tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Météorologie et Hydrologie*

Présentée et soutenue par *Pere Quintana Seguí*
Le *10 Décembre 2008*

Titre : *Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU.*
Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique.

JURY

Serge Chauzy	Laboratoire d'Aérologie OMP/UPS	Président
Carme Llasat	Universitat de Barcelona	Rapporteur
Roger Moussa	UMR LISAH Agro.M-INRA-IRD	Rapporteur
Eric Gaume	LCPC	Examinateur
Eric Martin	CNRM-GAME	Directeur
Florence Habets	UMR-SISYPHE ENSMP	Directeur

Ecole doctorale : *Sciences de l'univers, de l'environnement et de l'espace*
Unité de recherche : *CNRM GAME (Météo-France CNRS)*
Directeur(s) de Thèse : *Eric MARTIN et Florence HABETS*

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Agraïments

Sovint, comencem grans projectes sense saber molt bé on ens fiquem. El doctorat és un cas típic d'aquesta mena de projecte. Durant els estudis previs, l'estudiant viu a ritme d'exàmen en un marc força controlat. En aquest ambient no hi ha massa lloc per a la sorpresa. Amb una mica de disciplina, no és massa difícil anar superant les diferents tandes d'exàmens.

No obstant, el món de l'investigador és molt diferent. L'investigador intenta respondre a una pregunta que, sovint, no està ben formulada, ja que ningú no sap quin serà el resultat de la recerca iniciada. Així, la tesi esdevé un camí força sinuós que comença en el bosc de la desorientació, passa pels prats de la tranquil·litat i el gaudi i acaba amb una escalada al cim de les muntanyes punxegudes, la culminació de la qual, és una experiència fantàstica, malgrat la duresa de l'ascensió.

Així doncs, abans de començar un doctorat, l'estudiant està sovint preparat per quelcom molt diferent a la recerca. Després d'un entrenament al rocòdrom, aquest es veu obligat a fer la travessa de l'Himàlaia, sense transició. El resultat és que, al cap d'un temps d'haver començat l'aventura, un s'adona de que moltes coses no encaixen, s'adona de que allò que un fa no és exactament allò que imaginava que faria i, en conseqüència, acaba fent-se tota mena de preguntes existencials, per qualificar-les d'alguna manera.

És en aquest punt on l'entorn esdevé clau. Les persones que acompanyen l'estudiant en el seu viatge tenen una influència molt més poderosa del que, probablement, s'adonen. Quan el dubte omple una persona, un petit comentari motivant, un aclariment sobre un concepte o, fins i tot, un bon sopar, poden tenir conseqüències inaudites. De cop, els dubtes s'esvaeixen, les coses es veuen més clares i la màquina torna a funcionar en ple rendiment. Afortunadament, en el meu cas, he estat acompanyat per persones que han tingut una influència molt positiva sobre mi, fet que mai no podré agrair prou.

Aquesta tesi s'ha desenvolupat al *Centre National de Recherches Météorologiques* (*Météo-France*), al qual dóno les gràcies per haver acceptat finançar el meu doctorat i haver cregut en les meves possibilitats. Especialment, vull donar les gràcies a Joël Noilhan, el cap del grup de meteorologia de mesoescala, i als meus directors de tesi : Eric Martin i Florence Habets.

Per realitzar una tesi en condicions és important tenir una bona relació amb el director. Però això no sempre és fàcil, tots sabem com de difícils poden arribar a ser les relacions humanes. Per sort, jo no només he tingut un bon director, si no que n'he tingut dos. La meva relació amb n'Eric i na Florence ha estat excel·lent, malgrat la distància que separar Tolosa de Fontainebleau, i això, sense cap mena de dubte, ha

facilitat molt les coses. Els tres hem format un bon equip, motivat i ben enfocat. Estic segur que continuarem treballant així de bé durant els propers anys.

Però al CNRM hi he trobat a moltes més persones que han influït en major o menor grau en aquesta feina. Especialment, vull agrair a Claire, Júlia, Hannah, Joaquín i Tomislav les hores que han dedicat a escoltar-me. Als companys de la *comida española* els vull agrair els alegres dinars que hem compartit cada dimecres, a tots els participants de la pause café de cada matí els vull donar les gràcies per les sempre animades discussions i, finalment, vull agraïr també les agradables estones passades amb els diferents companys de despatx que he tingut durant aquests anys.

El CNRM té moltes virtuts científiques, que no cal comentar en detall. El que sí que cal comentar és la sort que tenen les persones que hi treballen de viure a la ciutat de Tolosa de Llenguadoc. No negaré que, al principi, la integració a la ciutat em va costar una mica més del que esperava, però, francament, quan m'hi vaig adaptar, aquesta em va oferir molt bones estones. Els nombrosos petits bons restaurant han permès que hagi menjat tan bé com probablement no ho torni a fer en el futur, al mateix temps que tenia agradables discussions, per exemple, amb els amics del CESBIO. El Garona és un riu majestuós i les tardes de diumenge passades a la seva vora, estirat a la gespa o conversant amb els meus amics, han estat encara millors que la bellesa del propi riu. Però, evidentment, la ciutat no seria res sense els seus habitants, que fan de la festa de la música una experiència inoblidable i que possibiliten l'existència d'una comunitat esperantista molt dinàmica que m'ha permès passar molt bones estones lluny de les dificultats de la tesi. *Dankon !*. No obstant, malgrat l'experiència tan positiva, als tolosans només els he d'estirar les orelles per una cosa : per haver deixat de parlar la llengua dels seus avis, tot abocant la llengua occitana cap al punt de no retorn que, probablement, ja ha sobrepassat. No és fàcil veure com la *Carrièra d'Alfaro* ha estat transformada en *Rue Pharaon* per la dura maquinària homogeneitzadora de la República.

Aprofitant que parlem de llengües, he de demanar perdó a les persones que són sensibles a la qualitat de la llengües francesa i anglesa. He fet tot el possible per escriure aquest manuscrit el millor possible i, per sort, els meus directors han estat uns grans caçadors de faltes d'ortografia i de sintaxi. No obstant, és probable que al lector que té el francès o l'anglès com a llengua materna li facin mal els ulls en veure la meva prosa. Demano disculpes.

Els èxits personals, sempre tenen arrels que arriben molt enrere en el temps. Així, he de donar les gràcies als meus pares, als meus avis i a tota la família en general. El fet que hagin creat un entorn tan procliu al desenvolupament de la curiositat i del qüestionament ha estat clau. Si de petit no hagués sentit les converses que vaig sentir, pot ser mai hauria escrit aquestes línies.

Però aquests èxits també es projecten en el futur. L'experiència tolosana quedarà en el meu record com la porta que ha obert la possibilitat de construir un futur al costat de na María del Carmen. Aquest és, vertaderament, el principal èxit d'aquests anys.

Finalment, ja per acabar, vull donar les gràcies a en Serge Chauzy, na Carme Llasat, en Roger Moussa i n'Eric Gaume per haver estat membres del tribunal davant del qual vaig defensar la tesi, dia 10 de desembre de 2008, i per haver possibilitat que

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

la defensa es convertís en una conversa sobre hidrologia extremadament enriquidora.

Merci à tous !

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Table des matières

Résumé **9**

1 Introduction **11**

I Hydrologie, climat et Méditerranée **15**

2 Modélisation de l'hydrologie continentale **17**
2.1 Introduction 17
2.2 La partie continentale du cycle de l'eau 17
2.2.1 Le bassin versant 19
2.2.2 Les principaux processus et leur mesure 19
2.3 Modélisation 23
2.3.1 Les différentes approches en modélisation hydrologique 24
2.3.2 Le processus de construction des modèles 25
2.3.3 Calibration et validation 26
2.3.4 Critères pour l'évaluation des modèles hydrologiques 27
2.4 Conclusion 29

3 Le modèle SIM appliqué à la France **31**
3.1 Introduction 31
3.2 L'analyse météorologique SAFRAN 32
3.3 Le modèle de surface ISBA 35
3.3.1 Variables 36
3.3.2 Paramètres 36
3.3.3 Forçages 36
3.3.4 Le bilan énergétique 37
3.3.5 Le bilan hydrique 37
3.3.6 Neige 42
3.4 Le modèle hydrogéologique MODCOU 43
3.4.1 Transfert de l'eau dans le réseau de drainage de surface 43
3.4.2 Transfert souterrain 45
3.5 Le modèle SIM appliqué à la France 46
3.5.1 Bases de données 46
3.5.2 Validation 48
3.5.3 Éléments de validation sur la région Méditerranéenne 50

3.6 Conclusion 52

4 Changement climatique, hydrologie et Méditerranée 53
4.1 Introduction 53
4.2 Cycle hydrologique et climat 53
4.2.1 Le système climatique 54
4.2.2 Rôle du cycle hydrologique 55
4.2.3 Changement climatique 55
4.2.4 Changement climatique en Méditerranée 57
4.3 Géographie du sud-est de la France 60
4.3.1 Hydrologie 60
4.3.2 Adaptation de la végétation 61
4.3.3 Hydrogéologie 62
4.3.4 Influence de l'homme 62
4.4 Projets de recherche sur la Méditerranée 64
4.4.1 Le projet CYPRIM 65
4.4.2 Le projet HyMEX 66
4.5 Conclusion 67

II Amélioration et validation du modèle SIM 69

5 Validation de l'analyse atmosphérique SAFRAN 71
5.1 Introduction 71
5.2 Validation de l'analyse SAFRAN sur la France 72
5.2.1 Résumé 72
5.2.2 Article : "*Analysis of near surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France*" 73
5.3 Discussion supplémentaire 90
5.3.1 L'utilité de la validation de SAFRAN : corrections d'erreur . . 90
5.3.2 Cycle journalier de la précipitation 91
5.3.3 Les limites des zones climatiques homogènes 92
5.3.4 Voies d'amélioration possible pour le rayonnement 93
5.3.5 Amélioration de l'analyse pour les autres variables 95
5.4 L'analyse SAFRAN dans le contexte méditerranéen 95
5.5 Conclusion et perspectives 96

6 Amélioration et calibration du modèle SIM 99
6.1 Introduction 99
6.2 Sur le besoin d'améliorer la physique d'ISBA 99
6.2.1 Végétation 100
6.2.2 Ruissellement sous-maille 101
6.2.3 Drainage 101
6.3 Amélioration, calibration et validation de SIM sur la France 104
6.3.1 Résumé 105

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

6.3.2 Article : "*Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France*" . . . 106
6.4 Discussion supplémentaire . . . 126
6.4.1 Impact sur le contenu en eau du sol . . . 126
6.4.2 Impact sur le niveau des nappes . . . 129
6.4.3 Performance du modèle calibré en région méditerranéenne . . . 129
6.4.4 Discussion sur la complexité du modèle . . . 131
6.4.5 Validité de la calibration pour le climat futur . . . 133
6.5 Conclusion et perspectives . . . 134

III Impact du changement climatique 137

7 Contexte 139
7.1 Introduction . . . 139
7.2 Principes généraux d'une étude d'impact et besoin de descente en échelle 139
7.3 Simulation du climat à l'échelle régionale . . . 141
7.3.1 Modèles globaux à haute résolution sans couplage avec l'océan 142
7.3.2 Modèles régionaux à aire limitée avec des conditions aux bords 143
7.4 Méthodes de désagrégation du modèle de climat . . . 143
7.4.1 Méthode des anomalies . . . 144
7.4.2 Correction du biais . . . 144
7.4.3 Correction variable . . . 144
7.4.4 Désagrégation statistique . . . 145
7.5 Études des impacts du changement climatique déjà réalisées avec SIM 146
7.5.1 Impact du changement climatique sur le Rhône . . . 146
7.5.2 Impact du changement climatique sur l'Adour-Garonne . . . 148
7.5.3 Impact du changement climatique sur la France . . . 149
7.6 Conclusion . . . 150

8 Étude d'impact du changement climatique 151
8.1 Introduction . . . 151
8.2 La simulation SAMM . . . 151
8.2.1 Le climat prévu par SAMM . . . 152
8.3 Désagrégation de la simulation climatique . . . 157
8.3.1 Méthode statistique . . . 157
8.3.2 Correction des quantiles de distribution . . . 158
8.4 Analyse des variables météorologiques désagrégées . . . 159
8.4.1 Précipitation . . . 160
8.4.2 Température . . . 168
8.4.3 Discussion . . . 169
8.5 Impacts . . . 169
8.5.1 Humidité du sol et évaporation . . . 171
8.5.2 Débit . . . 171
8.5.3 Sensibilité au modèle . . . 181
8.5.4 Évolution du bilan hydrique . . . 181

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

8.5.5 Conclusion 185

9 Conclusion générale et perspectives **189**

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Résumé

Une bonne simulation du bilan hydrologique distribué (incluant ses composantes flux de surface, réservoirs du sol et débit des rivières) est nécessaire à la fois pour des applications de suivi des ressources en eau, de prévision de débit et d'impact des changements climatiques. Cette thèse s'appuie sur la chaîne SAFRAN-ISBA-MOCOU (SIM), composée de l'analyse météorologique SAFRAN, du modèle de surface ISBA et du modèle hydrogéologique MODCOU. La résolution du module de surface est de 8x8km sur l'ensemble de la France, celle du modèle hydrogéologique MODCOU est variable en fonction des composantes hydrologiques.

Dans sa première partie, la thèse s'intéresse aux analyses météorologiques. Les analyses météorologiques du système d'analyse SAFRAN ont été examinées en détail et quelques défauts du système ont été corrigés. Ensuite, une validation de SAFRAN à l'échelle de la France a été faite, en utilisant, à cet effet, les données du réseau d'observation de Météo-France. Ce travail très complet a permis de quantifier les performances de SAFRAN. Pour ce qui concerne le climat méditerranéen, il a été constaté que les spécificités de ce climat diminuent sa performance, telle que mesurée par les scores classiques.

L'étape suivante a été consacrée à l'amélioration des performances de SIM pour produire une lame d'eau plus réaliste en entrée du modèle hydrologique. Pour ce faire, une nouvelle paramétrisation, mise au point pour la simulation hydrologique à l'échelle globale a été introduite dans le modèle de surface ISBA. Cette paramétrisation suppose que la conductivité hydraulique à saturation décroît exponentiellement avec la profondeur, pour rendre compte de la compactation du sol avec la profondeur. Après des tests préliminaires, une stratégie de calibration des deux paramètres décrivant le profil de conductivité sur deux cents bassins versants sur la France avec des données de débit de bonne qualité a été définie et appliquée. Il a été montré que la calibration peut améliorer fortement la performance du modèle en terme de débit, sans bouleverser le bilan hydrique de surface. Une nouvelle version d'ISBA a donc été proposée.

L'étude de l'impact des changements climatiques sur l'hydrologie de la zone médiiterranéenne, a fait l'objet de la troisième partie de la thèse. Cette étude se place dans le cadre du projet CYPRIM (cyclogénese et précipitations intenses en zone méditerranéenne). Une attention particulière a été portée sur les aspects méthodologiques : incertitudes liées à la désagrégation et au modèle hydrologique. Le scénario climatique utilisé a été fourni par une simulation d'un modèle couplé atmosphère (ARPEGE) et océan régional (OPAMED). Un total de 140 ans ont été simulés, à partir de 1960, en utilisant scénario d'émissions SRES A2. Pour l'étude d'impact. Une méthode de désagrégation par régime de temps et une méthode de correction

de distribution ont été utilisées. Les méthodes peuvent entraîner des différences importantes localement sur le bilan hydrique et les débits. Au cours du XXI^{e} siècle, les débits moyens des rivières méditerranéennes diminuent, mais les débits extrêmes (99^{e} centile) peuvent augmenter dans certaines régions.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 1

Introduction

L'Homme est très certainement l'espèce vivante qui a plus modifié son environnement pour satisfaire ses besoins. La technologie nous a permis d'améliorer fortement la production agricole, la rapidité de nos déplacements, nos communications, de prolonger la durée de notre vie, etc. Toutes ces innovations ont eu des conséquences très positives, mais il n'a pas été possible d'éviter tous leurs côtés négatifs, par manque de connaissance ou de capacité à appliquer des solutions correctrices adéquates. Pendant les dernières décennies du XX^{e} siècle, après le rapide développement économique postérieur à la guerre mondiale, la société, petit à petit, à pris conscience des mauvais usages de nos technologies et de leur impact sur l'environnement. De forts débats se sont engagés sur le besoin de gérer de façon intelligente l'environnement, pour ainsi garantir le bien être de la société dans le présent et le futur. Ce débat a donné naissance à un nouveau concept : le développement durable. Mais, pour créer les conditions favorables à l'établissement d'un développement durable, les citoyens et leurs élus doivent disposer de l'information nécessaire pour agir de façon adaptée. Le rôle des scientifiques est de faire progresser les connaissances scientifiques, mais aussi – et ce n'est pas le moins important – de fournir l'information nécessaire à la prise de décisions.

Le débat sur l'environnement est complexe car il touche à beaucoup de sujets. Les questions du changement climatique et de la gestion des ressources en eau figurent parmi les plus importantes. C'est à l'intersection entre ces deux questions que se place l'étude présentée dans ce mémoire.

L'eau est un élément essentiel à la vie. Nous l'utilisons pour boire, pour notre hygiène, pour produire nos aliments et même pour le fonctionnement de nos centrales nucléaires. En fait, elle prend une place importante dans presque toutes nos activités. L'eau est très abondante sur notre planète et c'est en raison de cette abondance qu'on l'appelle la planète bleue. Mais, malheureusement, seule une très petite partie de cette eau est directement utilisable par l'Homme. De plus, cette eau disponible est très mal repartie géographiquement. Ainsi, depuis que nous, les Hommes, avons accès à la technologie, nous avons essayé de gérer cette ressource à notre bénéfice. C'est-à-dire, nous avons souvent essayé de modifier des cours d'eau, de créer des barrages, d'utiliser l'eau des nappes, etc. Mais ce genre d'interventions n'a pas seulement pour objectif la gestion de la ressource, mais aussi la gestion des risques naturels intrinsèques aux

hydrosystèmes, par exemple, les crues. Si la technologie nous permet de modifier le fonctionnement des hydrosystèmes à notre bénéfice, elle nous sert aussi à les malmener. De nombreuses rivières et nappes ont été, et sont encore, polluées par l'action de l'homme. Souvent les barrages ont eu des effets dévastateurs sur les écosystèmes. Même une mer, la mer d'Aral, a été presque anéantie. L'hydrologie, la science qui étudie l'eau, est l'outil qui devrait nous aider à mieux connaître ces systèmes pour ainsi garantir une utilisation responsable, tout en minimisant les effets néfastes sur les systèmes.

A la fin de XX^{e} siècle, nous nous sommes rendu compte que cette même technologie, qui nous aide a mieux gérer la ressource en eau ou a la détruire, selon le cas, est aussi la cause d'un effet secondaire non prévu. Les émissions de gaz à effet de serre, conséquence de l'utilisation de sources énergétiques fossiles, et aussi d'autres modifications de l'environnement, sont la cause d'une évolution du climat engendrée l'action de l'homme. C'est la première fois que, dans la longue histoire des changements climatiques, nous sommes la cause principale d'un changement majeur. Comme dans tout changement, cette fois-ci il y aura de gagnants et des perdants. La science du climat, devrait nous aider à minimiser le nombre des perdants.

À l'échelle du globe, le bassin méditerranéen est une région assez particulière. La mer Méditerranée est presque fermée, entourée par deux continents, l'Afrique et l'Eurasie, et présente des climats très différents sur ses rives : au sud et à l'est la Méditerranée est entourée de zones désertiques et, au nord, par des zones plus humides. Presque tout son pourtour est couronné par un relief important. En raison de cette situation géographique, la région méditerranéenne sera spécialement affectée par les changements du climat en cours (Giorgi, 2006). Mais, du côté de la ressource en eau, cette région du monde présente aussi des défis. On a dit que la rive sud méditerranéenne est entourée de zones désertiques et, en conséquence, très pauvres en eau. Ceci s'ajoute au fait que la plupart des pays riverains souffrent de pressions démographiques importantes, alimentées par des inégalités économiques rampantes, lesquelles sont pérennisées par des nombreuses instabilités politiques et conflits armés. Ces problèmes touchent déjà des pays membres de l'Union Européenne, comme l'Espagne, où les conflits sur l'eau sont utilisés comme arme politique entre partis et régions. En France, aussi, la région méditerranéenne présente des défis en termes de la ressource en eau à cause de la forte pression humaine (augmentation de la population résidente et touristique, croissance des grandes villes, etc.), mais aussi aux caractéristiques de ses fleuves, qui souvent, causent des dégâts importants, surtout dans la région des Cévennes.

La science hydrologique et la science du climat peuvent et doivent travailler ensemble pour étudier les problèmes liés au climat et à la ressource en eau, dans le monde et dans notre région méditerranéenne. Ceci est possible car les hydrosystèmes et le système climatique sont complètement liés. Le cycle de l'eau transporte de l'eau et de l'énergie, deux facteurs essentiels dans le fonctionnement du climat : si le climat change, le cycle hydrologique change et vice versa.

Une des approches utilisées pour traiter ce genre de problèmes est celle de la modélisation. Les modèles sont des outils mathématiques qui représentent de façon simplifiée le fonctionnement du système à étudier. Ils sont des maquettes numériques

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

qui permettent de "torturer la nature" en laboratoire, pour la comprendre ou prévoir son évolution. Nous disposons de modèles qui simulent déjà assez bien le climat de la Terre, dans sa globalité ou à l'échelle d'un continent, et des modèles qui simulent, aussi assez bien, les hydrosystèmes. Le défi actuel consiste à utiliser l'information des modèles du climat pour estimer le fonctionnement des hydrosystèmes dans le futur. Ceci peut être fait à l'échelle globale (Decharme et Douville, 2007), à l'échelle continentale (Hagemann *et al.*, 2004; Dirmeyer et Brubaker, 2006), à l'échelle d'un pays (Thodsen, 2007) ou à l'échelle d'un bassin (Wang *et al.*, 2006). Pour la France, nous disposons de la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM), qui permet de faire des simulations hydrologiques à l'échelle de la France (Habets *et al.*, 2008) et qui est spécialement bien adaptée à l'étude des impacts du changement climatique car il simule de façon physique de nombreaux processus hydrologiques et représente assez précisément le lien entre l'atmosphère et la surface continentale. Ce modèle a été déjà utilisé avec succès pour étudier les impacts du changement climatique sur la ressource en eau (Etchevers *et al.*, 2002; Morel, 2003; Caballero *et al.*, 2007; Boé, 2007), mais sa performance peut et doit être encore améliorée davantage.

L'objectif de cette thèse est donc d'analyser le fonctionnement du modèle SIM et de proposer des améliorations spécifiques pour que ses résultats soient de meilleure qualité. Une fois le modèle amélioré, la thèse cherchera à avancer dans l'étude des impacts du changement climatique sur les hydrosystèmes en se centrant sur la région méditerranéenne de la France. La thèse se focalisera également pour ce qui concerne les impacts, l'évaluation des incertitudes liées à la désagrégation des sorties des modèles de climat, nécessaires pour rendre la résolution du scénario climatique compatible avec l'échelle de fonctionnement des hydrosystèmes.

La thèse est donc structurée en trois parties. La première partie "Hydrologie, climat et Méditerranée" est consacrée à la description l'état de l'art de la modélisation hydrologique (Chap. 2), à la description du modèle utilisé (Chap. 3) et, finalement, à la relation entre le climat et le cycle hydrologique dans la région méditerranéenne (Chap. 4). La deuxième partie "Amélioration et validation du modèle SIM" est consacrée à la validation des forçages atmosphériques utilisés par le modèle (Chap. 5), à l'amélioration du modèle ISBA et à la calibration et validation du modèle SIM modifié (Chap. 6). Finalement, la dernière partie "Impact du changement climatique" discute le contexte de l'étude des impacts du changement climatique (Chap. 7) et montre les résultats de l'étude d'impact sur le sud-est de la France (Chap. 8).

Pour améliorer les résultats de SIM en région méditerranéenne, on a cherché à estimer la qualité du forçage météorologique diponible sur la zone, d'où le Chap. (5) dédié à la validation de l'analyse météorologique SAFRAN. Cette étude, qui a fait l'objet d'une publication scientifique (Quintana Seguí *et al.*, 2008a), est importante pour comprendre les erreurs en entrée du modèle de surface, mais aussi sera de grande utilité aux déjà nombreux utilisateurs de SAFRAN. Les analyses SAFRAN s'étant montrées relativement robustes, nous nous sommes attachés à l'amélioration de la représentation des processus physiques dans le modèle lui-même (Chap. 6). Dans cette étude le travail est centré sur le schéma de surface ISBA, le coeur du système, qui cal-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

cule les échanges d'eau et d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Une paramétrisation sur la conductivité hydraulique dans le sol, déjà développée dans un autre contexte (Decharme *et al.*, 2006), est introduite dans la version du modèle utilisée dans SIM. Cette amélioration, qui introduit des nouveaux paramètres de nature empirique dans le système, nous oblige à calibrer le modèle. Ainsi, une nouvelle stratégie de calibration pour SIM est définie et appliquée. Le modèle résultant est ensuite validé. Ce travail a été soumis pour publication (Quintana Seguí *et al.*, 2008b).

Finalement, la nouvelle version du modèle SIM est utilisée pour étudier les impacts du changement climatique dans le sud-est de la France. Le Chap. (7) décrit les méthodologies utilisées pour les études d'impact : les modèles de climat, les méthodes de désagrégation et les applications hydrologiques de ces méthodes. Dans le dernier chapitre (Chap. 8), les résultats de l'étude d'impact sont décrits. Le travail cherche à décrire les impacts, mais aussi à comprendre mieux les incertitudes liées à la désagrégation du modèle de climat et aux variations dans le modèle d'impact. Ainsi, l'amélioration de SIM, faite dans la partie précédente, permettra de voir comment l'amélioration du modèle affecte les incertitudes de l'étude d'impact.

En conclusion, cette thèse essaie, sur plusieurs fronts (la validation d'une base de données météorologiques, l'amélioration et la calibration d'un modèle hydrologique et la méthodologie des études d'impact) d'améliorer les outils et les techniques nécessaires pour obtenir l'information demandée par la société sur l'évolution de l'aléa hydrique et de la ressource en eau sous un climat changeant, dans le contexte spécifique de la région méditerranéenne de la France.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Première partie

Hydrologie, climat et Méditerranée

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 2

Modélisation de l'hydrologie continentale

2.1 Introduction

L'eau est l'élément qui rend possible la vie des hommes à tous les niveaux : du fonctionnement de la cellule jusqu'à nos activités industrielles ou de loisir en passant par l'agriculture. Cependant, si l'eau est très abondante sur notre planète ($1\,386\,000\,000\,\mathrm{km}^3$), seule une petite partie de ce réservoir (3%) correspond à de l'eau douce utile pour la plupart des activités humaines. Les océans, salés, représentent 96.5% du volume d'eau total. La Fig. (2.1) montre les principaux réservoirs d'eau et les flux entre eux. L'océan est le plus grand réservoir, il échange de l'eau avec l'atmosphère par l'évaporation et les précipitations. De façon similaire, la surface continentale échange de l'eau avec l'atmosphère par les mêmes processus. Ces flux ne sont pas équilibrés : l'océan évapore plus d'eau qu'il n'en reçoit par précipitation. Le bilan est fermé grâce au flux d'eau des surfaces continentales vers les océans au travers des fleuves et des transferts souterrains.

2.2 La partie continentale du cycle de l'eau

Le système correspondant à la partie continentale du cycle de l'eau est défini par les réservoirs suivants et leurs flux correspondants : la biomasse continentale, l'humidité du sol, l'eau souterraine ainsi que les lacs et rivières. Pour étudier ce système, le principe de conservation est appliqué. Ce principe peut être décrit de la façon suivante : le bilan des quantités entrantes et sortantes du système pendant un temps donné est égal au changement de stock à l'intérieur du système. Dans notre cas, les entrées sont constituées par les précipitations solides et liquides. Les sorties sont principalement liées à l'évaporation. Le ruissellement (de surface et profond), est le résidu entre ces deux quantités, aux variations du stock près.

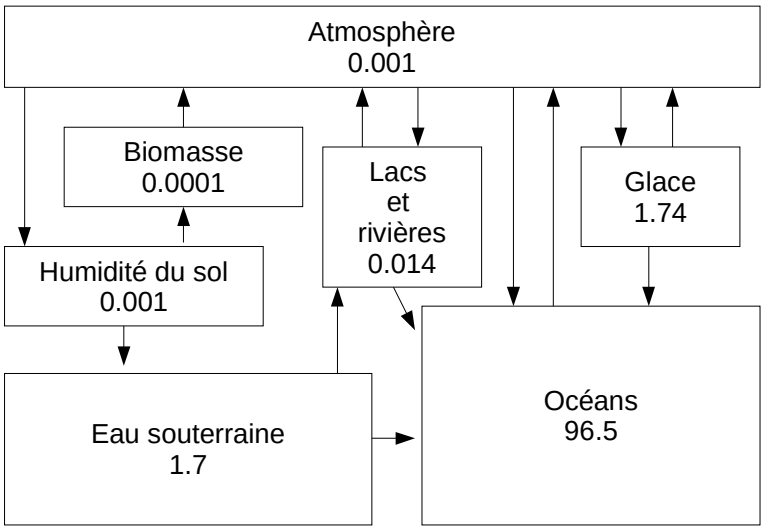


FIG. 2.1: Les principaux réservoirs d'eau de la planète (boîtes) et les flux associés (flèches). Les chiffres indiquent la taille du réservoir par rapport à la taille totale (en %). Source : Dingman (2002).

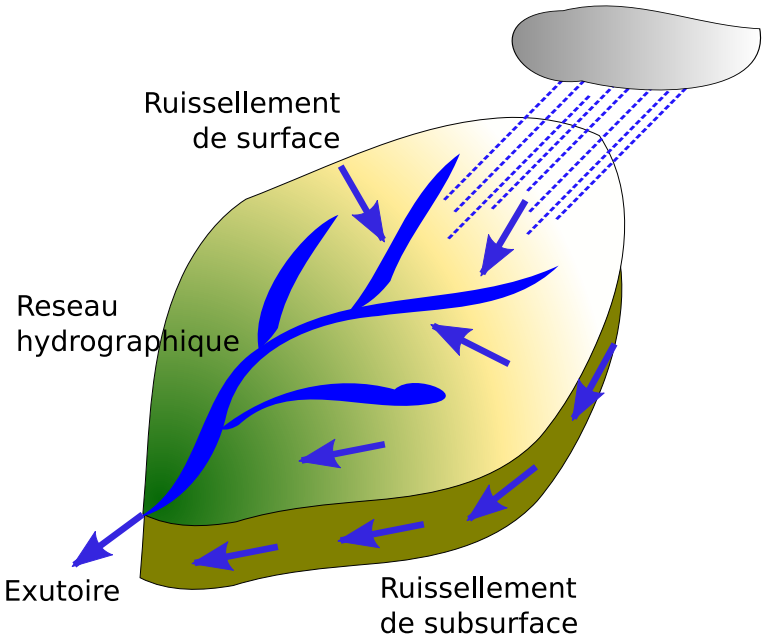


FIG. 2.2: Schéma simplifié du bassin versant. Le bassin est la surface drainant l'eau qui passe par un point arbitraire d'une rivière (exutoire).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

2.2.1 Le bassin versant

L'étude de ce système peut être faite à l'échelle globale, mais en général, elle est faite sur des aires géographiques plus restreintes. La meilleure façon de le faire est de découper les surfaces continentales en bassins versants, dans lesquels la loi de conservation peut être appliquée plus facilement. Le bassin versant est défini à partir d'un cours d'eau donné. Ainsi, on appelle bassin versant la surface qui a drainé l'eau qui s'écoule au travers d'une section transversale arbitraire d'un cours d'eau. Cette section transversale est nommée exutoire. La Fig. (2.2) décrit un bassin versant de façon schématique.

Il est difficile de définir un bassin versant réel, car les écoulements souterrains sont normalement connus seulement de façon approximative. On considère en général de manière simplifiée que le bassin versant réel est égal au bassin versant topographique qui est défini à partir de la même section transversale du cours d'eau. Il est possible de délimiter le bassin versant topographique avec une carte topographique et un crayon. On commence sur le point choisi de la rivière, et on trace une ligne qui coupe perpendiculairement les lignes de niveau. L'aire à l'intérieur de cette courbe fermée est le bassin versant. Cette approximation est valable si les flux d'eau souterrains à travers cette frontière sont négligeables.

2.2.2 Les principaux processus et leur mesure

Précipitation

Les précipitations peuvent être sous forme liquide (pluie) ou solide (neige, grêle, etc.). Les précipitations sont très variables dans le temps et l'espace. En général, on peut séparer les évènements précipitants en deux types : les évènements stratiformes, de longue durée et assez homogènes dans l'espace (principalement liés aux perturbations atmosphériques synoptiques), et les évènements convectifs, qui sont plus intenses mais plus localisés et de durée plus courte.

Malgré la forte variabilité des précipitations dans l'espace et le temps celles-ci correspondent au flux hydrologique le mieux mesuré. En France, le réseau de pluviomètres est dense (plus de 3000 postes climatologiques mesurant des précipitations journalières) et les observations par radar se sont aussi beaucoup développées dans les années récentes.

Malgré tout, les observations faites par les pluviomètres sont entachées d'erreur, le vent étant un des facteurs principaux qui peuvent affecter la mesure faite par les pluviomètres. L'erreur, dépend aussi de l'instrument de mesure. Par exemple, les pluviomètres automatiques, tendent à sous-estimer la précipitation plus que les pluviomètres manuels, mais ils permettent d'avoir des mesures des précipitations pour des intervalle de temps très courts. Dans cette étude, les données de précipitations utilisées proviennent des réseaux automatiques et climatologique de Météo-France.

Dans le cas de précipitations convectives, les échelles caractéristiques des précipitations peuvent être petites par rapport à la distance entre pluviomètres. Ainsi, sur la zone des Cévennes dans le sud de la France, certains évènements ayant des conséquences importantes en terme de débits peuvent être mal enregistrés par le réseau de plu-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

viomètres. Une solution à ce problème est l'utilisation des données de télédétection, notamment, le radar météorologique. Cependant, malgré des progrès très importants, il est encore difficile de transformer le signal réfléchi du radar en lame d'eau précipitée. Les radars ne peuvent pas se substituer à eux seuls aux observations par des pluviomètres. Une voie prometteuse est la combinaison des données issues des radars et des pluviomètres. Ce point sera repris dans le Chap. (5).

Évaporation

L'évapotranspiration est le principal flux d'eau en sortie du bassin. Celle-ci peut être décomposée en évaporation de l'eau du sol, des surfaces d'eau libre (lacs et rivières) et transpiration de la végétation. L'évaporation dépend d'un grand nombre de facteurs qui sont liés à l'état et aux propriétés de l'atmosphère (vent, humidité de l'air, température, stabilité de l'atmosphère...), du sol (humidité, texture, structure, présence de biomasse,...) et de la végétation (type de végétation, état phénologique, réaction au stress hydrique,...).

À la différence des précipitations, l'évapotranspiration est très difficile à mesurer directement. Des appareils spécifiques mesurant différents paramètres physiques sont nécessaires pour la déterminer. Ces méthodes sont souvent coûteuses et exigeantes en termes de précision de mesure et ne peuvent pas être pleinement exploitées que par du personnel bien formé. Il n'est pas possible d'utiliser ces méthodes pour des mesures de routine, mais seulement pour des mesures ponctuelles (dans l'espace et le temps), par exemple pour des campagnes de mesures dans le cadre de travaux de recherche.

En raison de la difficulté d'obtention de mesures précises sur le terrain, l'évapotranspiration est généralement estimée à partir de données météorologiques décrivant l'état de la surface et de la couche limite atmosphérique. Les méthodes les plus courantes utilisent des coefficients d'échanges (méthodes *bulk*) entre deux niveaux : la surface et un niveau atmosphérique près du sol (2 m ou 10 m). Un grand nombre de formulations de ces échanges, basés sur des approches théoriques ou empiriques existent. Certaines de ces méthodes ne sont valables que dans des conditions très précises et ne peuvent pas être appliquées dans des conditions différentes de celles dans lesquelles elles ont été initialement développées. Il en résulte que dans les études hydrologiques, l'évaporation est une des variables les plus méconnues. En conséquence la validation des modèles hydrologiques à base physique, qui calculent explicitement l'évapotranspiration, est difficile. Mais, dans la plupart des cas, ces modèles sont le seul moyen d'avoir de bonnes estimations de l'évapotranspiration sur de grandes surfaces.

L'eau dans le sol

L'eau arrivant sur le sol peut, soit s'infiltrer dans le sol, soit ruisseler à la surface.

L'infiltration est la pénétration de l'eau précipitée dans le sol. Dans la zone non saturée du sol (partie du sol sans aquifère), un certain nombre de processus gouvernent l'évolution de l'eau : exfiltration (évaporation des couches superficielles du sol), ascension capillaire (mouvement vers le haut causé par la tension superficielle

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

de l'eau), percolation (mouvement descendant dans le sol), recharge (percolation de l'eau vers la zone saturée), flux de subsurface (flux horizontal en suivant la pente) et absorption par les racines de la végétation.

Tous ces processus sont très difficiles à mesurer, mais ils sont essentiels pour représenter le cycle de l'eau d'un bassin versant, en raison de l'importance de ces processus pour la connaissance ou la simulation de l'état d'humidité du sol, la quantité d'eau puisée par la végétation, les apports d'eau à la rivière en forme de ruissellement de surface ou de subsurface ou, finalement, l'évolution de l'état de l'aquifère et ces échanges avec la rivière.

Ruissellement

Lors d'un évènement pluvieux, l'eau qui ruisselle en surface est celle qui atteint la rivière le plus rapidement, en produisant de l'érosion et dans certains cas des inondations. En général, le ruissellement peut être produit par deux mécanismes différents : par excès d'infiltration (ou saturation par le haut) et par saturation par le bas. Le premier mécanisme fut décrit en détail par Horton (Horton, 1933, 1945) et le deuxième par Dunne (Dunne et Black, 1970).

- Le ruissellement par excès d'infiltration (Horton) a lieu lorsque l'intensité des précipitations est supérieure au taux d'infiltration maximal du sol, c'est à dire, quand des précipitations très intenses sont produites sur des sols à faible conductivité hydraulique. C'est le cas typique des régions arides ou semi-arides où les précipitations sont intenses et la conductivité hydraulique du sol faible. Ce mécanisme est appelé "saturation par le haut" car un front de saturation se forme à proximité de la surface du sol.
- L'autre mécanisme est celui de Dunne, ou ruissellement sur zone saturée. Dans ce cas, le sol est gorgé d'eau et ne peut plus en accepter : l'eau ruisselle. Le sol est saturé par le bas (il n'y a pas de front de saturation). Normalement, ce processus a lieu près de la rivière, quand le niveau de l'aquifère augmente en raison de la percolation, saturant l'ensemble du sol. L'aire saturée, varie au fur et à mesure que l'état de saturation du sol augmente, en conséquence, on parle d'aire contributive variable.

Les deux processus décrits ci-dessus sont les plus importants pour expliquer le ruissellement. D'autres phénomènes peuvent également entrer en jeu dans des contextes spécifiques. Par exemple, sur des sols secs, les premières gouttes de pluie peuvent créer une croûte qui empêche l'eau de s'infiltrer dans le sol.

Le ruissellement de surface est également très difficile à mesurer. Hormis des mesures très spécifiques sur des bassins très instrumentés, le ruissellement de surface n'est pas mesuré. Or, son rôle en hydrologie est très important.

L'eau souterraine

L'eau qui percole dans le sol peut atteindre l'aquifère. Les aquifères jouent un rôle important du point de vue du fonctionnement du système, mais aussi du point de vue de la gestion de la ressource en eau, car dans de nombreuses régions, les aquifères

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

sont la principale source d'eau pour l'alimentation en eau potable ou l'irrigation par exemple. En conséquence, la connaissance de leur état et évolution est essentielle.

Les aquifères peuvent être libres ou confinés. Dans le premier cas, la limite supérieure de l'aquifère est définie par le niveau de l'eau. Dans le deuxième cas, l'aquifère est limité par le haut par des formations géologiques ayant une conductivité hydraulique très faible. Les aquifères peuvent interagir avec les lacs et les rivières soit en les alimentant ou en étant alimentés par eux. En général, le débit de base des cours d'eau (le débit qui n'est pas dû à la réponse du système à un évènement pluvieux) est soutenu par la nappe, si elle est présente. Les aquifères, en plus d'alimenter (ou être alimentés par) la rivière, peuvent être aussi une source d'eau douce pour les océans (karsts côtiers de la Méditerranée par exemple), mais qui est très difficile à quantifier.

Les niveaux des aquifères sont mesurés avec des piézomètres. Ceux-ci sont sont des tubes, qui permettent depuis la surface d'accéder au niveau d'eau d'une nappe. Ils permettent d'en relever le niveau à l'aide d'une sonde manuelle ou automatique. En France, il existent des réseaux de piézomètres sur les principales nappes, avec des densités variables.

Débit

L'excédent d'eau du bassin, c'est-à-dire, la différence entre la précipitation et l'évaporation (aux termes de variations de stocks prêts), retourne aux océans par le réseau hydrographique. L'étude du débit des cours d'eau est important pour plusieurs raisons : la compréhension des processus, la gestion de la ressource en eau (prélèvements, barrages, etc.), la prévision des inondations et l'étude des écosystèmes liés aux cours d'eau.

La mesure des débits est également difficile. Elle est en général basée sur des mesures de hauteur d'eau et des courbes de tarage qui permettent de lier la hauteur d'eau de la rivière avec le débit. Cependant, la mesure des vitesses et des hauteurs nécessaires pour leur élaboration en période de crue est difficile. Les mesures de télédection, en utilisant une technique doppler acoustique (ADCP) (Simpson et Oltmann, 1992), sont prometeuses, mais la technique n'est pas encore utilisée de façon généralisée. En conséquence, les débits de crue (mais c'est aussi vrai pour les débits des forts étiages) restitués à partir des courbes de tarage sont entachés d'erreurs relativement importantes.

Du point de vue de la disponibilité des données en France, la banque de données HYDRO[1] regroupe une grande quantité de données observées sur les grands bassins français. Cette base de données a été crée en 1982 et elle est gérée par le Service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations (SCHAPI). Ces données sont en libre accès.

Mesures ponctuelles et télédétection

Jusqu'ici, seulement des mesures ponctuelles (sauf le radar météorologique et l'ADCP) ont été décrites. Ces mesures ne permettent pas toujours de saisir la va-

[1] http ://hydro.eaufrance.fr

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

riabilité spatiale des quantités mesurées. Ceci est un problème, car le fonctionnement des systèmes est souvent très dépendent de cette variabilité. La télédétection permet d'obtenir une couverture spatiale beaucoup mieux résolue de certains paramètres.

La télédétection permet d'obtenir de l'information spatialisée sur un objet étudié, en analysant le rayonnement émis ou réfléchi par l'objet et mesuré par un capteur embarqué sur un avion ou un satellite. Moyennant ces techniques il est possible de connaître l'orographie du bassin (modèles numériques du terrain), de connaître l'occupation des sols, d'estimer l'humidité du sol et, pour des très grands bassins, d'estimer les débits et les zones inondées. Cependant, pour ces deux dernières applications, les techniques ne sont pas encore suffisamment mûres. Un grand nombre de difficultés doivent encore être surmontées avant que son usage se répande.

2.3 Modélisation

Les modèles sont des outils très intéressants pour étudier le cycle de l'eau. En hydrologie, les modèles numériques sont utilisés pour tester des hypothèses et comprendre des processus (Beven, 1989), connaître l'état d'un système dans un moment particulier ou prévoir l'évolution future du système. Dans ce dernier cas, l'étude peut être faite dans un cadre hypothétique (Que se passe-t-il si ... ?), ou plus réaliste (prévision). Selon les buts du modélisateur, le modèle peut être construit de manière très différente.

Lorsque les modèles sont utilisés pour tester des hypothèses sur le fonctionnement d'un système, le modélisateur élabore un jeu d'hypothèses qui décrit le fonctionnement du bassin versant. En partant de ces hypothèses, il construira un modèle qui va essayer de reproduire ce fonctionnement. Une fois construit, le modèle sera comparé à la réalité en utilisant les observations disponibles. Selon la performance de ce modèle, le modélisateur fera une critique des hypothèses, qui lui permettra de les reformuler et de les améliorer. Le nouveau modèle sera testé à nouveau. Cette démarche itérative permet de construire des modèles chaque fois plus affinés et, surtout, de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes.

Mais l'intérêt des modèles ne se limite pas à cette application. Les modèles peuvent être utilisés pour compléter notre connaissance de l'état d'un système. Dans la section 2.2, on a indiqué qu'il est très difficile de mesurer les principales variables qui décrivent les systèmes hydrologiques, notamment l'évaporation et l'humidité du sol. Dans ce cas, d'autres observations disponibles (débit, précipitation, température, vent, ...) peuvent être utilisées pour déduire les valeurs des variables inconnues (par exemple l'humidité du sol et l'évaporation) avec l'aide du modèle.

La prévision est un des usages les plus connus des modèles. Par exemple, si l'état du bassin pour un instant donné est connu et une prévision d'une variable importante (la pluie par exemple) est disponible, le modèle peut être utilisé pour obtenir une prévision d'une autre variable. Le cas le plus typique est l'obtention d'une prévision de débit fonction d'une prévision de précipitation. Cela peut se faire à court terme, pour faire de la prévision, ou à long terme, pour étudier les impacts du changement climatique, par exemple. Une démarche similaire est utilisée lorsque

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

le modélisateur veut évaluer les conséquences d'un évènement (éventuellement fictif) particulier. Par exemple, cette maison serait-elle inondée si un jour il pleut une quantité de précipitation donnée sur un sol déjà saturé ? Dans ce cas, les entrées du modèle ne proviennent pas d'une prévision, mais d'un hypothèse. En fait, la modélisation est très utilisée en hydrologie, en raison de la demande sociale de prévoir des évènements nuisibles pour la population (prévention et prévision des inondations), pour améliorer la gestion des ressources en eau, pour gérer mieux le territoire, etc.

Les échelles jouent également un rôle important pour définir la nature du modèle. Celles-ci peuvent être très différentes dans le temps et l'espace. Ainsi, les modèles peuvent être utilisés pour des études globale au pas mensuel, à l'échelle des grands bassins comme le Rhône au pas de temps journalier, pour des évènements courts sur des petits bassins au pas de temps horaire ou même à l'échelle du paysage, en tenant compte des effets des limites de champs agricoles, des routes, etc.

2.3.1 Les différentes approches en modélisation hydrologique

À cause de la diversité d'objectifs et d'échelles, plusieurs approches de la modélisation des systèmes hydrologiques se sont développées. En simplifiant, les modèles déterministes peuvent être classifiés selon leur approche de modélisation (physique ou conceptuelle), ou selon leur description de l'espace (globale ou distribuée).

La différence entre modèle physique et conceptuel réside dans la façon de décrire les processus. Les modèles physiques suivent une approche nommée en anglais *bottom-up*, c'est à dire, décrivent le système à partir du fonctionnement de ses constituants. Les équations utilisées décrivent des processus qui ont lieu à l'échelle du point (qui a une taille de l'ordre du décimètre, pour fixer les idées), par exemple, l'infiltration de l'eau dans le sol. L'agrégation des calculs sur ces points élémentaires, permet de simuler le bassin complet. Par contre, les modèles conceptuels suivent une démarche opposée : ils ne cherchent pas à décrire le fonctionnement des constituants du système, mais le système dans son ensemble. Cependant, ces modèles peuvent être considérés comme distribués dans une certaine mesure si le bassin est subdivisé en sous-bassins et un modèle est appliqué à chaque unité.

Cependant, cette classification des modèles reste schématique et ne reflète pas exactement la réalité. Kirchner (2006) a souligné que, en raison de contraintes multiples, les modèles physiques se voient obligés de traiter certains processus de façon empirique. Ceci est en général lié au changement d'échelle d'application d'équations valable pour un point. Les modèles physiques divisent le bassin versant en unités de calcul. La division peut être faite, par exemple, par rapport à une grille carrée d'une résolution de l'ordre du kilomètre. Ainsi, le modèle physique applique des équations construites pour décrire des processus à une échelle de l'ordre du décimètre, sur une surface de l'ordre du kilomètre. Ce faisant, on suppose que les équations du modèle décrivent de façon pertinente les processus, malgré le changement d'échelle, s'il est considéré que les paramètres (par exemple, la conductivité hydraulique) ne représentent plus une valeur mesurée, mais une valeur effective. Cette hypothèse est forte et n'est pas sans poser problème parfois. En fait, les modèles physiques, à l'échelle de la maille de calcul, ont également un degré de conceptualisation et de globalité.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Certains auteurs (Beven, 1995) ont fortement critiqué cette approche, cependant, d'autres (Refsgaard, 2007) ont une approche plus pragmatique, en reconnaissant les limitations des modèles physiques, tout en tenant compte des incertitudes. En fait, Varado (2004) propose de surmonter ces querelles en regardant la modélisation avec un oeil similaire à celui des météorologues, qui distinguent bien entre les processus résolus et les processus sous-maille. Cette analogie est très intéressante, mais doit être utilisée avec précaution, car les modèles atmosphériques ne répondent pas aux changements d'échelle de la même façon que les modèles hydrologiques. Malgré cette limitation cette approche est très utilisée. C'est celle qui est utilisée dans ce mémoire.

Mais, comment se comparent les différents types de modèles ? Pourquoi dans certains cas un modèle complètement conceptuel et global est utilisé, alors que dans d'autres cas un modèle distribué et physique sera préféré ? Les modèles globaux sont très pertinents pour la simulation de débits à l'exutoire du bassin. Leur structure est simple, au niveau technique et au niveau conceptuel, il est donc plus facile de travailler avec eux, en particulier pour des applications opérationnelles. Leur nombre réduit de paramètres facilite la calibration et la validation. Leur simplicité, permet aussi d'appliquer des méthodes sophistiquées de calibration, comme GLUE (Beven et Binley, 1992), qui permettent de mieux évaluer les incertitudes. Cependant, les paramètres de ces modèles n'ont pas de lien avec des quantités mesurables, ils ne permettent pas de comprendre en détail le fonctionnement interne du système. De plus, ces paramètres sont calibrés pour des conditions spécifiques du bassin, donc ils ne sont pas très adéquats pour réaliser des études où ces conditions, ou ses forçages externes sont modifiés, comme par exemple pour le cas des études d'impact du changement climatique. Les modèles physiques et distribués, sont plus lourds et difficiles à implémenter, ils ont besoin de plus de puissance de calcul et, surtout, d'une grande quantité de données en entrée. Ils nécessitent des bases de données comprenant de nombreux paramètres pour leur mise en place. Ils sont très utiles pour comprendre les processus qui ont lieu dans le système. Comme ils décrivent mieux les processus élémentaires, on peut raisonnablement leur accorder une meilleure confiance dans le cadre d'une évolution du système. C'est en particulier vrai pour les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie, sujet abordé dans cette thèse.

2.3.2 Le processus de construction des modèles

Refsgaard (1997) propose une protocole à suivre pour le développement des modèles hydrologiques (Fig. 2.3). Selon ce protocole, la première étape est la définition de l'objectif du modèle. Il est important de souligner l'importance de cette étape, souvent négligée, car tous les choix ultérieurs vont dépendre de cet objectif. L'étape suivante est le développement d'un modèle théorique du système, dontles équations seront ensuite codées (si le code n'existe pas déjà). Une fois le code disponible et testé, il pourra être implémenté sur la région d'étude, en utilisant des données en entré qui auront été collectées auparavant. Ceci clôt la construction du modèle proprement dit. Ensuite, le modèle doit être calibré et validé. Mais, pour cela, il faut auparavant définir les critères qui vont être utilisés pour évaluer la pertinence de la calibration (Sec. 2.3.4). Une fois le modèle calibré et validé, les simulations peuvent être réalisées. En fonction

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

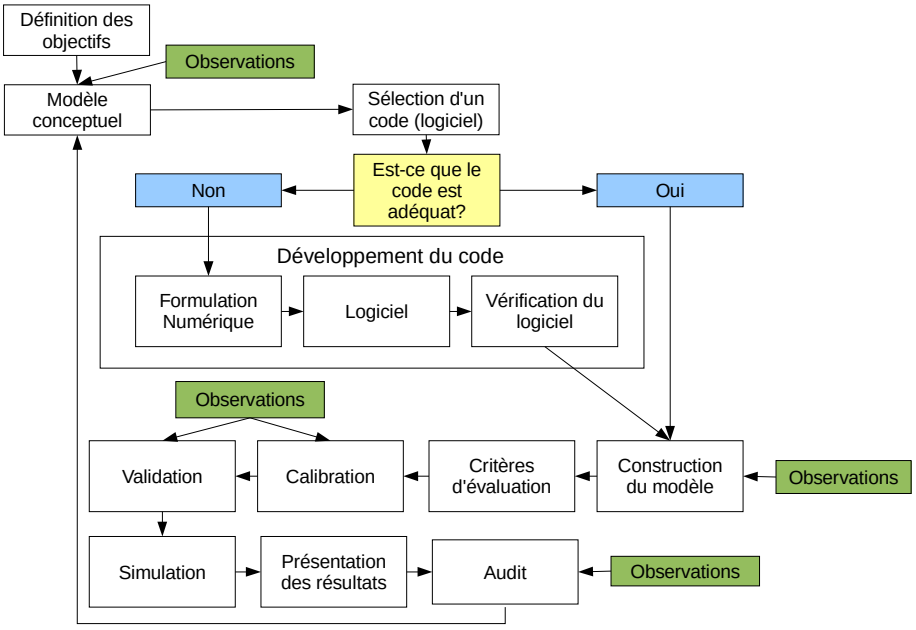


FIG. 2.3: Protocole de modélisation hydrologique (Refsgaard, 1997)

des résultats obtenus, l'ensemble du processus pourra éventuellement être revu.

2.3.3 Calibration et validation

Les modèles physiques sont très gourmands en paramètres. Ils ont besoin d'information sur des milieux assez complexes, comme la végétation et le sol, pour chaque unité de calcul. Des bases de données de paramètres assez complètes, agrègeant des informations issues d'observations satellitaires, d'observations sur le terrain, etc., existent (Masson *et al.*, 2003). Cependant, comme il a été dit auparavant, une partie des processus ne sont pas simulés à l'échelle de la maille, mais par des paramétrisations sous-maille. Dans ce cas, certains paramètres sont d'origine empirique et ne peuvent pas être obtenus à partir de ce type de base de données. Dans ce cas, l'utilisation de la calibration est indispensable.

La calibration est l'action de rechercher les valeurs des paramètres qui font que le modèle s'approche le plus possible de la réalité. Pour ce faire, il faut disposer d'observations qui permettent de comparer les sorties du modèle à la réalité.

La calibration est toujours un exercice délicat, car, dans le cas des modèles physiques, on manque toujours d'observations pour comparer le modèle à la réalité. Cette comparaison est donc souvent partielle. Par exemple, on peut calibrer un modèle qui calcule des évaporations, des flux de carbone, des débits, des niveaux des nappes, etc., seulement par rapport aux débits. En ce faisant, il se peut qu'on trouve des valeurs irréalistes des paramètres, mais qui donnent des bons débits. En conséquence, il faut être très transparent et honnête dans la réalisation d'une telle démarche.

Un fois le modèle calibré, il faut vérifier que le modèle décrit de façon adéquate le système réel. Il n'est pas possible de vérifier l'ensemble d'un modèle, car on sait tou-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

jours que le modèle n'est pas vrai : en construisant le modèle, beaucoup d'hypothèses simplificatrices ont été faites, et, même dans le cas où ces hypothèses n'auraient pas été faites, on n'aurait jamais suffisamment de données en entrée pour qualifier le modèle de vrai (Oreskes *et al.*, 1994). En résumé, on ne peut que démontrer que les modèles sont faux et ils sont toujours faux. En conséquence il est mieux de parler de validation que de vérification des modèles.

Validation est un mot qui dénote la légitimité du modèle par rapport à des attentes préétablies. Mais, Oreskes *et al.* (1994) trouvent que le mot "validation" est trompeur car dans la littérature il est souvent utilisé de façon identique au mot "vérification" et ils proposent d'utiliser le mot "confirmation". Dans ce mémoire on ne rentrera pas dans cette guerre de mots et le mot qui est le plus utilisé dans communauté sera adopté, c'est à dire : "validation". Mais en faisant la différences avec "vérification". On ne cherche pas a montrer que le modèle construit est vrai, car ceci est impossible, on cherche a montrer que le modèle reproduit le système étudié de façon raisonnable, par rapport à des objectifs clairs.

Dans le Chap (6) un modèle hydrologique à base physique et distribué sera calibré et les problèmes liés à la calibration et la validation seront discutés avec plus de détails.

2.3.4 Critères pour l'évaluation des modèles hydrologiques

Il est toujours difficile de définir ce qu'est un modèle pertinent dans un contexte donné. De plus, même dans un contexte bien défini, l'évaluation de la performance d'un modèle hydrologique n'est pas facile car il n'y a pas un critère objectif qui soit meilleur que les autres pour évaluer les modèles (Weglarczyk, 1998). En conséquence, le choix des critères utilisés pour évaluer la pertinence de la simulation des débits dépend principalement des applications du modèle (Perrin *et al.*, 2001) et des objectifs recherchés.

Un modélisateur peut chercher à simuler différentes caractéristiques du modèle (Dingman, 2002), par exemple :

1. La capacité à reproduire la moyenne, à long terme ou spatialement, de la valeur d'une quantité.
2. La capacité à reproduire la variabilité générale.
3. La capacité à minimiser les erreurs absolues et relatives.
4. La capacité à reproduire les valeurs maximales de la série (crues).
5. La capacité à reproduire les valeurs minimales de la série (débit d'étiage).
6. La capacité à reproduire les structures de variabilité spatiale ou saisonnière.

Les objectifs de la modélisation permettront de trouver des critères qui permettent d'évaluer ces caractéristiques.

Certains critères sont très utilisés dans la littérature, par exemple, le critère de Nash et Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) ou la corrélation. Cependant, il ne faut pas les utiliser sans réflexion préalable, car il faut connaître précisément la sensibilité de chaque critère et comment la valeur assignée à chaque critère doit être interprétée.

Un grand nombre de critères statistiques est utilisé en hydrologie pour évaluer la simulation des débits. Ces critères ne sont pas tous indépendants les uns des autres, il

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

y en a beaucoup qui sont des modifications de quelques critères de base. Par la suite, on verra ces critères et leurs dérivations.

Les valeurs de débit simulées et observées sont liés par l'erreur de la suivante façon :

$$Q_s = Q_o + \Delta Q_s$$

Q_s étant la valeur simulée et Q_o la valeur observée. On définit aussi leurs moyennes m_s et m_o .

Les critères de base sont :

- L'erreur maximale absolue : $MAE = max|\Delta Q_s|$
- L'erreur quadratique moyenne : $MSE = \overline{\Delta Q_s^2}$
- L'erreur absolue moyenne : $MAE = \overline{|\Delta Q_s|}$
- Le biais : $B = m_s - m_o$

Ces critères pourraient être suffisants pour évaluer la simulation, mais, ce sont des critères dérivés qui donnent une information plus intuitive. Par contre, les critères dérivés peuvent utiliser les mêmes critères de base et sont mutuellement dépendants. C'est une source d'erreur pour l'utilisateur (Weglarczyk, 1998).

Le critère dérivé le plus connu est le critère de Nash et Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) ou efficacité :

$$CR1 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{o,i} - \overline{Q_o})^2} \tag{2.1}$$

Ce critère est dérivé de l'erreur quadratique moyenne et compare la performance du modèle par rapport à un modèle naïf qui donnerait comme résultat la moyenne du débit observé pendant la période. Si la simulation est parfaite l'efficacité est 1 et si le modèle est meilleur que le modèle naïf, l'efficacité est plus grande que zéro. Ce critère est très sensible aux grandes erreurs, donc, aux erreurs correspondantes aux pics de crue.

Perrin *et al.* (2001); Johnson *et al.* (2003) proposent deux autres critères.

Le premier, dérivé de l'erreur absolue moyenne, est construit de la façon suivante :

$$CR2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}|Q_{o,i} - Q_{s,i}|}{\sum_{i=1}^{n}|Q_{o,i} - \overline{Q_o}|} \tag{2.2}$$

En étant basé sur le MAE, ce critère est moins sensible aux grandes erreurs.

Le deuxième est dérivé du biais :

$$CR3 = 1 - \left| \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{s,i}}{\sum_{i=1}^{n} Q_{o,i}}} - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{o,i}}{\sum_{i=1}^{n} Q_{s,i}}} \right| \tag{2.3}$$

Ce critère est un indicateur de l'habilité du modèle à reproduire les volumes d'eau.

À coté des critères objectives, on utilise souvent des critères subjectives, comme par exemple, la critique des graphiques qui représentent les chroniques du débit. Les critères graphiques ne sont pas très fiables car ils sont fortement subjectifs. De toute façon, le manque d'un bon critère objectif fait qu'il est nécessaire de s'appuyer aussi sur les critères graphiques.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Le critère graphique le plus évident est la comparaison directe des hydrogrammes observés et simulés. Mais il existe d'autres critères graphiques intéressants, par exemple, la distribution de probabilité de dépassement d'un seuil ou la distribution cumulé de l'erreur absolue.

Pour faciliter la calibration et la vérification des modèles, il faudrait utiliser un petit nombre de critères, car l'augmentation de critères augmente la probabilité de contradictions entre eux, et rend plus difficile la calibration et l'évaluation.

Dans le Chap. (6) le modèle SIM (Chap. 3) est amélioré et validé. Pour la validation, quelques critères statistiques décrits ici sont utilisés. Le modèle SIM est un modèle généraliste, c'est à dire, par rapport à la liste des objectifs possibles presentée au début de cette section, SIM cherche à bien réproduire la moyenne et la variabilité générale. En conséquence, le critère de Nash et Sutcliffe et le biais (rapport de lames d'eau) sont utilisés. L'inspection graphique des chroniques de débits simulés, permet d'interpréter les résultats de la simulation.

2.4 Conclusion

Le cycle hydrologique est très important pour l'Homme, principalement parce que sa vie dépend très fortement de la disponibilité en eau, mais aussi parce que nous habitons sur les mêmes bassins versants où les phénomènes hydrologiques ont lieu, notamment, les crues. Alors, une bonne connaissance du système permet de s'assurer de la disponibilité en eau pour les villes, l'agriculture et l'industrie, mais aussi d'éviter les dégâts qui peuvent être causés par des phénomènes hydrologiques extrêmes.

Les modèles hydrologiques sont des outils précieux pour étudier le cycle hydrologique. En raison de la diversité d'objectifs qu'ont les modélisateurs et les décideurs, plusieurs stratégies de modélisation se sont développées. Par exemple, on dispose de modèles conceptuels et globaux qui sont très performants pour la prévision des débits et de modèles à base physique et distribués qui donnent une vision très globale de l'hydrosystème et permettent de mieux comprendre les processus. Cependant, malgré les succès des modèles, il y a des difficultés importantes auxquelles doivent faire face les modélisateurs. Par exemple, il est difficile de disposer d'observations de qualité pour calibrer et valider les modèles. Même en ayant des données disponibles, la calibration et la validation des modèles peut poser des difficultés théoriques et, finalement, il est difficile d'évaluer de façon objective la performance des modèles.

Malgré toutes ces difficultés, la modélisation offre des résultats très intéressants pour l'étude hydrologique. Ainsi, cette étude utilise la modélisation pour étudier les impacts du changement climatique sur les hydrosystèmes du sud-est de la France.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 3

Le modèle SIM appliqué à la France

3.1 Introduction

Le modèle hydrologique utilisé dans cette étude est SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM). SIM est un modèle distribué et à base physique (ces termes on été définis dans la section 2.3.1) composé de trois modèles (Fig. 3.1). SAFRAN est une analyse atmosphérique qui fournit toutes les variables nécessaires pour forcer le schéma de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT). ISBA est un SVAT qui calcule les bilans d'eau et d'énergie en surface, en tenant compte de la végétation et de la neige. Ce modèle calcule parmi d'autres flux, le ruissellement de surface et le drainage du sol profond. Puis ceux-ci sont transférés vers le modèle hydrogéologique MODCOU qui calcule le transfert de l'eau vers la rivière et dans la rivière. MODCOU simule aussi l'évolution des niveaux de la nappe aquifère. Sur la France, les nappes sont simulées dans les bassins du Rhône et de la Seine.

SIM est né en réponse au besoin de valider le modèle ISBA pour de grands régions et de longues périodes de temps. Habets (1998) a réalisé le couplage d'ISBA avec MODCOU pour le valider via la simulation de débits. Le modèle a été appliqué au bassin de l'Adour (Habets *et al.*, 1999b), du Rhône (Etchevers *et al.*, 2001), de la Garonne (Morel, 2003), de la Seine (Rousset *et al.*, 2004) et de la Maritsa, en Bulgarie (Artinyan *et al.*, 2008). En 2003 il a été étendu sur toute la France (Habets *et al.*, 2008). SIM est maintenant un modèle hydrométéorologique utilisé en opérationnel et en recherche. En opérationnel il est utilisé pour le suivi hydrique et la sécheresse, en recherche il est utilisé, par exemple, pour des études de l'impact du changement climatique (Etchevers *et al.*, 2002; Caballero *et al.*, 2007) ou pour la prévision d'ensemble des débits (Rousset-Regimbeau, 2006).

Dans ce chapitre, les différentes composantes du modèle sont décrites et sa performance en France et sur la région méditerranéenne est détaillée.

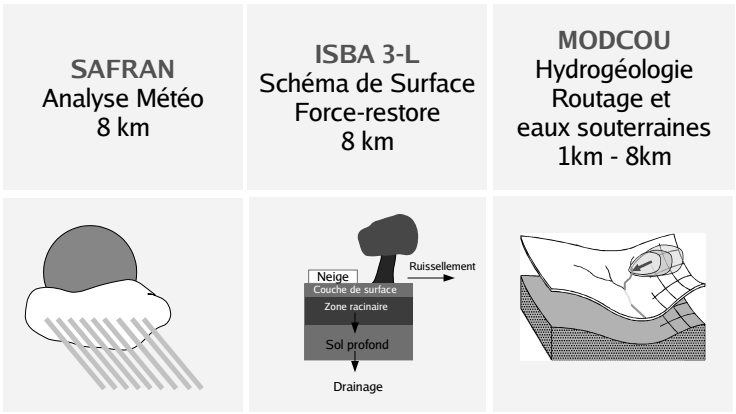


FIG. 3.1: Schéma du modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU. SAFRAN est une analyse météorologique, ISBA est un schéma de transfert sol-végétation-atmosphère et MODCOU est un modèle hydrogéologique.

3.2 L'analyse météorologique SAFRAN

Le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) (Durand *et al.*, 1993, 1999) est une analyse atmosphérique à mésoéchelle construite pendant les années 90. Son objectif était de fournir les forçages atmosphériques nécessaires pour le modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992), dans le cadre de la prévision des avalanches. Ainsi, SAFRAN devait fournir au modèle de neige CROCUS, au pas de temps horaire, pour des niveaux d'altitude prédéfinis, plusieurs massifs montagneux et plusieurs versants, les paramètres nécessaires à la neige. Plus récemment, dans le cadre du développement de SIM sur la France, SAFRAN a été étendu pour couvrir toute la France métropolitaine.

La méthode utilisée par SAFRAN pour produire les analyses de la plupart des paramètres est l'interpolation optimale (Gandin, 1963) et son unité de travail est la région climatiquement homogène. Ces régions ont une forme irrégulière et leur taille est normalement inférieure à 1000 km^2. La zone est dite "climatiquement homogène" car les gradients climatiques horizontaux (spécialement pour les précipitations) sont faibles. Alors, SAFRAN estime une valeur pour chaque paramètre, pour chaque zone et pour chaque niveau d'altitude. Les zones ne sont pas isolées, et les observations utilisées peuvent être dans la zone ou à l'extérieur de la zone, car le modèle utilise les observations des zones voisines avec un poids moindre si nécessaire. Après avoir obtenu les valeurs pour les zones, l'analyse est interpolée sur une grille régulière. Dans ce cas, à l'intérieur d'une zone, les différences entre mailles sont dues seulement aux différences d'altitude.

Le processus d'analyse, qui est schématisé sur la Fig. 3.2, est le suivant.

1. Dans une première phase, SAFRAN fait un contrôle de qualité des observations.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

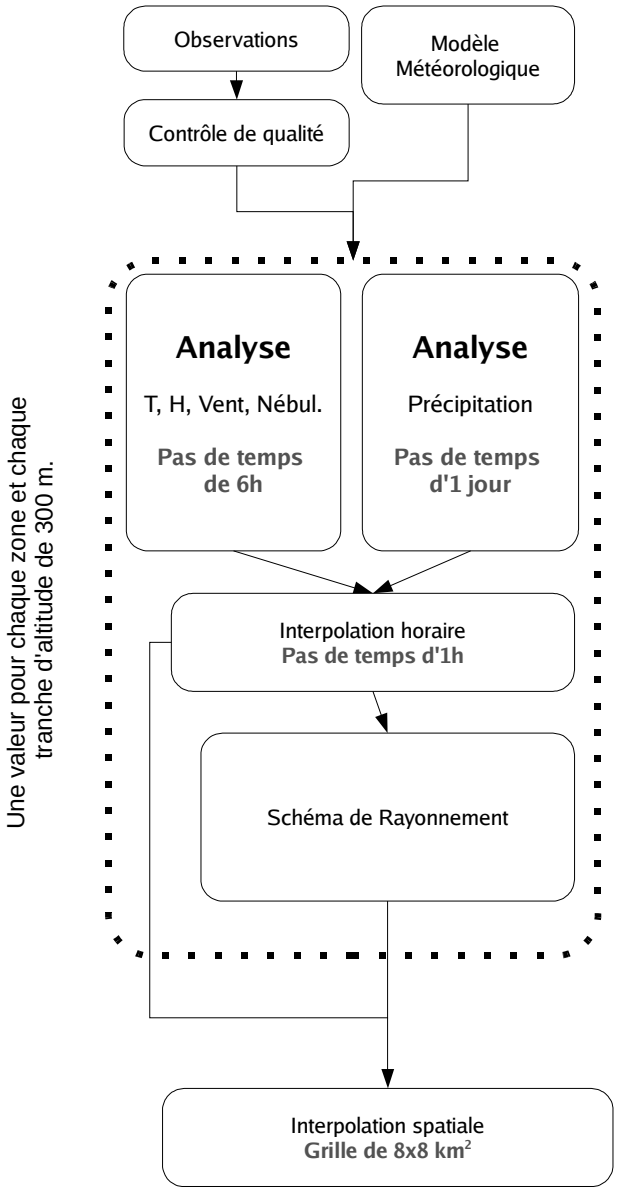


FIG. 3.2: Schéma simplifié du fonctionnement de l'analyse météorologique SAFRAN. Les principaux processus liés à l'eau sont indiqués.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Ceci est fait par une procédure itérative qui compare les valeurs analysées et observées au point d'observation.

2. Ensuite, les analyses de température, humidité, vitesse du vent et nébulosité sont faites au pas de temps de 6 heures en utilisant toutes les observations disponibles. Pour cela, une ébauche provenant d'un modèle de grande échelle, par exemple Arpège, est utilisée. Les profils verticaux sont calculés sur des tranches de 300 m. L'analyse de précipitation est faite au pas de temps journalier (à 6h UTC) pour inclure dans l'analyse les observations des pluviomètres, qui mesurent la précipitation au pas journalier, en particulier, ceux du réseau climatologique et nivologique.
3. Après, les analyses sont interpolées au pas de temps horaire. Le processus suit les étapes suivantes :
   (a) Les profils de température, humidité et nébulosité, et le vent de surface sont interpolés linéairement.
   (b) Les profils de rayonnement solaire (direct et diffus) et le rayonnement infrarouge descendant sont calculés moyennant un schéma de transfert radiatif (Ritter et Geleyn, 1992) qui utilise les profils verticaux calculés auparavant.
   (c) L'analyse de température à 2 m est légèrement corrigée à 12h UTC en utilisant le maximum journalier observé.
   (d) Après, la température à 2 m est ajustée au pas horaire en utilisant le rayonnement solaire et une relaxation vers une température d'équilibre (Martin et Mainguy, 1988).
   (e) Pour le maintien d'un contenu en eau de l'air constant, quelques corrections sont appliquées à l'humidité.
   (f) La détermination de la précipitation horaire est faite en quatre étapes.
      i. Détermination de l'isotherme 0℃ la plus élevée.
      ii. La détermination de l'altitude de transition eau-neige au pas horaire est basée sur l'étape antérieure, les observations et le gradient vertical de température.
      iii. La proportion entre l'eau liquide et la neige est basée sur la proportion observée ou estimée sur chaque site d'observation. Ceci est fait au pas horaire en utilisant les résultats de l'étape antérieure.
      iv. Finalement, la quantité horaire de précipitation liquide et solide est estimée en utilisant l'humidité relative et les contraintes des proportions estimées auparavant.
4. Dans la version de SAFRAN appliquée sur toute la France, après l'interpolation horaire, l'analyse est interpolée spatialement sur la grille d'ISBA (8 km, voir section suivante) en tenant compte des différences d'altitude entre les mailles de la zone. Contrairement à la version de SAFRAN utilisée pour les avalanches, dans ce cas les différents versants des montagnes ne sont pas pris en compte.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

3.3 Le modèle de surface ISBA

Interface Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA) (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996) est un schéma de transfert sol-végétation-atmosphère, c'est-à-dire, qu'il simule les échanges d'eau et d'énergie entre les trois composantes du système formé par la surface du sol, la végétation et les basses couches de l'atmosphère. Il est utilisé dans plusieurs modèles atmosphériques de Météo-France, par exemple, Arpège, Aladin ou Méso-NH, mais aussi avec d'autres types modèles comme le modèle hydrologique MODCOU.

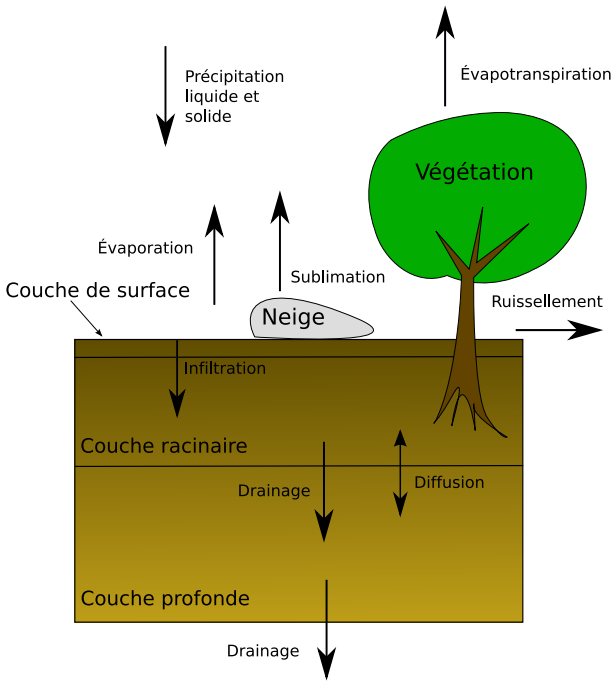


FIG. 3.3: Schéma simplifié du fonctionnement du modèle de surface ISBA. Les flèches montrent les principaux flux d'eau.

Le modèle, dans sa version originale, utilise la méthode *force-restore* pour calculer l'évolution de l'eau et de la température dans le sol. Cette méthode est une simplification des principes physiques décrivant les transfert d'eau et d'énergie dans le sol. Elle suppose que la température et la quantité d'eau évoluent sous l'action d'une contrainte (ou force), et sont rappelées vers une situation d'équilibre (ou *restore term*). C'est une méthode robuste et peu coûteuse en temps de calcul et en variables physiques. La version originale du modèle, qui décrivait le sol avec deux couches, a évolué avec le temps : Mahfouf et Noilhan (1996) ont introduit un drainage gravitationnel, Douville *et al.* (1995) un nouveau schéma de neige simplifié, Habets *et al.* (1999b) une description du ruissellement sous-maille, Boone *et al.* (1999) une nouvelle couche hydrologique dans le sol, Habets *et al.* (1999a) et Etchevers *et al.* (2001) un drainage sous-maille, Boone *et al.* (2000) les effets de la glace et une description du sol multicouche, Boone et Etchevers (2001) un schéma explicite de neige à trois couches, Calvet *et al.* (1998)

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

une végétation interactive avec l'environnement et Decharme *et al.* (2006) un profil exponentiel de conductivité hydraulique.

La version d'ISBA utilisée dans SIM est la *force-restore* à trois couches (Boone *et al.*, 1999) avec le schéma de neige explicite à trois couches (Boone et Etchevers, 2001). Deux bilans d'énergie sont donc calculés, un sur le sol et la végétation et l'autre sur la neige. La Fig. (3.3) montre de façon schématique le fonctionnement du modèle. Dans les sections suivantes, ses principales caractéristiques seront décrites.

3.3.1 Variables

ISBA a 11 variables pronostiques : la température de surface (T_s), la température du sol profond (T_2), le contenu en eau de la couche de surface (w_g), de la zone racinaire (w_2), du réservoir profond (w_3) et du réservoir d'interception de la végétation (w_r) et, finalement, les contenus en glace du sol (w_{gi_1} et w_{gi_2}) et les variables concernant la neige (qui est representée par trois couches i) : l'équivalent en eau du manteau neigeux (w_{si}), l'épaisseur (d_{si}), la quantité de chaleur stockée dans la neige (h_{si}) l'albédo de la neige (α_n), et la masse volumique (ρ_{ni}).

3.3.2 Paramètres

Les schémas de surface doivent décrire un système complexe et fortement hétérogène, pour cela ils doivent prendre en compte les caractéristiques de ces différents éléments. Dans ISBA, les propriétés de l'ensemble sol-végétation sont décrites à partir d'un jeu de paramètres, qui peut se regrouper en deux grands blocs : les paramètres primaires et secondaires.

1. Les **paramètres primaires** sont la texture du sol (décrite par les pourcentages de sable et d'argile) et le type de végétation.
2. Les **paramètres secondaires** sont estimés à partir des paramètres primaires :
   (a) **Les paramètres liés au sol** : le contenu en eau à la saturation (w_{sat}), la capacité au champ (w_{fc}), le point de flétrissement (w_{wilt}), la conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}), les vitesses de drainage (C_i), les propriétés thermiques, etc.
   (b) **Les paramètres liés à la végétation** : la fraction de végétation (v), l'indice foliaire (LAI), la résistance stomatique minimale (R_{smin}), les longueurs de rugosité dynamique (z_{om}) et thermique (z_{oh}), la profondeur du sol (d_3) et la profondeur racinaire (d_2), l'albédo (α) et l'emissitivité (ϵ). Quatre de ces paramètres (v, LAI, z_{om} et α) évoluent avec le temps pour décrire les différents cycles de la végétation.

3.3.3 Forçages

Dans SIM, ISBA fonctionne toujours en mode forcé. Ses variables atmosphériques de forçage sont : les rayonnements solaire et atmosphérique descendants, les précipitations liquides et solides, la température de l'air à 2 m, la vitesse horizontale du vent à 10 m,

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

l'humidité spécifique de l'air à 2 m et la pression atmosphérique à la surface. En général, c'est SAFRAN qui fournit ces données, mais celles-ci peuvent aussi provenir, par exemple, de la désagrégation d'un modèle de climat régional, comme sera fait dans le Chap. (8) de cette thèse.

3.3.4 Le bilan énergétique

Pour la fraction de sol sans neige, ISBA calcule le bilan d'énergie suivant :

$$R_n = H + LE + G \tag{3.1}$$

où H est le flux de chaleur sensible, LE est le flux de chaleur latente, G est le flux de chaleur vers le sol et R_n est le rayonnement net, qui est calculé à partir de l'expression suivante :

$$R_n = (1 - \alpha_t)R_G - \epsilon\sigma T_s^4 + \epsilon R_{AT} \tag{3.2}$$

où σ est la constante de Stefan Boltzmann, α_t l'albédo total (sol et végétation), $R_G(1-\alpha_t)$ le rayonnement solaire descendant absorbé, ϵR_{AT} le rayonnement atmosphérique absorbé et $\epsilon\sigma T_s^4$ le rayonnement infrarouge émis par la surface. Le flux de chaleur latent (LE) fait le lien entre le bilan d'énergie et le bilan d'eau.

L'évolution de la température du sol est décrite par les équations suivantes :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \tag{3.3}$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \tag{3.4}$$

La température de surface T_s évolue à la fois sous l'influence du flux de chaleur dans le sol ($G = R_n - H - LE$) et d'un terme de rappel à la température du sol profond T_2. Le coefficient C_T est la capacité thermique de l'ensemble sol-végétation. La température du sol profond (T_2) est la moyenne journalière de la température de surface, son évolution dépend d'un terme de rappel vers T_s avec une constante de temps τ d'un jour.

3.3.5 Le bilan hydrique

Le bilan hydrique d'ISBA répond à l'équation

$$P = E + R_s + D + \Delta w \tag{3.5}$$

où P est la précipitation, E l'évaporation, R_s le ruissellement, D le drainage et Δw est le l'évolution du stock d'eau dans le sol.

Une partie de l'eau précipitée (P) est interceptée par la végétation qui agit comme un réservoir d'interception. L'eau dans ce réservoir évolue de la façon suivante :

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = vP - E_r - R_r \tag{3.6}$$

avec la condition

$$0 \leq w_i \leq w_{rmax} \tag{3.7}$$

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

v est la fraction de végétation, E_r est l'évaporation de ce réservoir et R_r est l'eau ruisselée à partir de ce réservoir. En effet, si $w_r = w_{rmax}$ alors l'excès d'eau est ruisselé (R_r). w_{rmax} dépend du développement de la végétation, et est calculé selon l'expression : $w_{rmax} = 0.2 \cdot LAI \cdot v$. L'eau qui n'est pas interceptée par la végétation tombe sur le sol. Puis, elle peut s'infiltrer (I) ou ruisseler (R_s). Ainsi, la quantité d'eau qui est infiltrée dans le sol est

$$I = (1 - v)P + R_r - R_s \tag{3.8}$$

c'est à dire, l'infiltration est la somme des précipitations non interceptées par la végétation, plus l'eau qui ruisselle depuis le réservoir d'interception de la végétation moins celle qui ruisselle sur la surface du sol. Alors, les contenus en eau des réservoirs du sol évoluent de façon similaire à la température :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho d_1}(I - E_g) - D_1 \tag{3.9}$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho d_2}(I - E_g - E_{tr}) - K_2 - D_2 \tag{3.10}$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 + D_2) - K_3 \tag{3.11}$$

avec la condition

$$w_{min} \leq w_i \leq w_{sat} \tag{3.12}$$

où w_i sont les contenus volumétriques en eau de chaque couche, w_{sat} est le contenu en eau à saturation, d_i sont les profondeurs des couches, ρ est la masse volumique de l'eau, E_g est l'évaporation sur le sol nu et E_{tr} est la transpiration de la végétation. Les D_i sont les termes de diffusion et les K_i les termes drainage gravitationnel. w_{min} est un seuil minimum, égal à $1 \cdot 10^{-3}$ $\mathrm{m^3\,m^{-3}}$, qui a été introduit par des raisons numériques.

La couche de surface (w_g) et la couche racinaire (w_2) interagissent avec l'atmosphère à travers l'évaporation du sol nu et l'infiltration. De plus, la végétation extrait de l'eau de la couche racinaire qui est, ensuite, évaporée (E_{tr}). La couche de surface peut perdre (ou gagner) de l'eau vers la couche racinaire moyennant la diffusion (D_1). La couche racinaire, et la couche profonde, peuvent perdre de l'eau par le bas moyennant le drainage gravitationnel (K_i) et échangent de l'eau avec les couches voisines à travers de la diffusion (D_i).

Évaporation

L'évaporation a plusieurs composantes :

$$E = E_g + E_v + E_s + E_{gi} + E_{sl} \tag{3.13}$$

Ces termes correspondent à l'évaporation sur sol nu (E_g), l'évaporation sur la végétation E_v et aux processus dans la neige : sublimation du manteau neigeux E_s, sublimation de la glace du sol E_{gi} et évaporation de l'eau liquide contenue dans la neige E_{sl}.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'évaporation sur sol nu dépend des propriétés de l'air et de l'humidité relative de la surface du sol, qui dépend du contenu en eau du sol et de la capacité au champ. Cette évaporation peut être négative pour tenir compte de la rosée. L'évaporation sur la végétation est composée de deux types d'évaporation, l'évaporation du réservoir d'interception (E_r) et la transpiration de la végétation (E_{tr}). Pour simplifier, ces processus ne seront pas décrits en détail.

Diffusion

Les phénomènes de diffusion sont décrits par les équations (Noilhan et Planton, 1989; Boone *et al.*, 1999)

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{eq}) \tag{3.14}$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \tag{3.15}$$

Le terme D_1 décrit les transferts d'eau verticaux à la fois ascendants et descendants entre la couche de surface et la zone racinaire. La différence $w_g - w_{eq}$ caractérise l'effet du gradient vertical du potentiel hydrique. w_{eq} représente le contenu en eau superficiel à l'équilibre des forces de gravité et de capillarité, sa valeur est une fonction de w_2 et des propriétés hydrauliques du sol. Si $w_g > w_2$ alors la couche de surface draine vers la zone racinaire, dans le cas contraire, le réservoir de surface est rechargé par capillarité. De façon similaire, D_2 décrit les échanges par diffusion entre la couche racinaire et la profonde.

C_2 et C_4 sont les paramètres de rappel (ou *force-restore*) pour la diffusion. C_2 est fonction des contenus en eau du sol et d'un paramètre empirique. C_4 peut être calculé de façon analytique à partir des équation Eq.(3.9) et Eq. (3.10) et de l'équation de Darcy mais dans ISBA il est déterminé par une équation empirique qui dépend de l'humidité du sol et d'un paramètre qui dépend de la texture (Noilhan et Lacarrère, 1995).

Drainage

En suivant la même philosophie *force-restore*, le drainage gravitationnel est décrit par les équations (Mahfouf et Noilhan, 1996; Boone *et al.*, 1999) suivantes :

$$K_2 = \frac{C_3}{\tau}\frac{d_3}{d_2}\max[w_{d2}, (w_2 - w_{fc})] \tag{3.16}$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau}\frac{d_3}{d_3 - d_2}\max[w_{d3}, (w_3 - w_{fc})] \tag{3.17}$$

où τ est une constante temporelle, w_{fc} est le contenu en eau à la capacité au champ et, finalement, w_{di} sont deux termes qui permettent un drainage résiduel en dessous de la capacité au champ w_{fc}.

C_3 est le paramètre *force-restore* qui décrit la vitesse à laquelle le profil d'humidité est restitué vers la capacité au champ partant de la saturation. Ce paramètre, de façon

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

similaire à la diffusion, peut être calculé de façon analytique et dépend des propriétes hydrauliques du sol. Cependant dans ISBA il est décrit par une équation empirique qui le lie à la texture du sol, plus concrètement, à la proportion d'argile (Noilhan et Lacarrère, 1995).

$$C_3 = 5.327 \cdot X_{clay}^{-1.043} \tag{3.18}$$

Dans la formulation initiale, $w_{di} = 0$ c'est à dire, quand $w_i \leq w_{fc}$ le drainage devenait nul, ce qui est en accord avec la physique du drainage gravitationnel. Cependant, avec cette formulation du drainage, le modèle SIM n'était pas capable de soutenir les étiages en été dans les bassins où une nappe était présente mais pas simulée. En effet, souvent, le débit d'étiage est soutenu grâce aux apports de la nappe. Pour résoudre ce problème, un drainage résiduel a été introduit dans ISBA (Habets *et al.*, 1999a) qui est activé seulement pour les mailles où une nappe existe, mais n'est pas simulée explicitement par MODCOU.

Dans cette formulation, w_{di} (pour chaque couche i) s'exprime de la façon suivante :

$$w_{di} = w_{drain} max\left(0, \frac{min(w_{fc}, w_i) - w_{g_{min}}}{w_{fc} - w_{g_{min}}}\right) \tag{3.19}$$

où w_{drain} est un paramètre à calibrer et $w_{g_{min}}$ est un paramètre numérique, arbitrairement petit, qui est rarement atteint.

L'estimation du w_{drain} (Caballero *et al.*, 2007; Habets *et al.*, 2008) est faite de façon à soutenir l'étiage. Ce-ci peut ce faire, par exemple, moyennant le décile observé le plus sec (Q_{10}) en utilisant l'équation suivante :

$$Q_{10} = w_{drain} \sum_i \frac{C_{3i}}{\tau} diSi \tag{3.20}$$

où i représente les mailles qui font partie du bassin correspondant à la station de mesure du débit utilisée, C_{3i} est le paramètre *force-restore* de la maille i, d_i est la profondeur totale du sol de la maille, S_i est la surface de la maille i par rapport à la surface du bassin et τ est une constante d'une journée.

Ruissellement

Dans ISBA, le ruissellement est produit par excès de saturation (mécanisme de Dunne, voir Chap. 2). Or, à l'échelle où ISBA est utilisé (8 km dans SIM) il faut tenir compte de la variabilité sous-maille de la saturation, car celle-ci n'est pas homogène sur toute la maille et, en conséquence, le ruissellement est produit avant que toute la maille soit saturée. Une description du ruissellement de Dunne, qui tient en compte de cette variabilité sous-maille, a été introduite par Habets *et al.* (1999b) en s'inspirant de la formulation du modèle VIC (Wood *et al.*, 1992; Dümenil et Todini, 1992).

Selon cette approche, qui est schématisée dans la Fig. (3.4), une maille est constituée d'une infinité de réservoirs élémentaires dont la capacité d'infiltration varie continuement entre 0 et une valeur maximale i_m. Le contenu en eau moyen de la maille (w_2) est la somme des contenus en eau de chacun de ces réservoirs.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

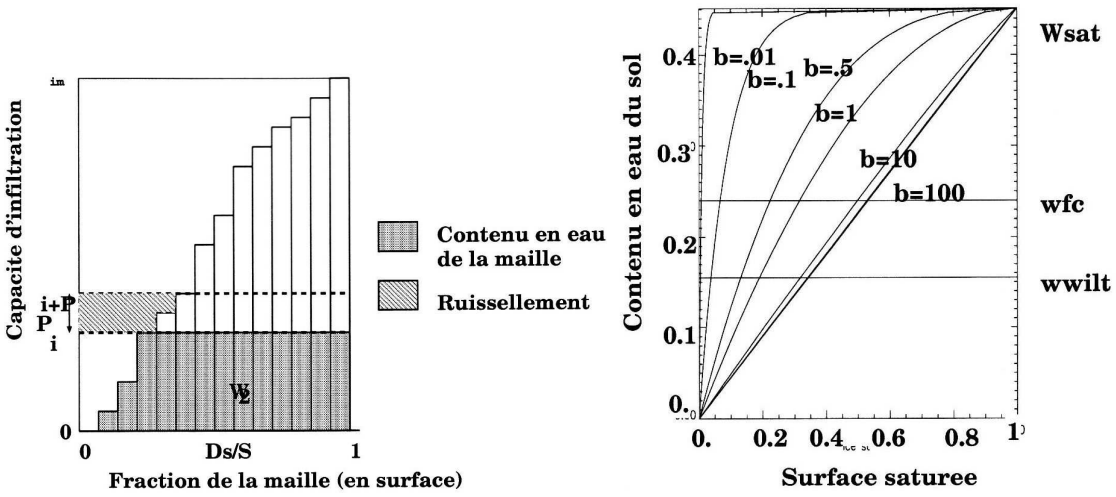


FIG. 3.4: Schéma simplifié du fonctionnement du ruissellement sous-maille d'ISBA, d'après Habets (1998). À gauche, le principe de fonctionnement, à droite, la variation de la proportion de maille saturée en fonction du contenu en eau du sol, pour différents valeurs du paramètre de courbure b.

On note i le contenu en eau des réservoirs élémentaires non saturés. Tous les réservoirs qui ont une capacité d'infiltration inférieure à i sont donc saturés. On note $A(i)$ la fraction de la maille qui est ainsi saturée.

Lors d'un événement pluvieux, si on considère que les précipitations se répartissent uniformément sur la maille, chaque réservoir recevant P, la fraction $A(i)$ déjà saturée ne peut plus stocker ce surplus d'eau et va donc l'évacuer par ruissellement. Les réservoirs élémentaires qui ont une capacité d'infiltration inférieure à $i + P$ vont se remplir puis ruisseler. Enfin, les autres réservoirs (avec une capacité d'infiltration supérieure à $i + P$) vont pouvoir stocker toute l'eau qu'ils reçoivent.

Le ruissellement est donc la somme des contributions des réservoirs élémentaires déjà saturés et de ceux qui se saturent lors de l'événement pluvieux.

Dans le schéma de ruissellement sous-maille, on suppose que la capacité d'infiltration de la maille suit la distribution suivante :

$$i = i_m \left[1 - (1 - A(i))^{\frac{1}{b}}\right] \Longleftrightarrow A(i) = 1 - \left(1 - \frac{i_0}{i_m}\right)^b \tag{3.21}$$

où $A(i)$ est la fraction de la maille pour laquelle la capacité d'infiltration est inférieure à i ($0 \leq A(i) \leq 1$), i_m est la capacité d'infiltration maximale de la maille, et b est le paramètre de courbure, qui contrôle la fonction de distribution A : le ruissellement est fort lorsque b est grand, et faible lorsque b est petit.

Pour la maille, la quantité d'eau ruissellée est donc :

$$Q_r = \int_i^{i+P} A(i)di = P + \frac{i_m}{b+1}\left[\left(1 - \frac{i+P}{i_m}\right)^{b+1} - \left(1 - \frac{i}{i_m}\right)^{b+1}\right] \tag{3.22}$$

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Pour un contenu en eau de la maille w_2, on a alors la fraction de la maille saturée $A(w_2)$:

$$A(w_2) = 1 - \left(1 - \frac{w_2}{w_{sat}}\right)^{\frac{b}{b+1}} \tag{3.23}$$

Il y a donc ainsi toujours du ruissellement sauf lorsque le contenu en eau est nul. Pour éviter des comportements irréalistes sur sol sec, il a été introduit un seuil w_{wilt} en-dessous duquel le ruissellement est nul :

$$w = w_2 - w_{wilt} \tag{3.24}$$

3.3.6 Neige

Selon Boone et Etchevers (2001), on peut distinguer trois classes de schémas de neige :

- Schémas simples : Le schéma de Douville *et al.* (1995), utilisé souvent dans ISBA, est un exemple de ce genre de schéma. Il est basé sur la méthode *force-restore* et gère un seul bilan d'énergie pour le continuum sol-végétation-atmosphere.
- Schémas complexes : Le modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) est un exemple de ce genre de modèle. CROCUS détaille explicitement les processus internes du manteau neigeux avec une résolution verticale très fine. En conséquence, en termes de temps de calcul, il est très lourd.
- Schémas intermédiaires : Boone (2000) a choisi un chemin intermédiaire, qui s'inspire des modèles plus complexes, mais en simplifiant au maximum les processus, en commençant par une réduction de la résolution verticale. Ce schéma est utilisé dans cette étude.

Dans ce schéma, un grand nombre de processus internes au manteau neigeux sont paramétrisés (absorption du rayonnement solaire incident, rétention d'eau liquide, transfert de chaleur, compaction de la neige...). Pour cela, le manteau est discrétisé en trois couches, qui est le nombre minimum permettant de simuler correctement les gradients thermiques entre le haut et la base du manteau, pour lesquelles le modèle calcule l'évolution de trois variables pronostiques : l'équivalent en eau et l'épaisseur du manteau neigeux, ainsi que la chaleur stockée par la neige.

L'évolution de l'équivalent en eau du manteau neigeux est conditionnée par l'équation suivante :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n + p_n P_l - E_n - fonte \tag{3.25}$$

où P_n est le taux de précipitations neigeuses, $p_n P_l$ l'eau de pluie interceptée par la fraction de sol recouverte par la neige, E_n la sublimation à la surface de la neige et $fonte$ la fonte générée à la base du manteau neigeux.

Pour chaque couche, la chaleur stockée par la neige est définie comme suit :

$$H_s = c_n D(T_s - T_f) - L_f \rho_w (W_s - W_l) \tag{3.26}$$

où D est l'épaisseur de la couche, T_s la température de la neige, T_f la température de fonte, W_s l'équivalent en eau de la neige, W_l l'eau liquide présente dans la couche,

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L_f la chaleur latente de fusion et c_n la capacité calorifique de la neige. Cette chaleur contenue dans la neige conditionne la présence de neige froide (et sèche) à une température inférieure ou égale à la température du gel de l'eau, ou de neige chaude (et humide) à une température égale à la température du gel de l'eau, et la présence d'eau liquide.

La température de la neige dans chaque couche évolue en fonction du flux de chaleur total, constitué du flux de chaleur par conduction et du rayonnement solaire et d'un terme de puits d'énergie associé au changement entre la phase liquide et la phase solide de l'eau.

Le flux de chaleur latente à la surface de la neige est constitué de l'évaporation de l'eau liquide contenue dans la couche de neige supérieure et de la sublimation issue de cette première couche.

3.4 Le modèle hydrogéologique MODCOU

Le modèle de surface ISBA produit un drainage et un ruissellement de surface pour chaque maille. C'est le modèle MODCOU qui est en charge de simuler le transfert de cette eau vers la rivière et dans la rivière et, si nécessaire, de simuler la nappe aquifère.

MODCOU est un modèle développé à l'École de Mines de Paris (Ledoux *et al.*, 1989). Il est distribué et travaille sur des mailles carrées emboîtées. MODCOU est capable de calculer un bilan de surface en utilisant ses propres fonctions de production, mais ce n'est pas le cas dans SIM, car c'est le modèle de surface ISBA qui fait ce calcul. Le transfert de l'écoulement superficiel utilise le concept de zone isochrone (zone où le temps de transfert à l'exutoire est identique). Les temps de transfert sont calculés à partir du relief. Le modèle peut prendre en compte une ou plusieurs couches souterraines. L'évolution des nappes aquifères est calculée par la résolution de l'équation de diffusivité, et les interactions entre la nappe et les rivières sont prises en compte.

Pour représenter la surface, MODCOU utilise des mailles carrées emboîtées, ce qui lui permet d'avoir une forte résolution sur les zones sensibles (limites de bassins et sous-bassins versants, mailles rivières), et une faible résolution sur les zones homogènes (plaines). La couche de surface et les couches souterraines peuvent être divisées en mailles de coté a, $a/2$, $a/4$, $a/8$ avec a la largeur des plus grandes mailles. À chaque maille, un sens d'écoulement a été affecté, celui-ci ne dépend que de la topographie. Le réseau de drainage principal est constitué par les mailles rivière. Ce maillage a été crée avec le logiciel Hydrodem (Leblois, 1993; Leblois et Sauquet, 2000).

3.4.1 Transfert de l'eau dans le réseau de drainage de surface

Comme on l'a dit précédemment, le transfert de l'eau de surface suit le principe des zones isochrones, qui rassemblent les mailles qui présentent les même temps de transfert à l'exutoire. Pour déterminer les zones isochrones, il faut calculer le temps de transfert entre chaque maille du bassin versant et l'exutoire. Cette durée est obtenue par sommation des temps de transfert entre chaque maille du parcours dans le réseau

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

de drainage (le parcours étant défini par les sens d'écoulement de chaque maille). Le temps de transfert (TF_{ij}) entre deux mailles (i et j) est calculé en fonction de la pente p_{ij} :

$$TF_{ij} = k\frac{d_{ij}}{\sqrt{p_{ij}}} \tag{3.27}$$

où d_{ij} est la distance entre les deux mailles, et k une constante calculée pour chaque bassin versant d'étude à partir du temps de concentration (le temps de concentration est la durée la plus longue d'un trajet entre un point et l'exutoire du bassin versant). Évidemment, plus la pente et la résolution sont faibles, plus le temps de transfert est grand (lent).

Dans MODCOU, l'eau ruisselée peut être soit de l'eau issu du flux de ruissellement, soit, sur les zones où il n'y a pas de nappe, la somme des flux de ruissellement et de drainage. Le transfert de l'eau ruisselée en surface est divisé en deux étapes :

1. Transfert de l'eau ruissellée dans les sous-bassins versants jusqu'aux mailles rivières.
2. Transfert de l'eau dans les rivières jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

Cette distinction est nécessaire car les volumes d'eau dans les rivières peuvent être modifiés par les échanges avec la nappe.

Transfert de l'eau dans les sous-bassins versants

Le calcul se fait au niveau de chaque maille rivière. On additionne les lames d'eau ruisselées des mailles du sous-bassin versant en prenant en compte le décalage temporel dû au transfert de l'eau : le volume d'eau atteignant la maille rivière i au temps t est la somme des lames d'eau ruisselées sur les mailles du sous-bassin versant, au temps t pour les mailles situées à moins d'un pas de temps de la maille rivière, $t-1$ pour les mailles situées à un pas de temps, $t-2$ pour les mailles situées à deux pas de temps etc. Ce volume s'écrit :

$$Q_i^t = \sum_{k=1,n} Q_k^{t-k+1} \tag{3.28}$$

où Q est l'eau totale ruisselée dans la maille, n est le nombre de mailles du sous-bassin et t le pas de temps. Ainsi, le transport latéral de maille à maille n'est pas résolu explicitement, et la totalité du ruissellement produit dans chaque maille est transférée aux mailles rivières.

Transfert de l'eau dans le réseau de drainage principal

Le volume d'eau dans le réseau de drainage principal contient à la fois les quantités ruisselées apportées par les sous-bassins versants, et les quantités d'eau qui sont échangées avec la nappe. Le transfert de l'eau dans le réseau de drainage principal s'effectue de bief en bief. Un bief regroupe l'ensemble des mailles rivières appartenant à la même zone isochrone. Chaque bief a un coefficient de vidange, et ne transmet donc au bief aval qu'une partie du volume d'eau qu'il contient, selon l'équation des réservoirs linéaires.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

3.4.2 Transfert souterrain

Le modèle hydrogéologique peut prendre en compte des transferts d'eau à travers des zones non-saturées, et des zones saturées. On ne présente ici que les écoulements dans la zone saturée, qui seuls sont utilisés dans l'application de SIM sur la France.

Ecoulement dans la zone saturée

Dans les zones saturées, l'évolution de la charge hydraulique (h) dans le temps est régit par l'équation de diffusivité :

$$\nabla \cdot (\bar{\bar{k}}\vec{h}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q \tag{3.29}$$

avec $\bar{\bar{k}}$ tenseur de la perméabilité du milieux poreux, S_s coefficient d'emmagasinement spécifique du milieux poreux et q débit volumique d'eau prélevé (ou injecté) par unité de volume.

Dans MODCOU, on considère des écoulements pseudo-3D, c'est à dire que les écoulements sont essentiellement latéraux (2D), mais que des interactions sont possibles avec les couches au dessus et au-dessous, via des coefficients de drainance.

Ainsi, en supposant que les transferts sont essentiellement horizontaux, et en discrétisant l'équation précédente sur des mailles carrées de coté a, on a :

$$TH = Q + a^2 S \frac{dH}{dT} \tag{3.30}$$

où H est la charge hydraulique considérée comme uniforme sur la maille, et où T, la transmissivité, S, le coefficient d'emmagasinement et Q le débit prélevé par unité de surface, sont les intégrales sur l'épaisseur de la nappe de la perméabilité, du coefficient d'emmagasinement spécifique, et des débits volumiques respectivement, et sont également considérés comme constant à l'intérieur de chaque maille.

Cette équation permet de calculer l'évolution temporelle du niveau de la nappe aquifère qui évolue principalement en fonction des quantités d'eau infiltrées. Mais des prélèvements par pompage (notamment pour l'irrigation ou pour l'alimentation en eau potable) peuvent être pris en compte, ainsi que des termes sources. La nappe interagit avec la surface uniquement au niveau des rivières, par l'intermédiaire des relations nappes rivières.

Relations nappe-rivière

Dans ces relations on considère simplement que la nappe donne de l'eau à la rivière si la hauteur de la nappe aquifère est supérieure au niveau de la rivière :

$$Q = TP(H - H_0) \tag{3.31}$$

H_0 est la côte de drainage et TP un coefficient de transfert assimilable à une transmissivité verticale. Le débit Q échangé est donc positif lorsque la nappe donne de l'eau à la rivière, et négatif dans le cas contraire. Dans ce dernier cas, les échanges

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

sont limités au débit limite Q_{limite}, et en fonction du volume disponible en rivière V_{dr}. $Q \leq V_{dr}/dt$ et $Q \leq Q_{limite}$. En pratique, l'alimentation de la nappe par la rivière n'est pas permise actuellement dans SIM, et $Q_{limite} = 0$. En cas de présence d'une zone non saturée, c'est la rivière qui donne de l'eau à la nappe avec un débit fixé.

3.5 Le modèle SIM appliqué à la France

Jusqu'ici on a décrit les composantes du modèle de façon générale. Dans cette section les particularités de l'application SIM-France seront décrites. SIM-France a été présenté en détail et validé par Habets *et al.* (2008).

3.5.1 Bases de données

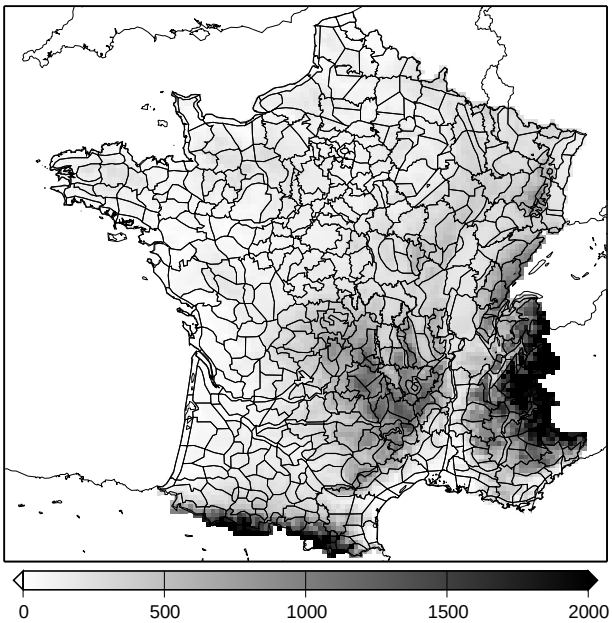


FIG. 3.5: Carte des zones climatiquement homogènes utilisées par SAFRAN pour faire l'analyse des paramètres météorologiques de surface et du relief de la France. L'échelle est en mètre. Le relief est présenté à la résolution de la grille d'ISBA (8 km).

La version de SAFRAN utilisée dans SIM-France est décrite et validée en détail dans le Chap. (5). De ce fait, seules les caractéristiques principales sont décrites ici.

SAFRAN utilise le concept de zones climatiquement homogènes. Pour la France, le découpage Symposium, que Météo-France utilise pour faire les bulletins de prévision, a été utilisé (Fig. 3.5). Ce découpage comporte 612 zones sur la France (en incluant la Corse) afin d'avoir au moins deux pluviomètres et une station météorologique de surface par zone.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

SAFRAN utilise toutes les observations disponibles dans la zone d'intérêt. Dans le cas de la France, il y a plus de 1000 stations météo pour la température et l'humidité à 2 m et plus de 3500 pluviomètres journaliers, ce qui correspond à une moyenne de 6 pluviomètres par zone.

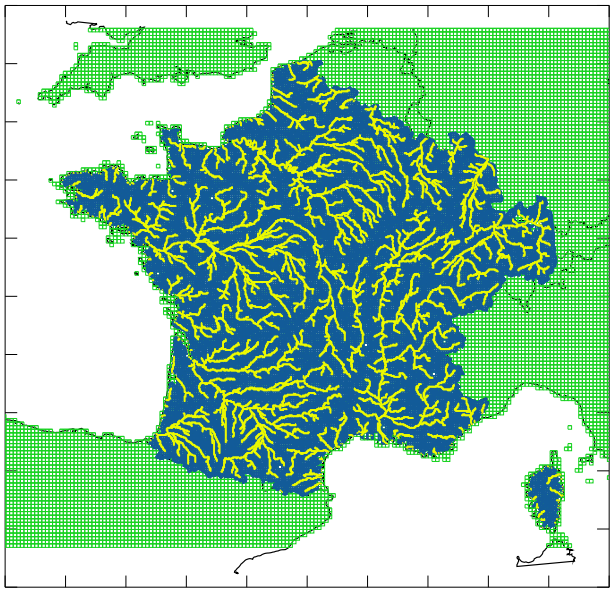


FIG. 3.6: Maillage de MODCOU. En bleu, les mailles carrées emboîtées utilisées pour calculer le transfert de l'eau vers la rivière. En jaune, les mailles rivière. En vert, le maillage d'ISBA.

Au niveau cartographique, SIM utilise la projection Lambert II étendue, qui a l'avantage de conserver la surface avec une bonne précision à l'échelle de la France. SAFRAN et ISBA utilisent un maillage régulier de 8 km et MODCOU un maillage emboîté avec une résolution variable entre 1 km et 8 km. Le réseau hydrographique, qui est montré sur la Fig. (3.6), a été dérivé de la base de données d'élévation USGS GTOPO30 qui a une résolution d'1 km. Ce réseau s'étend sur 42 000 km. Les débits sont simulés sur plus de 900 stations de mesure de débit. La taille des bassins définis par ces stations va de 240 km^2 jusqu'à 112 000 km^2.

La Fig. (3.7) montre les nappes du Rhône et de la Seine, telles qu'elles sont simulées par MODCOU. Sur le Rhône, c'est la nappe alluviale qui est simulée, avec une seule couche. Sur la Seine, trois couches ont été définies, une pour la craie, l'autre pour l'eocène et l'oligocène. Pour l'instant, le modèle ne simule pas d'autres nappes ou structures hydrogéologiques, telles que les karsts. Cependant, il y a d'autres nappes sur la France. Dans ces cas, c'est le drainage sous-maille, décrit auparavant, qui simule, de façon indirecte, l'effet des nappes.

Les paramètres pour le sol et la végétation, proviennent de la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003) qui a été spécialement créé pour initialiser ISBA et d'autres modèles de surface. ECOCLIMAP est une base de données globale qui regroupe des informations qui proviennent de plusieurs sources (base de données de

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

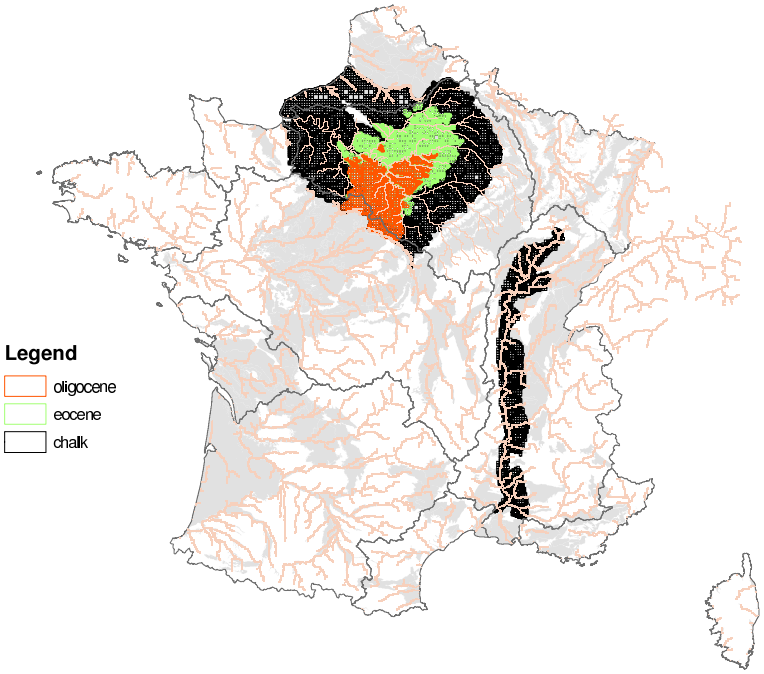


FIG. 3.7: Maillages utilisés par MODCOU pour simuler les nappes du Rhône et de la Seine. Dans le bassin de la Seine trois nappes sont simulées : oligocène, l'éocène et la craie.

texture du sol, cartes climatiques, cartes de *land-cover*, observations satellitales de NDVI,...) à une résolution spatiale d'1 km. Les propriétés de la végétation évoluent mensuellement. Dans cette étude une version interne au CNRM de cette base de données a été utilisée. Cette version a une résolution d'1 km pour les sols et une évolution de la végétation au pas de 10 jours. Les variables sont agrégées à la résolution de 8 km. La végétation est regroupée en 235 écosystèmes différents, dont 20 sont des types de cultures sur la France.

3.5.2 Validation

Habets *et al.* (2008) ont montré que SIM est capable de représenter la dynamique de débits sur la France. La Fig. (3.8) montre l'efficacité associée à chaque station de mesure de débit utilisée pour la validation. En général, la simulation est bonne, cependant certaines régions présentent des problèmes. Les sources d'erreur sont diverses, par exemple, dans les Alpes, les débits de la Durance et de l'Isère sont très anthropisés à cause de la production hydroélectrique. Sur la Somme, la nature des problèmes est différente : dans ce cas, le bassin est très influencé par l'évolution de la nappe, une nappe qui n'est pas simulée par le modèle. En général, le modèle est plus performant sur les grands bassins, donc il y a une dépendance de l'efficacité avec la taille du bassin. Ce comportement s'explique probablement par des compensations d'erreur. Dans un grand bassin, les erreurs des forçages atmosphériques (surtout la précipitation) des bases de données du sol et aussi les effets anthropiques

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

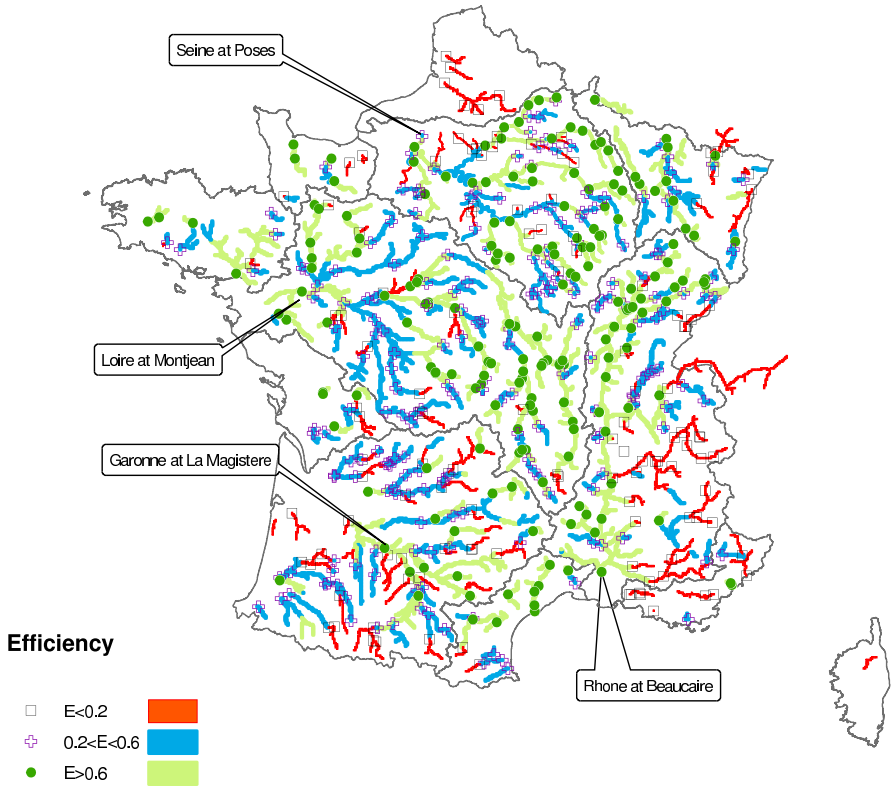


FIG. 3.8: Validation de la simulation des débits sur la France. Chaque point représente une station de mesure de débit. La couleur indique l'efficacité de la simulation (critère de Nash). Le modèle est parfait pour $E = 1$. Pour $E < 0$ la performance est moindre que celle qui aurait été obtenue en simulant un débit constant égal à la moyenne observée. D'après Habets *et al.* (2008).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

sont compensés et intégrés. Ainsi, les différences en taille relative font qu'une erreur de localisation d'un évènement pluvieux est plus déterminante dans un petit bassin que dans un grand bassin. Aussi, la présence d'un barrage dans un affluent d'un grand bassin est moins importante que si le barrage est sur un petit bassin.

3.5.3 Éléments de validation sur la région Méditerranéenne

La Fig. (3.8) montre que, dans la région méditerranéenne, la performance du modèle est souvent moins bonne qu'ailleurs. Ceci est particulièrement vrai dans le Sud-Est. La Fig. (3.9) montre, à titre d'exemple, les débits simulés par SIM sur quatre bassins méditerranéens pour l'année 2001-2002 (l'année commence le premier août). Sur l'Hérault et le Vidourle, le modèle a des difficultés pour simuler la décrue. Dans les deux cas, bien que les débits simulés soient surestimés, le modèle n'est pas capable de reproduire l'intensité des pics de crue, lesquels sont trop faibles. Par contre, le modèle produit trop de petits pics de crue.

Malgré des efficacités assez bonnes, on voit que des améliorations sont possibles. Dans le Sud Est, la chronique de l'Argens représente assez bien les problèmes rencontrés. Dans ce cas, le bassin topographique ne correspond pas au bassin réel, à cause de la présence de systèmes karstiques. Un problème connu de SIM en région méditerranéenne est qu'il n'est pas capable de simuler les effets des systèmes hydrogéologiques karstiques. Les karsts sont des formations carbonatées qui, du fait de l'érosion, permettent le stockage et la circulation de l'eau en formant des aquifères. Ces formations sont très présentes dans la région. Les systèmes karstiques sont très non linéaires à cause des hétérogénéités dans l'espace de leur structure et par leur variabilité dynamique. La présence de nombreuses fissures conduit à une infiltration importante, au détriment d'un ruissellement de surface, ou même d'un stockage d'eau dans le sol. Cependant, ces quantités d'eau infiltrées peuvent circuler rapidement. Les capacités de stockage des karsts sont souvent importantes et ils contribuent à soutenir les débits d'étiage.

Plagnes *et al.* (2007) ont comparé le bilan d'eau de SIM avec celui d'un modèle conceptuel à petite échelle sur quelques karsts du Sud-Est de la France. La comparaison montre que la modélisation à grande échelle a tendance à surestimer l'évaporation sur le système karstique. Ce qui est cohérent avec le fait que l'évaporation est souvent plus faible sur les roches carbonatées que les autres surfaces continentales en raison des l'infiltration vers le bas à cause des fractures dans le sol. Toutefois, ce résultat n'est pas compatible avec la tendance de SIM à surestimer le débit de certains bassins de la Méditerranée. Cela peut être dû au fait que les systèmes karstiques peuvent diffuser de l'eau vers un aquifère profond ou un aquifère sédimentaire lequel peut déverser l'eau directement à la mer.

En résumé, sur les zones karstiques le modèle à grande échelle tend à : surestimer systématiquement l'évaporation et à surestimer le débit des petits bassins méditerranéens.

Le sujet de la Méditerranée est développé plus largement dans le Chap. (4). On y montrera que les propriétés hydrologiques des bassins méditerranéens sont assez spécifiques, ce qui fait que la simulation hydrologique dans ces bassins a besoin d'une

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

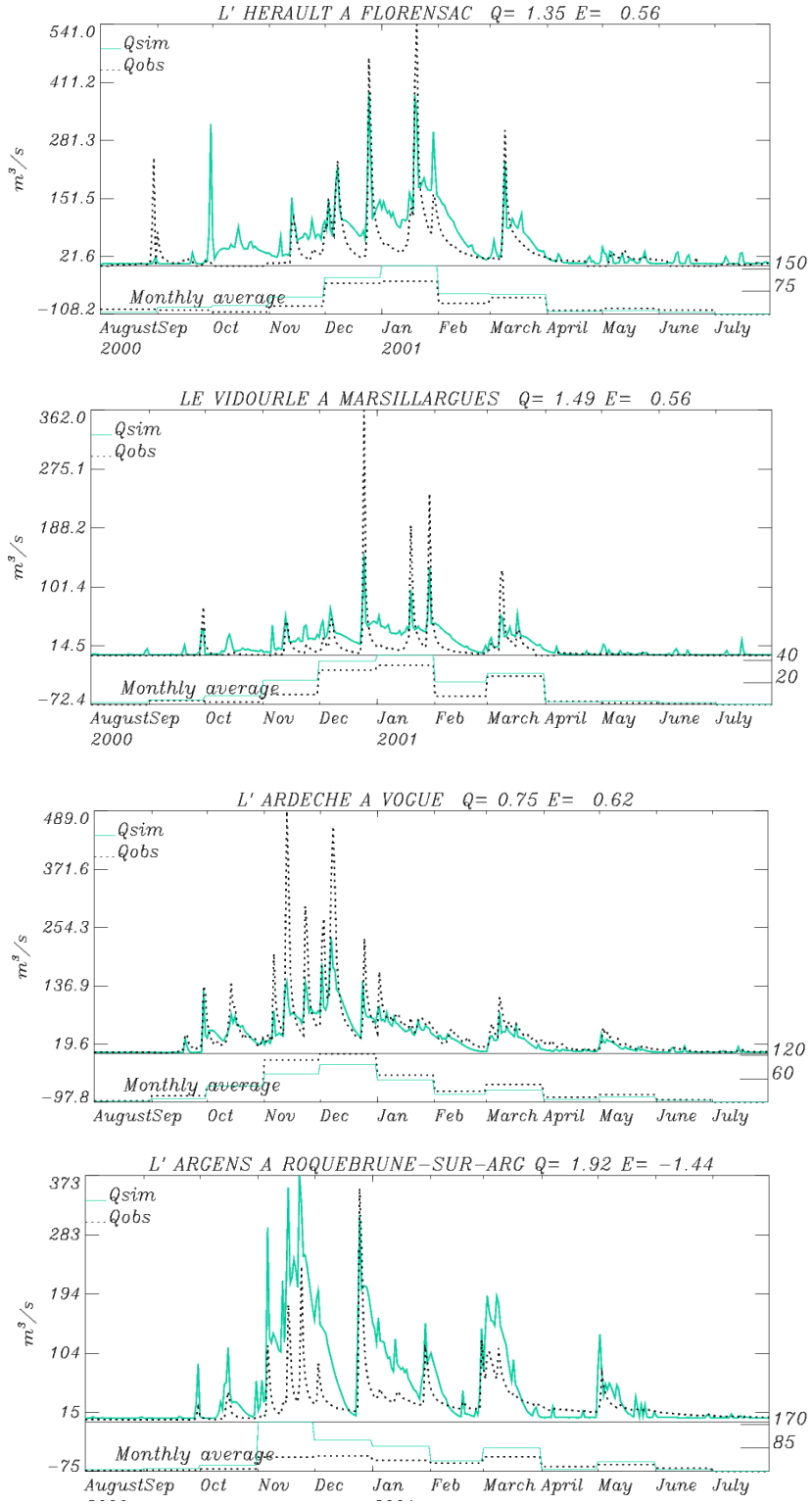


FIG. 3.9: Débits simulés et observés pour l'année 2001-2002 sur quelques bassins méditerranéens au pas de temps journalier. La ligne noire discontinue corresponds aux observations, la ligne verte à la simulation. La partie inférieure de chaque graphique montre les cumuls mensuels.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

attention particulière. Dans le Chap. (6) nous reviendrons sur les performances du modèle dans la région méditerranéenne et les améliorations possibles seront discutées en détail.

3.6 Conclusion

SIM est un système composé de trois modèles qui ont montré leur robustesse séparément et ensembles. En fait, SIM est un modèle assez original, car il est un des rares capables de simuler le cycle hydrologique continentale sur toute la France. Sa robustesse lui permet d'être utilisé dans un grand nombre de contextes, comme le suivi de l'humidité du sol, l'étude de la sécheresse, le suivi du manteau neigeux, la prévision des débits (sauf les crues les plus rapides) ou les études d'impact du changement climatique sur les ressources en eau. En conséquence, SIM apparait comme un très bon outil pour réaliser les études décrites dans cette thèse, notamment, l'étude de l'impact du changement climatique dans la région méditerranéenne.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 4

Changement climatique, hydrologie et Méditerranée

4.1 Introduction

Dans les chapitres précédents, une introduction générale sur l'hydrologie, la modélisation hydrologique et les outils de modélisation utilisés dans cette thèse a été faite. Ce chapitre complète l'introduction générale, en abordant la question de l'hydrologie et du climat.

Comme indiqué dans l'introduction du mémoire, cette étude s'est placée dans le cadre du projet pluridisciplinaire CYPRIM (CYclogénèses et Précipitations Intenses en Méditerranée)[1], lequel, dans son thème 3, cherche à apporter des éléments de réponse à la question de l'étude des impacts du changement climatique sur les évènements intenses en Méditerranée, du point de vue météorologique et hydrologique. De plus, cette étude est aussi un précurseur des futures études d'impact du changement climatique à l'échelle régionale, qui auront lieu dans le cadre du projet international HyMeX (*Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment*)[2].

Dans ce chapitre, une brève introduction au système climatique est faite. Puis le lien entre ce système et le cycle hydrologique est décrit, en se concentrant sur le cycle hydrologique continental. Ensuite, on décrit les spécificités de la région méditerranéenne de la France, à la fois du point de vue du climat et de l'hydrologie. Enfin, les projets CYPRIM et HyMeX sont présentés, pour situer l'étude dans son contexte scientifique. En conclusion de cette partie introductive composée de trois chapitres, une vision d'ensemble des chapitres qui suivent est présentée.

4.2 Cycle hydrologique et climat

La partie continentale du cycle de l'eau, qui nous intéresse ici, est une des composante du cycle hydrologique global (2), lui-même faisant partie du système climatique global. Ce système est formé par les océans, les continents, la cryosphère, la biosphère

[1] http ://www.cnrm.meteo.fr/cyprim/
[2] http ://www.cnrm.meteo.fr/hymex/

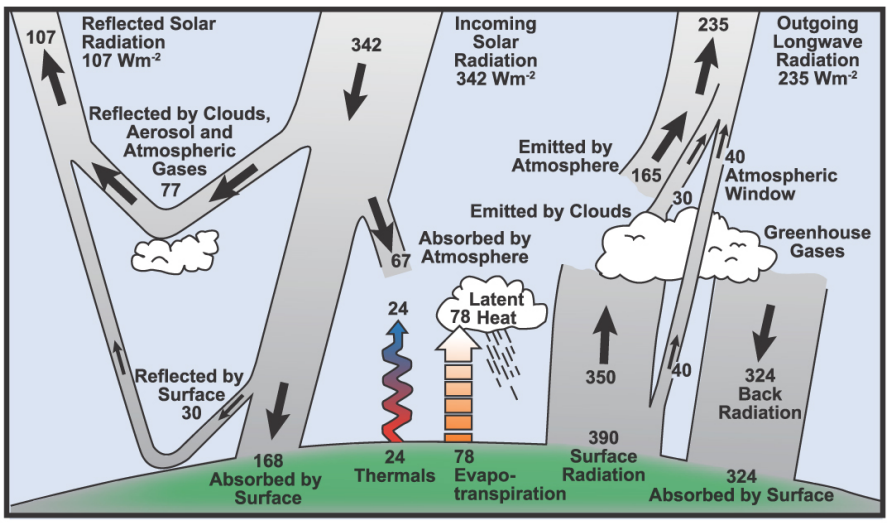


FIG. 4.1: Estimation du bilan énergétique de la Terre. Sur le long terme, la quantité de rayonnement solaire absorbée par la Terre et l'atmosphère est équilibrée par l'émission de la même quantité d'énérgie sous forme de rayonnement infrarouge sortant. Environ la moitié du rayonnement solaire incident est absorbé par la surface de la Terre. Cette énergie est transférée dans l'atmosphère sous forme de flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de rayonnement infra-rouge, lequel est absorbé par les nuages et les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère. L'atmosphère, à son tour, émet du rayonnement infrarouge, vers la Terre et vers l'espace. Source : Kiehl et Trenberth (1997); Le Treut *et al.* (2007).

et l'atmosphère. Toutes ces composantes interagissent entre elles via le cycle de l'eau, mais aussi, d'autres cycles, comme celui du carbone.

4.2.1 Le système climatique

Le système climatique (Fig. 4.1) évolue dans le temps de part sa variabilité interne, mais aussi en raison des changements de forçages externes. Par exemple, le principal forçage externe est l'énergie reçue du soleil, laquelle est variable aux échelles de temps climatiques, en raison des changements des paramètres orbitaux de la Terre (influençant l'energie reçue, sa répartition selon les hémisphères, les mois de l'année, etc.). Mais il peut y avoir des changements dans le système climatique lui même. Par exemple, l'apparition des cyanobacteries a pu être la cause du bouleversement de la composition chimique de l'atmosphère et, en conséquence, du climat (Kopp *et al.*, 2005) il y a 2.3 Ga, et ceci est seulement un exemple de bouleversement climatique dans l'histoire de notre planète. Plus près de nous, il y a un consensus au sein de la communauté scientifique sur le fait que les activités humaines sont en train de modifier le système climatique, via l'émission de gaz à effet de serre(GES).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Une des principales cause du changement climatique actuel, est l'émission de GES. L'extraction et l'utilisation de combustibles fossiles enrichissent l'atmosphère en CO2 et autres GES, ce qui augmente la capacité de l'atmosphère à absorber du rayonnement infrarouge et entraine une augmentation la température globale. Cette hausse de la température est déjà observée (Brohan *et al.*, 2006a; Trenberth *et al.*, 2007). L'impact des activités humaines se fait aussi sentir via d'autre phénomènes physiques. Par exemple, les traînées de condensation des avions modifient le bilan énergétique dans les couches les plus élevées de l'atmosphère (Rädel et Shine, 2008) et les changements des usages des sols ont des impactes locaux et régionaux sur la température ou le cycle hydrologique (Pielke, 2005).

4.2.2 Rôle du cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est très important pour le climat. Ce cycle, transporte de l'eau, mais aussi de l'énergie sous forme de chaleur latente, principalement dans la vapeur d'eau. Lorsqu'elle s'évapore, l'eau absorbe de l'énergie qui est libérée ultérieurement au moment de la condensation. De plus, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre très puissant, donc il joue un rôle important pour le bilan radiatif de l'atmosphère, sans oublier l'effet des nuages qui réfléchissent le rayonnement. Mais l'eau n'est pas seulement importante quand elle est dans l'atmosphère. Par exemple, les glaces polaires réfléchissent des quantités très importante d'énergie solaire reçue à la surface (albédo).

Concernant les rétroactions, les modifications de la température atmosphérique font que la capacité de l'air à contenir de l'eau est aussi modifiée. En effet, l'air chaud peut contenir plus de vapeur d'eau que l'air plus froid (relation de Clausius-Clapeyron). Un changement de la température de l'air peut modifier le contenu en eau de l'atmosphère qui, à son tour, grâce à l'effet de serre de la vapeur, modifie aussi la température. Celle-ci n'est pas la seule rétroaction possible dans lequel le cycle hydrologique intervient de façon importante, il y a des phénomènes similaires avec le propriétés réfléchissantes des nuages et des calottes de glace (Karl et Trenberth, 2003).

4.2.3 Changement climatique

En réponse aux questions sur l'évolution du climat dans le présent, l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) ont créé, en 1988, le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Le GIEC a pour mission d'évaluer toutes les informations scientifiques, techniques et socio-économiques qui sont nécessaires pour mieux comprendre le changement climatique d'origine humaine. Cette institution ne réalise pas des travaux de recherche, mais des évaluations scientifiques. Ses rapports, dont la valeur scientifique est largement reconnue, sont basés sur des publications scientifiques et techniques de haut niveau.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

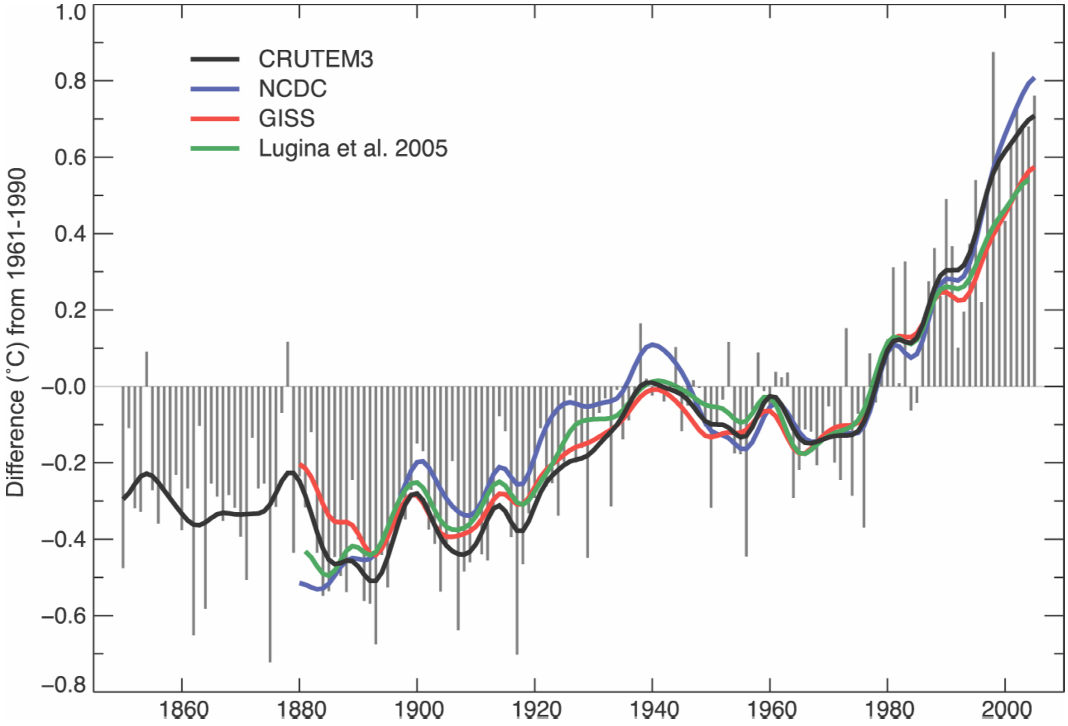


FIG. 4.2: Anomalies annuelles globales de la température de l'air près de la surface terrestre (°C), pour la période 1850-2005, par rapport à la période 1961-1990, selon Brohan *et al.* (2006b). Les courbes lissées montrent les variations décennales. Chaque couleur montre une source différente. Source : Trenberth *et al.* (2007)

Changements observés

Selon le GIEC (Trenberth *et al.*, 2007), la tendance au réchauffement global de la planète a été de 0.13°C par décennie sur les dernières 50 années (Fig. 4.2). Ce réchauffement climatique est associé à des changements dans un certain nombre de composantes du cycle hydrologique (Bates *et al.*, 2008) : l'évolution des précipitations, la fonte des glaciers et des calottes polaires, le renforcement de la vapeur d'eau atmosphérique, le renforcement de l'évaporation, et les variations dans l'humidité du sol et du ruissellement. Mais, il faut tenir compte du fait que la variabilité naturelle du système (sur des échelles de temps interannuelles à décennales) masque souvent les tendances à long terme. Aussi, des incertitudes demeurent dans l'évolution des variables hydrologiques.

Concernant les précipitations, des tendances à long terme (de 1900 à 2005) ont été observées sur quelques grandes régions de la planète. Celles-ci ont augmenté de manière significative dans les parties orientales de l'Amérique, dans le nord de l'Europe et dans le nord et le centre de l'Asie. Par contre, elles ont diminué dans d'autres régions : le Sahel, la Méditerranée, le sud de l'Afrique et dans certaines parties de l'Asie du Sud.

Un grand nombre d'études ont examiné les tendances dans les débits à des échelles allant du bassins versants à l'échelle continentale. Certaines études ont détecté des

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tendances significatives pour certains indicateurs (Milly *et al.*, 2002), et certains ont démontré statistiquement qu'il y a des liens significatifs entre les tendances de la température ou des précipitations (Labat *et al.*, 2004). De nombreuses études, toutefois, n'ont pas trouvé des tendances ou n'ont pas été en mesure de séparer les effets du changement climatique d'autres effets anthropiques (changements des usages des sols, prélèvements, ...). Une limitation importante de l'analyse des tendances est la disponibilité d'observations de qualité (Dai et Trenberth, 2002).

Projections

Dans les prochaines décennies on doit s'attendre à une augmentation de la température de l'ordre 0.2°C par décennie (tendance auquelle se rajouterait la variabilité naturelle du système climatique). Le réchauffement sera plus important sur les continents et vers le nord et on s'attend à ce que les extrêmes de température augmentent aussi.

Concernant les changements dans le système hydrologique, l'incertitude est importante, car les projections héritent des incertitudes sur les émissions de gaz à effet de serre, le changement climatique calculé par les modèles à partir de ces émissions, etc. Les précipitations sont en général plus difficiles à reproduire que les températures dans les modèles de circulation générale utilisés pour les études climatiques. Pour les autres aspects du cycle hydrologique, tels que les changements dans l'évaporation, l'humidité du sol et le ruissellement, la propagation des incertitudes est semblable, ou plus importante que dans le cas des précipitations (Meehl *et al.*, 2007).

Les simulations des modèles climatiques pour le XXI^{e} siècle montrent un accroissement des précipitations aux hautes latitudes et dans certaines parties des tropiques, et une diminutions dans certains zones subtropicales et aux zones des basses moyennes latitudes. En dehors de ces zones, le signe et l'ampleur des changements projetés varient entre les modèles, ce qui conduit à d'importantes incertitudes.

La moyenne annuelle des débits des rivières devrait augmenter aux hautes latitudes et dans certaines zones tropicales humides, et diminuer sur certaines régions sèches aux latitudes moyennes et dans les régions tropicales sèches. De nombreuses zones semi-arides et arides (par exemple, le bassin méditerranéen, l'ouest des États-Unis, l'Afrique du sud et le nord-est du Brésil) sont particulièrement exposés aux impacts des changements climatiques, attendu qu'elles devraient subir une diminution des ressources en eau.

4.2.4 Changement climatique en Méditerranée

Les effets du changement climatique ne sont pas homogènes sur le globe. Au contraire, ils dépendent fortement des conditions locales. Ainsi, Giorgi (2006) a détecté les zones de la planète où ces changements vont se faire sentir de façon accrue. Ces zones sont nommées, en anglais, *hot-spots*. Ainsi, le bassin méditerranéen, en tant que zone de transition entre des climats secs, au sud, et des climats humides, au nord, est un de ces *hot-spots*.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

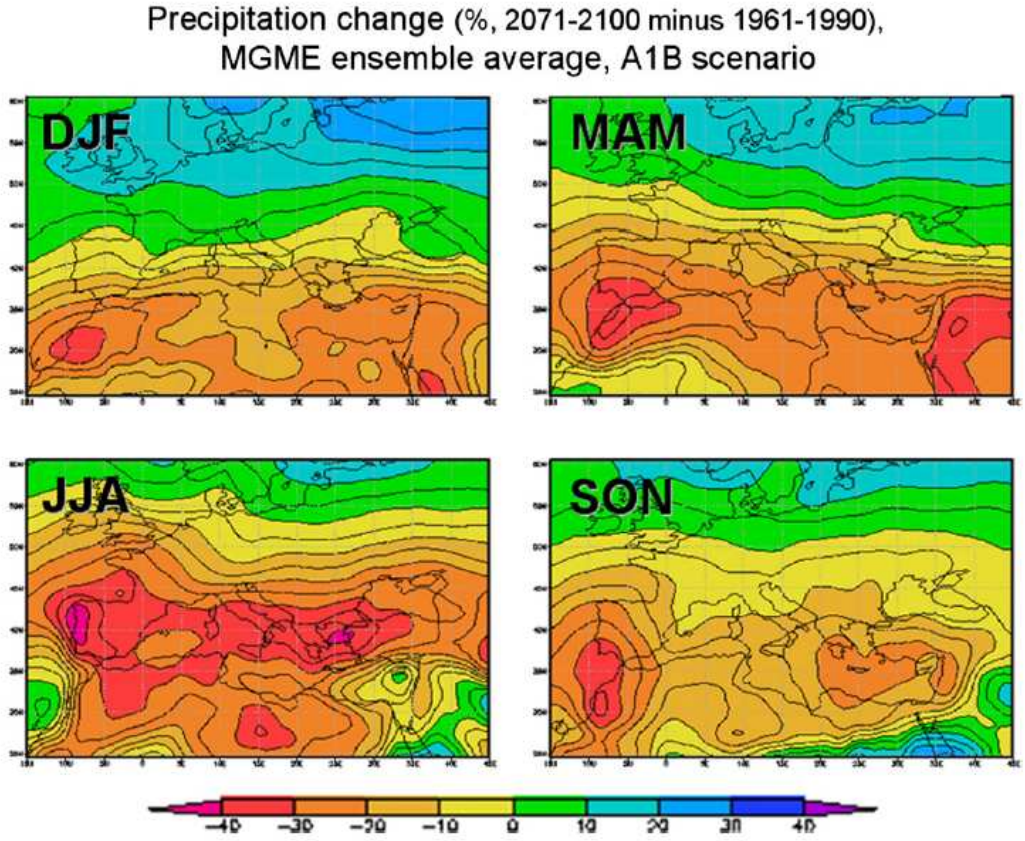


FIG. 4.3: Changement prévu sur les précipitations en Méditerranée (Giorgi et Lionello, 2007). La figure montre la différence, entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100, de la moyenne d'un ensemble de modèles de climat globaux en utilisant le scénario d'émissions de gaz à effet de serre SRES A1B. Les unités sont en % par rapport à la valeur de 1961-1990.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

La zone méditerranéenne est unique en raison de sa géographie : une mer quasi-fermée, une orographie marquée sur son pourtour et une forte urbanisation de son littoral. Son climat est marqué par des hivers doux et des étés chauds et secs. Toutes ces caractéristiques font du système climatique méditerranéen un système fortement couplé, où les interactions océan-atmosphère-hydrologie jouent un rôle prépondérant, en particulier au niveau des évènements extrêmes ou de l'évolution climatique.

L'hydrologie de la zone est également spécifique. Seulement 21 fleuves qui se jettent dans la mer méditerranéenne ont un bassin de superficie supérieure à 10 000 km^2, seulement six ont une superficie supérieure à 50 000 km^2 : Le Nil, le Rhône, l'Ebre, le Po, la Moulouya et la Maritsa. En excluant le Nil, qui est un cas spécifique, ces grands fleuves recouvrent moins de la moitié du bassin total. Le reste de la zone est constitué de bassins versants petits ou moyens associés à des cours d'eau prenant naissance dans les zones de montagne avoisinantes. Bon nombre de ces rivières ou fleuves sont des rivières intermittentes, qui peuvent cependant engendrer des crues éclairs dévastatrices sous l'effet des pluies intenses qui s'abattent en Méditerranée occidentale à l'automne. En raison de ce régime hydrologique très particulier, une bonne partie de l'eau utilisée pour l'agriculture ou la consommation provient des aquifères, dont beaucoup sont karstiques.

Selon Giorgi et Lionello (2007), la vision qu'ont les modèles climatiques sur l'évolution du climat dans la région méditerranéenne est robuste. Une diminution des précipitations en été est attendue (à l'exception de la zone alpine), en raison d'un régime moins zonal. Il est aussi attendu que la variabilité interannuelle augmente, ce qui, ajouté à l'augmentation de la température moyenne, serait la cause d'une augmentation des évènements de température extrême. Cependant, le signal à échelle locale n'est pas bien connu car les modèles n'ont pas une résolution suffisamment fine. Notamment, aux résolutions actuelles l'important relief qui entoure le bassin méditerranéen n'est pas bien décrit par les modèles.

Importance de la surface continentale

Même si, dans la région méditerranéenne, les changements sur les précipitations seront la principale cause d'évolution du cycle hydrologique, les interactions entre l'atmosphère et la surface continentale vont jouer aussi un rôle important pour le climat.

Seneviratne et Stöckli (2008), dans un article de synthèse, commentent les principaux mécanismes d'interaction de l'humidité du sol avec les précipitations et la température. En fait, les surfaces continentales forment la limite inférieure de l'atmosphère, et échangent avec elle de l'énergie, de l'eau et aussi d'autres espèces chimiques comme le CO2. La végétation joue un rôle très important dans ces processus, car c'est en fonction de son état que les échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère se font plutôt via le flux de chaleur latente (lié à l'évapotranspiration) ou via le flux de chaleur sensible.

Dans les régions humides, l'humidité du sol n'est pas un facteur limitant, et l'évapotranspiration de la végétation est plutôt liée au cycle annuel de croissance de la végétation. Dans les régions où le sol est très sec, la végétation, simplement, ne peut

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

pas transpirer, et le flux de chaleur latente est négligeable. Dans les régions de transition entre ces deux climat (ce qui est le cas de la rive nord de la mer Méditerranée) l'humidité du sol devient un facteur limitant pour la végétation, et en conséquence, détermine le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente (rapport de Bowen). Ceci peut affecter les précipitations et la température près de la surface. Seneviratne *et al.* (2006) ont montré que dans la région méditerranéenne de l'Europe, 60% de la variabilité de la température d'été simulée est liée à la variabilité inter-annuelle de l'humidité du sol. Dans le cadre du changement climatique, cette zone de transition entre les climats secs et les climats humides va se déplacer vers le nord, vers l'Europe centrale, ce qui entraînera des changements sur les précipitations, la végétation et l'humidité du sol dans ces régions.

4.3 Géographie du sud-est de la France

Le climat de la région étant méditerranéen, les étés sont chauds et secs et les hivers doux et plus humides. En fait, les précipitations sont très variables. Dans les zones côtières du Roussillon, du Languedoc et de la Provence, les précipitations ne dépassent pas $500\,\mathrm{mm\,an^{-1}}$. Les précipitations augmentent avec l'altitude, avec un maximum sur les Cévennes, le Vivarais et les Alpes Maritimes (jusqu'à 1500 mm de précipitations annuelles). La période avec le plus de précipitation est celle qui va de septembre à décembre. C'est pendant cette période qu'ont lieu des évènements précipitants intenses comme les épisodes dits "cévenols". Ces épisodes sont souvent la cause d'inondations et d'autres dégâts importants. En hiver, les précipitations sont plus faibles qu'en automne, mais sont plus fréquentes.

4.3.1 Hydrologie

Le plus grand bassin méditerranéen français est le Rhône. Il prend sa source en Suisse au niveau du glacier du Rhône et entre en France après le lac Léman à Genève. Après Genève, le Rhône passe par Lyon où se jette la Saône, qui est un des ses principaux affluents. Puis il se dirige vers le sud, entre le Massif Central et les Alpes, jusqu'à Avignon puis Beaucaire. A partir de là, il forme un delta (région de la Camargue). Deux des principaux affluents alpins du Rhône sont l'Isère et la Durance, qui ont une composante nivale très importante. Ces deux affluents sont très influencés par la production hydroélectrique. Mais, ce qui distingue cette région, dans le cadre de notre étude, ce n'est pas le Rhône, mais tous les petits bassins côtiers, ou qui se jettent dans le Rhône, et ont un climat typiquement méditerranéen. Pour en nommer quelques uns, d'ouest en est on trouve, le Tech, la Têt, l'Agly, l'Aude, l'Orb, l'Hérault, le Vidourle, les Gardons, la Cèse, l'Ardèche, l'Huveaune, la Siagne et le Var. Ces bassins ont des tailles qui vont de $373\,\mathrm{km^2}$ pour l'Huveaune jusqu'à $6074\,\mathrm{km^2}$ pour l'Aude, mais ont un rôle très important pour l'approvisionnement en eau pour l'agriculture, l'industrie et les villes, ainsi que pour les apports en eau douce à la mer. Quelques uns de ces bassins, ceux qui se trouvent dans la région des Cévennes, sont très connus pour leurs dangereuses crues rapides.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

4.3.2 Adaptation de la végétation

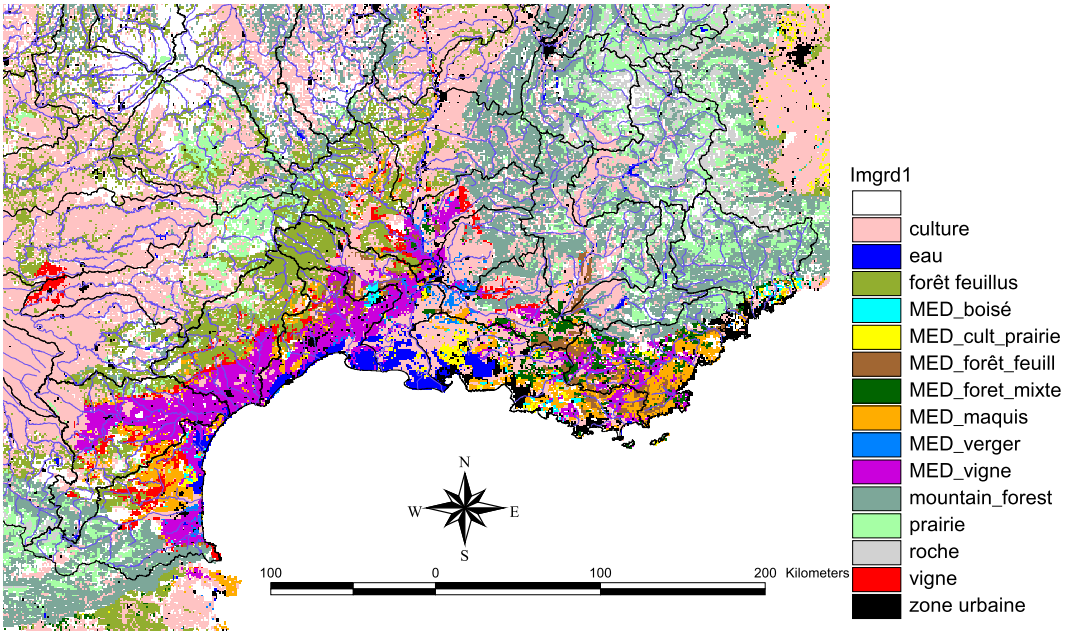


FIG. 4.4: Carte de végétation issue de la base de données ECOCLIMAP. La végétation typiquement méditerranéenne est en couleur plus visible.

La végétation s'est adaptée aux caractéristiques climatiques de la région, en conséquence, elle est assez différente de la végétation dominante dans le reste de la France. La Fig. (4.4) montre les types de végétation présents dans la région et leur contraste avec la végétation non méditerranéenne. À l'ouest la vigne est très abondante, alors que à l'est du Rhône, ce sont essentiellement le maquis et la forêt qui dominent. Ceci est important car la végétation joue un rôle déterminant sur le bilan hydrique et énergétique. Sa présence modifie les caractéristiques du sol (albédo, hauteur de rugosité), et son feuillage transpire une quantité d'eau importante. Pour ses processus vitaux, la plante a besoin d'eau, laquelle est pompée dans le sol par les racines et évaporée vers l'atmosphère au niveau du feuillage au travers des stomates. Selon Rambal (2002) les plantes méditerranéennes ont plusieurs mécanismes pour contrôler les différentes échelles de variabilité : la variabilité inter-annuelle est associée à des changements de la surface transpirante totale, notamment par des chutes de feuilles ou d'épines pour les espèces persistantes. La variabilité saisonnière est prise en compte par l'usage du réservoir sol, dont l'ampleur dépend de la profondeur du système racinaire, et enfin la variabilité journalière est contrôlée par l'ouverture des stomates. En effet, une profondeur racinaire importante permet à la végétation méditerranéenne, au fur et à mesure de l'avancée de la sécheresse, d'être capable d'extraire de l'eau en profondeur et, de continuer à évaporer de façon non négligeable même en l'absence de

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

précipitations. Ainsi Rambal (2002) indique que le chêne Kermès (*Quercus coccifera*) peut évaporer plus de 2 mm j^{-1} durant les 3 mois d'été, l'eau étant puisée par la plante de plus en plus profondément au fil du temps, et ce, grâce à une profondeur racinaire pouvant atteindre 5 m. De même, Trambouze *et al.* (1998) indiquent que sur le bassin de Roujean, près de Montpellier, la vigne atteint une profondeur racinaire de 2.60 m.

4.3.3 Hydrogéologie

Au niveau hydrogéologique, la région est marquée par la présence importante de zones karstiques (Fig. 4.5). Les karsts sont des formations carbonatées qui, du fait de l'érosion, permettent le stockage et la circulation de l'eau en formant des aquifères. Dans la région méditerranéenne les karsts sont abondants, parce que les roches carbonatées couvrent de vastes surfaces continentales et parce que cette zone a été affectée par de nombreuses fluctuations du niveau de la mer. Le fonctionnement des aquifères karstiques se caractérise par des réponses non linéaires aux forçages, causées par les hétérogénéités dans la structure de l'aquifère. Les sources karstiques sont généralement caractérisées par l'existence d'une zone de forte infiltration, des écoulements rapides et la présence d'un stockage d'eau important, qui contribue à soutenir les basses eaux des cours d'eau pendant l'été. La résurgence de Port Miou dans les calanques près de Marseille est assez célèbre, car c'est une des plus importantes rivières sous-marine (Blavoux *et al.*, 2004). Les zones karstiques ont plusieurs propriétés :

- Elles peuvent transférer de l'eau d'un bassin versant à l'autre, ou directement vers la mer comme c'est le cas de Port Miou. Ces transports d'eau souterrains impliquent que les bassins versants réels ne correspondent pas toujours aux bassins versants topographiques, délimités par les lignes de crêtes. Ainsi, cela peut conduire à des erreurs importantes concernant la surface du bassin versant modélisée.
- Les circulations de l'eau dans les karsts ne sont pas linéaires. Par exemple, un karst peut se remplir petit à petit, et, un jour donné, une faible précipitation peut causer la vidange du réservoir et, en conséquence, une crue violente.
- Les nombreuses fissures présentes dans les régions karstiques ont tendance à permettre une circulation plus rapide de l'eau dans le sol, et des écoulements rapides.

De plus, on trouve dans la région quelques nappes très étendues, notamment, en Camargue, mais, également, la nappe du Roussillon dans les Pyrénées orientales. Ces nappes interagissent avec la rivière. Par exemple, la Têt, alimente la nappe, avec une diminution marquée du débit de la rivière en aval. Les karsts sont une source importante d'eau potable.

4.3.4 Influence de l'homme

L'influence de l'homme sur le système hydrologique est importante. Des canaux d'alimentation pour l'agriculture sont en particulier nombreux dans le Sud Est de la France (canal de Provence, du petit Rhône, de la Durance...). La où il n'y a pas de canaux, l'eau est souvent prélevée directement dans la nappe par le biais de fo-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

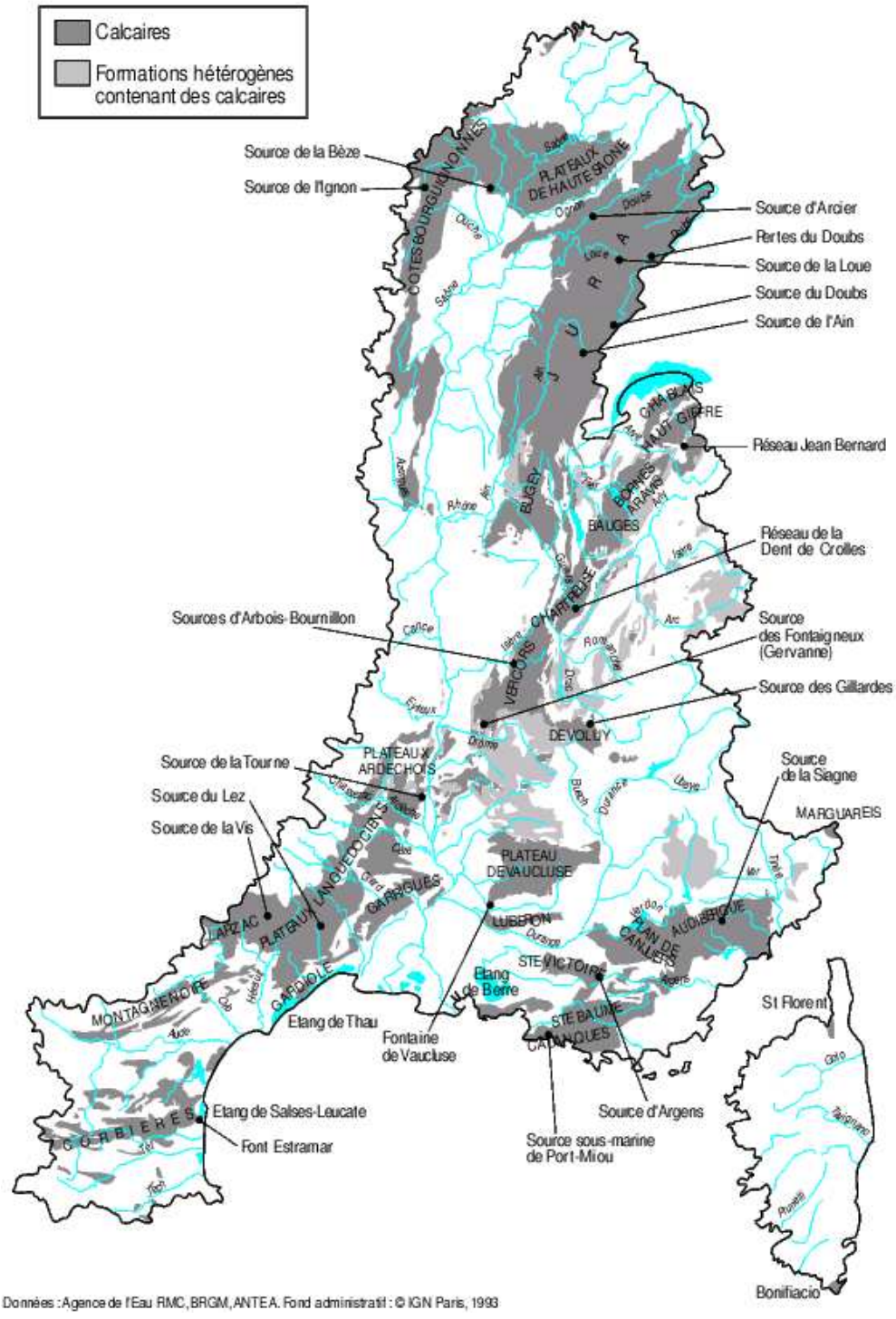


FIG. 4.5: Les affleurements calcaires et les principaux sites karstiques du bassin Rhône-Méditeranée-Corse.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

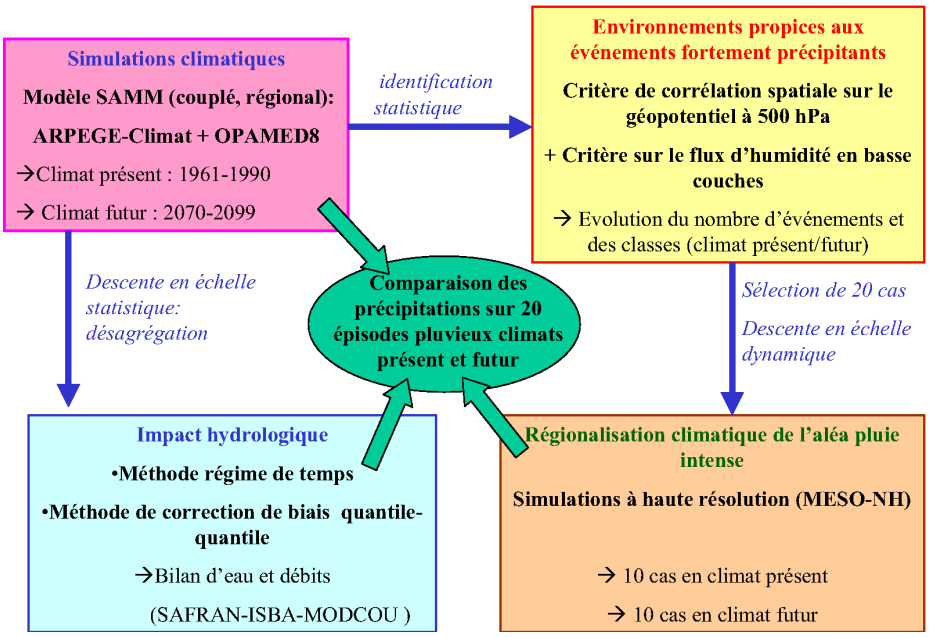


FIG. 4.6: Schéma illustrant les différentes composantes du thème 3 de CYPRIM.

rages assez nombreux, qu'il est difficile de comptabiliser. D'autres activités sont aussi consommatrices en eau, par exemple, les mines pompent de l'eau des nappes et ensuite la rejettent sur la rivière (par exemple, c'est le cas dans le bassin du Caramy, affluent du Var (Girard *et al.*, 1981)), l'industrie également prélève et rejette de l'eau et, finalement, les villes, qui sont en train de se développer, ont besoin aussi de quantités importantes d'eau potable. Tous ces prélèvements affectent les débits des cours d'eau, de façon plus ou moins connue. Les multiples utilisations de l'eau par l'homme sont une des raisons de l'étude du cycle hydrologique continental. Cependant, ces influences humaines rendent plus difficile l'étude des systèmes.

Finalement, il ne faut pas oublier que l'Homme va adapter ses activités en raison du changement du climat en cours. Il est donc probable que les usages de l'eau changent également, avec une rétroaction possible sur le climat, surtout au niveau local.

4.4 Projets de recherche sur la Méditerranée

La description des spécificités méditerranéennes faite dans les sections précédentes, justifie l'intérêt porté aux phénomènes liés au cycle de l'eau et au climat dans la région. Dans l'introduction de ce chapitre, le projet français CYPRIM et le projet international HyMEX ont été décrits de façon sommaire, ci dessous ces projets sont décrits avec plus de détails.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

4.4.1 Le projet CYPRIM

Le projet CYPRIM[3] (2005-2008) est un projet multi-disciplinaire et multi-échelle au sein duquel ont collaboré des chercheurs en météorologie, hydrologie et océanographie, de l'échelle climatique à la méso-échelle. Le projet est articulé en trois thèmes. Le premier thème, en amont des deux autres, a pour but de mieux caractériser les évènements précipitants intenses et leur contexte météorologique synoptique et sous synoptique. Le second thème porte sur la prévisibilité de ces phénomènes. Mais le troisième, celui qui nous intéresse le plus dans cette étude, aborde la régionalisation des impacts du changement climatique pour les évènements précipitants intenses. En particulier, ce thème, s'intéresse, du point de vue méthodologique, à l'étude de l'évolution des évènements de pluie intense dans leur fréquence, leur saisonnalité, leur intensité, leur positionnement géographique, leur durée et leur impact hydrologique à la fin du XXI^{e} siècle (Fig. 4.6).

Une inovation intéressante du projet, a été le scénario de climat régional utilisé. Le système climatique méditerranéen étant un système où les processus couplés océan-atmosphère sont importants à l'échelle régionale, le modèle a été couplé à un modèle de la mer Méditerranée. Ce modèle couplé résultant, à été utilisé pour lancer une simulation de 140 ans selon le scénario A2 du GIEC (Somot *et al.*, 2008). Le modèle est décrit avec plus de détail dans le Chap. (8).

Cette simulation, a été désagrégée en utilisant deux méthodes statistiques différentes de descente en échelle (J. Boé *et al.*, 2007) pour étudier l'impact du changement climatique sur l'hydrologie avec le modèle SIM. Ceci a été fait dans le cadre de cette thèse et est développé dans le Chap. (8).

Une autre innovation intéressante du projet CYPRIM a été l'association de méthodes de descente en échelle dynamique et statistique pour étudier l'évolution de l'intensité des évènements fortement précipitants dans le contexte du climat futur de la fin de ce siècle. Cette méthode repose dans un premier temps sur l'identification, puis la sélection de situations dans des classes d'environnements synoptiques favorables au déclenchement d'épisodes de pluies intenses dans le climat présent et dans le climat futur et, dans un deuxième temps, sur leur simulation à l'aide d'un modèle météorologique à mésoéchelle capable de simuler de façon détaillée les mécanismes conduisant à la formation d'évènements précipitant. Dans CYPRIM, le modèle Méso-NH[4] a été utilisé. Ce modèle a déjà montré par le passé ses capacités à reproduire avec un grand réalisme les évènements précipitants intenses aux échelles kilométriques (Ducrocq *et al.*, 2002). La sélection d'un ensemble limité de situations à simuler avec le modèle à haute résolution est nécessaire compte-tenu du coût numérique élevé des simulations à haute résolution. Par contre, l'utilisation d'un modèle à la résolution kilométrique constitue un saut certain en terme de représentation des processus convectifs et donc de l'intensité des évènements de pluie intense. L'évolution de la fréquence est pour sa part évaluée au travers de celle des situations propices aux évènements de pluie intense.

En résumé, CYPRIM a abordé de manière originale la question de l'étude de

[3]http ://www.cnrm.meteo.fr/cyprim/
[4]http ://mesonh.aero.obs-mip.fr

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

l'évolution des évènements extrêmes dans le cadre du changement climatique et leur impact hydrologique.

4.4.2 Le projet HyMEX

Si le projet CYPRIM a permis de progresser dans la compréhension des évènements fortement précipitants et des crues éclair, leur prévisibilité et l'estimation de leur évolution dans le climat futur à partir des réseaux d'observation disponibles et des modèles actuels les plus pertinents pour ces questions, il existe un certain nombre de verrous dans ce domaine qui ne pourront être instruits que dans le cadre d'un projet expérimental dédié. Le besoin de progresser sur la compréhension des phénomènes liés au cycle de l'eau en développant un programme expérimental a émergé au sein de la communauté scientifique méditerranéenne. Des discussions des dernières années il est ressorti que ces questions scientifiques doivent être abordées dans un cadre pluridisciplinaire et multiéchelle, pour répondre à la demande de la société. Le projet HyMEX vise à mieux comprendre et quantifier le cycle de l'eau, à plusieurs échelles. De l'échelle de l'ensemble de la mer Méditerranéenne aux échelles régionales et locales. Du calcul du bilan hydrique de la mer méditerranéenne jusqu'à l'étude des évènements fortement précipitants, sans oublier l'impact du changements climatique, incluant également les impacts sur les écosystèmes et les activités humaines.

HyMeX est donc un programme expérimental visant à une meilleure quantification et compréhension du cycle hydrologique et les processus connexes dans la région méditerranéenne, avec des accents mis sur les phénomènes météorologiques extrêmes et les impacts régionaux du changement global, y compris ceux sur les écosystèmes et les activités humaines. Pour atteindre ces objectifs HyMeX cherche à produire un nouveau jeux de donnés à long terme et à haute résolution sur le bassin méditerranéen pour : fournir une description précise du cycle de l'eau et sa variabilité et évolution, comprendre comment les processus liés au cycle de l'eau méditerranéenne contribuent au climat régional, valider à l'échelle régionale les modèles océaniques, atmosphériques et hydrologiques et améliorer leurs paramétrisations.

HyMeX vise également à développer des méthodologies et des modèles afin de contribuer à la prévision météorologique, aux études climatiques régionales, aux études d'impact sur le climat et à la recherche sur l'environnement. Ces objectifs scientifiques sont organisés autour de six thèmes scientifiques : bilan hydrologique de la mer Méditerranée, cycle hydrologique continental - ressources en eau, pluies intenses - crue éclairs et inondations, formation des eaux denses, dynamique côtière et aspects socio-économiques. Ces thèmes sont décrits dans le libre blanc du project (Drobinski *et al.*, 2008).

En ce qui concerne les surfaces continentales, une des principales réalisations du projet HyMEX sera de quantifier et de simuler les différentes composantes naturelles et anthropiques du cycle de l'eau (quantité, qualité) : les précipitations, l'évapotranspiration, le ruissellement, les flux hydrographiques, les réservoirs (lacs, barrages, etc), l'infiltration, le stockage dans les sols et la zone non saturée, la recharge des aquifères, le stockage dans les aquifères, les débits des aquifères et des rivières, les captages d'eau pour divers usages (irrigation, eau potable, des industries), le rende-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

ment des flux de surface et les eaux souterraines (débit de retour d'irrigation, réseaux d'égouts de décharge, les fuites, etc). Tout ça, de l'échelle locale à l'échelle régionale (c'est-à-dire pour tous les bassins versants qui atteignent la mer Méditerranée) et de l'évènement précipitant jusqu'à quelques années ou décennies. Cet objectif est ambitieux, mais un traitement complet du cycle de l'eau est nécessaire afin de pouvoir simuler et analyser les évolutions passées, présentes et futures du système hydrologique, à la fois en terme de gestion des ressources en eau et de phénomènes extrêmes.

En conclusion, dans les prochaines années la connaissance sur les phénomènes liés au cycle hydrologique en Méditerranée devrait augmenter considérablement, ce qui aura, certainement, des conséquences importantes, en raison des enjeux importants sur la région.

4.5 Conclusion

Ce chapitre est le dernier de cette partie dédiée à la présentation du contexte général de la thèse. Après le rappel de quelques grandes notions sur l'hydrologie des surfaces continentales, puis une description du modèle SIM, on a abordé ici la question du climat et les spécificités de la zone méditerranéenne. Les particularités de cette zones sont nombreuses et dans des domaines variés : climatique (météorologique) hydrologique, géologique, humain, etc.

Ces particularités font que de nombreuses questions scientifiques sont posées sur cette région. Elle est classifiée *hot-spot* du changement climatique, car région de transition entre un climat humide, au nord, et un climat sec, au sud. Ses particularités hydrologiques et hydrogéologiques, combinées à la pression humaine font que des études d'impact du changement climatiques spécifiques doivent être menées. Le programme HyMeX devrait permettre de progresser dans beaucoup de domaines liés au cycle de l'eau en Méditerranée dans les années à venir.

Présentation des parties suivantes

Dans cet ensemble de questions scientifiques lié à la Méditerranée, cette thèse abordera tout d'abord la question d'une bonne simulation de l'hydrologie des surfaces continentale, incluant les débits des principaux fleuves et rivières. C'est l'objet de la partie suivante, avec un chapitre (Chap. 5) consacré à la validation de l'analyse météorologique SAFRAN sur la France, avec un zoom sur la partie méditerranéenne, et un chapitre (Chap.6) consacré à l'amélioration de l'hydrologie d'ISBA.

La dernière partie sera consacrée a une étude d'impact du changement climatique sur la zone méditerranéenne. Le Chap. (7) décrira les méthodologies utilisées pour faire les études d'impact. Une revue de certaines études d'impact précédentes sera présentée. Finalement, dans le dernier chapitre (Chap. 8), les résultats de l'étude d'impact effectuée dans le cadre du projet CYPRIM seront décrits. La spécificité de ce travail est qu'il étudiera surtout les incertitudes liées à la désagrégation du modèle de climat régional, et au modèle d'impact. On pourra ainsi évaluer dans quelle mesure les modifications apportées à ISBA pour une meilleure simulation des débits affecte les résultats en terme d'impact climatique.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Deuxième partie

Amélioration et validation du modèle SIM

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 5

Validation de l'analyse atmosphérique SAFRAN

5.1 Introduction

La connaissance des conditions atmosphériques au cours des dernières décennies, jours ou heures est essentielle pour de nombreuses applications telles que la météorologie, la climatologie, l'hydrologie, l'agronomie ou l'assurance.

À grande échelle, des analyses globales des conditions atmosphériques sont calculées par les principaux centres météorologiques tels que le Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (CEPMMT, ou ECMWF, en anglais) ou le *US National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Bien que la qualité générale de ces analyses soit très bonne et que la résolution s'améliore régulièrement, certains paramètres essentiels ne sont pas bien traités, en particulier les paramètres proches de la surface, tels que les précipitations.

Ainsi, pour étudier l'évolution de la répartition spatiale et temporelle de l'humidité du sol, le projet GSWP[1] a reconstruit une nouvelle analyse des conditions atmosphériques en utilisant d'autres sources d'information pour les précipitations. Néanmoins, la qualité générale des précipitations est discutable (Decharme et Douville, 2006).

Plusieurs projets visent à la construction d'une analyse en temps réel des paramètres proches à la surface en combinant plusieurs types d'observations : le projet ELDAS[2] en Europe, le projet NLDAS aux États-Unis (Mitchell et Coauthors, 2004), et même le projet GLDAS sur le monde entier (Rodell *et al.*, 2004). Ces projets associent des données au sol avec des observations par satellite pour les données du rayonnement solaire, ou pour les estimations des taux journaliers de réchauffement.

En France, le système SAFRAN (qui a été déjà présenté au Chap. (3)) a été créé initialement pour fournir au modèle de neige CROCUS les variables atmosphériques nécessaires dans les zones de montagne. Ce système a été choisi comme module d'analyse des paramètres météorologiques pour le modèle hydrogéologique SIM (Chap. 3) et, en conséquence, a été étendu à l'ensemble de la France.

[1] http ://www.iges.org/gswp/
[2] http ://www.knmi.nl/samenw/eldas/

La version étendue sur la France de SAFRAN, nommé SAFRAN/F, a été très utilisée pendant les dernières années, au sein de Météo-France, mais aussi dans d'autres laboratoires français pour l'étude de l'hydrologie et la désagrégation de modèles de climat régionaux. Cependant, aucune validation détaillée du système n'avait été faite à l'échelle de la France entière, ce qui constitue un manque, en particulier pour l'interprétation des résultats de la chaîne SIM et des incertitudes associées.

Ce chapitre est donc dédié à la validation de SAFRAN/F. Il est contitué d'un article (Quintana Seguí *et al.*, 2008a), récemment publié et qui cherche à combler ce besoin. L'article, compare les analyses aux observations pour quantifier la performance du modèle, évaluer les incertitudes associées et proposer des pistes d'amélioration. En complément, on détaillera certains éléments plus techniques sur l'analyse, ainsi les perspectives d'amélioration de SAFRAN. Enfin, un point sera fait sur les spécificités de la région méditerranéenne pour ce qui concerne l'analyse météorologique.

5.2 Validation de l'analyse SAFRAN sur la France

Cette section présente l'article, tel qu'il a été publié, ainsi qu'un résumé en langue française.

5.2.1 Résumé

L'article présenté ci dessous met l'accent sur la validation de l'analyse SAFRAN étendue à la France. Le principe de l'analyse SAFRAN et son adaptation au contexte de cette étude sont décrites brièvement. La validation de plusieurs paramètres analysés en utilisant le réseau d'observation de Météo-France et un petit nombre de sites bien instrumentés sont présentés pour deux années hydrologiques 2001/2002 et 2004/05 (elles commencent au premier août). Un bref aperçu des applications actuelles de SAFRAN/F et les perspectives sont aussi montrés.

La validation a montré que la température, le vent et l'humidité relative sont assez bien reproduits, compte tenu du nombre d'observations disponibles, 1000, 500 et 800 respectivement. Les résultats sont moins précis aux heures où il n'y as pas d'analyse (l'analyse se fait chaque six heures, à 0, 6, 12 et 18 UTC) en raison de la simplicité de la méthode d'interpolation temporelle. Les analyses sont également moins précises dans certaines régions de la France qui présentent une plus grande variabilité des paramètres, spatiale et temporelle, principalement la région méditerranéenne.

En moyenne annuelle, l'analyse de la température n'est pas biaisée, et l'erreur quadratique moyenne (EQM) est de 1.5 °C. Cependant, l'analyse présente un biais saisonnier, positif en hiver, et négatif pendant l'automne et le printemps. La comparaison avec les sites bien instrumentés, montre une bonne corrélation des séries, mais aussi, que le biais peut être important sur des postes spécifiques.

SAFRAN/F reproduit bien la structure spatiale du vent. Par exemple, les cartes montrent très bien les zones d'influence du mistral, la tramontane ou le vent d'autan. Cependant, concernant cette variable, SAFRAN/F est biaisé de façon systématique. Les erreurs sont plus importantes en région méditerranéenne, sur les Pyrénées et sur

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

la côte atlantique. Sur les site bien instrumentés il est montré que la corrélation peut être assez variable et que les biais peuvent être très forts (-46%, par exemple).

Comme dans le cas de la température, en moyenne annuelle, l'humidité relative n'est pas biaisée, mais le biais présente un cycle annuel au pas de temps mensuel. Il semble que ce cycle a un lien avec celui de la température, car pour calculer l'humidité relative, il faut utiliser la température. L'erreur ne présente pas de structure spatiale.

Concernant les précipitations, l'analyse est robuste, comme l'a montré la comparaison avec les champs de précipitation annuels d'AURELHY (calculés en utilisant une méthode très différente). Toutefois, l'erreur quadratique moyenne est relativement importante, en raison de la variabilité intrazone qui ne peut pas être prise en compte par SAFRAN. La comparaison sur les sites bien instrumentés, a montré que l'analyse de la précipitation au pas horaire n'est pas bonne, cependant au pas journalier, celle-ci améliore beaucoup. Cette comparaison montre aussi l'effet de la sous-estimation de la précipitation par les pluviomètres automatiques.

Dans SAFRAN, le rayonnement n'est pas analysé, il est calculé en utilisant un schéma de rayonnement alimenté par les profils analysés de température, d'humidité et de couverture nuageuse, en conséquence, la qualité des champs de rayonnement de SAFRAN, n'est pas comparable à celle des autres variables.

Les valeurs de rayonnement solaire descendant présentent des biais, en particulier dans les zones côtières. Le cycle saisonnier est également mal reproduit. L'erreur quadratique est de 60% de la valeur moyenne. La comparaison sur des sites bien instrumentés a montré que la corrélation entre les observations et l'analyse est très bonne au pas journalier et horaire.

L'absence de mesures systématiques des rayonnements infrarouges descendants ne permet pas une bonne validation de cette variable sur la France, mais la comparaison sur quelques sites montre que l'analyse peut être biaisée négativement et que la corrélation est meilleure au pas journalier qu'au pas horaire, ce qui peut être une indication des erreurs d'analyse de la nébulosité.

L'hypothèse des zones climatologiquement homogènes est moins valable en plaine que dans les montagnes. Dans les zones montagneuses, les zones climatiques sont bien définies, en raison des obstacles montagneux qui créent une discontinuité nette dans les champs. Dans les plaines, des obstacles naturels entraînant des discontinuités, sont moins évidents. Afin d'améliorer ces points, la solution sera probablement d'utiliser des techniques d'analyse qui réduisent l'influence des frontières des zones.

La validation présentée dans l'article et les retours des utilisateurs de la version opérationnelle montrent que SAFRAN/F est robuste et fournit des valeurs météorologiques précises pour forcer le modèle ISBA ainsi que d'autres applications.

5.2.2 Article : "*Analysis of near surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France*"

Ci-après, l'article est reproduit tel qu'il est paru sur le *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

L'article a été enlevé en respect des restrictions
de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

5.3 Discussion supplémentaire

L'article présente les principaux résultats scientifiques de la validation. Dans cette section, certains points à dominante technique, mais importants pour la compréhension du fonctionnement de l'analyse et son amélioration future sont détaillés. Enfin, les performances de cette analyse dans le contexte méditerranéen sont discutées.

5.3.1 L'utilité de la validation de SAFRAN : corrections d'erreur

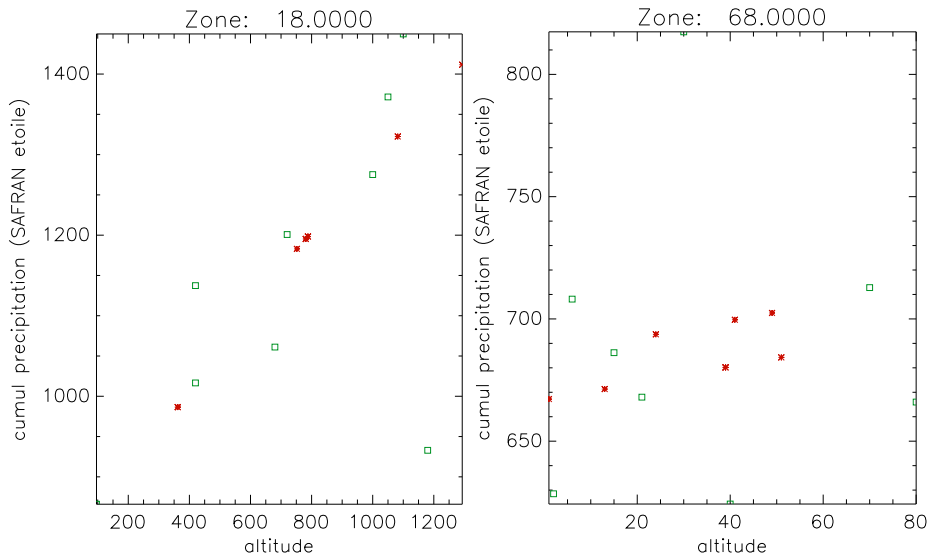


FIG. 5.1: Variation du cumul annuel de précipitation en fonction de l'altitude pour les postes de mesure situés sur deux zones SAFRAN (zone 18 à gauche et 68 à droite). Les étoiles correspondent aux analyses SAFRAN sur les mailles de 8km et les carrés aux observations. On voit que la zone 68 pose problème car les points de SAFRAN s'alignent selon deux droites (gradients) (Quintana Seguí, 2005).

L'étude des analyses de SAFRAN a débuté pendant mon stage de master. Dans le mémoire (Quintana Seguí, 2005), des comportements suspects de SAFRAN/F ont été décrits. En effet, SAFRAN calcule un seul gradient de précipitation selon l'altitude pour chaque zone. Ce gradient à l'origine climatologique s'adpate aux observations de la zone. Il a été montré que sur quelques zones il y avait plusieurs gradients de précipitation selon l'altitude (Fig. 5.1), ce qui théoriquement n'est pas possible. Quintana Seguí (2005) montre ces comportements, mais il n'explique pas leur cause, car leur nature n'avait pas été comprise.

Lors de la thèse, ces comportements ont été compris. Les fichiers qui décrivent les zones contenaient des erreurs. De ce fait, certaines zones n'étaient pas analysées (en particulier dans la Seine maritime ou dans les Pyrénées). Les valeurs des mailles de ces zones non analysées, étaient assignées en prenant les valeurs des zones voisines. Ainsi, sur quelques régions des Pyrénées, SAFRAN assignait des valeurs correspondants à la plaine.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Un autre problème est apparu sur la bonne position des centres des zones (parfois en dehors de la zone). Enfin, des problèmes ont été résolus pour la spatialisation sur les mailles ISBA de 8 km pour les quelques zones fractionnées en plusieurs morceaux.

L'impact de ces erreurs sur les chaînes opérationnelles et recherche est difficile à évaluer. L'impact sur la Seine maritime est assez net (grande zone homogène, mais impact pas nécessairement important), ainsi que dans certaines zones de montagne (Savoie, Pyrénées). Pour la plupart des zones, les analyses étaient bonnes. L'impact du problème des centres des zones était faible, car si la zone disposait de plus de deux postes, l'analyse était faite avec les postes de la zone uniquement (pas d'utilisation du centre pour sélectionner des observations proches hors de la zone).

Les fichiers de description des zones et des maillages ont été corrigés, et transférés aux chaînes opérationnelles et de recherche. Seules les données corrigées de l'analyse SAFRAN ont été utilisées dans cette thèse.

5.3.2 Cycle journalier de la précipitation

Un des points faibles les plus importants de SAFRAN est la méthode utilisée pour la répartition horaire des précipitations à partir des analyses journalières. SAFRAN analyse en effet les précipitations observées au pas de temps journalier afin de bénéficier des données du réseau climatologique (3000 postes environ). Une interpolation horaire est ensuite effectuée en utilisant principalement l'humidité analysée. Ainsi, la période nocturne, avec une humidité plus élevée, est associée à des occurences plus élevées que le reste de la journée. Ceci est une source importante d'erreur.

Alot (2006) a réalisé une intercomparaison de trois analyses de précipitation : la chaîne SAFRAN opérationnelle, la chaîne SAFRAN climatologique (SAFRAN/F) et ANTILOPE. SAFRAN opérationnel est une chaîne similaire à SAFRAN/F, mais qui utilise seulement les données de précipitation transmises en temps réel, c'est à dire, le réseau des pluviomètres automatiques. Ainsi, la différence entre la quantité et la qualité[3] des postes d'observation utilisés par les deux chaînes est importante. ANTILOPE est un produit qui intègre des données qui proviennent des radars météorologiques et des observations (les mêmes que la chaîne SAFRAN opérationnelle).

L'étude montre que, en moyenne sur l'année, il n'y a pas de différences significatives entre la chaîne SAFRAN opérationnelle et ANTILOPE et que, à cette échelle, la chaîne climatologique est celle qui donne les meilleurs résultats, parce qu'elle dispose de plus d'information et de meilleure qualité. Ceci est confirmé en terme de débit, lesquels sont, en moyenne, mieux simulés quand SIM est forcé par la chaîne SAFRAN climatologique.

Alot (2006) a bien montré que le cycle diurne de précipitation analysé par SAFRAN n'est pas très bon. Il présente un maximum la nuit et un minimum entre 14 et 20H approximativement, car il pleut plus quand l'humidité de l'air est plus importante. La Fig. (5.2) montre que le cycle journalier des précipitations ANTILOPE est presque neutre, et très proche du cycle des observations. Un autre avantage important des produits ANTILOPE, est la résolution spatiale plus importante : avec une résolution de 1x1 km^2, le radar ne produit pas seulement une meilleure description de

[3]Les pluviomètres automatiques à auget basculeur sous-estiment les précipitations.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

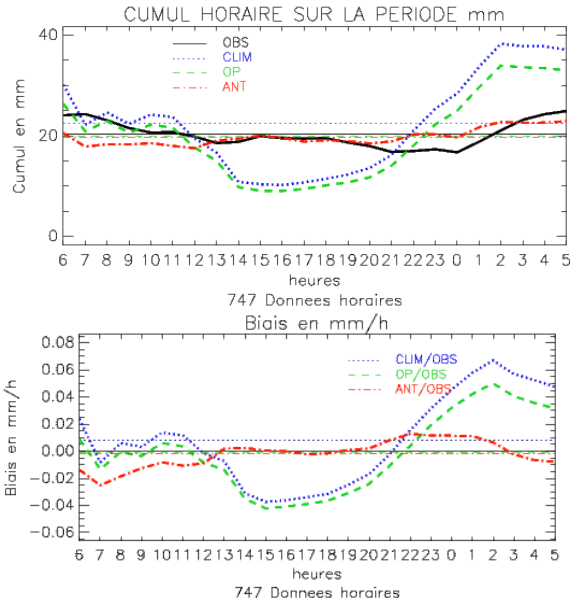


FIG. 5.2: Cycle journalier moyen des précipitations calculé par les analyses SAFRAN opérationnel, SAFRAN/F et ANTILOPE. Les résultats ont été calculés pour la période du 19 avril au 31 décembre 2005. Les valeurs ont été moyennées sur 747 postes horaires automatiques du sud-est de la France (Alot, 2006)

la variabilité temporelle des phénomènes, mais aussi une meilleure description spatiale de la variabilité. Un travail d'évaluation de SAFRAN/F et SAFRAN/A fait au LTHE[4] (communication personelle de Charles Obled) a confirmé les résultats de la présente analyse, à savoir une bonne restitution des cumuls journaliers (et même à 12H) et des difficultés pour reproduire les précipitations au pas de temps horaire et restituer les petites structures précipitantes (typiques de l'été).

Des produits comme ANTILOPE, ou la lame d'eau radar, sont très prometteurs. Mais il reste encore à les fiabiliser pour qu'ils puissent être intégrés dans la chaîne SIM. A l'époque de la validation de SAFRAN, des erreurs associées à des échos parasites (en ciel clair ou nuageux) empéchaient leur utilisation directe dans la chaîne SIM. Il est clair que dans le futur il sera intéressant d'intégrer l'information spatiale et temporelle produite par les radars. Mais cette amélioration ne pourra pas être utilisée pour des séries qui vont loin dans le passé, car le développement d'un réseau dense de radar est récent en France.

5.3.3 Les limites des zones climatiques homogènes

SAFRAN a été initialement créé dans le contexte de la prévision des avalanches. Son concept de zones climatiques homogènes a montré qu'il était très efficace dans les régions montagneuses. Cependant, la validation a montré que sur les zones de plaine,

[4]Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

le concept n'est pas si bien adapté. Ainsi, la structure du champ de précipitation (Fig. 10(a) de l'article) suit d'assez près la structure des zones, en créant des fortes discontinuités aux frontières. Ceci fait que des mailles proches qui devraient avoir des régimes pluviométriques similaires, ont des cumuls annuels de précipitation assez différents.

Pour améliorer cette situation, il pourrait être envisagé de modifier l'algorithme de SAFRAN pour diminuer les effets des bords dans les zones de plaine, mais ceci nécessiterait des développements importants dans le code car le découpage en zones est une hypothèse forte du système. Au vu des conclusions ci-dessus, il est clair que la forme des zones doit surtout être choisie avec soin en région de montagne, où des discontinuités climatiques sont très visibles. En zone de plaine, l'impact sera moins important. Quant à la surface des zones, elle doit être adaptée à la densité du réseau d'observation.

5.3.4 Voies d'amélioration possible pour le rayonnement

Un autre des points faibles importants de SAFRAN est son estimation du rayonnement. Les rayonnements solaire et atmosphérique descendants sont estimés en utilisant un schéma de transfert radiatif (Ritter et Geleyn, 1992) qui tient compte des profils verticaux analysés de température, humidité et nébulosité. Mais cette méthode a ses limites. Par exemple, les analyses de la nébulosité sont faites avec peu d'observations, avec une incertitude importante pour les couvertures nuageuses partielles. Le Moigne (2002) a essayé de corriger ce problème en calculant une relation qui lie l'erreur sur le rayonnement solaire à la nébulosité et l'altitude. Quintana Seguí (2005) a montré que cette correction était difficilement généralisable.

Une voie pour s'affranchir du schéma de rayonnement, serait d'utiliser des observations provenant de la télédétection. Depuis plusieurs années, les données de télédétection sont utilisées pour estimer les rayonnements incidents. Plusieurs méthodes et produits ont ainsi été réalisés. Ils sont basés, en général, sur la détection des couches nuageuses et sur une estimation des propriétés absorbantes de la couche atmosphérique. On a pu disposer des données satellites AJONC sur l'année 2000/01, issues du satellite Météosat (Brisson *et al.*, 1996), déjà pré-traitées et disponibles dans le même format que les analyses SAFRAN. La comparaison de ces données avec celles des analyses de SAFRAN/F a pu être faite pour l'année hydrologique 2000/2001 au pas de temps horaire. Des données de 53 stations au sol ont également été utilisées.

La figure 5.3 montre de façon très claire les différences dans la répartition spatiale de ces deux types de données. Sur la carte de SAFRAN/F, le champ est marqué par la structure des zones, ce qui ne parait réaliste (Sec. 5.3.3). Par contre, la carte AJONC présente une structure beaucoup plus lisse. Les principales différences se situent sur les zones de relief, où l'analyse SAFRAN/F génère un rayonnement plus fort que les données AJONC. D'un point de vue quantitatif, la comparaison des biais journaliers sur l'ensemble des 53 stations a montré que les données AJONC étaient de meilleure qualité que l'analyse SAFRAN/F. L'amélioration est très importante : le biais des données AJONC sur ces stations est compris entre -20 et $20\,\mathrm{W\,m^{-2}}$, et pour un nombre important de stations il se situe entre -10 et $10\,\mathrm{W\,m^{-2}}$. Par contre, le biais

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

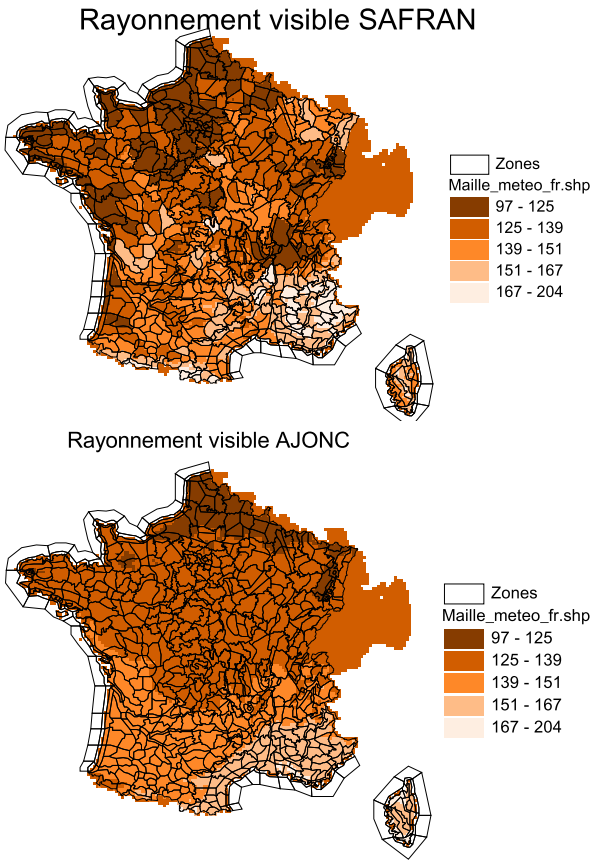


FIG. 5.3: Comparaison des cartes de rayonnement solaire annuel incident produites par l'analyse SAFRAN/F (à gauche) et les données AJONC (à droite).

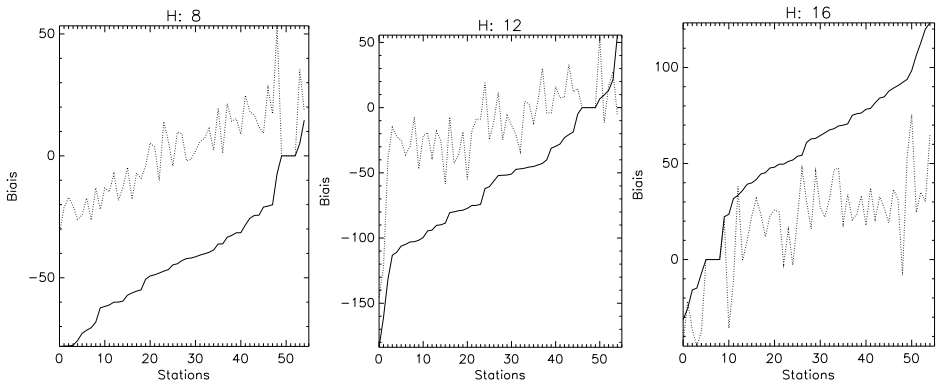


FIG. 5.4: Comparaison du biais moyen ($W\,m^{-2}$), de SAFRAN/F, en trait plein, et d'autre part, l'estimation satellite AJONC, en pointillés, pour chaque station de mesure (en abscisse). Les biais sont calculés à 3 heures différentes : 8HTU à gauche, 12H TU au milieu, et 16H TU à droite.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

de SAFRAN/F est entre -50 et $30\,\mathrm{W\,m^{-2}}$. Afin de vérifier que ceci n'est pas lié à une compensation d'erreur (par exemple, surestimation le matin, et sous-estimation le soir), on présente sur la figure 5.4, le biais horaire moyen à différents instants de la journée. On voit que les données satellite sont meilleures que SAFRAN/F sur les 3 réseaux horaires (8hTU, 12hTU et 16hTU). L'amélioration est donc générale. Meurey et al. (2008, communication personnelle) ont comparé le rayonnement de SAFRAN/F avec un produit satellite (SAF ATE) provenant du satellite *Meteosat Second Generation* et ont confirmé l'intêret d'utiliser ce genre de données. On peut conclure qu'il serait souhaitable, dans le futur, d'utiliser ce type de données comme forçage radiatif en substitution des analyses de SAFRAN.

Une autre voie possible d'amélioration est l'utilisation directe de données de rayonnement solaire interpolées, par exemple, le jeu creé par Brion *et al.* (2005) en spatialisant des mesures de rayonnement horaires sur la France pour une période de 15 ans.

Cependant, comme dans le cas du radar météorologique, les séries de données de télédétection ne sont pas très longues, ce qui peut poser de problèmes sérieux pour certaines études. De plus, il est nécessaire de prévoir une procédure de gestion des données manquantes.

5.3.5 Amélioration de l'analyse pour les autres variables

Une voie supplémentaire d'amélioration pour SAFRAN/F, serait d'intégrer dans cette analyse le nouvel algorithme variationnel 4D qui a été développé pour SAFRAN/A (Durand *et al.*, 2000). Avec cet algorithme, SAFRAN/A est capable d'utiliser toutes les observations disponibles au pas de temps horaire. Cette approche, permet d'éviter les erreurs introduites par les interpolations horaires, lesquelles, selon l'article, sont une des principales sources d'erreur de SAFRAN/F. Cependant, cette méthode n'est pas appliquée à la précipitation qui, dans SAFRAN/A, est encore analysée au pas de temps journalier, car les pluviomètres de meilleur qualité sont ceux du réseau climatologique, lesquels ont une résolution temporelle d'un jour.

5.4 L'analyse SAFRAN dans le contexte méditerranéen

Le climat de la région méditerranéenne de la France, qui a été décrit dans le Chap. (4), est caractérisé par une forte variabilité spatiale et temporelle des phénomènes météorologiques, notamment les précipitations. Cette caractéristique particulière a un impact sur la qualité de l'analyse SAFRAN. Il a en effet déjà été montré que l'analyse SAFRAN a des difficultés à reproduire les phénomènes très variables dans le temps et l'espace.

Concernant la température, l'article montre que les erreurs en région méditerranéenne sont pas plus importantes que dans le reste de la France (notamment dans les Alpes du sud). Cette erreur n'a pas un lien clair avec l'orographie, car sur les Alpes du nord, où le relief est plus important, les erreurs sont plus faibles. Il semble donc

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

que les erreurs sont dus à la forte variabilité de la température, et en particulier du cycle journalier. L'erreur sur la température affecte également l'analyse de l'humidité relative, qui dépends de la température. Pour le vent, son RMSE est aussi plus important en région méditerranéenne qu'ailleurs. À nouveau, les régimes des vents méditerranéens sont plus variables que ceux du reste du pays à cause des interactions entre la mer et la forte orographie (vent régionaux assez forts). L'article montre aussi que le rayonnement solaire descendant est biaisé négativement près de côtes, probablement à cause de l'analyse de la nébulosité. La région méditerranéenne étant côtière, elle est aussi affectée par ce problème. Finalement, l'analyse de la précipitation est aussi dégradée en climat méditerranéen, surtout sur les contreforts du Massif Central, là où ont lieu les évènements fortement précipitants, lesquels sont courts et peu étendus spatialements.

En conclusion, la qualité de l'analyse SAFRAN est de moins bonne qualité en région méditerranéenne que sur les autres régions françaises, selon les critères utilisés ici. Ainsi, les études hydrologiques sur cette région ont un handicap supplémentaire concernant les forçages atmosphériques.

5.5 Conclusion et perspectives

Dons cette partie, nous nous sommes attachés à qualifier la performance de l'analyse SAFRAN/F par comparaison aux données d'observation disponibles ou à d'autres produits existants. Ce travail de validation n'avait pas encore été réalisé à l'échelle de la France sur des durées assez longues (2 cycles annuels) et s'avérait être nécessaire en vue de l'utilisation des analyses SAFRAN, dans le cadre de la chaîne SIM ou d'autres applications. Cet effort constituera également pour l'avenir un point de référence pour les améliorations à venir de cette analyse.

Cette étude a montré la robustesse de l'analyse des variables météorologiques de surface de SAFRAN/F. SAFRAN est le seul produit permettant de produire des analyses de l'ensemble des variables atmosphériques près de la surface nécessaire pour calculer un bilan hydrique et énergétique. Utilisant des données d'observation conventionnelle et des réanalyses de modèles, l'avantage de SAFRAN/F est de pouvoir fournir des champs sur une très longue période (actuellement de 1958 à nos jours)

Malgré sa robustesse, SAFRAN souffre de quelques limitations qui pourraient être surmontées. Par exemple, bien que l'analyse soit très bonne au pas journalier, au pas de temps horaire sa qualité est moindre (surtout pour les précipitations). De plus, les rayonnements atmosphérique et solaire descendants, qui ne sont pas analysés, mais calculés par un schéma de rayonnement, ne sont pas de la même qualité que le reste des variables.

En résumé, on peut évoquer comme piste d'amélioration de l'analyse de surface les points suivants :

– La mise en place d'une interpolation horaire basée sur les observations, comme c'est le cas dans SAFRAN/A. Cette amélioration corrigerait les biais dus aux interpolations très simples utilisées actuellement. Cette modification permettrait d'améliorer sensiblement les résultats depuis le début des années 1990, date à

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

partir de laquelle les stations automatiques se sont généralisées.
- L'amélioration de la résolution numérique des modèles de prévisions météorologique. L'idéal est d'utiliser une ébauche ayant des échelles caractéristiques du même ordre que celle de l'analyse SAFRAN/F soit celle de la zone symposium (20 à 30 km). Dans le cas des réanalyses, l'ébauche a une échelle supérieure à cette valeur (1.5°). Dans les applications en temps réel ou pour les réanalyses mensuelles opérationnelle, l'utilisation d'ARPEGE permet d'être plus proche de l'échelle d'analyse.
- L'augmentation du nombre de stations météorologiques automatiques, la plupart d'entre elles ayant au moins une collecte horaire des données. Cependant, il faudra tenir compte de la sous estimation des précipitations par les pluviomètres de ces stations. Des formules de correction pourraient être utilisées.
- L'utilisation directe de produits de télédétection spatiale. Les produits du SAF-Land paraissent être très prometteurs pour ce qui concerne les produits de rayonnement solaire et infrarouge descendant. Ils pourraient être substitués aux analyses SAFRAN (qui seraient conservés en cas de données manquantes). Cette amélioration qui permettrait de bénéficier d'un masque de nuages de bonne qualité peut être appliquée pour les études à partir de 2006.
- L'utilisation directe de données de rayonnement solaire interpolées. Brion *et al.* (2005) ont réalisé un jeu de rayonnement solaire sur la France obtenu par spatialisation des mesures de rayonnement horaires sur la France. Ces données sont disponibles sur une quinzaine d'années et seront utilisées dans le cadre du projet CARBOFRANCE.
- L'utilisation des données radar contribuera à améliorer la champs de précipitations, à la fois spatialement et temporellement. Les progrès récents de la qualité des lames d'eau radar ou mixtes (radar/observations) vont pouvoir permettre de substituer ces lames d'eau à celle analysées par SAFRAN/F. Néanmoins, celà ne pourra concerner que des études sur des périodes récentes.

SAFRAN apparait donc comme un produit permettant d'obtenir des jeux de données de forçages météorologiques essentiels pour les applications liées aux processus de surface, et en particulier l'hydrologie. Si les pistes d'améliorations sont nombreuses, il est assez difficile à ce stade de donner des priorités sur les améliorations car elles dépendent également de l'utilisation faite des données. Stratégiquement, il serait souhaitable d'améliorer le code actuel de l'analyse (interpolation horaire à partir d'observations, problème des discontinuité des zones en plaine), ce qui permettrait de conserver la capacité à effectuer des réanalyses sur de longues périodes. En parallèle, pour des études plus spécifiques pour des périodes récentes ou en temps réel, l'impact de l'utilisation plus directe des observations (rayonnement ou précipitations) mériterait d'être quantifié.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 6

Amélioration et calibration du modèle SIM

6.1 Introduction

Pour étudier l'impact du changement climatique sur un hydrosystème, il est très important d'avoir une bonne confiance dans le modèle d'impact. Cette confiance ne peut être acquise que sous deux conditions. D'une part le modèle doit être capable de bien simuler le comportement du système pour le temps présent. D'autre part, les hypothèses du modèles doivent être discutées afin de vérifier qu'elles sont encore valables dans le climat futur.

Le modèle SIM et ses hypothèses physiques ont donc été examinés, et le modèle adapté afin de répondre à ces deux questions. Les forces et les faiblesses de SIM pour la simulation des débits seront donc discutés dans une première partie du chapitre. L'analyse des points faibles du modèle a justifié une amélioration du modèle. Ce travail est décrit dans l'article Quintana Seguí *et al.* (2008b). Cet article propose une amélioration des propriétés hydrologiques du sol par l'introduction d'un profil exponentiel de conductivité hydraulique avec la profondeur. Une procédure de calibration adaptée à SIM a été proposée et mise en oeuvre. Finalement, le modèle a été validé sur une période indépendante.

La suite de ce chapitre décrit l'impact de cette amélioration sur d'autres variables que les débits : humidité du sol, niveau des nappes. Après un zoom sur les résultats en région méditerranéenne, on discutera de l'intérêt d'augmenter la complexité du modèle d'impact. Enfin, la question de la validité du modèle pour des études d'impact climatique sera abordée.

6.2 Sur le besoin d'améliorer la physique d'ISBA

Quintana Seguí (2005) a montré les principaux problèmes de SIM pour bien simuler les débits dans la région méditerranéene de la France. Cette étude a regardé surtout, les problèmes liés à la végétation (principalement la profondeur racinaire), au drainage et au ruissellement.

Dans les sections qui suivent, ces problèmes sont repris en détail afin de proposer des solutions adéquates.

6.2.1 Végétation

Concernant la végétation, on a vu au Chap. (4) que la végétation méditerranéene présente des caractérístiques particulières par rapport à la végétation des autres régions de France. Par exemple, cette végétation présente des profondeurs racinaires importantes, qui lui permettent d'aller chercher de l'eau plus en profondeur pendant les périodes de sécheresse typiques de l'été méditerranéen.

Station	Q_{ref}	Q_m	E_{ref}	E_m
Argens à Roquebrune	1,91	1,61	-1,44	-0,16
Aude à Belviane	1,19	1,18	-1,30	-1,28
Aude à Carcassonne	1,16	1,10	0,49	0,53
Herault à Florensac	1,35	1,28	0,56	0,61
Herault à Gignac	1,47	1,45	0,49	0,50
Herault à Loaroque	1,37	1,36	0,48	0,49
Orb à Beziers	0,81	0,76	0,45	0,51
Orb à Vieussan	0,68	0,68	0,47	0,46
Huveaune à Aubagne	2,49	1,80	-8,62	-2,85
Siagne à Pegomas	0,93	0,90	0,83	0,84
Tet à Marquixanes	1,12	1,11	-0,20	-0,11
Var à Entrevaux	1,22	1,22	-0,13	-0,13
Var à Malaussenne	1,12	1,12	0,29	0,29
Vidourle à Marsillargues	1,49	1,25	0,56	0,60
Vidourle à Salinelles	1,78	1,54	0,35	0,48

TAB. 6.1: Statistiques de quelques stations choisies pour la simulation de référence (ref) et la simulation avec des profondeurs racinaires modifiées (m). Q est le rapport des lames totales simulées, et E est l'efficacité (Nash et Sutcliffe, 1970).

Dans la base de données utilisée dans SIM (Masson *et al.*, 2003), la profondeur racinaire à été introduite de façon générique. Ainsi, cette profondeur est fixée à 2 m pour toutes les forêts et à 1 m pour les vignes. Dans Quintana Seguí (2005), la sensibilité du modèle à la profondeur racinaire a été testée. Le test a consisté à augmenter d'1 m la profondeur racinaire de tous les types de la végétation et d'en évaluer l'impact dans la région méditerranéenne. Les résultats ont été assez positifs, les statistiques sont améliorées sur quelques stations sans dégrader le reste de stations méditerranéennes (Tab. 6.1).

Dans cette thèse, aucun test sur la modification des profondeurs racinaires n'a été effectué. En effet, bien qu'il y ait des études sur les profondeurs des racines en région méditerranéenne, elles sont, pour la plupart, à l'échelle de la plante. Il n'a a pas de travaux de synthèse sur la profondeur racinaire pour des populations de plantes à l'échelle de la région. Avec les connaissances actuelles, pour passer de l'échelle de la

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

plante à l'échelle de la maille d'ISBA ou de la région, il aurait fallu passer par des techniques de calibration. Afin d'éviter une calibration additionnelle, il a été jugé préférable de laisser les profondeurs racinaires telles qu'elles sont dans la base de données ECOCLIMAP.

6.2.2 Ruissellement sous-maille

Dans le Chap. (3) on a vu que le ruissellement sous-maille dépend du paramètre empirique (b), qui gère la portion de la maille qui est saturée pendant un évenement pluvieux. Une augmentation de b entraîne une augmentation du ruissellement qui a pour conséquence une réponse du bassin plus rapide : les pics des crues deviennent plus élevés, le retour au régime de base est plus rapide et, finalement, la lame d'eau cumulée est un peu plus élevée. Par contre, une diminution de ce paramètre, diminue la réactivité et la lame d'eau écoulée. Ces changements de réactivité sont aussi importants pour le phasage entre le modèle et les observations. Avec un b petit, la crue sera plus tardive. Au contraire, en l'augmentant, la crue peut être plus précoce.

Quintana Seguí (2005) a testé la sensibilité de ce paramètre, dans le contexte méditerranéen. Moyennant des tests de sensibilité simples, il a été montré que le débit est sensible à ce paramètre, mais que la valeur par défaut ($b = 0.5$) donne des résultats convenables. Cependant, la question de la calibration de ce paramètre empirique reste ouverte.

6.2.3 Drainage

Des études précédentes (Quintana Seguí, 2005; Decharme *et al.*, 2006; Alot, 2006; Habets *et al.*, 2008) ont montré qu'il fallait améliorer la simulation des mouvements d'eau dans le sol dans SIM, car les hydrogrammes simulés montrent souvent un drainage trop lent qui produit un deuxième pic de crue irréaliste après le pic principal. On décrit ici ce défaut pour justifier le besoin d'améliorer la description des mouvements d'eau dans le sol.

Les défauts de SIM font en effet penser que la vitesse de drainage utilisée par ISBA n'est pas assez rapide. Or, on a vu au Chap. (3) que la vitesse de drainage C_3 est liée aux propriétés du sol, et plus particulièrement, à sa proportion d'argile ($C_3 = f(X_{clay})$). La détermination de C_3 à partir de la seule information sur la fraction d'argile ne permet pas de prendre en compte les hétérogénéités locales, liées en particulier à la structure verticale des sols ainsi qu'à la présence d'écoulements préférentiels dus à la présence de racines profondes, de failles ou de fissures.

Afin de tester l'influence du coefficient C_3 sur la dynamique des débits, un test de sensibilité à la vitesse de drainage a été fait. Trois simulations ont été lancées dans lesquelles C_3 a été multiplié par 2, 5 et 10. Les résultats de ces simulations ont été très encourageants. La figure 6.1 présente le résultat d'un des tests de sensibilité. Il s'agit du cas de l'Hérault à Florensac, avec une constante C_3 multipliée par 5. On voit comment, sur cette station, la courbe se rapproche de manière nette des observations. En particulier, la durée de la crue et la décrue sont beaucoup mieux représentées. La lame d'eau n'a guère changée, et les pics de crues ont augmenté en se rapprochant

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

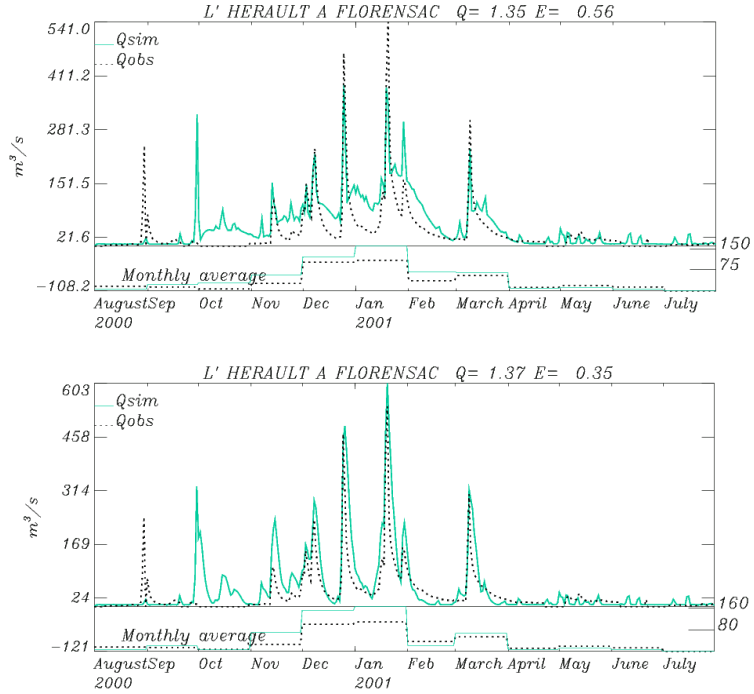


FIG. 6.1: Débits simulés et observés sur l'Hérault à Florensac. En haut, la simulation de référence. En bas, simulation avec C_3 multiplié par 5.

des pics observés. Malgré tout, il y a encore quelques problèmes, notamment le débit de base qui est trop faible, les étiages n'étant pas bien soutenus.

Agly	5	Ceze	5	Gardon	10	Tech	5
Arc	1	Chassezac	1	Herault	5	Tet	1
Ardeche	5	Dourbie	2	Huveaune	1	Tinée	1
Argens	1	Dourdou	2	Orb	1	Var	1
Aude	1	Fresquel	1	Ouveze	2	Verdon	2
Buech	2	Gapeau	1	Siagne	1	Vidourle	5

TAB. 6.2: Constante multiplicative choisie pour chaque bassin

Le coefficient C_3 a été calibré sur un nombre de bassins méditerranéens parmi les 4 choix suivants : 1, 2, 5 et 10. Le résultat de cette calibration est donné dans le Tab. (6.2). Pour un grand nombre de bassins (12 sur 24), la valeur par défaut a été conservée. Cinq bassins voient leur vitesse de drainage doublée, six autres la voient quintuplée, et finalement, un seul (les Gardons), la voit décuplée.

Le Tab. (6.3) présente la comparaison des critères statistiques sur ces bassins avant et après la calibration. L'amélioration des statistiques est nette dans un grand nombre de cas ($\sim$ 25 stations). Pour les autres, le changement est peu perceptible.

Ce test est très simple, mais il montre que la vitesse d'écoulement de l'eau dans le sol est un paramètre sensible de SIM, et que sa calibration peut permettre d'améliorer

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Station	Q_{ref}	E_{ref}	Q_m	E_m
L'Agly à Estagel	1.52	0.55	1.55	0.53
L'Agout à Lavaur	0.81	0.66	0.79	0.66
L'Arc à Aix-En-Provence	1.58	-1.96	1.02	-0.46
L'Arc à Berre l'Etang	2.04	-1.51	1.20	0.28
L'Ardeche à St Martin	0.89	0.73	0.87	0.82
L'Ardeche à Pont de Lebeaume	0.56	0.65	0.55	0.72
L'Ardeche à Vogue	0.77	0.67	0.75	0.81
L'Argens à Roquebrune	1.69	-0.68	1.32	0.06
L'Argens à Carces	1.88	-0.94	1.39	0.04
L'Argens aux Arcs	1.58	-1.33	1.21	-0.30
L'Aude à Carcassone	0.97	0.66	0.86	0.67
L'Aude à Belvianes et Cavirac	0.95	0.32	0.92	0.28
L'Aude à Moussoulenes	1.01	0.61	0.89	0.66
L'Aygues à St-May	0.80	-2.24	0.81	-2.16
Le Buech à Serres	0.94	0.66	0.97	0.70
La Ceze à Chusclan	1.17	0.48	1.16	0.58
Le Chassezac à Chambonas	0.98	0.64	0.99	0.47
Le Coulon à Oppede	5.65	-16.88	5.39	-15.62
La Dourbie à Millau	0.78	0.61	0.78	0.70
Le Dourdou à Conques	1.14	0.66	1.15	0.72
Le Fresquel à Carcassone	1.10	0.52	0.94	0.61
Le Gapeau à Hyeres	1.76	0.30	1.37	0.66
Le Gardon à St-Jean	1.10	0.61	1.10	0.74
Le Gardon de Mialet	1.13	0.60	1.14	0.72
L'Herault à Florensac	0.99	069	0.95	0.60
L'Herault à Gignac	1.16	0.72	1.16	0.80
L'Herault à Laroque	1.16	0.74	1.17	0.72
L'Huveaune à Aubagne	2.42	-6.10	1.48	-4.23
L'Orb à Beziers	0.80	0.68	0.76	0.70
L'Orb à Vieussan	0.73	0.70	0.71	071
L'Ouveze à Vaison La Romaine	0.83	0.60	0.82	0.60
La Siagne à Pegomas	0.88	0.81	0.82	0.82
Le Tech à Argeles sur Mer	0.81	0.45	0.82	0.53
La Têt à Rodes	1.08	0.43	1.18	0.54
La Têt à Marquixanes	1.03	-0.41	1.14	-0.15
La Têt à Perpignan	1.37	0.45	1.38	0.53
La Tinée à La Tour	0.94	-0.99	1.01	-0.23
Le Var à Nice	1.08	-1.51	1.14	-0.91
Le Var à Entrevaux	0.72	0.36	0.82	0.43
Le Var à Malaussenne	0.87	0.42	0.94	0 .60
Le Verdon à demandolx	0.78	0.51	0.86	0.59
Le Vidourle à Marsillargues	1.39	0.66	1.20	0.69
Le Vidourle à Salinelles	1.82	0.66	1.61	0.60

TAB. 6.3: Statistiques des débits simulés avant (ref) et après (m) un test de modification de la vitesse d'écoulement de l'eau dans le sol (C_3). Q est le rapport des lames totales simulées, et E est l'efficacité (Nash et Sutcliffe, 1970).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

les résultats du modèle SIM.

C'est précisément cette voie qui a été choisie par Decharme *et al.* (2006) qui ont introduit un profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation dans le modèle ISBA en s'inspirant des travaux de Chen et Kumar (2001). La justification de modéliser la conductivité hydraulique en utilisant un profil exponentiel (au lieu de la valeur constante originale dans ISBA) est simple : la structure du sol varie avec la profondeur en raison du tassement du sol, mais aussi de la présence de racines et autres biomasses, qui peuvent créer des chemins d'infiltration préférentiels près de la surface.

L'objectif de Decharme *et al.* (2006) était de tester l'approche dans le bassin du Rhône avec le modèle SAFRAN-ISBA-TOPMODEL-MODCOU[1], en utilisant les données du projet Rhône-AGG (Boone *et al.*, 2004), pour évaluer l'intérêt de cette approche à l'échelle régionale. Ils ont également testé la sensibilité de cette paramétrisation à une résolution faible (1 degré), car les auteurs sont des spécialistes de la simulation hydrologique globale.

L'étude a montré qu'il est intéressant de considérer que la conductivité hydraulique à saturation décroît avec la profondeur du sol, à l'échelle globale et à l'échelle régionale. Mais l'étude montre aussi que les autres flux du modèle sont sensibles aux valeurs des paramètres. Il est donc possible de modifier assez fortement le bilan hydrique de surface pour certaines valeurs de C_3 .

Cependant, l'étude ne va pas très loin pour le choix des paramètres. Les auteurs affirment que les valeurs des paramètres peuvent être calibrés à l'échelle locale, mais, à l'échelle régionale, cela n'est pas possible et, donc, ils choisissent une valeur fixe de ces paramètres. Ils effectuent également des tests de sensibilité qui confirme la forte sensibilité des bilans d'eau aux valeurs des paramètres décrivant le profil exponentiel.

Pour l'application SIM France, l'introduction du profil exponentiel de conductivité hydraulique semble être une voie d'amélioration prometteuse. Cependant, cela nécessite également de définir des paramètres réalistes sur toute la France. Dans l'article ci-dessous, ce profil exponentiel de conductivité hydraulique est introduit dans SIM et une méthode pour définir les valeurs des paramètres sans bouleverser le bilan hydrique est décrite et mise en place.

6.3 Amélioration, calibration et validation de SIM sur la France

Cette section est dédiée à la présentation de l'article Quintana Seguí *et al.* (2008b). Cet article a été soumis à *Hydrology and Earth System Science* (HESS) qui est un journal avec un processus de révision ouvert. La citation précédente, correspond à la version de l'article publiée sur *Hydrology and Earth System Science Discussions* (HESSD), qui publie tous les articles soumis à HESS et approuvés par un éditeur, mais sans révision par les pairs.

[1]L'étude utilise une version modifié d'ISBA qui utilise le formalisme de TOPMODEL pour calculer le ruissellement (Habets et Saulnier, 2001).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

6.3.1 Résumé

Peu de modèles distribués sont en mesure de simuler les principaux processus de la surface terrestre à l'échelle d'un pays comme la France (Henriksen *et al.*, 2003; Mitchell et Coauthors, 2004). A cette échelle, de nombreuses difficultés se posent, principalement liées à l'échelle et au choix des paramètres.

ISBA a été initialement couplé à MODCOU dans le but de valider le schéma de surface pour des longues périodes de temps et de grandes surfaces. Ce couplage a mis en évidence certains points faibles du schéma de surface, donc des nouvelles paramétrisations ont été introduites dans ISBA pour mieux décrire les processus liés à l'hydrologie. L'une des conséquences de ces améliorations est l'introduction de nouveaux paramètres dans le modèle. Dans ces conditions, il est difficile d'assigner des valeurs aux paramètres, car il n'est pas toujours possible d'utiliser des observations. Une façon de surmonter cette limitation, est d'utiliser la calibration. Toutefois, pour éviter les problèmes liés à la surparamétrisation, il est important de maintenir le nombre de paramètres calibrés à un minimum et d'adopter une procédure de calibration rigoureuse et objective (Andersen *et al.*, 2001; Refsgaard, 1997).

Les objectifs de cette étude sont, 1) d'examiner les modifications apportées à ISBA pour améliorer ses performances dans le cadre de l'hydrologie, 2) d'améliorer la description de la dynamique de l'eau dans le sol, par l'introduction d'une meilleure paramétrisation de la conductivité hydraulique, 3) calibrer le modèle et d'analyser l'impact de la calibration sur sa performance, en utilisant principalement le débit observé mais aussi d'autres variables.

L'étude a montré qu'une meilleure description de la conductivité hydraulique du sol est importante pour simuler des débits plus réalistes. Un profil exponentiel de la conductivité hydraulique à saturation a été introduit dans le modèle. Cette paramétrisation a introduit deux nouveaux paramètres, qui ont un caractère empirique, en conséquence une procédure de calibration a été mise en place. Il a été démontré que la calibration améliore considérablement les résultats et que le modèle final est plus robuste que la version de SIM sans le profil exponentiel. La calibration a principalement affecté les processus qu'elle cherchait a modifier (le ruissellement et le drainage), et le reste des processus sont restés stables. Il a également été démontré que l'introduction de cette nouvelle paramétrisation empirique doit être accompagnée par une calibration des paramètres. En conclusion, dans ce cas, la calibration est un outil qui peut considérablement améliorer la performance des modèles distribués comme SIM.

Certaines questions cruciales doivent être davantage étudiées. Par exemple, trois paramètres ont été calibrés dans cette étude, dans l'avenir, il serait souhaitable d'étudier s'il est utile d'introduire des nouveaux paramètres dans la calibration et de mieux comprendre le rôle des interactions entre les paramètres, tout en étant conscient que chaque nouveau degré de liberté peut mettre en danger la fiabilité du modèle. Une autre question importante est celle de l'amélioration de la méthode utilisée pour calibrer le modèle. La méthode utilisée était très simple, voire simpliste, et elle pourrait être améliorée à l'avenir. Néanmoins, la méthode a montré qu'elle était suffisamment robuste et a considérablement amélioré la performance du modèle. Enfin, l'étude des bassins où l'étalonnage a produit des valeurs des paramètres non

réalistes, sera très utile pour mieux connaître ces bassins et le modèle. Cette nouvelle version du modèle, sera utilisée pour suivre l'évolution de l'humidité du sol, pour la prévision des débits et, enfin, pour étudier l'impact des changements climatiques sur la partie continentale du cycle de l'eau.

6.3.2 Article : "*Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France*"

Ci-après, l'article est reproduit telle qu'il a été soumis à *Hydrology and Earth System Science* et est paru sur *Hydrology and Earth System Science Discussions*[2].

[2]Une version révisée de cet article a été accepté le 19 Janvier 2009 pour être publié sur *Hydrology and Earth System Science*.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Manuscript prepared for Hydrol. Earth Syst. Sci.
with version 1.3 of the LaTeX class copernicus.cls.
Date: 7 May 2008

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France

P. Quintana Seguí[1], E. Martin[1], F. Habets[2], and J. Noilhan[1]

[1]CNRM-GAME (Météo-France CNRS). 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX, France
[2]UMR Sisyphe (Université Pierre et Marie Curie CNRS), Centre de Géosciences, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau, France

Abstract. The hydrometeorological model SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) computes water and energy budgets on the land surface and riverflows and the level of several aquifers at the scale of France. SIM is composed of a meteorological analysis system (SAFRAN), a land surface model (ISBA), and a hydrogeological model (MODCOU). In this study, an exponential profile of hydraulic conductivity at saturation is introduced to the model and its impact analysed. It is also studied how calibration modifies the performance of the model. A very simple method of calibration is implemented and applied to the parameters of hydraulic conductivity and subgrid runoff. The study shows that a better description of the hydraulic conductivity of the soil is important to simulate more realistic discharges. It also shown that the calibrated model is more robust than the original SIM. In fact, the calibration mainly affects the processes related to the dynamics of the flow (drainage and runoff), and the rest of relevant processes (like evaporation) remain stable. It is also proven that it is only worth introducing the new empirical parameterization of hydraulic conductivity if it is accompanied by a calibration of its parameters, otherwise the simulations can be degraded. In conclusion, it is shown that the new parameterization is necessary to obtain good simulations. Calibration is a tool that must be used to improve the performance of distributed models like SIM that have some empirical parameters.

1 Introduction

Few distributed models are able to simulate the main land surface processes at the scale of a country like France (Henriksen et al., 2003; Mitchell and Coauthors, 2004). At this scale, many difficulties arise, which are mainly related to scale and parameterization. The SIM, model, which is used operationally at Météo-France, for example, to monitor the soil wetness index for the whole country[1], is the result of the coupling of the ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Boone et al., 1999) land surface scheme with the hydrogeological model MODCOU (Ledoux et al., 1989). The resulting model is forced by the analysis produced by SAFRAN (Durand et al., 1993; Quintana-Seguí et al., 2008).

Initially, ISBA was coupled to MODCOU with the aim to validate the land surface scheme for long periods of time and extended surfaces. The resulting model, called SIM, became a full featured hydrometeorological suite extended to the whole country. The coupling of ISBA and MODCOU showed that there was room for improvement, therefore new parameterizations were implemented to the land surface scheme with the aim of better describing processes related to hydrology. One of the consequences of these improvements was the introduction of new parameters to the model, which made its calibration more difficult. This is a difficult issue, because it is not always possible to use observations to assign the values of the parameters for such a distributed model. One way to overcome this limitation, is to use calibration. However, to avoid the problems related to overparameterization, it is important to keep the number of calibrated parameters to a minimum and to adopt a rigorous and objective parameterization procedure (Andersen et al., 2001; Refsgaard, 1997).

The objectives of this study are, 1) to review the modifications introduced to ISBA to improve its performance in the context of hydrology, 2) to improve the description of the dynamics of water in the soil, by introducing a better parameterization of hydraulic conductivity, 3) to calibrate the model and analyse the impact of this calibration on the performance of the model, mainly using observed riverflows.

Correspondence to: P. Quintana Seguí (pere.quintana-segui@meteo.fr)

[1]Maps of Soil Wetness Index produced by SIM can be found at http://www.eaufrance.fr and http://www.meteo.fr

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

2 Model description

A detailed description and validation of the SIM suite can be found at Habets et al. (2008), therefore, only its main features will be described in this paper.

2.1 Atmospheric forcing

SAFRAN (Durand et al., 1993; Quintana-Seguí et al., 2008) is the first element of the SIM suite. It is used to produce the analysis of near surface atmospheric parameters at a resolution of $8\ \mathrm{km}$. As input, SAFRAN uses observations from the automatic, synoptic and climatological networks of Météo-France and a first guess from a large scale operational weather prediction model. Within SIM, this first guess usually comes from the Arpège (Courtier et al., 1991) model, of Météo-France, or from the archives of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), which is the case in this study. The analysis is made using optimal interpolation for most of the parameters. This includes, temperature and humidity (at two meters), precipitation and wind speed among others. For incoming solar radiation and downward infrared radiation, SAFRAN uses a radiative transfer scheme (Ritter and Geleyn, 1992). The analyses are performed over climatically homogeneous zones, which are areas of irregular shape covering a surface usually smaller than $1000\mathrm{km}^2$ and where the horizontal climatic gradients (specially for precipitation) are weak. SAFRAN estimates one value of each parameter for each zone at several altitude levels. Within the zone, analysed parameters depend only on elevation and aspect. However, the zones are not isolated: observations from the neighboring zones are used if necessary. A more detailed description of SAFRAN can be found in Quintana-Seguí et al. (2008).

2.2 The ISBA land surface scheme

ISBA (*Interactions Sol Biosphère Atmosphère*) (Noilhan and Planton, 1989; Boone et al., 1999) is a soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) scheme. It is used to simulate the exchanges in heat, mass and moment between the continental surface (including vegetation and snow) and the atmosphere. There are several versions of ISBA, ranging from a two layer force-restore method (Deardorff, 1977), to a more detailed diffusion version (Boone, 2000). SIM is implemented using the three layered force-restore version (Boone et al., 1999) with the 3-layer snow scheme of Boone and Etchevers (2001).

In the three layered version of ISBA, the evolution of the soil water content for each layer (omitting phase changes) follows these equations:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(I - E_g) - D_1 \quad (1)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(I - E_g - E_{tr}) - K_2 - D_2 \quad (2)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 + D_2) - K_3 \quad (3)$$

where w_i are the volumetric soil water contents for each layer, d_i are the soil depths, ρ_w is the water density, I is the infiltration (defined as the difference between precipitation and surface runoff), E_g is the evaporation over bare ground, E_{tr} is the transpiration of the vegetation, D_i is the diffusion between each layer and, finally, K_i is the drainage between each layer. The evolution of these two last variables is described by the following equations:

$$K_2 = \frac{C_3}{\tau}\frac{d_3}{d_2}\max[0, (w_2 - w_{fc})] \quad (4)$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau}\frac{d_3}{d_3 - d_2}\max[0, (w_3 - w_{fc})] \quad (5)$$

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{eq}) \quad (6)$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \quad (7)$$

where τ is a time constant, w_{fc} is the soil water content at field capacity and w_{eq} is the soil water content at the equilibrium between capillarity and gravity.

C_1, C_2, C_3, C_4 are the force-restore coefficients. These, and the hydrological parameters of the soil (soil water contents at the wilting point (w_{wilt}), field capacity (w_{fc}) and saturation (w_{sat})), are obtained *a priori* from the textural properties of the soil using empirical relationships (Clapp and Hornberger, 1978; Noilhan and Mahfouf, 1996; Boone et al., 1999). Hydraulic conductivity k ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) and pressure head Ψ (m), depend on the soil water content (w_i), but also on the textural properties of the soil:

$$\Psi(w_i) = \Psi_{sat}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-\beta} \quad (8)$$

$$k(w_i) = k_{satc}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-2\beta+3} \quad (9)$$

where Ψ_{sat} is the air entry tension, k_{satc} is the hydraulic conductivity at saturation (also obtained *a priori* from textural properties) and, finally, β is the slope of the water retention curve.

2.3 The MODCOU hydrogeological model

The hydrogeological model MODCOU calculates the temporal and spatial evolution of the aquifer at several layers, using the diffusivity equation (Ledoux et al., 1989). Then it calculates the interaction between the aquifer and the river

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

and finally it routes the surface water to the rivers and within the river using an isochronistic algorithm. It calculates river discharge with a time step of three hours. The time step used to calculate the evolution within the aquifer is 1 hour. In the version of SIM used in this study, the aquifers are only calculated in two basins: The Seine (3 layers) and the Rhône (1 layer) basins.

3 The present state of the parameterizations of ISBA related to hydrology

ISBA was originally designed as a simple physical model to represent the continental surface in atmospheric models. The need to validate the model over large surfaces and long periods of time, led to the coupling of the surface scheme with the hydrogeological model MODCOU (Habets, 1998). However, the first applications of the coupled system showed that it was necessary to modify ISBA to better represent processes relevant to hydrology. In the next sections, three parameterizations introduced to ISBA in the past are described and their impact to model calibration is commented.

3.1 Deep soil layer to take into account the slow hydrological component

The initial version of ISBA divided the soil in two layers: a thin superficial layer, which acted as a reservoir for evaporation from the soil surface, and a single subsurface layer to model the mean water content for the root and the subroot zones. The coupling of ISBA with MODCOU showed that the partitioning of the precipitation between runoff and evapotranspiration should be improved. Boone et al. (1999) divided the subsurface layer in a plant root-extration layer and a subroot layer. The new layer would dampen the amplitude of drainage pulses and increase the time lag between infiltration and drainage, making the base flow time series more realistic. The modification was done using the same force-restore philosophy already used in ISBA and led to the equations described in Sec. (2.2). A new parameter was introduced: the root depth (d_2), which was added in addition to the total soil depth (d_3). Both of these parameters are poorly known. But root depth is clearly related to the vegetation type, which makes it easier to assign a consistent value to it. The values of d_2 and d_3 were set in function of the vegetation type and tested in one-dimensional and two-dimensional setups. In general, d_2 was set to be $\frac{2}{3}d_3$ (Habets et al., 1999b). These values, were introduced into the global ECOCLIMAP database (Masson et al., 2003) and became the reference values used in all subsequent studies.

3.2 Subgrid runoff scheme to simulate fast riverflow

ISBA simulates surface runoff through the saturation excess mechanism (also known as Dune mechanism), therefore, runoff is only produced when precipitation occurs over a saturated soil. This is a problem at the scale considered in SIM, because, in reality, the scale of variability of runoff production is smaller than the typical size of the grid cell ($64\mathrm{km}^2$ in our case). The consequence is that, when ISBA is run at these low resolutions, the soil almost never saturates and, therefore, there is no runoff production, even though, in reality, a fraction of the cell is saturated and does produce surface runoff. To solve this problem, a subgrid variability of runoff was introduced by Habets et al. (1999b) following the approach of the Variable Infiltration Capacity (VIC) scheme, described in Wood et al. (1992) and Dümenil and Todini (1992) and inspired from the Nanjing model (Zhao, 1992).

In this scheme it is considered that the infiltration capacity, the maximum depth of water that can be stored in the soil column, varies non-linearly within the grid cell. The fraction of the grid cell that is saturated is a function of some soil parameters (the soil water content at saturation, the wilting point and the root depth), the soil water content of the root zone (w_2) and a new parameter, called b, which represents the shape of the heterogeneity distribution of effective soil moisture capacity. Furthermore, after preliminary testing of this parameterization on the Adour watershed (Habets et al., 1999b) found that the parameterization generated too much runoff in summer for dry soil conditions. To avoid this problem, a threshold was introduced in the soil wetness, under which runoff was not produced, this threshold was set to be the wilting point (w_{wilt}).

In this empirical approach, the main difficulty is to set the value of the shape parameter, as it cannot be obtained *a priori*. This parameter could be related to subgrid topography, soil texture and vegetation type (Dümenil and Todini, 1992; Warrach et al., 2002; Decharme and Douville, 2007) but in fact, this dependency, if it exists, is not well understood and, therefore, b remains a parameter to be calibrated (Xie and Yuan, 2006). In SIM, this parameter was set to a fixed value ($b = 0.5$) for almost all the cells. For sandy soils, it was set to be very small.

To avoid a calibration parameter, subgrid runoff could be simulated using the TOPMODEL approach (Beven and Kirby, 1979). In this case, the runoff scheme would not need to be calibrated, as the topographic index (λ) only depends on topography. Habets and Saulnier (2001) tested this approach on the Ardeche river basin using the version of ISBA with two layers and concluded that, at the conditions under the SIM model is run, its introduction didn't give substantial benefits in terms of daily river discharge, but modifies the partition between runoff and drainage. Decharme and Douville (2006) found similar results over the Rhône river basin, while, at the global scale, they found that, in comparison to the VIC approach, it improved the simulation of river discharges in many regions of the globe (Decharme and Douville, 2007).

The downside of the TOPMODEL approach is related to the difficulty of calculating the topographic index, as it is

dependant on the resolution of the digital elevation model (DEM) (Quinn et al., 1995). This is a source of uncertainty. As the DEM used in SIM to derive the hydrographic network has a coarse resolution (1km), it was not reasonable to use it to compute the topographic index.

3.3 Subgrid drainage to implicitely take into account unresolved shallow water table

In the initial force-restore framework, drainage is produced when soil wetness is restored to field capacity (w_{fc}). Therefore, when the soil is under w_{fc}, the model does not produce any drainage. In those places where it is known to be an aquifer which is not simulated by MODCOU, SIM underestimates the stream flows in summer, because, during this period of time, the contributions from the aquifer are the main source of water for the stream. To solve this problem, Habets et al. (1999a) introduced a parameterization which allows the existence of a residual drainage under field capacity. This residual drainage compensates the lack of contribution from the aquifer.

The parameterization, modifies the equations of ISBA for the drainage (K_3). For example, for the third and deepest layer of the soil, the drainage is represented as follows:

$$w_{d3} = w_{drain} max\left(0, \frac{min(w_{fc}, w_3) - w_{g_{min}}}{w_{fc} - w_{g_{min}}}\right) \quad (10)$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau(d_3 - d_2)} max(w_{d3}, w_3 - w_{fc}) \quad (11)$$

where w_{drain} is a parameter (to be calibrated) and $w_{g_{min}}$ is a numerical threshold, which is rarely reached. The subgrid drainage between the root layer and the deep layer (K_2) is introduced similarly.

As described in Caballero et al. (2007); Habets et al. (2007) the w_{drain} parameter is calibrated in order to sustain a predefined discharge, for example, the driest observed decile (Q_{10}), using the following equation:

$$Q_{10} = w_{drain} \sum_i \frac{C_{3i}}{\tau} diSi \quad (12)$$

where i represents the grid cells that belong to the basin corresponding to the river gage under study, d_i is the total soil depth for the grid cell and S_i is the surface of the grid cell i that belongs to the upstream area of the river gage under study and τ is a constant of one day.

This parameterization is able to improve the simulation of river discharge but, at the same time, presents two problems. First, water that should be taken from an underground aquifer, is artificially taken from the soil reservoir. Second, when the parameterization is active, the simulation of low flow is influenced by w_{drain}, which is calibrated, as a consequence, the model's ability to detect the impact of climate change on low flows is slightly reduced in those places where the parameterization is active.

There are two ways of improving the previous problems. The first one would be to extend the number of simulated aquifers with MODCOU. This could be done in 2D or even 3D for multi layer aquifers. The other possible solution would consist on introducing a 1D representation of the aquifer, with, for example, a new reservoir, which would play the role of the non resolved aquifer (Fenicia et al., 2006). Both solutions are out of the scope of this work, nevertheless, this problem should be tackled in the future.

4 Introducing a parameterization for hydraulic conductivity in ISBA

Even though some parameterizations were introduced into ISBA to improve its performance in the context of hydrology, at the present state, the discharges simulated by SIM present some problems, which might be due to the poor description of the dynamics of water in the soil. Figure (1) shows how SIM tends to produce a second peak of discharge just after the main events: drainage attains the river network too slow. This shows that a better description of the processes in the soil, might help to produce a more realistic drainage and runoff, which, in turn, would help to produce more realistic discharges.

Hydraulic conductivity at saturation (k_{sat}) plays an important role in the dynamics of water in the soil. In ISBA, hydraulic conductivity depends only on soil texture (through the empirical equations of Clapp and Hornberger (1978)). As texture is considered constant, it is homogeneous in the whole column. As a consequence, ISBA does not consider the changes in hydraulic conductivity produced by structural causes, for example, the presence of macropores. Macropores, which are generally present in natural undisturbed soils (Young et al., 1998), are produced by such agents as plant roots, soil cracks, or soil fauna.

Decharme et al. (2006) introduced an exponential profile of hydraulic conductivity to a version of ISBA which used the TOPMODEL approach for runoff (following the work of Montaldo and Albertson (2001); Chen and Kumar (2001)) and applied it to the Rhône basin at different resolutions. In this study, this same parameterization was introduced to the SIM suite and, therefore, extended to the whole of France. As the details of the parameterizations can be found on Decharme et al. (2006), here only its main characteristics will be shown.

Figure (2) explains the modified hydraulic conductivity in an schematic way. In this formulation, hydraulic conductivity at saturation (k_{sat}) depends on depth (z):

$$k_{sat}(z) = k_{satc} e^{-f(z-d_c)} \quad (13)$$

where k_{satc} is the compacted value of saturated hydraulic conductivity, which corresponds to the value used in Eq. (9), f is a shape factor and d_c is the compacted depth ($k_{sat}(d_c) =$

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

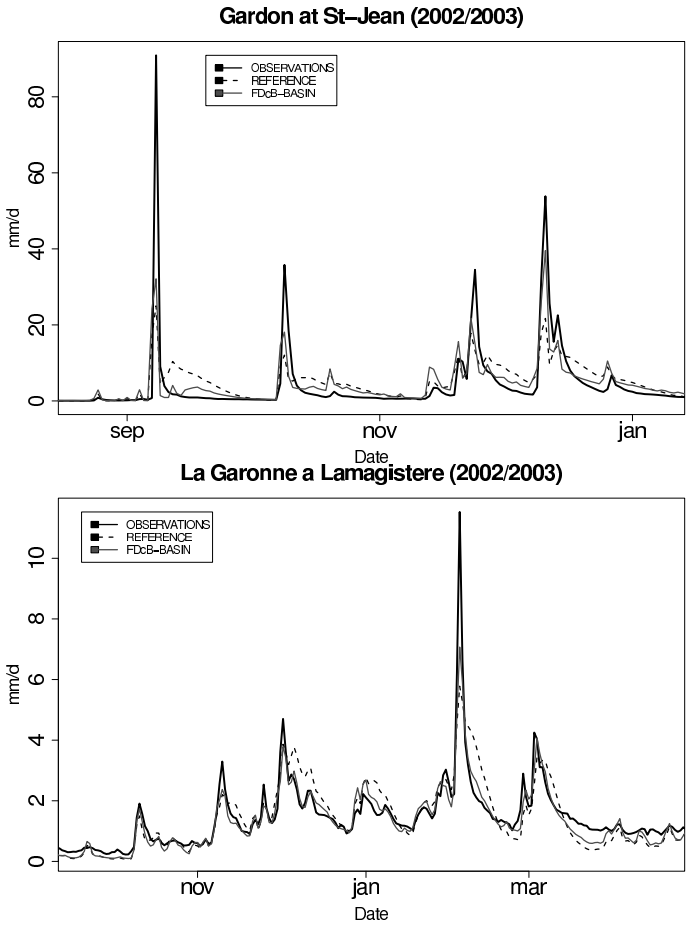


Fig. 1: Daily discharge simulated by two different versions of the SIM model on two basins for a selected period of the 2002/2003 hydrological year. The two selected basins are the Gardon at St-Jean, a small ($268\mathrm{km}^2$) Mediterranean basin, and the Garonne at Lamagistere, a big ($32526\mathrm{km}^2$) basin from the south west of France. The three lines of each plot correspond to the observations, the reference model, which does not include the exponential profile of saturated hydraulic conductivity, and FDcB-BASIN, which includes de exponential profile and was calibrated.

k_{satc}). The equation for hydraulic conductivity (Eq. (9)) is replaced by

$$k(w_i, z) = k_{sat}(z) \left(\frac{w_i}{w_{sat}} \right)^{-2\beta+3} \tag{14}$$

The introduction of this parameterization involves a recalculation of the force-restore parameters found in Eq. (4-7), which can be analytically calculated from the old values and the parameters f and d_c. With the introduction of the exponential profile, the C_3 parameter, which characterizes the rate at which the water profile is restored to the field capacity, is different for the root zone layer and the deep layer (C_3 becomes C_{32} and C_{33} respectively).

An important consequence of using this parameterization, is that it introduces two new parameters, which cannot be obtained from primary ones. Unfortunately, it is difficult to define the physically meaningful range of f and d_c. For example, Chen and Kumar (2001) used a homogeneous value of f of $1.8\mathrm{m}^{-1}$ all over the USA. Niu and Yang (2003) and Decharme et al. (2006) used a default of $2\mathrm{m}^{-1}$, but during sensitivity tests, they led the parameter to be in the ranges $1-8\ \mathrm{m}^{-1}$ and $1-3\ \mathrm{m}^{-1}$ respectively. For d_c it is easier. The hypothesis is that the changes in soil structure are due to the presence of organic mater, as roots, which create preferential paths and macropores. Therefore, the compacted depth

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

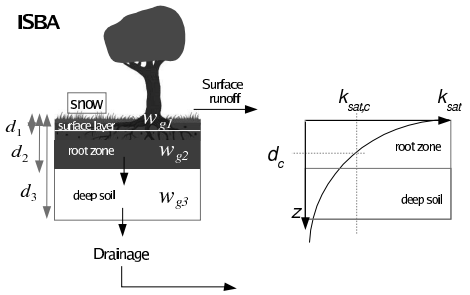


Fig. 2: Schematic description of ISBA and the exponential profile of hydraulic conductivity. Left side: The schema shows the three layers, with their corresponding water content and depths. Water leaves the system in form of evaporation, surface runoff or drainage. Right side: In ISBA hydraulic conductivity at saturation (k_{sat}) is constant on the whole soil column. After introducing the exponential profile, the old constant value becomes k_{satc} and d_c is depth at which $k_{sat} = k_{satc}$.

could be somewhere not far from the root depth. After sensitivity tests, Decharme et al. (2006) found that the best values of the parameters for the Saône basin (a sub-basin situated on the north part of the Rhône basin) were $f = 2$ and $d_c = d_2$, being d_2 the root depth. With these values, hydraulic conductivity at the surface of a typical soil can change by one or two orders of magnitude, which strongly changes the behavior of the modeled hydrological response. Again, as it was discussed in Sec. (3.2), one could imagine a relationship between these parameters and the properties of the soil or the vegetation, but this relation, if it exists, remains difficult to stablish, therefore, these parameters need to be calibrated.

To avoid complexity, it seems attractive to reduce the number of parameters, for example, there are other implementations of the exponential profile of hydraulic conductivity, which use only one parameter (f), instead of two. For example, Stieglitz et al. (1997) used $k_{sat} = k_{sat}(z = 0) \cdot e^{-fz}$ and Chen and Kumar (2001) used $k_{sat} = k_{satc} \cdot e^{-f(z-1)}$. In this case d_c is $1\mathrm{m}$, which is an arbitrary assumption. In fact, preliminary tests showed that both parameters were needed to accurately represent the dynamics of water in the soil.

From now on ISBA-KSAT or SIM-KSAT will refer to the modified versions of the model.

4.1 Modification of the subgrid drainage scheme

In this study, subgrid drainage was implemented as in Habets et al. (2007) but adapted to the presence of an exponential profile of hydraulic conductivity. The adaptation was necessary, because the original parameterization was created for a soil with a constant C_3, and now the values of this constant are different for each layer. The only difference between the formulation used in this study and the one described in Sec. (3.3) is that the w_{drain} parameter had to be different for each layer (l) due to the fact that C_3 was also different for each layer. The values of w_{drain} for each layer (w_{drainl}) could be calculated from the old values (w_{drain}), so there was no need to calibrate the parameters again. The new values of the parameter for a given cell are, for each layer:

$$w_{drainl} = w_{drain} \frac{C_3}{C_{3l}} \tag{15}$$

where w_{drainl} and C_{3l} are the new values of w_{drain} and C_3 for each layer (l).

5 One-dimensional sensitivity tests

The results shown in this section were obtained using a one dimensional version of ISBA, which included all the commented parameterizations. The data used for parameters and forcing corresponds to a ISBA grid cell situated in the south part of the Herault river basin, near the city of Montpellier, in the South of France. The soil texture of this cell is 28% clay and 35% sand, the vegetation is typically Mediterranean, with a mean root depth of $1.7\mathrm{m}$ and a total soil depth of $2\mathrm{m}$, the proportion of bare soil is of 46%. For the exponential profile of hydraulic conductivity, the default values of the parameters were used. These are those found by Decharme et al. (2006) : $f = 2\mathrm{m}^{-1}$ and $d_c = d_2$. The model was run for ten years, the first year was used as a spinup, and the other nine years were used to analyse the results.

5.1 Hydraulic conductivity

The experiment, consisted in modifying the values of one parameter, leaving the other unmodified at its default value. The ranges of the parameters were selected according to the values used in previous studies (Sec. (4)).

From the parameterizations described in previous sections, the one that affected the most the behavior of the model when it was introduced was the exponential profile of hydraulic conductivity. Changes in the force-restore coefficients, affected the soil water dynamics, soil water content, evaporation and the partition between surface runoff and drainage. For example, using the default values of the parameters, which might not be realistic, ISBA-KSAT annually produced 19% more evaporation than ISBA.

The model outputs were very sensitive to changes in the values of f and d_c. Figure (3) shows the sensitivity of total evaporation and the partition between surface runoff and drainage to these parameters. The main changes on evaporation were due to the changes in evaporation over bare ground, which, in the selected point, was important. The impact of both parameters on evaporation was comparable, in terms of amplitude and annual cycle, as shows Fig. (4). In fact, in both cases, the increase of the parameter increased the total evaporation, but diminished the evapotranspiration of the

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

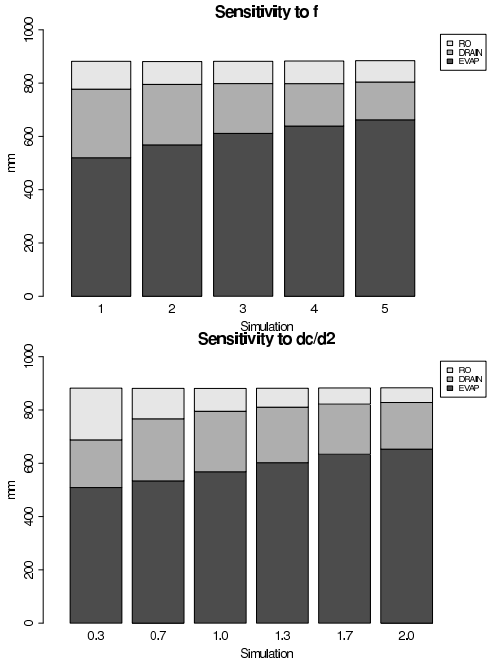


Fig. 3: Sensitivity of ISBA to the f and d_c parameters of the exponential profile of hydraulic conductivity. The model was run in 1D over nine years. The bars show the annual mean evaporation runoff and drainage ($\mathrm{mm\,y^{-1}}$) for several values of the parameters. The three variables are sensitive to changes in both parameters.

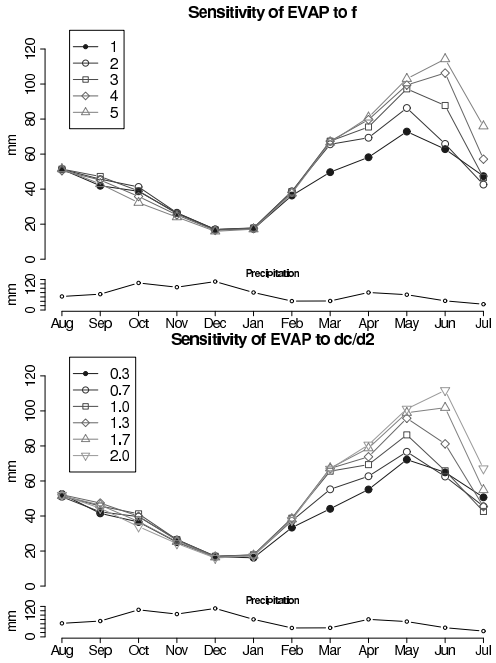


Fig. 4: Sensitivity of the annual mean cycle of evaporation ($\mathrm{mm\,month^{-1}}$) of ISBA to the f and d_c parameters of the exponential profile of hydraulic conductivity. The model was run in 1D over nine years. The lower part of the figure shows the mean precipitation in $\mathrm{mm\,month^{-1}}$

vegetation. The mean annual cycle of the water content of the root zone was strongly affected by d_c. The greater the value of d_c/d_2, the dryer the soil was. As d_c/d_2 increased, the annual runoff diminished, and drainage (Fig. (5)) increased, attainning a maximum at $d_c/d_2 = 0.7$, then it diminished. On the other hand, an increase of f, increased drainage but left runoff and soil wetness almost constant. The model's evaporation was only sensitive to the changes of hydraulic conductivity in spring and summer, and drainage and runoff were more sensitive in autumn and winter.

5.2 Subgrid runoff

In the same fashion the values of the shape parameter of subgrid runoff were modified.

The outputs of the model were less sensitive to the shape parameter of subgrid runoff than were to the parameters related to the exponential profile of hydraulic conductivity. As expected, evaporation was not very sensitive to this parameter (Fig. (6)) and it was the partition between the fast and the low components of the runoff which was mostly affected by it. As expected, the accumulated annual surface runoff was close to zero when b was close to this value, as subgrid runoff is determinant for model runoff production. This is reflected in the yearly cycle of both, drainage and runoff. This last variable, changed considerably from almost zero in the whole period (except december), for $b = 10^{-3}$ to having runoff during the whole period (in exception of July) for $b = 5$.

5.3 Conclusion

The sensitivity of ISBA to three empirical parameters, which control processes related to hydrology, was studied using a one-dimensional setup. It was found that these parameters completely control the amount of runoff and drainage produced. Evaporation was also affected considerably. Runoff was not only affected by b, but also by the compacted depth. This parameter, together with f, also strongly affected evaporation. These three parameters affect the same processes, therefore the values of one of these parameters affect the values of the others, as a result, different sets of the parameters might lead to similar results, which might lead to equifinality

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

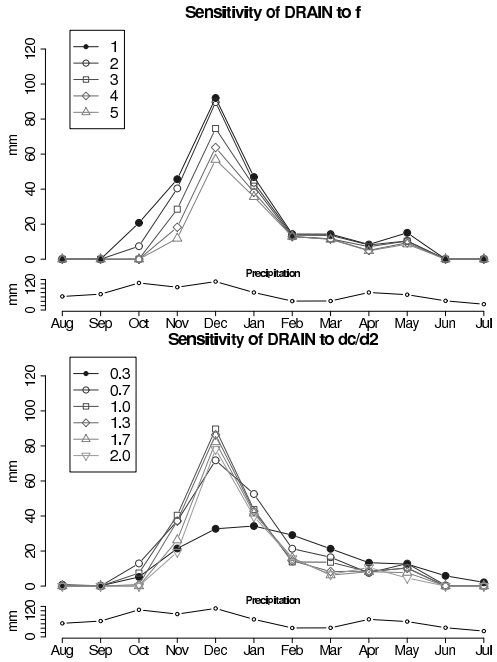


Fig. 5: Sensitivity of the annual mean cycle of drainage of ISBA to the f and d_c parameters of the exponential profile of hydraulic conductivity. The model was run in 1D over nine years. The lower part of the figure shows the mean precipitation in $\mathrm{mm\,month^{-1}}$

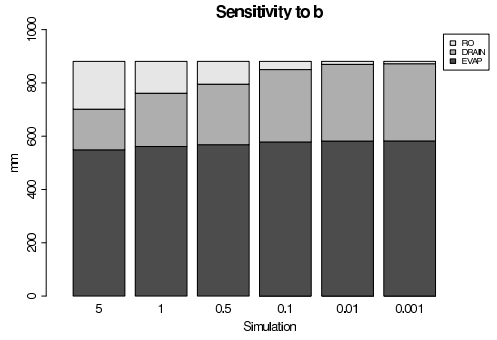


Fig. 6: Sensitivity of ISBA to the b parameter of the subgrid runoff scheme. The model was run in 1D over nine years. The bars show the mean evaporation, runoff and drainage ($\mathrm{mm\,y^{-1}}$) for several values of the parameters. Runoff and drainage are affected by this variable but not evaporation.

(Beven, 2006). This is a consequence of the empirical basis of the parameterizations. At this point, an important question arises: Which is the best way to find the appropriate values of this parameters? The next section will try to answer to this question.

6 Calibration of the distributed model

When using a model, like ISBA, which is intended to be as physical as possible, it is always desirable to determine the values of the parameters of the model using observed data. However, in the previous section it was seen that this is not always possible. First, because it is rare to have data for every parameter. Second, because, even though the necessary data might be accessible, it might not be directly usable due to the difference of scales between measurements and the grid of the model. Third, because, as it was seen before, some of the parameters of the model might be empirical, not physical. Therefore, in the case of facing any of the previously mentioned situations, calibration must be used. But calibration is a difficult exercise, because it can lead to obtaining good results for the wrong reasons (Kirchner, 2006). For instance, the structure of a model is always limited, as only the main processes are taken into account. Therefore, calibration can lead to situations where an existing parameterization, indirectly, takes into account processes that initially were not included in the structure of the model. This is not desirable, because it prevents the modeler to understand the behaviour of the system. In some cases, this kind of situation can be detected, for example, when the values of the calibrated parameters are out of their physical range and the model simulates the right discharges. However, sometimes there is not much information available about the physical range of the parameters, which is the case of the two parameters of the exponential profile of hydraulic conductivity at saturation (see Sec. (4)). But, in the context of SIM, calibration is necessary, because the physical base of the values of the parameters found in previous studies is not strong (it is the case, for example, of b, f and d_c). Therefore, using the values from the literature is not safer than using parameters obtained from a careful calibration.

No previous study tackled the problem of model calibration using the SIM model. Instead, a default value for each parameter was found at the time of the introduction a new parameterization. Being the model so dependent to empirical parameters, as the sensitivity tests of Sec. (5) showed, it was expected that calibration would strongly improve its performance.

6.1 Strategy of calibration

Daily river discharge on 152 gauging stations distributed all over mainland France (Fig. (7)) was used to calibrate the model. These selected stations had enough data available to calibrate and validate de model and, according to the Banque

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

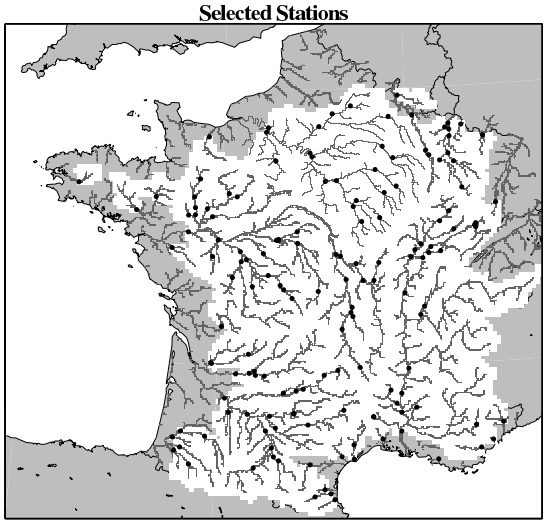


Fig. 7: Location of the 152 stations selected to calibrate and validate the model. These stations were chosen according to data availability and quality. The white region represents the ISBA grid cells ($8 \times 8\text{km}^2$) within the basins corresponding to the selected stations and, therefore, affected by the calibration. The simulated river network is depicted in gray.

Hydro[2] were not seriously affected by anthropization (for example, hydropower generation facilities). Globally, the total area covered by the catchments defined by these stations is of $432,384\text{km}^2$, the mean basin area is of $8,227\text{km}^2$, the smallest surface is of 245km^2 (Huveaune at Aubagne) and the biggest covers $110,356\text{km}^2$ (Loire at Montjean-sur-Loire). In general, SIM performs reasonably well on the selected stations, however the model is known to perform poorly in some basins due to structural problems. For example, on the Huveaune and Argens in the South-East, which are small. These two basins were kept to test to what extend the calibration could compensate the structural problems. Furthermore, there are stations, like the Rhône at Beaucaire, which integrate the discharge of highly anthropizased tributaries, for example, the Durance which is Alpine.

Ten years of data were selected (from August 1995 to July 2005). The first five years where used to calibrate the model, the following five were used to validate it using the split-sample test technique (Klemes, 1986). Validation will be detailed in further sections.

For calibration purposes, the quality of simulation was evaluated using a function built using the Nash-Sultcliff (NS) efficiency (Nash and Sutcliffe, 1970) and the overall water balance at the daily time step, which are independent from each other (Weglarczyk, 1998). The overall water balance represents the error on the total volume which is calculated as the difference between observed and simulated runoff volumes normalised by the observed runoff. The function to minimize was:

$$f(Q_s, Q_o) = (NS - 1)^2 + (WB)^2 \tag{16}$$

where

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_{o_i} - Q_{s_i})^2}{\sum_i \left(Q_{o_i} - \overline{Q_{o_i}}\right)^2} \tag{17}$$

and

$$WB = \frac{\sum_i (Q_{s_i} - Q_{o_i})}{\sum_i Q_{o_i}} \tag{18}$$

Q_{o_i} and Q_{s_i} are the observed and simulated river discharges at the instant i.

The model was calibrated gradually, from the default model, which used the default values of the parameters, to the fully calibrated model:

1. The model was run using the default values of the parameters as defined in previous studies (Habets et al., 2007; Decharme et al., 2006). This simulation was called DEFAULT.
2. f and d_c were calibrated leaving b to its default value. These parameters were calibrated at two scales:
   (a) The same values of the parameters were set to the whole of France (FDc-FRANCE).
   (b) The values of the parameters were set at the basin scale (FDc-BASIN)
3. After the calibration of f and d_c, the parameter b was calibrated at the basin scale (FDcB-BASIN).

Following this strategy, the shape parameter of subgrid runoff (b) was calibrated after the exponential profile of hydraulic conductivity (f and d_c). This order was chosen because, as seen in one-dimensional tests of Sec. (5), the evaporation simulated by the model is more sensitive to changes in f and d_c than on b. The first two parameters affect evaporation, runoff and drainage, while b only affects the partition between drainage and runoff. Therefore, the calibration of b was used as a fine tunning of the previous calibration. Furthermore, this allowed to test to which extent the calibration of b was necessary after the introduction of the exponential profile.

6.2 Calibration at the basin scale

The FDc-BASIN and FDcB-BASIN simulations were calibrated at the basin scale, as opposed to FDC-FRANCE, in which each cell had the same values of the parameters. In this case, the values of each cell were identical if they belonged to the same subbasin. This calibration method is

[2] http://www.hydro.eaufrance.fr/

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

semi-distributed. As the basins defined by the selected stations are nested, a procedure was defined to decide which values would have a cell that belongs to more than one basin:

1. Each grid cell of ISBA was assigned to one single basin. If it belonged to more than one basin, because these were nested, it would assigned to the smallest.
2. Simulations were done using the same values of the parameters on the whole of France.
3. The values of the parameters assigned to each cell, were those that performed better at the station that defined the basin to which the cell belonged.

This method is very simple, but, as the results will show, it is good enough to significantly improve the results in a great number of cases keeping the number of simulations needed to do the calibration low. A better method would be to calibrate first the smallest basins, then do a new set of simulations for the cells that are not calibrated, calibrate them, and continue recursively until all the cells are calibrated. Unfortunately, such a method is too demanding in time and computational power, for such a large domain.

6.3 Finding physically meaningful ranges of the parameters

Before doing any calibration, it is crucial to find a physically meaningful range of possible values for the calibrated parameters. Otherwise, as explained in Sec. (6), the model could produce good results for the wrong reasons. It must be stressed that finding a good range of values is not enough to guarantee that, after calibration, the results will be physically sound, but it remains a necessary step.

In the case of f and d_c, as said in Sec. (4), it is difficult to define this meaningful range. In Sec. (5.1), the values found on the literature were used to do one-dimensional tests. This procedure was adequate to study the sensitivity of the model, but more care must be taken in order to calibrate it. For example, the hypothesis that the ranges of change of f and d_c are independent from each other might not hold. Therefore, a new strategy was defined to determine the ranges of the parameters.

First, d_c was related to the root depth, as the structure of the soil and the presence of biomass are related (Sec. (4)). The calibrated parameter was d_c/d_2, instead of d_c alone.

Second, it was determined how f and d_c/d_2 should be related. The effect of the exponential profile was introduced in the model through the force-restore parameters (Sec. (4)). Instead of looking for a range of possible values of f and d_c, it was the physically meaningful region of the phase space formed by the possible values of C_{32} and C_{33} that was determined.

The C_3 parameter characterizes the rate at which the water profile is restored to the field capacity, the greater it is, the faster drainage will be produced. To be coherent with the hypothesis that macropores and preferential paths are located near the surface, it was determined that $C_{32} > C_3$ and $C_{33} < C_3$.

Table 1: Values of the parameters chosen for the 29 simulations done to calibrate SIM-KSAT. The values of the parameters were chosen according to the corresponding values of the C_3 force-restore parameter. n is the number of stations where a set of parameters was best according to efficiency.

Simulation	f (m^{-1})	d_c/d_2	n
01	0.20	0.00	1
02	0.20	2.80	2
03	0.20	6.00	0
04	1.00	0.20	0
05	1.00	0.80	0
06	1.00	1.50	3
07	1.00	2.20	0
08	1.80	0.20	1
09	2.00	0.60	3
10	2.00	0.90	5
11	2.00	1.25	7
12	2.00	1.60	1
13	2.50	1.30	4
14	2.60	0.20	9
15	2.70	0.75	13
16	2.75	0.50	3
17	2.75	1.00	14
18	3.40	0.20	2
19	3.50	0.40	13
20	3.50	0.60	7
21	3.50	0.80	16
22	3.50	1.00	16
23	4.00	0.70	8
24	4.20	0.20	8
25	4.20	0.55	8
26	4.25	0.35	4
27	4.80	0.33	3
28	5.00	0.45	1
29	5.00	0.60	1

The discretization of the phase space was determined by sensitivity tests using the one dimensional setup described in Sec. (5). These tests were also useful to specify the other limits of parameter space. It was decided that the pairs of C_{32} and C_{33} should not cause an unrealistic evaporation. The evaporation was considered unrealistic when the difference with the standard model was of approximately a 30%. This choice is arbitrary, but reasonable. As a result, 29 pairs of f and d_c/d_2 were selected (Table (1)). The quantity of pairs was chosen to optimize the computational cost of the simulations and a good representation of the parameter space.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Table 2: Model performance criteria

Performance	Efficiency (NS)	Water balance (WB)
Very Good	> 0.9	$< 5\%$
Good	$0.8 - 0.9$	$5\% - 10\%$
Fair	$0.7 - 0.8$	$10\% - 20\%$
Poor	< 0.70	$> 20\%$

6.4 Validation

The model is said to be valid if its accuracy and predictive capability in the validation period have been proven to lay within predefined acceptable limits (Henriksen et al., 2003). As SIM is a physically based distributed model, it is is desirable to check, not only the model outputs or the variables used to calibrate it (discharge), but also as many intermediate variables as possible. To do this, it is necessary to use as many sources of data as possible, but, unfortunately, for distributed models applied to large regions, like SIM, it is difficult to collect the necessary data to do the internal validation (Refsgaard, 1997).

In our case, the only available sources of data are river discharge, all over France, and piezometry, only for the Seine basin, as it is not yet possible to have access, for example, to distributed observations of soil wetness or evaporation. Piezometry is useful in those basins where underground water is simulated (in this study: the Seine and Rhône river basins) and discharge is the variable that is better observed. In this study, data of the 152 stations used in the calibration was used to validate it, but also, the performance on the remaining stations was analysed. Furthermore, other useful comparisons were also done. For example, the resulting evaporation of the model was compared to the evaporation of another version of SIM to detect changes in the patterns, which allowed us to better understand the behavior of the new model.

As it is common in the literature (Perrin et al., 2001; Moussa et al., 2007), a split-sample method was used (Klemes, 1986), to validate the simulated discharge. The selected periods go from August 1995 to July 2000 (calibration) and from August 2000 to July 2005 (validation). Following the philosophy of the calibration, which produced different sets of parameters for different scales (Sec. (6.1)), the tests were performed on each of the steps of the calibration.

Discharge was validated according to two objective criteria, taking into account that a best criterion to evaluate the simulated river discharge does not exist (Weglarczyk, 1998). The choice of a criterion depends mainly on the applications of the model (Perrin et al., 2001) and the objectives of the modeler. The objective of the SIM model is not only to simulate the right dynamics of the discharge, but also to simulate the right water budget. According to these objectives, two widely used criteria were selected: the Nash-Sultcliff (NS) efficiency coefficient (Eq. (17)) and the overall water balance (WB) (Eq. (18)). To facilitate the analysis of the results, the numerical values of these two criteria, were related to their qualitative counterparts, as presented in Table (2). The analysis of the results of the validation was done according to this table.

7 Analysis of results

7.1 The reference simulation

The reference simulation (REF) corresponds to the standard version of SIM, without the exponential profile of saturated hydraulic conductivity. This model was not subject to calibration. According to efficiency, it performed better during the second half of the 1995-2005 period (Fig. (8)). This difference is an indication of limitations of the model, whose structure has difficulties to cope with the variability of the conditions in both periods. The quality of the water balance was constant, according to the criterion used. Table (3) shows that, during the validation period in terms of efficiency, the performance of the model on more than half of the selected stations was poor, and it only was good at 10% of the stations. In terms of water balance, the quality of the results were good or very good in more than half of the stations. Therefore, in general, the model produced the right volume of discharge, but had more problems to reproduce the right dynamics.

7.2 The default simulation

After introducing the exponential profile of hydraulic conductivity to ISBA, Decharme et al. (2006) looked for default values of the parameters f and d_c with the aim to apply the model at the global scale. These default values of the parameters are $f = 2\,\mathrm{m}^{-1}$ and $d_c = d_2$. A simulation, called DEFAULT, was performed using SIM-KSAT with these default values. The rest of the parameters remained at the same values as in SIM. The objective was to test if the values of the parameters found by Decharme et al. (2006) were generalizable to the rest of France and to measure the improvement introduced by SIM-KSAT in the case there is not new information about the values of the parameters.

Table 3: Performance, during the validation period, of the simulations on 152 selected stations, according to predefined criteria. The numbers show the percentage of the selected stations that fit in each category. REF: standard version of SIM. All the other simulations correspond to SIM-KSAT. DEFAULT: default values of the parameters. FDc-FRANCE: calibrated values of f and d_c at the scale of France. FDc-BASIN: calibrated values of the parameters at the scale of the basin. FDcB-BASIN: As FDc-BASIN but with b calibrated at the basin scale.

Stations used to calibrate the model					
	REF	DEFAULT	FDc-FRANCE	FDc-BASIN	FDcB-BASIN
Efficiency					
Very Good	0	1	2	5	7
Good	10	16	25	45	49
Fair	35	25	34	32	28
Poor	54	59	39	18	16
Water Balance					
Very Good	36	36	24	39	38
Good	20	22	27	20	22
Fair	26	26	30	27	26
Poor	18	17	19	14	15

Table 4: Performance of the simulations according to predefined criteria during the validation period. The numbers show the percentage of non selected stations, out of a total of 406, that fit in each category. Some of these stations might be seriously affected by anthropization or might lack data.

Stations not used to calibrate the model					
	REF	DEFAULT	FDc-FRANCE	FDc-BASIN	FDcB-BASIN
Efficiency					
Very Good	0	0	0	0	0
Good	2	5	7	14	14
Fair	14	13	15	19	19
Poor	84	81	77	66	66
Water Balance					
Very Good	24	20	19	24	23
Good	14	15	18	18	19
Fair	25	27	25	24	22
Poor	38	37	38	35	36

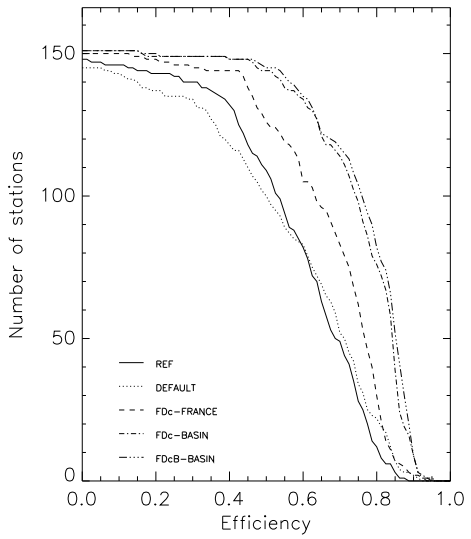
In terms of efficiency, the default simulation was better than the reference one in some already well performing stations. The performance was good or very good on 17% of the stations, an improvement of 7%. But the improvement was not generalised, on 51% of the stations the scores decreased. The number of stations where the model performed poorly was increased (+5%). In terms of water balance, the performance didn't change significantly. In view of this results, it is not possible to say that the introduction of the exponential profile generally improved the model. The opposite isn't true neither. Therefore, when using the exponential profile with default values of the parameters, it is difficult to say which variant is the best.

7.3 Calibration of hydraulic conductivity

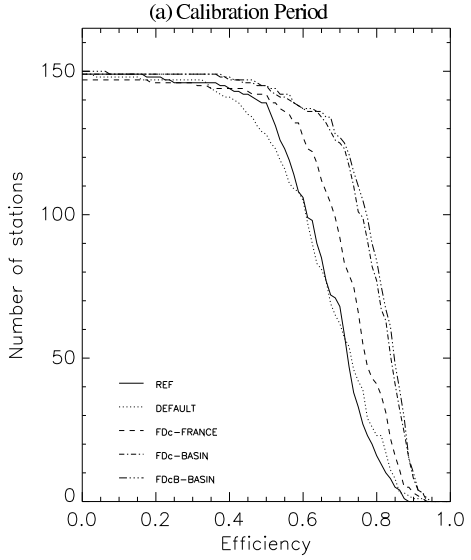
7.3.1 The spatially uniform simulation

The next step of the study was to improve the model by calibrating the values of the parameters related to the exponential profile of hydraulic conductivity, instead of using the default values. As a first step, the parameters were calibrated uniformly at the scale of France (FDc-France). Each cell had the same values of f and dc/d_2.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) Calibration Period



(b) Validation Period

Fig. 8: Accumulated distribution of efficiency for the 152 selected stations. Panel (a) corresponds to the calibration period (Aug 1995 - Jul 2000) and panel (b) to the validation period (Aug 2000 - Jul 2005). REF: standard version of SIM. All the other simulations correspond to SIM-KSAT. DEFAULT: default values of the parameters. FDc-FRANCE: calibrated values of f and d_c at the scale of France. FDc-BASIN: calibrated values of the parameters at the scale of the basin. FDcB-BASIN: As FDc-BASIN but with b calibrated at the basin scale.

As explained in Sec. (6.3), once the parameter space was delimited, 29 simulations were run using the selected values of the parameters. The third column of Table (1) shows the number of stations where each simulation was the best, in terms of efficiency. These numbers indicate that the selected range is reasonable (see Sec. (6.3)), as the simulations that perform better were situated in the middle of the range of f and around $d_c = d_2$.

The question to answer is if there is a gain in changing the values of f and d_c/d_2 when they are homogeneous in the whole of France. Figure (8) and Table (3) show that, taking the simulation that had better scores in the maximum number of stations (simulation 22, $f = 3\mathrm{m}^{-1}$ and $d_c = d_2$), in terms of efficiency, there was a strong gain in calibrating the model. For the validation period, almost all stations improved their scores. Comparing to DEFAULT, the number of stations with performance qualified as good or very good, in terms of efficiency, improved from 17% to 27% and the number of stations with poor results was also strongly reduced (from 56% to 39%). Therefore, according to river discharge, the answer to the question is positive.

Comparing simulations DEFAULT and FDc-FRANCE it is deduced that the introduction of the exponential profile of hydraulic conductivity can improve the performance of the model if some adapted calibration is done, otherwise it is not guaranteed to have better results. However, to use homogeneous values of the parameters on the whole domain does not look realistic, therefore a more distributed approach could lead to better results. The objective of the next section is to test this hypothesis.

7.3.2 The spatially heterogeneous simulation

Once the 29 simulations of Table (1) were done, a set of parameters was found for each basin and subbasin, following the procedure described in Sec. (6.2). The resulting distribution of the parameters can be seen on Fig. (9), which reflects the values of Table (1). The figures show that, with some exceptions, the values of the parameters of neighboring basins or nested basins are similar, making large regional blocks. This coherence was expected, as in general, spatial proximity may be a good similarity measure for transposing catchment model parameters in space (Merz and Bloschl, 2004; Parajka et al., 2007). Nevertheless, there were some exceptions. Some basins had values of the parameters that contrasted with their neighbours. The causes are diverse: the basin is indeed very different to its neighbours, the quality of the observations is not good, there are several sets of the parameters that give similar results, etc. The study of such basins will be an important source of knowledge about the model and the basins themselves. The values of the parameters are coherent with those of previous studies, at the Saone Basin, the best set of parameters is $f = 2.5\mathrm{m}^{-}1$ and $d_c = d_2$, which are very similar to those of Decharme et al. (2006) ($f = 2.0\mathrm{m}^{-}1$ and $d_c = d_2$). Another important consequence of the introduc-

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Table 5: Comparison of the values of hydraulic conductivity at saturation (k_{sat} at the soil surface). In the REFERENCE model k_{sat} is constant in the whole soil column, in FDc-BASIN, hydraulic conductivity is exponential and was calibrated. The values shown correspond to the average of the 9892 grid cells of ISBA over France.

	$k_{sat}(z=0)$ (ms^{-1})			d_c/d_2	f (m^{-1})
Simulation	min	max	avg	avg	avg
REFERENCE	1.0E-6	2.4E-4	8.9E-6	-	-
FDc-BASIN	2.9E-6	1.7E-2	2.7E-4	0.6	3.1

tion of the exponential profile and its calibration is that the new hydraulic conductivity at saturation changed considerably in comparison to the REFERENCE model: the average k_{sat} at the surface of the soil increased in two orders of magnitude, as did the maximum (Table (5)).

The results of the new simulation (FDc-BASIN) show that such an approach strongly improves the performance, both according to efficiency and total water budget (Fig. (8), Table (3) and Table (4)). In this case, according to Table 3, the number of stations with results qualified as good or very good, in terms of efficiency, was 50%, which was a high increase comparing to the 17% of DEFAULT and the 27% of FDc-FRANCE and the number of stations with poor results also diminished considerably, being 18%. In terms of water balance, there was also an improvement, the results on 59% of the stations were good or very good. This results show that there is an important gain in calibrating the model at the basin scale. Another interesting effect of the calibration is the gain in model stability. The behavior of the simulation REF in both periods, calibration and validation, was quite different (Fig. (8)), being the performance better for the validation period. The calibrated model (FDc-BASIN) also did perform better during the validation period, but, interestingly, the difference in performance between both periods was lower, as opposed to the REFERENCE simulation, which was less stable across periods. Therefore, FDc-BASIN could deal with a broader range of conditions than the REFERENCE: it was more robust.

The strong change in hydraulic conductivity and the subsequent improvement in the scores of river discharge, was not accompanied by a strong change in evaporation (Table (6)). In comparison to the reference model the average evaporation on France only was increased in 2%. Figure (10) shows that the change on evaporation was mainly in the range [-5%,-5%]. Even though, in some points, the changes were more important, attaining sometimes 20%. Nevertheless, as there is not distributed data available for evaporation, it is not known if this change is an improvement or it is not. On the other hand, the annual surface runoff and drainage were changed strongly. Runoff increased considerably (+46%), which explains the more reactive discharge. Opposed to this, drainage diminished remarkably (-21%) and the soil water content of the deepest layer increased (+15%) as a consequence to the slower conductivity of the deep soil.

7.4 Calibration of subgrid runoff

In this last step, the parameter b of the subgrid runoff scheme was calibrated. The previous calibration adjusted the dynamics of water in the soil, this calibration was done to find a better partition between surface runoff and drainage. In this case, 6 simulations were performed with the following values of the parameter: $b = 10^{-3}, 10^{-2}, 10^{-1}, 5 \cdot 10^{-1}, 1, 1.5$. This is based on the range of parameters found by Habets (1998) in the literature. The method to assign a value to each grid cell was exactly the same as in FDc-BASIN.

The obtained values of b are around 0.5, which is the default value used in SIM, and are, with few exceptions in the range $0.1 \leq b \leq 1$. The resulting geographical distribution of the calibrated parameter presented geographical coherences. The default value of $b = 0.5$ was kept in a region of the north and the center of France. For example, the Seine and the Loire basins had, mainly, a value of 0.5. In the south western part of France, in the Adour and Garonne basins, the calibrated value was $b = 1$. These geographical patterns give some confidence on the validity of the calibration procedure, but unfortunately, the values themselves are not yet understood.

Figure (8) and Table (3) show that, in terms of efficiency, this calibration helps to improve a little bit more the results. After calibrating b, 56% of the stations were in the range of Good and Very Good efficiencies, which represents an improvement of 6%. In terms of water balance, there were few changes, as expected.

Concerning the annual water balance, the results of this simulation are quite similar to the previous one, the difference on the global mean is only of 1% on terms of drainage and runoff and the differences are even lower for the soil water content. Nevertheless, these results do not explain the whole change, in fact, the small difference in the mean is due to the fact that the most part of the cells kept the default value of the parameter ($b = 0.5$) and those that were different compensated each other. In fact, in the basins were the b was increased to 1, runoff increased (in comparison to the previous simulation) by around a 40% and in the basins were it was diminished to 0.1 the decrease of runoff attained values

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Table 6: Values of some important fluxes and variables for three simulations averaged on the whole of France. The values in % correspond to the relative difference with the REFERENCE simulation. w_{g_2} is the annual mean of soil water content of the root zone and w_{g_3} is annual mean of the soil water content of the deep layer .

Variable	REFERENCE	FDc-BASIN		FDcB-BASIN	
Evaporation ($\mathrm{mm\,y^{-1}}$)	615	628	2.0%	626	1.7%
Drainage ($\mathrm{mm\,y^{-1}}$)	183	144	-21.4%	142	-22.2%
Surface runoff ($\mathrm{mm\,y^{-1}}$)	74	108	46.3%	111	51.1%
w_{g_2} ($\mathrm{m^3\,m^{-3}}$)	0.192	0.193	0.6%	0.193	0.5%
w_{g_3} ($\mathrm{m^3\,m^{-3}}$)	0.240	0.278	15.9%	0.277	15.5%

by around -60%. These strong changes in runoff didn't cause changes in evaporation, as it remain very similar to that of the previous simulation (the highest differences were by around 5%).

In the part of the Seine basin that was calibrated, the calibration did not strongly modify the drainage, and thus, the recharge flux to the aquifers, and the piezometry. On the three layers (oligocene, eocene and chalk aquifers) of this basin, the root mean square error (RMSE) and the bias of FDcB-BASIN remained comparable to those of the REFERENCE : the number of gages with an absolute bias lower than $2\mathrm{m}$ increased from 12, in the REFERENCE simulation, to 16, in FDcB-BASIN, out of a total of 44 gages. On the contrary, in the southern half of the Rhône basin, the calibration lead to a large decrease of the drainage flux, and thus the piezometric levels showed a net decrease (-9m on average). This is due to the fact that this part of the basin is severely affected by the anthropization of alpine tributaries. Therefore, the results of the calibration in this area must be taken with care.

8 Discussion

The objective of this study was to improve the overall performance of the model by introducing a parameterization of hydraulic conductivity and performing a calibration of of its parameters. It was shown that the simple method used highly improves the scores of river discharge and leaves other variables, like evaporation or the piezometric levels (at the Seine basin), almost untouched. The maps on Fig. (11) and the new discharges of Fig. (1) make explicit the overall improvement of the description of the processes related to the simulation of river discharge. Table (4) indicates that this improvement is not an artifact of the calibration, as the results on stations not used in the calibration were also improved. This general improvement (Fig. (1)) shows that both the introduction of the parameterization and the calibration were necessary to improve the SIM model.

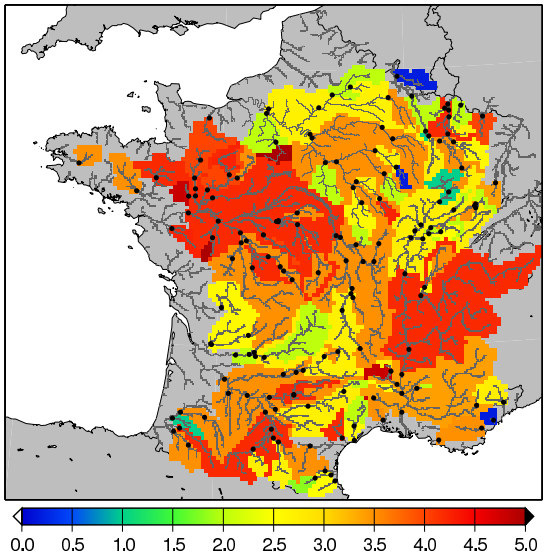
Nevertheless, in some basins, the parameters found by the calibration must be taken with caution. First, the method used to assign a set of parameters to each cell was very simple. As can be seen in Fig. (9), the algorithm used to decide to which basin belongs each cell produced some artifacts at the borders of some basins. Furthermore, the model cannot perform well in places were processes not simulated by the model are important, as in karstic areas or basins where anthropization is intense, for example, the Alpine part of the Rhône basin, where hydro-power production has completely changed the behaviour of a number of basins. However, it is worth noting that the calibration did not mask these effects, for example, the three basins depicted in black on Fig. (11) remain black after calibration. This means that where the model was wrong, due to structural or external reasons, it remains wrong after calibration.

Another question that arises, is what parameters should be assigned to the cells that do not belong to any of the calibration basins. This is the case for most of the coastal cells that are depicted in gray in the figures of this paper. This is important, because some stations included in Table (4) are located in these areas. FDc-FRANCE showed that there is a gain in calibrating the model homogeneously over the whole of France. This has been the strategy used in this study, but, as Parajka et al. (2007) suggest, it might also be interesting to set the values according to the nearest calibrated cell. root depth. This way, the distributed nature of the model remains intact.

The model was calibrated at the basin scale, but the hydraulic conductivity remains distributed. The original hydraulic conductivity (k_{satc} was a function of soil texture, and this remains valid. In addition, the use of d_c/d_2 for the calibration, takes into account the variability of root depth, which depends on the variability of vegetation.

Finally, another important question is how these calibrated parameters reflect the real properties of the basins. As the model is constructed, the values of some parameters are related to the values of other parameters. For example, f and d_c are not independent, and b would be different if it was calibrated before the former parameters. Furthermore, it was chosen not to calibrate other parameters of the model, like the soil depth or some properties of the vegetation. Nevertheless, it was seen that the calibration affected the processes it intended to modify (runoff and drainage) and the scores

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



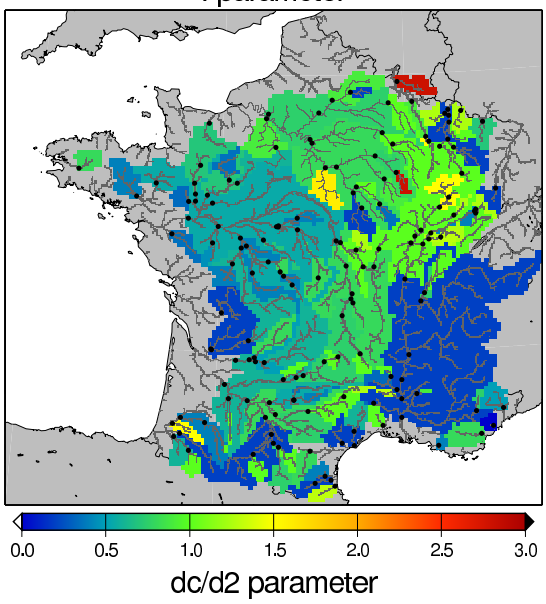
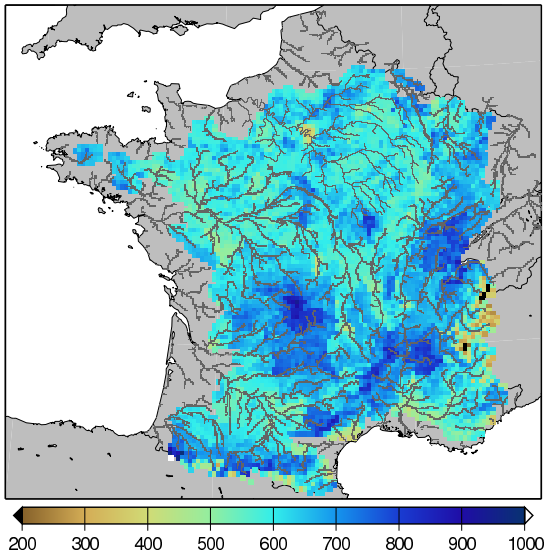


Fig. 9: Resulting geographical distribution of the values of the two parameters related to the exponential profile of hydraulic conductivity (f (m^{-1}) and the ratio between the compacted depth (d_c (m)) and the root depth (d_2 (m)). Colored grid cells were calibrated, the gray ones weren't, because they do not correspond to any of the basins of the selected stations, which correspond to the black dots. The simulated river network is shown in darker gray.



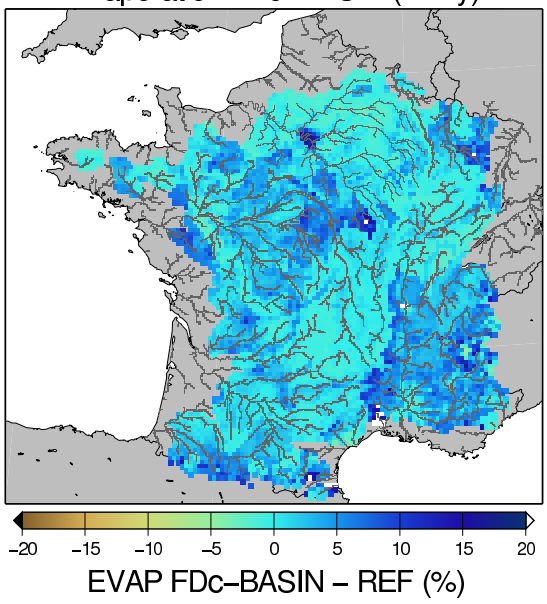


Fig. 10: Simulated geographical distribution of evaporation for the hydrological year 2001/02. Panel a) evaporation simulated after calibrating the two parameters related to hydraulic conductivity (simulation FDc-BASIN). Panel b) Relative difference between FDc-BASIN and the reference simulation (REF).

of discharges were improved considerably. Therefore, even though it is known that this set of parameters is not the only

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

one that would give similar results, the resulting model is realistic enough to simulate, in an appropriate manner, the relevant processes of the basin. Therefore, within the ranges defined by Table (2), the model can be defined as realistic.

9 Conclusions

This study describes the modifications that were implemented on the SIM model to improve its performance in the context of hydrology. Emphasis was placed on the role of the new parameters introduced. The study showed that a better description of the hydraulic conductivity of the soil was important to produce more realistic discharges. An exponential profile of hydraulic conductivity at saturation was introduced in the model, including new parameters, which have an empirical nature. Therefore, as it was not possible to set the values of these parameters from direct observations, a calibration procedure was set up. It was shown that the calibration improved considerably the results and that the final model was more robust than the original SIM. The calibration mainly affected the processes it was intended to modify (drainage and runoff), and the rest of the parameters remained stable. It was also demonstrated that it is worth introducing this new empirical parameterization, only if it is accompanied by a calibration of the parameters. In conclusion, in this case, calibration is a tool that can considerably improves the performance of distributed models like SIM.

Some key issues must be further investigated. For instance, three parameters were calibrated in this study, in the future it would be desirable to study if it is worth introducing new parameters to the calibration and to better understand the role of the interactions between the parameters, being conscious that each new degree of freedom can put in danger the reliability of the model. Another important issue is the improvement of the method used to calibrate the model. The method used was very simple, even simplistic, and it could be improved in the future. Nevertheless, it showed to be robust enough and considerably improved the performance of the model. Finally, the study of the basins where the calibration set surprising values of the parameters, will be very useful to learn more about these basins and the behaviour of the model. This new version of the model, will be used to follow the evolution of soil wetness, the forecast of river discharge and, finally, to study the impact of climate change on the continental water cycle.

Acknowledgements. The authors are grateful to Bertrand Decharme for the useful discussions related to this article and his previous work, which made this study possible. This work was partly supported by the program ACI-FNS "Aléas et Changements Globaux" of the French research ministry under the project CYPRIM. Discharge observations were provided by the French Hydro database (Ministère de l'Ecologie et du développement durable, Direction de l'Eau, http://www.eaufrance.fr), which gathers data from many producers.

References

Andersen, J., Refsgaard, J. C., and Jensen, K. H.: Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin – model construction and validation, J. Hydrol., 247, 200–214, 2001.

Beven, K.: A manifesto for the equifinality thesis, J. Hydrol., 320, 18–36, 2006.

Beven, K. and Kirby, M.: A physically based variable contribution area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. Bull., 24, 43–69, 1979.

Boone, A.: Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA: Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige., Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 2000.

Boone, A. and Etchevers, P.: An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site, J. Hydrometeorol, 2, 374–394, 2001.

Boone, A., Calvet, J. C., and Noilhan, J.: Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force-Restore Method, J. Appl. Meteorol., 38, 1611–1630, 1999.

Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., and Boone, A.: Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change, Water. Resour. Res., 43, W07 448, 2007.

Chen, J. and Kumar, P.: Topographic Influence on the Seasonal and Interannual Variation of Water and Energy Balance of Basins in North America, J. Climate, 14, 1989–2014, 2001.

Clapp, R. B. and Hornberger, G. M.: Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, Water. Resour. Res., 14, 601–604, 1978.

Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J. F., Rabier, F., and Rochas, M.: The Arpège project at Météo-France, Reading, European Centre for Medium-range Weather Forecast, 193-232, 1991.

Deardorff, J. W.: A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models, J. Appl. Meteor., 16, 1182–1185, 1977.

Decharme and Douville: Global validation of the ISBA sub-grid hydrology, Clim. Dynam., 29, 21–37, 2007.

Decharme, B. and Douville, H.: Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model, Climate Dyn., 26, 65–78, 2006.

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., and Noilhan, J.: Impact of an Exponential Profile of saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône Basin, J. Hydrometeorol, 7, 61–80, 2006.

Dümenil, L. and Todini, E.: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model., p. 462, McGraw Hil, New York, 1992.

Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E.: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, Ann. Glaciol., 18, 65–71, 1993.

Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., and Pfister, L.: Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling, Hydrol. Earth Syst. Sci., 10, 139–150, 2006.

Habets, F.: Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône., Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 1998.

Habets, F. and Saulnier, G. M.: Subgrid runoff parameterization, Phys. Chem. Earth., 26, 455–459, 2001.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., and Ottle, C.: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin, J. Geophys. Res., 104, 31 145–31 172, 1999a.

Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J. P., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottle, C., and Vidal-Madjar, D.: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I: Model and database, J. Hydrol., 217, 75–96, 1999b.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Moigne, P. L., Martin, E., and Morel, S.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, J. Geophys. Res, 2007.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Moigne, P. L., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, J. Geophys. Res., 113, D06 113, 2008.

Henriksen, H. J., Troldborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., and Madsen, B.: Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark, J. Hydrol., 280, 52–71, 2003.

Kirchner, J. W.: Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, Water. Resour. Res., 42, 2006.

Klemes, V.: Operational testing of hydrological simulation models, Hydrological Sciences Journal, 31, 13–24, 1986.

Ledoux, E., Girard, G., de Marsilly, G., and Deschenes, J.: Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and ground water., pp. 435–454, Kluwer Academic, Dordrecht, 1989.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models, J. Clim., 16, 1261–1282, 2003.

Merz, R. and Bloschl, G.: Regionalisation of catchment model parameters, J. Hydrol., 287, 95–123, 2004.

Mitchell, K. E. and Coauthors: The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system, J. of Geophys. Res., 109, 07, 2004.

Montaldo, N. and Albertson, J. D.: On the Use of the Force-Restore SVAT Model Formulation for Stratified Soils, J. Hydrometeorol, 2, 571–578, 2001.

Moussa, R., Chahinian, N., and Bocquillon, C.: Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment - Model construction and multi-site validation, J. Hydrol., 337, 35–51, 2007.

Nash, J. and Sutcliffe, J.: River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles, J. Hydrol., 10, 282–290, 1970.

Niu, G. Y. and Yang, Z. L.: The versatile integrator of surface atmospheric processes. Part 2: Evaluation of three topography-based runoff schemes, Global Planet. Change, 38, 191–120, 2003.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.: The ISBA land surface parameterisation scheme, Global Planet. Change, 13, 145–159, 1996.

Noilhan, J. and Planton, S.: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, Mon. Weather Rev., 117, 536–549, 1989.

Parajka, J., Blöschl, G., and Merz, R.: Regional calibration of catchment models: Potential for ungauged catchments, Water. Resour. Res., 43, W06 406, 2007.

Perrin, C., Michel, C., and Andreassian, V.: Does a large number of parameters enhance model performance?: Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments, J. Hydrol., 242, 275–301, 2001.

Quinn, P. F., Beven, K. J., and Lamb, R.: The ln (a/tanb) index: How to calculate it and how to use it within the topmodel framework, Hydrol. Process., 9, 161–182, 1995.

Quintana-Seguí, P., Moigne, P. L., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S.: Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France, J. Appl. Meteorol. Clim., 47, 92–107, 2008.

Refsgaard, J. C.: Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models, J. Hydrol., 198, 69–97, 1997.

Ritter, B. and Geleyn, J. F.: A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations, Mon. Weather Rev., 120, 303–325, 1992.

Stieglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., and Rosenzweig, C.: An Efficient Approach to Modeling the Topographic Control of Surface Hydrology for Regional and Global Climate Modeling, J. Climate, 10, 118–137, 1997.

Warrach, K., Stieglitz, M., Mengelkamp, H. T., and Raschke, E.: Advantages of a Topographically Controlled Runoff Simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model, J. Hydrometeorol, 3, 131–148, 2002.

Weglarczyk, S.: The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models, J. Hydrol., 206, 98–103, 1998.

Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., and Zartarian, V. G.: A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models, J. Geophys. Res., 97, 2717–2728, 1992.

Xie, Z. and Yuan, F.: A parameter estimation scheme of the land surface model VIC using the MOPEX databases, IAHS Publication, 307, 169, 2006.

Young, I. M., Blanchart, E., Chenu, C., Dangerfield, M., Fragoso, C., Grimaldi, M., Ingram, J., and Monrozier, L. J.: The interaction of soil biota and soil structure under global change, Glob. Change Biol., 4, 703–712, 1998.

Zhao, R. J.: The Xinanjiang model applied in China, J. Hydrol., 135, 371–381, 1992.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

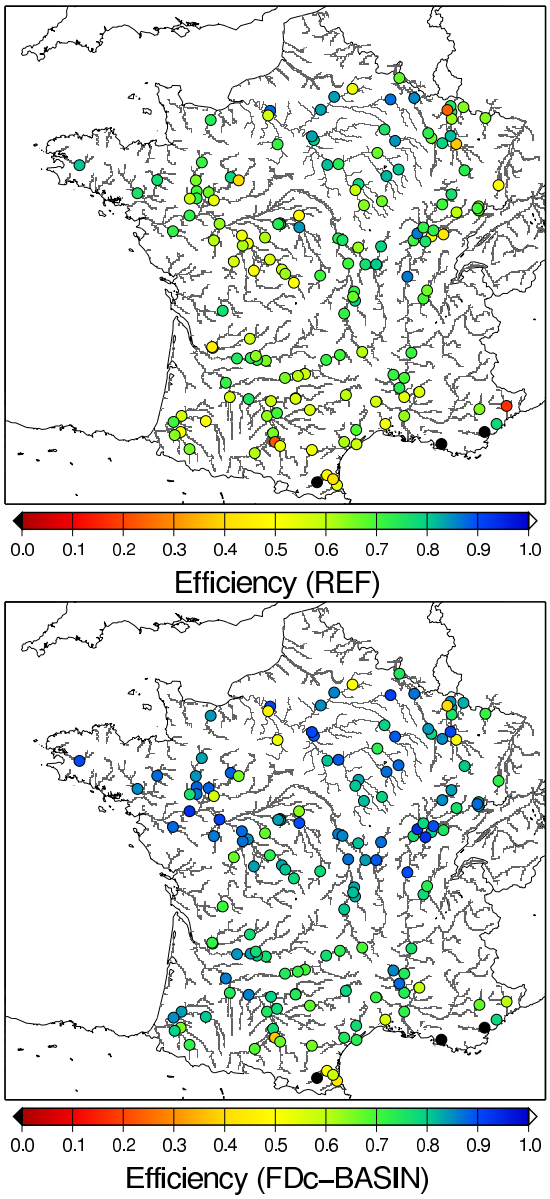


Fig. 11: Geographical distribution of the efficiency values of the 152 selected stations during the period of validation (Aug 2000 - Jul 2005). The first map (REF) corresponds to the standard version of SIM (without the exponential profile of hydraulic conductivity and without calibration). The second map (FDcB-BASIN) corresponds to SIM-KSAT after calibrating the parameters related to the exponential profile of hydraulic conductivity and the runoff subgrid scheme. The simulated river network is shown in darker gray.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

6.4 Discussion supplémentaire

Dans les sections suivantes, des sujets qui n'ont pas été traités en détail dans l'article, sont discutés. En premier lieu, des résultats scientifiques complémentaires sont montrés : l'impact de la nouvelle paramétrisation et de la calibration associée sur l'humidité du sol, la nappe et les bassins de la région méditerranéenne. Dans un deuxième temps, on discute plus en détail si la statégie suivie, à savoir de rajouter une paramétrisation associée à une calibration supplémentaire est la bonne. On terminera par la question de la validité du modèle dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique sur les hydrosystèmes.

6.4.1 Impact sur le contenu en eau du sol

L'impact du profil exponentiel et de la calibration sur l'humidité du sol n'a pas été traité en profondeur dans l'article car celui-ci était principalement focalisé sur la bonne simulation des débits. Or, dans le cadre des applications opérationnelles de SIM pour le suivi de la sécheresse, l'humidité du sol, et en particulier sa comparaison à une climatologie est utilisée.

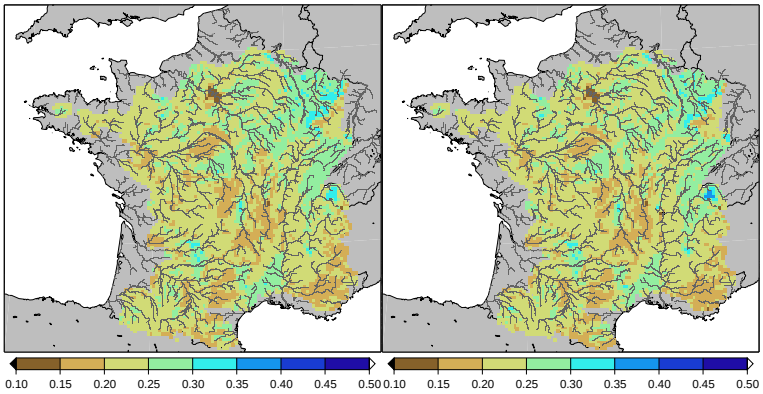
La Fig. (6.2) compare les contenus en eau liquide des couches racinaire et profonde, ainsi que l'indice d'humidité calculé pour toute la colonne du sol pour l'année hydrologique 2001-2002. Les figures montrent que l'impact est très important pour la couche profonde (w_3) et l'indice d'humidité total (SWI), mais, par contre, il est assez faible pour la couche racinaire (w_2), ce qui explique la stabilité de l'évaporation.

La Fig. (6.3) confirme ce constat. Cette figure montre l'évolution des contenus en eau du sol pendant la même année pour une maille située dans la vallée du Rhône (5.13E, 45.11N) et une autre maille située dans le bassin de la Seine (4.48E, 49.24N). La figure montre très bien l'effet du profil exponentiel et de la calibration sur le réservoir profond, lequel joue un rôle complètement différent de celui qu'il jouait auparavant, dans les deux cas. Maintenant, la couche profonde stocke plus d'eau pendant l'année. Par contre, l'humidité de la couche racinaire reste très comparable à celle de la référence, ce qui explique que, en général, l'impact du profil et la calibration sur le bilan d'eau à la surface soit faible. La question est de savoir si le nouveau rôle de la couche profonde a du sens. La réponse est positive car l'article a bien montré que le modèle résultant reproduisait mieux les débits, en restant plus robuste, car les scores du modèle sont plus stables entre périodes avec le nouveau modèle.

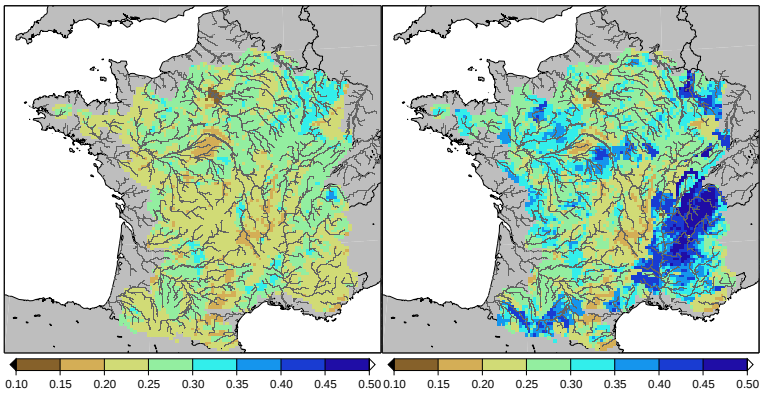
Mais la Fig. (6.2) montre un autre résultat intéressant. L'indice d'humidité (SWI) est fortement modifié par la nouvelle calibration. Le sens physique du SWI a changé, donc son interprétation doit aussi être modifiée. Concernant l'humidité du sol, la seule quantité qui reste physiquement comparable entre le nouveau modèle et le modèle ancien, est le contenu en eau de la couche racinaire (w_2), contrairement à w_3.

Enfin, On peut aussi noter que les changements les plus forts dans le w_3 et le SWI de la Fig. (6.2) sont sur des régions où le résultat de la calibration est discutable, par exemple, sur la zone montagneuse des bassins de la Durance et de l'Isère.

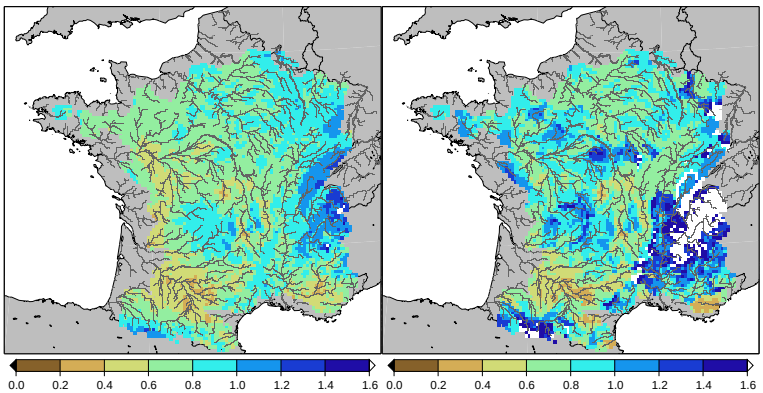
tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) w_2 (REF) (b) w_2 (FDcB-BASIN)



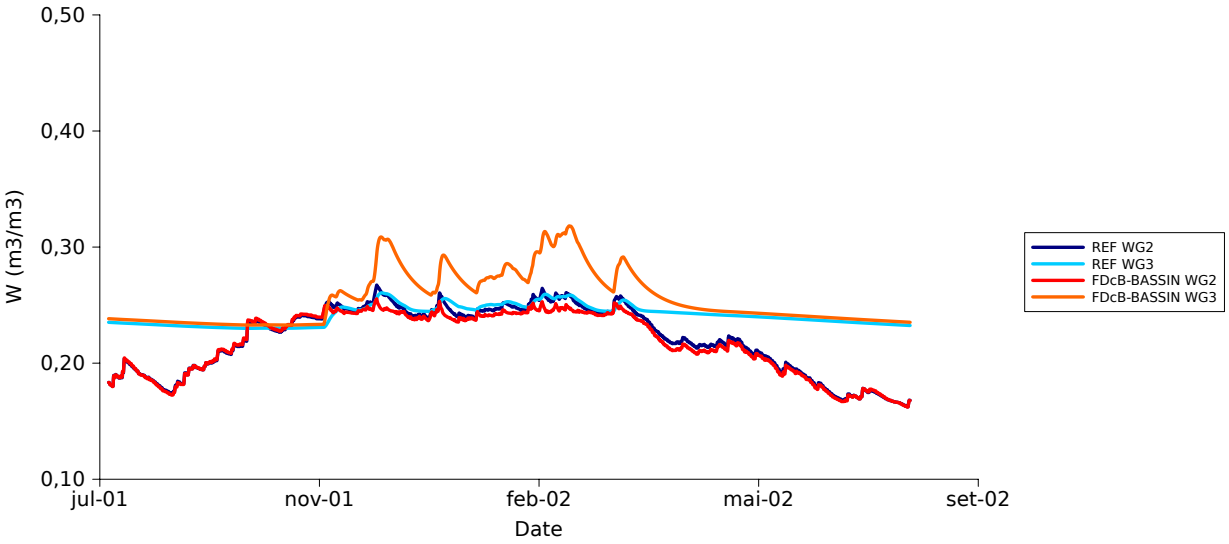
(c) w_3 (REF) (d) w_3 (FDcB-BASIN)



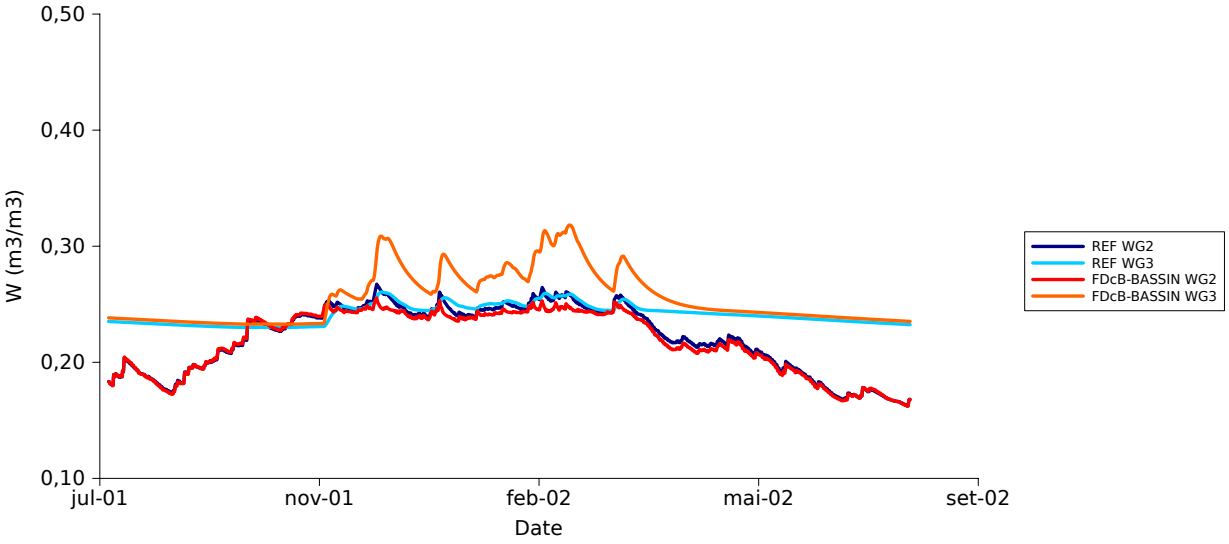
(e) SWI (REF (f) SWI (FDcB-BASIN)

FIG. 6.2: Impact sur l'humidité du sol de l'introduction d'un profil exponentiel de conductivité hydraulique et de la calibration de ces paramètres, ainsi que la calibration du ruissellement sous-maille pour l'année hydrologique 2001-2002. REF est le modèle SIM sans modifier, FDcB-BASIN est le modèle SIM modifié et calibré. w_2 est le contenu en eau de la couche racinaire et w_3 est le contenu en eau de la couche profonde du sol (m^3m^{-3}). Le SWI (sans unités) est l'indice d'humidité du sol (*Soil Wetness Index*).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) Maille 7070 (Rhône)



(b) Maille 1005 (Seine)

FIG. 6.3: Évolution du contenu en eau du sol de la couche racinaire et de la couche profonde d'ISBA pour l'année 2001-2002 sur un point de la vallée du Rhône (a) et un point situé dans le bassin de la Seine (b). Deux simulations sont représentées : REF est la simulation de référence, FDcB-BASIN est une simulation avec le profil exponentiel de conductivité hydraulique et une calibration des paramètres de cette paramétrisation et du ruissellement sous-maille.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

6.4.2 Impact sur le niveau des nappes

La calibration a été faite sur des bassins pour lesquels il y avait une station avec des débits observés fiables et non influencés. Une grande partie de la zone côtière n'a pas fait l'objet de calibration (zone grisée dans les cartes de l'article). Cependant, bien que les résultats sur ces zones n'aient pas été montrés, des valeurs de paramètres ont été assignés à ces mailles pour faire les simulations. Dans les simulations de l'article, il a été choisi de prendre des valeurs des paramètres par défaut : ceux qui donnent les meilleurs résultats en moyenne sur la France entière. Ainsi, toute la côte a eu les mêmes valeurs des paramètres.

Ce choix a été fait pour des raison de simplicité de mise en oeuvre, même s'il n'est pas cohérent avec l'argument, énoncé dans l'article, qu'il est assez probable que deux bassins proches, ou un bassin et ses sous-bassins, aient des valeurs similaires des paramètres (sous réserve que les bassins aient des morphologie, climat et végétation similaires). En fait, ce choix a posé des problèmes, notamment, dans les nappe du bassin de la Seine.

La Fig. (6.4) montre l'impact sur la piézométrie de l'introduction du profil exponentiel et de la calibration du modèle. La figure montre très bien que le nouveau modèle et la référence ont des valeurs piézométriques très similaires dans l'intérieur du bassin, mais sur les zones où le modèle n'a pas été calibré, l'impact sur la nappe a été important, ce qui, sans doute, affecte la circulation d'eau dans la nappe. Ce résultat n'est pas du tout réaliste.

En conséquence, dans des futures études, il serait préférable d'assigner aux mailles qui n'ont pas été calibrées les valeurs des paramètres des mailles les plus proches qui sont dans le même grand bassin, si nous sommes convaincus que la calibration sur ces mailles proches est bonne. Ceci garantira qu'il n'y aura pas des fortes discontinuités des paramètres dans les bassins.

La Fig. (6.4) montre également l'impact sur la nappe du Rhône qui est assez important. Mais ce résultat n'est pas étonnant, car la calibration sur le Rhône est assez discutable, en raison du faible nombre de stations utilisées. Beaucoup de stations de l'Isère et de la Durance ont, en effet, été écartées en raison de l'anthropisation marquée des débits liée à la présence de barrages. Ceci confirme qu'il faut trouver une solution adaptée pour ces bassins très anthropisés, dont les débits ne peuvent pas utilisés directement pour la calibration du modèle.

6.4.3 Performance du modèle calibré en région méditerranéenne

Cette thèse s'intéresse à la Méditerranée (Chap. 4, Chap. 8), mais dans l'article, aucune mention spéciale pour cette région n'as pas été faite. L'objectif de cette section est de montrer l'impact du nouveau modèle sur les bassins typiquement méditerranéens.

Concernant la calibration, il faut bien tenir compte, que deux des points faibles de la méthode énoncés plus haut concerne la région. Tout d'abord, peu de bassins méditerranéens, ont été pris pour la calibration, donc les valeurs des paramètres qui

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

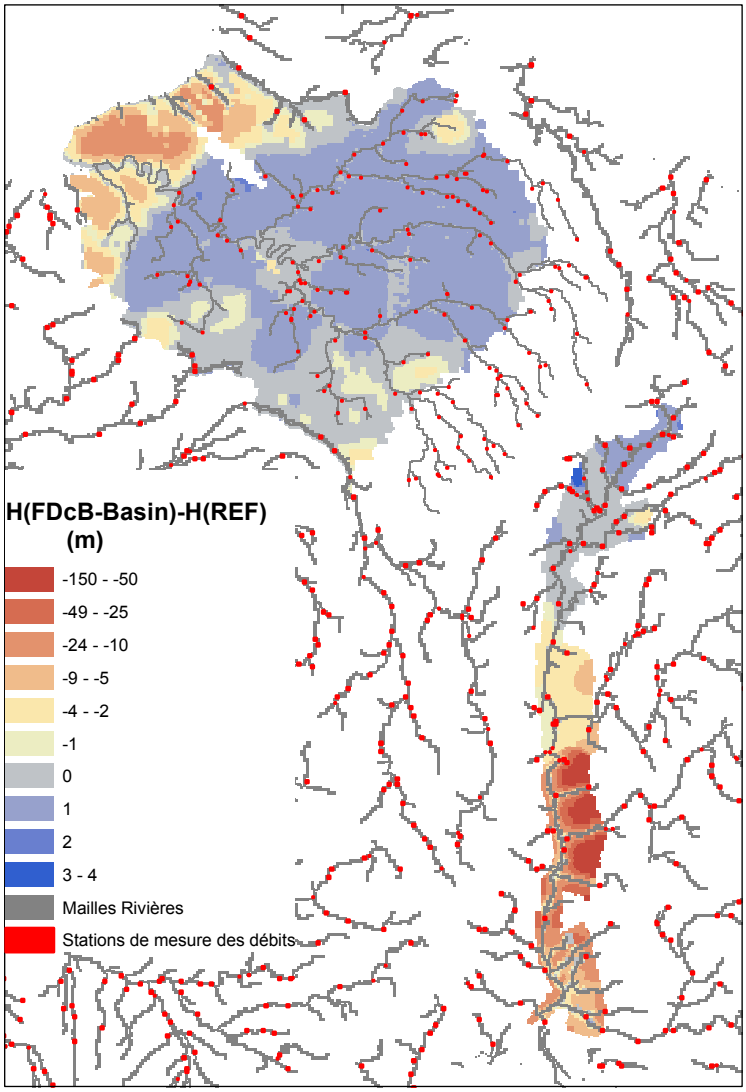


FIG. 6.4: Impact sur la nappe de la Seine et du Rhône de la modification et la calibration du modèle SIM pour la période 1995-2005.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

ont été assignés sont la plupart du temps les valeurs par défaut : ceci est le cas de la zone côtière. Deuxièmement, plusieurs de ces bassins sont des sous bassins de la rive gauche du Rhône, où la calibration n'est pas très fiable.

Malgré tout, les résultats sont globalement bons. Le Tab. (6.4) compare l'impact de la calibration sur l'erreur du volume totale d'eau (WB) et sur l'efficacité. Sur un total de 42 stations, le WB s'améliore sur 25 stations et l'efficacité s'améliore sur 41, ce qui est très positif. De plus, le tableau montre aussi, que un grand nombre de stations qui n'ont pas été utilisées dans la calibration voient leurs résultats s'améliorer. Cependant, il faut reconnaître qu'il reste encore des stations avec des efficacités négatives ou des erreurs sur la lame d'eau assez importants.

6.4.4 Discussion sur la complexité du modèle

La complexité des modèles est très débattue en hydrologie. Il y a cependant un consensus sur le besoin de maintenir les modèles simples et de rajouter des paramétrisations uniquement en cas de nécessité. Cette position est justifiée car, souvent, les modèles complexes ne garantissent pas une simulation de meilleure qualité, avec un risque accru de surparamétrisation et de compensation d'erreurs. Ceci est surtout vrai pour les modèles conceptuels. Il parait cependant logique de se poser la même question pour SIM, et de discuter de l'intérêt d'avoir introduit le profil exponentiel, puis de l'avoir calibré, au lieu d'avoir calibré le modèle original.

En fait, le test présenté dans la Sec. 6.2.3 a montré que la modification du C_3 était la bonne voie à suivre, mais également que la simple calibration de ce paramètre n'était pas suffisante pour bien reproduire les débits. Par exemple, la Fig. 6.1 montre bien que la forme de l'hydrogramme simulé s'approche des observations, mais avec des défauts assez importants.

D'autre part, le modèle SIM n'est pas un modèle purement hydrologique, dans le sens que ses parties ne sont pas utilisées uniquement dans ce contexte et que le modèle ne cherche pas uniquement à bien simuler les débits observés, mais également à reproduire de la façon la plus réaliste possible le comportement de l'hydrosystème dans son ensemble, incluant également les bilans de la zone racinaire et en surface. La plupart des paramétrisations physique de SIM (une exception notable est le coefficient b utilisé pour le ruissellement sous maille) utilisent des paramètres issus de campagnes de mesures ou de travaux scientifiques de synthèse. Cependant, les travaux de Decharme *et al.* (2006) ont montré récemment que le modèle a besoin de mieux décrire les écoulements de l'eau dans le sol, et il est apparu qu'une conductivité hydraulique constante dans la colonne du sol n'était pas réaliste. Sachant d'autre part que les premiers tests sur la modification du paramètre uniforme C_3 n'était pas entièrement concluants, il a été choisi de se placer dans la continuité du travail de Bertrand Decharme, tout en le généralisant.

Comme les deux paramètres décrivant le profil exponentiel et celui décrivant le ruissellement sous-maille ne peuvent pas, aujourd'hui, être prescrits à partir de données indépendantes ou d'observations, la seule voie possible était la calibration. Si dans le futur, on identifie une relation entre ces paramètres et d'autres propriétés du système, par exemple, le type de végétation ou le type de sol, il sera possible de se

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Station	WB_{REF}	$WB_{BDc-BASIN}$	E_{REF}	$E_{BDc-BASIN}$
L'Agly à Estagel (*)	37.	19.	0.52	0.84
L'Agout à Lavaur	-10.	-11.	-0.13	0.28
L'Arc à Aix	0.	0.	-1.33	0.37
L'Arc à Berre l'Etang	74.	53.	-1.53	0.50
L'Ardeche à St Martin (*)	-12.	-17.	0.73	0.88
L'Ardeche à Pont de Lebeaume	-35.	-37.	0.75	0.84
L'Ardeche à Vogue (*)	-26.	-29.	0.72	0.86
L'Argens à Roquebrune (*)	97.	65.	-2.36	-0.44
L'Argens à Carces	89.	56.	-1.87	-0.15
L'Argens aux Arcs	64.	37.	-3.07	-0.63
L'Aude à Carcassone (*)	-1.	-8.	0.52	0.65
L'Aude à Belvianes et Cavirac	-9.	-15.	-0.40	-0.06
L'Aude à Moussoulenes	-23.	-27.	0.59	0.72
Le Buech à Serres	-13.	-17.	0.64	0.67
La Ceze à Chusclan	15.	6.	0.54	0.68
Le Chassezac à Chambonas	17.	8.	0.57	0.59
Le Coulon à Oppede	600.	543.	-16.21	-11.31
La Dourbie à Millau	14.	15.	0.58	0.66
Le Dourdou à Conques	27.	26.	0.52	0.60
Le Fresquel à Carcassone	43.	33.	0.32	0.70
Le Gapeau à Hyeres	116.	83.	-0.40	0.43
Le Gardon à St Jean (*)	3.	-3.	0.57	0.74
Le Gardon de Mialet	18.	11.	0.59	0.76
L'Herault à Florensac	20.	13.	0.36	0.48
L'Herault à Gignac	8.	4.	0.65	0.72
L'Herault à Laroque	13.	9.	0.57	0.67
L'Huveaune à Aubagne	106.	91.	-9.43	-3.12
L'Orb à Beziers (*)	-12.	-17.	0.62	0.78
L'Orb à Vieussan	-15.	-21.	0.59	0.73
L'Ouveze à Vaison La Romaine (*)	-5.	-4.	0.55	0.57
La Siagne à Pegomas (*)	-19.	-18.	0.78	0.80
Le Tech à Argeles sur Mer (*)	29.	23.	0.53	0.51
La Têt à Rodes	2.	-11.	0.44	0.53
La Têt à Marquixanes (*)	24.	10.	-0.95	0.09
La Têt à Perpignan (*)	43.	29.	0.38	0.58
La Tinée à La Tour	-9.	-9.	-1.24	-0.51
Le Var à Nice	118.	63.	-2.77	-0.70
Le Var à Entrevaux	-5.	-6.	0.27	0.31
Le Var à Malausenne (*)	1.	0.	0.18	0.62
Le Verdon à demandolx (*)	-2.	-4.	0.63	0.67
Le Vidourle à Marsillargues (*)	20.	3.	0.52	0.57
Le Vidourle à Salinelles	93.	70.	0.61	0.62

Tab. 6.4: Comparaison de la performance du modèle calibré (FDc-BASIN) avec le modèle SIM standard (REF) sur une selection de stations méditerranéennes. L'étoile indique que la station a été utilisée pour la calibration. WB est l'erreur sur le bilan d'eau (*Water Balance*) en %. E est l'éfficacité.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

passer de la calibration et de rester conforme à l'esprit qui a prévalu jusqu'ici dans la construction de SIM. Le besoin d'amélioration des résultats, les tests préliminaires de modification du paramètre C_3, l'absence de données de référence pour ces paramètres empiriques justifient pleinement l'introduction de la paramétrisation du profil exponentiel et la procédure de calibration.

6.4.5 Validité de la calibration pour le climat futur

La dernière question importante dans le cadre de l'utilisation du modèle dans des études d'impact est celle de la validité du modèle dans le climat futur. Cette question était hors du champ de l'article.

Le modèle d'impact utilisé (SIM) est un modèle à base physique. La question importante à se poser est si ses lois physiques seront encore valables dans le climat futur. Dans ce sens, la première limitation du modèle est sa représentation de la végétation. Par exemple, l'évolution annuelle du LAI est prescrite dans ISBA, donc, le modèle ne tiendra pas compte des changements dans la concentration du CO2 atmosphérique ou des adaptation de la végétation à une température accrue. Pour tenir compte de tous ces effets, il faudrait travailler avec un modèle de surface avec un module de végétation interactive, par exemple, ISBA-A-gs (Calvet *et al.*, 1998), mais ce genre de modèle a aussi besoin d'être calibré, ce qui rajoute de la complexité et des difficultés supplémentaires. Cependant, dans cette région, l'évolution de la végétation est fortement influencée par l'action de l'homme, laquelle, à son tour, est aussi influencée par l'évolution du climat. En conséquence, il est difficile de faire mieux dans cette voie.

Concernant les paramètres calibrés, on sait que toute calibration est toujours faite pour une période de temps très spécifique. Du point de vue le plus strict, les paramètres sont seulement valables pendant la période de calibration. C'est pour cette raison, que le modèle est validé pendant une période différente à celle de la calibration. Cependant, l'échelle de temps climatique n'a rien à voir avec l'échelle de temps de cinq ans qui a été utilisée pour la calibration et pour la validation. Alors, est-ce que ces paramètres sont encore valables à cette échelle ? En théorie, les paramètres décrivent seulement des propriétés du sol, lesquelles, ne devraient pas trop évoluer avec le climat. Cependant, on sait que le résultat de la calibration dépend de l'ensemble du système, forçages inclus. Alors, avec un changement significative des forçages, il se peut que les paramètres s'éloignent des valeurs optimales. De plus, les propriétés du sol réel, évolueront avec la végétation, et le modèle ne peut pas tenir compte de ce genre de changement. En conséquence, les valeurs des paramètres ne seront pas strictement valables, mais, dans nos conditions, il est difficile d'aller au delà.

Pour avancer dans ce débat. Il est nécessaire de faire des études avec un nombre large de modèles d'impact. Ceci devrait permettre de mieux connaître les incertitudes et de détecter les processus les plus sensibles. Mais ce genre d'étude est en dehors des objectif de cette thèse. Malgré tout, dans l'étude d'impact du Chap. (8) deux versions du modèle SIM seront utilisées.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

6.5 Conclusion et perspectives

Des études précédentes avaient montré que, pour obtenir une simulation réaliste des processus hydrologiques avec SIM, il était nécessaire d'améliorer la description de la dynamique de l'eau dans le sol. Par exemple, plusieurs études avaient montré que les chroniques simulées des débits présentaient un deuxième pic de crue après l'évènement principal, dû à un drainage trop lent. Des tests préliminaires ont montré que ce défaut pouvait être partiellement corrigé moyennant une calibration du paramètre C_3 d'ISBA (Quintana Seguí, 2005), mais qu'il était nécessaire de définir une stratégie afin d'aborder globalement le problème de la calibration de SIM.

Decharme *et al.* (2006) ont développé une nouvelle paramétrisation pour la conductivité hydraulique dans le sol. Cette paramétrisation tient compte des changements de la structure du sol avec la profondeur. Pour cela, la conductivité hydraulique diminue de façon exponentielle avec la profondeur. Dans le cadre de la présente étude, cette paramétrisation a été introduite dans l'application sur la France du modèle SIM, et donc, a été généralisée sur la France entière. La nature empirique de la paramétrisation, qui nécessite que les valeurs de deux paramètres soient assignées à chaque maille du modèle, a fait qu'il a été nécessaire de calibrer ces paramètres à l'échelle de la France. En conséquence, une stratégie de calibration a été mise au point : des bassins et sous-bassins faiblement anthropisés, avec des observations de qualité disponibles, ont été sélectionnés. Les paramètres ont été choisis en essayant de maximiser des paramètres statistiques qui mesurent la qualité de la simulation sur ces stations. En termes statistiques, les résultats de la calibration ont été très positifs. Les résultats ont été améliorés de façon considérable, tout en étant moins variables dans le temps, ce qui indique une meilleure robustesse des simulations. Ces améliorations de la simulation du débit ont impacté assez faiblement d'autres processus du modèle, comme l'évaporation, mais plus certaines variables, comme l'humidité dans la couche profonde du sol. Finalement, les résultats en région méditerranéenne ont été aussi améliorés dans des proportions équivalentes à celle de la France.

Même si l'apport de la paramétrisation de la conductivité hydraulique à saturation a d'ores et déjà permis une amélioration significative des performances du modèle, certains points mériteraient d'être approfondis :

- La méthode utilisée pour assigner des valeurs aux paramètres est très simple. Il serait souhaitable d'améliorer cette méthode, avec l'objectif de la faire mathématiquement plus robuste et de tenir plus compte des procéssus autres que le débit.
- Il serait plus judicieux d'assigner les valeurs des paramètres des zones côtières par rapport à leurs voisins dans le même bassin, plutôt qu'à partir d'une simulation de référence unique.
- L'étude des régions où les valeurs des paramètres sont assez loins de celles des bassins voisins permettrait de mieux comprendre le fonctionnement des bassins et du modèle, voire de remettre en cause les observations.
- Il serait très souhaitable de prolonger les périodes de calibration et validation, compte tenu de la disponibilité récente de 50 ans de données météorologiques SAFRAN. De plus, il serait aussi intéressant de permuter les deux périodes de

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

cinq ans utilisées ici pour confirmer la stabilité et la robustesse de la méthode.
- La version d'ISBA utilisée dans cette étude est basée sur le principe *force-restore* et divise le sol en trois couches du point de vue de l'hydrologie. Le profil exponentiel s'appliquerait mieux aux principes physiques de la version multi-couche "diffusion" d'ISBA, laquelle divise le sol en un nombre plus important de couches (Boone, 2000).
- L'utilisation d'une version d'ISBA avec la végétation interactive, telle que ISBA-A-gs (Calvet *et al.*, 1998), permetrait de tenir compte des évolutions de la végétation dans un climat modifié.
- L'utilisation de cette nouvelle version du modèle apparait très souhaitable dans le contexte de SIM opérationnel pour la prévision des débits. Pour ce qui concerne le suivi des ressources en eau et des sécheresses, qui est basé sur l'humidité du sol simulé, il sera nécessaire de faire une étude d'impact préalable car l'humidité du réservoir profond est fortement modifiée. Néanmoins, comme la plupart des indices sont basés sur une comparaison entre l'humidité du sol simulé et sa climatologie, il est probable que l'impact de cette modification ne soit pas très fort.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Troisième partie

Impact du changement climatique

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 7

Contexte

7.1 Introduction

Le Chap. (4) a déjà abordé la question du système climatique et du changement climatique. Il a aussi décrit les liens entre hydrologie et climat et a fait une revue des caractéristiques spécifiques de la région méditerranéenne de la France pour ce qui concerne l'hydrologie. Dans ce chapitre introductif à l'étude d'impact du scénario climatique CYPRIM, nous nous concentrerons tout d'abord sur le principe général des études d'impact et le besoin de descente en échelle. Seront abordés ensuite les moyens actuels de simuler le climat à l'échelle régionale et de traiter la descente en échelle (ou désagrégation). On rappellera ensuite les études d'impact précédentes menées avec SIM. L'objectif est de donner les éléments de contexte nécessaires à l'étude de l'impact du changement climatique qui sera présenté dans le Chap.(8).

7.2 Principes généraux d'une étude d'impact et besoin de descente en échelle

Dans le cadre de cette étude nous nous intéressons aux impacts du changement climatique sur les hydrosystèmes. Notre objectif est de forcer le modèle hydrologique SIM (Chap. 3) par un ou plusieurs forçages atmosphériques représentatifs du climat dans le futur. Ceci devrait nous permettre d'estimer la réponse des hydrosystèmes à un climat modifié.

Une étude d'impact nécessite plusieurs étapes et repose sur un certain nombre d'hypothèses sur le climat et le système étudié. Les principales étapes nécessaires pour mener à bien une telle étude sont présentés dans la Fig. (7.1). En parallèle de ces étapes, une estimation de l'incertitude associée doit être produite.

Le climat futur est caractérisé selon des scénarios de concentration de gaz à effet de serre. Ces scénarios reposent, pour les simulations récentes sur des hypothèses socio-économiques faite à l'échelle du globe. Elles ont été proposées par le GIEC dans un rapport spécial (Nakicenovic *et al.*, 2000). Ces scénarios sont basés sur des hypothèses concernant l'évolution économique, celle de la population mondiale, des technologies, la convergence culturelle ou des modes de vie et la consommation de l'énergie (en

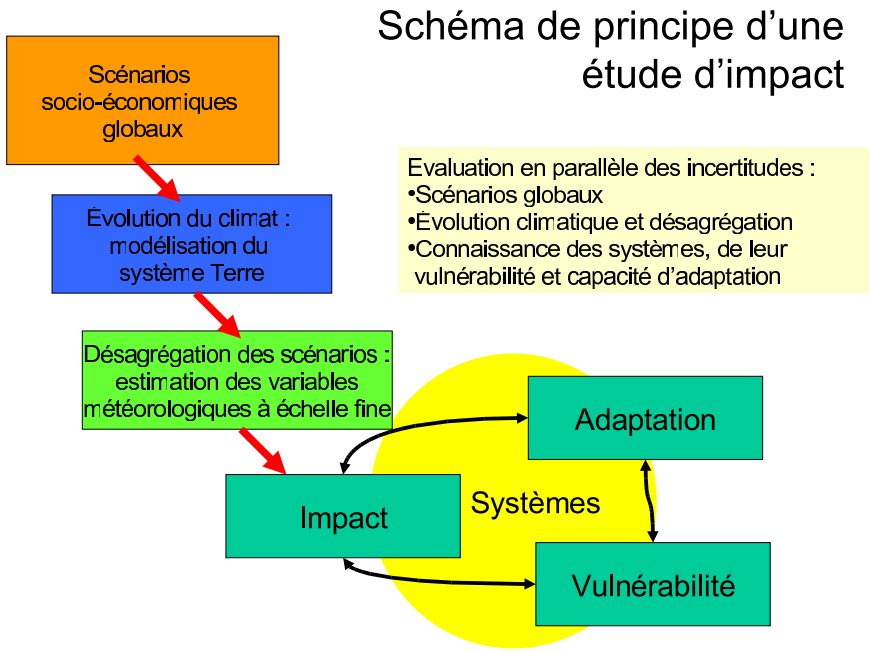


FIG. 7.1: Schéma des étapes d'une étude d'impact

quantité et source).

Ces scénarios socio-économiques sont entachées d'incertitudes assez grandes. Elles permettent de fournir l'évolution des concentrations des différents gaz à effet de serre au cours du XXI^{e} siècle (voire plus). Ce sont ces données qui sont ensuite utilisées pour simuler l'évolution du climat de la Terre.

On a recours à des modèles qui simulent le système climatique à l'échelle de la planète, en couplant la simulation de l'océan, de l'atmosphère et d'autres composantes du système (surface continentale, cryosphère, ...). Compte tenu de la complexité et du nombre de processus au sein du système climatique, ainsi que de la durée nécessaire des simulations, la résolution des modèles est assez faible : les mailles de calcul sont de l'ordre de 300 km pour les modèles ayant été utilisés lors de la dernière évaluation du GIEC, en 2007. Cette étape est indispensable car ces modèles climatiques globaux constituent le seul outil capable d'estimer la réponse climatique aux forçage anthropique par les gaz à effet de serre.

Pour des études d'impact à l'échelle régionale, ce qui est notre cas (maille typique de 10 km), l'utilisation des résultats de ces modèles ne suffit pas. En effet certains phénomènes importants, par exemple des évènements précipitants intenses, mais de surface faible, ne pourront pas être simulés explicitement par les modèles de climat. Il est nécessaire de désagréger les sorties des modèles de climat (descente en échelle) et de développer des méthodes permettant de reconstituer le climat régional en fonction du climat à grande échelle.

Il y a plusieurs méthodes pour réaliser cette descente d'échelle. La méthode dynamique est très utilisée. Elle consiste en l'utilisation d'un modèle atmosphérique à

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

plus haute résolution, qui peut simuler avec plus de détail le climat sur une zone plus restreinte. L'information produite par le modèle global est utilisée pour spécifier les conditions aux bords du domaine. Une autre façon de réaliser la descente d'échelle est d'utiliser des méthodes statistiques. L'avantage principal de cette deuxième approche est qu'elle est très peu coûteuse en temps de calcul. Ces deux méthodes ne s'opposent pas, elles peuvent être utilisées de façon combinée.

La réponse d'un système peut être évalué à l'aide d'un modèle simulant son comportement (dans notre cas il s'agit du modèle SIM). Trois notions sont importantes pour analyser ou caractériser le comportement du système en cas de changement climatique. Il s'agit de (selon le glossaire du GIEC) :

- **l'impact** : c'est l'effet du changement climatique sur des systèmes naturels ou humains. Ces effets peuvent être potentiels (tout impact possible sans adpatation) ou résiduels (impact après adaptataion),
- **l'adaptation** : c'est l'ajustement du système en réponse à des changements du climat réels ou anticipés. L'adaptation peut être anticipée, planifiée ou spontanée (c'est le cas lorsqu'on traite de systèmes naturels),
- **la vulnérabilité** : c'est le degré à partir duquel un système est négativement affecté par les changements climatiques, incluant la variabilité climatique. La vulnérabilité est fonction des caractéristiques du changement climatique (ampleur, taux de variation, etc.), de sa sensibilité climatique et de sa capacité d'adaptation.

Ces trois notions sont très liées et complémentaires. Il est important de les distinguer, en particulier dans l'exploitation de ces études. Un gestionnaire sera plus interessé par une estimation de la vulnérabilité de son système à un changement du climat que par une simple évaluation de l'impact d'un scénario climatique sur le système. Pour répondre à cette question, celà nécessite de bien caractériser l'évolution du climat, mais aussi du système et sa réponse à toute sollicitation. Une bonne connaissance du système étudié est donc primordiale.

L'incertitude finale sur le résultat est assez importante car elle est la combinaison des incertitudes de chaque étape. On parle de cascade d'incertitude. Une incertitude est associée à chaque hypothèse, à chaque calcul. Ainsi, il faut tenir compte des incertitudes liées aux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (hypothèses socioéconomiques), à la simulation climatique globale, à la simulation régionale (désagrégation dynamique), à la désagrégation statistique, au modèle d'impact, etc. En conséquence, les sorties du modèle d'impact sont tributaires d'un nombre d'hypothèses importantes, lesquelles ne peuvent, d'aucune manière, être négligés. Malheureusement, il n'existe pas de méthodes reconnues permettant de prendre en compte les différentes incertitudes.

7.3 Simulation du climat à l'échelle régionale

Le modèle de climat idéal est celui qui simule le système climatique dans sa globalité, avec toutes les interactions importantes (océan, atmosphère, surface continentale, banquise, ...) à une résolution suffisante pour représenter les processus à fine échelle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Mais, ce modèle global, couplé et à haute résolution n'existe pas, étant donné les connaissances physiques et les ressources informatiques nécessaires pour le faire tourner. Alors, pour simuler le système climatique à une résolution qui soit intéressante à l'échelle régionale, il faut toujours renoncer, au moins, à une des caractéristiques suivantes : couplage, résolution ou globalité. Ainsi, il y a des modèles globaux couplés à basse résolution, des modèles globaux avec plus de résolution, mais non couplés, etc.

Pour étudier le fonctionnement du système climatique à l'échelle globale, les modèles utilisés, simulent le comportement des océans, des surfaces continentales et de l'atmosphère de façon couplée et à une résolution de l'ordre de 200 km. Ces modèles, appelés en anglais *Ocean-Atmosphere Global Circulation Model* (OAGCM) sont les seuls qui permettent de bien étudier les processus dans leur globalité, mais pour celà ils ont dû renoncer à avoir une forte résolution.

Le GIEC, dans son quatrième rapport d'évaluation a fait une revue des méthodes utilisées pour simuler le climat à l'échelle régionale (Christensen *et al.*, 2007). Les principales méthodes utilisées actuellement sont :

- Modèles atmosphériques globaux à haute résolution sans couplage avec l'océan (AGCM),
- Modèles régionaux à aire limitée avec des conditions aux limites imposées (RCM).

Par la suite, nous allons détailler le fonctionnement des AGCM et des RCM.

7.3.1 Modèles globaux à haute résolution sans couplage avec l'océan

Les *Atmosphere Global Circulation Models* (AGCM) renoncent au couplage entre l'atmosphère et l'océan. En conséquence, ils peuvent augmenter la résolution de leur maillage, laquelle devient de l'ordre de 100 km, pouvant atteindre les 50 km. Ceci est possible car l'échelle de temps typique des phénomènes océaniques est plus longue que celle des phénomènes atmosphériques. La variable océanique la plus importante pour les AGCM est la température de la surface de l'océan. Cette variable est prescrite dans les simulations avec des AGCM. Elle est normalement obtenue à partir d'une simulation globale couplée (OAGCM). Cette stratégie a des limites, surtout si la simulation est longue. Les AGCM sont principalement utilisés pour simuler des périodes de temps assez courtes (quelques dizaines d'années) pour éviter des dérives artificielles. L'impact du manque de couplage entre l'atmosphère et l'océan est variable selon la région du globe, les régions les plus affectées étant celles où l'interaction entre l'océan et l'atmosphère est importante à cette échelle de temps, par exemple, dans l'océan indien (mousson).

Une alternative pour augmenter la résolution des AGCM sur une région d'intérêt est d'utiliser une résolution variable (Déqué et Piedelievre, 1995). Cette approche permet d'avoir une résolution plus importante sur une région, sans perdre la globalité du modèle et en évitant des problèmes de conditions aux bords, dans le cas de l'atmosphère. Cette approche est celle qui est utilisée par le modèle de Météo-France ARPÈGE-Climat.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

7.3.2 Modèles régionaux à aire limitée avec des conditions aux bords

Une autre stratégie pour augmenter davantage la résolution des modèles est de limiter l'étendue de la surface simulée. Dans ce cas, il faut fournir au modèle régional, les conditions à la surface de l'océan, et aussi les conditions aux bords du domaine, normalement, vent, température et humidité. Ce genre de modèle, appelé en anglais *Regional Climate Model* (RCM), a normalement une résolution d'environs 50 km, mais celle-ci peut être plus importante. Parfois, les RCM sont couplés avec d'autres composantes du système climatique, par exemple, l'océan ou l'hydrologie. C'est l'approche choisie par le projet CYPRIM, dans lequel un modèle d'océan pour la mer Méditerranée a été couplé avec un RCM (Chap. 8). Ces modèles permettent aussi de réaliser des ensembles de simulations, c'est-à-dire, de réaliser plusieurs simulations avec le même modèle mais en modifiant, par exemple, les conditions aux bords, pour ainsi balayer plusieurs futurs plausibles et ainsi avoir une meilleure idée de l'incertitude associée à la simulation. Evidemment, l'augmentation de résolution des RCM par rapport aux AGCM ou OAGCM a un prix. L'effet des conditions aux bords du domaine est très important, il faut donc que celles-ci soient réalistes, ce qui n'est pas toujours le cas. Parfois, même si les conditions aux limites sont bonnes, le modèle peut ne pas avoir une réponse réaliste à ces conditions. Cependant, l'utilité de ce genre de modèle est claire. Par exemple, en Europe, le projet ENSEMBLES[1] développe un système de simulations régionales, en utilisant plusieurs RCM validés avec les meilleures données disponibles, pour estimer, de façon probabiliste, l'incertitude des scénarios climatiques.

7.4 Méthodes de désagrégation du modèle de climat

Les techniques de désagrégation dynamique, décrites dans les sections précédentes, permettent de connaître le climat à l'échelle régionale, c'est-à-dire, à l'échelle d'un continent ou d'un sous-continent à une résolution de 100 ou 50 km, cependant, cette résolution n'est pas encore suffisante pour les modèles d'impact, lesquels ont besoin de résolutions accrues (8 km dans le cas de SIM). Une étape suppplémentaire est tout de même nécessaire : il faut désagréger et débiaiser les sorties des modèles régionaux pour qu'elles soient utilisables par les modèles d'impact. Déqué (2007) propose une liste de méthodes pour corriger les sorties des modèle pour augmenter leur fiabilité :

- Méthode des anomalies.
- Correction du biais.
- Correction variable
- Désagrégation statistique

Nous ferons un résumé de ces méthodes en s'inspirant de cet article.

[1] http ://ensembles-eu.metoffice.com

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

7.4.1 Méthode des anomalies

Cette méthode est la plus simple. Elle consiste à obtenir un facteur de changement du climat et son application directe à une série observée. Par exemple, si le modèle de climat montre que la moyenne de la température à 2 m augmente de 2 °C dans la fin du siècle dans une région donnée, pour voir les impacts d'un tel changement, une série observée ponctuelle de cette région sera modifiée de façon que sa moyenne augmente aussi de 2 °C. Ces facteurs de changement peuvent être calculés pour un mois ou une saison spécifique. Cette méthode est très simple et pratique, mais elle n'est pas capable de tenir compte des changements de la variabilité du climat, ce qui est peu réaliste et assez limitant.

7.4.2 Correction du biais

Cette méthode est très simple aussi. L'objectif est de corriger la moyenne du modèle, au lieu de corriger une série observée. On considère dans ce cas que la variabilité du modèle est suffisamment bonne. L'avantage principal par rapport à la méthode des anomalies est qu'il est plus facile d'obtenir des valeurs moyennes d'une variable pour une période déterminée que d'avoir une série complète au pas de temps requis.

7.4.3 Correction variable

Cette méthode est une généralisation de la méthode précédente. Elle consiste à corriger la fonction de distribution de probabilité d'une façon plus sophistiquée que corriger seulement la moyenne.

Il y a plusieurs méthodes pour corriger la fonction de distribution. Ici on parlera seulement de la correction quantile par quantile. Dans ce cas, la fonction utilisée pour corriger la distribution du modèle, est celle qui est obtenue en faisant un graphique q-q, c'est-à-dire, une graphique où l'axe des x corresponds aux centiles du modèle et l'axe des y à ceux des observations. Ceci permet de trouver une correction pour chaque centile du modèle. De cette façon, il est considéré que le modèle est capable de prévoir les centiles mais pas ses valeurs, lesquelles sont retrouvées moyennant la correction calculée. Les corrections calculées par cette méthode intègrent les biais systématiques dus à la dynamique et à la physique du modèle, mais aussi aux différences d'altitude entre l'observation et la maille du modèle. Le point faible le plus important de cette méthode est qu'elle n'est pas capable de corriger les propriétés temporelles des séries, c'est à dire, si le modèle n'est pas capable de simuler la longueur des périodes sans précipitation, la méthode ne sera non plus capable de le faire après la correction. De plus, quand on applique la méthode, on suppose que, dans un climat modifié, les biais du modèle s'expliquent par les mêmes raisons que les biais actuels, c'est à dire, que la relation q-q est constante, ce qui n'est pas forcement vrai.

Cette méthode, comme la précédente, peut être utilisée pour débiaiser un modèle sans augmenter ou en augmentant la résolution spatiale. Pour l'augmenter, chaque maille du modèle est subdivisée en mailles plus petites et une correction est appliquée à chacune de ces petites mailles.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

7.4.4 Désagrégation statistique

La dernière alternative pour obtenir des désagrégations de qualité est d'utiliser des méthodes statistiques, lesquelles ont été très bien documentées par Wilby *et al.* (2004).

Les méthodes statistiques reposent sur le principe que le climat local dépend du climat à grande échelle et des propriétés physiographiques locales et régionales, par exemple, la topographie, l'utilisation des sols, la végétation, la présence de lacs, etc. Ainsi, un modèle statistique fait le lien entre des caractéristiques climatiques à grande échelle (predicteurs) avec des propriétés locales (prédictants). Ce genre de méthode est très peu coûteuse en temps de calcul, ce qui est un avantage très grand. Cependant, la technique repose sur l'hypothèse que la même relation statistique qui est valable pour le climat présent, le sera aussi pour le climat futur, ce qui n'est pas sûr.

Les méthodes de désagrégation peuvent être classifiées en trois grandes familles :
- Classification en types de temps
- Modèles de régression
- Générateurs de temps

Classification en types de temps

Ces méthodes regroupent les jours selon un nombre fini de types de temps en fonction de leur similitude synoptique. En règle générale, les groupes (*clusters*, en anglais) sont choisis en appliquant une analyse de *clusters* aux champs atmosphériques de grande échelle (Corte-Real *et al.*, 1999; Huth, 2000; Kidson, 2000; Hewitson et Crane, 2002) ou en utilisant des systèmes subjectifs de classification (Bardossy et Caspary, 1990; Jones *et al.*, 1993). Dans les deux cas, les conditions météorologiques sont regroupées en fonction de leur similitude avec les "voisins les plus proches" ou un ensemble de référence. Pour le climat futur, une base de données climatique (comme par exemple SAFRAN, Chap. 5) est utilisée pour en tirer les données à haute résolution correspondantes à des situations du type de temps sélectionné. C'est le cas de la méthode dévéloppé par Boé (2007), utilisée ici, et qui sera décrite plus en détail dans le Chap. (8).

La méthode des analogues est un des exemples de méthode de classification dans laquelle les predictands sont choisis par correspondance avec des situations précédentes (c'est-à-dire, des situations analogues) aux conditions météorologiques actuelles. c'est une généralisation de la méthode précédente où chaque jour de la base de donnée de référence correspond à un type de temps. La méthode a été conçue à l'origine par Lorenz (1969) pour les prévisions météorologiques, mais il l'a abandonnée en raison de son succès limité. Cette méthode a cependant été utilisée avec succès pour la prévision d'évènement pluvieux en Méditerranée (Bontron et Obled, 2003), et dans le cadre d'application climatiques (Zorita *et al.*, 1995; Martin *et al.*, 1996), car des longues séries de prédicteurs sont disponibles grâce aux projets de réanalyse. La méthode est très dépendante de la qualité et de la longueur de la base de données d'observations. Toutefois, la méthode se compare favorablement avec des méthodes de régression plus complexes et est utile pour des études sur plusieurs sites et plusieurs variables.

Une autre approche consiste à classer les structures spatiales des précipitations

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

en utilisant des modèles de Markov pour en déduire les conditions météorologiques synoptiques correspondantes (Hughes et Guttorp, 1994; Hughes *et al.*, 1999).

Modèles de régression

Les modèles de régression sont un moyen simple de représenter de façon linéaire ou non linéaire les relations entre predictands et prédicteurs de grande échelle. Les méthodes les plus utilisées sont la régression multiple (Murphy, 1999), l'analyse de corrélation canonique (CCA) (von Storch *et al.*, 1993), et les réseaux de neurones (Crane et Hewitson, 1998). Ces méthodes ont en général tendance à sous-estimer la variance. Le problème est particulièrement évident pour la désagrégation des précipitations quotidiennes en raison de la prévisibilité relativement faible des quantités journalières, lorsqu'on se base uniquement sur la situation à grande échelle.

Générateurs de temps

Les générateurs de temps sont des modèles qui reproduisent les caractéristiques statistiques d'une variable climatique locale (comme la moyenne et la variance). Ces modèles sont basés sur des représentations de l'occurrence des précipitations par des processus de Markov. D'autres variables secondaires telles que les températures et le rayonnement solaire sont souvent conditionnées aux précipitations (par exemple, il y a plus de rayonnement pendant un jour sec d'été que pendant un jour pluvieux). Dans le cadre de la désagrégation statistique, les générateurs de temps sont en plus conditionnées par des prédicteurs atmosphériques de grande échelle. Toutefois, la modification des paramètres pour les futurs scénarios climatiques peut entraîner des résultats inattendus (Wilks, 1992). Les générateurs de temps sont très utiles pour la désagrégation temporelle des variables, par exemple, pour transformer des séries mensuelles de précipitations en séries journalières, par exemple.

7.5 Études des impacts du changement climatique déjà réalisées avec SIM

L'étude d'impact présentée dans le Chap. (8), n'est pas la première à utiliser le modèle hydrologique SIM pour étudier les impacts du changement climatique en France. Des études ont déjà été menées sur des grands bassins versants français. Cette section présente ces études succinctement, en rappelant leur principaux hypothèses et résultats.

7.5.1 Impact du changement climatique sur le Rhône

Dans le cadre du projet GEWEX/Rhône (*Global Energy and Water Cycle Experiment*), Etchevers *et al.* (2002) ont publié une étude sur le changement climatique dans le bassin versant du Rhône. Le modèle hydrologique utilisé dans leur étude est CIM, c'est-à-dire, CROCUS, ISBA et MODCOU. Le lecteur de ce mémoire connaît déjà ISBA et MODCOU, mais pas CROCUS. CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) est

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

un modèle de neige unidimensionnel qui simule l'évolution de la neige en fonction des conditions météorologiques. Le modèle contient plusieurs couches, ce qui permet de calculer de façon précise l'état interne de la couche de neige (température, densité, type de grain, contenu en eau liquide). Il est particulièrement bien adapté pour simuler la couverture neigeuse en altitude. Les forçages météorologiques pour CIM sont aussi fournis par SAFRAN. On peut considérer que CIM est très similaire à SIM, mais avec un modèle de neige plus sophistiqué.

Dans cette étude, CIM est utilisé pour simuler deux périodes, une dans le XX^{e} siecle (1981-1994) et l'autre dans le XXI^{e} siècle (2054-2064). Pour le futur, les sorties d'un modèle de climat ont été désagrégése en utilisant la méthode des anomalies. Les anomalies ont été calculées pour trois variables au pas mensuel : température, rayonnement infrarouge et précipitation (quantité et phase).

Le simulation du climat utilisée est celle de Déqué et Marquet (1997). La simulation est faite avec le modèle Arpège-Climat qui a été appliquée à la période 2054-2064. Cette période correspond à un doublement du CO2 atmosphérique, puisque le scénario est basé sur une augmentation de 1% de la teneur en CO2 par an à partir de l'année 1978. La résolution du modèle est variable, avec un maximum (60 km) sur la région méditerranéenne. Cette simulation donne une augmentation de la température dans le bassin du Rhône qui varie entre 1.5 et 3.5 °C en fonction de la saison et la localisation. Les précipitations moyennes du bassin restent inchangées en été, mais en hiver elles augmentent de 1.5 mm j^{-1} en moyenne. L'anomalie présente un très fort gradient nord-sud.

L'étude n'a pas analysé les résultats sur le Rhône lui même, en raison de l'anthropisation de l'Isère et la Durance (leur débit équivaut au 30% du débit total du Rhône) et du fait que la partie suisse du bassin n'est pas simulée. Concernant les impacts sur les sous-bassins étudiés, la variabilité spatiale est très importante. Dans le nord du bassin, les débits augmentent de 45% et dans le sud ils diminuent de 10% à 30%. L'impact sur la couverture neigeuse est très important aussi laquelle diminue en durée et en quantité de neige.

L'étude insiste fortement sur les incertitudes. La première source d'incertitude est la simulation climatique elle même. Une autre source importante est la méthode de désagrégation. Celle-ci tient compte seulement des changements relatifs de certaines variables (anomalie), mais pas des changements de régime de précipitation ou du détail de la variabilité spatiale, laquelle est très importante en hydrologie. L'article conclut que la méthode de désagrégation doit être améliorée. Finalement, l'importance d'étudier l'incertitude liée au modèle d'impact est aussi commentée.

Le projet GICC-Rhône[2] s'est développé à la suite du projet GEWEX/Rhône. En utilisant les sorties de quatre modèles de circulation générale atmosphérique, deux d'entre eux faisant l'objet de deux intégrations à des résolutions différentes, six visions différentes du futur atmosphérique de la planète ont été produites. Cette information a été utilisée pour créer des forçages utilisables par les modèles d'impact, en utilisant, aussi, la méthode des anomalies. Ces forçages ont été appliqués à cinq modèles d'impact, quelques uns couvrant la partie française du bassin du Rhône et d'autres couvrant seulement une partie de ce bassin (en général, la Saône). L'étude n'a pas

[2]http ://medias.obs-mip.fr/gicc/

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

seulement regardé l'impact sur l'hydrologie de surface, mais aussi sur les eaux souterraines, les évolutions de la végétation spontanée, la ressource en eau et les systèmes agricoles irrigués et les communautés de poissons. Un des résultats du GICC-Rhone a été de montrer que les incertitudes générées par les modèles hydrologiques étaient beaucoup plus faibles que celles liées aux scénarios climatiques. En particulier, si l'amplitude des impacts variaient d'un modèle hydrologique à l'autre, le sens de l'impact (augmentation ou diminution des débits) était très cohérent.

7.5.2 Impact du changement climatique sur l'Adour-Garonne

Morel (2003) a appliqué le modèle SIM sur le bassin Adour-Garonne. Dans un des chapitres de cette thèse, une étude d'impact du changement climatique est décrite. L'étude est très similaire à celle décrite auparavant sur le Rhône. La même simulation de climat a été utilisée, sur les mêmes périodes, et celle-ci à été aussi désagrégée par une méthode d'anomalies.

À nouveau, il y a une forte variabilité spatiale et temporelle des anomalies et des impacts, en fait, l'auteur affirme que la principale conclusion de l'étude est précisément la différence des impacts d'un bassin à l'autre.

Une autre conclusion partagé avec l'étude sur le Rhône est que l'impact sur le manteau neigeux est important. La hauteur du manteau neigeux est réduite de 50% sur les Pyrénées et 75% sur les Cévennes. Evidement, ce changement a un impact fort sur les rivières à régime nival.

En plaine, le résultat le plus intéressant est la réduction de l'évaporation, en raison de l'assèchement du sol en été. Ceci est dû à la réduction des précipitation et à l'augmentation de l'évaporation au printemps. Les débits, en général ne sont pas trop modifiés, sauf une amplification des crues hivernales.

Sur les incertitudes, Morel (2003) fait les mêmes remarques que Etchevers *et al.* (2002), en relation aux incertitudes liés au modèle de climat et à la désagrégation, mais en méttant plus l'accent sur le besoin d'étudier les adaptations de la végétation au climat futur.

L'étude est complétée par une étude d'impact sur les besoins en irrigation dans la zone de l'Adour. Ce travail pionnier a demandé l'introduction d'un module d'irrigation dans SIM, et la comparaison des volumes d'eau d'irrigation simulés à des données de terrain. C'est un exemple très intéressant d'étude d'impact sur un domaine spécifique basé sur SIM. Même si cette étude reste encore assez simple, elle a mis en évidence l'impact très fort du scénario climatique sur la demande en eau d'irrigation.

Caballero *et al.* (2007) ont fait aussi une étude sur le bassin de l'Adour-Garonne avec SIM. Cette étude apporte une nouveauté importante. Bien que la méthode de désagrégation utilisée soit identique (anomalies sur précipitation et température), elle a été appliquée à 6 simulations climatiques faites avec 4 modèles différents sur la période 2050-2060, ce qui permet d'estimer la partie de l'incertitude liée à la modélisation climatique. Toutes les simulations ont utilisé le même scénario d'émissions de gaz à effet de serre (B2). De plus, une autre simulation continue a été aussi utilisée. Dans ce cas, les anomalies ont été calculées sur des périodes de dix ans.

En accord avec l'étude précédente, dans cette étude il a été obtenu que l'impact

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

sur la neige serait très important, la quantité de neige pouvant diminuer jusqu'à 50%. En conséquence, le débit des rivières en hiver serait plus important et la recharge des nappes en hiver serait aussi augmenté. Les crues de printemps diminueraient fortement et le débit d'étiage commencerait avec un mois d'avance en été. Ce débit d'étiage va diminuer de 11% en moyenne et c'est sur ce point que les simulations sont le plus en accord.

Dans cette étude, les simulations continues du RCM ARPEGE conduisaient à une tendance plus sèche du changement climatique, liés au fait que le modèle représente mieux les Pyrénées, et que la diminution de la tendance zonale apportait plus de plus sur le Sud des Pyrénées (Espagne), et moins sur le Nord (France).

7.5.3 Impact du changement climatique sur la France

Boé (2007) a étudié en détail la problématique de la désagrégation des sorties des modèles de climat pour l'étude des impacts du changement climatique à plus haute résolution. En utilisant plusieurs méthodes de désagrégation, l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique en France pour la période 2046-2065 a été étudié. Le modèle SIM a été utilisé pour les simulations hydrologiques.

Trois méthodes de désagrégation ont été utilisées : la méthode des anomalies, telle qu'elle a été appliqué par Etchevers *et al.* (2002), une méthode de correction quantile par quantile très similaire à celle utilisée par Wood *et al.* (2004), mais en faisant la correction au pas saisonnier, au lieu du pas mensuel, et une méthode de désagrégation statistique basée sur des régimes de temps, qui a été développée par l'auteur de l'étude. La méthode de types de temps, qui est expliquée avec plus de détail dans le Chap. (8), consiste à chercher, dans une base de données d'observations, des journées qui correspondent au type de temps simulé par le modèle de climat. Ce choix est fait par rapport à des situations synoptiques qui sont discriminantes en relation à la précipitation et la température. Dans tous les cas, c'est la base de données SAFRAN qui a été utilisée comme base de données d'observations, pour la période 1970-1999.

Les méthodes ont été appliquées à une simulation qui utilise le modèle Arpège et à des simulations du GIEC. Pour toutes les simulations, le scénario d'émissions SRES A1B a été utilisé.

L'étude compare les méthodes statistiques en les appliquant à la simulation avec Arpège (version basse résolution et haute résolution sur la France) et montre que les conclusions obtenues avec les différentes méthodes sont assez similaires, ce qui donne de la confiance sur la robustesse des méthodes de régionalisation. L'avantage de la méthode statistique est qu'elle a un coût numérique moindre, par comparaison avec l'utilisation de la simulation haute résolution couplée avec la correction par quantile, ce qui facilite son utilisation pour un grand nombre de modèles.

Concernant les impacts sur la France, l'étude montre que les débits diminuent en hiver, sauf dans le sud-est (la région méditerranéenne) où ils augmentent. Au printemps, les effets sont faibles, mais les modèles ne sont pas d'accord sur le signe. L'impact le plus fort est la diminution des débits en automne et en été. Ce résultat est très robuste. Concernant les extrêmes, l'étude montre qu'il faut s'attendre à une prolongation des périodes d'étiage. Les débits extrêmes ne vont pas diminuer de la

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

même façon que les moyennes et ils vont même augmenter sur les Cévennes. L'étude confirme que le Sud-Est de la France a un comportement singulier par rapport au reste du pays.

7.6 Conclusion

Les modèles climatiques globaux actuels n'ont pas une résolution suffisante pour simuler le climat à l'échelle des études d'impact. Pour surmonter ce problème, il existe des techniques qui permettent de débiaiser les modèles et de les désagréger jusqu'à la résolution nécessaire. Basiquement, il y a deux types d'approche : les approches dynamiques et statistiques, lesquelles peuvent être utilisées de façon combinée.

Dans le passé, des études ont été déjà réalisées pour étudier les impacts du changement climatique en France, en utilisant le modèle hydrologique SIM. Toutes ces études, sauf une, ont utilisé la méthode des anomalies pour désagréger un modèle régional, ce qui ne permet pas d'étudier l'impact sur les extrêmes.

Toutes les études sont d'accord sur le fait que dans le sud de la France, il faut s'attendre à une forte diminution du manteau neigeux qui, en moyenne montagne, entraînera un changement de régime des rivières, dont le caractère nival s'atténuera ou disparaîtra. Pour les rivières de haute montagne, l'étiage hivernal sera moins marqué, le pic de fonte avancé. L'étiage estival sera donc plus long, ce qui posera des problèmes de ressource en eau en aval des zones de haute montagne. Concernant l'hydrologie des sols, il faut s'attendre à une évapotranspiration augmentée au printemps. Les sols seront beaucoup plus secs en été, et sur une période plus longue. L'effet conjugué de la baisse du manteaux neigeux sur les zones montagneuses et de l'assèchement des sols entraînera une baisse probablement forte des débits estivaux.

L'étude de Caballero *et al.* (2007) a analysé les impacts sur les étiages, mais avec un modèle qui est très influencé par une paramétrisation du drainage sous-maille (Chap. 3 et 6) qui est calibrée pour reproduire les étiages observés. Ceci peut poser un problème quant à la robustesse du résultat de l'étude.

Les études les plus récentes montrent qu'on s'oriente vers des régimes hydrologiques de plus en plus secs.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 8

Étude d'impact du changement climatique

8.1 Introduction

Le chapitre précédent a présenté le contexte général de l'étude des impacts du changement climatique sur l'hydrologie. Dans ce chapitre, on présentera les résultats concrets d'une étude d'impact sur les hydrosystèmes du sud-est de la France, faite à partir d'une simulation haute résolution en Méditerranée. On insistera sur les méthodes et les outils utilisés.

On commencera par la présentation de la simulation de climat utilisée, laquelle est très originale car est la première, à notre connaissance, qui couple la mer Méditerranée avec un modèle de climat régional. Puis, les méthodes utilisées pour désagréger cette simulation seront présentées. Les hypothèses utilisées seront décrites en détail et leurs points forts et faibles seront discutés. Ensuite, les forçages obtenus par les deux méthodes seront comparés entre eux et avec les sorties directes du modèle de climat. Finalement, les résultats sur les impacts sur le bilan hydrique et les débits simulés par SIM sur la région méditerranéenne seront présentés. On montera les différences obtenues avec les deux forçages, ainsi que celles dues aux deux versions de SIM utilisées ici (version de référence ou version utilisant un profil exponentiel de conductivité hydraulique).

8.2 La simulation SAMM

Les interactions entre la mer Méditerranéenne et l'atmosphère sont importantes pour comprendre un grand nombre de processus. Par rapport à l'océan Atlantique, les échelles de temps typiques de la variabilité de la circulation thermohaline méditerranéenne sont dix fois plus petites, d'où une importance accrue par rapport à d'autres régions du globe d'une bonne estimation des flux surface atmosphère (Myers *et al.*, 1998; Somot, 2005). L'inverse est aussi vrai : pour une bonne simulation du climat, il est nécessaire d'obtenir de bonnes estimations de la température de la surface de la mer, lesquelles ne peuvent pas être produites par les modèles globaux couplés,

car leur résolution est trop faible. Une solution explorée actuellement par la communauté scientifique est de faire des simulations régionales dans lesquelles la mer et l'atmosphère sont couplées.

C'est cette stratégie qui a été adoptée dans le projet CYPRIM. Somot *et al.* (2008) ont construit le modèle SAMM (*Sea Atmosphere Mediterranean Model*), lequel est un couplage entre le modèle ARPEGE-Climat (Gibelin et Déqué, 2003) et le modèle de la mer Méditerranée OPAMED (Somot, 2005; Somot *et al.*, 2006). SAMM est le premier AORCM (*Atmosphere-Ocean Regional Climate Model*) dédié au bassin méditerranéen. Le modèle ARPEGE est utilisé avec une résolution variable, le pôle de résolution maximale étant situé sur la Méditerranée. La résolution spatiale du modèle atmosphérique sur la Méditerranée est ainsi de 50 km environ. La résolution du modèle d'océan est de 10 km. Les deux modèles sont couplés au pas journalier. Concernant les concentrations de gaz à effet de serre, la simulation réalisée dans CYPRIM a utilisé des observations pour le XX^{e} siècle, puis le scénario SRES A2 du GICC pour le XXI^{e} siècle (croissance économique et démographique rapide, soit des émissions de gaz à effet de serre assez élevées, Nakicenovic *et al.* (2000)). Pour les températures de la surface des océans (à l'exception de la méditerranée), une stratégie similaire a été suivie, pour le XX^{e} siècle les températures sont prescrites en utilisant des observations, pour le XXI^{e} elles sont prescrites en utilisant les sorties d'un modèle global couplé à basse résolution (OAGCM). La simulation couvre une période 138 ans : 1961-2099.

8.2.1 Le climat prévu par SAMM

On présente ici quelques paramètres de la simulation climatique et les caractéristiques générales du climat du XXI^{e} siècle. Toutes les figures montrent les anomalies entre la période 2070-2099 et 1961-1990.

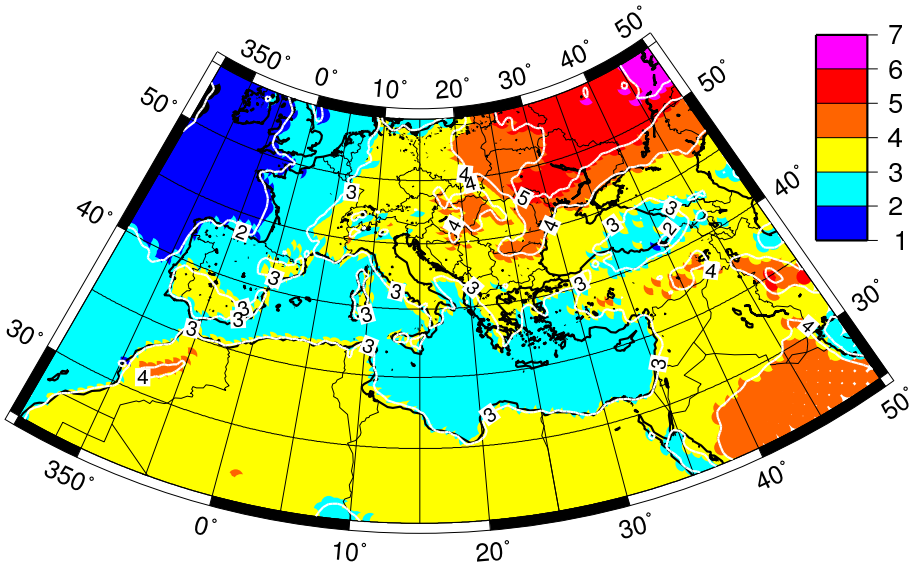
Concernant la température à 2 m (Fig. 8.1), le modèle prévoit une augmentation de cette variable cohérente avec les estimations précédentes (PRUDENCE[1]). La température augmentera plus fortement en été qu'en hiver. Ainsi, le modèle donne des augmentations moyenne estivale de 4 à 5 °C dans le sud-est de la France.

Les estimations pour les précipitations sont aussi cohérentes avec celles des études précédentes, prévoyant une augmentation de la précipitation en hiver au nord de l'Europe et une diminution dans le bassin méditerranéen. Pour la moyenne (Fig. 8.2) les changements prévus par le modèle dans notre zone d'intérêt sont de $-0.5\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$ en été, ce qui est important si on les rapporte à la moyenne en climat présent qui, en été, varie entre 1 et $2\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$.

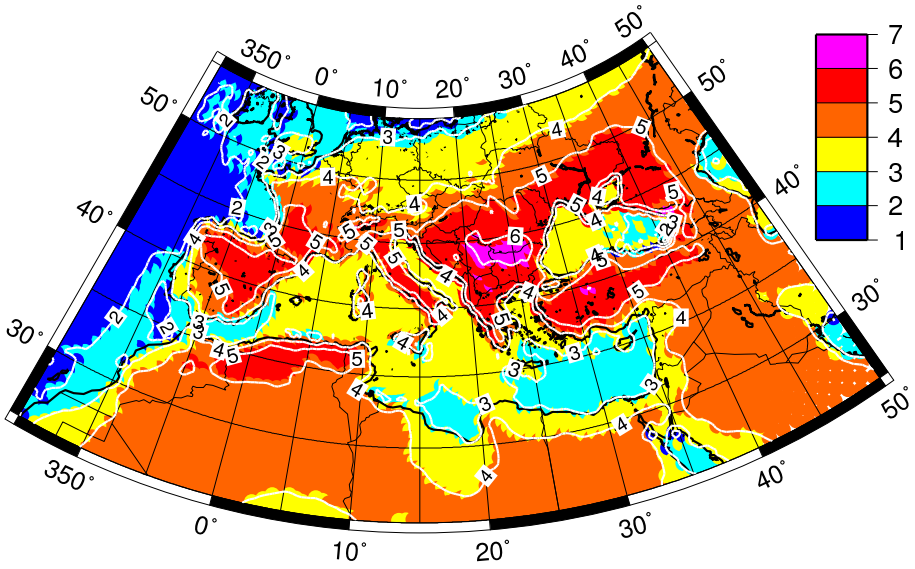
Pour étudier les extrêmes hydrologiques dans les bassins méditerranéens français, la période la plus intéressante est l'automne, car c'est la période favorable aux précipitations intenses dans le sud-est de la France. La Fig. (8.3) montre que les températures augmenteront fortement dans cette région pendant cette saison (presque autant que l'été) et qu'il y aura une diminution des précipitations, jusqu'à $-1\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$ sur les Cévennes. Concernant les précipitations intenses, la Fig. (8.4) montre l'anomalie sur le centile 99 des précipitations. Le signal sur notre région d'intérêt n'est

[1] http ://prudence.dmi.dk/

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



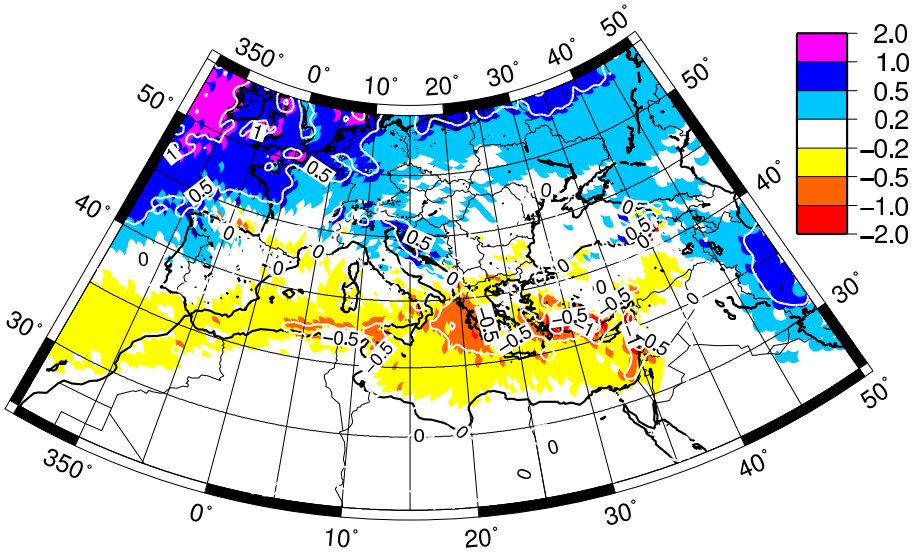
(a) Hiver



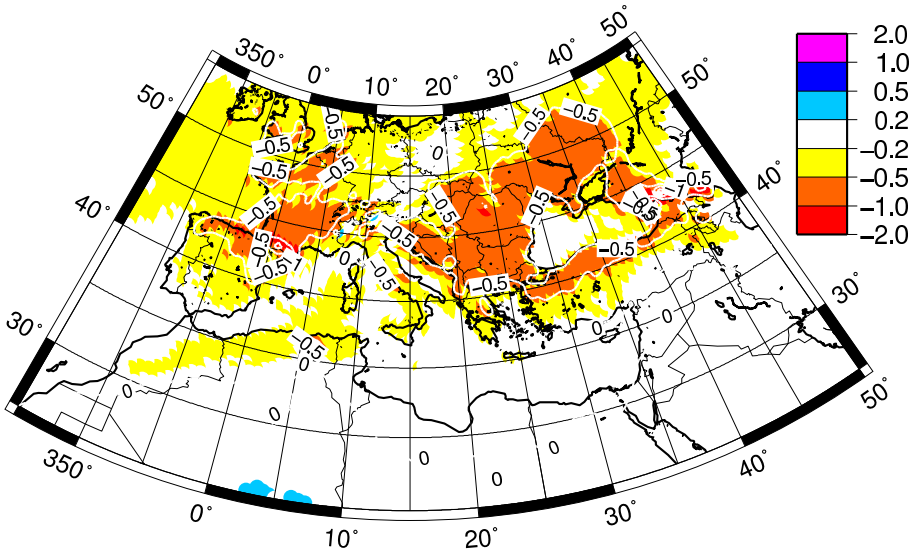
(b) Été

FIG. 8.1: Anomalie de température (en °C) à 2 m prévue par le modèle de climat régional SAMM pour la période 2070-2099. L'anomalie est calculée par rapport à la période 1961-1999. Source : Somot *et al.* (2008).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



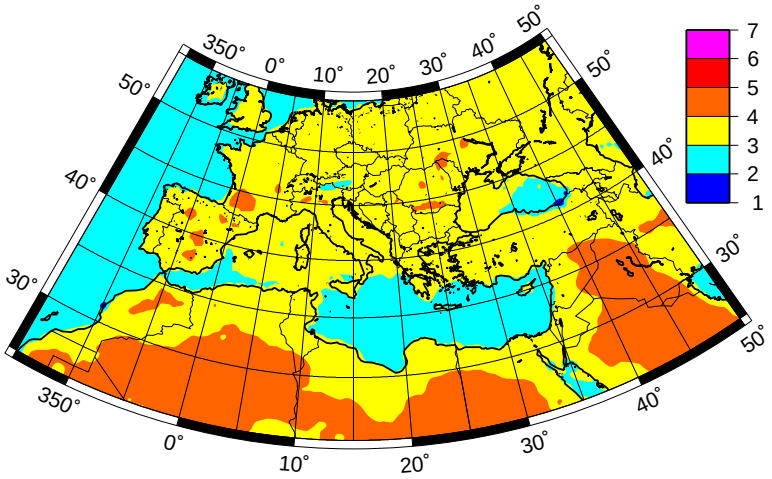
(a) Hiver



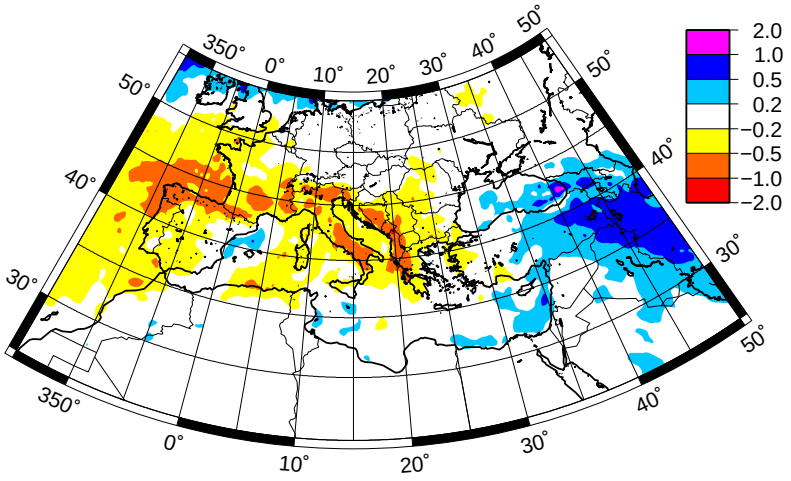
(b) Été

FIG. 8.2: Anomalie des précipitations (en $\mathrm{mm\,j^{-1}}$) prévue par le modèle de climat régional SAMM pour la période 2070-2099. L'anomalie est calculée par rapport à la période 1961-1999. Source : Somot *et al.* (2008).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) Température



(b) Précipitation

FIG. 8.3: Anomalies des température à 2 m (en °C) et des précipitations (en mm j^{-1}) prévues par le modèle de climat régional SAMM pour l'automne (SON) de la période 2070-2099. L'anomalie est calculée par rapport à la période 1961-1999. Source : Somot *et al.* (2008).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

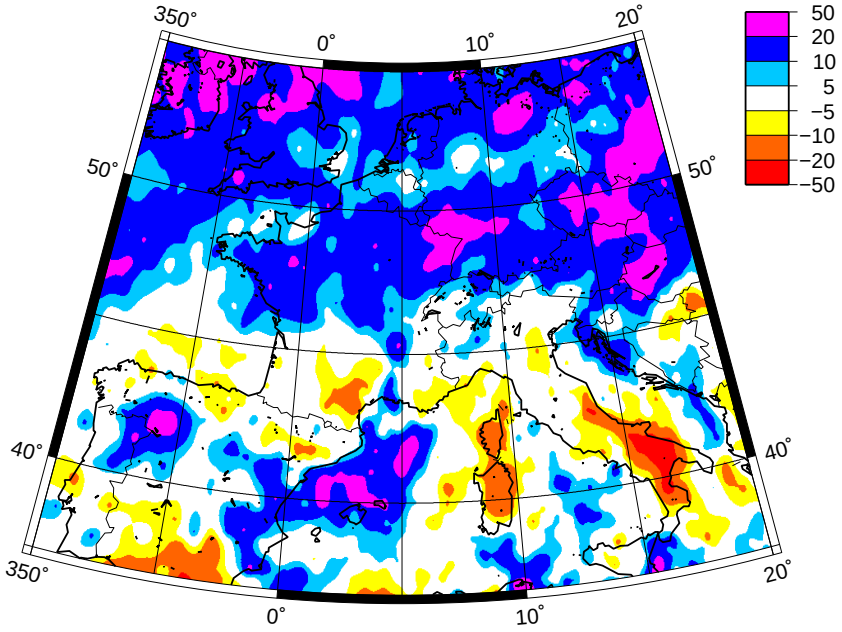


FIG. 8.4: Anomalie des précipitations extrêmes (99^{e} centile, en mm j^{-1}) prévue par le modèle de climat régional SAMM pour la période 2070-2099. L'anomalie est calculée par rapport à la période 1961-1999. Source : Beaulant *et al.* (2008); Somot *et al.* (2008).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

pas très clair : les précipitation extrêmes augmenteraient sur la mer et diminueraient sur les Cévennes et les Alpes. Mais, bien que le modèle simule assez bien la moyenne des précipitations, Beaulant *et al.* (2008) ont montré que SAMM n'est pas capable de bien simuler les extrêmes, lesquels sont fortement sous-estimés par rapport à l'analyse SAFRAN/F (-50%). Ceci confirme que le modèle doit être désagrégé pour étudier les impacts sur l'hydrologie et que les résultats de la Fig. (8.4) ne peuvent être utilisés directement pour notre étude.

8.3 Désagrégation de la simulation climatique

L'étape suivante de notre étude consiste à désagréger la simulation SAMM pour obtenir des forçages qui décrivent le comportement du climat futur à la résolution spatiale et temporelle nécessaire pour l'hydrologie.

Deux méthodes ont été retenues pour réaliser cette désagrégation. La première méthode est statistique, elle utilise l'information à grande échelle du modèle pour, à partir d'une base de données d'observations, produire des forçages cohérents avec ces changements à grande échelle. L'autre méthode, plus simple, cherche à corriger la distribution des variables simulées par le modèle.

8.3.1 Méthode statistique

La première des deux méthodes retenues pour la désagrégation du RCM a été celle développée par Boé *et al.* (2006). Dans cette méthode, qui est une approche en régimes de temps, on ignore les variables à fine échelle simulées par le modèle. On n'utilise que les champs à grande échelle (mieux simulés) et une relation entre variables locales et à grande échelle établie sur le climat présent. La variable utilisée pour décrire la situation synoptique est le champ de pression de surface. La méthode est construite en utilisant les réanalyses NCEP pour les champs à grande échelle. Les analyses de SAFRAN/F (Chap. 3 et 5) constituent les (pseudo) observations locales.

Tout d'abord, un nombre limité de types de temps discriminant pour les précipitations sur la France est établi. Cette classification est effectuée pour trois saisons (hiver, été et printemps-automne). Entre 8 et 9 types de temps sont ainsi définis pour chaque saison. Pour tenir compte de la variabilité intra-type de temps (qui peut être importante), on utilise des régressions entre la distance d'une journée au centre du type de temps et les précipitations analysées par SAFRAN (ce qui fournit un index de précipitation). Pour la température, un index moyen sur l'ensemble du domaine est calculé de façon similaire. Ainsi, on associe à chaque journée simulée par le modèle de climat une journée de la base SAFRAN/F appartenant au même type de temps et ayant des index de températures les plus proches de ceux simulés. En addition, une correction supplémentaire sur la température peut être effectuée si l'index de température de la journée SAFRAN est très différent de celui de la journée du modèle de circulation générale (cas de la fin du XXI^{e} siècle).

Cette méthode a quelques limitations typiques des méthodes de désagrégation statistiques :

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

- Il est supposé que la variable à grande échelle est un bon prédicteur de la variable à fine échelle d'intérêt, surtout la précipitation dans ce cas.
- Il est supposé que le lien entre ces deux variables est stable dans un climat qui évolue, hypothèse qui n'est pas vérifiable.
- La méthode ne peut produire des phénomènes extrêmes qui sont en dehors de ceux qui sont présents dans la base de données observées.
- Il n'y a pas de continuité entre les forçages de deux jours consécutifs.

La méthode a des avantages importants :

- Toutes les variables de la journée choisie sont cohérentes entre elles et le cycle journalier de chaque journée est réaliste.
- Dans une même journée, il y a une très bonne cohérence spatiale des variables.

8.3.2 Correction des quantiles de distribution

La deuxième méthode utilisée pour désagréger la simulation climatique est celle de la correction quantile par quantile. Cette méthode, à la différence de la précédente, s'appuie sur les sorties du modèle et se limite à corriger la distribution de chacune des variables pour éliminer les erreurs systématiques.

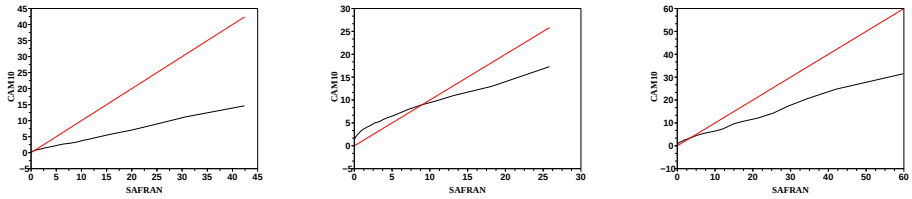
Dans la méthode utilisée dans cette étude, qui a été développée par Aurélien Ribes au CNRM-GAME (le travail n'a pas encore été publié) selon les principes établis par Déqué (2007), la correction est faite à la résolution du maillage d'ISBA, qui correspond à celui de SAFRAN (8 km, Chap. 3). Pour chacune de ces mailles, une correction est calculée pour chaque centile de la distribution de chacune des variables d'intérêt au pas journalier, en comparant la distribution observée à celle produite dans la maille du modèle la plus proche :

- Dans ce cas, la correction a été calculée par saison pour une période qui va d'août 1970 à juillet 2006.
- Entre centiles et aux extrêmes, la fonction de correction est interpolée de façon linéaire.
- Pour passer au pas de temps horaire, qui est nécessaire pour SIM, un cycle diurne moyen pour chaque variable a été calculé à partir de SAFRAN. Pour la température, la correction a été calculée pour le maximum et le minimum journalier, le cycle journalier est donc modifié à partir de ces deux variables.
- Finalement, des tests ont été faits pour vérifier que les forçages résultants sont réalistes physiquement, par exemple, que les valeurs du rayonnement restent dans des limites raisonnables en tenant compte de la constante solaire et l'atténuation par l'atmosphère.

Cette méthode repose sur l'hypothèse que la fonction de correction est constante dans le temps, ce qui, à nouveau, n'est pas vérifiable. D'autres désavantages de la méthode sont :

- Les variables sont corrigées séparément, ainsi, il n'y a pas de cohérence physique entre les corrections de chaque variable. Cependant, pour calculer des corrections d'une variable conditionnées par rapport à d'autres variables, il faudrait élaborer des hypothèses qui peuvent être assez arbitraires.
- La méthode ne corrige pas la cohérence spatiale du modèle. S'il pleut intensément

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) DJF (b) JJA (c) SON

FIG. 8.5: Correction Q-Q calculée pour la maille SAFRAN 8227 (4.18E 44.1N, près d'Alès). La figure compare l'analyse SAFRAN/F et le modèle SAMM. La ligne noire montre la correction pour chaque centile. La ligne rouge est le cas du modèle idéal. Les unités sont des $\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Source : Aurélien Ribes.

dans une maille du modèle de climat, dans le forçage corrigé la précipitation sera forte dans toutes les mailles d'ISBA qui sont à l'intérieur de la maille du modèle de climat concernée. La méthode ne corrige donc pas la localisation des phénomènes extrêmes, mais seulement l'intensité.

- Les cycles journaliers ne sont pas très réalistes.
- La méthode ne distingue pas les causes physiques du biais du modèle. Il se peut que des précipitations observées dans un centile spécifique, aient des causes différentes et que le modèle produise des erreurs différents selon la cause. La méthode n'est pas capable de faire cette distinction.
- L'extrapolation de la fonction q-q aux extrêmes est basée sur des hypothèses arbitraires.
- Elle ne peut être utilisée qu'en sortie de simulations ayant une résolution assez forte, comme c'est le cas ici.

Mais les avantages sont aussi importants. :

- La méthode repose sur moins d'hypothèses non vérifiables que la méthode antérieure.
- Elle maintient la cohérence temporelle du modèle d'une journée sur l'autre.
- La méthode ne dégrade pas les variables qui sont bien simulées par le modèle.

La Fig. (8.5) montre la fonction Q-Q de la précipitation calculée pour trois saisons différentes sur une maille située près des Cévennes. Les courbes montrent que le modèle sous-estime presque toujours les fortes précipitations, les différences des extrêmes en hiver et automne différant de presque 50%.

8.4 Analyse des variables météorologiques désagrégées

Les désagrégations obtenues par les deux méthodes décrites précédemment sont comparées pour trois périodes : la première (1970-2000) permet de comparer les désagrégations à l'analyse SAFRAN/F et de voir comment elles restituent le présent. Pour le futur, deux périodes de trente ans ont été choisies : 2035-2065 (milieu du

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

siècle) et 2069-2099 (fin du siècle).

Dans cette étude on ne s'intéresse qu'au bassin versant méditerranéen français ainsi qu'à certains bassins versants cévenols qui, bien qu'étant sur le versant atlantique, sont aussi soumis dans une certaine mesure à un climat méditerranéen. Toutes les cartes montrent les champs à une résolution de 8 km.

8.4.1 Précipitation

Moyenne

La Fig. (8.6) montre la moyenne annuelle de cette variable, obtenue par les deux méthodes de désagrégation, ainsi que la différence entre les deux méthodes. Pour la période 1970-2000 le champ obtenu par la méthode quantile-quantile (QQ) n'est pas montré car il est similaire à celui de SAFRAN, par construction de la méthode de correction.

Pour cette période, il y a des différences importantes entre SAFRAN et la désagrégation par régimes de temps (RT). Le panneau (c) de la Fig. (8.6) montre que les différences les plus importantes sont sur le relief des Cévennes, qui est, précisément, la région intéressante pour les évènements extrêmes. Ici le biais atteint presque $-2\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$, par rapport à une valeur observée de $5\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Sur les Alpes, près de la mer, le biais est aussi important, étant de $-1\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$ sur quelques points, par rapport à une valeur observée de $2.5\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Sur la Saône, la méthode RT est, par contre, un petit peu plus humide.

Pour les périodes futures, RT est plus sec que QQ. La structure spatiale des différences est similaire à celle obtenue pour le climat présent. C'est à la fin du siècle que les différences sont les plus importantes.

Concernant les anomalies pour le XXI^{e} siècle (Fig. 8.7), qui décrivent les différences entre le climat futur et le présent, on voit que les deux méthodes de désagrégation présentent des estimations assez différentes. Pour le milieu du XXI^{e} siècle, QQ montre une diminution des précipitations dans toute la région, sauf sur les bassins de l'Hérault et de l'Orb. Par contre, RT montre une image plus partagée : il y aura des augmentations des précipitations sur une partie des Cévennes et les têtes des bassin du Roussillon, ainsi que sur le sud-est du domaine. Les deux méthodes prévoient des diminutions sur la Saône et le bassin amont du Rhône, la différence prévue par RT étant plus importante.

Pour la fin du siècle, les deux méthodes prévoient une diminution généralisée des précipitations, sauf sur les Gardons où la méthode RT prévoit une légère augmentation. La diminution des précipitations est assez sévère sur la partie suisse du domaine.

L'automne est la période la plus dangereuse en termes de précipitations intenses et crues éclair dans la région d'étude. Pour rester cohérent avec le projet CYPRIM on incluera également par la suite le mois de décembre (pendant lequel des évènements intenses se produisent encore) dans cette saison. Elle sera donc constituée de 4 mois : septembre-octobre-novembre-décembre (SOND). Pour cette période la Fig. (8.8) montre que les différences sur les Cévennes sont très importantes en fonction de la méthode de désagrégation. En termes d'anomalie, les tendances sont similaires à

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

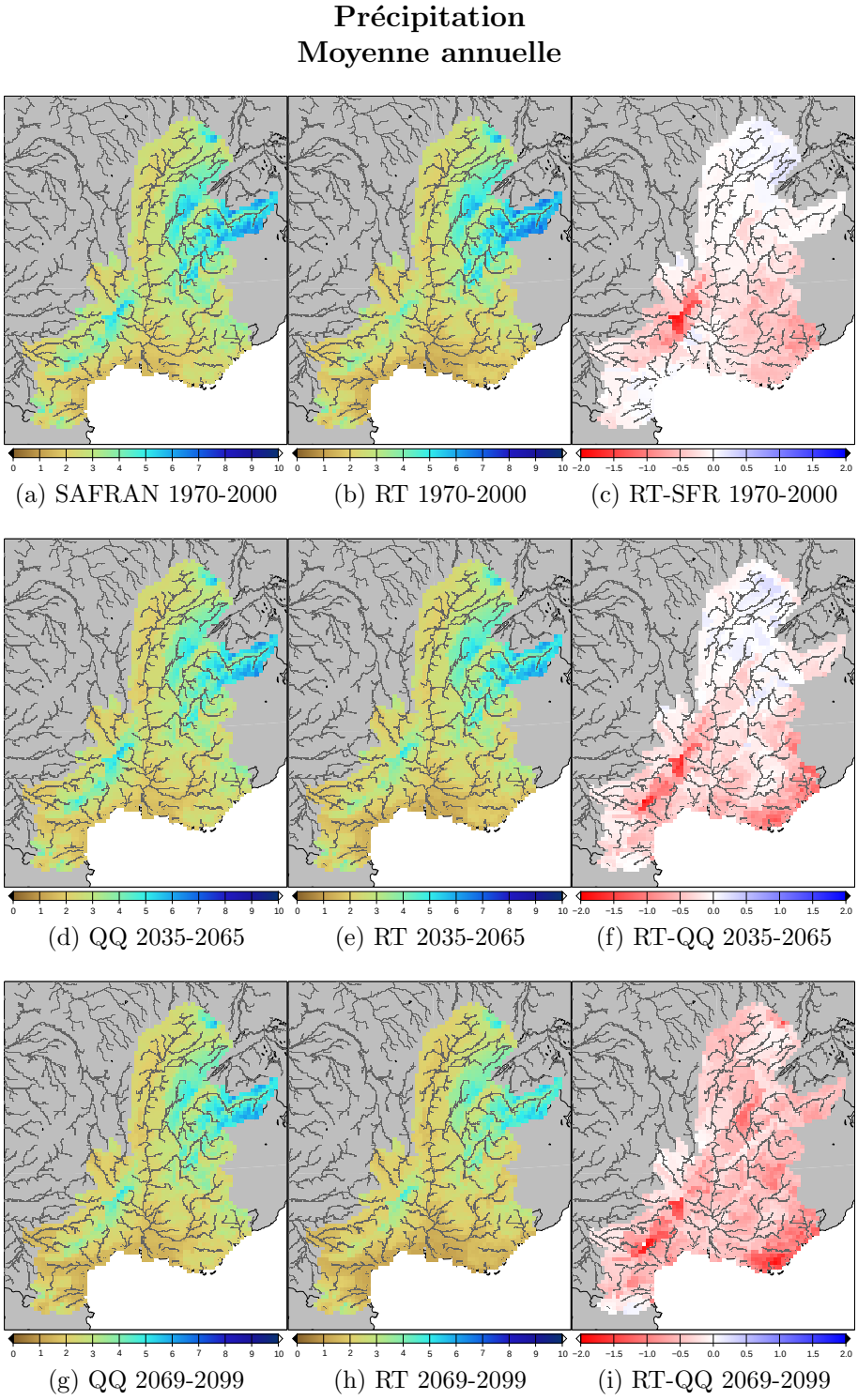


FIG. 8.6: Comparaison des champs de la moyenne des précipitations estimées par SAFRAN (a) RT (b, e, h) et QQ (d, g) en $\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Les panneaux (c, f, i) montrent les différences entre les deux méthodes comparées : pour la même période de temps. Trois périodes sont comparées : la fin du XX^{e} siècle, la moitié du XXI^{e} siècle et la fin du XXI^{e} siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

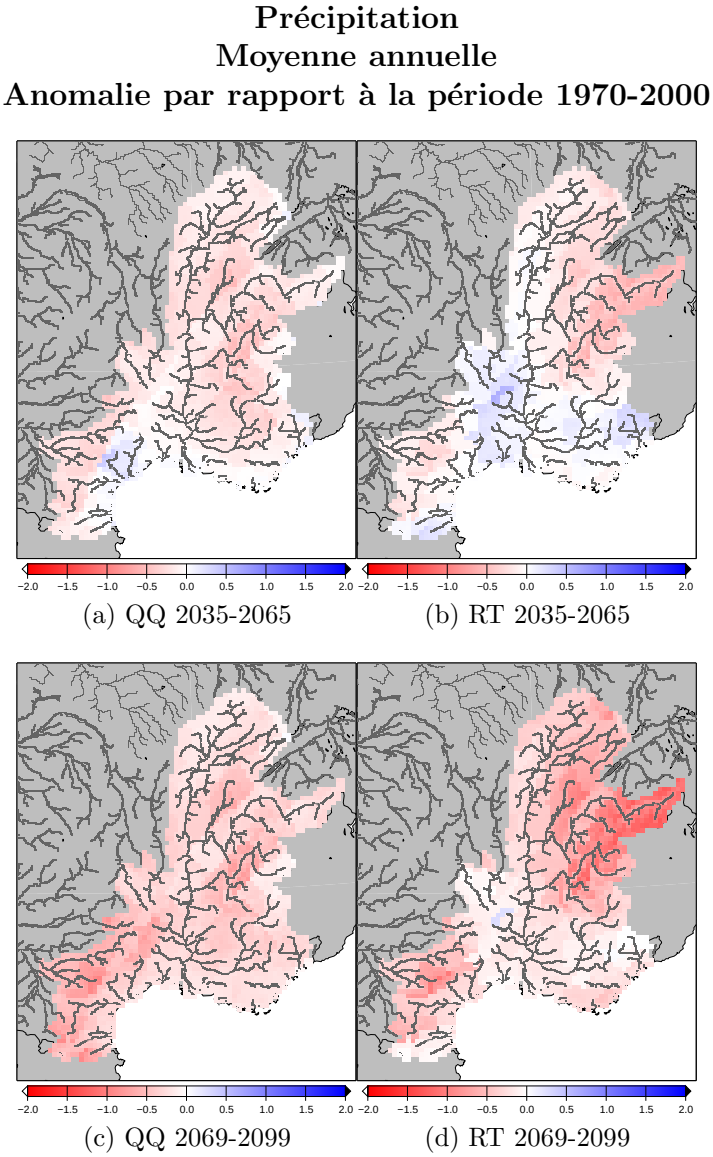
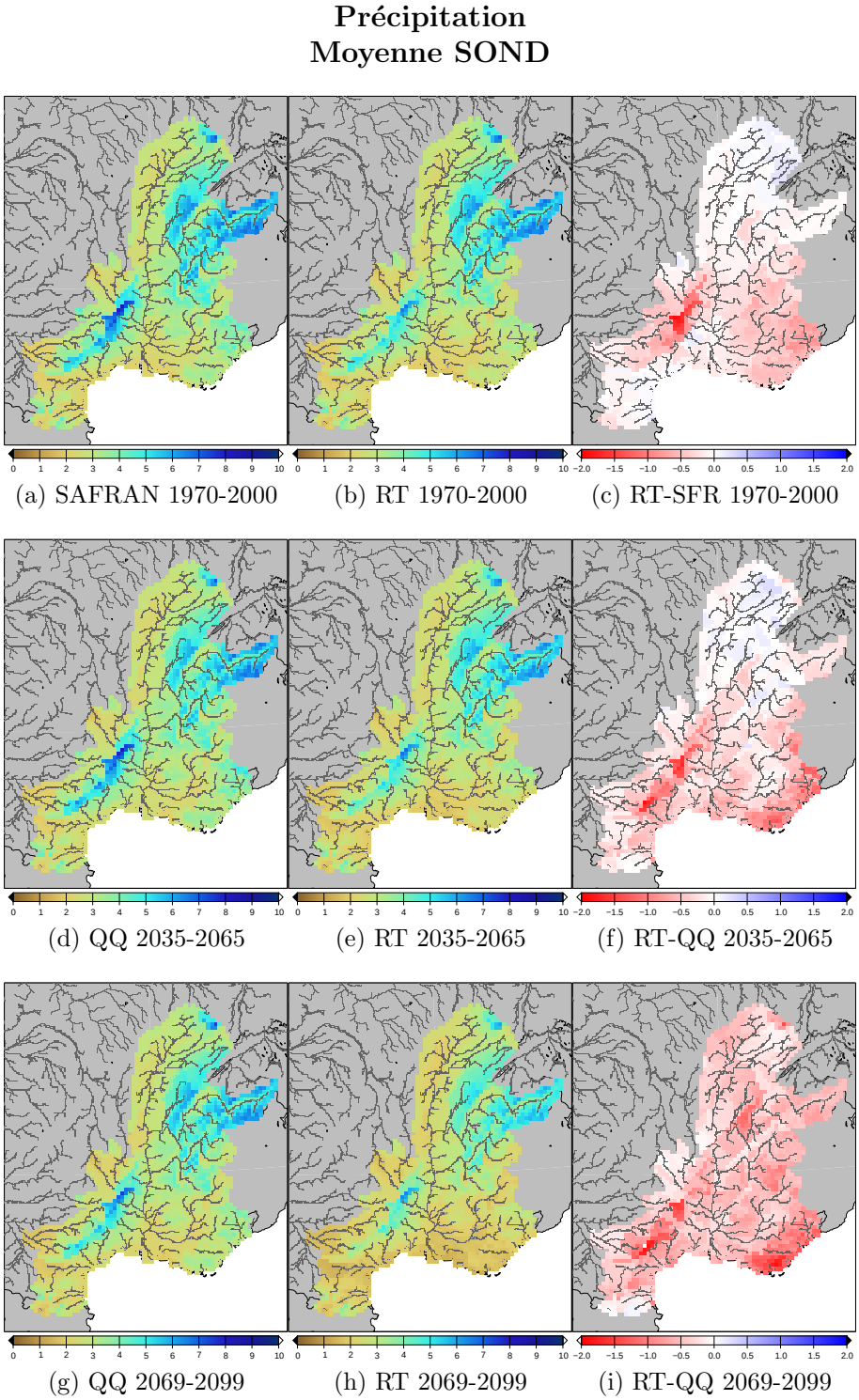


FIG. 8.7: Comparaison des champs d'anomalie de la moyenne des précipitations estimées par QQ (a, c) et RT (b, d) en mm j^{-1}. Les anomalies pour chacune des périodes 2035-2065 et 2069-2099 sont par rapport à la période 1970-2000



(a) SAFRAN 1970-2000 (b) RT 1970-2000 (c) RT-SFR 1970-2000

(d) QQ 2035-2065 (e) RT 2035-2065 (f) RT-QQ 2035-2065

(g) QQ 2069-2099 (h) RT 2069-2099 (i) RT-QQ 2069-2099

FIG. 8.8: Comparaison des champs de la moyenne des précipitations estimées par SAFRAN (a) RT (b, e, h) et QQ (d, g) pour la période automnale (SOND), en mm j^{-1}. Les panneaux (c, f, i) montrent les différences entre les deux méthodes comparées pour la même période de temps. Trois périodes sont comparées : la fin du XX^{e} siècle, la moitié du XXI^{e} siècle et la fin du XXI^{e} siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

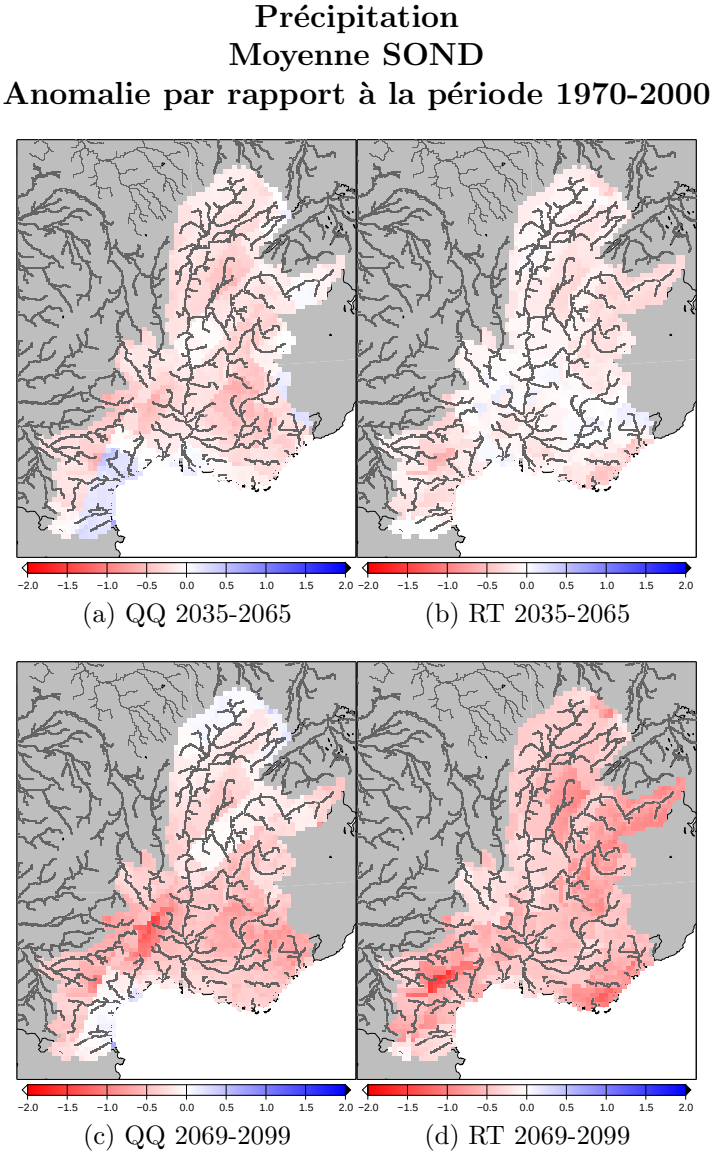


FIG. 8.9: Comparaison des champs d'anomalie de la moyenne des précipitations estimées par QQ (a, c) et RT (b, d) pour la période automnale (SOND), en $\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Les anomalies pour chacune des périodes 2035-2065 et 2069-2099 sont par rapport à la période 1970-2000.

celles des moyennes annuelles. Pour quelques régions, il pourrait y avoir une augmentation des précipitations pendant la première moitié du siècle (la structure est assez différente selon la méthode). Pour la fin du siècle il y aurait une diminution générale, surtout sur les Cévennes. Sur une partie de la zone côtière du Languedoc-Roussillon et sur quelques parties de la moitié nord du domaine, la méthode QQ prévoit de légères augmentations des précipitations.

En résumé, pour la moyenne, les figures montrent que les deux méthodes donnent des résultats assez différents en valeur absolue, la méthode RT étant plus sèche. En termes d'anomalie, les différences sont assez importantes aussi, mais les deux méthodes montrent une augmentation des précipitations sur quelques zones des Cévennes à la moitié du siècle et une diminution assez généralisée pour la fin du siècle, ce qui peut poser des problèmes en termes de ressources en eau. En automne, les précipitations diminueraient sur le relief cévennol.

Extrêmes

La moyenne n'est pas la seule variable explicative pertinente. Pour étudier les impacts sur les évènements extrêmes, nous avons regardé le centile 99 de la distribution (valeur dépassée 1 jour sur 100). Dans ce cas, la Fig. (8.10) montre que la méthode RT a du mal à reproduire les précipitation intenses automnales dans la région des Cévennes, le biais maximal, par rapport à SAFRAN étant de $-50\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$. Ceci montre que la méthode de désagrégation actuelle (calibrée sur la France entière) n'est pas assez discriminante pour les situations synoptiques qui produisent les précipitations cévenoles. La figure montre aussi que les deux méthodes montrent des différences importantes sur plusieurs régions du domaine et que la méthode RT est plus sèche que la méthode QQ.

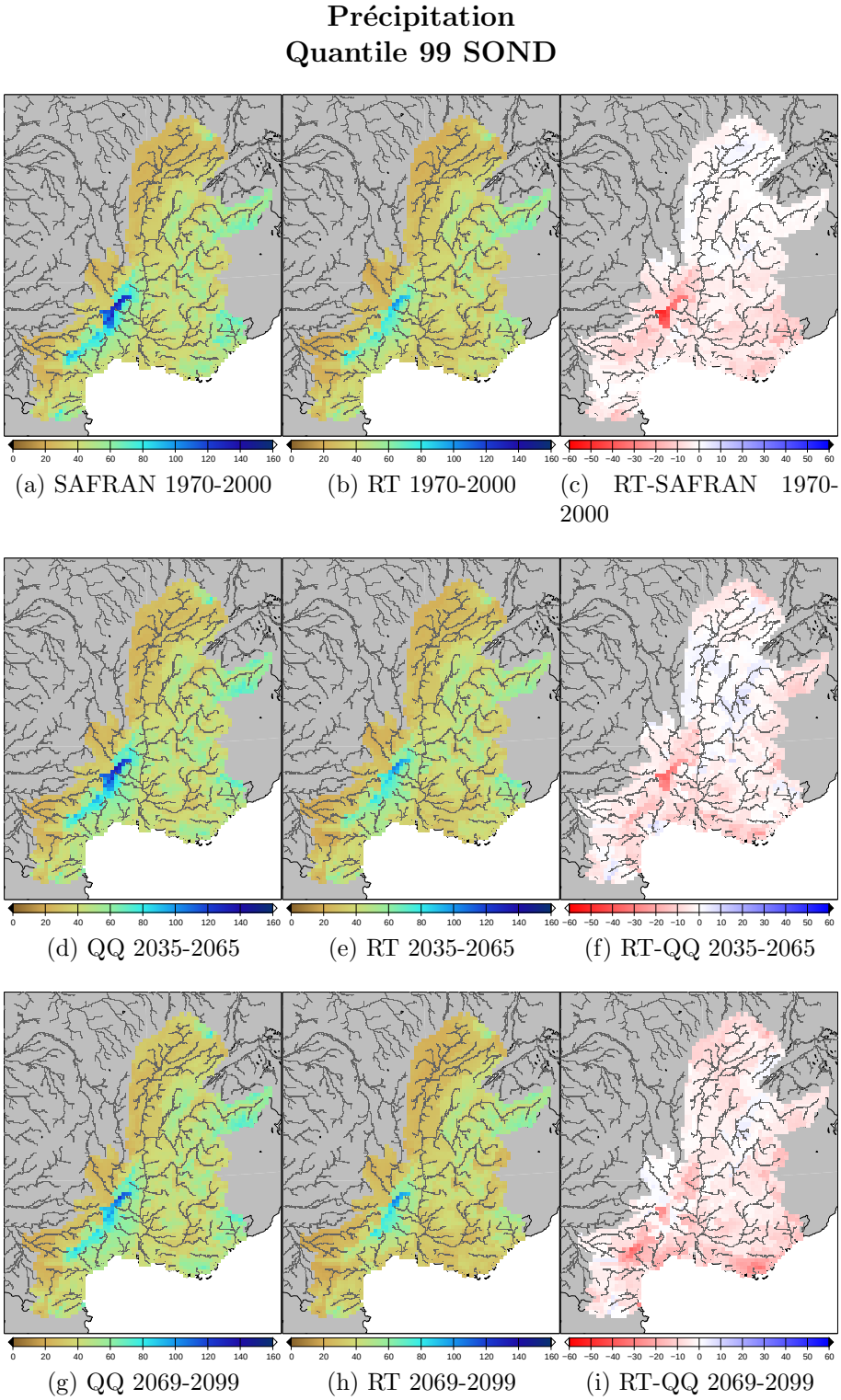
En termes d'anomalie, la Fig. (8.11) montre, sur les deux périodes, des augmentations et des diminutions des précipitations intenses sur tout le domaine, mais les deux méthodes ne convergent pas sur la localisation précise de ces changements. Sur le relief des Cévennes, pour le milieu du siècle, les deux méthodes indiquent que les précipitations intenses pourraient augmenter sur de nombreux bassins. Pour la fin du siècle, il y a aussi des bassins où les précipitations intenses pourraient augmenter, mais les méthodes montrent surtout des diminutions marquées de l'ordre de $-25\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$, par rapport à une valeur observée de $130\,\mathrm{mm\,j^{-1}}$.

Pour l'automne (SOND), les anomalies prévues pour la fin du siècle par le modèle SAMM (Fig. 8.3) et les deux méthodes de désagrégation (Fig. 8.9) sont cohérentes et indiquent une diminution des précipitations moyennes avec un maximum sur le relief. Les désagrégations localisent mieux le maximum.

Concernant les extrêmes, la Fig.(8.4) montre une tendance à la diminution sur le relief et une augmentation possible sur le centre de la vallée du Rhône, ce qui est reproduit par la méthode QQ (Fig 8.11). Par contre, la méthode RT (même figure) ne confirme pas l'augmentation dans cette zone, mis à part quelques exceptions.

En résumé, pour les précipitations intenses en période automnale, les deux méthodes présentent des différences marquées. La méthode RT reproduit assez mal les précipitations intenses sur le relief cévenol, en étant trop sèche. Concernant les anomalies,

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) SAFRAN 1970-2000 (b) RT 1970-2000 (c) RT-SAFRAN 1970-2000

(d) QQ 2035-2065 (e) RT 2035-2065 (f) RT-QQ 2035-2065

(g) QQ 2069-2099 (h) RT 2069-2099 (i) RT-QQ 2069-2099

FIG. 8.10: Comparaison des champs du 99e centile des précipitations estimées par SAFRAN (a) RT (b, e, h) et QQ (d, g) pour la période automnale (SOND), en mm j^{-1}. Les panneaux (c, f, i) montrent les différences entre les deux méthodes comparées pour la même période de temps. Trois périodes sont comparées : la fin du XXe siècle, la moitié du XXIe siècle et la fin du XXIe siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

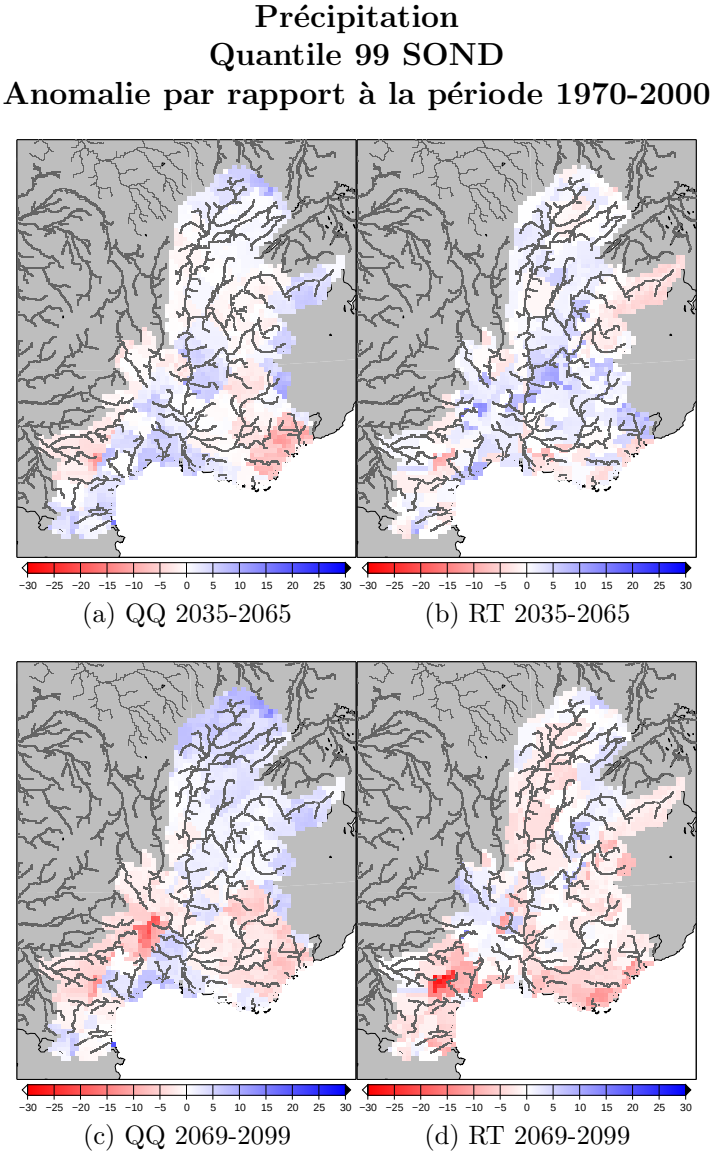
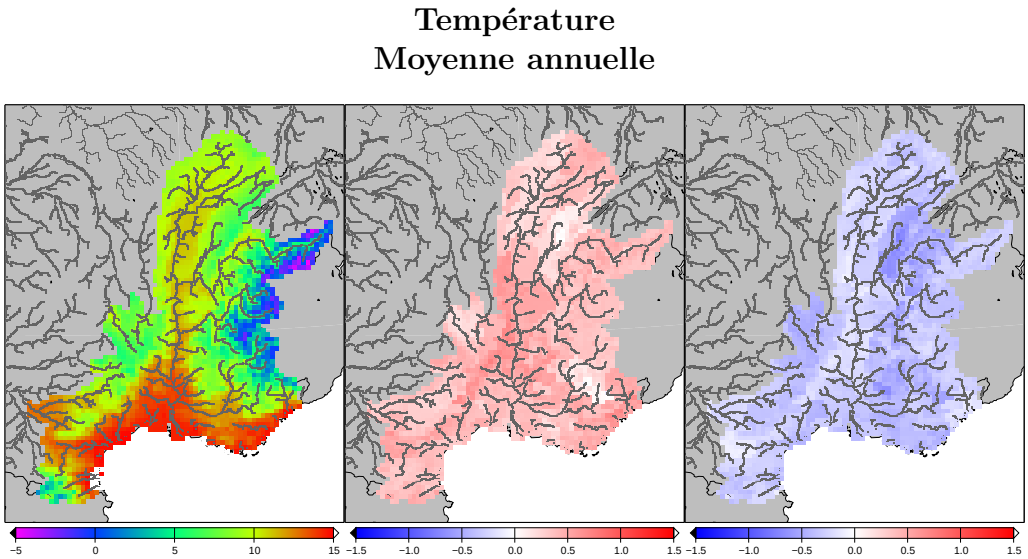


FIG. 8.11: Comparaison des champs d'anomalie du 99^{e} centile des précipitations estimées par QQ (a, c) et RT (b, d) pour la période automnale (SOND), en mm j^{-1}. Les anomalies pour chacune des périodes 2035-2065 et 2069-2099 sont par rapport à la période 1970-2000.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) SAFRAN 1970-2000 (b) RT-SAFRAN 1970-2000 (c) QQ-SAFRAN 1970-2000

FIG. 8.12: Comparaison des champs de la moyenne annuelle de la température estimée par SAFRAN (a) RT (b) et QQ (c), en °C. (a) montre la moyenne estimée par SAFRAN, (b) la différence (en °C) entre RT et SAFRAN et (c) la différence entre QQ et SAFRAN (en °C). Toutes les figures sont pour la fin du XX^{e} siècle (1970-2000).

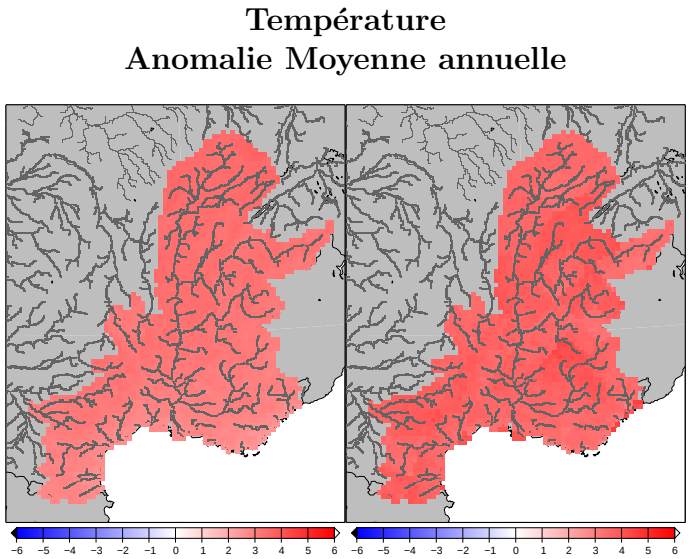
les deux méthodes sont en accord sur l'augmentation des précipitations intenses sur quelques régions du domaine au milieu du siècle, mais elles divergent sur la localisation. Pour la fin du siècle, les méthodes ne sont pas d'accord, RT prévoie une diminution dans la plus part du domaine et une stabilisation quelques parties. Par contre, QQ est plus partagé.

8.4.2 Température

L'examen de la Fig. (8.12) montre l'intérêt de la désagrégation pour cette variable, l'effet du relief étant déterminant. Les deux méthodes, par rapport à SAFRAN, montrent un biais clair, opposé l'un de l'autre, mais assez faible. Le biais dans le méthode QQ est surprenant, car la méthode est faite pour rapprocher le modèle de la distribution observée. La différence est probablement causée par la différence de six ans entre la période tracée (1970-2000) et celle utilisée pour calculer la correction (1970-2006).

Concernant les anomalies (Fig. 8.13 et 8.14), celles-ci sont très homogènes dans toute la région. L'étude de la moyenne annuelle montre que le choix de la méthode est important : la différence entre méthodes étant de presque 1 °C. Par contre, les différences s'accentuent fortement en été (Fig. 8.14), en termes de moyenne et de extrêmes, la méthode QQ prévoyant un été beaucoup plus chaud (anomalie de 5 °C). Sans doute, ces différences auront un impact sur l'enneigement et l'évaporation. À nouveau, ces figures montrent que, dans cette région, le choix de la méthode de désagrégation est important.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) RT 2069-2099 (b) QQ 2069-2099

FIG. 8.13: Comparaison des champs d'anomalie de la moyenne annuelle de la température estimée par RT (a) et QQ (b), en °C, pour la fin du XX^{e} siècle.

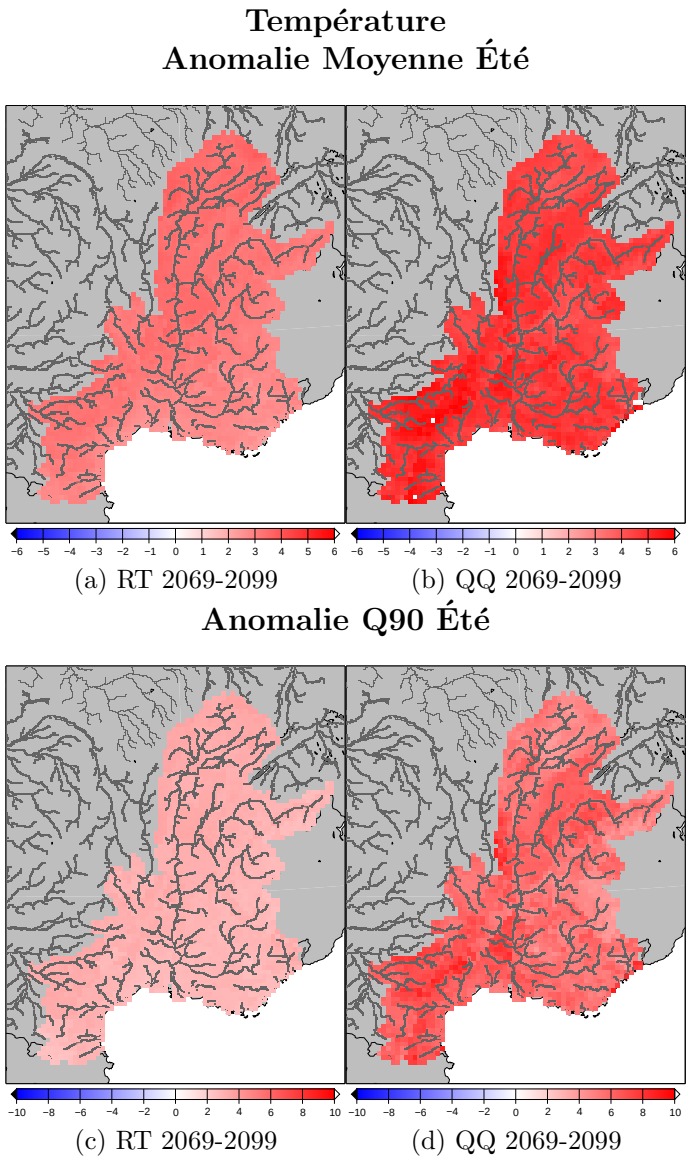
8.4.3 Discussion

La Sec. (8.2.1) nous a montré que la résolution du modèle de climat n'est pas du tout adéquate pour la description des phénomènes pertinents à l'échelle des bassins versants de la région méditerranéenne française. De plus, comme la Fig. (8.5) a montré, le modèle de climat est fortement biaisé, surtout pour les extrêmes de précipitation. Deux méthodes de désagrégation ont été comparées. La comparaison des précipitations a montré que les deux méthodes décrivent des futurs similaires en termes d'anomalie, par contre, elles sont difficilement en accord sur la localisation précise des changements. En termes de température, le choix de la méthode est aussi très important, car les anomalies prévues sont très différentes selon la méthode utilisée. Cette étude détaillée sur une zone sensible confirme le fait qu'une part significative de l'incertitude liée aux études d'impacts en hydrologie est liée à la désagrégation.

8.5 Impacts

Cette section a trois objectifs. Premièrement, on cherchera à quantifier la propagation de l'incertitude liée aux méthodes de désagrégation par le modèle d'impact. Puis, on se focalisera sur les impacts concernant quelques variables clés du cycle hydrologique. Enfin, la question de la sensibilité de cet impact au modèle hydrologique sera abordé en étudiant des simulations avec des forçages identiques mais des modèles différents : la version standard de SIM (Chap. 3) et la version modifié dans le Chap. (6), SIM-KSAT.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) RT 2069-2099 (b) QQ 2069-2099

(c) RT 2069-2099 (d) QQ 2069-2099

FIG. 8.14: Comparaison des champs d'anomalie de la moyenne (a, b) et du 99^{e} centile (c, d) de la température estimés pour la période estivale de la fin du XXI^{e} siècle par RT (a, c) et QQ (b, d), en °C.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

8.5.1 Humidité du sol et évaporation

L'état d'humidité du sol joue un rôle très important dans les flux hydrologiques. Le contenu en eau du sol conditionne le stress hydrique, contrôle la quantité d'eau que les plantes peuvent extraire du sol et détermine le type d'évaporation et le rapport de Bowen, c'est à dire, la part d'énergie échangée entre le sol et l'atmosphère sous forme de chaleur latente ou sensible.

Dans cette section nous nous sommes centrés sur les bassins de la moitié sud du Rhône pour prendre en compte seulement les bassins méditerranéens.

La Fig. (8.15) montre les cycles annuels moyens (au pas décadaire) de l'indice d'humidité moyenne du sol (SWI selon l'acronyme anglais). Cet indice est défini selon la relation :

$$SWI = \frac{w_T - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \tag{8.1}$$

où w_T est l'humidité totale du sol ($w_2 + w_3$), w_{wilt} est le point de flétrissement et, finalement, w_{fc} est la capacité au champ. $w_{fc} - w_{wilt}$ est la réserve utile, c'est à dire, l'eau qui est directement utilisable par la plante. Le sol est à la capacité au champ si le SWI est égal à 1, au point de flétrissement si le SWI est égal à 0.

Ces figures montrent que le forçage RT produit des sols plus secs, car cette méthode produit des précipitations plus faibles (Sec. 8.4.1). Concernant l'impact du changement climatique, les deux méthodes de désagrégation montrent qu'il y aura un assèchement général des sols et que, pendant toutes les périodes sauf l'été, la variabilité augmentera. C'est-à-dire qu'il y aura des années où les hivers seront équivalents aux hivers actuels (QQ), voire un peu plus secs (RT), mais, par contre, d'autres années seront beaucoup plus sèches. RT montre une variabilité très forte en printemps, QQ montre aussi une variabilité très forte en automne.

Concernant l'évaporation, les impacts sur les cycles annuels (non montrés) sont assez faibles sur les valeurs moyennes, mais, par contre, la variabilité augmente au fur et à mesure qu'on avance dans le siècle.

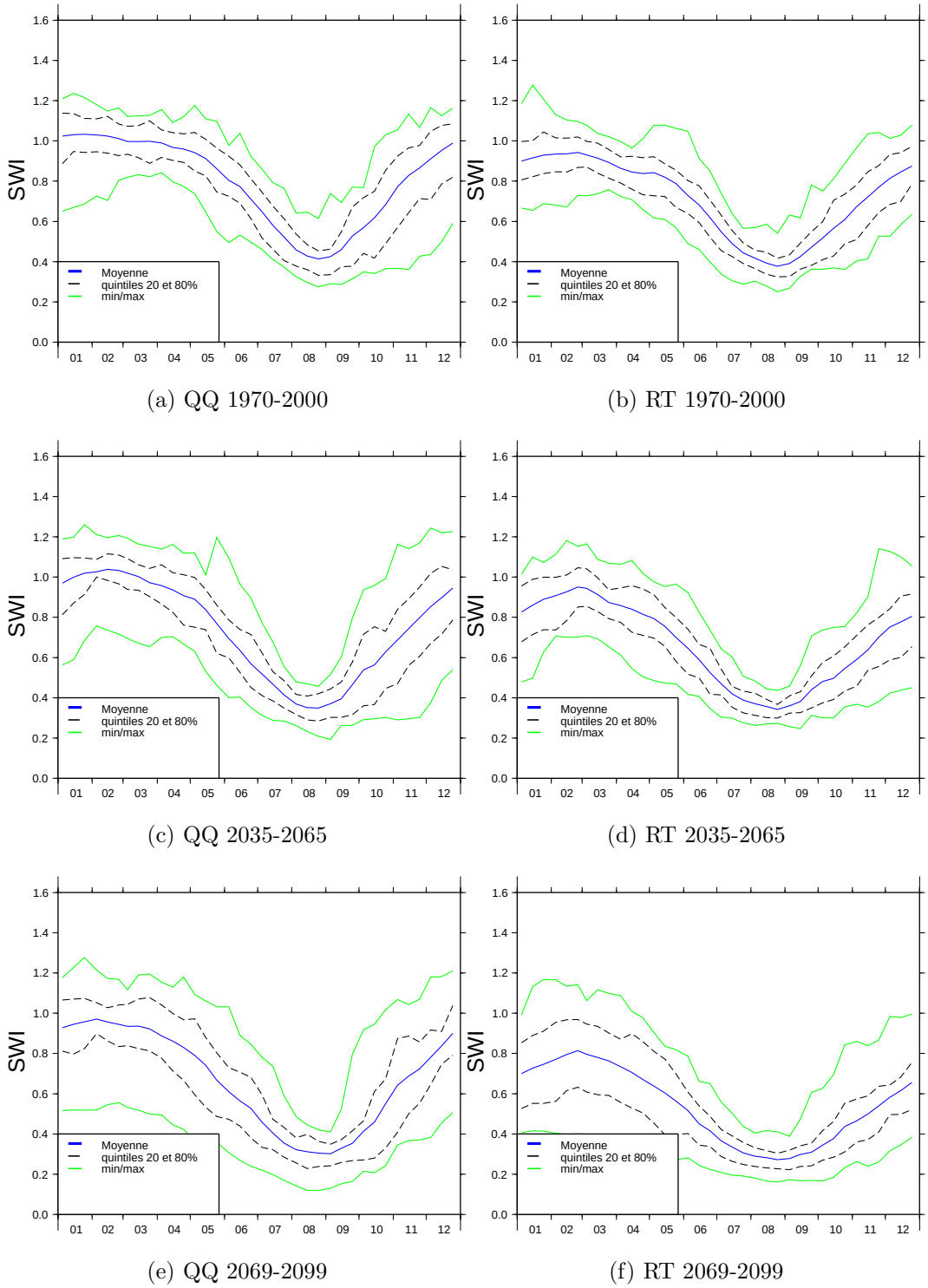
8.5.2 Débit

Les débits, intègrent tous les changements en amont du système, c'est-à-dire, sur les précipitations, l'évaporation et l'humidité du sol. L'information sur les débits est très intéressante du point de vue des extrêmes (crues et sécheresses) mais aussi, du point de vue de la ressource.

Moyenne

La Fig. (8.16) et le Tab.(8.1) montrent les anomalies prévues par le modèle SIM-KSAT avec les deux méthodes de désagrégation (QQ et RT). Ces cartes reproduisent très fidèlement les anomalies obtenues pour les précipitations (Fig. 8.6). On voit une augmentation des débits sur les Cévennes pour le milieu du siècle et une diminution générale pour la fin du siècle. La diminution est très importante, souvent de -50% selon la méthode RT. Selon QQ l'impact sur la moyenne annuelle est moindre. Les différences entre méthodes sont importantes, de façon cohérente avec les résultats vus

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) QQ 1970-2000 (b) RT 1970-2000

(c) QQ 2035-2065 (d) RT 2035-2065

(e) QQ 2069-2099 (f) RT 2069-2099

FIG. 8.15: Comparaison du cycle annuel de l'indice d'humidité (SWI) calculé sur les bassins méditerranéens de laFrance en utilisant les méthodes de désagrégation QQ (a, c, e) et RT (b, d, f) pour trois périodes différentes. En abscisse : les mois (de janvier à décembre).
n

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

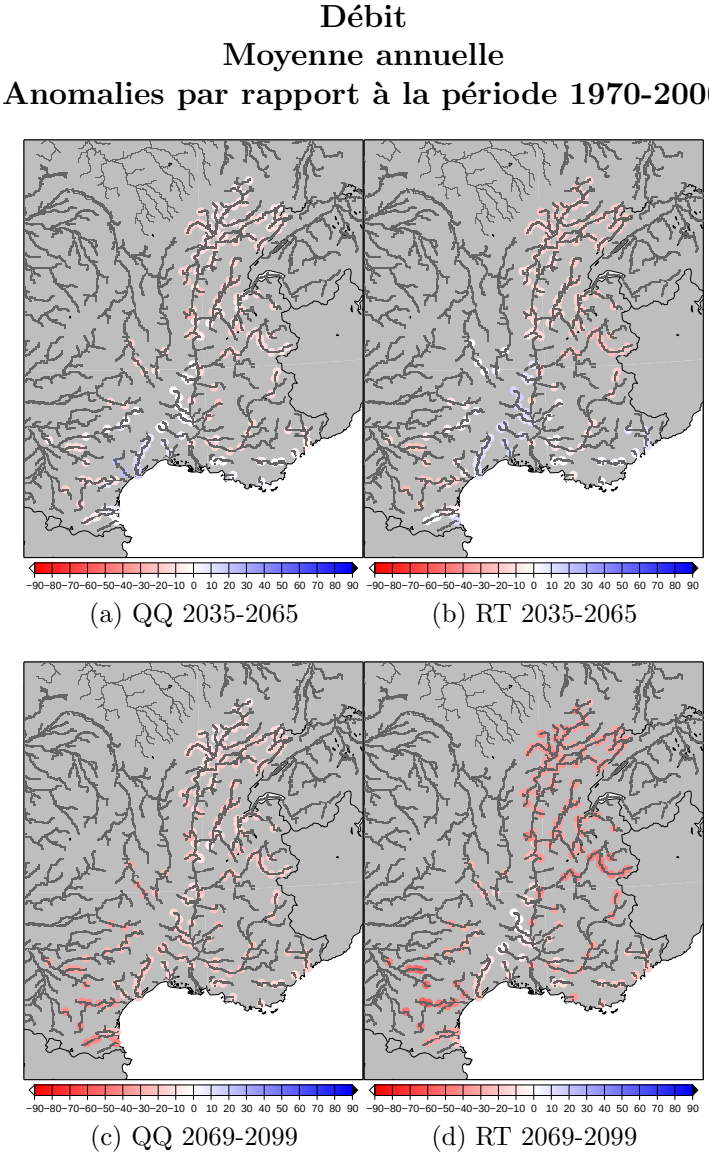
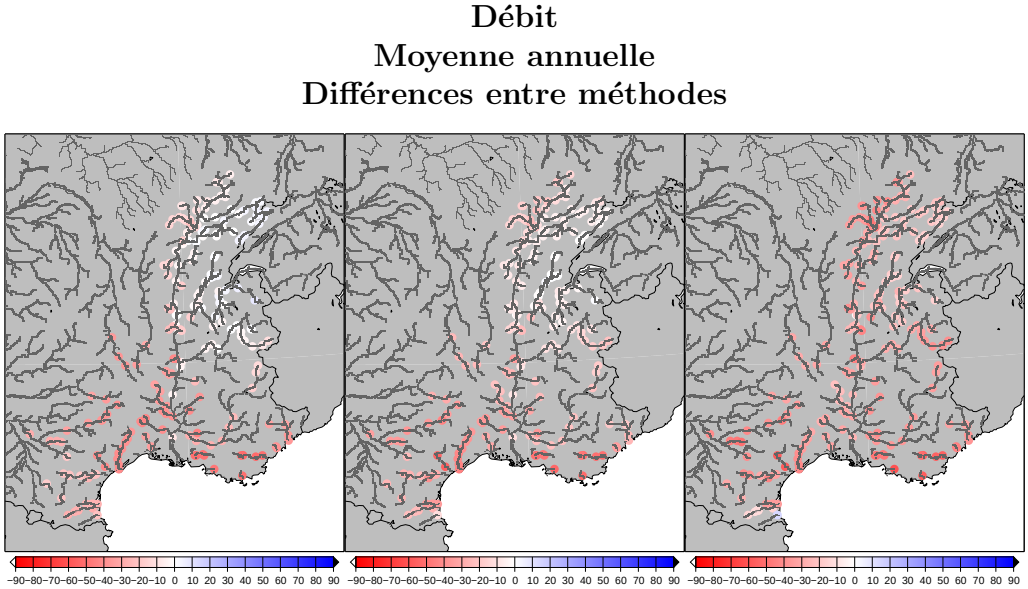


FIG. 8.16: Comparaison des anomalies prévues (en %) par le modèle SIM-KSAT en utilisant la méthode de désagrégation QQ (a, c) et RT (b, d) pour la moyenne annuelle du débit pour la moitié (a, b) et la fin (c, d) du XXI^{e} siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

	RT		QQ	
Classe (%)	2035-2065	2069-2099	2035-2065	2069-2099
-60 -50	0	6	0	0
-50 -40	0	34	0	12
-40 -30	0	118	0	18
-30 -20	29	28	4	59
-20 -10	115	27	127	125
-10 0	27	13	64	12
0 10	31	0	24	0
10 20	24	0	5	0
20 30	0	0	2	0

TAB. 8.1: Nombre de stations pour chaque classe d'anomalie du débit (en %) pour deux périodes du XXI^{e} siècle et deux méthodes de désagreation (RT et QQ).



(a) RT-QQ 1970-2000 (b) RT-QQ 2035-2065 (c) RT-QQ 2069-2099

FIG. 8.17: Différences relatives (en %) entre les débits prévus par le modèle SIM-KSAT selon la méthode de desagrégation utilisée (RT ou QQ) pour la fin du XX^{e} siècle (a), la moitié du XXI^{e} siècle (b) et la fin du XXI^{e} siècle (c).

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Classe (%)	1970-2000	2035-2065	2069-2099
-70 -60	0	0	1
-60 -50	9	9	8
-50 -40	16	8	31
-40 -30	38	38	79
-30 -20	36	54	63
-20 -10	27	36	41
-10 0	57	76	1
0 10	43	5	0
10 20	0	0	2

Tab. 8.2: Différence en termes de débit entre les deux méthodes de désagrégation (RT et QQ). Les colonnes montrent le nombre de stations pour chaque classe de différence relative (en %) pour trois périodes.

sur les précipitations. Par exemple, sur la Saône, la diminution peut être de 10% pour une méthode et de 50% pour l'autre. La Fig. (8.17) reproduit aussi fidèlement ce qu'on avait vu sur la Fig. (8.6), c'est à dire, que les différences entre les deux simulations s'accroissent au fur et à mesure et que les différences les plus importantes se situent sur le pourtour méditerranéen, RT étant beaucoup plus sec. Le Tab. (8.2) complète cette figure.

La Fig. (8.18) montre les anomalies de la moyenne automnale. À nouveau, on voit que RT présente une anomalie sèche plus importante. De plus, les deux méthodes montrent une différence sur les Alpes : QQ montre une augmentation marquée du débit pour les deux périodes, par contre RT, dans cette zone, donne une diminution du débit. Ceci est sans doute lié avec la désagrégation de la température (Fig. 8.13). L'anomalie de T étant plus importante dans QQ, la neige ne peut pas tenir, augmentant le débit automnale, par contre, ça n'arrive pas à RT qui est plus froid.

Extrêmes

Concernant les extrêmes, dans cette section, seulement les crues seront étudiés car, comme il a été expliqué dans le Chap. (6), le modèle SIM utilise une paramétrisation du drainage sous-maille qui est calibrée pour reproduire un certain niveau pré-établi et a tendance à limiter l'impact sur les débits d'étiage.

Pour les extrêmes, l'étude de la Fig. (8.19) montre que, pour la moitié du siècle, les deux méthodes convergent sur une augmentation des très forts débits (Q99) sur les bassins cévenols, avec quelques différences de localisation. Pour la fin du siècle RT continue à prévoir une augmentation des débits extrêmes, mais QQ présente une augmentation presque nulle, sauf pour le Roussillon. Cependant, les débits extrêmes prévus par RT sont beaucoup plus faibles en valeur absolue que ceux prévus par QQ, car ses précipitations sont beaucoup plus faibles. Sachant que RT reproduit mal les forts débits, ces résultats peuvent être considérés comme douteux.

En automne, la Fig. (8.20) montre que les deux méthodes ne sont pas d'accord

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

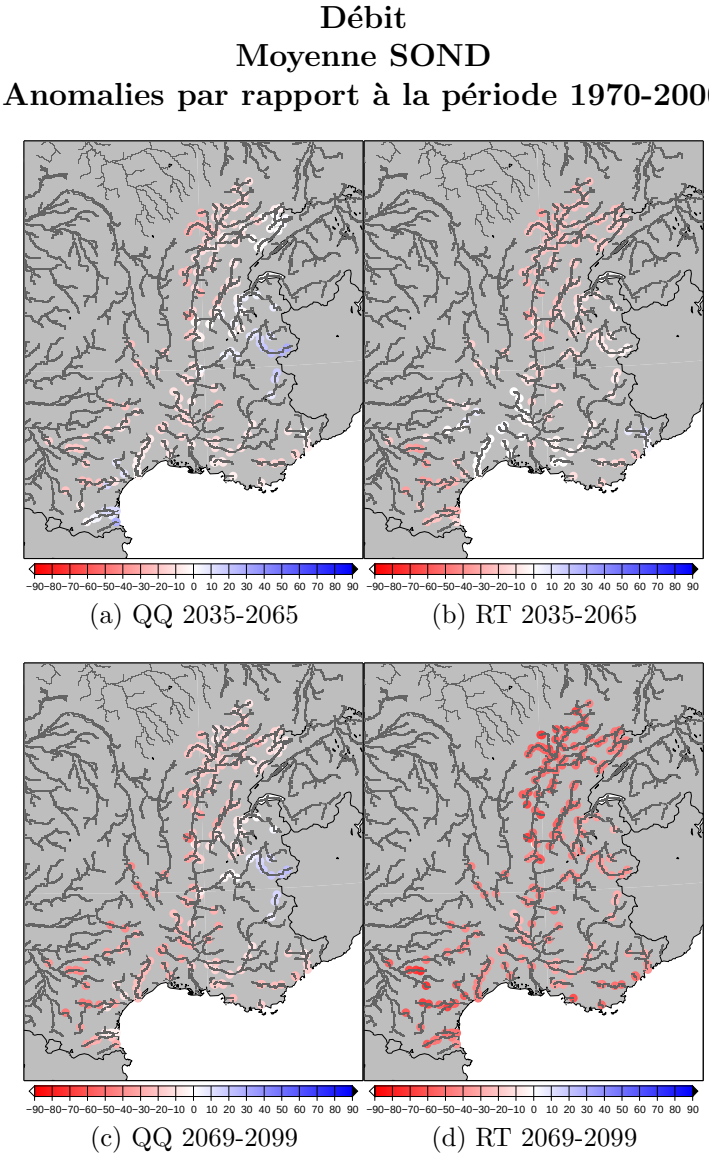


FIG. 8.18: Comparaison des anomalies prévues (en %) par le modèle SIM-KSAT en utilisant la méthode de désagrégation QQ (a, c) et RT (b, d) pour la moyenne automnale (SOND) du débit pour la moitié (a, b) et la fin (c, d) du XXI^{e} siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

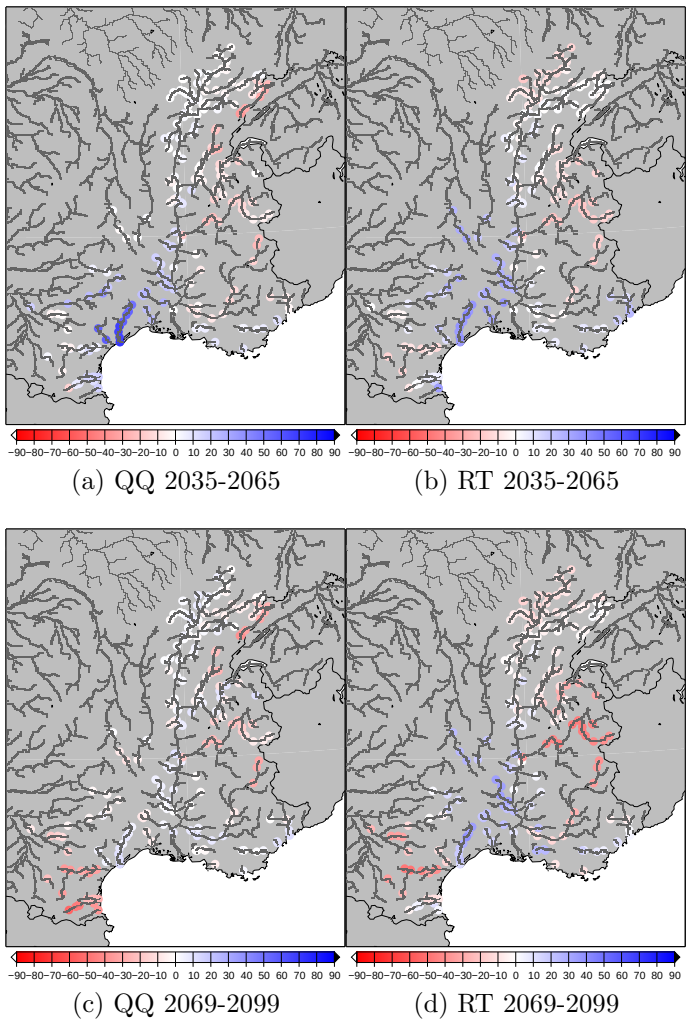


FIG. 8.19: Comparaison des anomalies prévues (en %) par le modèle SIM-KSAT en utilisant la méthode de désagrégation QQ (a, c) et RT (b, d) pour le 99^{e} centile annuel du débit pour la moitié (a, b) et la fin (c, d) du XXI^{e} siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

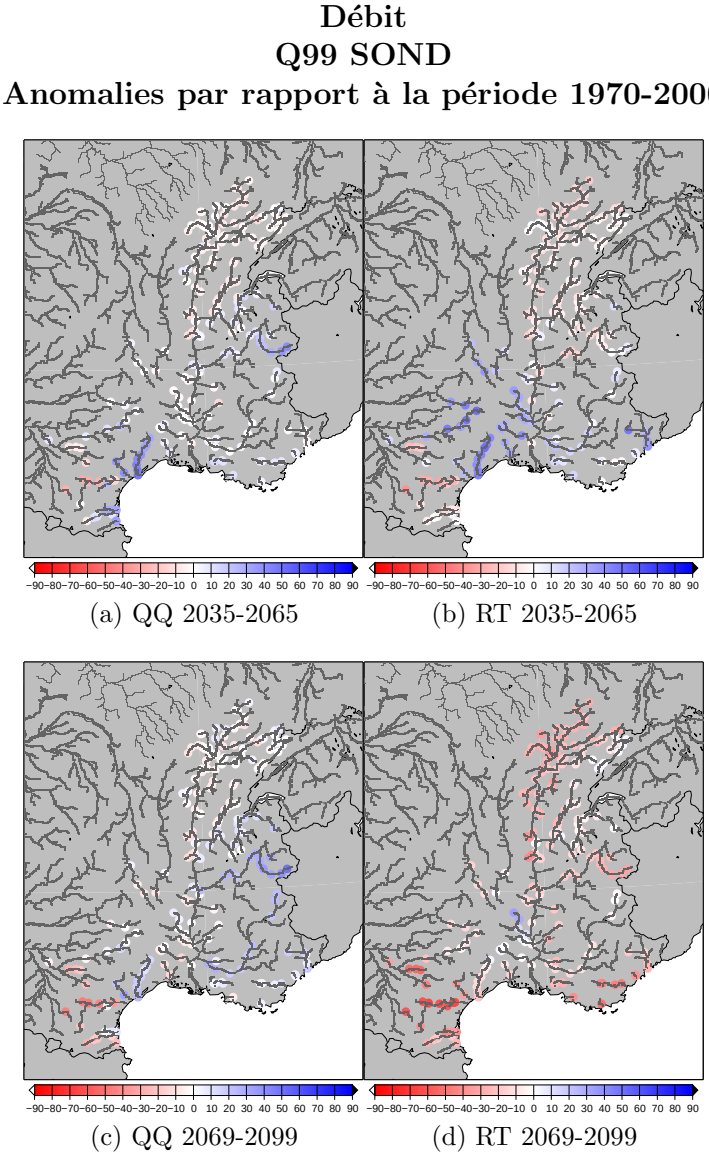
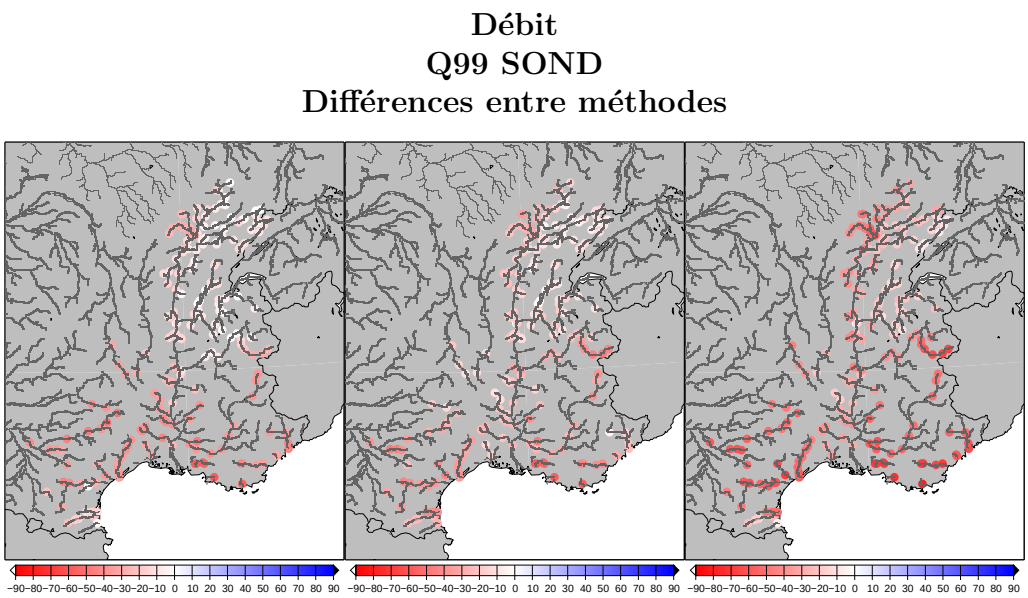


FIG. 8.20: Comparaison des anomalies prévues (en %) par le modèle SIM-KSAT en utilisant la méthode de désagrégation QQ (a, c) et RT (b, d) pour le 99^{e} centile automnale du débit pour la moitié (a, b) et la fin (c, d) du XXI^{e} siècle.



(a) RT-QQ 1970-2000 (b) RT-QQ 2035-2065 (c) RT-QQ 2069-2099

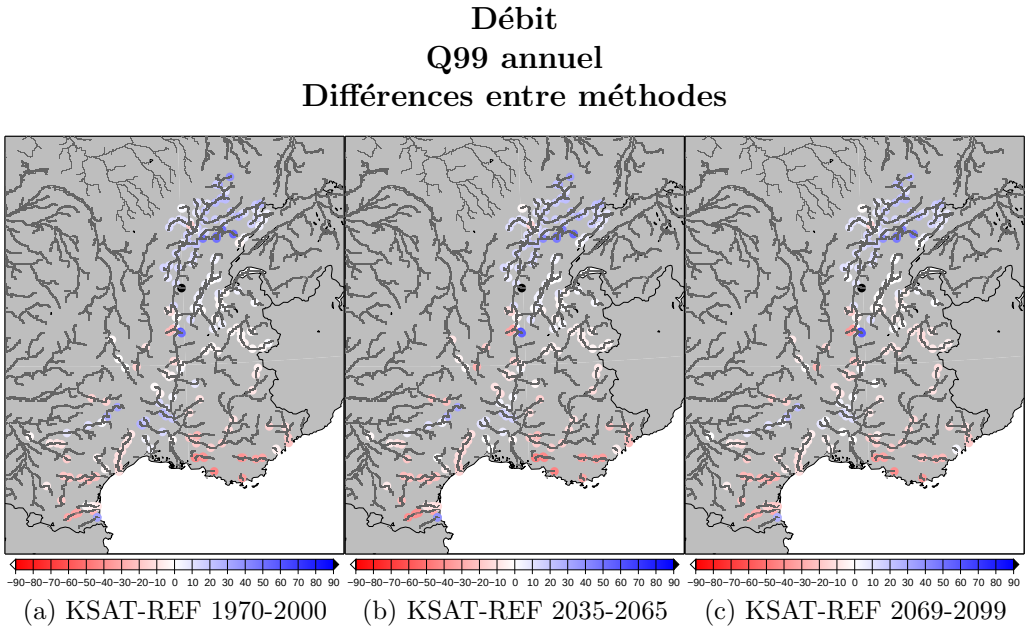
FIG. 8.21: Différences relatives (en %) entre le 99^{e} centile des débits prévus par le modèle SIM-KSAT selon la méthode de desagrégation utilisée (RT ou QQ) pour les automnes de la fin du XX^{e} siècle (a), la moitié du XXI^{e} siècle (b) et la fin du XXI^{e} siècle (c).

sur la localisation de l'augmentation des extrêmes. Sur les Cévennes à la fin du siècle, selon QQ, l'augmentation est située plutôt sur l'Orb et l'Hérault et, par contre, selon RT l'augmentation est située sur les Gardons. Sur les Alpes du sud les deux méthodes présentent des résultats contradictoires. L'augmentation des extrêmes sur les Alpes prévue par la méthode QQ (en liaison avec la forte augmentation des précipitations) est un autre résultat intéressant.

Conclusion

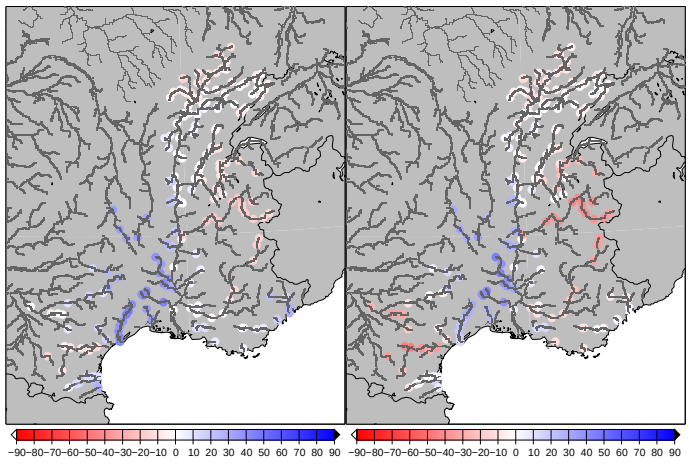
En conclusion, jusqu'ici on a vu que, dans cette région d'étude et selon la simulation SAMM, il faut s'attendre à une diminution de la moyenne du débit à la fin du siècle. Cependant, les débits peuvent localement augmenter dans quelques bassins cévenols au milieu du siècle. Pour les extrêmes, les résultats montrent que ceux-ci ne diminueront pas sur la zone du relief cévenol et, probablement, augmenteront au milieu du siècle. Cependant, rien ne peut être dit sur la localisation des bassins affectés. Concernant la magnitude des changements, il est difficile de faire des estimations solides, en raison des différences importantes entre les deux méthodes, lesquelles sont amplifiées par des effets de seuil du système hydrologique. C'est le cas de différences dues à la neige sur les Alpes en automne.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) KSAT-REF 1970-2000 (b) KSAT-REF 2035-2065 (c) KSAT-REF 2069-2099

FIG. 8.22: Différences relatives (en %) entre l'estimation du 99^{e} centile du débit annuel calculé par les modèles SIM-KSAT (KSAT) et SIM (REF) pour trois périodes différentes en utilisant la méthode de desagrégation (RT).



(a) 2035-2065 (b) 2069-2099

FIG. 8.23: Anomalie du 99^{e} centile du débit annuel (en %) prévu par le modèle SIM en utilisant la méthode de desargégation RT. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1970-2000.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

8.5.3 Sensibilité au modèle

L'incertitude liée au modèle d'impact a été évaluée en utilisant un même forçage atmosphérique (RT) et les deux versions diponibles du modèle hydrologique (SIM et SIM-KSAT). Les différences en termes de débit moyen ne sont pas très importantes, comparées aux différences entre les deux méthodes de désagrégation. Pour les débits extrêmes, ces différences sont plus importantes (Fig. 8.22). Il est compréhensible que les différences soient plus importantes sur les extrêmes, car les modifications introduites dans SIM-KSAT affectent surtout la dynamique de l'écoulement, et cet effet est très évident en période de crue (Chap. 6). En termes d'anomalie, les différences ne sont pas non plus très importantes par comparaison avec la différence entre les méthodes de désagrégation. La comparaison entre la colonne de droite de la Fig. (8.19) et la Fig. (8.23) montre que, pour la fin du siècle, les différences, en termes d'anomalie du centile 99, peuvent atteindre entre 10 et 20%, la différence entre méthodes de désagrégation pouvant aller jusqu'à 30%.

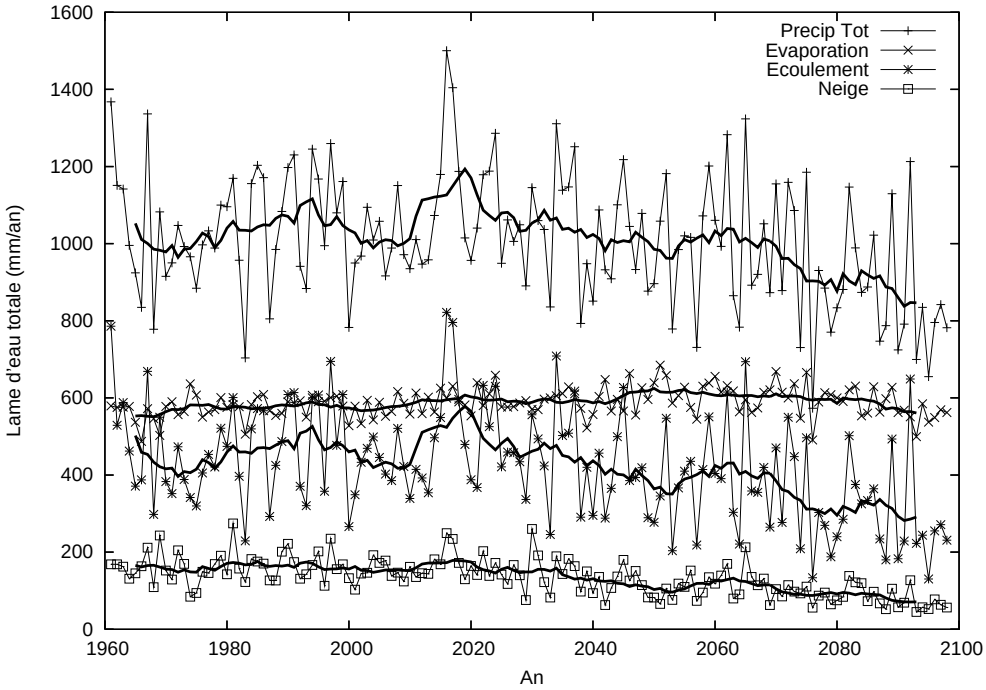
8.5.4 Évolution du bilan hydrique

Jusqu'ici, les impacts sur différentes variables ont été étudiés séparément. Ceci nous a permis, surtout pour la précipitation et le débit, de voir de façon spatialisée les changements prévus par les modèles SAMM et SIM et les deux désagrégations. Dans cette partie, on s'intéresse à l'évolution globale du bilan hydrique pendant une période longue de 138 ans.

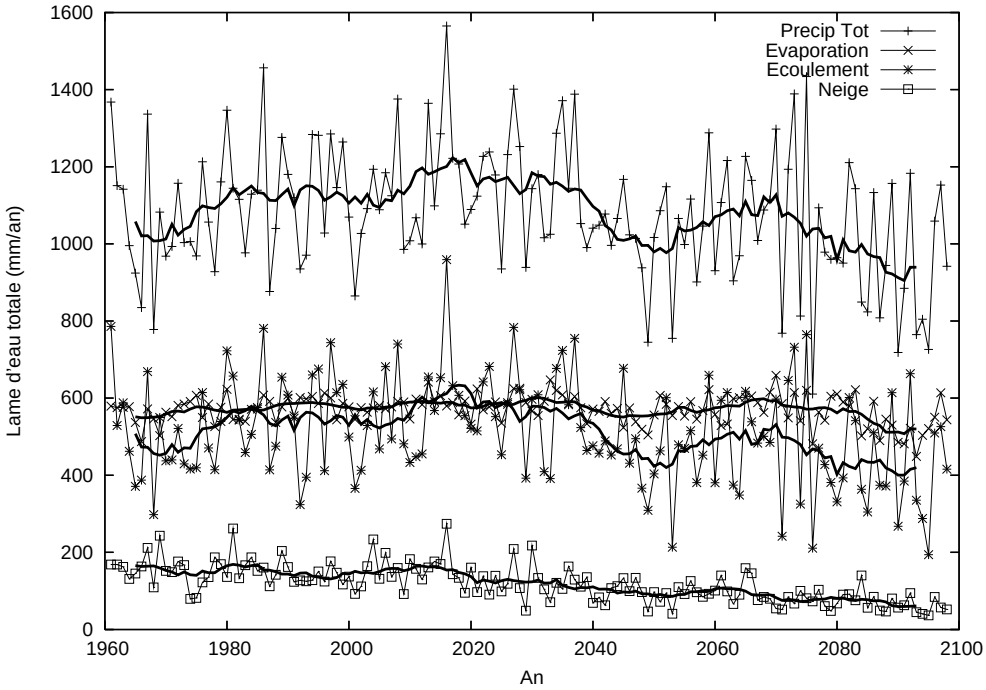
Les Fig. (8.24 et 8.25) montrent l'évolution, au pas annuel, des précipitations totales, de l'évaporation, de l'écoulement (ruissellement de surface et drainage gravitationnel) ainsi que la précipitation neigeuse, moyennés sur tout le bassin méditerranéen de la France (Fig. 8.24) et sur ce même bassin mais sans le Rhône, pour ne voir que des petits bassins versants purement méditerranéens. Ceci a été calculé en utilisant les bassins versants définis par les exutoires présentés dans la Fig. (8.26). Les figures comparent, à nouveau, les deux méthodes de désagrégation. Une des originalités de ces figures est qu'elles permettent d'estimer l'évolution des apports d'eau douce à la mer Méditerranéenne, l'écoulement étant une bonne approximation de cette valeur.

La Fig. (8.24) montre très bien que la précipitation, pour cette période, n'a pas une tendance linéaire. Au contraire, elle augmente jusqu'à l'année 2020, puis diminue de façon presque continue. Ceci explique les différents impacts prévus pour les périodes 2035-2065 et 2069-2099. La comparaison entre les deux panneaux, montrent très bien la tendance de la méthode RT à diminuer plus rapidement, ce qui explique les fortes différences sur les débits obtenues avec les deux méthodes. L'écoulement suit une tendance très parallèle à celle de la précipitation. En conséquence, RT montre un écoulement plus faible et avec une plus forte tendance à diminuer pendant la période. L'évaporation, par contre, n'est pas très sensible aux différences entre méthodes et est pratiquement constante pendant toute la période. Finalement, les précipitations neigeuses ont une tendance très claire à la diminution, ce qui est directement lié à l'augmentation de la température. En conséquence, QQ prévoit une diminution plus forte de cette variable pendant le siècle, car l'augmentation de température est plus importante avec cette méthode.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



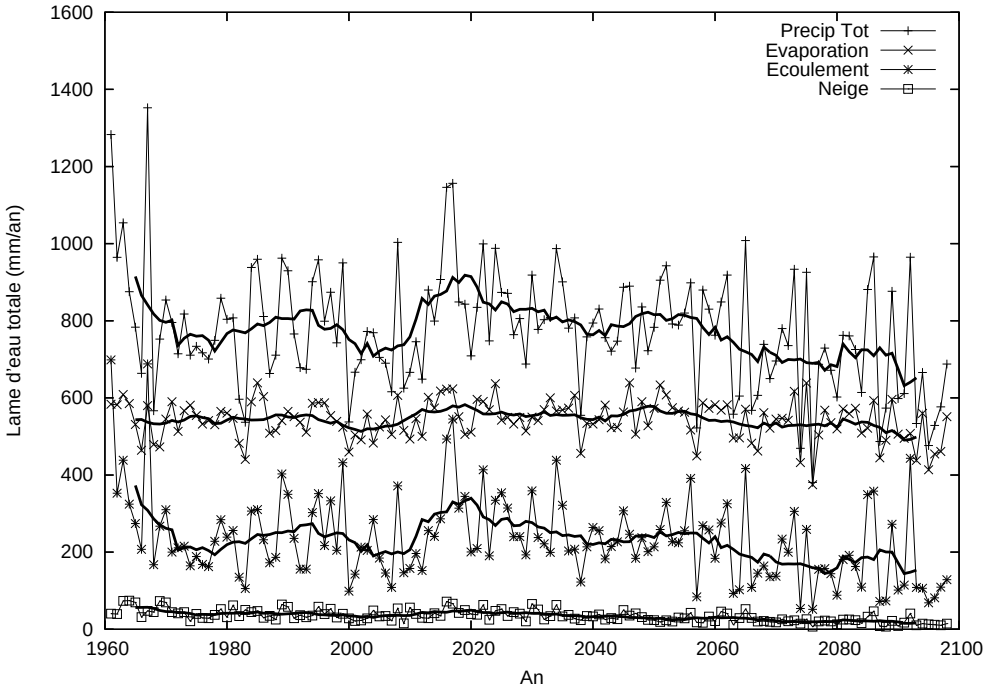
(a) RT



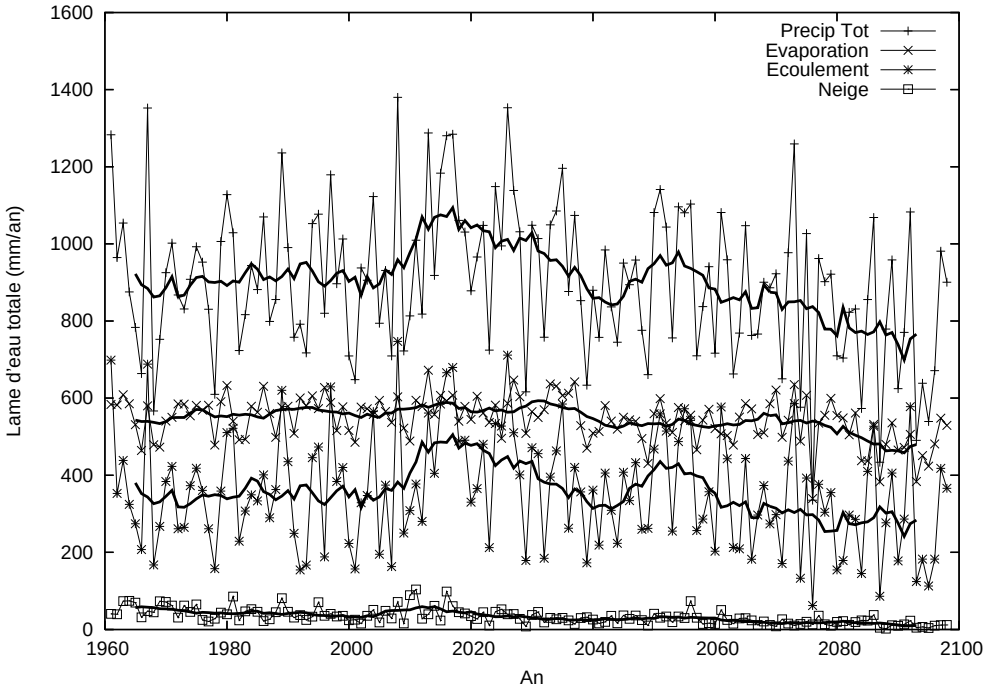
(b) QQ

FIG. 8.24: Évolution du bilan hydrique de l'ensemble le bassin méditerranéen de la France au pas annuel, estimé en utilisant deux méthodes de désagrégation différentes. La courbe en gras est une moyenne glissante sur dix ans. *Precip Tot* correspond aux précipitations solides et liquides, *Évaporation* est l'addition de toutes les formes d'évaporation, *Écoulement* est la somme du ruissellement de surface et du drainage dans les mailles du domaine et, finalement, *Neige* correspond aux précipitations solides.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) RT



(b) QQ

FIG. 8.25: Évolution du bilan hydrique de l'ensemble le bassin méditerranéen de la France, sauf le Rhône, au pas annuel estimé en utilisant deux méthodes de désagrégation différentes. La courbe en gras est une moyenne glissante sur dix ans. *Precip Tot* corresponds aux précipitations solides et liquides, *Évaporation* est l'addition de toutes les formes d'évaporation, *Écoulement* est la somme du ruissellement de surface et du drainage dans les mailles du domaine et, finalement, *Neige* corresponds aux précipitations solides.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

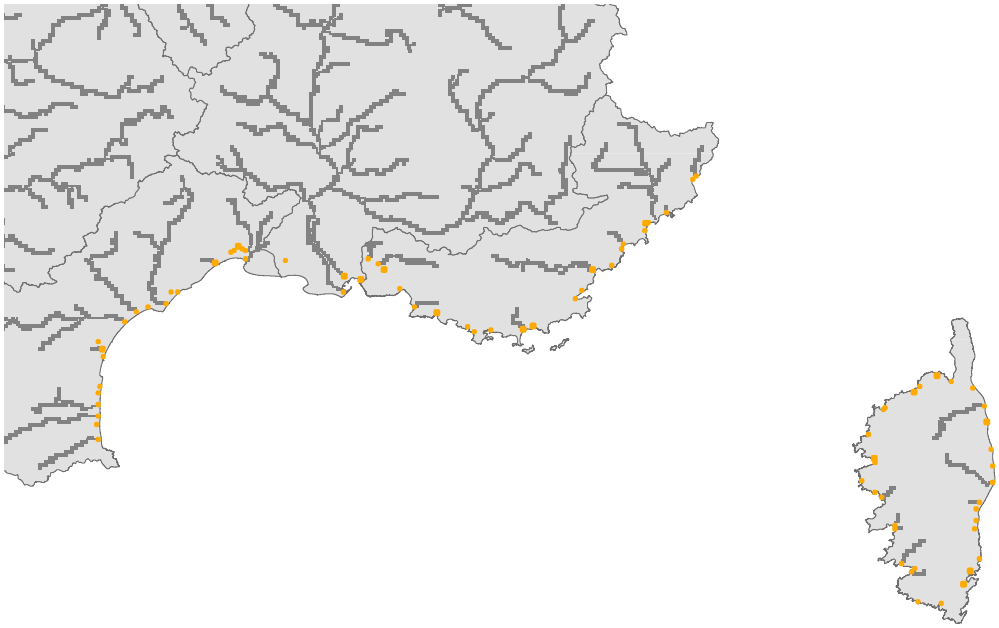


FIG. 8.26: Localisation géographique des exutoires modélisés par SIM (en jaune), utilisés pour estimer l'évolution du bilan hydrique dans la région méditerranéene de la France.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

La Fig. (8.25) même si elle apparaît assez similaire à la figure précédente, présente des différences notables. La première différence concerne les précipitations, qui sont plus faibles. La valeur de l'évaporation est cependant très similaire, en effet, en absence de couverture de neige, la part de l'évaporation est augmentée. En conséquence, l'écoulement est plus faible. Les tendances présentent des différences intéressantes. Par exemple, l'évaporation, qui était très stable dans le domaine complet, a une légère tendance négative, surtout pour la méthode QQ, qui est du à l'assèchement du sol. L'écoulement est très sensible à la méthode : avec RT, il diminue de la moitié pendant la période et avec QQ la diminution est d'un tiers. Avec QQ les précipitations neigeuses disparaissent pratiquement complètement à la fin de la période.

Les Fig. (8.27) et (8.28) montrent l'évolution de l'évaporation et l'écoulement par rapport à la précipitation totale. Dans un contexte plus sec (RT), les différences entre évaporation et écoulement sont plus importantes et le système plus sensible à des diminutions de la précipitation moyenne, qui cause des débits plus faibles et des évaporations plus importantes.

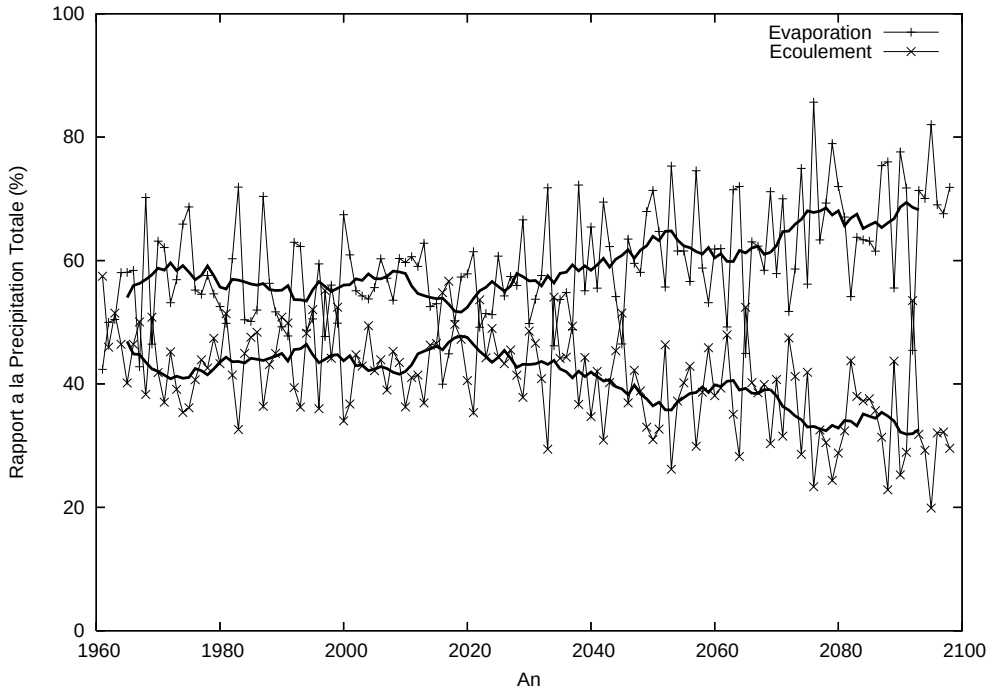
8.5.5 Conclusion

Dans ce chapitre une étude d'impact du changement climatique sur la région méditerranéenne française a été faite. L'originalité de l'approche suivie dans cette étude, par rapport aux études précédentes qui utilisent des modèles à base physique distribués similaires à SIM, est que les deux méthodes de désagrégation très différentes ont été utilisées, et que deux versions de SIM ont été utilisées.

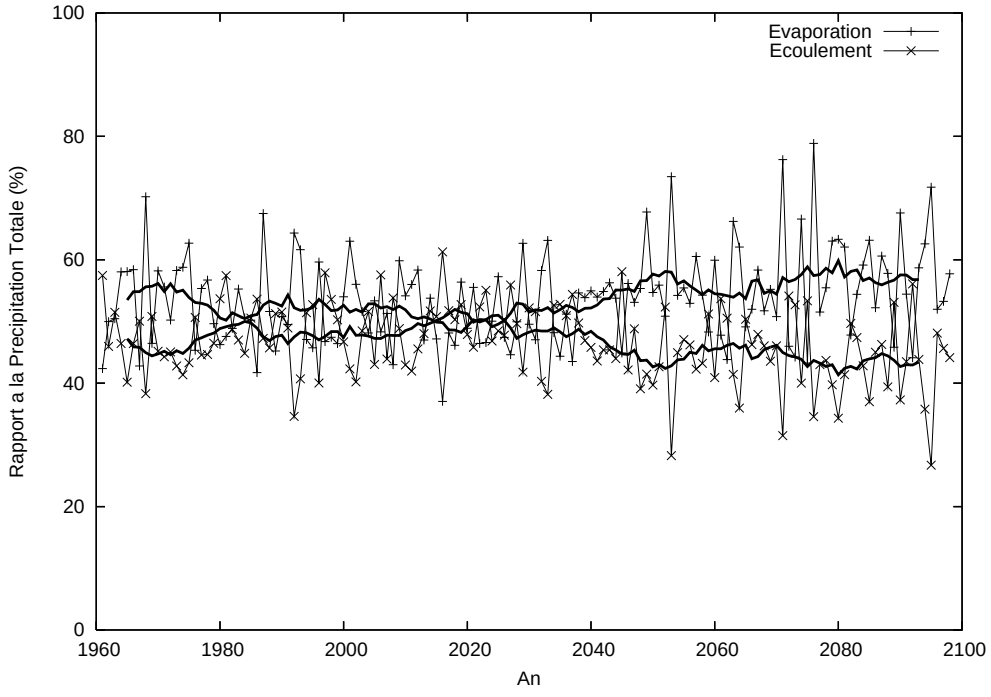
L'étude a montré que le choix de la méthode de désagrégation est crucial surtout pour les petits bassins où il y a des effets de seuil importants (effets des humidités du sol ou de la neige). En général, si on regarde seulement les changements en termes relatifs, l'étude a montré que les deux méthodes dessinent un futur similaire. Mais elles divergent sur certains points, comme la localisation des changements des débits ou la variabilité de l'évaporation en automne. L'interprétation des résultats doit ainsi se faire avec prudence. Un autre résultat intéressant est la divergence entre les deux méthodes au fur et à mesure de l'avancée du temps. Cette divergence montre que les hypothèses sur lesquels reposent les méthodes ne sont suffisamment robustes pour être encore pleinement valables pour la fin du siècle. Les hypothèses étant très différentes, les deux méthodes sont biaisées différemment.

Une source d'incertitude qui n'a pas été explorée ici est celle liée à la simulation du climat. Dans cette étude une seule simulation climatique a été utilisée, celle du projet CYPRIM. Cette limitation est très forte, en conséquence les résultats d'impact qui ont été montrés dans ce chapitre, doivent être utilisés avec précaution, car toutes les sources d'incertitudes n'ont pas été explorées. Cependant, malgré ces limitation, l'étude montre un grand nombre de résultats nouveaux et intéressants en particulier sur les extrêmes qui, au moins localement, seront aussi forts que maintenant, malgré une baisse des valeurs moyennes à la fin du siècle.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



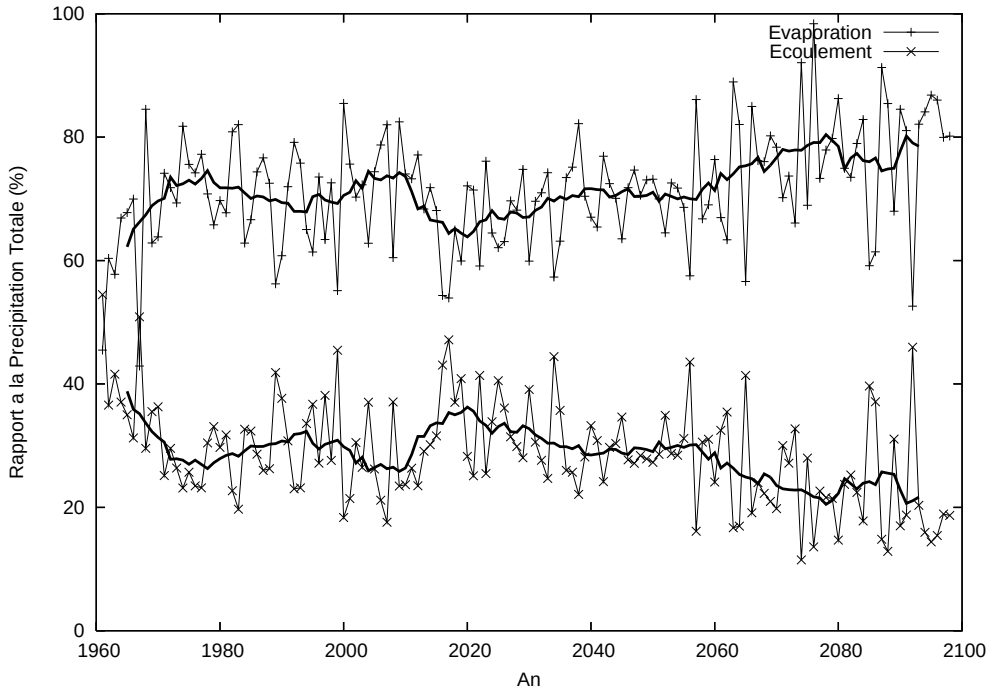
(a) RT



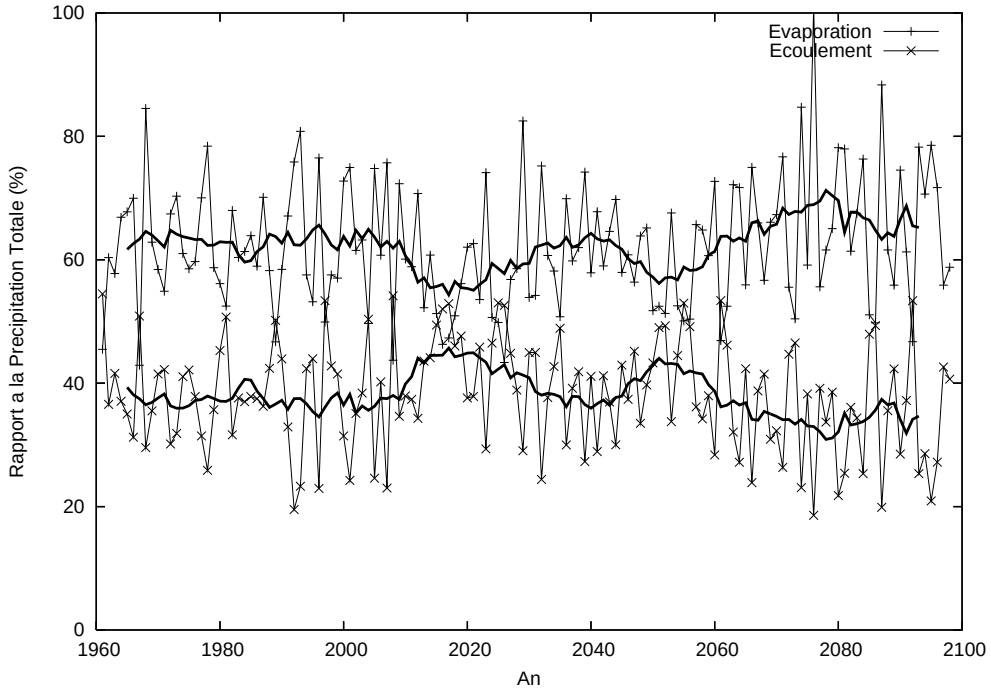
(b) QQ

FIG. 8.27: Évolution du rapport entre l'évaporation totale et l'écoulement total (ruissellement plus drainage) avec les précipitations totales dans le bassin méditerranéen de la France au pas annuel estimé en utilisant deux méthodes de désagrégation différentes : RT (régimes de temps) et QQ (correction quantile par quantile). La courbe en gras est une moyenne glissante sur dix ans.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009



(a) RT



(b) QQ

FIG. 8.28: Évolution du rapport entre l'évaporation totale et l'écoulement total (ruissellement plus drainage) avec les précipitations totales dans le bassin méditerranéen de la France, sauf le Rhône, au pas annuel estimé en utilisant deux méthodes de désagrégation différentes : RT (régimes de temps) et QQ (correction quantile par quantile). La courbe en gras est une moyenne glissante sur dix ans.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Chapitre 9

Conclusion générale et perspectives

Le travail réalisé dans cette thèse s'est organisé autour de trois axes principaux, en lien avec les objectifs du projet français CYPRIM (Cyclogénèse et précipitations intenses en région méditerranéenne). Ces axes sont : le changement climatique régional, le cycle hydrologique et les spécificités de la région méditerranéenne de la France

Ce travail, situé à l'intersection des ces axes s'est basé sur plusieurs outils. Le modèle régional couplé SAMM, très novateur, a fourni un scénario de climat prévu pour le XXI^{e} siècle dans la région d'étude. Pour adapter les sorties de cette simulation à la résolution du modèle d'impact, deux méthodes de désagrégation ont été utilisées. La première méthode (RT, Boé *et al.* (2006)) est statistique et est basée sur les régimes de temps. La deuxième (QQ, Déqué (2007)) est une méthode de debiaisage qui corrige la fonction de distribution du modèle. Finalement, le modèle hydrologique permettant d'estimer l'impact des changements climatiques a été le modèle physique distribué SIM.

Cette étude cherchait premièrement à analyser le fonctionnement du modèle SIM et à proposer des améliorations spécifiques pour résoudre certains points faibles du modèle, certains étant déjà identifiés. L'étude s'est ensuite focalisée sur une étude d'impact du changement climatique sur les hydrosystèmes de la région méditerranéenne de la France avec le modèle SIM amélioré, avec pour but de comprendre les incertitudes liées à la désagrégation des scénarios climatiques et au modèle d'impact.

La validation et l'amélioration de SIM a permis de quantifier la confiance que nous pouvions avoir dans le modèle et les données de forçage. Deux points ont été étudiés en détail : l'analyse SAFRAN et les transferts hydrologiques dans le modèle ISBA.

L'analyse SAFRAN a été évaluée en détail, car c'est elle qui fournit le forçage atmosphérique utilisé par le modèle pour les simulations du temps présent. En l'absence d'études précédentes à l'échelle de la France, ce travail a permis de faire le point sur la qualité du forçage météorologique sur la France. Il était en effet important, avant de commencer des modifications sur le modèle ISBA, de mieux connaître les défauts du forçage utilisé. Ce travail permet de fournir une référence pour tous les travaux futurs liés à l'analyse de surface et va au-delà de la chaîne SIM elle-même. Par exemple, dans la partie climatique de cette étude, SAFRAN a été utilisé en tant que base de

données d'observations de référence pour calculer les corrections des désagrégations du modèle de climat. SAFRAN est aussi très utilisé à l'extérieur de Météo-France, ce travail bénéficie aussi à cette communauté d'utilisateurs.

La validation de SAFRAN a bien montré les points forts et les points faibles de la méthode. Les points forts sont sa résolution temporelle et spatiale (y compris la prise en compte de l'altitude), la longueur potentielle des séries (réanalyse en cours depuis 1958) et sa robustesse (SAFRAN a bénéficié de la longue expérience du CEN sur l'analyse météorologique en montagne, et le fait qu'il soit basé sur des données conventionnelles lui permet de produire de longues séries).

Ses points faibles sont le rôle trop important des frontières entre zones, lesquelles, parfois, imposent des fausses discontinuités, surtout visibles en région de plaine, les interpolations horaires, qui pour quelques variables, introduisent des biais, et le modèle de rayonnement utilisé. Cependant, ces problèmes peuvent facilement être corrigés, en améliorant l'analyse SAFRAN, par exemple en important la méthode variationnelle utilisant les observations horaires pour les interpolations. La question des frontières de zone est un point plus délicat à régler car le concept d'analyse par zone est au coeur du modèle. Pour les périodes récentes et en temps réel, la voie la plus prometteuse est de combiner SAFRAN avec des forçages provenant d'autres origines, en particulier les données radar pour les précipitations, et des données de télédétection spatiale pour le rayonnement solaire et infrarouge. Il y a au niveau européen beaucoup d'intérêt pour le développement de systèmes d'analyses de variables de surface et la mise à disposition d'une communauté large de certaines variables. Ce travail devrait surement être poursuivi dans le cadre de travaux du réseau des services météorologiques européens ou de programes de recherches européens.

L'hydrologie du modèle ISBA a ensuite été améliorée, afin de mieux décrire la dynamique des écoulements de l'eau dans le sol et en rivière, laquelle n'était pas suffisamment réaliste en présence d'évènements intenses. Cette amélioration a été faite en suivant la voie ouverte par une étude précédente qui avait introduit un profil exponentiel de conductivité hydraulique dans ISBA dans le contexte de la simulation hydrologique globale. La méthode, développée par (Decharme *et al.*, 2006), a été introduite dans SIM. Les tests ont montré rapidement que celle-ci permettait d'améliorer de manière importante la qualité des écoulements, tout en préservant la philosophie *force-restore* originale et sans perturber de manière trop importante le bilan de surface. Cette nouvelle paramétrisation nécessite la définition de deux nouveaux paramètres. Ces deux paramètres supplémentaires empiriques se rajoutent aux paramètres déjà utilisés dans ISBA (pour définir le ruissellement et le drainage sous maille par exemple). Ces valeurs ne pouvant pas être assignées à partir des bases de données existantes, il a été nécessaire de développer une méthode de calibration adaptée. En effet, la nature distribuée du modèle (près de 10000 points simulés) engendre des coût de calcul importants. La méthode retenue, basée sur une étude préliminaire de l'influence des paramètres sur les bilans pour définir un jeu limité de simulations de calibration a donné des résultats très satisfaisants.

Cette partie du travail a tracé une nouvelle voie pour SIM tout en laissant beaucoup de questions ouvertes. La méthode de calibration, telle qu'elle a été appliquée, est

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

très simple, il faudrait chercher si d'autres méthodes mathématiquement plus solides pourraient garantir une meilleure spatialisation des paramètres, sans trop augmenter le temps de calcul nécessaire. De plus, si la méthode est utilisée à nouveau telle qu'elle a été appliquée ici, il faudrait améliorer la spatialisation des paramètres hors des bassins calibrés et mieux gérer les problèmes liés à l'anthropisation, surtout dans les bassins alpins du Rhône. La question sur l'interaction entre les différentes paramétrisation et les paramètres associés doit aussi être explorée davantage, c'est-à-dire, comment interagissent, par exemple, les paramètres liés à la conductivité hydraulique et au ruissellement sous-maille ?

Une autre voie intéressante de progression, serait d'essayer de trouver un lien entre les propriétés physiques des bassins et les paramètres, ce qui permettrait d'appliquer le modèle sans calibration préalable. Ceci serait très bénéfique pour les bassins non jaugés. Il est en effet dommage que, en introduisant la calibration, le modèle SIM perde la capacité des modèles à base physique d'être appliqués sans être calibrés. Cependant, les gains obtenus dans la dynamique des débits a montré qu'un net progrès a été obtenu et que pour certaines variables, il est difficile d'être réaliste sans faire recours à des approches empiriques. Ainsi, il faut réfléchir au bon équilibre entre approche physique et empirique dans SIM.

L'étude n'a pas donné de réponse au futur de la paramétrisation du drainage sous-maille, laquelle, telle qu'elle est implémentée actuellement, est handicapante pour les études d'impact du changement climatique sur les étiages et les sécheresses, car ceux-ci sont calibrés. Cette paramétrisation sous maille représente l'impact des nappes non résolues par le système SIM. Il serait de beaucoup préférable d'ajouter une paramétrisation de ces nappes indépendante du sol simulé par ISBA.

Concernant la région méditerranéenne, il a été montré que, pour améliorer les résultats, il faut tenir compte des propriétés spécifiques des hydrosystèmes dans cette région. Dans le futur, il faudrait améliorer la description de la végétation méditerranéenne et des systèmes karstiques. Ces systèmes ont des réponses hydrologiques complexes et il est probable qu'il faille adopter des paramétrisations adaptées à chaque karst.

Une voie à explorer est celle de l'utilisation du profil exponentiel de conductivité hydraulique dans la version multicouche d'ISBA. Cette version parait en effet plus appropriée pour décrire un sol dont les propriétés varient avec la profondeur. Enfin, il parait nécessaire à l'avenir, particulièrement dans le cadre des études d'impact du changement climatique, d'utiliser la version A-gs d'ISBA, qui permet de prendre en compte l'effet direct du CO2 sur la végétation. Cette version d'ISBA sera utilisée dans le cadre du projet MEDUP[1], qui est également axé sur la méditerranée.

Après l'amélioration de SIM, qui nous a donné plus de confiance dans le modèle, l'étude d'impact du changement climatique sur les hydrosystèmes du sud-est de la France a été réalisée. Cette étude, qui se situe dans la continuation d'autres études déjà réalisées dans le passé avec le modèle SIM, ne cherche pas seulement à donner des nouveaux résultats sur les impacts possibles du changement climatique dans cette région de la France. Elle cherche également à quantifier les incertitudes liées à la désagrégation du modèle de climat et au modèle d'impact.

[1] http ://www.cnrm.meteo.fr/medup/

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Du côté de l'importance de la méthode de désagrégation utilisée, l'étude a montré que les méthodes sont en accord qualitativement. Cependant, au niveau quantitatif, les méthodes donnent des résultats assez différents. En particulier, la localisation précise des changements sur tel ou tel bassin n'est pas identique entre les deux méthodes. De plus, les valeurs absolues de quelques variables sont très différentes, notamment la précipitation et la température. La méthode RT (régimes de temps) est beaucoup plus sèche que QQ (correction quantile par quantile), surtout sur le relief cévenol et QQ produit des anomalies de température plusieurs dégrées plus chaudes en été. Ces différences ont des forts impacts sur l'enneigement et le débit, à cause de la non linéarité des hydrosystèmes.

Ces différences s'accroissent dans le temps, ce qui montre une certaine dérive des méthodes, c'est-à-dire, que les hypothèses sous jacentes aux méthodes peuvent aussi expliquer une sensibilité différente au changement du climat au cours du XXI^{e} siècle. L'étude a montré aussi que la méthode basée sur les régimes de temps, qui a été optimisée sur toute la France, ne discrimine pas bien les types de temps importants dans la région méditerranéenne. Il serait donc nécessaire de construire une méthode de régionalisation adaptée à la région, en utilisant les types de temps discriminants sur le sud-est de la France seulement.

Du côté des impacts, l'étude montre que, selon SAMM, la précipitation évoluera de façon différente pendant la première partie du siècle (jusque vers 2020 - 2030) que pour le reste du siècle. Ceci a des conséquences sur le bilan hydrique. Par exemple, les débits peuvent augmenter sur quelques bassins pendant la première moitié du siècle, en moyenne et en extrême. Cependant, à long terme, il faudrait s'attendre à une diminution de la moyenne des débits et à une augmentation de la variabilité inter-annuelle, mais pas à une diminution des extrêmes, lesquels resteront stables par rapport à la période actuelle, ou même, augmentent sur quelques bassins Cévenols. Un résultat qui est très robuste est la diminution progressive de l'enneigement pendant le siècle (en confirmation des études précédentes).

La comparaison des impacts estimés en utilisant le modèle SIM et sa version modifié (SIM-KSAT) a montré que les modifications du modèle ont un impact sur les anomalies prévues. En moyenne les différences ne sont pas très importantes, car c'est surtout la dynamique du modèle qui a été modifiée. Mais, précisément, les extrêmes sont très sensibles à cette dynamique, en conséquence, le choix du modèle a un impact sur les anomalies prévues pour les extrêmes. Cependant, les différences entre SIM et SIM-KSAT sont moins importantes que les différences obtenues en utilisant des méthodes de désagrégation différentes avec le même modèle d'impact.

Cette étude a contribué à l'amélioration des performances de SIM, et a proposé un certain nombre de pistes de progrès. Il faut continuer à réfléchir à la place des paramétrisations empiriques dans le modèle et à la façon de tenir compte des effets anthropiques. Concernant les études d'impact, l'étude a confirmé qu'il est très important de tenir compte de toutes les sources d'incertitude, à tous les niveaux : du modèle de climat au modèle d'impact en passant par les désagrégations. Finalement, concernant la région méditerranéenne, l'étude a montré qu'elle demande des approches spécifiques qui tiennent compte des ces caractéristiques propres à la région.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Au niveau atmosphérique, il faut que les modèles de climat et les désagrégations reproduisent de façon adéquate les situations qui causent les précipitations intenses. Au niveau hydrologique, il faut tenir compte des propriétés physiographiques qui font des hydrosystèmes méditerranéens distincts par rapport à ceux qu'on trouve ailleurs en France.

Le cadre définit par le projet international HyMeX (*Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment*), lequel est en train d'ouvrir un vaste chantier qui englobe un grand nombre de problématiques liées à la Méditerranée (de l'océanographie à l'hydrologie, en passant par la météorologie et le climat), devrait permettre de faire un bond en avant dans les questions scientifiques dans lesquelles s'inscrit cette thèse. Il y a un fort espoir que le projet permettra d'avancer dans la description des processus physiques typiques de la région, tels que les karsts, et ainsi d'améliorer la qualité des modèles. Aussi, la forte interaction avec le communauté du climat, devrait permettre d'améliorer les méthodes de désagrégation en les adaptant aux besoins de la région. Finalement, l'aspect international du projet devrait aussi permettre d'internationaliser les modèles de façon qu'ils ne soient pas limités au territoire d'un pays particulier.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Bibliographie

C. Alot : Les nouvelles précipitations ANTILOPE : validation et apport pour la modélisation hydrologique., 2006. Rapport de stage de fin d'études N1021. Ecole Nationale de la Météorologie.

J. Andersen, J. C. Refsgaard et K. H. Jensen : Distributed hydrological modelling of the senegal river basin – model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247:200–214, 2001.

E. Artinyan, F. Habets, J. Noilhan, E. Ledoux, D. Dimitrov, E. Martin et P. Le Moigne : Modelling the water budget and the riverflows of the maritsa basin in bulgaria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(1):21–37, 2008. ISSN 1027-5606.

A. Bardossy et H. Caspary : Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and applied climatology*, 42(3):155–167, 1990.

B. Bates, Z. Kundzewicz, S. Wu et J. Palutikof : Climate Change and Water. Rap. tech., Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 2008.

A.-L. Beaulant, J. Boé, M. Déqué, V. Ducrocq, A. Joly, B. Joly, E. Martin, O. Nuissier, P. Quintana Seguí, A. Ribes, D. Ricard, F. Sevault et S. Somot : Impact du changement climatique sur les événements pluvieux intenses du bassin Méditérranéen. *La Météorologie*, In Prep., 2008.

K. Beven : Linking parameters across scales : subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, 9(5/6):507–525, 1995.

K. Beven et A. Binley : Future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3):279–298, 1992.

K. Beven : Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105:157–172, 1989.

B. Blavoux, E. Gilli et C. Rousset : Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis). Principale emergence d'un reseau karstique herité du Messinien. *Comptes Rendus Geosciences*, 336:523–533, 2004.

J. Boé, L. Terray, F. Habets et E. Martin : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research*, 111:D23106, 2006.

J. Boé : *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 2007.

G. Bontron et C. Obled : Prévision à moyenne échéance des pluies intenses en zone méditerranéenne par recherche de situations analogues. *In* IAHS-AISH, éd. : *Hydrology in Mediterranean and Semiarid Regions*, p. 257–262. IAHS Press, 2003.

A. Boone, J. C. Calvet et J. Noilhan : Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force-Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*, 38:1611–1630, 1999.

A. Boone, F. Habets, J. Noilhan, D. Clark, P. Dirmeyer, S. Fox, Y. Gusev, I. Haddeland, R. Koster, D. Lohmann, S. Mahanama, K. Mitchell, O. Nasonova, G. Y. Niu, A. Pitman, J. Polcher, A. B. Shmakin, K. Tanaka, B. Van den Hurk, S. Verant, D. Verseghy, P. Viterbo et Z.-L. Yang : The Rhône-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project : An Overview. *J. Climate*, 17:187–208, 2004.

A. Boone, V. Masson, T. Meyers et J. Noilhan : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, 39:1544–1569, 2000.

A. Boone : *Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA : Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 2000.

A. Boone et P. Etchevers : An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2:374–394, 2001.

D. Brion, J. Calvet, P. Le Moigne, B. Ghattas et F. Habets : Reconstitution par arbre de régression du rayonnement visible descendant horaire sur la France continentale, à partir de données in situ et de simulations : spatialisation et vérification sur des données indépendantes, 2005. Note de Centre N°82, Météo-France.

A. Brisson, P. Le Borgne et A. Marsouin : Operational surface solar irradiance using Meteosat data : Routine calibration and validation results. , 1996. Proceedings of the 1996 Meteorological satellite data users' conference, Vienna, Austria, 16-20.

P. Brohan, J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett et P. D. Jones : Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 111:12106, 2006a.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

P. Brohan, J. Kennedy, I. Harris, S. Tett et P. Jones : Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res*, 111(D12), 2006b.

E. Brun, P. David, M. Sudul et G. Brunot : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38:13–22, 1992.

E. Brun, E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coléou : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35:333–342, 1989.

Y. Caballero, S. Voirin-Morel, F. Habets, J. Noilhan, P. Le Moigne, A. Lehenaff et A. Boone : Hydrological sensitivity of the adour-garonne river basin to climate change. *Water Resources Research*, 43:W07448, 2007.

J.-C. Calvet, J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso et J.-P. Wigneron : An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92:73–95, 1998.

J. Chen et P. Kumar : Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in north america. *J. Climate*, 14:1989–2014, 2001.

J. Christensen, B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. M. Rueda, L. Mearns, C. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr et P. Whetton : Regional climate projections, 2007. 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 [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

J. Corte-Real, B. Qiang et H. Xu : Circulation patterns, daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM. *Climate Dynamics*, 15:921–935, 1999.

R. Crane et B. Hewitson : Doubled CO2 precipitation changes for the Susquehanna Basin : down-scaling from the Genesis general circulation model. *International Journal of Climatology*, 18(1):65–76, 1998.

A. Dai et K. Trenberth : Estimates of Freshwater Discharge from Continents : Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6):660–687, 2002.

Decharme et Douville : Global validation of the isba sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29:21–37, 2007.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

B. Decharme et H. Douville : Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dyn.*, 27:695–713, 2006.

B. Decharme, H. Douville, A. Boone, F. Habets et J. Noilhan : Impact of an Exponential Profile of saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM : Simulations over the Rhône Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7:61–80, 2006.

M. Déqué et P. Marquet : Simulation of the impact of doubling the CO2 concentration with T63C3. 5 version of ARPEGE-Climat. *Note de Centre - Météo-France*, 58, 1997.

M. Déqué et J. Piedelievre : High resolution climate simulation over Europe. *Climate dynamics*, 11:321–339, 1995.

M. Déqué : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57:16–26, 2007.

S. L. Dingman : *Physical Hydrology*. Prentice Hall, 2002.

P. Dirmeyer et K. Brubaker : Evidence for trends in the Northern Hemisphere water cycle. *Geophys. Res. Lett*, 33, 2006.

H. Douville, J. F. Royer et J. F. Mahfouf : A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12:21–35, 1995.

P. Drobinski, V. Ducrocq et Coauthors : HyMEX White Book, 2008. (http ://www.cnrm.meteo.fr/hymex/).

V. Ducrocq, D. Ricard, J. Lafore et F. Orain : Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitating Events over France : On the Importance of the Initial Humidity Field. *Weather and Forecasting*, 17(6):1236–1256, 2002.

L. Dümenil et E. Todini : A rainfall-runoff scheme for use in the hamburg climate model. *In Advances in Theoretical Hydrology, a Tribute to James Dooge.*, p. 462. McGraw Hil, New York, 1992.

T. Dunne et R. Black : Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6(5):1296–1311, 1970.

Y. Durand, E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre et E. Martin : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, 18:65–71, 1993.

Y. Durand, G. Giraud, E. Brun, L. Merindol et E. Martin : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 45:469–484, 1999.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

Y. Durand, G. Guyomarc'h et L. Mérindol : Prise en compte des observations au pas horaire dans l'analyse Safran. *In Proc. Atelier de modélisation de l'atmosphère*, p. 133–136, Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France, 2000.

P. Etchevers, C. Golaz et F. Habets : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, 244:60–85, 2001.

P. Etchevers, C. Golaz, F. Habets et J. Noilhan : Impact of a climate change on the Rhône river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research*, 107:4293, 2002.

L. S. Gandin : *Objective Analysis of Meteorological Fields (In Russian)*. Gidrometeor. Isdaty., Leningrad. [Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1965, 242 pp.], 1963.

A. Gibelin et M. Déqué : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20 (4):327–339, 2003.

F. Giorgi : Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33:L08707, 2006.

F. Giorgi et P. Lionello : Climate change projections for the mediterranean region. *Global and Planetary Change*, In Press, Corrected Proof, 2007.

G. Girard, E. Ledoux et J. P. Villeneuve : Le modèle couplé-simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, Série Hydrologique*, 18:195–280, 1981.

F. Habets, A. Boone, J. L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchistéguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana Seguí, F. Rousset-Regimbeau et P. Viennot : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, 113:D06113, 2008.

F. Habets, P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan et C. Ottlé : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin. *J. Geophys. Res.*, 104:31145–31172, 1999a.

F. Habets, J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé et D. Vidal-Madjar : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I : Model and database. *J. Hydrol.*, 217:75–96, 1999b.

F. Habets et G. M. Saulnier : Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26:455–459, 2001.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

F. Habets : *Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 1998.

S. Hagemann, B. Machenhauer, R. Jones, O. Christensen, M. Déqué, D. Jacob et P. Vidale : Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics*, 23(5):547–567, 2004.

H. J. Henriksen, L. Troldborg, P. Nyegaard, T. O. Sonnenborg, J. C. Refsgaard et B. Madsen : Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280:52–71, 2003.

B. Hewitson et R. Crane : Self-organizing maps : applications to synoptic climatology. *Climate Research*, 22(1):13–26, 2002.

R. E. Horton : The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14:446–460, 1933.

R. E. Horton : Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol Soc Am Bull*, 56:275–370, 1945.

J. Hughes et P. Guttorp : A class of stochastic models for relating synoptic atmospheric patterns to regional hydrologic phenomena. *Water Resour. Res*, 30 (5):1535–1546, 1994.

J. Hughes, P. Guttorp et S. Charles : A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence. *Journal of the Royal Statistical Society (Series C) : Applied Statistics*, 48(1):15–30, 1999.

R. Huth : A circulation classification scheme applicable in GCM studies. *Theoretical and applied climatology*, 67(1-2):1–18, 2000.

J. J. Boé, L. Terray, F. Habets et E. Martin : Statistical and dynamical downscaling of the seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27:1643–1655, 2007.

M. S. Johnson, W. F. Coon, V. K. Mehta, T. S. Steenhuis, E. S. Brooks et J. Boll : Application of two hydrologic models with different runoff mechanisms to a hillslope dominated watershed in the northeastern US : a comparison of HSPF and SMR. *J. Hydrol.*, 284:57–76, 2003.

P. Jones, M. Hulme et K. Briffa : A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, 13(6):655–663, 1993.

T. Karl et K. Trenberth : Modern Global Climate Change. *Science*, 302(5651): 1719–1723, 2003.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

J. Kidson : An analysis of New Zealand synoptic types and their use in defining weather regimes. *International journal of climatology*, 20(3):299–316, 2000.

J. Kiehl et K. Trenberth : Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2):197–208, 1997.

J. W. Kirchner : Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42, 2006.

R. E. Kopp, J. L. Kirschvink, I. A. Hilburn et C. Z. Nash : The Paleoproterozoic snowball Earth : A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102:11131–11136, 2005.

D. Labat, Y.Godderis, J. Probst et J.L.Guyot : Evidence for global runoff increases related to climate warming. *Adv. Water Resour.*, 27:631–642, 2004.

P. Le Moigne : Description de l'analyse des champs de surface sur la france par le système safran. Rap. tech., Météo-France CNRM/GMME/MC2, 2002.

H. Le Treut, R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Moksit, T. Peterson et M. Prather : Historical Overview of Climate Change, 2007. 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 [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

E. Leblois : De l'hydrologie avec le SIG raster Idrisi, 1993. Rapport technique, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts, 75p.

E. Leblois et E. Sauquet : Grid elevation models in hydrology, Part 1 : Principles and a literature review ; Part 2 : HydroDem, User's manual, 2000. Cemagref, Technical Notes, Lyon, 80 pp.

E. Ledoux, G. Girard, G. de Marsilly et J. Deschenes : *Spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and ground water.*, p. 435–454. Kluwer Academic, Dordrecht, 1989.

E. Lorenz : Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4):636–646, 1969.

J. F. Mahfouf et J. Noilhan : Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 35:987–992, 1996.

E. Martin, B. Timbal et E. Brun : Downscaling of general circulation model outputs : Simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, 13(1):45–56, 1996.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

S. Martin et J. Mainguy : Potentialités climatiques de l'enneigement artificiel en moyenne montagne, 1988. C.I.M.A.88. XX Congresso Internazionale di Meteorologia Alpina, Sestola (MO), 18-25 stt. 1988. Vol III. Roma, Servizio Meteorologico Italiano.

V. Masson, J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet et R. Lacaze : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16:1261–1282, 2003.

G. Meehl, T. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S. Raper, I. Watterson, A. Weaver et Z.-C. Zhao : Global Climate Projections, 2007. 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 [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

P. Milly, R. Wetherald, K. Dunne et T. Delworth : Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415(6871):514–7, 2002.

K. E. Mitchell et Coauthors : The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS) : Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. *J. of Geophys. Res.*, 109:07, 2004.

S. Morel : *Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 2003.

J. Murphy : An Evaluation of Statistical and Dynamical Techniques for Downscaling Local Climate. *Journal of Climate*, 12(8):2256–2284, 1999.

P. Myers, K. Haines et S. Josey : On the importance of the choice of wind stress forcing to the modeling of the Mediterranean Sea circulation. *Journal of Geophysical Research*, 103(C8), 1998.

N. Nakicenovic, J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Jung, T. Kram, E. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor et D. Z. : IPCC Special Report on Emissions Scenarios, 2000. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 599pp.

J. Nash et J. Sutcliffe : River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10:282–290, 1970.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

J. Noilhan et P. Lacarrère : GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling. *J. Climate*, 8:206–223, 1995.

J. Noilhan et J. Mahfouf : The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13:145–159, 1996.

J. Noilhan et S. Planton : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117:536–549, 1989.

N. Oreskes, K. Shrader-Frechette et K. Belitz : Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science*, 263:641–646, 1994.

C. Perrin, C. Michel et V. Andreassian : Does a large number of parameters enhance model performance ? : Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.*, 242:275–301, 2001.

R. A. Pielke : Land use and climate change. *Science*, 310:1625–1626, 2005.

V. Plagnes, F. Habets, P. Fleury, P. Quintana Seguí, L. Oudin, E. Martin et A. Ducharne : Impact of karstic aquifer on water balance in Mediterranean region, 2007. 1st Mediterranean-HyMeX workshop 9-11 January, International Conference Center of Météo-France, Toulouse, France.

P. Quintana Seguí, P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy et S. Morel : Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47:92–107, 2008a.

P. Quintana Seguí, E. Martin, F. Habets et J. Noilhan : Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over france. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 5(3):1319–1370, 2008b.

P. Quintana Seguí : Amélioration de la simulation des crues en Méditérranée à l'aide du système SIM, 2005. Rapport de stage Master 2 OASC. Ecole Nationale de la Météorologie - Université Paul Sabatier (Toulouse III).

G. Rädel et K. Shine : Radiative forcing by persistent contrails and its dependence on cruise altitudes. *J. Geophys. Res*, 113, 2008.

S. Rambal : Comment les arbres méditerranéens affrontent-ils l'imprévisibilité de la ressource en eau ? *La Houille Blanche*, p. 33–37, 2002.

J. C. Refsgaard : *Hydrological Modelling and River Basin Management*. Thèse de doctorat, Faculty of Natural Science, University of Copenhagen, 2007.

J. C. Refsgaard : Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198:69–97, 1997.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

B. Ritter et J. F. Geleyn : A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Weather Rev.*, 120:303–325, 1992.

M. Rodell, P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C. J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann et D. Toll : The global land data assimilation system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85:381–394, 2004.

F. Rousset, F. Habets, E. Gomez, P. Le Moigne, S. Morel, J. Noilhan et E. Ledoux : Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. *J. Geophys. Res.*, 109:14105, 2004.

F. Rousset-Regimbeau : Ensemble streamflow forecast over the entire France. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 2006.

S. I. Seneviratne, D. Luthi, M. Litschi et C. Schar : Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443:205–209, 2006.

S. I. Seneviratne et R. Stöckli : The role of land-atmosphere interactions for climate variability in Europe. *In Climate Variability and Extremes during the Past 100 years*, vol. 33 de *Adv. Global Change Research*. Springer Verlag, 2008.

M. R. Simpson et R. N. Oltmann : Discharge-measurement system using an acoustic Doppler current profiler. *USGS Water Supply Paper*, 2395:34, 1992.

S. Somot, F. Sevault et M. Deque : Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn., 27 (7-9)*, p. 851–879, 2006.

S. Somot, F. Sevault, M. Déqué et M. Crepon : 21st century climate change scenario for the mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, In Press, Accepted Manuscript, 2008.

S. Somot : *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 2005.

H. Thodsen : The influence of climate change on stream flow in Danish rivers. *Journal of Hydrology*, 333:226–238, 2007.

W. Trambouze, P. Bertuzzi et M. Voltz : Comparison of methods for estimating actual evapotranspiration in a row-cropped vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91:193–208, 1998.

K. Trenberth, P. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. K. Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden et P. Zhai : Observations : Surface and Atmospheric Climate Change., 2007. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

N. Varado : *Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2004.

H. von Storch, E. Zorita et U. Cubasch : Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales : An Application to Iberian Rainfall in Wintertime. *Journal of Climate*, 6(6):1161–1171, 1993.

S. Wang, R. McGrath, T. Semmler, C. Sweeney et P. Nolan : The impact of the climate change on discharge of suir river catchment (ireland) under different climate scenarios. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6:387–395, 2006.

S. Weglarczyk : The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *J. Hydrol.*, 206:98–103, 1998.

R. Wilby, S. Charles, E. Zorita, B. Timtal, P.Whetton et L.O.Mearns : Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscal-ing Methods, 2004. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCCTaskGroup on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis, Cambridge University Press, Cambridge, 27 pp.

D. Wilks : Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Climatic change*, 22(1):67–84, 1992.

Wood, Leung, Sridhar et Lettenmaier : Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62:189–216, 2004.

E. F. Wood, D. P. Lettenmaier et V. G. Zartarian : A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 97:2717–2728, 1992.

E. Zorita, J. Hughes, D. Lettenmaier et H. Storch : Stochastic characterization or regional circulation patterns for climate models diagnosis and estimation of local precipitation. *J. Climate*, 8(5):1023–1042, 1995.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

TITLE: Hydrological simulation in the Mediterranean region with SAFRAN-ISBA-MODCOU. Improvement of the physics of the model and evaluation of the risk within the framework of climate change.

ABSTRACT

The SAFRAN-ISBA-MODCOU model is assessed and its physics are improved. The SAFRAN meteorological analysis is first validated in detail. The surface model ISBA is then modified to better describe the hydraulic conductivity in the soil. A strategy of calibration is defined and applied at the scale of France. The improved model is then used to assess the impacts of climate change in the Mediterranean region. A regional climate model is downscaled by two different methods. The study shows that the uncertainties related to the downscaling are important. Uncertainty related to the impact model is smaller, but must be taken into account for the extremes. In this region, the extremes of riverflows, and sometimes themeans, will increase during the first half of the twenty-first century. At the end of the century, the scenario indicates a decline of the average of riverflows and the extremes will remain stable, leading to increased variability.

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009

AUTEUR: Pere QUINTANA SEGUÍ

TITRE: Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique.

DIRECTEUR DE THÈSE: Eric MARTIN et Florence HABETS

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE: Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse

RÉSUMÉ

Le modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU est évalué et sa physique améliorée. L'analyse météorologique SAFRAN est tout d'abord validée en détail. Le modèle de surface ISBA est ensuite modifié pour mieux décrire la conductivité hydraulique dans le sol. Une stratégie de calibration est définie et appliquée à l'échelle de la France. Le modèle amélioré est finalement utilisé pour évaluer les impacts du changement climatique en région méditerranéenne. Un scénario d'un modèle de climat régional est désagrégé en utilisant deux méthodes différentes. L'étude montre que les incertitudes liées à la désagrégation sont importantes. L'incertitude au modèle d'impact est moindre, mais doit être prise en compte pour les extrêmes. Dans cette région les débits extrêmes et, parfois, moyens, augmenteront pendant la première moitié du XXI^{e} siècle. A la fin du siècle le scénario indique une baisse des débits moyens décroisent et une stabilité des débits extrêmes, ce qui conduit à une augmentation de la variabilité.

MOTS-CLES: Hydrologie, modélisation, conductivité hydraulique, calibration, météorologie, analyse météorologique, climat régional, impacts, méditerranée, incertitudes.

DISCIPLINE Météorologie et hydrologie

INTITULÉ ET ADDRESSE DU LABORATOIRE:
CNRM GAME (Météo-France CNRS)
42 Avenue G. Coriolis 31057 Toulouse

tel-00367576, version 1 - 11 Mar 2009