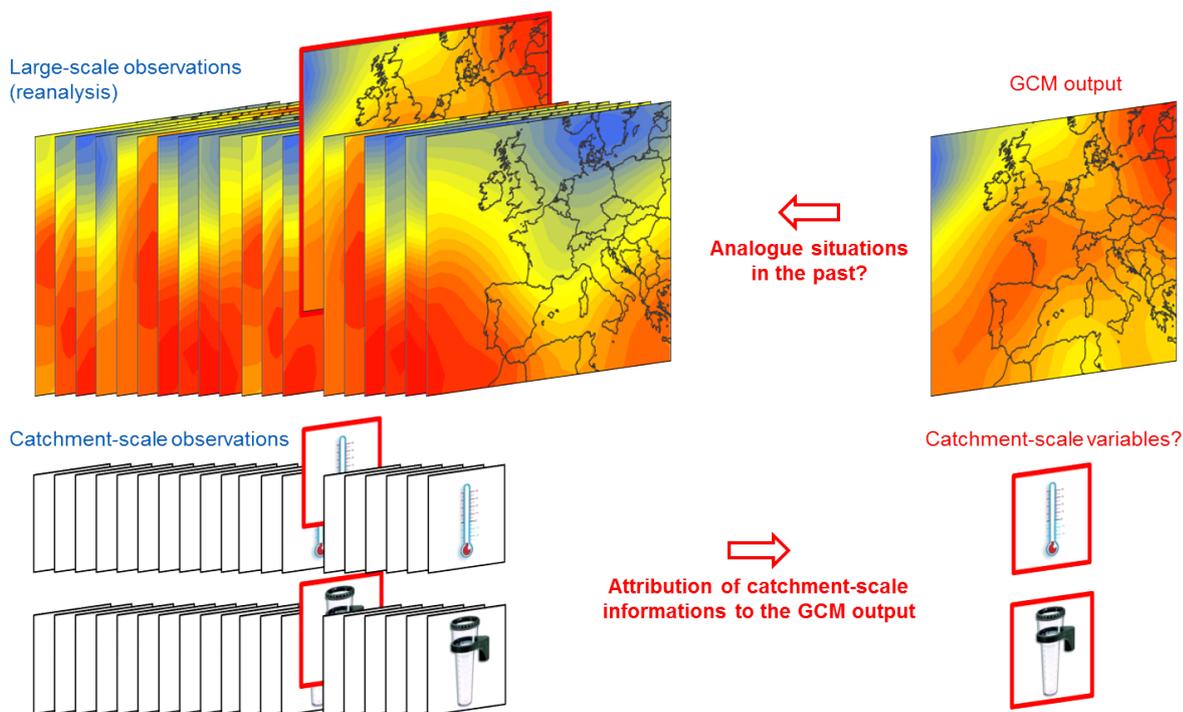


FIGURE 6.22: Idée générale de la méthode des analogues appliquée comme descente d'échelle de sorties de GCMs.

6.4.2 Méthodologie

6.4.2.1 Description de la méthode des analogues

Cette section vise à présenter les différentes étapes de la méthode des analogues utilisée dans cette étude. Par la suite, les circulations atmosphériques utilisées par la méthode des analogues sont décrites au pas de temps journalier par deux champs de géopotentiels : les hauteurs de géopotentiels à 700 [hPa] (noté par la suite Z_{700}) et les hauteurs de géopotentiels à 1000 [hPa] (noté par la suite Z_{1000}). Chaque journée considérée est donc décrite par deux champs de géopotentiels. La méthode des analogues est caractérisée par cinq étapes :

1. Un réservoir de “journées potentiellement analogues” est tout d’abord constitué : il regroupe des journées où à la fois des champs de géopotentiels et des observations de variables locales sont disponibles.
2. Un domaine spatial d’analogie sur lequel les champs de géopotentiels seront comparés est ensuite défini.
3. Les champs de géopotentiels simulés (produits par des GCMs ou issus de réanalyses) sont extraits sur le domaine spatial considéré.
4. Une matrice de distances est calculée entre les champs de géopotentiels associés à chaque journée observée (potentiellement analogue) et les champs de géopotentiels associés à chaque journée simulée. La saisonnalité des journées considérées est prise en compte, afin de trouver des journées analogues de la même saison que les journées simulées. Ainsi, les journées “potentiellement analogues” d’une journée simulée j seront cherchées parmi un ensemble de journées présentes dans une fenêtre de 60 jours centrée sur le jour j : les journées “potentiellement analogues” du 1^{er} janvier 2000 sont toutes les journées observées des mois de décembre et de janvier, aucune journée du mois d’août ne pourra être analogue du 1^{er} janvier 2000. La distance considérée est la distance de [Teweles & Wobus \(1954\)](#), qui considère les gradients longitudinaux et latitudinaux de géopotentiels. Cette distance est notée D_{TW} par la suite. La distance finale entre une journée simulée j et une journée observée k , est une somme de quatre distances D_{TW} (nombre sans dimensions, variant entre 0 (les gradients du champ de géopotential de la journée simulée j sont parfaitement similaires aux gradients du champ de géopotential de la journée observée k) et 800 (les gradients du champ de géopotential de la journée simulée j sont indépendants des gradients du champ de géopotential de la journée observée k)), estimées entre :
 - a) le champ de géopotential 700 [hPa] simulé du jour j et le champ de géopotential 700 [hPa] observé du jour k ;
 - b) le champ de géopotential 700 [hPa] simulé du jour $j + 1$ et le champ de géopotential 700 [hPa] observé du jour $k + 1$;
 - c) le champ de géopotential 1000 [hPa] simulé du jour j et le champ de géopotential 1000 [hPa] observé du jour k ;

- d) le champ de géopotentiel 1000 [hPa] simulé du jour $j + 1$ et le champ de géopotentiel 1000 [hPa] observé du jour $k + 1$;
5. Les journées potentiellement analogues sont finalement triées en fonction des distances D_{TW} . Un nombre de journées analogues à retenir par journée simulée est finalement défini.

6.4.2.2 Méthode des analogues utilisée dans cette étude

Lors de la phase de “validation” de la méthode des analogues (consistant à reconstituer des séries de pluies et de températures de bassins en utilisant les champs de pression observés), le réservoir de dates “potentiellement analogues” a été modifié, afin d’empêcher de recréer les séries réellement observées ; ce qui ne permet bien sûr pas de valider la méthode. Ainsi, les 14 journées précédant et les 14 journées suivant une journée j ne sont pas considérées dans le réservoir de dates analogues : les journées potentiellement analogues du 1^{er} janvier 2000 sont toutes les journées observées des mois de décembre et de janvier, hormis les journées comprises entre le 18 décembre 2000 et le 15 janvier 2000.

Il est également important de noter qu’une correction des températures analogues a été systématiquement appliquée, en utilisant un “témoin de température de l’air”. Ce témoin consiste, pour chaque bassin versant considéré, en une série d’épaisseurs de géopotentiel observée en un point de grille (ici estimée comme la différence de hauteurs des champs de géopotentiels observés à 700 et 1000 [hPa]). Ce point de grille est choisi au préalable en estimant des corrélations entre les séries d’épaisseur de géopotentiel et la série de température de l’air du bassin, tests permettant d’identifier le point de grille avec la plus grande corrélation. Finalement, la température des journées analogues identifiées pour une journée j est corrigée par la distribution des écarts entre les épaisseurs des journées analogues et l’épaisseur observée lors de la journée j . Le principe de cette méthode de couplage entre dates analogues et séries “témoins” de températures de l’air, référencée comme ANATEM (pour ANAlogue et TEMoin) est détaillé par [Kuentz \(2013\)](#).

6.4.3 Données

6.4.3.1 Champs de géopotentiels

Deux types de données de géopotentiels ont été utilisés dans cette étude :

- Les réanalyses NCEP/NCAR ([Kalnay et al., 1996](#)) ont été utilisées comme observations, pour valider dans un premier temps la méthode des analogues comme méthode de descente d’échelle.

- Les sorties de quatre GCMs CMIP5 (IPSL, Had, MIP et GFDL) ont été considérées. Ces sorties ont été débiaisées au préalable, en corrigeant, point de grille par point de grille, la moyenne des champs de géopotentiels simulés, pour chaque mois. Cette méthode de débiaisage, décrite dans la section 6.2 précédente, s'est en effet révélée performante pour obtenir des champs de géopotentiels reproduisant les fréquences d'occurrence des huit types de temps français.

Ces différents champs de géopotentiels ont été extraits sur une même grille de 2.5° , grille d'ores et déjà utilisée pour définir les types de temps français et pour analyser les fréquences de types de temps simulées par les GCMs.

6.4.3.2 Séries de pluies et températures de bassins versants

Trois bassins versants français ont été considérés dans cette étude : la Corrèze à Brive-la-Gaillarde, le Tarn à Millau et la Romanche au Champeau. Les séries de pluies et de températures de ces bassins versants ont été extraites sur la période 1976-2008. Cet intervalle de temps constitue donc le réservoir de journées "potentiellement analogues" : la méthode des analogues appliquée par la suite consiste en un ré-échantillonnage des températures et pluies de bassins observées entre 1976 et 2008.

6.4.3.3 Séries de températures journalières simulées par un GCM

Les séries journalières de températures simulées par deux runs du GCM de l'IPSL ont été extraites sur 12 points de grille situés sur la France, pour l'expérience "*historical*" sur la période 1950-1999 et pour les expériences "RCP4.5" et "RCP8.5" sur la période 2006-2100. Les évolutions de températures estimées sur ces séries seront comparées à celles estimées sur les séries de températures créées grâce à la méthode des analogues.

6.4.4 Résultats

6.4.4.1 Corrélation entre température de l'air et épaisseur de géopotentiel

La figure 6.23 présente, pour chaque bassin versant étudié, la corrélation entre l'épaisseur de géopotentiel $Z_{700} - Z_{1000}$ (distance exprimée en [m]) et la série de températures de l'air observées. Les coefficients de corrélation maximum obtenus sont tous supérieurs à 0.9, justifiant l'utilisation de l'épaisseur de géopotentiel lors de la construction de séries de températures de l'air. Les séries de températures de l'air des bassins versants du Tarn à Millau et de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde ont le même témoin de température, situé au-dessus du Massif Central

(le point de grille de longitude 5°W et de latitude 45°N), alors que le témoin de température du bassin versant de la Romanche au Champeau est situé plus à l'est (le point de grille de longitude 7.55°W et de latitude 45°N).

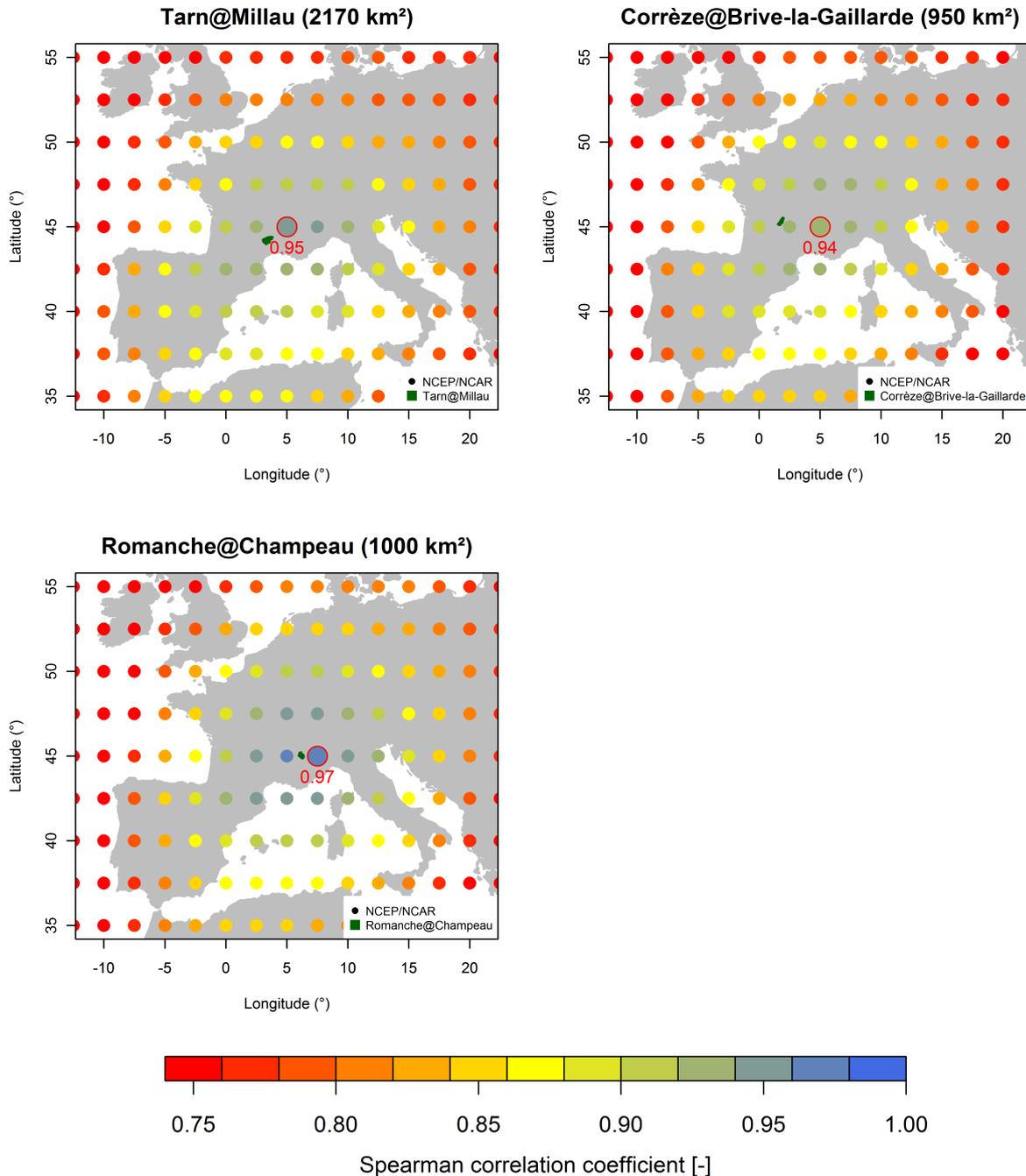


FIGURE 6.23: Corrélation estimée, pour chaque point de grille et pour la période 1976-2008, entre l'épaisseur $Z_{700} - Z_{1000}$ et la température de l'air de trois bassins versants : le Tarn à Millau, la Corrèze à Brive-la-Gaillarde et la Romanche au Champeau. Le point de grille choisi comme témoin de température de l'air est mis en évidence par une bordure rouge.

6.4.4.2 Validation de la méthode : utilisation des réanalyses NCEP/NCAR

Dans cette section, des séries de pluies et températures de bassin ont été re-crées sur la période 1976-2008 grâce aux réanalyses NCEP/NCAR, pour les trois bassins versants étudiés. Les figures 6.24, 6.25 et 6.26 comparent les séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et les séries de précipitations observées et simulées (colonne de droite), en terme de corrélation journalière et mensuelle (première ligne), de régime mensuel (ligne du milieu) et de variabilité interannuelle (ligne du bas), pour le bassin du Tarn à Millau, de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde et de la Romanche au Champeau, respectivement. Une moyenne glissante estimée sur six années a été calculée pour représenter les variabilités interannuelles observées et simulées et un coefficient de corrélation entre ces séries lissées a été calculé. Pour chaque journée étudiée, 50 journées analogues ont été conservées dans cette analyse.

Pour les trois bassins versants étudiés, les températures reconstituées sont très proches de celles observées : les coefficients de corrélations entre les séries journalières sont supérieures à 0.9 et les régimes de températures simulées et observées sont très proches. De plus, les séries reconstituées reproduisent l'augmentation temporelle des températures moyennes annuelles observées. Si les performances générales sont moins bonnes que pour la température, les séries de pluies reconstituées par la méthode des analogues sont proches de celles observées sur les trois bassins versants : les cumuls mensuels, les régimes mensuels ainsi que la variabilité interannuelle sont correctement reproduits par les séries reconstituées. Ces premiers résultats permettent de valider la pertinence de la méthode des analogues pour construire des séries de pluies et de température de bassins, a minima sur ces trois bassins versants donnés.

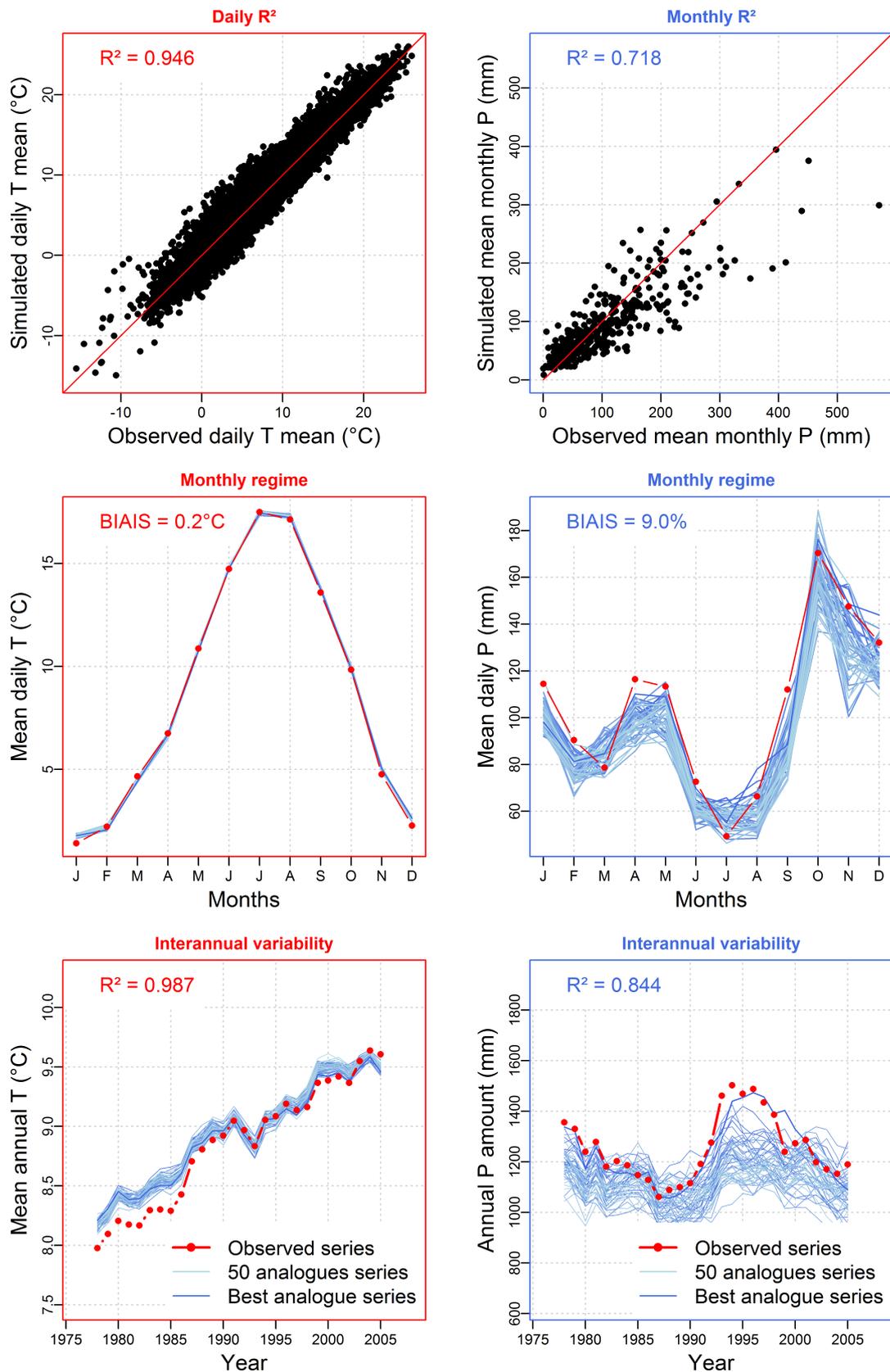


FIGURE 6.24: Bassin versant du Tarn à Millau : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de pluies observées et simulées (colonne de droite), en terme de corrélation journalière et mensuelle (première ligne), de régimes mensuels (ligne du milieu) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels de la réanalyse NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) sur la période 1976-2008.

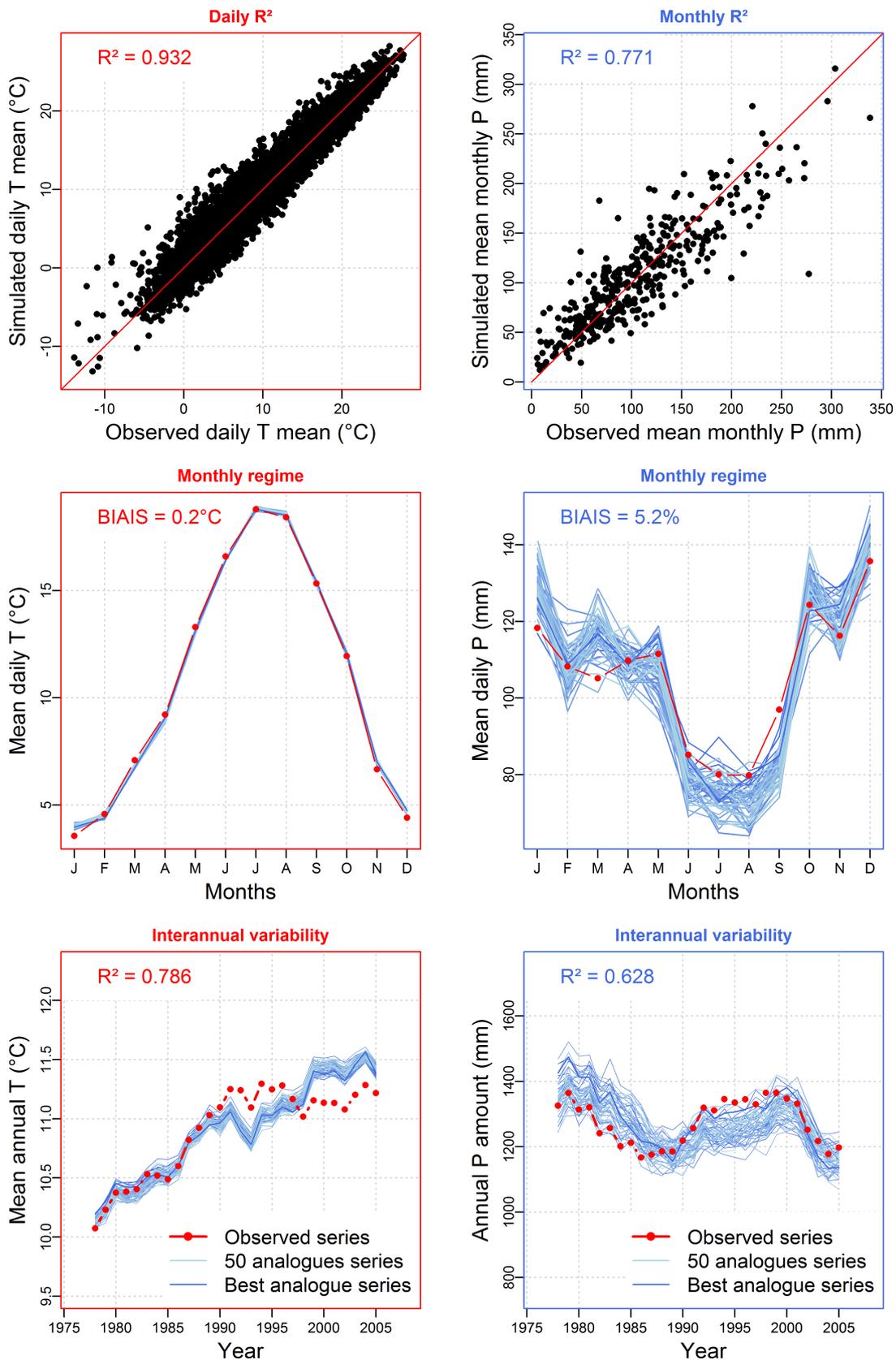


FIGURE 6.25: Bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de pluies observées et simulées (colonne de droite), en terme de corrélation journalière et mensuelle (première ligne), de régime mensuel (ligne du milieu) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels de la réanalyse NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) sur la période 1976-2008.

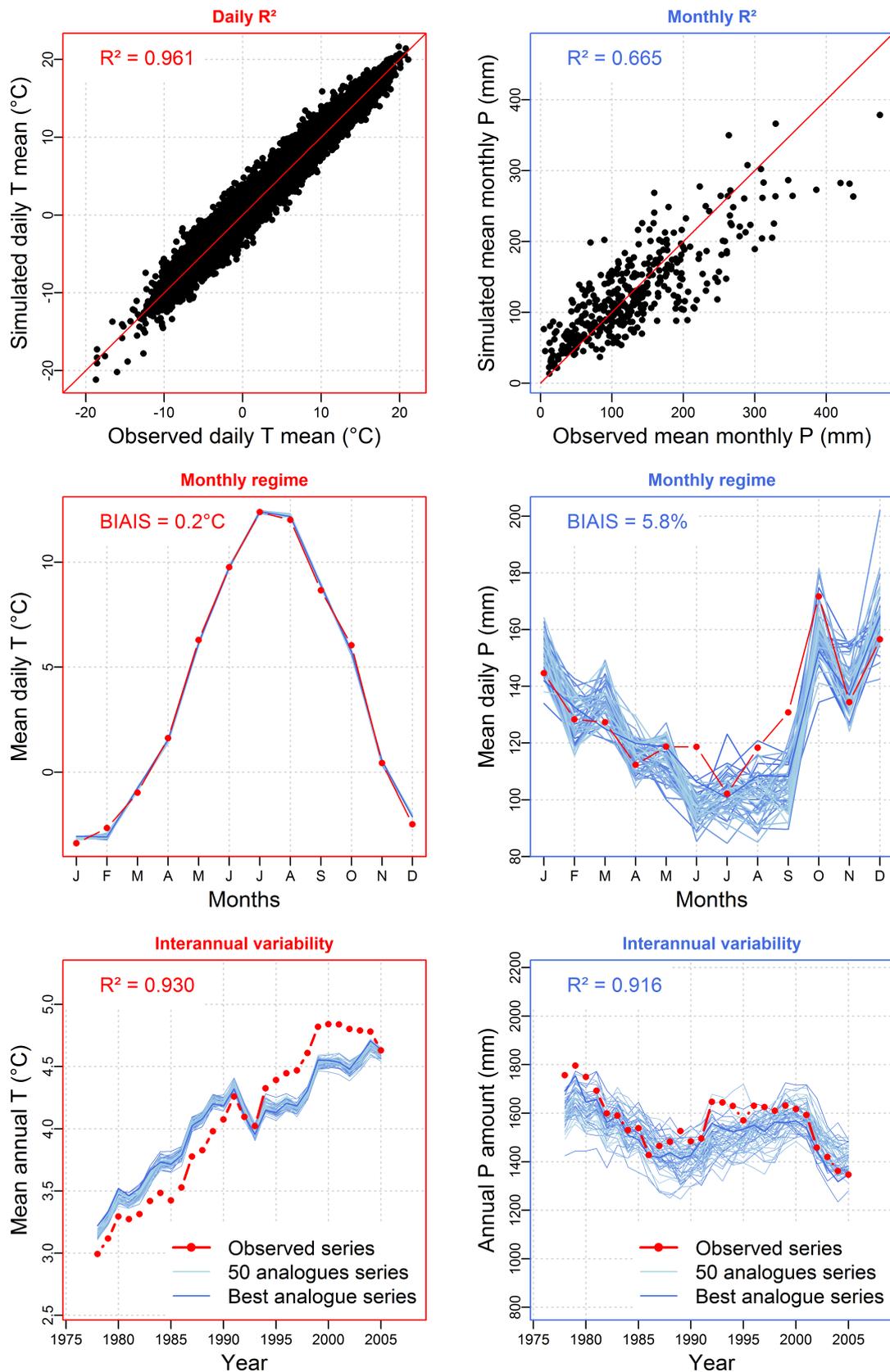


FIGURE 6.26: Bassin versant de la Romanche au Champeau : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de pluies observées et simulées (colonne de droite), en terme de corrélation journalière et mensuelle (première ligne), de régime mensuel (ligne du milieu) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels de la réanalyse NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) sur la période 1976-2008.

6.4.4.3 Simulation des GCMs en “temps présent” (1950-2000)

Les champs de géopotentiels simulés par quatre GCMs (et débiaisés par la méthode “MP”, présentée dans la section 6.2.4.3) sur la période historique 1950-2000 ont été utilisés afin de créer des séries de températures et de pluies journalières pour les trois bassins versants français étudiés. Ces séries sont donc constituées à partir des valeurs observées lors des journées potentiellement analogues, i.e. sur la période 1976-2008. Les figures 6.27, 6.28 et 6.29 comparent les séries observées et simulées en terme de régime mensuel sur la période commune (1976-2000) et en terme de variabilité interannuelle, pour les trois bassins versants étudiés.

Les régimes de températures simulés sont proches de ceux observés pour les trois bassins versants. Néanmoins, la descente d'échelle des sorties d'un GCM (Had) génère des séries de températures fortement éloignées de celles observées, avec des températures estivales sur-estimées d'environ 5 [°C] et des températures hivernales sous-estimées d'environ 5 [°C]. Ce GCM est caractérisé par des biais forts de hauteurs du géopotential 700 [hPa] (d'ores et déjà illustrés dans la section 6.2), entraînant des biais significatifs d'épaisseur de géopotentiels ($Z_{700} - Z_{1000}$), utilisées comme témoin de température d'air. Un débiaisage supplémentaire des épaisseurs de géopotentiels simulées pourrait en effet être appliqué en amont de l'utilisation de la méthode des analogues et notamment pour ce GCM. Les autres séries de températures simulées présentent un léger biais général entraînant la sous-estimation des températures de l'air. Si la comparaison des variabilités interannuelles simulées et observées n'a que peu de sens (un run d'un GCM doit être considéré comme une réalisation possible du climat historique...), il est important de noter que les séries de températures simulées ne reproduisent pas l'augmentation de température moyenne annuelle observée pour les trois bassins versants. Enfin, la variabilité induite par la considération de plusieurs séries d'analogues par GCM (50 en l'occurrence) est clairement plus faible que la variabilité induite par la considération de plusieurs GCMs (4 en l'occurrence).

En revanche, les différences entre régime de pluies observé et simulé sont plus fortes. La particularité du GCM Had est à nouveau mise en évidence, ce GCM produisant des séries de pluies simulées très peu comparables avec celles observées. Contrairement aux séries de températures, la variabilité produite par la considération de plusieurs séries d'analogues est forte pour les pluies.

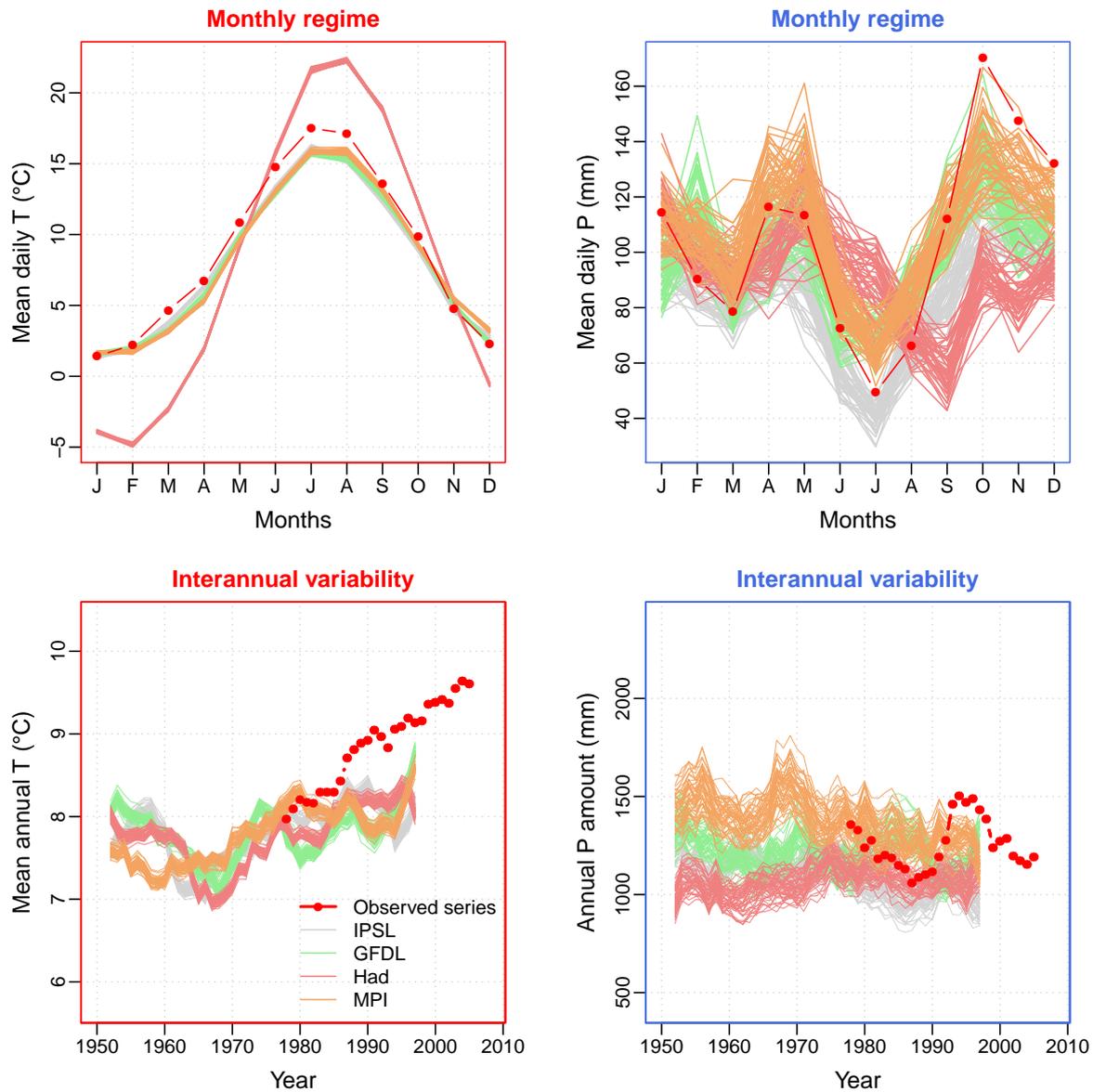


FIGURE 6.27: Bassin versant du Tarn à Millau : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de précipitations observées et simulées (colonne de droite), en terme de régime mensuel (ligne du haut) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels simulés par les GCMs CMIP5 pour l'expérience "historical", débiaisés par la méthode "MP", sur la période 1950-2000.

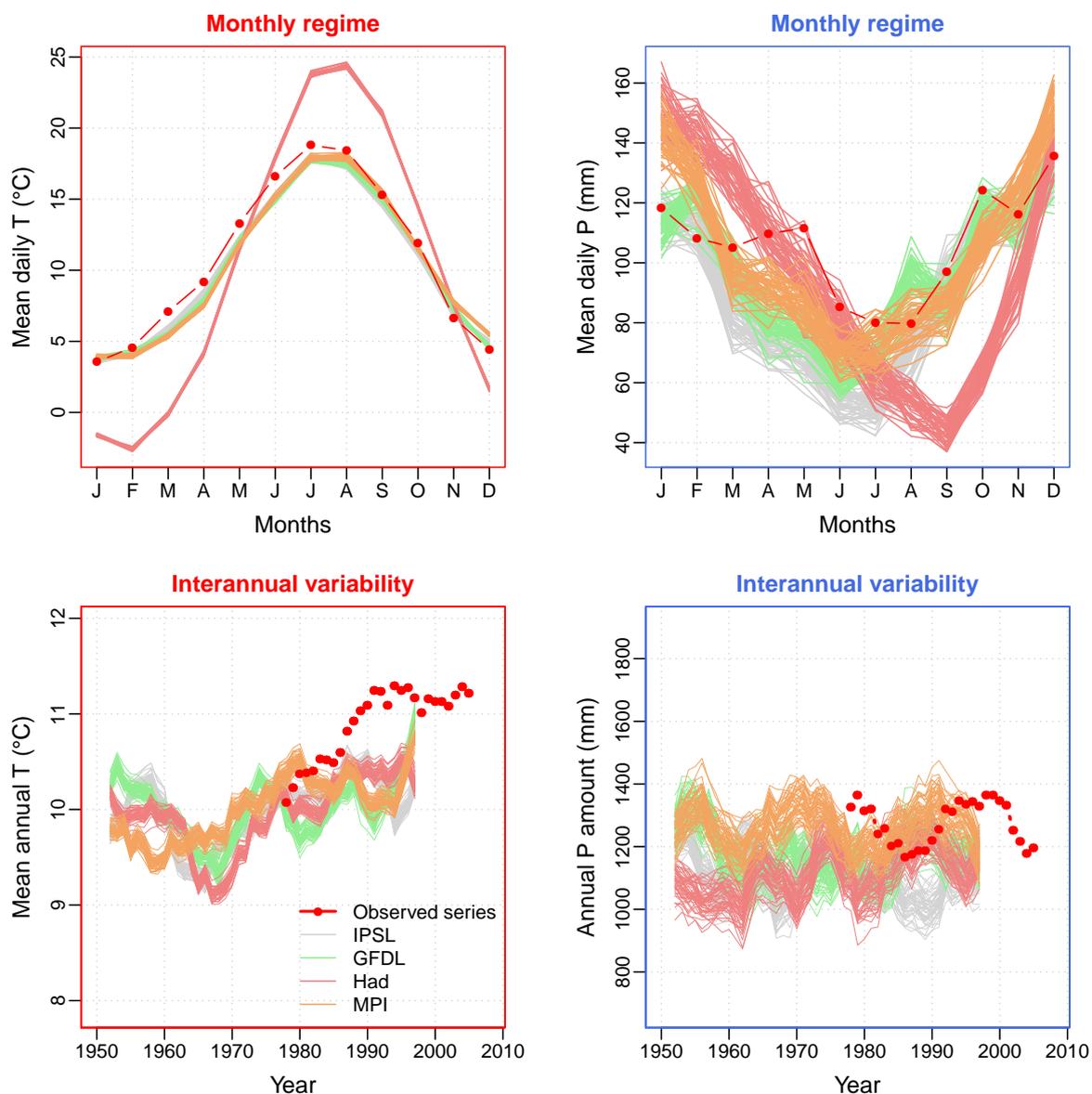


FIGURE 6.28: Bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de précipitations observées et simulées (colonne de droite), en terme de régime mensuel (ligne du haut) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels simulés par les GCMs CMIP5 pour l'expérience "historical", débiaisés par la méthode "MP", sur la période 1950-2000.

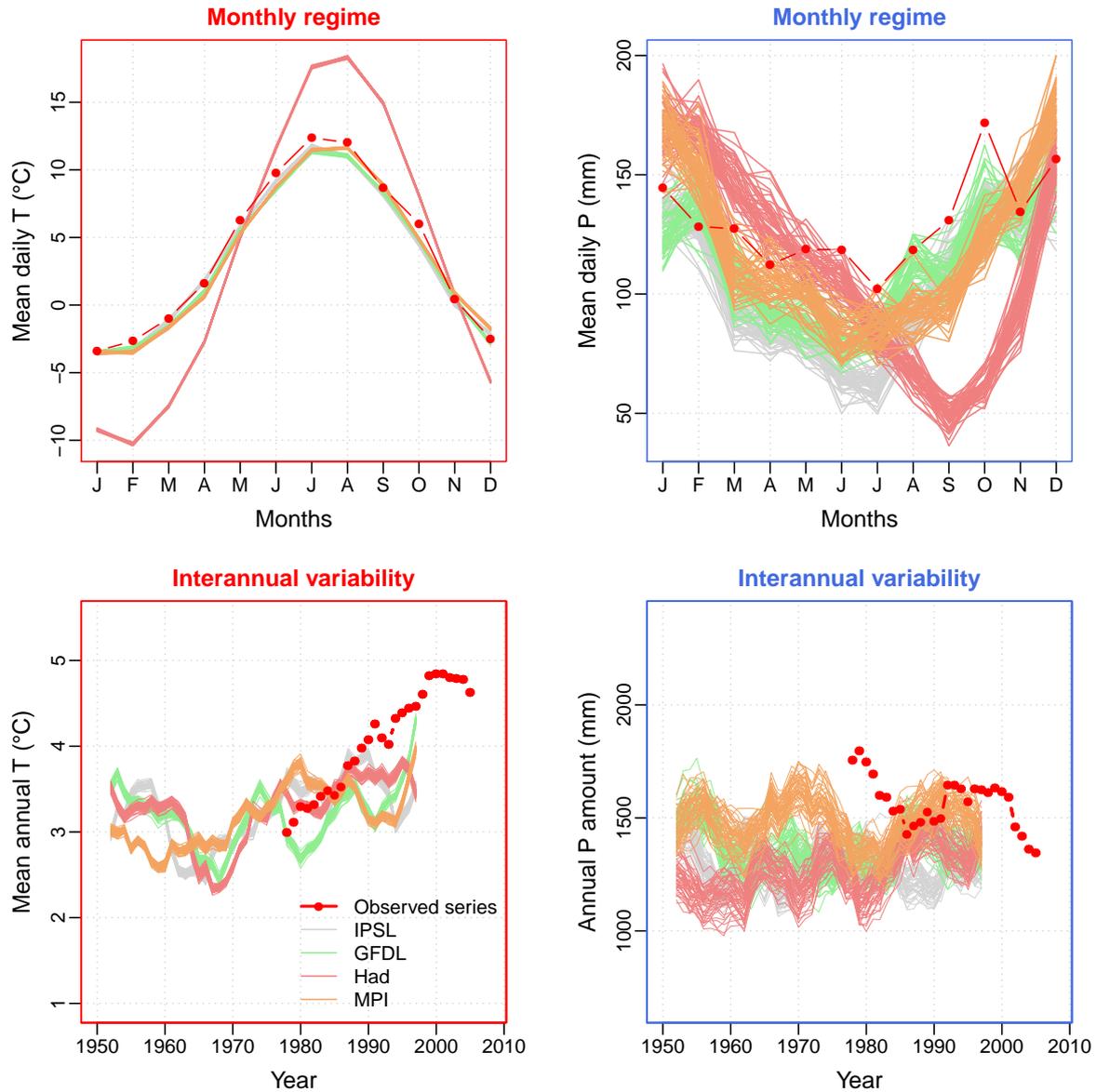


FIGURE 6.29: Bassin versant de la Manche au Champeau : comparaison entre séries de températures observées et simulées (colonne de gauche) et séries de précipitations observées et simulées (colonne de droite), en terme de régime mensuel (ligne du haut) et de variabilité interannuelle (ligne du bas). Les 50 séries analogues ont été générées grâce aux champs de géopotentiels simulés par les GCMs CMIP5 pour l'expérience "historical", débiaisés par la méthode "MP", sur la période 1950-2000.

Les séries de pluies et de températures de bassin construites à partir des sorties de GCMs sur la période historique ont ensuite été utilisées en entrée du modèle hydrologique MORDOR, préalablement calé sur chaque bassin versant étudié. La figure 6.30 présente, pour chaque bassin versant étudié, le régime hydrologique observé, comparé avec ceux modélisés (colonne de gauche) et les distributions saisonnières de remplissage du macro-réservoir UZ “observées” et simulées (colonne de droite). Il est important de noter que seules 10 séries analogues ont été conservées et que les sorties du modèle Had (révélées comme particulièrement biaisées en terme de pluies et de températures) n’ont pas été considérées pour cette analyse.

Les débits simulés à partir des pluies et températures construites par la méthode des analogues représentent assez fidèlement les régimes de débit observés sur les trois bassins versants considérés. Plus spécifiquement, les débits de printemps et d’été du bassin de la Corrèze sont sous-estimés par la plupart des simulations, alors que certaines sur-estiment les débits de janvier et de février. Le pic de fonte observé sur le bassin de la Romanche en été est sous-estimé par plusieurs simulations hydrologiques. Enfin, les débits de printemps et d’été du bassin versant du Tarn à Millau sont sur-estimés par plusieurs simulations, alors que les débits d’hiver sont sous-estimés par d’autres. Ces tendances générales se retrouvent lors de comparaison des distributions saisonnières de remplissage du macro-réservoir UZ simulées et “observées”. Néanmoins, les distributions saisonnières simulées grâce à la méthode des analogues sont proches de celles “observées”.

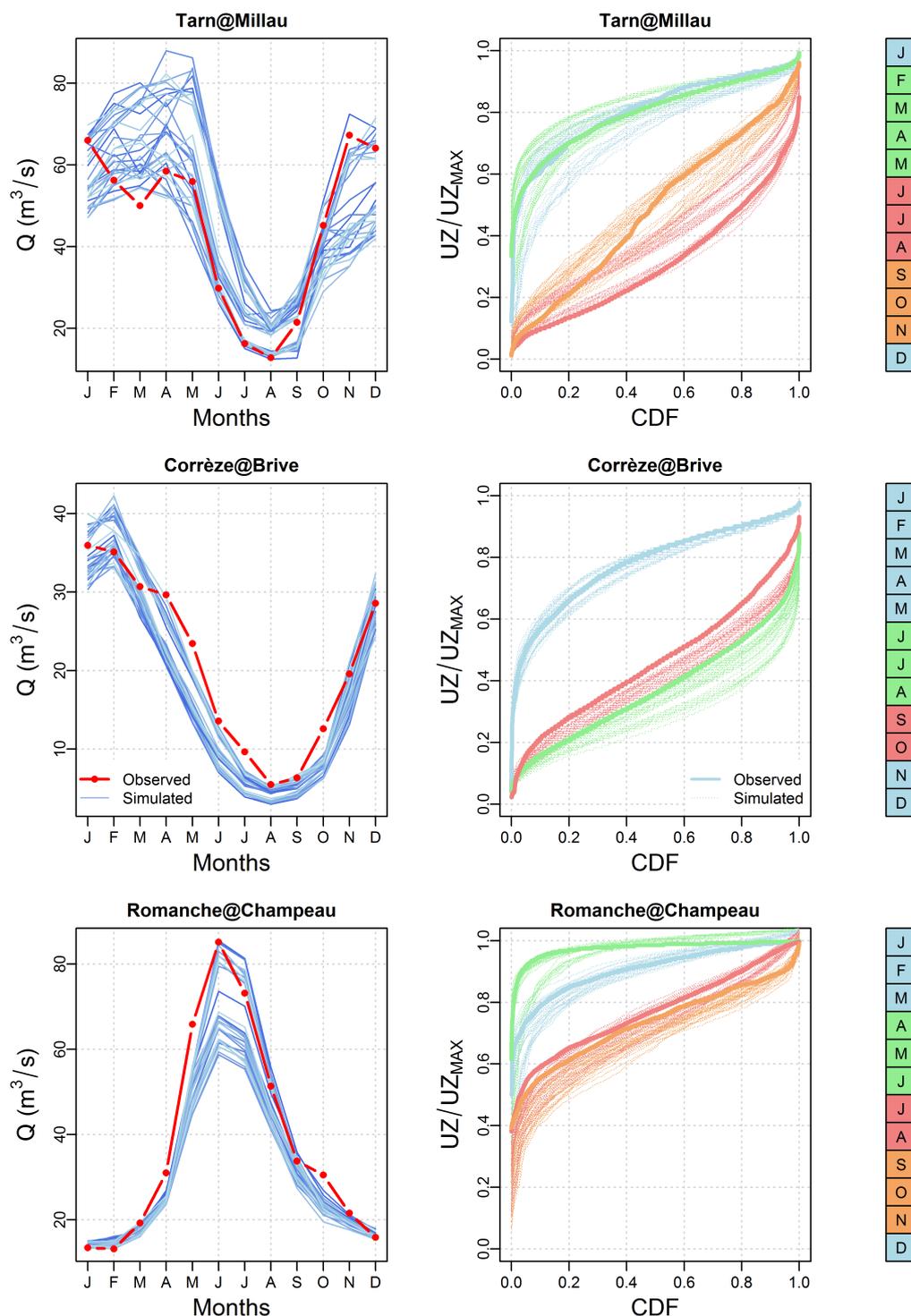


FIGURE 6.30: Comparaison entre régime de débits observés (1976-2008) et simulés (colonne de gauche) et entre distribution saisonnières de saturation du macro-réservoir UZ de MORDOR "observées" (1976-2008) et simulées (colonne de droite), pour trois bassins versants. Les séries simulées sont obtenues en utilisant 10 séries d'analogues générées avec 3 GCMs (IPSL, MPI et GFDL), débiaisés par la méthode "MP" sur la période historique (1950-2000). Les barres colorées rappellent la saisonnalité définie pour chaque bassin versant.

6.4.4.4 Simulation des GCMs en “fin de siècle” (2050-2100)

Les champs de géopotentiels simulés par trois GCMs forcés par les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 sur la période 2050-2100 ont été utilisés afin de créer des séries de températures et de pluies pour les trois bassins versants français étudiés. Ces séries sont constituées à partir des valeurs observées lors des journées potentiellement analogues, *i.e.* les journées de la période 1976-2008. La figure 6.31 compare les séries observées et simulées en terme de régime mensuel de pluies et de températures, les régimes observés étant estimés sur la période 1976-2008.

L'augmentation des températures est très clairement observable, avec un décalage des régimes de températures de plusieurs degrés. Pour un même GCM, la simulation forcée par le scénario RCP8.5 produit des températures plus fortes que la simulation forcée par le scénario RCP4.5. Comme lors des simulations sur la période historique, la variabilité induite par la considération de plusieurs séries analogues pour un même GCM est faible en comparaison à la variabilité liée à l'utilisation de plusieurs GCMs. Les régimes de pluies simulées sont différents des régimes de pluies observées, avec une augmentation des pluies de janvier à mars et une diminution des pluies de juillet à novembre, de manière générale.

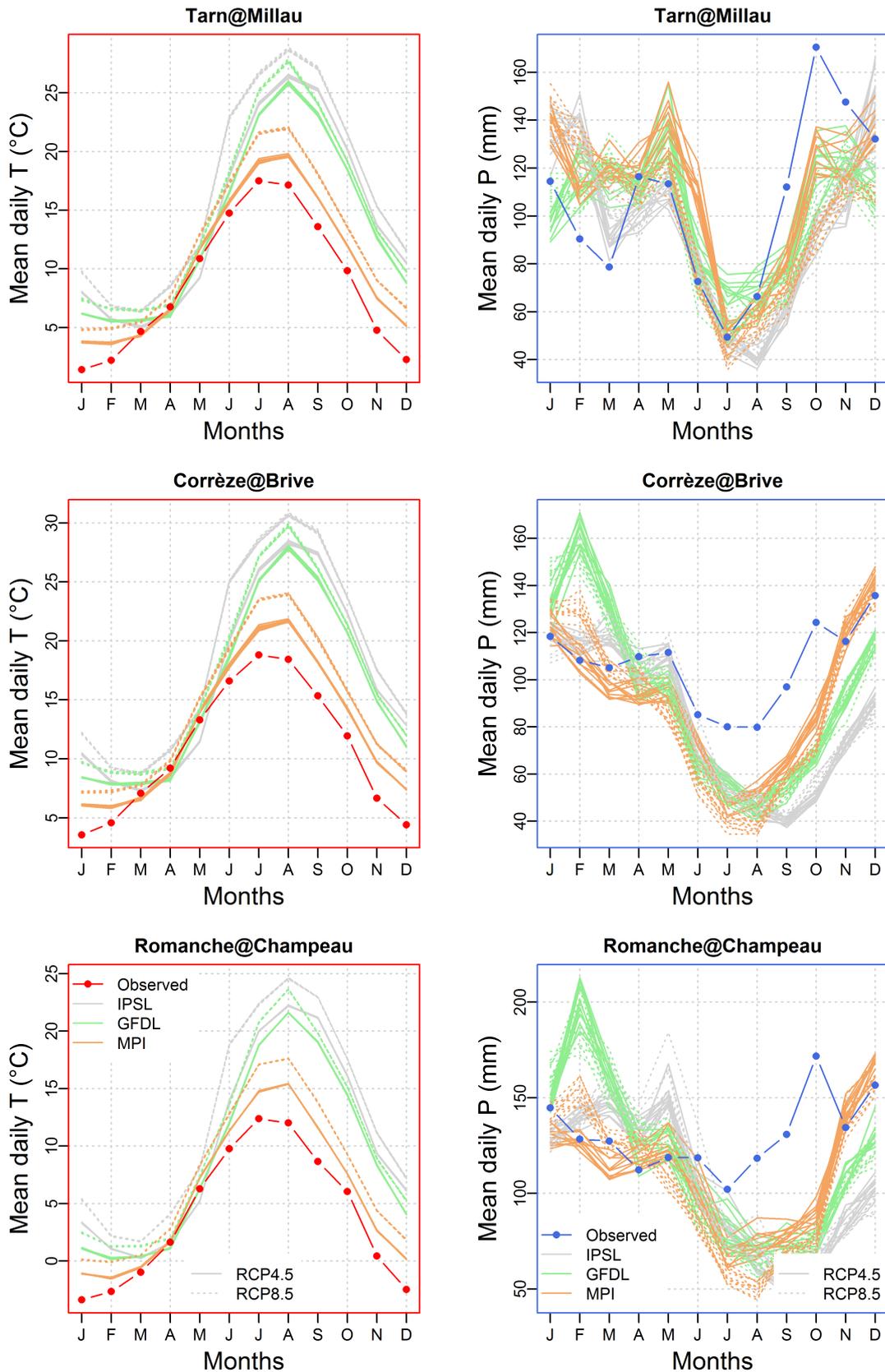


FIGURE 6.31: Comparaison entre régime mensuel de températures observées (1976-2008) et simulées (colonne de gauche) et entre régime mensuel de pluies observées (1976-2008) et simulées (colonne de droite), pour trois bassins versants. Les séries simulées sont obtenues en utilisant 10 séries d'analogues générées avec 3 GCMs (IPSL, MPI et GFDL) sur la période 2050-2100, forcés par les scénarios RCP4.5 et RCP8.5

Le tableau 6.3 synthétise les évolutions saisonnières des pluies et températures moyennes, en comparant les moyennes simulées pour la période historique (1950-2000) et les moyennes simulées sur la période future 2050-2100 par 3 GCMs (IPSL, MIP et GFDL) et 10 séries d’analogues par GCM. Les évolutions sont spectaculaires, avec notamment des augmentations moyennes de température de l’air de plus de 8 [°C] en automne, des augmentations des pluies de plus de 20% au printemps et des diminutions de pluies de plus de 30% en automne. Les évolutions de ces variables sont très similaires pour les bassins de la Corrèze à Brive et de la Romanche au Champeau.

TABLEAU 6.3: Evolutions moyennes des pluies et températures saisonnières, estimées en comparant les moyennes simulées pour la période historique (1950-2000) et les moyennes simulées sur la période 2050-2100. Les moyennes sont estimées en considérant 3 GCMs (IPSL, MIP et GFDL), débiaisés par la méthode “MP” et 10 séries d’analogues par GCM.

		RCP4.5			
		DJF	MAM	JJA	SON
Corrèze à Brive-la-Gaillarde	T [°C]	+4.6	+1.4	+6.2	+7.5
	P [%]	0	+21	-14	-28
Romanche au Champeau	T [°C]	+4.7	+1.4	+6.4	+7.8
	P [%]	0	+27	-8	-31
Tarn à Millau	T [°C]	+4.5	+1.4	+6.3	+7.6
	P [%]	+13	+5	-4	-18
		RCP8.5			
		DJF	MAM	JJA	SON
Corrèze à Brive-la-Gaillarde	T [°C]	+5.8	+2.8	+8.6	+8.9
	P [%]	+2	+23	-22	-29
Romanche au Champeau	T [°C]	+6.1	+2.8	+8.7	+9.2
	P [%]	+2	+30	-17	-32
Tarn à Millau	T [°C]	+5.7	+1.8	+8.7	+8.9
	P [%]	+10	+4	-17	-23

Les séries de pluies et températures simulées sur la période 2050-2100 ont ensuite été utilisées en entrées du modèle MORDOR pour chacun des trois bassins versants considérés. Les régimes de débits observés et les distributions de taux de remplissage du macro-réservoir UZ sont représentés dans les figures 6.32 et 6.33, pour la considération des trois GCMs forcés par les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. Les régimes hydrologiques simulés grâce aux séries de pluies et de températures futures diffèrent fortement de ceux observés. Les débits de fin d’été, d’automne et d’hiver simulés sur les bassins versants de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde et du Tarn à Millau sont clairement inférieurs à ceux observés sur la même période de l’année. Pour le bassin versant de la Romanche au Champeau, les débits simulés pour les mois de janvier à mars sont plus importants que ceux observés pour ces mois-ci. Le pic de crue annuel semble être de moindre importance pour certaines simulations ou semble se produire plus tard dans l’année pour d’autres simulations. Ces résultats sont surprenants puisqu’allant

à l'inverse du bon sens, à savoir qu'une onde de fonte plus précoce du fait de températures plus élevées en fin de printemps et début d'été serait attendue. L'analyse des séries de remplissage du macro-réservoir UZ révèle une nette diminution de la proportion de journées modélisées comme fortement saturées par MORDOR, pour les différentes saisons considérées et pour les différents bassins versants considérés. Les évolutions simulées lors de la considération des GCMs forcés par le scénario RCP4.5 sont similaires mais amplifiées lors de la considération de GCMs forcés par le scénario RCP8.5.

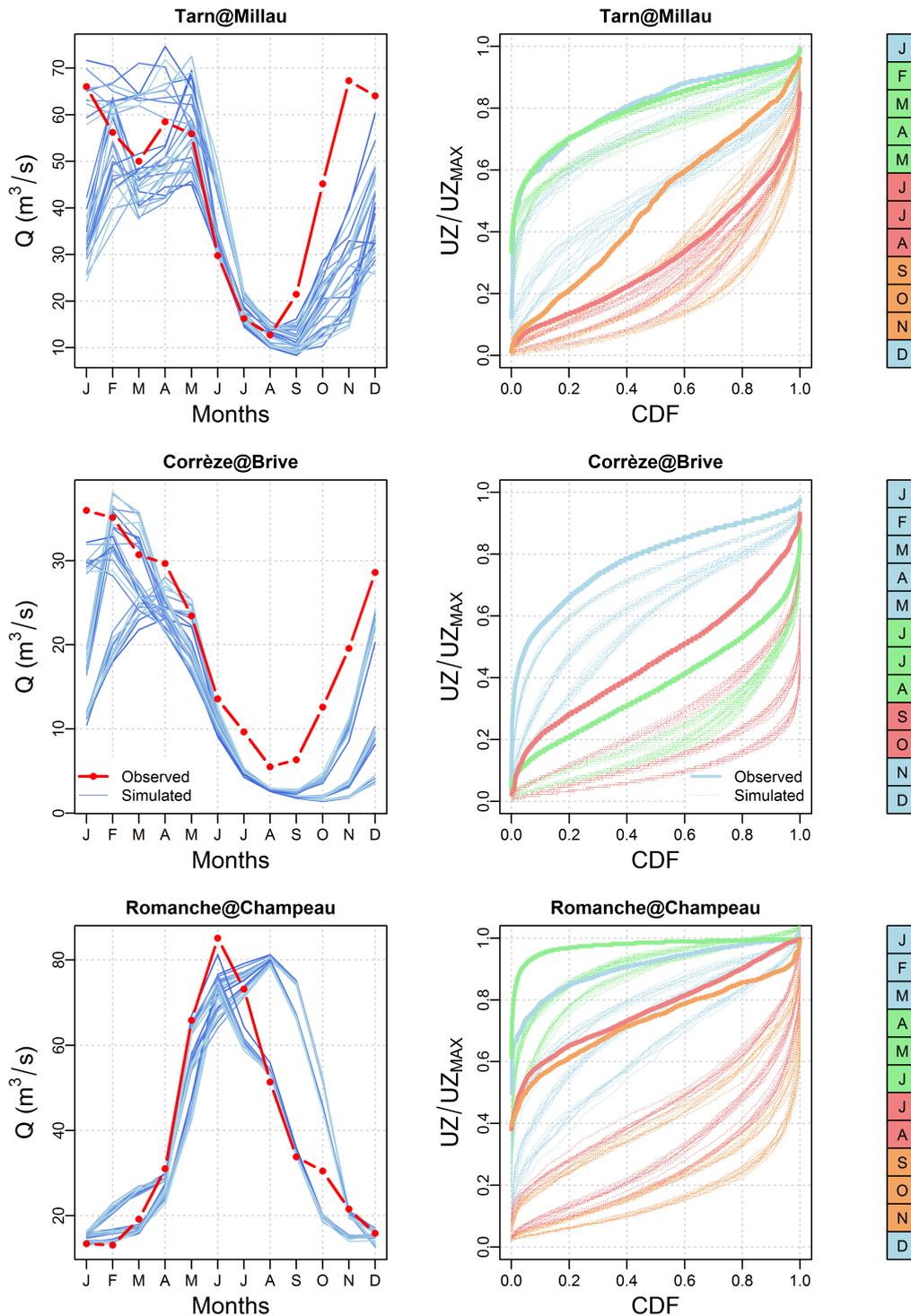


FIGURE 6.32: Comparaison entre régimes de débits observés (1976-2008) et simulés (colonne de gauche) et entre distributions saisonnières de saturation du macro-réservoir UZ de MORDOR "observées" (1976-2008) et simulées (colonne de droite), pour trois bassins versants. Les séries simulées sont obtenues en utilisant 10 séries d'analogues générées avec 3 GCMs (IPSL, MPI et GFDL), débiaisés par la méthode "MP" sur la période future 2050-2100, en considérant le scénario d'émission RCP4.5. Les barres colorées rappellent la saisonnalité définie pour chaque bassin versant.

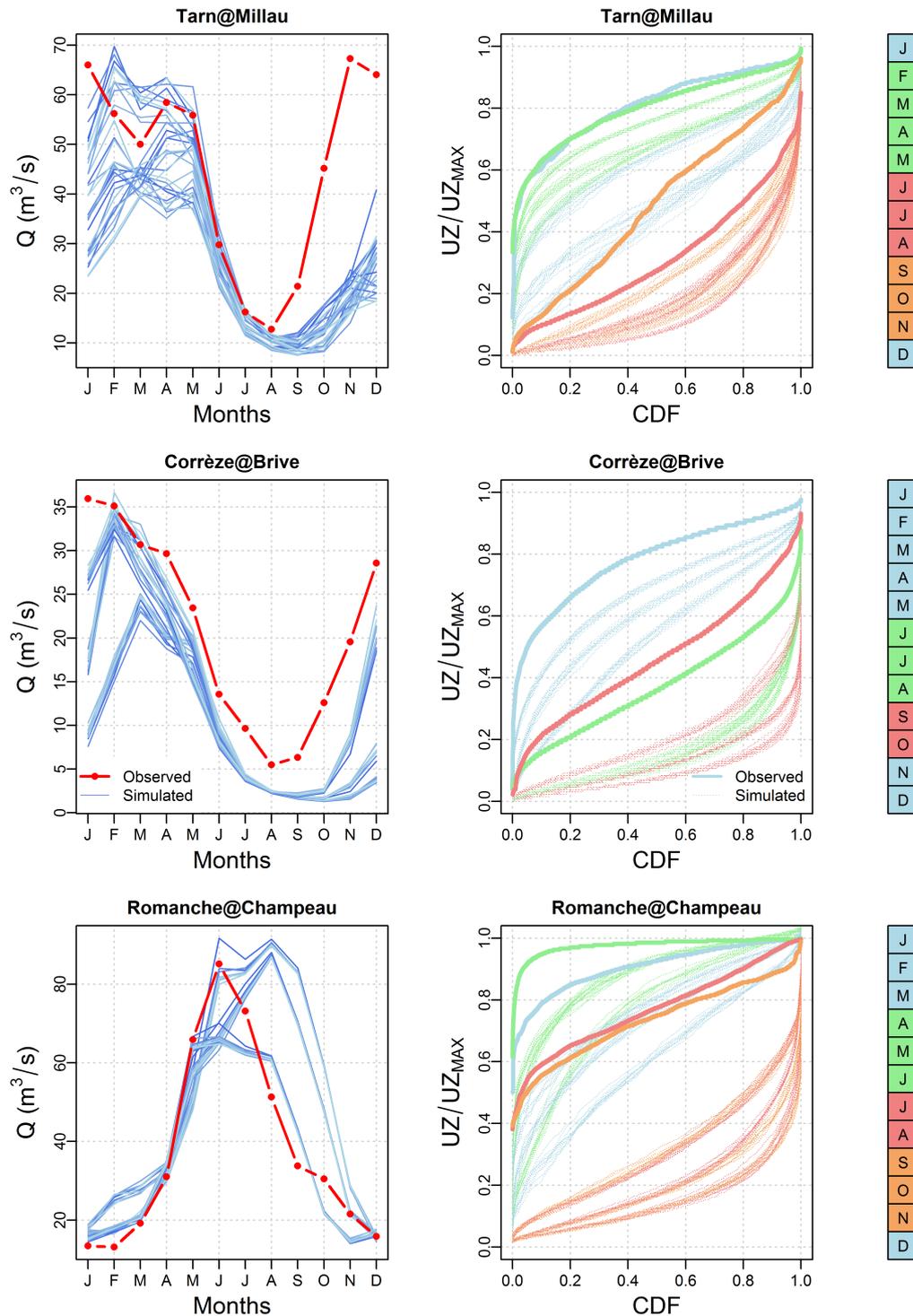


FIGURE 6.33: Comparaison entre régimes de débits observés (1976-2008) et simulés (colonne de gauche) et entre distributions saisonnières de saturation du macro-réservoir UZ de MORDOR "observées" (1976-2008) et simulées (colonne de droite), pour trois bassins versants. Les séries simulées sont obtenues en utilisant 10 séries d'analogues générées avec 3 GCMs (IPSL, MPI et GFDL) débiaisés par la méthode "MP" sur la période future 2050-2100, en considérant le scénario d'émission RCP8.5. Les barres colorées rappellent la saisonnalité définie pour chaque bassin versant.

6.4.4.5 Comparaison avec les températures de l'air simulées par le GCM de l'IPSL

Avant d'utiliser les séries de pluie et de températures générées au sein de la méthode SCHADEX, les séries de températures générées par la méthode des analogues ont été comparées aux séries de températures de l'air journalières simulées par deux runs du GCM de l'IPSL. La figure 6.34 présente (à gauche) la position des 12 points de grille sur lesquels les séries de températures journalières simulées par le GCM ont été extraites et (à droite) les anomalies de températures simulées lors de la considération des sorties de l'expérience "historical" (lignes grises pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne noire pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans), de l'expérience "RCP4.5" (lignes bleues claires pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne bleue pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans) et de l'expérience "RCP8.5" (lignes vertes claires pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne verte pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans). Les anomalies sont calculées en considérant comme référence la température journalière moyenne simulée sur la période 1950-1998 par les deux runs du GCM, qui est d'environ 10 [°C]. Des augmentations de la température journalière moyenne annuelle d'environ 6 [°C] et de 3 [°C] sont simulées par ces deux runs du GCM IPSL en comparant la période 1950-1999 et la période 2080-2100 et considérant les scénarios RCP8.5 et RCP4.5, respectivement.

Les évolutions saisonnières des sorties du GCM IPSL ont été calculées, puis comparées à celles estimées sur les trois bassins versants français d'ores et déjà détaillées dans le tableau 6.1. Ces évolutions sont présentées dans la figure 6.35. Si la saisonnalité des évolutions de températures simulée par le GCM et la méthode des analogues est proche, les ordres de grandeur des évolutions sont différents. Les évolutions simulées par le GCM IPSL sont largement moins importantes que celles simulées par la méthode des analogues. Ainsi, en considérant le scénario RCP4.5, l'évolution simulée des températures journalières moyennes d'automne est d'environ 7.8 [°C] pour la méthode des analogues et d'environ 4.2 [°C] pour le GCM IPSL. De nouveau, et comme cela a déjà été évoqué s'agissant du GCM Had, il conviendrait certainement de débiaiser les séries d'épaisseurs de géopotentiels, qui servent de témoin de température de l'air à la méthode des analogues. Un tel type de débiaisage préalable avait d'ailleurs été effectué lors de l'application de la même méthode de descente d'échelle par Lafaysse (2011). Enfin, une autre solution serait de prendre directement les sorties de température de l'air des GCMs comme témoin de température de l'air de la formulation dite ANATEM (pour ANAlogue et TEMoin, Kuentz (2013)).

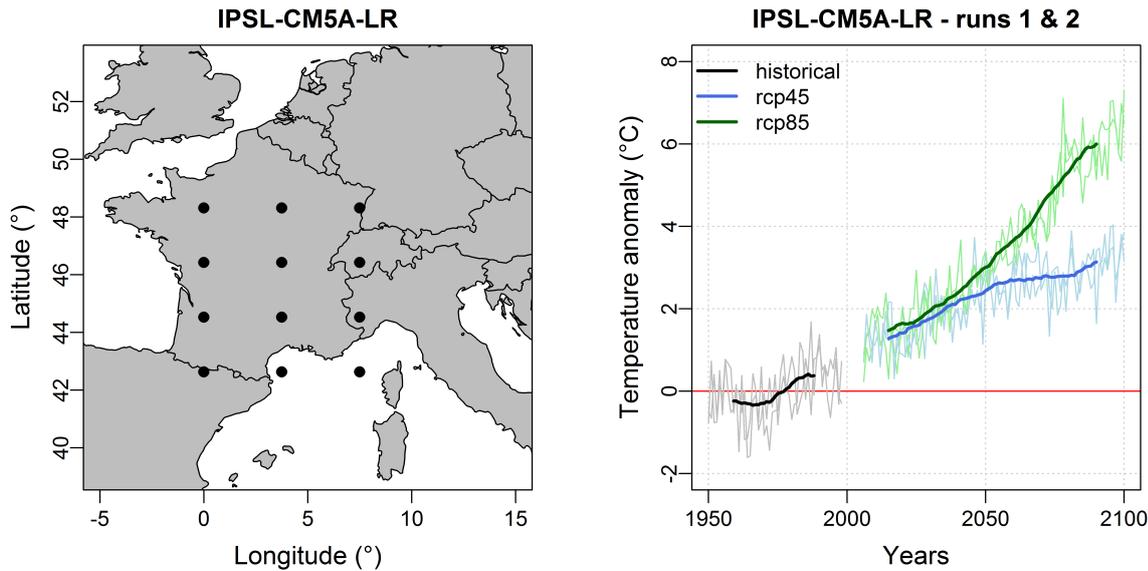


FIGURE 6.34: Comparaison entre régimes de débits observés (1976-2008) et simulés (colonne de gauche) et entre distributions saisonnières de saturation du macro-réservoir UZ de MORDOR "observées" (1976-2008) et simulées (colonne de droite), pour trois bassins versants. Les séries simulées sont obtenues en utilisant 10 séries d'analogues générées avec 3 GCMs (IPSL, MPI et GFDL), débiaisés par la méthode "MP" sur la période future 2050-2100, en considérant le scénario d'émission RCP4.5. Les barres colorées rappellent la saisonnalité définie pour chaque bassin versant.

6.4.5 Simulations SCHADEX avec saturations futures des bassins versants

En utilisant les séries de pluies et de températures futures simulées grâce à la méthode des analogues, des conditions futures de saturation des bassins versants ont été introduites dans la méthode SCHADEX. Des simulations ont été réalisées avec ces conditions de saturation, toutes choses étant égales par ailleurs. Les résultats obtenus sont présentés dans la figure 6.36 pour trois périodes de retour : les crues centenales, millénales et décamillénales. Des biais entre les simulations réalisées avec les sorties des modèles climatiques et la simulation de référence ont été calculés pour chaque bassin versant : biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les fréquences de types de temps simulées lors de l'expérience "historical" (1950-2000, présentés sur l'axe x), biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les fréquences de types de temps simulées lors des expériences "RCP" (2050-2100, présentés sur l'axe y). Les valeurs négatives de biais indiquent donc des valeurs de quantiles simulés inférieures aux quantiles de référence.

De manière générale, l'introduction de conditions de saturation des bassins versants simulées entraîne l'estimation de quantiles de crues plus faibles que ceux de référence, pour les trois bassins versants étudiés. L'impact de l'introduction de conditions de saturation futures est non

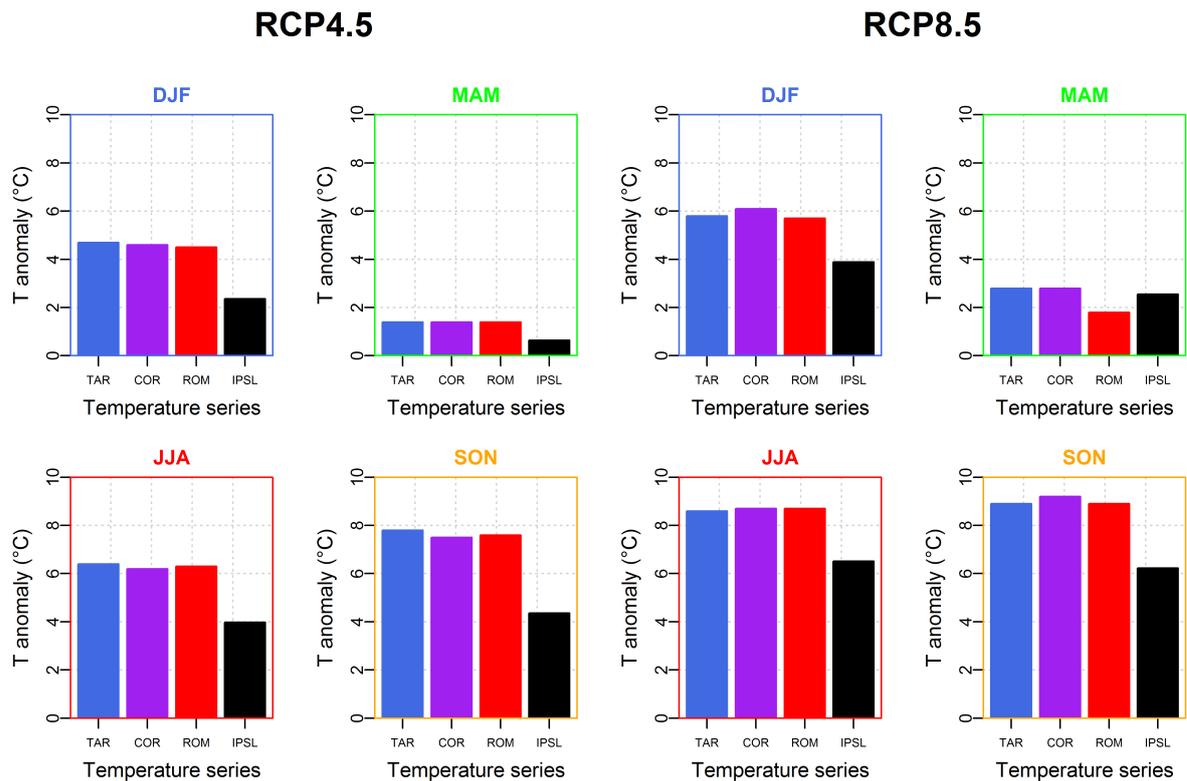


FIGURE 6.35: Position des 12 points de grille sur lesquels les séries de températures journalières simulées par le GCM IPSL-CM5A-LR ont été extraites et anomalies de températures simulées lors de la considération des sorties de l'expérience historique (lignes grises pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne noire pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans), de l'expérience RCP4.5 (lignes bleues claires pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne bleue pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans) et de l'expérience RCP8.5 (lignes vertes claires pour les anomalies annuelles simulées par les deux runs considérés et ligne verte pour la moyenne glissante des anomalies annuelles des deux runs, estimées sur des fenêtres de 20 ans).

négligeable pour l'estimation des crues extrêmes. Cette influence diminue pour les quantiles de crue les plus extrêmes et est différente selon les bassins versants considérés. Pour le quantile décennal par exemple, les estimations SCHADEX réalisées sur le bassin versant de la Romagne (en bleu) ne varient pas en fonction des conditions de saturation. Par contre, pour le bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde par exemple (en rouge), le biais entre les estimations du débit décennal de référence et celles réalisées avec des conditions de saturations futures passe d'environ -4% pour la période historique (1950-2000) à environ -14% pour la période future (2050-2100).

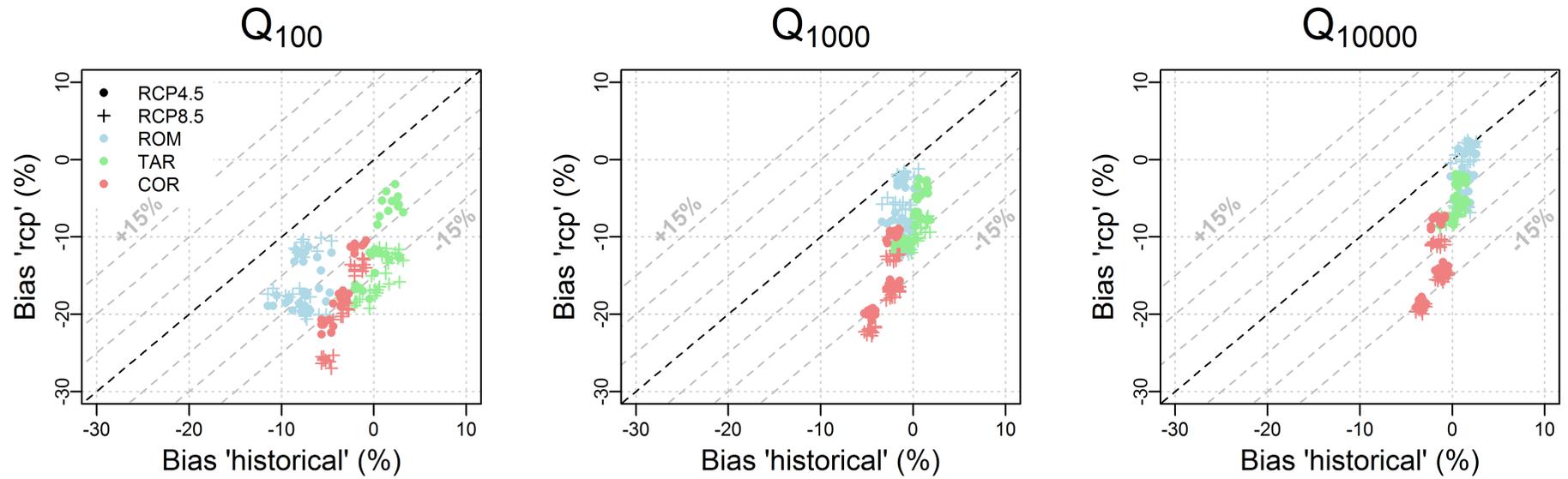


FIGURE 6.36: Quantiles de crues simulés par la méthode SCHADEX pour trois bassins versants en utilisant des conditions de saturations futures simulées par 3 GCMs CMIP5 (IPSL, MPI et GFDL), forcés par les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Trois périodes de retours sont illustrées. Les biais sont calculés à partir des différentes estimations SCHADEX de référence, une valeur positive de biais indique une sur-estimation.

6.4.6 Conclusion

La méthode des analogues a été utilisée afin de créer des séries de pluies et de températures de bassin du futur pour trois bassins versants français. Une première phase de validation de la méthode a permis de mettre en évidence les bonnes performances de la méthode quant à la reproduction des régimes de pluies et de températures observés. La comparaison des régimes observés et des régimes simulés pour la période 2050-2100 a mis en évidence une très forte augmentation de la température de l'air sur les bassins étudiés. Le régime de pluie évolue également énormément, avec notamment plus de précipitation au printemps et moins en automne. Ces évolutions climatologiques impactent fortement les régimes hydrologiques simulés par le modèle hydrologique MORDOR pour les trois bassins versants étudiés. De manière générale, la proportion de journées où les bassins versants sont considérés comme "saturés" dans le monde du modèle diminue. Toutefois, ces évolutions fortes des régimes hydrométéorologiques n'influent que modérément sur les quantiles de crues extrêmes estimés par la méthode SCHADEX, notamment pour les plus fortes valeurs. Les quantiles de crues simulés diminuent lorsque, toutes choses étant égales par ailleurs, des conditions de saturation simulées par des GCMs sont prises en compte. Les évolutions simulées de conditions de saturation des bassins versants ont un impact différent sur les trois bassins versants français étudiés. Ainsi, la valeur de débit décennal simulée pour le bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde diminue d'environ 10% lorsque des conditions de saturations futures sont considérées, alors que ce même quantile n'évolue pas pour le bassin versant de la Romanche au Champeau. Il est néanmoins important de noter que ces résultats devraient être approfondis pour généraliser les résultats portant sur l'impact du changement climatique simulé par les GCMs CMIP5 en France, notamment en considérant plus de GCMs, plusieurs runs par GCM et éventuellement des méthodes alternatives de descente d'échelles.

6.5 Paramètres du modèle hydrologique

Si peu de travaux se sont focalisés sur le calage des modèles hydrologiques pour la modélisation de crues futures, de nombreuses études ont été menées ces dernières années concernant l'utilisation de modèles hydrologiques conceptuels pour réaliser des études d'impacts hydrologiques du changement climatique. Dans le contexte général de la méthode SCHADEX, deux qualités sont recherchées pour le modèle hydrologique utilisé lors de la transformation pluie-débit : (i) une bonne représentation des distributions de saturation du bassin versant (*e.g.* régime annuel de débit) et (ii) une bonne représentation des crues observées (*e.g.* courbe des débits classés). Ces deux points sont tour à tour succinctement évoqués dans cette section.

La représentation des régimes hydrologiques par les modèles hydrologiques conceptuels en contexte de changement climatique est généralement évaluée grâce à des procédures de calage-validation, visant à quantifier la transférabilité temporelle de paramètres estimés sur une période donnée à une autre période, non considérée lors du calage (Klemeš, 1986). Ces hypothèses de stabilité temporelle des jeux de paramètres et de leur indépendance vis-à-vis des données de calage ont été récemment testées et partiellement invalidées par plusieurs études (*e.g.* Vaze et al. (2010); Merz et al. (2011); Coron et al. (2012); Seiller et al. (2012); Brigode et al. (2013c)). Coron (2013) a plus particulièrement mis en évidence une incapacité des modèles hydrologiques à reproduire, de manière acceptable, des bilans hydrologiques en validation sur des périodes non-utilisées lors du calage. Dans leur récente revue bibliographique sur ces questions, Peel & Blöschl (2011) estiment ainsi qu'il est nécessaire d'aller plus loin que la simple méthode de scénarios hydrologiques généralement utilisée (consistant à utiliser plusieurs sorties de GCMs forcés par différents scénarios d'émissions et corrigées par plusieurs méthodes de descente d'échelle), notamment en réalisant des analyses de sensibilité des simulations de modèles hydrologiques en modifiant les entrées (augmentation des précipitations, augmentation des températures, etc.). Les résultats de telles analyses permettront ainsi de mettre évidence quelle est la part de changements hydrologiques pouvant être prédits par les modèles hydrologiques.

La modélisation hydrologique de crues extrêmes est un exercice qui nécessite de contraindre plus particulièrement les modèles hydrologiques sur les débits forts observés. Cette contrainte nécessite en premier lieu d'avoir observé de telles crues sur les bassins versants étudiés. Dans un contexte de prévision des crues, Berthet et al. (2010) ont quantifié le poids relatif des erreurs réalisées par le modèle sur les plus fortes crues observées, sur la valeur finale du critère de performance. Ce type de méthodologie, comme l'analyse de sensibilité présentée dans la section 5.7.2, révèle le poids considérable joué par les crues observées les plus fortes sur le calage du modèle hydrologique. Par ailleurs, Lamb (1999) a mis en évidence les biais forts obtenus lorsqu'un modèle hydrologique conceptuel calé avec une fonction objectif classique (basée sur les moindres carrés) est utilisé au sein d'une méthode de simulation stochastique de crues. Il est donc nécessaire d'utiliser des fonctions objectifs contraignant le modèle à reproduire

correctement les crues observées, à la fois en terme de temporalité et d'intensité ; mais également d'être attentif à la présence de crues particulièrement fortes dans la période observée. L'inclusion d'informations régionales, et de données historiques, utilisées par contraindre l'estimation de fréquences d'occurrences de crues par exemple (*e.g.* Payraastre (2005)), pourraient être utilisées pour mieux contraindre le calage des modèles hydrologiques.

En résumé, il semble nécessaire de considérer plusieurs calages de modèle hydrologique (avec plusieurs fonctions objectifs et en utilisant plusieurs périodes de calage), voire utiliser différents modèles hydrologiques, lors d'études d'impact du changement climatique sur les crues extrêmes. En guise d'illustration, la figure 6.37 reprend les résultats de l'analyse de sensibilité présentée dans le chapitre 5 obtenus pour trois bassins versants français, pour lesquels 100 calages du modèle hydrologique MORDOR ont été réalisés sur des sous-périodes (constituées de 25 années observées), générées à partir d'une procédure de "*block-bootstrap*". Chaque jeu de paramètres obtenus a ensuite été utilisé au sein de la méthode SCHADEX, pour estimer des crues extrêmes. Cette figure illustre la sensibilité des estimations de crues extrêmes à la période utilisée pour caler le modèle hydrologique, qui semble être majoritairement liée la présence (ou non) de crues fortes dans la période de calage considérée (cf. section 5.7.2). Il est également intéressant de noter que cette sensibilité est différente selon les bassins versants étudiés. L'estimation de crues extrêmes sur le bassin versant du Tarn à Millau est ainsi beaucoup moins sensible à la période utilisée pour caler le modèle hydrologique que le bassin versant de la Corrèze à Brive-la-Gaillarde (cf. section 5.7.2). A nouveau, ces différences de sensibilité semblent être liées à la présence d'horsains au sein des observations, cette sensibilité étant d'autant plus importante que la distance entre les horsains observés et les autres crues observées est importante. La vérification de ces hypothèses nécessite des travaux supplémentaires, notamment sur des bassins versants caractérisés par un "horsain extrême" (le bassin versant autrichien de la Kamp à Zwettl par exemple).

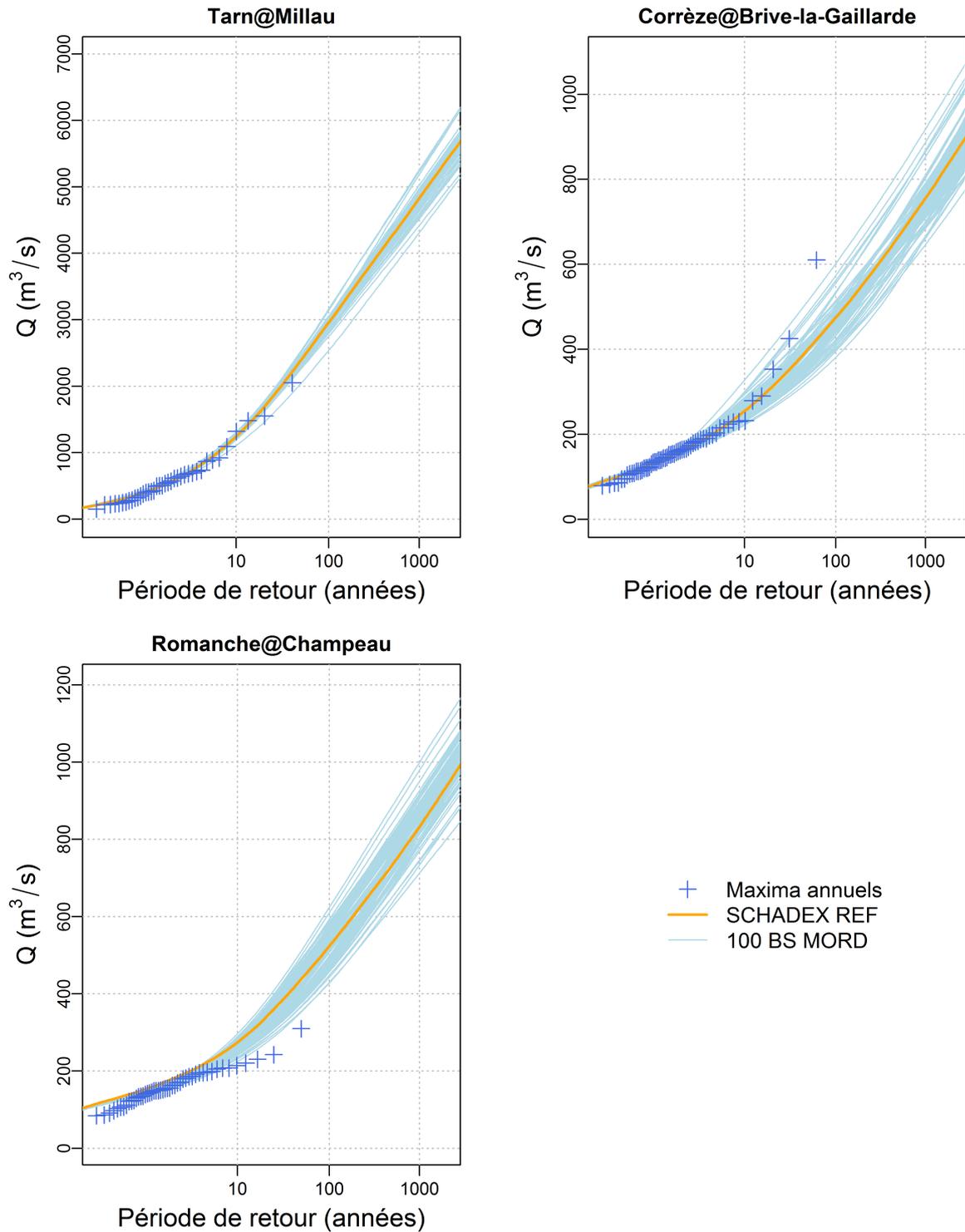


FIGURE 6.37: Sensibilité des estimations SCHADEX au paramétrage du modèle hydrologique MORDOR : comparaison entre les estimations SCHADEX de référence (en orange) et 100 estimations réalisées avec 100 calages de MORDOR différents pour trois bassins versants français. Les différents jeux de paramètres ont été obtenus après calage sur des sous-périodes de 25 années observées, générées par "block-bootstrap".

6.6 Simulations SCHADEX du futur

Dans cette partie finale, l'ensemble des évolutions décrites dans les sections précédentes (fréquences des types de temps, conditions de saturation des bassins versants et intensité des épisodes pluvieux) est pris en compte afin de réaliser des estimations de crues extrêmes SCHADEX. Ces estimations sont illustrées sur la figure 6.38 pour un bassin versant français, le Tarn à Millau. Cette figure est construite comme les figures 6.8, 6.21 et 6.36. Des biais entre les simulations réalisées avec les sorties des GCMs et la simulation de référence ont été calculés pour le bassin versant considéré : biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les sorties des GCMs simulées lors de l'expérience "historical" (1950-2000, présentés sur l'axe x), biais entre les quantiles de référence et ceux estimés en utilisant les sorties des GCMs simulées lors des expériences "RCP" (2050-2100, présentés sur l'axe y). Les valeurs négatives de biais indiquent donc des valeurs de quantiles simulés inférieures aux quantiles de référence. Pour chaque scénario d'émissions (RCP4.5 ou RCP8.5) et chaque GCM (IPSL, MPI ou GFDL) considéré, une série de fréquences d'occurrences de type de temps, une série de températures de l'air et une série de précipitations générées par la méthode des analogues, ainsi qu'un facteur multiplicatif des intensités d'épisodes pluvieux sont considérés, pour réaliser une estimation de crues extrêmes. Le jeu de paramètres de référence du modèle hydrologique MORDOR est utilisé pour réaliser ces simulations.

L'introduction de fréquences d'occurrences des types de temps et de conditions de saturations des bassins versants simulées par les GCMs sur la période future 2050-2100 (points bleus) entraînent l'estimation de quantiles de crues futures plus faibles que celles estimées avec les sorties de GCMs sur la période historique (1950-2000), pour le bassin versant du Tarn à Millau. Cette diminution est plus marquée pour les crues centennales (-15% en moyenne) que pour les crues décennales (-5% en moyenne) et est différente selon le GCM considéré. Il est intéressant de noter que ces diminutions peuvent être compensées par la considération d'épisodes pluvieux plus intenses dans le futur. Ainsi, les diminutions des crues de période de retour 10 000 ans, liées aux évolutions de fréquences de type de temps et de conditions de saturation des bassins versants, sont "compensées" par une multiplication de l'intensité des épisodes pluvieux de l'ordre de 5% (points violets). Au delà de ce pourcentage d'augmentation de l'intensité des pluies extrêmes, les crues extrêmes futures augmentent pour le bassin versant du Tarn à Millau. En considérant des intensités de pluies extrêmes augmentées de 30% et des fréquences de types de temps futures ainsi que des conditions futures de saturation des bassins versants, les débits décennaux du bassin versant du Tarn à Millau augmentent d'environ 25%.

Cet exercice final illustre la difficulté de quantifier l'impact du changement climatique sur les crues extrêmes, du fait de certains processus qui s'additionnent et d'autres qui s'opposent. Ainsi, les sorties de GCMs considérées prédisent une diminution de la fréquence des épisodes pluvieux intenses, ainsi qu'une diminution des "conditions de saturation moyennes" des bassins

versants. Ces évolutions s'additionnent et entraînent une diminution des quantiles de crues extrêmes dans le futur. Néanmoins, la relation de Clausius-Clapeyron - ainsi que les résultats des tests entrepris sur plusieurs séries de pluies de bassin - semble indiquer une augmentation de l'intensité des épisodes pluvieux dans le futur, et s'oppose donc aux premières tendances à la diminution des débits extrêmes. Si l'analyse de sensibilité préalablement réalisée, ainsi que ce petit exercice, indique que l'intensité des pluies extrêmes est le facteur influençant le plus l'estimation de débits extrêmes, l'évolution des fréquences des types de temps et des conditions de saturation des bassins versants ne sont pas négligeables. Enfin, il est important de noter que cette analyse de sensibilité a été réalisée en ne considérant qu'un jeu de paramètres du modèle hydrologique MORDOR. La quantification des impacts du changement climatique sur les crues extrêmes est donc une tâche très compliquée...

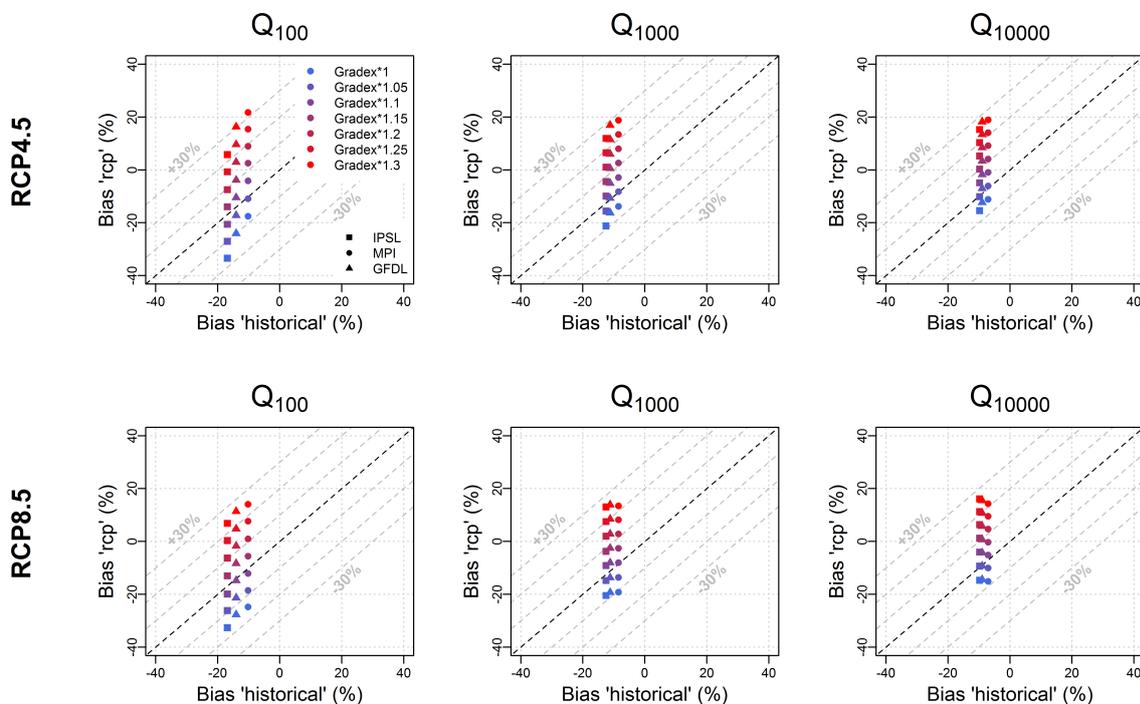


FIGURE 6.38: Quantiles de crues simulés par la méthode SCHADEX pour le bassin versant du Tarn à Millau, en utilisant des fréquences de types de temps et des conditions de saturation futures simulées par 3 GCMs CMIP5 (IPSL, MPI et GFDL), forcés par les scénarios RCP4.5 (première ligne) et RCP8.5 (deuxième ligne), et en augmentant de 5 à 30% l'ensemble des valeurs de gradex (paramètres de lois exponentielles ajustées sur des échantillons de pluies centrales par type de temps et par saison). Trois périodes de retours sont illustrées. Les biais sont calculés à partir des différentes estimations SCHADEX de référence, une valeur positive de biais indique une sur-estimation. Les différentes simulations ont été réalisées avec le jeu de paramètres de référence du modèle hydrologique MORDOR.

Conclusion générale

*"A demain soir pour diner ici...
Apporte un scaphandre."*

Pierre Louis, lettre à son frère Georges, Paris, 27 janvier 1910.

Depuis plusieurs années, l'impact du changement climatique sur les événements hydrométéorologiques extrêmes est une des problématiques les plus abordées, tant par les différentes communautés scientifiques concernées que par les institutions internationales et les médias. Cet impact est pourtant sujet aux plus grandes incertitudes : il s'agit en effet d'estimer les potentielles évolutions d'événements jamais observés, tels que les crues de période de retour 1000 ans ! Face à de telles incertitudes, les scientifiques doivent être prudents dans leurs conclusions, en n'omettant pas de relever les limites des estimations. Ce travail nécessite de réaliser des analyses de sensibilité des modèles, avant d'effectuer des simulations d'évolutions de variables hydrométéorologiques d'intérêt (Peel & Blöschl, 2011). Les différents tests effectués lors de ce travail de thèse ont ainsi visé à mettre en évidence les sensibilités des différents modèles composant la méthode SCHADEX, utilisée par EDF depuis 2006 pour la prédétermination de pluies et crues extrêmes ; et c'est en s'appuyant sur ces résultats que des pistes méthodologiques ont ensuite été proposées et testées afin de quantifier l'évolution de certains paramètres et variables clés, avant de prédire les évolutions potentielles des crues extrêmes.

Principaux résultats obtenus

Différentes collaborations internationales ont permis d'appliquer l'ensemble de la méthode SCHADEX dans différents contextes hydroclimatiques et de comparer ses résultats avec d'autres estimations. Des applications en Autriche, Canada et Norvège ont ainsi permis de confirmer la robustesse des différents modèles utilisés dans la méthode SCHADEX. La définition de type de temps peut être établie à partir de réanalyses (*e.g.* types de temps autrichiens) ou de séries locales de pluie (*e.g.* types de temps canadiens) et permet d'avoir une variable solide pour discriminer des sous-populations de pluies fortes à une échelle régionale. Le modèle hydrologique MORDOR reproduit avec de bonnes performances l'hydrologie moyenne (régime) comme l'hydrologie des forts débits (distribution des débits classés) dans différents contextes hydroclimatiques. S'il est impossible d'évaluer la justesse des estimations de débits extrêmes réalisées par la méthode SCHADEX, une comparaison entre les crues observées et les crues simulées semble révéler que le processus de simulation de la méthode SCHADEX permet de croiser efficacement les aléas pluies extrêmes et saturation du bassin versant, dans différents contextes hydroclimatiques observés. La méthode SCHADEX semble donc pouvoir prédéterminer de manière fiable les crues extrêmes de bassins pluvio-niveaux de taille moyenne.

Une analyse de sensibilité des estimations de crues extrêmes à la variabilité climatique observée a été réalisée sur plusieurs bassins versants, en quantifiant, de manière indépendante, la sensibilité des estimations à l'aléa pluie, à la saturation des bassins versants et à la transformation pluie-débit. Cette analyse a révélé la grande sensibilité des estimations SCHADEX à l'aléa pluie et à la transformation pluie-débit réalisée par le modèle hydrologique. La variabilité naturelle des états de saturation des bassins versants semble avoir une influence négligeable

sur l'estimation des crues extrêmes, pour les bassins versants étudiés et les quantiles de crues extrêmes étudiés. L'application d'une telle méthodologie permet d'estimer, pour chaque bassin versant étudié, les situations typiques générant des épisodes pluvieux intenses, influant fortement sur l'aléa crues extrêmes. Ainsi, l'aléa crues extrêmes de certains bassins est "piloté" par un type de temps particulier, observé durant une saison particulière. Cette information est particulièrement intéressante, notamment en contexte d'impacts potentiels du changement climatique, puisqu'elle permet d'isoler les situations les plus favorables à la genèse de crues extrêmes. En revanche, le lien entre les données utilisées lors du calage d'un modèle hydrologique et les simulations de crues extrêmes induites par différents calages n'a pas été clairement établi, et nécessite des tests supplémentaires, visant notamment à quantifier le contenu informatif des données de calage du modèle hydrologique. L'analyse de sensibilité a également mis en évidence le rôle majeur des horsains (de pluies et de débits) observés sur certains bassins versants, qui conditionnent fortement les estimations de pluies et de crues extrêmes. Enfin, les résultats de l'analyse de sensibilité réalisée montrent l'intérêt de l'utilisation d'une méthode de simulation stochastique de crues, permettant l'analyse de certains processus indépendamment les uns des autres.

Des sorties récentes de plusieurs GCMs - utilisés dans le cadre de l'expérience CMIP5 (Taylor et al., 2012) menée par le GIEC - ont ensuite été utilisées pour estimer les évolutions de différentes variables, pour ensuite être incorporées au sein de simulations SCHADEX. Des fréquences de types de temps du futur ont tout d'abord été estimées grâce aux champs de géopotentiels simulés par les GCMs. La comparaison des fréquences simulées sur la période observée (1950-2000) et sur une période future (2050-2100) a révélé un nombre plus important de journées anticycloniques simulé en moyenne par les GCMs. Néanmoins, l'incorporation de ces fréquences d'occurrences futures, toutes choses étant égales par ailleurs, au sein de la méthode SCHADEX semble avoir une influence faible sur les estimations de débits extrêmes, notamment sur les quantiles les plus extrêmes. Les séries de pluies simulées par les GCMs n'ayant pas été prises en compte lors des différents tests réalisés (car elle ont été considérées comme peu réalistes pour les échelles spatiales et temporelles étudiées), d'autres hypothèses ont été examinées pour prédire l'évolution des intensités d'épisodes pluvieux. L'hypothèse de Clausius-Clapeyron - prédisant, par extrapolation, une augmentation de 7% des pluies extrêmes par degré d'augmentation de la température de l'air (Trenberth et al., 2003) - a ainsi été testée sur un grand nombre de séries de pluies de bassin observées, au pas de temps journalier. En moyenne, une augmentation de 6% des quantiles les plus forts des pluies par degré de température de l'air est estimée en France, sur la période récente. Cette statistique cache vraisemblablement des phénomènes autres que la relation de Clausius-Clapeyron et des tests supplémentaires sont nécessaires pour la valider plus amplement, notamment avec des séries plus longues. Un point important également mis en évidence est la dépendance de cette relation au pas de temps considéré (pas de temps horaire et pas de temps journalier). La quantification de l'évolution de l'intensité des pluies extrêmes est un élément clé pour la prédétermination des crues extrêmes par la méthode

SCHADEX, puisque les estimations de crues extrêmes sont très fortement conditionnées par ces intensités. Des séries de températures de l'air et de précipitations du futur ont ensuite été créées grâce à la méthode des analogues, consistant à ré-échantillonner les valeurs de pluies et de températures observées, en fonction de similitudes entre les champs de géopotentiels futurs simulés par les GCMs et les champs de géopotentiels observés. Ces séries sont caractérisées par des évolutions temporelles marquées : la température de l'air augmente de manière significative, et les régimes de précipitations changent fortement. L'incorporation de ces séries futures, toutes choses étant égales par ailleurs, au sein de la méthode SCHADEX a une influence non négligeable sur les estimations de débits extrêmes, prédisant une diminution des débits de crues extrêmes. Cette influence est différente selon les quantiles de débits considérés ainsi que selon les bassins versants considérés. Enfin, ces différentes évolutions futures ont été toutes incorporées au sein de la méthode SCHADEX, afin d'estimer les distributions de crues extrêmes résultantes de l'ensemble des évolutions futures. Cet exercice final illustre la difficulté de quantifier l'impact du changement climatique sur les crues extrêmes, du fait de processus qui s'additionnent (diminution des débits extrêmes dues à la fois à l'évolution des fréquences d'occurrences d'épisodes pluvieux et à l'évolution des conditions de saturation des bassins versants) et d'autres qui s'opposent (augmentation des débits extrêmes due à l'augmentation des intensités des épisodes pluvieux dans le futur).

Quelques perspectives...

La quantification de l'intensité des épisodes pluvieux du futur est un enjeu clé pour la prédétermination de pluies et crues extrêmes du futur. Travailler sur le lien entre température de l'air, source d'humidité et quantile de pluies extrêmes est une perspective intéressante. Une autre piste pourrait être d'appliquer la méthode des analogues en utilisant des informations régionales, et en modifiant le ré-échantillonnage par des variables thermodynamiques (*e.g.* [Westra et al. \(2013\)](#)). L'utilisation de modèles climatiques à résolution spatiale fine (*e.g.* modèle Méso-NH ([Lafore et al., 1997](#)), de résolution spatiale inférieure à 10 [km]) est également une perspective prometteuse, qui permettrait de simuler avec des échelles spatiales et temporelles fines certaines situations particulières, identifiées au préalable dans les sorties de GCMs classiques comme étant potentiellement génératrices d'épisodes pluvieux intenses ([Ricard et al., 2009](#)).

La modélisation hydrologique en contexte de changement climatique constitue un autre défi majeur à relever. Les travaux de [Coron \(2013\)](#) montrent ainsi la nécessité de chercher à mieux contraindre le calage des modèles hydrologiques, notamment en les forçant à boucler des bilans hydrologiques à différents pas de temps (années hydrologiques, décennies, etc.). Avoir un modèle hydrologique permettant de simuler correctement des crues fortes suppose implicitement (et *a minima*) d'avoir observé de telles crues afin de contraindre le modèle. Si certains bassins versants ont subi une ou plusieurs crues fortes, d'autres n'ont pas eu cette (mal)chance. L'incorporation

d'informations historiques et paléo-hydrologiques pourrait être un moyen de contraintes supplémentaires des modèles hydrologiques : pourquoi ne pas caler les modèles avec les distributions de débits classés proposées après inclusion de données historiques et paléo-hydrologiques, utilisées par les hydrologues statisticiens pour une meilleure estimation des fréquences d'occurrences des crues (*e.g.* Payraastre (2005)) ? Penser pouvoir identifier un jeu de paramètres capable à la fois de reproduire de manière robuste l'hydrologie moyenne des rivières ainsi que l'hydrologie des forts débits revient peut-être, à l'heure actuelle, à surestimer la qualité des modèles hydrologiques conceptuels. Une perspective intéressante pourrait donc être de considérer deux jeux de paramètres par bassin versant (approche de type multi-modèles, *e.g.* Oudin *et al.* (2006)), pour estimer les crues extrêmes : le premier (identifié grâce à des critères se focalisant sur la reproduction de bilans hydrologiques) serait utilisé pour représenter les différentes conditions de saturation des bassins versants, alors que le deuxième (identifié grâce à des critères se focalisant sur la reproduction des plus fortes crues observées) serait utilisé lors de la transformation pluie extrême - débit extrême...

Si l'expertise de l'hydrologue de l'extrême lors la prédétermination des pluies et crues extrêmes est nécessaire, il semble important de travailler sur la formulation de cette expertise hydroclimatique, s'exprimant particulièrement lors des phases de construction de pluies de bassins et de calage de modèle hydrologique. Pourquoi ne pas caler un modèle hydrologique sur les années observées caractérisées par de faibles stocks de neige pour prédire l'impact du changement climatique sur un bassin versant où les processus nivaux pourraient être négligeables dans le futur ? Par ailleurs, une comparaison systématique entre des estimations automatiques de crues extrêmes et des estimations expertisées pourrait être réalisée sur plusieurs bassins versants, afin de quantifier l'influence de l'expertise sur les estimations de crues extrêmes. Il pourrait être également intéressant de comparer les estimations SCHADDEX réalisées indépendamment par plusieurs hydrologues de l'extrême experts sur le même jeu de données...

Enfin, la grande majorité des études d'impacts du changement climatique sur les crues considèrent uniquement des changements du climat. Si le forçage climatique d'un bassin versant explique une très grande partie de l'intensité et de la fréquence des crues observées, il est important de noter que d'autres facteurs influencent de manière significative la genèse des crues. Ainsi, l'occupation du sol (*e.g.* impact de la mise en culture des terres par Descroix *et al.* (2012)), la couverture végétale (*e.g.* impact de la forêt par Green & Alila (2012); Bathurst *et al.* (2011)), d'un feu de forêt par Lavabre *et al.* (1993)) et même la biodiversité (*e.g.* impact de barrages de castors par Nyssen *et al.* (2011)) influencent les propriétés statistiques des crues et devraient, en toute rigueur, être considérées lors de la réalisation de projections climatiques. Des tests de sensibilité pourraient être menés pour quantifier ces différents impacts, notamment sur des bassins versants ayant subi de tels changements.

Références

■

- Abrams, M., Bailey, B., Tsu, H., & Hato, M. (2010). The ASTER Global DEM. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 76(4), 344–348.
Cité p. 84.
- Adam, J. C., Hamlet, A. F., & Lettenmaier, D. P. (2009). Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 23(7), 962–972.
Cité p. 12.
- Allamano, P., Laio, F., & Claps, P. (2011). Effects of disregarding seasonality on the distribution of hydrological extremes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(10), 3207–3215.
Cité pp. 26 et 120.
- Anderson, T. W. (1962). On the Distribution of the Two-Sample Cramer-von Mises Criterion. *The Annals of Mathematical Statistics*, 33(3), 1148–1159. Mathematical Reviews number (MathSciNet) : MR145607 ; Zentralblatt MATH identifier : 0116.37601.
Cité p. 102.
- Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N., & Schaake, J. (2006). Large sample basin experiments for hydrological model parameterization : results of the Model Parameter Experiment (MOPEX). In *Large sample basin experiments for hydrological model parameterization : results of the model parameter experiment (MOPEX)*, IAHS Publication 307 (pp. 346).
Cité p. 39.
- Ansell, T. J., Jones, P. D., Allan, R. J., Lister, D., Parker, D. E., Brunet, M., Moberg, A., Jacobeit, J., Brohan, P., Rayner, N. A., Aguilar, E., Alexandersson, H., Barriendos, M., Brandsma, T., Cox, N. J., Della Marta, P. M., Drebs, A., Founda, D., Gerstengarbe, F., Hickey, K., Jónsson, T., Luterbacher, J., Nordli, ., Oesterle, H., Petrakis, M., Philipp, A., Rodwell, M. J., Saladie, O., Sigro, J., Slonosky, V., Srnc, L., Swail, V., García Suárez, A. M., Tuomenvirta, H., Wang, X., Wanner, H., Werner, P., Wheeler, D., & Xoplaki, E. (2006). Daily Mean Sea Level Pressure Reconstructions for the European–North Atlantic Region for the Period 1850–2003. *Journal of Climate*, 19(12), 2717–2742.
Cité pp. 102 et 123.
- Arnaud, P. & Lavabre, J. (1999). Using a stochastic model for generating hourly hyetographs to study extreme rainfalls. *Hydrological sciences journal*, 44(3), 433–446.
Cité p. 167.
- Arnaud, P. & Lavabre, J. (2002). Coupled rainfall model and discharge model for flood frequency estimation. *Water Resources Research*, 38(6), 1–11.
Cité p. 6.
- Arnell, N. W. (2011). Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in UK catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 897–912.
Cité p. 9.
- Aubert, Y. (2012). *Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode SHYREG. Réflexions sur l'équifinalité dans la modélisation de la transformation pluie en débit*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
Cité p. 6.
- Bard, A., Renard, B., & Lang, M. (2012). Tendances observées sur les régimes hydrologiques de l'Arc Alpin. *La Houille Blanche*, (1), 38–43.
Cité p. 12.
- Bathurst, J. C., Birkinshaw, S. J., Cisneros, F., Fallas, J., Iroumé, A., Iturraspe, R., Novillo, M. G., Urciuolo, A., Alvarado, A., Coello, C., Huber, A., Miranda, M., Ramirez, M., & Sarandón, R. (2011). Forest Impact on Floods Due to Extreme Rainfall and Snowmelt in Four Latin American Environments 2 : Model Analysis. *Journal of Hydrology*, 400(3–4), 292–304.
Cité p. 294.

- Beaulant, A.-L., Joly, B., Nuissier, O., Somot, S., Ducrocq, V., Joly, A., Sevault, F., Deque, M., & Ricard, D. (2011). Statistico-dynamical downscaling for Mediterranean heavy precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 736–748.
Cit  p. 123.
- Belleflamme, A., Fettweis, X., Lang, C., & Erpicum, M. (2012). Current and future atmospheric circulation at 500 hPa over Greenland simulated by the CMIP3 and CMIP5 global models. *Climate Dynamics*, (pp. 1–20).
Cit  p. 216.
- Ben Daoud, A., Sauquet, E., Lang, M., Obled, C., & Bontron, G. (2010). La pr vision des pr cipitations par recherche d’analogues :  tat de l’art et perspectives. *La Houille Blanche*, (6), 60–65.
Cit  p. 257.
- Ben Daoud, A., Sauquet, E., Lang, M., & Ramos, M.-H. (2011). Peut-on  tendre l’ ch ance de pr vision des crues en optimisant la pr vision de pluies par recherche d’analogues ? Application au bassin de la Seine   Paris. *La Houille Blanche*, (1), 37–43.
Cit  p. 257.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M. C., Franc s, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., & Bob e, B. (2004). Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. Review of Scientific Methods. *Natural Hazards*, 31(3), 623–643.
Cit  p. 6.
- Berg, P. & Haerter, J. (2013). Unexpected increase in precipitation intensity with temperature — A result of mixing of precipitation types ? *Atmospheric Research*, 119, 56–61.
Cit  pp. 231, 233 et 254.
- Berg, P., Haerter, J. O., Thejll, P., Piani, C., Hagemann, S., & Christensen, J. H. (2009). Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D18).
Cit  p. 233.
- Berg, P., Moseley, C., & Haerter, J. O. (2013). Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*.
Cit  p. 233.
- Bergstr m, S. (1976). *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*. Report RHO 7, SMHI, Norrk ping.
Cit  p. 41.
- Bergstr m, S., Harlin, J., & Lindstr m, G. (1992). Spillway Design Floods in Sweden : I. New Guidelines. *Hydrological Sciences Journal*, 37(5), 505–519.
Cit  p. 6.
- Bernardara, P., De Michele, C., & Rosso, R. (2007). A simple model of rain in time : An alternating renewal process of wet and dry states with a fractional (non-Gaussian) rain intensity. *Atmospheric Research*, 84(4), 291–301.
Cit  p. 167.
- Berne, A., Delrieu, G., & Boudevillain, B. (2009). Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Advances in Water Resources*, 32(7), 1031–1042.
Cit  p. 11.
- Berthet, L., Andr assian, V., Perrin, C., & Loumagne, C. (2010). How significant are quadratic criteria? Part 2. On the relative contribution of large flood events to the value of a quadratic criterion. *Hydrological Sciences Journal*, 55(6), 1063–1073.
Cit  p. 284.

- Beven, K. & Binley, A. (1992). The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3), 279–298.
Cité p. 167.
- Bigg, G. R., Jickells, T. D., Liss, P. S., & Osborn, T. J. (2003). The role of the oceans in climate. *International Journal of Climatology*, 23(10), 1127–1159.
Cité p. 231.
- Blazkova, S. & Beven, K. (2002). Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty). *Water Resources Research*, 38(8), 1–14.
Cité pp. 6 et 167.
- Bliefernicht, J. & Bárdossy, A. (2007). Probabilistic forecast of daily areal precipitation focusing on extreme events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7, 263–269.
Cité p. 102.
- Boé, J. & Terray, L. (2008). A Weather-Type Approach to Analyzing Winter Precipitation in France : Twentieth-Century Trends and the Role of Anthropogenic Forcing. *Journal of Climate*, 21(13), 3118–3133.
Cité pp. 15, 99 et 123.
- Bontron, G. (2004). *Prévision quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherche d'analogues. Utilisation des ré-analyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-Est de la France*. PhD thesis, Institut Polytechnique de Grenoble.
Cité pp. 100, 112, 124 et 257.
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.-P., Chapon, B., Crepin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B. M., Kirstetter, P.-E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., & Walpersdorf, A. (2009). Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, (66).
Cité p. 11.
- Boughton, W. & Droop, O. (2003). Continuous simulation for design flood estimation - a review. *Environmental Modelling & Software*, 18(4), 309–318.
Cité pp. 6 et 167.
- Bradley, A. A. & Potter, K. W. (1992). Flood frequency analysis of simulated flows. *Water Resources Research*, 28(9), 2375–2385.
Cité p. 168.
- Bárdossy, A., Duckstein, L., & Bogardi, I. (1995). Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 15(10), 1087–1097.
Cité p. 102.
- Bárdossy, A. & Pegram, G. (2011). Downscaling precipitation using regional climate models and circulation patterns toward hydrology. *Water Resources Research*, 47, 18 PP.
Cité p. 15.
- Brigode, P. (2010). *Modélisation hydrologique en contexte de changement climatique : Incertitudes liées aux paramètres de modèles conceptuels pluie-débit*. Ms. Thesis, Université Pierre et Marie Curie.
Cité p. 9.
- Brigode, P., Bernardara, P., Gailhard, J., Garavaglia, F., Ribstein, P., & Merz, R. (2013a). Optimization of the geopotential heights information used in a rainfall-based weather patterns classification over Austria. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1563–1573.
Cité pp. 69, 123, 124, 129, 178, 184 et 258.
- Brigode, P., Bernardara, P., Paquet, E., Gailhard, J., Ribstein, P., & Merz, R. (2011). Complete application of the SCHADEx method on an Austrian catchment : Extreme flood estimation on the Kamp river. volume 13 (pp. 6771). Vienna : Geophysical Research Abstracts.

Cité p. 184.

Brigode, P., Micovic, Z., Bernardara, P., Gailhard, J., Paquet, E., Garavaglia, F., & Ribstein, P. (2012). Link between rainfall-based weather patterns classification over British-Columbia and El Niño Southern Oscillations. volume 14 (pp. 8029). Vienna : Geophysical Research Abstracts.

Cité p. 100.

Brigode, P., Mićović, Z., Bernardara, P., Paquet, E., Garavaglia, F., Gailhard, J., & Ribstein, P. (2013b). Linking ENSO and heavy rainfall events over coastal British Columbia through a weather pattern classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4), 1455–1473.

Cité pp. 75, 152, 154, 178, 217 et 258.

Brigode, P., Oudin, L., & Perrin, C. (2013c). Hydrological model parameter instability : A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change? *Journal of Hydrology*, 476(0), 410–425.

Cité pp. 9 et 284.

Buishand, T. A. & Brandsma, T. (2001). Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine Basin by nearest-neighbor resampling. *Water Resources Research*, 37(11), 2761–2776.

Cité p. 257.

Calver, A. & Lamb, R. (1995). Flood frequency estimation using continuous rainfall-runoff modelling. *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(5–6), 479–483.

Cité pp. 6 et 167.

Cameron, D., Beven, K., & Naden, P. (1999a). Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty). *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(3), 393–405.

Cité p. 167.

Cameron, D., Beven, K., Tawn, J., Blazkova, S., & Naden, P. (1999b). Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 219(3–4), 169–187.

Cité p. 167.

Cameron, D., Beven, K., Tawn, J., & Naden, P. (1999c). Flood frequency estimation by continuous simulation (with likelihood based uncertainty estimation). *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(1), 23–34.

Cité p. 6.

Casola, J. H. & Wallace, J. M. (2007). Identifying Weather Regimes in the Wintertime 500-hPa Geopotential Height Field for the Pacific–North American Sector Using a Limited-Contour Clustering Technique. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1619–1630.

Cité pp. 121, 127 et 145.

Cassano, J. J., Uotila, P., & Lynch, A. (2006). Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first centuries, part 1 : Arctic. *International Journal of Climatology*, 26(8), 1027–1049.

Cité p. 216.

Cattiaux, J., Douville, H., Ribes, A., Chauvin, F., & Plante, C. (2012). Towards a better understanding of changes in wintertime cold extremes over Europe : a pilot study with CNRM and IPSL atmospheric models. *Climate Dynamics*, (pp. 1–13).

Cité pp. 216 et 225.

Cayan, D. R., Redmond, K. T., & Riddle, L. G. (1999). ENSO and Hydrologic Extremes in the Western United States. *Journal of Climate*, 12(9), 2881–2893.

Cité p. 121.

CDA (2007). *Canadian Dam Association Dam Safety Guidelines*. Technical report.

Cité pp. 75 et 150.

- CFGB (1994). Les crues de projet des barrages : Méthode du GRADEX. In *Bulletin du Comité Français des Grands Barrages* (pp.95). Durban.
Cité pp. 148, 149, 157 et 160.
- Chen, J., Brissette, F. P., Poulin, A., & Leconte, R. (2011). Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed. *Water Resources Research*, 47, 16 PP.
Cité p. 9.
- Chen, W. Y. & van den Dool, H. M. (1999). Significant change of extratropical natural variability and potential predictability associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Tellus A*, 51(5), 790–802.
Cité p. 121.
- Cheng, X. & Wallace, J. M. (1993). Cluster Analysis of the Northern Hemisphere Wintertime 500-hPa Height Field : Spatial Patterns. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50(16), 2674–2696.
Cité pp. 101 et 124.
- Christensen, J. H., Carter, T. R., Rummukainen, M., & Amanatidis, G. (2007). Evaluating the performance and utility of regional climate models : the PRUDENCE project. *Climatic Change*, 81(1), 1–6.
Cité p. 10.
- Christensen, J. H. & Christensen, O. B. (2003). Climate modelling : Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, 421(6925), 805–806.
Cité p. 10.
- Coles, S., Pericchi, L. R., & Sisson, S. (2003). A fully probabilistic approach to extreme rainfall modeling. *Journal of Hydrology*, 273, 35–50.
Cité p. 120.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., Maugeri, M., Mok, H. Y., Nordli, ., Ross, T. F., Trigo, R. M., Wang, X. L., Woodruff, S. D., & Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 1–28.
Cité pp. 28, 102, 123 et 129.
- Coron, L. (2013). *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. PhD thesis, AgroParis-Tech.
Cité pp. 284 et 293.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., & Hendrickx, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions : an experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*.
Cité pp. 199, 204 et 284.
- Corti, S., Molteni, F., & Palmer, T. N. (1999). Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398(6730), 799–802.
Cité p. 216.
- Cowpertwait, P. S. P. (1995). A Generalized Spatial-Temporal Model of Rainfall Based on a Clustered Point Process. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A : Mathematical and Physical Sciences*, 450(1938), 163–175.
Cité p. 167.
- Cunnane, C. (1978). Unbiased plotting positions — A review. *Journal of Hydrology*, 37(3–4), 205–222.
Cité p. 3.

- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. V. Dalmont.
Cité p. 51.
- Dawson, A., Palmer, T. N., & Corti, S. (2012). Simulating regime structures in weather and climate prediction models. *Geophysical Research Letters*, 39(21).
Cité p. 216.
- Delgado, J. M., Apel, H., & Merz, B. (2010). Flood trends and variability in the Mekong river. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(3), 407–418.
Cité p. 166.
- Demuzere, M., Werner, M., van Lipzig, N. P. M., & Roeckner, E. (2009). An analysis of present and future ECHAM5 pressure fields using a classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 29(12), 1796–1810.
Cité p. 216.
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., & Vauclin, M. (2012). Change in Sahelian Rivers hydrograph : The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Global and Planetary Change*, 98–99(0), 18–30.
Cité p. 294.
- Dettinger, M. (2004). *Fifty-Two Years of “Pineapple-Express” Storms across the West Coast of North America*. Technical Report CEC-500-2005-004, U.S. Geological Survey, Scripps Institution of Oceanography for the California Energy Commission, PIER Energy-Related Environmental Research, La Jolla, California.
Cité p. 122.
- Djerboua, A., Duband, D., & Bois, P. (2004). Estimation des lois des précipitations extrêmes à partir de données journalières complètes. *La Houille Blanche*, (3), 65–74.
Cité p. 37.
- Djerboua, A. & Lang, M. (2007). Scale parameter of maximal rainfall distribution : comparison of three sampling techniques. *Revue des Sciences de l'Eau / Journal of Water Science*, 20(1), 111–125.
Cité pp. 26 et 120.
- Duband, D. & Garçon, R. (1992). Extreme Precipitation Values and their Frequencies : Can we Rely on our Estimates? *CIGB Grenade*.
Cité p. 27.
- Ducić, V., Luković, J., Burić, D., Stanojević, G., & Mustafić, S. (2012). Precipitation extremes in the wettest Mediterranean region (Krivošije) and associated atmospheric circulation types. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(3), 687–697.
Cité p. 120.
- Dunn Sigouin, E. & Son, S.-W. (2013). Northern Hemisphere blocking frequency and duration in the CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research*.
Cité p. 216.
- Dunne, J. P., John, J. G., Adcroft, A. J., Griffies, S. M., Hallberg, R. W., Shevliakova, E., Stouffer, R. J., Cooke, W., Dunne, K. A., Harrison, M. J., Krasting, J. P., Malyshev, S. L., Milly, P. C. D., Philipps, P. J., Sentman, L. T., Samuels, B. L., Spelman, M. J., Winton, M., Wittenberg, A. T., & Zadeh, N. (2012). GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I : Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *Journal of Climate*, 25(19), 6646–6665.
Cité p. 217.
- Ebtehaj, M., Moradkhani, H., & Gupta, H. V. (2010). Improving robustness of hydrologic parameter estimation by the use of moving block bootstrap resampling. *Water Resources Research*, 46(7), W07515.
Cité p. 174.

- Efron, B. (1979). Bootstrap Methods : Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, 7(1), 1–26.
Cité pp. 127 et 168.
- Ehrendorfer, M. (1987). A regionalization of Austria's precipitation climate using principal component analysis. *International Journal of Climatology*, 7(1), 71–89.
Cité pp. 100 et 108.
- El Kadi, A. K. A. & Smithson, P. A. (1992). Atmospheric classifications and synoptic climatology. *Progress in physical geography*, 16(4), 432–455.
Cité p. 98.
- Favre, A.-C., El Adlouni, S., Perreault, L., Thiémonge, N., & Bobée, B. (2004). Multivariate hydrological frequency analysis using copulas. *Water Resources Research*, 40(1).
Cité p. 34.
- Feldl, N. & Roe, G. H. (2011). Climate Variability and the Shape of Daily Precipitation : A Case Study of ENSO and the American West. *Journal of Climate*, 24(10), 2483–2499.
Cité pp. 121 et 146.
- Fernández González, S., del Río, S., Castro, A., Penas, A., Fernández Raga, M., Calvo, A. I., & Fraile, R. (2012). Connection between NAO, weather types and precipitation in León, Spain (1948–2008). *International Journal of Climatology*, 32(14), 2181–2196.
Cité p. 121.
- Fleig, A. (2011). *Scientific Report of the Short Term Scientific Mission*. FloodFreq STSM report.
Cité pp. 84 et 178.
- Franchini, M., Hashemi, A. M., & O'Connell, P. E. (1999). Climatic and basin factors affecting the flood frequency curve : PART II – A full sensitivity analysis based on the continuous simulation approach combined with a factorial experimental design. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(3), 483–498.
Cité p. 168.
- Franchini, M., Helmlinger, K. R., Foufoula Georgiou, E., & Todini, E. (1996a). Stochastic storm transposition coupled with rainfall-runoff modeling for estimation of exceedance probabilities of design floods. *Journal of Hydrology*, 175(1), 511–532.
Cité p. 6.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., & Todini, E. (1996b). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175(1-4), 293–338.
Cité p. 167.
- Franks, S. W. & Kuczera, G. (2002). Flood frequency analysis : Evidence and implications of secular climate variability, New South Wales. *Water Resources Research*, 38(5), 1062.
Cité p. 166.
- Fréchet, M. (1927). Sur la loi de probabilité de l'écart maximum. *Annales de la Société Polonaise de Mathématiques*, 6, 92–116.
Cité pp. 5, 120 et 166.
- Fujibe, F. (2013). Clausius–Clapeyron-like relationship in multidecadal changes of extreme short-term precipitation and temperature in Japan. *Atmospheric Science Letters*.
Cité p. 233.
- Garavaglia, F. (2011). *Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Méthodologie, applications études de sensibilité*. PhD thesis, Université de Grenoble.
Cité pp. xi, 19, 22, 32, 34, 36, 41, 50, 95, 149, 151, 154 et 169.

- Garavaglia, F., Gailhard, J., Paquet, E., Lang, M., Garçon, R., & Bernardara, P. (2010). Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 951–964.
Cité pp. 25, 28, 30, 31, 99, 100, 102, 106, 111, 112, 120, 122, 123, 124, 125, 151, 171, 177, 184, 214, 215, 216, 217, 222, 224, 236, 237 et 258.
- Garavaglia, F., Lang, M., Paquet, E., Gailhard, J., Garçon, R., & Renard, B. (2011). Reliability and robustness of rainfall compound distribution model based on weather pattern sub-sampling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 519–532.
Cité pp. 25, 31, 120, 125, 151, 171 et 172.
- Garçon, R. (1999). Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, (7-8), 88–95.
Cité pp. 39, 151, 153 et 172.
- Gaume, E., Gaál, L., Viglione, A., Szolgay, J., Kohnová, S., & Blöschl, G. (2010). Bayesian MCMC approach to regional flood frequency analyses involving extraordinary flood events at ungauged sites. *Journal of Hydrology*, 394(1–2), 101–117.
Cité p. 5.
- Gershunov, A. (1998). ENSO Influence on Intraseasonal Extreme Rainfall and Temperature Frequencies in the Contiguous United States : Implications for Long-Range Predictability. *Journal of Climate*, 11(12), 3192–3203.
Cité p. 121.
- Gillett, N. P., Zwiers, F. W., Weaver, A. J., & Stott, P. A. (2003). Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, 422(6929), 292–294.
Cité p. 216.
- Giorgetta, M. A., Jungclaus, J. H., Reick, C. H., Legutke, S., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H.-D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Mueller, W. A., Notz, D., Raddatz, T., Rast, S., Redler, R., Roeckner, E., Schmidt, H., Schnur, R., Segschneider, J., Six, K., Stockhause, M., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.-H., Claussen, M., Marotzke, J., & Stevens, B. (2012). Climate change from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project 5 (submitted). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
Cité p. 217.
- Gottardi, F. (2009). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français*. PhD thesis, Institut Polytechnique de Grenoble.
Cité p. 49.
- Gérardin, M. (2012). *Comment incorporer à la méthode SCHADEX l'information contenue dans les simulations du climat futur ? Une étude exploratoire*. Ms. Thesis, Université Pierre et Marie Curie.
Cité pp. 3 et 214.
- Green, K. C. & Alila, Y. (2012). A paradigm shift in understanding and quantifying the effects of forest harvesting on floods in snow environments. *Water Resources Research*, 48(10), W10503.
Cité p. 294.
- Guilbaud, S. & Obled, C. (1998). Daily quantitative precipitation forecast by an analogue technique : optimisation of the analogy criterion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(3), 181–188.
Cité pp. 100, 124 et 257.
- Guillot, P. & Duband, D. (1967). La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *IASH Publication (84)*.
Cité pp. 6, 148, 149, 157 et 160.

- Gumbel, E. J. (1958). *Statistics of Extremes*. New York, Columbia University Press edition.
Cité pp. 5, 120 et 166.
- Guo, S. (1990). A discussion on unbiased plotting positions for the general extreme value distribution. *Journal of Hydrology*, 121(1–4), 33–44.
Cité p. 3.
- Gutknecht, D., Reszler, C., & Blöschl, G. (2002). Das Katastrophenhochwasser vom 7. August 2002 am Kamp — Eine erste Einschätzung. *e&i Elektrotechnik und Informationstechnik*, 119(12), 411–413.
Cité p. 69.
- Haerter, J. O. & Berg, P. (2009). Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nature Geoscience*, 2(6), 372–373.
Cité pp. 231 et 254.
- Handorf, D. & Dethloff, K. (2012). How well do state-of-the-art atmosphere-ocean general circulation models reproduce atmospheric teleconnection patterns? *Tellus A*, 64(0).
Cité p. 216.
- Hansen, E. (1987). Probable Maximum Precipitation for design floods in the United States. *Journal of Hydrology*, 96(1–4), 267–278.
Cité pp. 75 et 150.
- Hardwick Jones, R., Westra, S., & Sharma, A. (2010). Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophysical Research Letters*, 37(22).
Cité pp. 231, 233 et 234.
- Hashemi, A. M., Franchini, M., & O’Connell, P. E. (2000). Climatic and basin factors affecting the flood frequency curve : PART I - A simple sensitivity analysis based on the continuous simulation approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(3), 463–482.
Cité p. 168.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Tank, A. M., Klok, E. J., Jones, P. D., & New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20), D20119.
Cité pp. 28 et 104.
- Held, I. M. & Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686–5699.
Cité p. 230.
- Higgins, R., Schemm, J., Shi, W., & Leetmaa, A. (2000). Extreme precipitation events in the western United States related to tropical forcing. *Journal of climate*, 13(4), 793–820.
Cité p. 121.
- Hingray, B., Hendrickx, F., Bourqui, M., Creutin, J.-D., François, B., Gailhard, J., Lafaysse, M., Le Moine, N., Mathevet, T., Mezghani, A., & Monteil, C. (2013). *RIWER 2030 - Climats régionaux et incertitudes, ressource en eau et gestion associée de 1960 à 2030*. Technical report.
Cité p. 257.
- Hingray, B. & Mezghani, A. (2008). Utilisation des réanalyses NCEP pour la génération de scénarios météorologiques. Application pour la génération de scénarios de crues pour le Rhône à l’amont du Leman. *La Houille Blanche*, (6), 104–110.
Cité pp. 6 et 167.
- Hlavcova, H., Kohnova, S., Kubes, R., Szolgay, J., & Zvolensky, M. (2005). An empirical method for estimating future flood risks for flood warnings. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4), 431–448.
Cité p. 48.

- Horton, P. (2012). *Améliorations et optimisation globale de la méthode des analogues pour la prévision statistique des précipitations. Développement d'un outil de prévision et application opérationnelle au bassin du Rhône à l'amont du Léman*. PhD thesis, Université de Lausanne, Switzerland.
Cité p. 257.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Metzger, R., Obled, C., & Marty, R. (2012). Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(3), 777–784.
Cité p. 257.
- Hsu, C. J. & Zwiers, F. (2001). Climate change in recurrent regimes and modes of northern hemisphere atmospheric variability. *Journal of Geophysical Research*, 106(D17), 20145–20159.
Cité p. 216.
- Hubert, P. (2005). La prédétermination des crues. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(1-2), 219–227.
Cité p. xi.
- Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle : Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1–4), 83–95.
Cité p. 12.
- Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynová, M., Kyselý, J., & Tveito, O. E. (2008). Classifications of Atmospheric Circulation Patterns. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), 105–152.
Cité p. 99.
- Jacquet, J. (1964). Les méthodes statistiques dans les calculs de prédétermination des crues. *Revue de Statistique Appliquée*, 12(1), 49–61.
Cité p. 3.
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., & Guevara, E. (2008). *Hole-filled SRTM for the globe Version 4*. available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database.
Cité pp. 11, 56, 128 et 237.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
Cité pp. 104, 217, 258, 260, 264, 265 et 266.
- Kaufmann, P. & Weber, R. O. (1996). Classification of mesoscale wind fields in the MISTRAL field experiment. *Journal of Applied Meteorology*, 35(11), 1963–1979.
Cité p. 99.
- Kenyon, J. & Hegerl, G. C. (2010). Influence of Modes of Climate Variability on Global Precipitation Extremes. *Journal of Climate*, 23(23), 6248–6262.
Cité pp. 121 et 146.
- Kimoto, M. & Ghil, M. (1993). Multiple Flow Regimes in the Northern Hemisphere Winter. Part I : Methodology and Hemispheric Regimes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 2625–2644.
Cité p. 121.
- Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13.
Cité p. 284.
- Klemeš, V. (2000a). Tall tales about tails of hydrological distributions. I. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(3), 227–231.
Cité pp. 5 et 166.

- Klemeš, V. (2000b). Tall tales about tails of hydrological distributions. II. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(3), 232–239.
Cité pp. 5 et 166.
- KLIWA (2006). *Our climate is changing : Consequences – Extend – Strategies. Impact on Water Resources Management in Southern Germany*. Technical report.
Cité p. xii.
- Komma, J., Reszler, C., Blöschl, G., & Haiden, T. (2007). Ensemble prediction of floods – catchment non-linearity and forecast probabilities. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7(4), 431–444.
Cité pp. 69 et 113.
- Köplin, N., Schädler, B., Viviroli, D., & Weingartner, R. (2013). Seasonality and magnitude of floods in Switzerland under future climate change. *Hydrological Processes*, Accepted Manuscript.
Cité p. 8.
- Kuentz, A. (2013). *Un siècle de variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Durance - Recherches historiques et reconstitutions*. PhD thesis, AgroParisTech.
Cité pp. 257, 260 et 279.
- Lafaysse, M. (2011). *Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées*. PhD thesis, Université Toulouse III Paul Sabatier.
Cité pp. 257 et 279.
- Lafore, J.-P.-a., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hèreil, P., Mascart, P., & Masson, V. (1997). The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, volume 16 (pp. 90–109).
Cité pp. 12 et 293.
- Lamb, R. (1999). Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for flood frequency estimation by continuous simulation. *Water Resources Research*, 35(10), 3103–3114.
Cité pp. 6, 42, 167, 168, 172 et 284.
- Lang, M., Arnaud, P., Aubert, Y., Renard, B., Sauquet, E., Kochanek, K., Cipriani, T., Latapie, A., Terrier, B., Paquier, A., Soubeyroux, J., Veysseire, J., Borchì, F., Fantin, R., Paquet, E., Garavaglia, F., Bernardara, P., Neppel, L., Carreau, J., Trambly, Y., Dezileau, L., Delgado, J., Chambon, D., Doumenc, H., & Carré, J. (2013). *Prédétermination des valeurs extrêmes de pluies et de crues (EXTRAFLO) - Rapport V : Domaine d'application des méthodes de prédétermination des pluies et crues extrêmes*. Technical report.
Cité pp. 7 et 25.
- Lang, M., Ouarda, T., & Bobée, B. (1999). Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology*, 225(3), 103–117.
Cité p. 32.
- Lang, M., Pobanz, K., Renard, B., Renouf, E., & Sauquet, E. (2010). Extrapolation of rating curves by hydraulic modelling, with application to flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 55(6), 883–898.
Cité p. 4.
- Lavabre, J., Torres, D. S., & Cernesson, F. (1993). Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire. *Journal of Hydrology*, 142(1-4), 273–299.
Cité p. 294.
- Lawrence, M. G. (2005). The Relationship between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air : A Simple Conversion and Applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(2), 225–233.
Cité p. 230.

- Le Moine, N. (2008). *Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?* PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
Cité p. 39.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., & Michel, C. (2007). How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments. *Water Resources Research*, 43(6).
Cité p. 236.
- Le Treut, H., Gastineau, G., & Li, L. (2008). Uncertainties attached to global or local climate changes. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(9–10), 584–590.
Cité p. 10.
- Lenderink, G., Mok, H. Y., Lee, T. C., & van Oldenborgh, G. J. (2011). Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones – Hong Kong and the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(9), 3033–3041.
Cité pp. 231 et 233.
- Lenderink, G. & van Meijgaard, E. (2008). Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1(8), 511–514.
Cité p. 233.
- Lenderink, G. & van Meijgaard, E. (2010). Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. *Environmental Research Letters*, 5(2), 025208.
Cité p. 233.
- Lennartsson, J., Baxevani, A., & Chen, D. (2008). Modelling precipitation in Sweden using multiple step markov chains and a composite model. *Journal of Hydrology*, 363(1–4), 42–59.
Cité pp. 34 et 167.
- Li, Z., Brissette, F., & Chen, J. (2012). Finding the most appropriate precipitation probability distribution for stochastic weather generation and hydrological modeling in Nordic watersheds. *Hydrological Processes*.
Cité pp. 45 et 167.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., & Bergström, S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(1–4), 272–288.
Cité p. 41.
- Littmann, T. (2000). An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, 66(3), 161–171.
Cité pp. 15, 99 et 123.
- Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4), 636–646.
Cité p. 257.
- Lorenzo, M. N., Ramos, A. M., Taboada, J. J., & Gimeno, L. (2011). Changes in Present and Future Circulation Types Frequency in Northwest Iberian Peninsula. *PLoS ONE*, 6(1).
Cité p. 216.
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M., & Kjeldsen, T. R. (2013). *A review of applied methods in Europe for flood-frequency analysis in a changing environment*. COST Action ES0901 : European procedures for flood frequency estimation (FloodFreq), CEH Wallingford.
Cité p. xii.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. G., Onof, C., Vrac, M., & Thiele Eich, I. (2010). Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3).

- Cité p. 10.
- Margoum, M. (1992). *Estimation des crues rares et extrêmes : le modèle AGREGEE*. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
Cité p. 6.
- Margoum, M., Oberlin, G., Lang, M., & Weingartner, R. (1994). Estimation des crues rares et extrêmes : principes du modèle AGREGEE. *Hydrologie continentale*, 9(1), 85–100.
Cité p. 6.
- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J. L., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., & Codron, F. (2010). Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dynamics*, 34(1), 1–26.
Cité pp. 10, 11 et 217.
- Martin, G. M., Bellouin, N., Collins, W. J., Culverwell, I. D., Halloran, P. R., Hardiman, S. C., Hinton, T. J., Jones, C. D., McDonald, R. E., McLaren, A. J., O'Connor, F. M., Roberts, M. J., Rodriguez, J. M., Woodward, S., Best, M. J., Brooks, M. E., Brown, A. R., Butchart, N., Dearden, C., Derbyshire, S. H., Dharssi, I., Doutriaux Boucher, M., Edwards, J. M., Falloon, P. D., Gedney, N., Gray, L. J., Hewitt, H. T., Hobson, M., Huddleston, M. R., Hughes, J., Ineson, S., Ingram, W. J., James, P. M., Johns, T. C., Johnson, C. E., Jones, A., Jones, C. P., Joshi, M. M., Keen, A. B., Liddicoat, S., Lock, A. P., Maidens, A. V., Manners, J. C., Milton, S. F., Rae, J. G. L., Ridley, J. K., Sellar, A., Senior, C. A., Totterdell, I. J., Verhoef, A., Vidale, P. L., & Wiltshire, A. (2011). The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. *Geoscientific Model Development*, 4(3), 723–757.
Cité p. 217.
- Martínez, C., Campins, J., Jansà, A., & Genovés, A. (2008). Heavy rain events in the Western Mediterranean : an atmospheric pattern classification. *Advances in Science and Research*, 2, 61–64.
Cité p. 99.
- Marty, R., Zin, I., Obled, C., Bontron, G., & Djerboua, A. (2012). Toward Real-Time Daily PQPF by an Analog Sorting Approach : Application to Flash-Flood Catchments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3), 505–520.
Cité p. 257.
- Mass, C., Skalenakis, A., & Warner, M. (2011). Extreme Precipitation over the West Coast of North America : Is There a Trend? *Journal of Hydrometeorology*, 12, 310–318.
Cité p. 121.
- Masson, M., Garry, G., & Ballais, J.-L. (1996). *Cartographie des zones inondables : approche hydro-géomorphologique*. Ed. Villes et territoires.
Cité p. 6.
- Mathevet, T. (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. PhD thesis, ENGREF, Paris.
Cité p. 39.
- Matulla, C., Penlap, E. K., Haas, P., & Formayer, H. (2003). Comparative analysis of spatial and seasonal variability : Austrian precipitation during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 23(13), 1577–1588.
Cité pp. 100, 106 et 108.
- McCabe, G. & Muller, R. (2002). Effects of ENSO on weather-type frequencies and properties at New Orleans, Louisiana, USA. *Climate Research*, 20(2), 95–105.
Cité p. 121.

- McKendry, I. G., Stahl, K., & Moore, R. D. (2006). Synoptic sea-level pressure patterns generated by a general circulation model : comparison with types derived from NCEP/NCAR re-analysis and implications for downscaling. *International Journal of Climatology*, 26(12), 1727–1736.
Cit  p. 216.
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., & Noda, A. (2007). Global climate projections. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis - Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 747–845). Cambridge, Cambridge Univ. Press edition.
Cit  p. 10.
- Merz, R. & Bl schl, G. (2008a). Flood frequency hydrology : 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information. *Water Resources Research*, 44(8), W08432.
Cit  pp. 113 et 166.
- Merz, R. & Bl schl, G. (2008b). Flood frequency hydrology : 2. Combining data evidence. *Water Resources Research*, 44(8), W08433.
Cit  pp. 69 et 166.
- Merz, R. & Bl schl, G. (2009). Process controls on the statistical flood moments - a data based analysis. *Hydrological Processes*, 23(5), 675–696.
Cit  pp. 198 et 209.
- Merz, R., Parajka, J., & Bl schl, G. (2011). Time stability of catchment model parameters : Implications for climate impact analyses. *Water Resources Research*, 47, 17 PP.
Cit  pp. 9 et 284.
- Mezghani, A. & Hingray, B. (2009). A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain : Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *Journal of Hydrology*, 377(3–4), 245–260.
Cit  pp. 123 et 257.
- Micevski, T., Franks, S. W., & Kuczera, G. (2006). Multidecadal variability in coastal eastern Australian flood data. *Journal of Hydrology*, 327(1–2), 219–225.
Cit  p. 166.
- Micovic, Z. & Quick, M. C. (1999). A rainfall and snowmelt runoff modelling approach to flow estimation at ungauged sites in British Columbia. *Journal of Hydrology*, 226(1-2), 101–120.
Cit  pp. 41 et 151.
- Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. W., & Hegerl, G. C. (2011). Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378–381.
Cit  p. xi.
- Mi ovi , Z., Schaefer, M., & Taylor, G. (2012). A Methodology for Analysis of Uncertainty in Probable Maximum Precipitation. In *Bulletin du Comit  Fran ais des Grands Barrages* Kyoto.
Cit  p. 150.
- Mishra, V., Wallace, J. M., & Lettenmaier, D. P. (2012). Relationship between hourly extreme precipitation and local air temperature in the United States. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
Cit  p. 233.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Vuuren, D. P. v., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., & Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–756.
Cit  p. 218.
- Muller, A. (2006). *Comportement asymptotique de la distribution des pluies extr mes en France*. PhD thesis, Universit  Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

Cité p. 3.

Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.

Cité pp. 42, 61, 71, 79, 88, 92, 172 et 186.

Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T. B., Coeur, D., Bobée, B., Recking, A., & Moussay, D. (2005). Flood frequency analysis on the Ardèche river using French documentary sources from the last two centuries. *Journal of Hydrology*, 313(1–2), 58–78.

Cité p. 5.

Neiman, P. J., Schick, L. J., Ralph, F. M., Hughes, M., & Wick, G. A. (2011). Flooding in Western Washington : The Connection to Atmospheric Rivers. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1337–1358.

Cité p. 122.

Nyssen, J., Pontzele, J., & Billi, P. (2011). Effect of beaver dams on the hydrology of small mountain streams : Example from the Chevral in the Ourthe Orientale basin, Ardennes, Belgium. *Journal of Hydrology*, 402(1-2), 92–102.

Cité p. 294.

Obled, C., Bontron, G., & Garçon, R. (2002). Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3–4), 303–324.

Cité pp. 100, 112, 123, 124, 125, 217 et 257.

Olsson, J. & Burlando, P. (2002). Reproduction of temporal scaling by a rectangular pulses rainfall model. *Hydrological processes*, 16(3), 611–630.

Cité p. 167.

Oudin, L. (2012). *Réalisme physique des modèles hydrologiques conceptuels et de leurs paramètres*. Thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Cité p. 201.

Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., & Michel, C. (2006). Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resources Research*, 42, 10 PP.

Cité p. 294.

Pague, B. S. & Blandford, S. M. (1897). Weather types. In *Weather Forecasting and Weather Types on the North Pacific Slope*, Weather Bureau Print (pp. 20–29). Portland, Oregon.

Cité p. 120.

Pall, P., Aina, T., Stone, D. A., Stott, P. A., Nozawa, T., Hilberts, A. G. J., Lohmann, D., & Allen, M. R. (2011). Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, 470(7334), 382–385.

Cité p. xi.

Palmer, T. N. (1999). A Nonlinear Dynamical Perspective on Climate Prediction. *Journal of Climate*, 12(2), 575–591.

Cité p. 216.

Papalexiou, S.-M., Koutsoyiannis, D., & Montanari, A. (2011). Can a simple stochastic model generate rich patterns of rainfall events? *Journal of Hydrology*, 411(3–4), 279–289.

Cité p. 167.

Paquet, E., Gailhard, J., & Garçon, R. (2006). Evolution of the GRADEX method : improvement by atmospheric circulation classification and hydrological modelling. *La Houille Blanche*, 5, 80–90.

Cité pp. 115, 146, 149, 151 et 169.

- Paquet, E., Garavaglia, F., Garçon, R., & Gailhard, J. (2013). The SCHADEX method : A semi-continuous rainfall–runoff simulation for extreme flood estimation. *Journal of Hydrology*, 495, 23–37.
Cité pp. xi, 7, 19, 22, 24, 39, 48, 50, 149, 151, 169, 170 et 172.
- Paquet, E., Lang, M., & Carré, J. (2012). SCHADEX method for extreme flood estimation : overview, applications and perspectives. In *Bulletin du Comité Français des Grands Barrages* (pp. 300–323). Kyoto.
Cité p. xi.
- Parajka, J., Kohnová, S., Bálint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Dumitrescu, A., Gaume, E., Hlavčová, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J., & Blöschl, G. (2010). Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine–Carpathian range. *Journal of Hydrology*, 394(1–2), 78–89.
Cité p. 15.
- Pardé, M. (1962). La crue exceptionnelle d’octobre 1960 dans l’ouest du Massif Central. *Annales de Géographie*, 71(383), 36–63.
Cité p. 61.
- Pastor, M. A. & Casado, M. J. (2012). Use of circulation types classifications to evaluate AR4 climate models over the Euro-Atlantic region. *Climate Dynamics*, 39(7-8), 2059–2077.
Cité p. 216.
- Pathiraja, S., Westra, S., & Sharma, A. (2012). Why continuous simulation? The role of antecedent moisture in design flood estimation. *Water Resources Research*, 48, 15 PP.
Cité pp. 45, 167, 199 et 204.
- Payraastre, O. (2005). *Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l’étude des crues extrêmes de petits cours d’eau - Etude du cas de quatre bassins versants affluents de l’Aude*. PhD thesis, Ecole des Ponts ParisTech.
Cité pp. 5, 285 et 294.
- Peel, M. C. & Blöschl, G. (2011). Hydrological modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography*, 35(2), 249–261.
Cité pp. 284 et 291.
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), 275–289.
Cité p. 41.
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., & Kreienkamp, F. (2010). COST733CAT-a database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35(9-12), 360–373.
Cité p. 99.
- Pickands, J. P. (1975). Statistical Inference Using Extreme Order Statistics. *The Annals of Statistics*, 3(1), 119–131. Mathematical Reviews number (MathSciNet) : MR423667; Zentralblatt MATH identifier : 0312.62038.
Cité p. 120.
- Pierrehumbert, R. T., Brogniez, H., & Roca, R. (2007). On the relative humidity of the Earth’s atmosphere. In *The Global Circulation of the Atmosphere* (pp. 143–185). Princeton, NJ : T. Schneider and A. H. Sobel, Princeton University Press edition.
Cité p. 230.
- Pilgrim, D. H. & Cordery, I. (1993). Chapter 9 : Flood Runoff. In *Handbook of Hydrology*. Maidment, D. R., New York, McGraw-Hill edition.
Cité p. 168.

- Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R., & Malo, J.-S. (2011). Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *Journal of Hydrology*, 409(3–4), 626–636.
Cit e p. 9.
- Prudhomme, C. & Davies, H. (2009a). Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK. Part 1 : baseline climate. *Climatic Change*, 93(1-2), 177–195.
Cit e p. 9.
- Prudhomme, C. & Davies, H. (2009b). Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK. Part 2 : future climate. *Climatic change*, 93(1), 197–222.
Cit e p. 9.
- Prudhomme, C. & Genevier, M. (2010). Can atmospheric circulation be linked to flooding in Europe ? *Hydrological Processes*.
Cit e p. 15.
- Prudhomme, C., Jakob, D., & Svensson, C. (2003). Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments. *Journal of Hydrology*, 277(1–2), 1–23.
Cit e p. 9.
- Prudhomme, C., Parry, S., Hannaford, J., Clark, D. B., Hagemann, S., & Voss, F. (2011). How Well Do Large-Scale Models Reproduce Regional Hydrological Extremes in Europe? *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1181–1204.
Cit e p. 13.
- Prudhomme, C., Reynard, N., & Crooks, S. (2002). Downscaling of global climate models for flood frequency analysis : where are we now? *Hydrological Processes*, 16(6), 1137–1150.
Cit e p. 10.
- Quick, M. C. & Pipes, A. (1977). UBC watershed model. *Hydrological Sciences Bulletin*, 22(1), 153–161.
Cit e p. 41.
- Quick, M. C. & Singh, V. P. (1995). The UBC Watershed Model. *Computer models of watershed hydrology.*, (pp. 233–280).
Cit e p. 151.
- Quintana Segu , P., Habets, F., & Martin, E. (2011). Comparison of past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11(5), 1411–1432.
Cit e p. 12.
- Quintana Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., & Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92–107.
Cit e p. 236.
- Renard, B. (2006). *D tection et prise en compte d’eventuels impacts du changement climatique sur les extr mes hydrologiques en France*. PhD thesis, Institut Polytechnique de Grenoble.
Cit e p. 12.
- Ricard, D., Beaulant, A. L., Bo , J., D qu , M., Ducrocq, V., Joly, A., Joly, B., Martin, E., Nuissier, O., Quintana Segui, P., Ribes, A., Sevault, F., & Somot, S. (2009). Impact of climate change on heavy precipitation events of the Mediterranean basin. *La M t orologie*, (67).
Cit e pp. 12 et 293.
- R is nen, J. (2007). How reliable are climate models? *Tellus A*, 59(1), 2–29.
Cit e pp. 15 et 99.

- Robertson, A. W. & Ghil, M. (1999). Large-Scale Weather Regimes and Local Climate over the Western United States. *Journal of Climate*, 12(6), 1796–1813.
Cit e p. 121.
- Rodriguez Iturbe, I., De Power, B. F., & Valdes, J. B. (1987). Rectangular pulses point process models for rainfall : analysis of empirical data. *Journal of Geophysical Research*, 92(D8), 9645–9656.
Cit e p. 167.
- Rogger, M., Kohl, B., Pirkl, H., Viglione, A., Komma, J., Kirnbauer, R., Merz, R., & Bl oschl, G. (2012). Runoff models and flood frequency statistics for design flood estimation in Austria – Do they tell a consistent story? *Journal of Hydrology*, 456–457(0), 30–43.
Cit e p. 167.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., & Genov es, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 19(7), 765–785.
Cit e p. 99.
- Salinas, J. L., Castellarin, A., Kohnova, S., & Kjeldsen, T. R. (2013). On the quest for a pan-European flood frequency distribution : effect of scale and climate. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(5), 6321–6358.
Cit e p. 7.
- Sanchez Gomez, E., Somot, S., & D equ e, M. (2009). Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Climate Dynamics*, 33(5), 723–736.
Cit e p. 216.
- Schaefer, M. & Barker, B. (2009). *Stochastic Event Flood Model – User Manual*. Technical report, MGS Engineering Consultants Inc., Seattle.
Cit e pp. 75 et 149.
- Schmitt, F., Vannitsem, S., & Barbosa, A. (1998). Modeling of rainfall time series using two-state renewal processes and multifractals. *Journal of Geophysical Research*, 103, 23181–23194.
Cit e p. 167.
- Schubert, S. D., Chang, Y., Suarez, M. J., & Pegion, P. J. (2008). ENSO and Wintertime Extreme Precipitation Events over the Contiguous United States. *Journal of Climate*, 21(1), 22–39.
Cit e p. 121.
- Seibert, P., Frank, A., & Formayer, H. (2006). Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theoretical and Applied Climatology*, 87(1-4), 139–153.
Cit e pp. 100, 106 et 108.
- Seiller, G., Anctil, F., & Perrin, C. (2012). Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4), 1171–1189.
Cit e p. 284.
- Selle, B. & Hannah, M. (2010). A bootstrap approach to assess parameter uncertainty in simple catchment models. *Environmental Modelling & Software*, 25(8), 919–926.
Cit e p. 174.
- Serinaldi, F. (2009). A multisite daily rainfall generator driven by bivariate copula-based mixed distributions. *Journal of Geophysical Research*, 114(D10).
Cit e p. 34.
- Shabbar, A., Bonsal, B., & Khandekar, M. (1997). Canadian Precipitation Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 10(12), 3016–3027.
Cit e p. 121.

- Shaw, S. B., Royem, A. A., & Riha, S. J. (2011). The relationship between extreme hourly precipitation and surface temperature in different hydroclimatic regions of the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 12(2), 319–325.
Cit e p. 233.
- Sheridan, S. C. (2002). The redevelopment of a weather-type classification scheme for North America. *International Journal of Climatology*, 22(1), 51–68.
Cit e p. 121.
- Sivapalan, M., Bl oschl, G., Merz, R., & Gutknecht, D. (2005). Linking flood frequency to long-term water balance : Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research*, 41(6), W06012.
Cit e pp. 6, 167 et 171.
- Sornette, D. & Ouillon, G. (2012). Dragon-kings : Mechanisms, statistical methods and empirical evidence. *The European Physical Journal - Special Topics*, 205(1), 1–26.
Cit e pp. 179, 198 et 209.
- Spagnoli, B., Planton, S., D equ e, M., Mestre, O., & Moisselin, J.-M. (2002). Detecting climate change at a regional scale : the case of France. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 90–1–90–4.
Cit e p. 12.
- Stahl, K., Moore, R. D., & Mckendry, I. G. (2006). The role of synoptic-scale circulation in the linkage between large-scale ocean–atmosphere indices and winter surface climate in British Columbia, Canada. *International Journal of Climatology*, 26(4), 541–560.
Cit e p. 121.
- Stehlik, J. & B ardossy, A. (2003). Statistical comparison of European circulation patterns and development of a continental scale classification. *Theoretical and Applied Climatology*, 76(1), 31–46.
Cit e p. 102.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
Cit e pp. 10, 216 et 292.
- Teng, J., Vaze, J., Chiew, F. H. S., Wang, B., & Perraud, J.-M. (2012). Estimating the Relative Uncertainties Sourced from GCMs and Hydrological Models in Modeling Climate Change Impact on Runoff. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 122–139.
Cit e p. 9.
- Teweles, J. & Wobus, H. (1954). Verification of prognosis charts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35(10), 455–463.
Cit e pp. 125, 217 et 259.
- Tramblay, Y., Neppel, L., & Carreau, J. (2011). Brief communication - Climatic covariates for the frequency analysis of heavy rainfall in the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(9), 2463–2468.
Cit e p. 254.
- Trenberth, K. (1997). The definition of El Ni o. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771–2778.
Cit e pp. 126, 130 et 131.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205–1218.
Cit e pp. 12, 231 et 292.
- Trigo, R. M. & DaCamara, C. C. (2000). Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20(13), 1559–1581.
Cit e p. 99.

- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., Krüger, A., & Pinto, J. G. (2003a). The central European floods of August 2002 : Part 1 – Rainfall periods and flood development. *Weather*, 58(10), 371–377.
Cit e p. 69.
- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., Krüger, A., & Pinto, J. G. (2003b). The central European floods of August 2002 : Part 2 – Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, 58(11), 434–442.
Cit e p. 69.
- Utsumi, N., Seto, S., Kanae, S., Maeda, E. E., & Oki, T. (2011). Does higher surface temperature intensify extreme precipitation? *Geophysical Research Letters*, 38(16).
Cit e p. 233.
- van der Ent, R. J. & Savenije, H. H. G. (2013). Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature. *Water Resources Research*.
Cit e p. 254.
- Vaze, J., Post, D., Chiew, F., Perraud, J.-M., Viney, N., & Teng, J. (2010). Climate non-stationarity - Validity of calibrated rainfall-runoff models for use in climate change studies. *Journal of Hydrology*, 394(3-4), 447–457.
Cit e pp. 9 et 284.
- Verhoest, N. E. C., Vandenberghe, S., Cabus, P., Onof, C., Meca Figueras, T., & Jameleddine, S. (2010). Are stochastic point rainfall models able to preserve extreme flood statistics? *Hydrological Processes*, 24(23), 3439–3445.
Cit e pp. 45 et 167.
- Vidal, J., Martin, E., Franchist eguy, L., Baillon, M., & Soubeyroux, J. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627–1644.
Cit e p. 236.
- Viglione, A. & Bl oschl, G. (2009). On the role of storm duration in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13(2), 205–216.
Cit e p. 168.
- Viglione, A., Merz, R., & Bl oschl, G. (2009). On the role of the runoff coefficient in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(5), 577–593.
Cit e p. 168.
- Viglione, A., Merz, R., & Bl oschl, G. (2010). Bayesian framework for Flood Frequency Hydrology. In *EGU General Assembly 2010*, volume 12 (pp. 5710). Vienna.
Cit e pp. 69 et 71.
- Voltaire, A., Sanchez Gomez, E., Salas y M elia, D., Decharme, B., Cassou, C., S en esi, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., & Chevallier, M. (2011). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, (pp. 1–31).
Cit e p. 217.
- Ward, J. H. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58(301), 236–244.
Cit e pp. 101 et 124.
- Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2012). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, (pp. 121214093302009).
Cit e p. 233.
- Westra, S., Evans, J. P., Mehrotra, R., & Sharma, A. (2013). A conditional disaggregation algorithm for generating fine time-scale rainfall data in a warmer climate. *Journal of Hydrology*, 479(0), 86–99.

- Cité p. 293.
- Wetterhall, F., Bárdossy, A., Chen, D., Halldin, S., & Xu, C.-y. (2008). Statistical downscaling of daily precipitation over Sweden using GCM output. *Theoretical and Applied Climatology*, 96(1-2), 95–103.
Cité p. 257.
- Whitfield, P. H., Moore, R. D., Fleming, S. W., & Zawadzki, A. (2010). Pacific Decadal Oscillation and the Hydroclimatology of Western Canada - Review and Prospects. *Canadian Water Resources Journal*, 35(1), 1–28.
Cité p. 146.
- Wilby, R. L. & Harris, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts : Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, 42, 10 PP.
Cité p. 9.
- Wilby, R. L., Tomlinson, O. J., & Dawson, C. W. (2003). Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling. *Climate Research*, 23(3), 183–194.
Cité p. 257.
- Wilhelm, B. (2012). *Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises : Relations avec les changements climatiques*. PhD thesis, Université de Grenoble.
Cité p. 254.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguët Covex, C., & Malet, E. (2012a). Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*, 113(3-4), 563–581.
Cité p. 254.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., & Delannoy, J.-J. (2012b). 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, 78(1), 1–12.
Cité p. 254.
- Willems, P. (1999). Stochastic generation of spatial rainfall for urban drainage areas. *Water Science and Technology*, 39(9), 23–30.
Cité p. 167.
- Wilson, D., Fleig, A. K., Lawrence, D., Hisdal, H., Pettersson, L.-E., & Holmqvist, E. (2011). *A review of NVE's flood frequency estimation procedures*. Technical Report 9, Norwegian Water Resources and Energy Directorate, Oslo.
Cité p. 6.
- WMO (2009). *Flood Management in a Changing Climate - A Tool for Integrated Flood Management*. APFM Technical Document 13, World Meteorological Organization.
Cité p. xii.
- Yarnal, B., Comrie, A. C., Frakes, B., & Brown, D. P. (2001). Developments and prospects in synoptic climatology. *International Journal of Climatology*, 21(15), 1923–1950.
Cité pp. 15 et 98.
- Yarnal, B. & Diaz, H. F. (1986). Relationships between extremes of the Southern oscillation and the winter climate of the Anglo-American Pacific Coast. *Journal of Climatology*, 6(2), 197–219.
Cité p. 121.
- Zalachori, I., Ramos, M.-H., Garçon, R., Mathevet, T., & Gailhard, J. (2012). Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction : a comparative study of different bias correction strategies. *Advances in Science and Research*, 8, 135–141.

Cité p. [39](#).

Zhang, X., Wang, J., Zwiers, F. W., & Groisman, P. Y. (2010). The Influence of Large-Scale Climate Variability on Winter Maximum Daily Precipitation over North America. *Journal of Climate*, 23, 2902–2915.

Cité p. [121](#).

Zhang, Y., Qian, Y., Dulière, V., Salathé, E. P., & Leung, L. R. (2011). ENSO anomalies over the Western United States : present and future patterns in regional climate simulations. *Climatic Change*.

Cité p. [146](#).

Zorita, E. & Von Storch, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12(8), 2474–2489.

Cité p. [257](#).

