

Université Pierre et Marie Curie  
Thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches  
Spécialité "Sciences de la Terre et de l'Univers"

**Hydrologie Continentale et Environnement**  
**Apports de la modélisation pour comprendre le milieu physique**  
**et les impacts de l'anthropisation**

Agnès Ducharne  
Chargée de recherche CNRS à l'UMR Sisyphe

Soutenue le 4 novembre 2011 devant le jury composé de :

<b>Keith Beven</b> , Professeur, Lancaster University	Rapporteur
<b>Isabelle Braud</b> , DR Cemagref	Rapporteur
<b>Hervé Douville</b> , Ingénieur en Chef CNRM	Examineur
<b>Thierry Lebel</b> , DR IRD	Examineur
<b>Philippe Mérot</b> , DR INRA	Rapporteur
<b>Jean-Marie Mouchel</b> , Professeur UPMC	Président
<b>Catherine Ottlé</b> , DR CNRS	Examinatrice



---

## Remerciements

Dix-huit ans déjà après m'être engagée dans le chemin aventureux de la recherche, je voudrais remercier toutes celles et tous ceux qui m'ont accompagnée, sur le long terme ou brièvement, mais toujours de manière enrichissante.

Je commencerai par mes premiers professeurs, Katia Laval, Ghislain de Marsily, Emmanuel Ledoux et Jan Polcher pendant ma thèse, puis Randy Koster lors de mon post-doc aux Etats-Unis. Mais suivent de très près tous les étudiants que j'ai eu la chance d'encadrer, et qui ont bien souvent été autant maîtres qu'élèves. Je pense tout particulièrement à Shannon Sterling et à "mes" cinq doctorants, Florence Curie, Simon Gascoin, Firas Saleh, Aurélien Campoy et Claire Magand, en espérant leur avoir apporté autant qu'ils m'ont apporté, et en leur souhaitant de poursuivre à leur tour la longue chaîne de la transmission du savoir.

Je remercie aussi très sincèrement les membres du jury de cette HDR pour leur lecture attentive de ce manuscrit : Jean-Marie Mouchel, Catherine Ottlé, Hervé Douville, Thierry Lebel, et plus encore les trois rapporteurs, Isabelle Braud, Keith Beven et Philippe Mérot.

Parce que la recherche, bien que profondément individualiste, ne peut fonctionner que collectivement, j'étends évidemment mes remerciements à tous ceux qui ont fait l'UMR Sisyphe pendant les 10 ans que j'y ai passé, et notamment à ses trois directeurs successifs, Ghislain de Marsily, Alain Tabbagh et Pierre Ribstein. Je tiens aussi à remercier tout particulièrement mes collègues "ITA/IATOS", dont Pascal Viennot, Valérie Girard, Maya Sitruk, et Samia Aloui, ainsi que Daniel Brunstein, Sylvain Théry et Marie Silvestre, qui ont dû se mettre à trois pour m'apprendre à construire une carte sous ArcView !

Pour leur conseils et leurs encouragements, pour les discussions à batons rompus autour du café et les désaccords parfois, j'adresse une pensée chaleureuse à mes collègues de l'UMR Sisyphe, dont Pierre Ribstein, Michel Meybeck, Emmanuel Ledoux, Josette Garnier, Gilles Billen, Hocine Bendjoudi, Jacques Thibiéroz, Jean-Marie Mouchel, Ludovic Oudin, Valérie Plagnes, Sophie Violette et Florence Habets. Je n'oublie pas tous ceux et celles qui sont partis sous d'autres cieux, à commencer par Véronique Léonardi et Maia Akopian, avec qui j'ai eu la chance de partager un bureau. Je remercie enfin tous les collègues d'autres laboratoires rencontrés au gré des projets qui jalonnent la recherche d'aujourd'hui. La liste est beaucoup trop longue pour être citée ici, ils se reconnaîtront...

Dans cet élan de reconnaissance, je remercierais presque Valérie Péresse, grâce à laquelle ce déjà grand cercle s'est étendu en 2009 dans une ronde infinie... mais n'exagérons pas, je terminerai plutôt par des remerciements tout personnels à Patrick, Fred, et mes deux adorables filles, Chloé et Anna, pour leur patience et leur soutien.



# Sommaire

<b>Résumé</b>	<b>vii</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>ix</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>xi</b>
<b>Principaux acronymes et notations</b>	<b>xv</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>3</b>
1.1 Contexte scientifique	3
1.2 Démarche	5
1.2.1 Un questionnement fondamental et appliqué	5
1.2.2 Un chantier privilégié : le bassin de la Seine	6
1.2.3 Une extension à des sites contrastés	8
1.3 Organisation du mémoire	9
<b>2 Modélisation hydrologique des bassins versants</b>	<b>11</b>
2.1 Introduction	11
2.1.1 Les différentes approches de modélisation hydrologique	11
2.1.2 Problématique personnelle	13
2.2 TOPMODEL	13
2.2.1 Principes généraux	14
2.2.2 La question du changement d'échelle	15
2.3 CLSM	18
2.3.1 Contexte	18
2.3.2 Principes du modèle	19
2.3.3 Évolutions de la version standard	20
2.3.4 Prise en compte des nappes profondes	25
2.3.5 Hydrodynamique du sol et flux de surface	28
2.3.6 La question du calage	31
2.3.7 Conclusions	34
<b>3 Étude et modélisation de processus associés</b>	<b>37</b>
3.1 Zones humides et dénitrification	37
3.1.1 Problématique	37
3.1.2 Approche statistique au sein de bassin de la Seine	38
3.1.3 Etude et modélisation d'un site hyporhéique	42
3.2 Simulation des niveaux d'eau en rivière à l'échelle régionale	45
3.3 Température de l'eau	47
3.3.1 Importance de l'ordre de Strahler	48
3.3.2 Influence des eaux souterraines	49

<b>4</b>	<b>Changement climatique et anthropisation</b>	<b>51</b>
4.1	Introduction	51
4.1.1	Le changement climatique : une réalité mal caractérisée	51
4.1.2	Le cas des hydrosystèmes continentaux	53
4.1.3	Quelle démarche pour les impacts ?	55
4.2	Plusieurs projets dans le Nord de la France	59
4.2.1	Caractéristiques des projets	60
4.2.2	Partis pris et définitions	61
4.3	Quel changement climatique à l'échelle régionale ?	63
4.3.1	Descente d'échelle et correction de biais : une problématique double	63
4.3.2	Méthode des anomalies	64
4.3.3	Fonctions de transfert et méthode quantile-quantile	65
4.3.4	Méthode des analogues et variante des régimes de temps	66
4.3.5	Synthèse du changement climatique régionalisé	66
4.4	Impacts hydrologiques du changement climatique	69
4.4.1	Bilans d'eau et régimes hydrologiques	69
4.4.2	Extrêmes hydrologiques	74
4.4.3	Eaux souterraines et irrigation	76
4.5	Impacts sur la qualité de l'eau	78
4.5.1	Une question originale : la hiérarchisation des facteurs de changement	78
4.5.2	Une démarche originale couplant modèles et scénarios	78
4.5.3	Impacts sur la production agricole et la pollution azotée	81
4.5.4	Impacts sur la qualité biogéochimique des cours d'eau	82
4.6	Conclusions et discussion	84
<b>5</b>	<b>Perspectives</b>	<b>87</b>
5.1	Positionnement général	87
5.2	Fonctionnement des surfaces continentales en réponse au climat	88
5.2.1	Stress hydrique et transférabilité sous changement climatique	88
5.2.2	Hydrologie de montagne	92
5.3	Rétroactions surfaces continentales / climat	93
5.3.1	Influence de l'hydrodynamique souterraine	93
5.3.2	Impacts du changement climatique en mode forcé et couplé	99
	<b>Bibliographie</b>	<b>101</b>
<b>6</b>	<b>CV et Production scientifique</b>	<b>127</b>
6.1	Curriculum Vitae	127
6.2	Encadrement d'étudiants et jeunes chercheurs	128
6.3	Autres activités	129
6.4	Production scientifique	130
6.4.1	Publications en revues à comité de lecture	130
6.4.2	Actes de colloque	132
6.4.3	Conférences invitées	133
6.4.4	Ouvrages et chapitres d'ouvrage	134
6.4.5	Bilan synthétique	134
<b>7</b>	<b>Sélection d'articles</b>	<b>135</b>

# Résumé

Ce mémoire fait la synthèse des travaux de recherche que j'ai menés et dirigés depuis mon arrivée à l'UMR Sisyphe en 2000. Ils portent sur deux facettes de l'environnement, le milieu physique et ses réactions à l'anthropisation, dans le cas particulier de l'hydrologie et des hydrosystèmes continentaux, et ils répondent à des enjeux importants concernant l'évolution future de la ressource en eau, d'un point de vue tant quantitatif que qualitatif.

Une première partie décrit mes travaux sur le fonctionnement des hydrosystèmes dans leur composante "naturelle", si tant est que l'on puisse l'isoler en conditions récentes. Un premier chapitre présente mes résultats sur la modélisation hydrologique des surfaces continentales. J'ai apporté une analyse intéressante sur les problèmes d'échelle liés à la topographie dans le modèle hydrologique TOPMODEL, qui est couplé dans le modèle CLSM avec une description du bilan d'eau et d'énergie des surfaces continentales selon l'approche des "Transferts Sol-Végétation-Atmosphère". En confrontant les résultats de CLSM à des observations dans des sites contrastés (Seine, Somme, Loire, Alsace, Andes, Afrique de l'Ouest), j'ai tenté d'améliorer la modélisation mais aussi la compréhension des processus physiques impliqués, notamment les transferts hydriques dans la zone non saturée, et leurs interactions avec la zone saturée et les flux de surface vers l'atmosphère, via les stress hydriques. Le chapitre suivant aborde l'étude et la modélisation de processus environnementaux couplés à l'hydrologie, à savoir la dénitrification dans les zones humides, l'hydraulique des cours d'eau et leur température.

Une deuxième partie résume comment je me suis appuyée sur les modèles ainsi développés et validés pour évaluer l'impact des changements globaux sur les hydrosystèmes, en insistant sur ceux du changement climatique. L'originalité de ces travaux concerne l'utilisation de méthodes de régionalisation permettant d'aborder les débits extrêmes, le croisement du changement climatique avec d'autres facteurs anthropiques d'évolution des hydrosystèmes (irrigation et ressources en eau souterraine, rejets de polluants et qualité de l'eau), et l'analyse des incertitudes liées aux choix de modélisation hydrologique.

La dernière partie présente mes perspectives de recherche, ciblées sur les influences réciproques entre surfaces continentales et climat, grâce au modèle de surface continentale ORCHIDEE, qui peut être couplé au modèle climatique de l'IPSL. Dans la continuité de mes travaux antérieurs, un premier axe vise à mieux décrire les processus contrôlant la réponse des bilans hydriques aux contraintes climatiques, notamment les stress hydriques à l'évapotranspiration et l'hydrologie de montagne, en comparant les modèles CLSM et ORCHIDEE avec des observations. Le deuxième axe vise à mieux comprendre les interactions surface / atmosphère dans le modèle climatique de l'IPSL, pour éventuellement améliorer le climat simulé en améliorant les flux de surface simulés par ORCHIDEE, avec une attention particulière envers le rôle des eaux souterraines.



# Liste des tableaux

2.1	Synthèse des différentes applications de CLSM et des questions abordées. . . .	18
2.2	Comparaison des applications de CLSM dans les bassins de la Somme, Seine, Loire. . . . .	32
3.1	Comparaison synthétique des deux méthodes testées pour estimer des taux de rétention riparienne des nitrates dans le bassin de la Seine (76,560 km <sup>2</sup> ). . . .	41
4.1	Synthèse des différents projets d'impact du changement climatique, comparant les caractéristiques des scénarios climatiques régionalisés (les caractéristiques en gras sont les plus représentées parmi les différentes possibilités) et les modèles hydrologiques retenus. . . . .	60
4.2	Prélèvements d'eau par secteur et par origine (eaux de surface et eaux souterraines) dans le bassin de la Seine. Valeurs de 2001, en Mm <sup>3</sup> /an, selon l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. . . . .	76
4.3	Description des simulations retenues pour analyser l'impact croisé des trois facteurs de changement du bassin de la Seine au cours du 21 <sup>ème</sup> siècle : le changement climatique, illustré par le scénario ARPEGE A2 ; la réduction des rejets ponctuels, illustrée par le scénario MT (« Moyenne Technologie ») ; le changement du système agricole, illustré par le scénario d'agriculture raisonnée (« Good Agricultural Practices »). . . . .	80
5.1	Synthèse des projets de recherche qui sous-tendent mes travaux à court et moyen terme, selon un ordre essentiellement chronologique, avec les actions seulement envisagées en italique. . . . .	88



# Liste des figures

1.1	Le cycle de l'eau global selon Oki et Kanae (2006), en distinguant stocks et flux et d'eau, y compris à destination des usages humains. . . . .	4
1.2	Positionnement thématique des travaux de recherche synthétisés dans ce mémoire. . . . .	6
1.3	Bassin versant de la Seine : (a) Topographie et réseau hydrographique, (b) Principales formations géologiques, (c) Occupation des terres, selon CORINE Land Cover (EC, 1994). Source : PIREN-Seine. . . . .	7
1.4	Domaines couverts par les différentes applications synthétisées dans ce mémoire, en distinguant les travaux passés (en bleu, sections 2, 3 et 4) et les perspectives (en vert, section 5). Dans le bassin de la Seine apparaissent les sites locaux de Droupt Saint Basle (en bleu, section 3.1.3) et du SIRTA (en vert, section 5.3.1). . . . .	9
2.1	Relations entre la distribution de l'indice topographique $x_i$ , ici décrite par une loi gamma (gauche), et la distribution de la profondeur de la nappe, notée ici $d_i$ , pour 4 valeurs de la profondeur moyenne $\bar{d}$ (droite). Source : Ducharne <i>et al.</i> (2000*). . . . .	15
2.2	Comparaison de l'influence de la résolution des MNT dans les deux formulations de TOPMODEL, classique à gauche et adimensionnelle à droite : (a) moyennes spatiales des indices topographiques $\bar{x}$ et $\bar{y}$ , (b) transmissivité $T_0$ et $T_0/C$ . Dans six bassins versants, d'après Ducharne (2009*). . . . .	17
2.3	Principe du modèle CLSM : (a) La topographie permet de distribuer l'humidité du sol dans le BVE et de définir trois fractions (saturée en bleu, stressée en rose, intermédiaire en blanc); (b) Dans chaque fraction, les flux d'eau et d'énergie sont décrits par des paramétrisations de type TSVA adaptées à l'humidité de la fraction. D'après Viennot <i>et al.</i> (2009). . . . .	19
2.4	Amélioration de la partition des BVE en trois fractions dans un BVE de la Seine. . . . .	21
2.5	Distributions réelle et approchée de l'indice topographique (MNT 75m) dans une maille SAFRAN de 64 km <sup>2</sup> située en plaine alluviale, à l'aval d'Abbeville : (a) distribution initiale (b) distribution corrigée par des pentes faibles aléatoires. D'après Carli (2005). . . . .	22
2.6	Amélioration des débits simulés par CLSM à Abbeville grâce à l'introduction d'un réservoir linéaire visant à représenter le stockage d'eau dans le système profond. D'après Gascoin <i>et al.</i> (2009a*). . . . .	25
2.7	Profondeurs des nappes mesurées aux Etats-Unis (48 états contigus, données de Fan <i>et al.</i> (2007). D'après Gascoin (2009). . . . .	26

2.8	Comparaison des humidités de surface observées et simulées par CLSM sur le site de la station GLACIOCLIM. La simulation CAL0 correspond aux valeurs par défaut de $\tau_2$ en fonction de la pédologie du site (sol sableux), et la simulation CAL1 correspond au calage de ce paramètre. D'après Gascoïn <i>et al.</i> (2009b). . . . .	29
2.9	Effet de $\tau_2$ sur les flux turbulents simulés en Afrique de l'Ouest, d'après Gascoïn (2009). <b>(a)</b> Évapotranspiration et flux de chaleur sensible dans l'ensemble du domaine ALMIP, en moyenne sur 2003-2007. <b>(b)</b> Flux de chaleur sensible journalier moyen simulé sur la période 2005-2007 dans la maille de coordonnées (1.5 °W ; 15.5 °N), comparé aux données de Timouk <i>et al.</i> (2009). . . . .	30
2.10	Performances de CLSM dans le bassin de la Seine, sous forçages SAFRAN, par comparaison avec les débits observés, sur la période 1986-2002. <b>(a)</b> Critères de Nash sur les débits $Q$ (C1 en rouge), sur $\sqrt{Q}$ (C2 en bleu) et sur $\ln Q$ (C3 en noir). <b>(b)</b> Indicateurs des débits extrêmes : quantile décennal de crue journalière QJXA10 à droite, et quantile quinquennal de débit minimal mensuel QMNA5 à gauche. D'après Sauquet <i>et al.</i> (2009) . . . . .	34
3.1	Carte des indices topographiques calculés dans le bassin de la Seine à partir d'un MNT à 100-m de résolution. Les rectangles indiquent les cartes pédologiques au 1/50 000 de l'INRA disponibles dans le domaine. D'après Curie <i>et al.</i> (2007). . . . .	39
3.2	Comparaison des taux de rétention des nitrates par les zones riveraines selon les deux méthodes testées : (gauche) dans 174 bassins emboîtés (Curie <i>et al.</i> , 2009a), (droite) dans 146 bassins et interbassins indépendants (Curie <i>et al.</i> , 2008). Les deux méthodes sont résumées en Tableau 3.1. . . . .	41
3.3	Site expérimental de Droupt Saint Basle : représentation schématique de la géologie, et l'occupation du sol, et du dispositif de mesure au niveau des quatre principaux piézomètres W1 à W4 et de la rivière. D'après Curie <i>et al.</i> (2009c*). . . . .	43
3.4	Droupt Saint Basle : Moyennes et écarts-types des concentrations de chlorures, nitrate, oxygène dissous et du potentiel redox dans les piézomètres W1 à W4 et dans la rivière, en période estivale (LoN), hivernale (HiN), et en moyenne sur l'ensemble de la période (Year). D'après Curie <i>et al.</i> (2009c*). . . . .	44
3.5	Influence des tirants d'eau variables sur le niveau piézométrique de l'aquifère de la Craie au piézomètre de Precy. D'après Saleh <i>et al.</i> (2011b). . . . .	47
3.6	Paramètres des relations affines qui maximisent la corrélation ( $R^2$ ) entre $T_w$ et la moyenne de $T_a$ sur les jours qui précèdent, en fonction de l'ordre de Strahler indiqué en couleur. <b>(a)</b> La fenêtre optimale pour la moyenne de $T_a$ augmente avec l'ordre de Strahler. <b>(b)</b> La pente $a$ et l'ordonnée à l'origine $b$ des relations affines augmentent et diminuent respectivement avec l'ordre de Strahler. Plus de détails dans (Ducharne, 2008). . . . .	49
3.7	Localisation des quatre stations de mesure de $T_w$ sur la Loire moyenne. D'après Bustillo <i>et al.</i> (2010). . . . .	50
4.1	Les six grands scénarios d'émission SRES. Source : IPCC (2007) . . . . .	52

4.2	Changements du cycle de l'eau, simulés par les modèles climatiques du GIEC (AR4) : précipitations, écoulement total et évaporation (mm/j), humidité relative des sols (%). Changements des moyennes annuelles entre 1980-1999 et 2080-2099, moyennés sur l'ensemble des projections A1B. Source : IPCC (2007). . . . .	53
4.3	Exemple de projection de l'impact hydrologique du changement climatique à partir de modèles de surface couplés à des modèles climatiques globaux (Milly <i>et al.</i> , 2005). . . . .	56
4.4	Vue schématique de la cascade d'incertitudes auxquelles sont soumis les scénarios climatiques et hydrologiques en contexte de changement climatique. D'après Brigode (2010). . . . .	57
4.5	Problématique de la désagrégation : la résolution horizontale des modèles climatiques globaux est d'environ 100 à 300 km, celle des modèles climatiques régionaux d'environ 10 à 100 km, et celle des forçages des modèles hydrologiques (météorologie, végétation, sols, topographie) est typiquement de 1 à 10 km. Source : Climate Research Unit, University of East Anglia. . . . .	63
4.6	Biais relatifs [-1,1] des quantiles de débits simulés par les différents modèles hydrologiques du projet RExHySS, sur l'ensemble des stations des bassins de la Seine et de la Somme : a) entre les quantiles simulés sous forçage SAFRAN et les quantiles déduits des débits observés, b) entre les quantiles simulés sous scénarios régionalisés temps présent et les quantiles simulés sous forçage SAFRAN. D'après Sauquet <i>et al.</i> (2009). . . . .	67
4.7	Distribution des changements moyens des principaux termes du bilan hydrique selon les 41 scénarios FS des projets GICC-Seine (G), RExHySS (R) et ICC-Hydroqual (L), selon les boîtes à moustaches définies en section 4.2.2. On distingue les changements relatifs de précipitations (en moyennes annuelles, hivernales : DJF, et estivales : JJA), les changement moyens annuels de température atmosphérique (Temp en °C), et les changements relatifs moyens annuels d'écoulement total (Runoff) et d'évapotranspiration totale (Evap). . . . .	68
4.8	Changements des régimes hydrologiques aux exutoires de la Seine et de la Loire sous changement climatique. (a) GICC-Seine, d'après Ducharne (2007). (b) RExHySS, d'après Habets <i>et al.</i> (2011). (c) ICC-Hydroqual, d'après Sauquet <i>et al.</i> (2010). . . . .	70
4.9	Changements moyens annuels dans le bassin de la Loire entre la fin du 21 <sup>ème</sup> siècle et le temps présent simulé : changements d'écoulement (Delta R en % selon z) en fonction des changements de précipitation (Delta P en % selon x) et de température (Delta T en °C selon Y). Modèle CLSM (gauche) et EROS (droite). . . . .	71
4.10	Cycle saisonnier des termes du bilan hydrique calculés par différents modèles hydrologiques dans le projet RExHySS, en moyenne dans le bassin de la Seine et sur l'ensemble des différents scénarios climatiques régionalisés : Évapotranspiration (en haut), Variations mensuelles d'humidité totale (au milieu), Écoulement total (en bas), exprimés en mm/j. D'après Habets <i>et al.</i> (2011). . . . .	72
4.11	Évolution des écoulements annuels simulés par différentes versions de CLSM dans le bassin de la Loire entre 1950 et 2100 selon un scénario régionalisé. . . . .	73

4.12	Changements relatifs entre les <i>QMNA5</i> et <i>QJXA10</i> Temps Présent et Fin de Siècle dans le bassin de la Seine (valeurs dans [-1,1]). D'après Sauquet <i>et al.</i> (2009).	75
4.13	Évolution du <i>QJXA100</i> à Paris entre le climat présent (PST) et la fin du siècle (FS). D'après Ducharne <i>et al.</i> (2011*).	76
4.14	Évolution relative du <i>QMNA5</i> entre le temps présent et la fin de siècle (période 2070/2100, émissions A2) sur les principaux cours d'eau de Beauce (Loing, Essonne, Juine). Les valeurs en noir donnent l'effet direct lié à la seule diminution de la recharge des aquifères et les valeurs en rouge l'effet conjugué de la diminution de la recharge et de l'augmentation des prélèvements pour l'irrigation (à surface irriguée et assolement constant par rapport à l'actuel). D'après Ducharne <i>et al.</i> (2009).	77
4.15	Articulation des modèles et des scénarios dans le projet GICC-Seine. D'après Ducharne <i>et al.</i> (2007*).	79
4.16	Impacts agro-environnementaux pour différents scénarios d'évolution au cours du 21ème siècle : moyennes interannuelles simulées sur 20 ans par les modèles STICS et STICS-MODCOU-NEWSAM dans le bassin de la Seine. D'après Ducharne (2007).	81
4.17	Qualité de l'eau simulée à Poses par le modèle RIVERSTRAHLER pour différents scénarios d'évolution du bassin de la Seine (moyennes interannuelles sur 5 ans). D'après Ducharne (2007).	83
5.1	Comparaison des anomalies gravimétriques observées et simulées au niveau de l'Observatoire de Strasbourg. Les anomalies simulées sont déduites des variations d'humidité simulées par le modèle CLSM. D'après Longuevergne <i>et al.</i> (2011).	89
5.2	Comparaison des simulations par 9 modèles de surface comparés dans le projet ALMIP avec les données de gravimétrie spatiale GRACE. Source : Grippa <i>et al.</i> (2011).	91
5.3	Évolution du débit du torrent Zongo sous l'influence de deux scénarios de changement climatique par rapport au débit mesuré en 2004-2006. D'après Labbas (2009).	92
5.4	Comparaison des simulations ORCHIDEE avec les données SIRTA 2007-2009 : (haut) Humidité du sol à trois profondeurs; (bas) Cycle saisonnier moyen la température de l'air à 2 m et des flux de chaleur latente et sensible.	95
5.5	Carte des eaux souterraines en Amérique du Sud. Source : Projet WHYMAP (Strückmeier et Richts, 2008).	98
5.6	Proposition d'analyse de la sensibilité de changement climatique et de ses impacts à la représentation des flux de surface, en combinant des simulations couplées entre un modèle atmosphérique (AGCM) et un modèle de surface (LSM) et des simulations forcées.	100

# Principaux acronymes et notations

A1, A1B, A2	Labels de scénarios d'émission en GES ( <a href="#">Nakicenovic et Swart, 2000</a> )
ADES	Portail national d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines
AEP	Alimentation en Eau Potable
AESN	Agence de l'Eau Seine-Normandie
ALMIP	AMMA Land surface Model Intercomparison Project ( <a href="#">Boone et al., 2009</a> )
AMAZALERT	Projet "Raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon"
AMMA	Programme "Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine"
AR	Assessment Report (IPCC)
ARPEGE	Modèle climatique de Météo-France
B1, B2	Labels de scénarios d'émission en GES ( <a href="#">Nakicenovic et Swart, 2000</a> )
Bioemco	UMR "Biogéochimie et écologie des milieux continentaux (UMPC, Paris)
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
BVE	Bassin versant élémentaire
Cemagref	Organisme de recherche en sciences et technologies pour l'environnement
CEN	centre d'Etudes de la Neige (Météo-France, Grenoble)
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (Toulouse)
CLSM	Catchment LSM ( <a href="#">Koster et al., 2000</a> ; <a href="#">Ducharne et al., 2000*</a> )
CLSM-LR	Version de CLSM avec réservoir linéaire ( <a href="#">Gascoin et al., 2009a</a> )
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France, Toulouse)
ECCO-PNRH	Programme National de Recherches en Hydrologie
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Reading, UK)
ECOCLIMAP	Base de donnée mondiale des propriétés des sols et de la végétation ( <a href="#">Masson et al., 2003</a> )
EDF	Electricité de France
ERA	ECMWF re-analysis ( <a href="#">Uppala et al., 2005</a> )
EROS	Modèle hydrologique semi-distribué ( <a href="#">Thiéry et Moutzopoulos, 1995</a> )
ETP	Evapotranspiration potentielle
FLUXNET	Réseau mondial de tours de flux micrométéorologiques
FS	Fin du 21 <sup>ème</sup> siècle
GES	Gaz à Effet de Serre
GICC	Programme "Gestion et Impacts du Changement Climatique"
GICC-Seine	Projet "Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine"
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

GIS ORACLE	Groupement d'Intérêt Scientifique "Observatoire de Recherche des bassins versants du Grand et du Petit Morin"
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
HDR	Habilitation à Diriger des Recherches
HYDRA	Base de données hydrauliques Agricoles de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur
HYDRO	Banque de données hydrométriques nationale
HydroSHEDS	MNT mondial à la résolution de 3 et 15 arc-sec ( <a href="#">Lehner et al., 2008</a> )
HYDRO1k	MNT mondial à la résolution de 1 km ( <a href="#">Verdin et Verdin, 1999</a> )
HYDROSOL	Projet "Influence de l'hydrodynamique du sol sur la modélisation du changement climatique régional et de ses impacts sur les ressources en eau"
ICC-Hydroqual	Projet "Impact du Changement Climatique sur l'hydrosystème Loire : HYDROlogie, Régime thermique, QUALité des eaux"
IIBRBS	Institution interdépartementale des barrages-réservoirs du bassin de la Seine
INRA	Institut National de Recherche Agronomique
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace (Paris)
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
ISBA	Modèle de surface ( <a href="#">Noilhan et Mahfouf, 1996</a> )
L-IPSL	Labex "Comprendre le climat et anticiper les changements futurs" (IPSL)
Labex	Laboratoire d'Excellence
LAI	Leaf Area Index (indice de surface foliaire)
LBA	Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LBA-DMIP	LBA Data-Model Intercomparison Project
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique (IPSL)
LMDz	Modèle climatique du LMD
LOCEAN	Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques (IPSL)
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL)
LSM	Land Surface Model (modèle de surface continentale)
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MODCOU	Modèle hydrogéologique distribué ( <a href="#">Ledoux, 1980</a> ; <a href="#">Ledoux et al., 1989</a> )
MS	Milieu du 21 <sup>ème</sup> siècle
NASA/GSFC	NASA Goddard Space Flight Center (USA)
NCAR	National Center for Atmospheric Research (USA)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (USA)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
ORCHIDEE	Modèle de surface ( <a href="#">Ducoudré et al., 1993</a> ; <a href="#">Krinner et al., 2005</a> )
ORE	Observatoire de Recherche en Environnement
PIREN-Seine	Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine
PNRZH	Programme National de Recherche sur les Zones Humides
<i>P12JXA10</i>	Valeur maximale annuelle du cumul de précipitation sur 12 jours ayant une période de retour 10 ans (p. 62)
<i>QJXA10</i>	Débit journalier maximal annuel de période de retour 10 ans (p. 62)
<i>QJXA100</i>	Débit journalier maximal annuel de période de retour 100 ans
<i>QMNA5</i>	Débit mensuel minimal annuel de période de retour 5 ans (p. 62)

QQ	Méthode de régionalisation/correction quantile-quantile ( <a href="#">Déqué, 2007</a> )
R <sup>2</sup> D <sup>2</sup> -2050	Projet “Risque, Ressource en eau et gestion Durable de la Durance en 2050”
RExHySS	Projet “Influence du changement climatique sur la ressource en eau et les extrêmes hydrologiques dans les bassins de la Seine et de la Somme”
RMSE	Root Mean Square Error (erreur quadratique moyenne)
RNB	Réseau National de Bassins
RNDE	Réseau National des Données sur l’Eau
RT	Méthode de régionalisation/correction des régimes de temps ( <a href="#">Boé et al., 2007</a> )
SAFRAN	Analyses météorologiques développées par Météo-France ( <a href="#">Quintana-Segui et al., 2008</a> )
SIM	Modèle hydro-géo-météorologique distribué ( <a href="#">Habets et al., 2008</a> )
SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique de l’IPSL ( <a href="#">Haeffelin et al., 2005</a> )
SiSPAT	Modèle TSVA ( <a href="#">Braud et al., 1995</a> )
Sisyphé	UMR “Structure et fonctionnement des hydrosystèmes continentaux” (UMPC, Paris)
SRES	Special Report on Emission Scenarios ( <a href="#">Nakicenovic et Swart, 2000</a> )
TOPMODEL	Modèle hydrologique ( <a href="#">Beven et Kirkby, 1979</a> )
TSVA	Transferts Sol-Végétation-Atmosphère
TP	Temps Présent
UMR	Unité Mixte de Recherche
UPMC	Université Pierre et Marie Curie
USDA	U.S. Department of Agriculture
VWC	Volumetric water content
WHYMAP	World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme ( <a href="#">Strückmeier et Richts, 2008</a> )

$K_s$	Conductivité hydraulique à saturation	Eq. 2.1
$D$	Profondeur du substratum rocheux	p. 21
$M_D$	Déficit de bassin (sous hypothèse d’équilibre hydrostatique)	p. 19
$M_{RZ}$	Excès dans la zone racinaire par rapport à l’équilibre hydrostatique	Eq. 2.7
$M_{SE}$	Excès dans la couche de surface par rapport à l’équilibre hydrostatique	Eq. 2.3.2
$T_a$	Température de l’air	
$T_{eq}$	Température d’équilibre de l’eau	Section 3.3
$T_w$	Température de l’eau	Section 3.3
$\nu$	Facteur de décroissance exponentielle de $K_s$ avec la profondeur	Eq. 2.1
$\tau_1$	Timescale des flux verticaux entre zone racinaire et nappe de TOPMODEL	Eq. 2.7
$\tau_2$	Timescale des flux verticaux entre couche de surface et zone racinaire	Eq. 2.3.2
$\theta_w$	Degré de stauration du sol au point de flétrissement	p. 21



*« I can learn more of the movement of Jupiter's satellites  
than I can of the flow of a stream of water »*  
— Galileo  
(in Dooge, 2001)



# 1 Introduction

## 1.1 Contexte scientifique

Ce mémoire fait la synthèse des travaux de recherche que j’ai menés et dirigés depuis mon arrivée à l’UMR Sisyphe en 2000, et qui s’inscrivent dans le vaste corpus interdisciplinaire des sciences de l’environnement.

Ce terme *environnement* est aujourd’hui très en vogue, avec des définitions fort variées selon les domaines. Du point de vue des sciences de l’environnement, je le définirais par la conjonction de trois composantes : physique, biologique et humaine. Les deux premières renvoient à l’écologie, définie depuis [Haeckel \(1866\)](#) comme la science de l’habitat, *i.e.* la science des relations entre les organismes vivants (biocénose) et le milieu environnant (biotop). Ce milieu n’est donc pas limité à la sphère physico-chimique, puisqu’il est modifié par la biocénose, avec laquelle il entretient des interactions complexes, ce qui renvoie à la notion d’écosystème (*e.g.* [Odum, 1974](#)). Dans ce cadre, l’écologie a longtemps considéré des systèmes “naturels”, en négligeant l’espèce humaine, ou en la considérant comme une espèce animale comme les autres. Pourtant, l’*anthropisation*, *i.e.* l’emprise de l’Homme sur son environnement, augmente sans cesse depuis la Préhistoire, avec une accélération forte depuis la révolution industrielle, au point de définir désormais une nouvelle ère géologique, l’Anthropocène ([Crutzen, 2002](#)).

Dans ce contexte, je définirai l’environnement comme la résultante des interactions entre milieu “naturel” et sociétés humaines, et je m’intéresserai dans la suite de ce mémoire à deux facettes de cet environnement, le milieu physique et ses réactions à l’anthropisation. J’aborderai ces questions dans le cas particulier de l’hydrologie et des hydrosystèmes continentaux, ces derniers constituant le sujet commun des recherches menées à l’UMR Sisyphe.

L’*hydrologie continentale* est l’étude des différentes étapes du cycle de l’eau sur les continents, qui combine deux types de processus : les changements de phase (évaporation, fonte de la neige, gel/dégel de l’eau dans le sol, *etc.*) et le transport de l’eau sur les continents. Celui-ci se fait principalement à l’état liquide, que ce soit en surface, sur les pentes et dans les cours d’eau, ou en souterrain, dans la zone saturée et non-saturée. Ces mouvements conditionnent la répartition de l’eau précipitée entre les principaux stocks continentaux : lacs, rivières, humidité du sol et nappes souterraines (Figure 1.1), qui constituent autant d’hydrosystèmes continentaux. Ces derniers correspondent plus largement à toute unité fonctionnelle de la branche continentale du cycle de l’eau, définis selon la théorie des systèmes par des conditions aux limites et des processus internes, et dont le plus emblématique est le bassin versant.

Au delà de ces généralités, un des verrous majeurs que doit lever la science hydrologique est de fournir une description détaillée des chemins de l’eau sur les continents, assortie d’une quantification aussi précise que possible des stock et flux associés. C’est un réel enjeu de recherche, à la fois appliqué car la branche continentale du cycle de l’eau est la principale ressource en eau pour les besoins naturels et humains, mais aussi fondamental, en raison des difficultés de description et quantification à toutes les échelles, depuis celle de la parcelle jusqu’à l’échelle globale. En attestent par exemple les incertitudes importantes autour des moyennes globales des précipitations, écoulements (“runoff” en anglais) et de l’évaporation ([Trenberth \*et al.\*, 2007](#)).

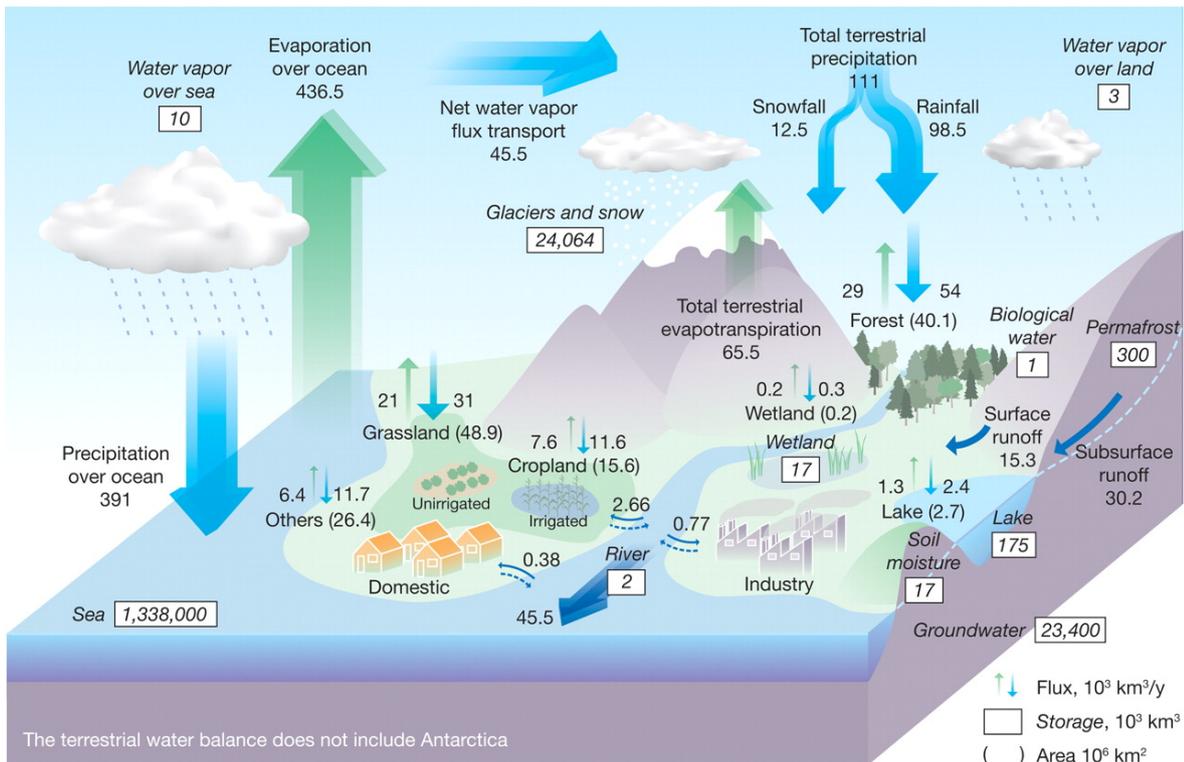


FIG. 1.1. Le cycle de l'eau global selon Oki et Kanae (2006), en distinguant stocks et flux et d'eau, y compris à destination des usages humains.

Outre ces difficultés liées à un milieu naturel difficilement accessible et fortement variable dans le temps et l'espace (Beven, 2006), une autre difficulté vient des perturbations anthropiques du cycle de l'eau "naturel". Celles-ci ont deux visées principales, garantir une meilleure fiabilité de cette ressource sans cesse renouvelée et limiter les risques associés aux événements extrêmes, ce qui impose dans les deux cas de ralentir / tamponner les flux d'eau continentaux. Ceci est généralement obtenu en sollicitant les réservoirs naturellement lents, à savoir les aquifères qui sont désormais massivement exploités (Wada *et al.*, 2010), ou en créant des réservoirs artificiels (*e.g.* Vörösmarty *et al.*, 1997).

Ces ressources d'eau liquide, appelées génériquement "eaux bleues" depuis Falkenmark (2003), sont exploitées conjointement par les activités humaines et les écosystèmes aquatiques, pour lesquels il est recommandable de maintenir un débit réservé dans les cours d'eau ("environmental flow" en anglais, Arthington *et al.*, 2006). Les principaux usages humains concurrents sont l'alimentation en eau potable (McDonald *et al.*, 2011), les usages industriels, et l'irrigation, qui constitue l'usage majoritaire à l'échelle du globe (*e.g.* Doll et Siebert, 2002). Les volumes d'eau évaporés par ce biais se déduisent des "eaux bleues" pour augmenter les "eaux vertes", introduites par Falkenmark (2003) pour insister sur le fait que l'évapotranspiration (des eaux de pluie comme des eaux d'irrigation) n'est pas nécessairement une perte de ressource en eau, puisqu'elle sert à la production végétale, au bénéfice des écosystèmes et des sociétés humaines.

Ces concepts rejoignent ceux d'eau virtuelle (Allan, 1998), de "water footprint" (Hoekstra et Chapagain, 2007), et d'appropriation des ressources en eau renouvelables (Postel *et al.*, 1996; Sterling *et al.*, 2011), qui étendent les impacts de l'anthropisation aux changements d'occupation des terres. Enfin, autre altération humaine des cycles de l'eau, encore plus indirecte : le changement climatique dû à l'élévation des teneurs en gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère, qui sera largement abordé en chapitre 4. En regard de la variabilité naturelle associée, ces facteurs d'évolution anthropiques ont des impacts encore modérés, mais ils sont appelés à

s'accroître (Vörösmarty *et al.*, 2000; Oki et Kanai, 2006), et posent déjà d'importants problèmes de gestion de l'eau (*e.g.* Blöschl et Montanari, 2010).

On peut encore élargir la place de l'hydrologie dans l'environnement si l'on examine ses liens avec les grands cycles biogéochimiques, qui sont liés à la productivité écologique d'une part, ainsi qu'au climat, par une modulation importante des émissions en GES (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NO<sub>x</sub>, *etc.*). Les processus hydrologiques contrôlent en effet largement les flux biogéochimiques (C, N, P, Si), parce que les écoulements d'eau en sont le principal vecteur, et parce que les caractéristiques hydrologiques des milieux traversés (sols, eaux souterraines, zones humides, milieux aquatiques) sont le siège de réactions chimiques et biologiques qui modifient leurs concentrations.

Celles-ci définissent largement la *qualité de l'eau*, conjointement avec d'autres paramètres physico-chimiques (O<sub>2</sub>, température, pH, Eh, matières en suspension, xénobiotiques, *etc.*). La qualité de l'eau nous ramène à la dimension humaine de l'environnement et de l'hydrologie, et tout d'abord parce que, comme l'environnement, c'est une construction humaine. C'est le cas au niveau conceptuel, comme le montrent par exemple les difficultés à définir le "bon état écologique" des masses d'eau visé par la Directive Cadre sur l'Eau (*e.g.* Andersen *et al.*, 2004). C'est aussi le cas parce que les activités humaines influencent la qualité de l'eau, en la dégradant par des rejets divers alors identifiés comme pollutions. Celles-ci sont d'origine et de nature variées, il peut même s'agir de substances naturellement présentes dans l'environnement (*e.g.* nitrates et phosphates) mais dont l'excès cause le déséquilibre des grands cycles naturels, en parfaite analogie avec le cas du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère.

Enfin, la qualité de l'eau contribue autant que sa quantité à définir les ressources en eau, en particulier dans les hydrosystèmes où elle est mauvaise, du fait des pollutions liées à l'anthropisation. Dans ce contexte, on peut généraliser la notion d'eaux grises des traités d'eau pour désigner les eaux que leur médiocre qualité rend impropres aux usages (naturels et humains), et qui se soustraient donc aux eaux bleues, en analogie avec les eaux vertes (Hoekstra, 2009).

## 1.2 Démarche

### 1.2.1 Un questionnement fondamental et appliqué

Mes travaux s'inscrivent dans ce contexte marqué par l'anthropisation, que ce soit comme facteur d'impact sur le milieu, mais aussi comme composante intrinsèque des hydrosystèmes, et enfin via la demande sociale d'expertise scientifique sur les conséquences de cette anthropisation. Comme schématisé en Figure 1.2, mes travaux ont ainsi visé à :

- comprendre et modéliser le fonctionnement des hydrosystèmes (surfaces continentales et compartiments souterrains), dans leur composante "naturelle", si tant est que l'on puisse réellement l'isoler en conditions récentes ;
- travailler sur les conséquences environnementales de ce fonctionnement hydrologique, qu'il s'agisse d'interactions avec d'autres processus (écologiques comme la dénitrification, ou physiques comme la température de l'eau), ou des impacts du changement climatique, en bénéficiant des modèles et connaissances acquis précédemment.

La modélisation apparaît comme un élément incontournable de cette démarche, en tant que moyen de synthèse de connaissances pluridisciplinaires (physique, climatologie, géologie, chimie, biologie) et d'hypothèses (structure des systèmes, trajets de l'eau, processus dominants, *etc.*), ainsi que comme outil d'extrapolation, ce qui est particulièrement important dans le contexte inédit du changement climatique attendu à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle.

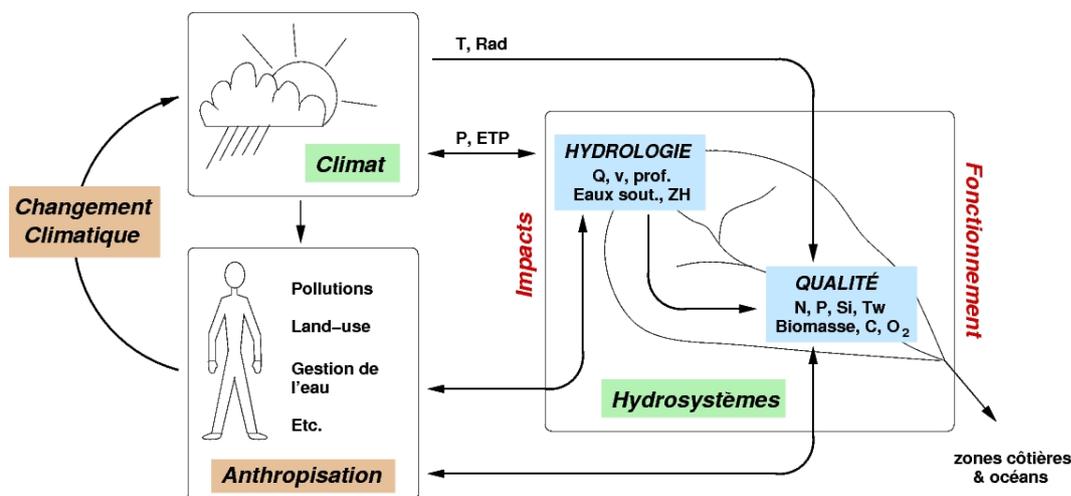


FIG. 1.2. Positionnement thématique des travaux de recherche synthétisés dans ce mémoire.

### 1.2.2 Un chantier privilégié : le bassin de la Seine

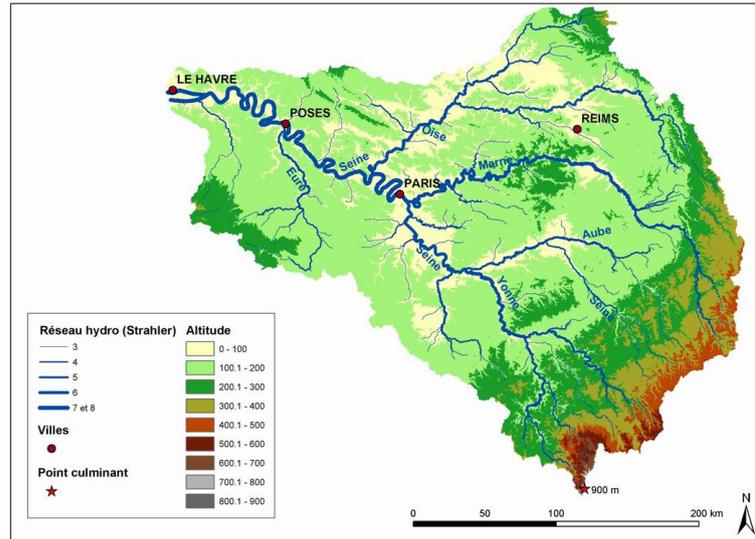
Une grande partie de mes travaux s'inscrit dans le bassin de la Seine, ce qui m'a permis de bénéficier des nombreuses bases de données et collaborations développées depuis plus de 20 ans par le programme de recherche PIREN-Seine (Meybeck *et al.*, 1998; Billen *et al.*, 2007a). Ces travaux ont porté sur le bassin de la Seine dans son entier, en tenant compte autant que faire se peut des principaux facteurs d'hétérogénéité (sections 2.3.6, 3.1.2, 4.4, 4.5), mais aussi sur des domaines de plus petite échelle, qu'il s'agisse des sites locaux de Droupt Saint Basle (section 3.1.3) ou du SIRTA (section 5.3.1), ou des biefs du Serein et de l'Oise (section 3.2).

#### □ Contexte hydrologique

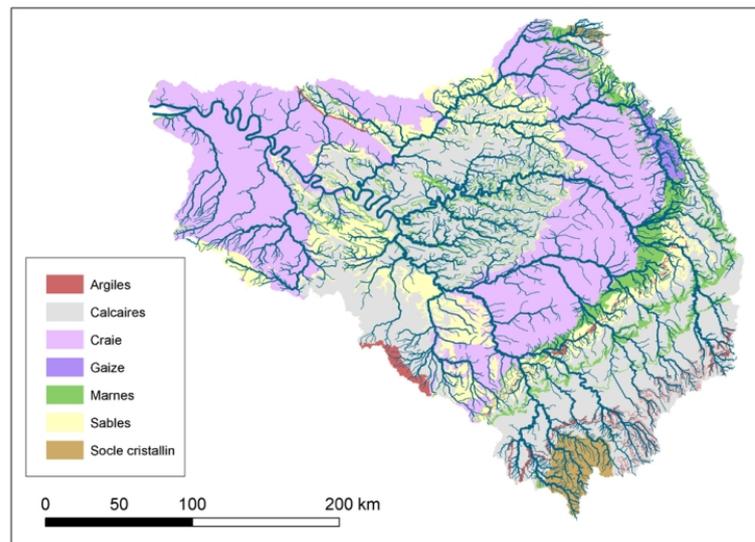
Le bassin versant de la Seine (Figure 1.3) couvre 78600 km<sup>2</sup> (au Havre), soit 14 % de la surface de la France métropolitaine. Il s'inscrit en presque totalité dans le bassin de Paris, bassin sédimentaire comprenant d'importantes formations aquifères. Ces dernières contribuent à réguler le débit des rivières, en association avec une pluviométrie bien répartie au cours de l'année, qui s'explique par un apport assez constant d'humidité par les vents d'ouest (climat océanique). La pluviométrie moyenne sur l'ensemble du bassin est de 750 mm/an (moyenne sur 1931-1960 AESN, 1976) et se répartit en 550 mm/an d'évapotranspiration, et 200 mm/an d'écoulement. Cette valeur est faible comparé aux autres fleuves français, qui prennent leur source dans des massifs montagneux plus élevés, donc plus arrosés. Pour les mêmes raisons, le nombre de jours de neige est très faible (à l'exception du Morvan) et l'influence nivale sur le régime hydrologique est négligeable.

Il en résulte un régime hydrologique dit "pluvial océanique", avec un débit maximal en hiver quand l'évapotranspiration est faible, et minimal en été quand elle est forte. A Poses par exemple, qui marque la limite avec le domaine estuarien à l'aval, le débit moyen de la Seine est d'environ 480 m<sup>3</sup>/s et varie entre 240 m<sup>3</sup>/s en août et 805 m<sup>3</sup>/s en février (moyennes sur 1974-2000). Ces valeurs moyennes sont bien sûr soumises à une importante variabilité interannuelle. Les trois dernières crues les plus importantes, en 1910, 1955 et 2001, ont ainsi vu des pointes journalières de débit à Poses de 2500, 2300, 2200 m<sup>3</sup>/s respectivement.

(a)



(b)



(c)

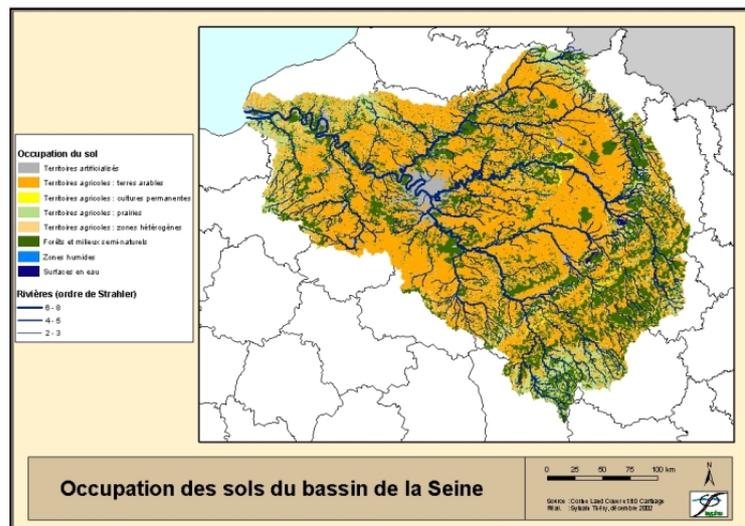


FIG. 1.3. Bassin versant de la Seine : (a) Topographie et réseau hydrographique, (b) Principales formations géologiques, (c) Occupation des terres, selon CORINE Land Cover (EC, 1994). Source : PIREN-Seine.

### □ *Anthropisation et enjeux de gestion*

Le bassin de la Seine bénéficiant d'une pluviométrie suffisante et d'aquifères importants, la ressource en eau n'y est pas un problème majeur à l'heure actuelle. D'un point de vue quantitatif, ce sont plutôt les crues et leur cortège d'inondations qui suscitent les plus vives craintes. Ainsi, les crues de 1910, 1955 et 2001 ont causé d'importants dommages à Paris, et dès 1910, il fut décidé d'un programme de construction de barrages-réservoirs à l'amont du bassin. Les trois principaux ont été construits en dérivation de la Seine, de la Marne et de l'Aube, sur une auréole argileuse environ 200 km à l'amont de Paris, entre 1966 et 1989. Ils permettent un écrêtement des crues, sensible à l'échelle régionale, mais toutefois limité à Paris étant donné leur éloignement. Là, leur rôle majeur réside dans le soutien du débit d'étiage en fin d'été et en automne, ces trois réservoirs pouvant restituer 60 m<sup>3</sup>/s, ce qui peut doubler le débit d'étiage à Paris lors des années sèches (Meybeck *et al.*, 1998). Ce soutien permet ainsi d'assurer les prises d'eau nécessaires à la production d'eau potable pour l'agglomération parisienne, et de limiter certains problèmes de qualité de l'eau, menacée par des pressions anthropiques intenses, avec des répercussions tant environnementales que pour l'alimentation en eau potable.

La qualité de l'eau est globalement bonne à l'amont du bassin, à l'exception désormais incontournable d'une pollution de plus en plus marquée par les nitrates d'origine agricole (fertilisants), qui contaminent l'ensemble des aquifères alimentant les rivières. La qualité de l'eau subit en outre une dégradation marquée vers l'aval, en conséquence de l'urbanisation et de l'industrialisation qui font du bassin de la Seine un des plus anthropisés en France (Figure 1.3c). Il concentre 20 millions d'habitants (environ 30 % de la population française), dont plus de 10 millions dans l'agglomération parisienne, ainsi que 40% des activités industrielles nationales. Malgré d'importants efforts de traitement (la station d'épuration d'Achères, à l'aval de Paris, est ainsi la deuxième au monde en terme de volume traité), les rejets associés perturbent la qualité du milieu aquatique : la dégradation de la matière organique et la nitrification de l'ammonium en nitrate nécessitent de l'oxygène, qui peut être déficitaire jusqu'à 100 km à l'aval de Paris (Meybeck *et al.*, 1998) ; l'action combinée des nitrates d'origine agricole et des rejets de phosphates (détergents) favorise en outre l'eutrophisation, qui peut accentuer les déficits en oxygène, jusqu'à parfois affecter la survie des populations piscicoles. Ces problèmes, bien que réduits par l'importante diminution des phosphates dans les produits lessiviels, restent sensibles en été (Billen *et al.*, 2001) quand les faibles débits augmentent les concentrations (rejets dans des volumes moindres) et les temps de résidence dans le milieu (la vitesse des cours d'eau diminuant avec le débit).

### 1.2.3 Une extension à des sites contrastés

Une problématique importante dès que l'on travaille avec des modèles, tentatives nécessairement simplifiées de décrire une réalité, est d'en évaluer la généralité, qui conditionne la possibilité d'utiliser ces outils avec un minimum de confiance dans des contextes variés. Dans ce but, j'ai tâché, chaque fois qu'il m'a été possible, de m'associer à des projets portant sur des sites aussi contrastés que possible (Figure 1.4). Certains présentent de fortes similitudes avec le bassin de la Seine (Somme, Loire, colline de Hausbergen en Alsace), mais le contexte tant climatique que topographique voire même d'échelle spatiale change ensuite radicalement, dès le bassin de la Durance (méditerranéen et alpin), et plus encore dans les domaines ALMIP en Afrique, et en Amérique du Sud (bassin amazonien de 4,640,000 km<sup>2</sup> à Obidos ; bassin expérimental du Zongo de 3.4 km<sup>2</sup> dans les Andes).

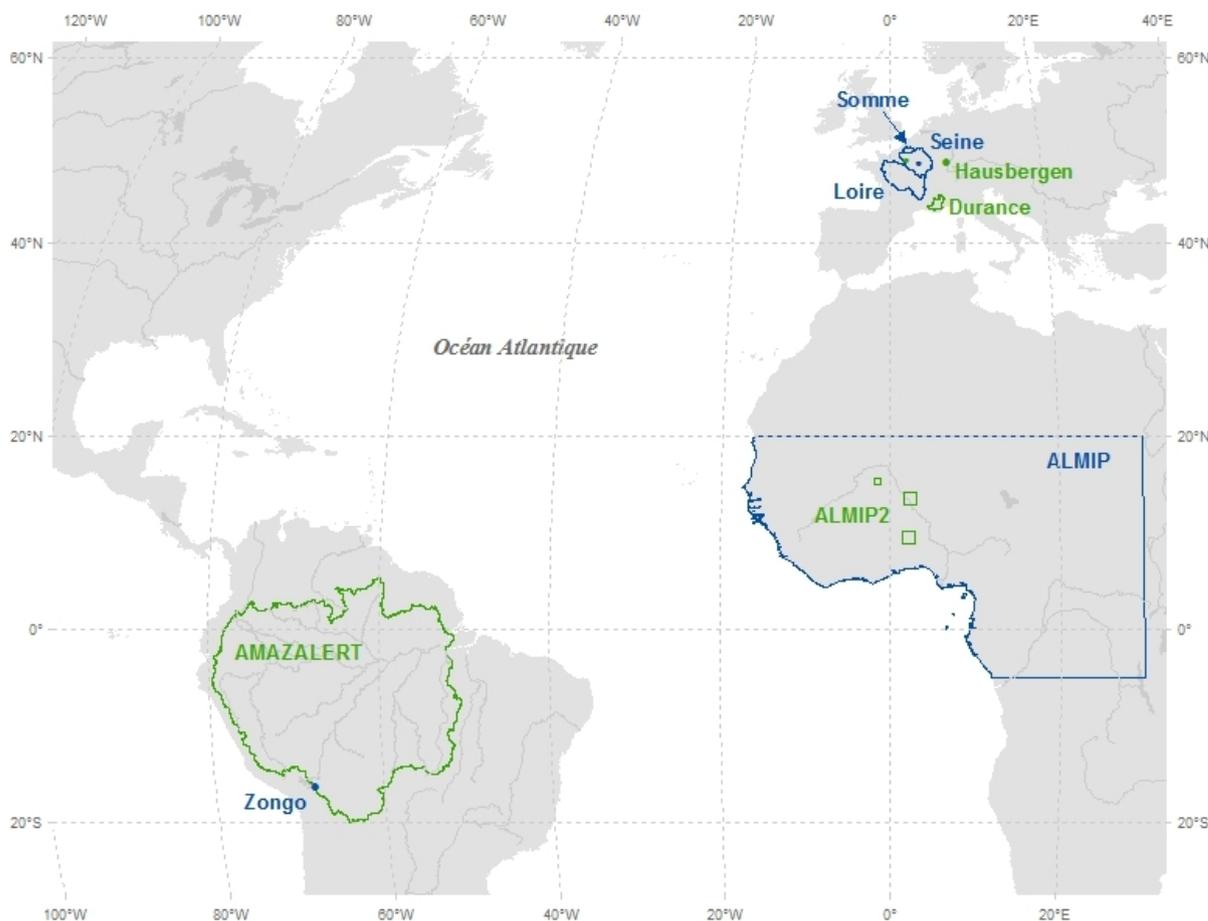


FIG. 1.4. Domaines couverts par les différentes applications synthétisées dans ce mémoire, en distinguant les travaux passés (en bleu, sections 2, 3 et 4) et les perspectives (en vert, section 5). Dans le bassin de la Seine apparaissent les sites locaux de Droupt Saint Basle (en bleu, section 3.1.3) et du SIRTA (en vert, section 5.3.1).

### 1.3 Organisation du mémoire

Je commencerai cette synthèse par mes travaux sur la compréhension/modélisation du fonctionnement des hydrosystèmes en conditions récentes. Le chapitre 2 s'attache à la modélisation du fonctionnement hydrologique des surfaces continentales, et à la vérification des modèles utilisés par comparaison avec des données issues d'observations. Le chapitre 3 aborde des processus associés, la dénitrification dans les zones humides, l'hydraulique des cours d'eau et leur température. Je m'attacherai ensuite aux résultats concernant les changements globaux, en insistant sur les impacts du changement climatique qui constituent un de mes principaux axes de recherche (chapitre 4). Je terminerai par les perspectives de ces travaux, ciblées sur les influences réciproques entre surfaces continentales et climat (chapitre 5).

Précisons enfin que les articles identifiés par une astérisque (\*) sont annexés au document (partie 7).



# 2 Modélisation hydrologique des bassins versants

## 2.1 Introduction

### 2.1.1 Les différentes approches de modélisation hydrologique

Il existe une grande diversité de modèles hydrologiques, dont le point commun consiste à simuler la partition des précipitations entre évapotranspiration et écoulements, autrement dit le bilan hydrique des surfaces continentales. Cette diversité renvoie :

- à la connaissance très limitée des hydrosystèmes d’un point de vue quantitatif (limites mal définies, données ponctuelles, sous-sol essentiellement invisible, *e.g.* [Beven, 2006](#)), même si les principaux processus sont bien connus en théorie (*e.g.* [Ambroise, 1999](#));
- au besoin de connaître les flux hydriques continentaux avec des objectifs différents selon les communautés (atmosphériciens intéressés aux flux turbulents, hydrologues intéressés aux débits, hydrogéologues intéressés aux circulations souterraines), ce qui les amène à privilégier différents processus sans qu’ils soient nécessairement dominants et surtout isolés.

A cette diversité des modèles répond celle des typologies de modèles. Un critère souvent mis en avant est l’assise physique des équations et des paramètres du modèle ([Beven, 1989](#)). Les équations des modèles déterministes ou à bases physiques décrivent des processus physiques (*e.g.* écoulements en milieu saturé; évapotranspiration, etc.) avec des paramètres qui ont un sens physique (*e.g.* conductivité hydraulique, résistance stomatique). Au contraire, les paramètres des modèles conceptuels ne correspondent pas à des paramètres physiques mesurables et doivent donc être calés, même si leurs équations peuvent être inspirées par des lois physiques.

Dans la pratique, la limite est plus floue entre approches conceptuelles et à bases physiques, car la plupart des modèles à bases physiques incluent des représentations conceptuelles pour certains processus. De plus, même si les modèles à bases physiques peuvent en principe être utilisés sans calibration, en n’utilisant que des paramètres définis *a priori* à partir des caractéristiques physiques du milieu, ils sont bien souvent calés, au moins pour certains de leurs paramètres. C’est ainsi généralement le cas pour les modèles hydrogéologiques, par absence d’informations suffisantes sur la structure du sous-sol.

La typologie basée sur la spatialisation, très courante chez les hydrologues, est assez redondante, car les modèles physiques doivent être distribués, puisqu’ils reposent sur des paramètres physiques qui le sont (finement, ou pas; en maillages régulier ou en bassins versants, ce qui définit les modèles dits “semi-distribués”). Finalement, seuls des modèles conceptuels dont on cale les paramètres sont utilisés en mode global, *i.e.* pour décrire la variable simulée en une station (souvent le débit) en fonction des conditions qui prévalent sur l’ensemble du bassin amont de cette station.

Une typologie qui me semble finalement plus pertinente dérive des processus représentés de manière privilégiée, ce qui renvoie à une question fondamentale : quels sont les processus hydrologiques dominants dans le domaine modélisé ?

### □ *Modèles hydrologiques et flux d'eau horizontaux*

Ainsi, les modèles hydrologiques *sensu stricto* se focalisent sur la simulation des écoulements (ruissellement, infiltration, écoulements souterrains, débits) et/ou des stocks d'eau continentiels. Ils négligent souvent la complexité du processus d'évapotranspiration, avec une description conceptuelle du bilan hydrique (paramétrisation à réservoir en fonction de l'évapotranspiration potentielle au pas de temps journalier), mais offrent une large gamme d'approches pour l'hydrodynamique souterraine.

En fonction de l'importance accordée à ce compartiment, on sépare les modèles pluie-débit, qu'ils soient conceptuels (*e.g.* GR4J, Perrin *et al.*, 2003) ou à bases physique (*e.g.* TOPMODEL, Beven et Kirkby, 1979), et les modèles hydrogéologiques, qui résolvent l'équation de la diffusivité (de Marsily, 1986). Citons pour exemples le modèle commercial MODFLOW, spécialisé sur le domaine souterrain et surtout utilisé à petite échelle (Harbaugh, 2000), et des modèles plus hydrologiques, *i.e.* s'intéressant aussi aux débits et abordant donc l'échelle des bassins versants, comme les modèles MODCOU (Ledoux, 1980; Ledoux *et al.*, 1989), SHE (Abbott *et al.*, 1986) ou HydroGeoSphere (Therrien *et al.*, 2010). Ces modèles hydrologiques sont généralement appliqués sur des domaines où les conditions aux limites latérales sont largement renseignées (flux nuls à l'amont dans les bassins versants, ou charge fixe au niveau des cours d'eau pour les modèles hydrogéologiques).

### □ *Modèles de surface continentale et flux d'eau verticaux*

Les modèles de surface continentale (land surface models ou LSMs en anglais) peuvent aussi être rattachés aux modèles hydrologiques (*e.g.* Overgaard *et al.*, 2006), bien qu'ils aient d'abord été développés pour décrire les flux de surface, *i.e.* les flux verticaux d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère, au sein des modèles météorologiques et climatiques. Ces flux sont décrits dans chaque maille de ces modèles, et y dépendent d'une part des conditions météorologiques, et d'autre part des propriétés de la surface (albédo, rugosité, indice de surface foliaire, physiologie du couvert végétal, propriétés hydriques des sols, etc.)

L'évapotranspiration, qui couple les flux d'eau et d'énergie, tient une place centrale dans ces modèles. L'approche la plus courante est celle des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA, *e.g.* Pitman, 2003), qui met l'accent sur le rôle de la végétation enracinée dans le sol, via son influence sur la rugosité, l'albédo, et les résistances à l'évapotranspiration (résistance stomatique à la transpiration et résistance à l'évaporation du sol, alors que l'eau interceptée par la canopée évapore "librement"). La communauté française est bien représentée dans ce cadre, avec deux modèles de surface pour modèles de climat, ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996) et ORCHIDEE (Ducoudré *et al.*, 1993; Krinner *et al.*, 2005). D'autres exemples incluent le modèle SiSPAT (Braud *et al.*, 1995), ciblé sur l'échelle du paysage avec une description plus détaillée des processus, et le modèle SEtHyS (Coudert *et al.*, 2006; Saux-Picart *et al.*, 2009), développé pour bénéficier des informations fournies par la télédétection spatiale.

La conservation de l'eau au sein du système sol- plante impose de décrire les écoulements et stocks d'eau associés (humidité du sol), ce qui a donné lieu à de nombreuses applications hydrologiques des modèles de surface continentale (*e.g.* Milly et Dunne, 1994; Ducharne *et al.*, 2003; Bowling *et al.*, 2003; Boone *et al.*, 2004; Milly *et al.*, 2005; Dirmeyer *et al.*, 2006). Dans ce cadre, les échanges d'eau entre mailles sont presque toujours ignorés, ce qui est largement vraisemblable vu la résolution de ces dernières. Elle varie en effet d'une dizaine de kilomètres dans les modèles météorologiques jusqu'à quelques centaines de kilomètres dans les modèles climatiques, ce qui justifie l'hypothèse selon laquelle ruissellement et eaux souterraines seront drainés au sein de la maille par les cours d'eau. Ces derniers peuvent faire l'objet d'une mo-

délisation spécifique (les modèles de routage qui transforment les écoulements en débit, *e.g.* Ducharne *et al.*, 2003), mais ils sont généralement exclus de la surface continentale représentée, sauf rares exceptions autorisant un couplage via le débordement dans les plaines d'inondations (*e.g.* Ngo-Duc *et al.*, 2005; Decharme *et al.*, 2008).

En parallèle, la prise en compte de l'hydrodynamique souterraine au sein de chaque maille a fortement évolué depuis les représentations très simplifiées du début des années 1990. Ces développements suivent largement la recommandation de Koster et Milly (1997), qui ont montré la nécessité de décrire suffisamment bien l'humidité du sol pour que des paramétrisations raffinées de l'évapotranspiration puissent être utiles (et vice versa). Les évolutions ont essentiellement porté sur la description verticale de la zone non saturée et des flux hydriques associés (*e.g.* Abramopoulos *et al.*, 1988; De Rosnay *et al.*, 2002), son couplage avec la zone saturée (*e.g.* Liang *et al.*, 2003; Gutowski *et al.*, 2002), et la variabilité sous maille (*e.g.* Ducharne *et al.*, 1998). Cette dernière est liée aux hétérogénéités du milieu mais aussi aux circulations horizontales (*e.g.* Famiglietti et Wood, 1994; Koster *et al.*, 2000), ce qui renvoie à la zone saturée, où ces dernières sont importantes.

Ce bref aperçu illustre la complexité des couplages au sein du système Sol - Végétation - Atmosphère, surtout si on l'étend au sous-sol et à sa zone saturée. Ceci motive le développement récent de modèles dits "intégrés", qui prennent en compte un nombre croissant de compartiments inter-connectés, comme les modèles SIM (Habets *et al.*, 2008) ou LIQUID (Branger *et al.*, 2010).

### 2.1.2 Problématique personnelle

Mon questionnement scientifique s'articule aussi autour de cette complexité. Après avoir abordé l'influence de l'hydrologie sur les flux de surface et le climat en thèse et post-doc (Mahfouf *et al.*, 1996; Ducharne et Laval, 2000; Dirmeyer *et al.*, 2000), j'ai adopté un point de vue symétrique depuis mon arrivée à l'UMR Sisyphe, en questionnant l'intérêt des modèles de surface pour faire de l'hydrologie, *i.e.* comprendre et simuler les processus dominants du bilan hydrique.

Mon principal objet d'étude fut le modèle CLSM (Koster *et al.*, 2000; Ducharne *et al.*, 2000\*), qui fait partie d'une nouvelle génération de modèles de surface couplant l'approche TSVA avec une description de l'hydrologie qui ne se limite pas aux flux verticaux mais intègre les flux horizontaux dans les bassins versants. A cette fin, CLSM s'appuie sur les concepts du modèle TOPMODEL, qui sont développés en section 2.2 avec un accent sur une question importante en hydrologie, celle de la relation entre échelle d'application et paramètres effectifs (*e.g.* Blöschl et Sivapalan, 1995). La section 2.3 détaille les travaux que j'ai menés pour évaluer les capacités de CLSM à quantifier de manière réaliste les termes du bilan hydrique dans des sites contrastés. Ce travail repose sur une comparaison avec d'autres modèles, un exercice qui a beaucoup fait avancer la compréhension de ces outils complexes (Henderson-Sellers *et al.*, 1996; Dirmeyer *et al.*, 2006), mais aussi avec des données de validation, ce qui reste assez rare pour les modèles de surface continentale.

## 2.2 TOPMODEL

Le modèle hydrologique TOPMODEL fut développé par Beven et Kirkby (1979) pour décrire la transformation pluie-débit dans un bassin versant, sur des bases physiques simples, en fonction de la topographie. Il connaît une popularité qui ne cesse de croître depuis que la topographie est renseignée par des modèles numériques de terrain (MNT), dont le traitement informatique

est aisé, et dont la précision et la résolution s'améliorent régulièrement. Les concepts de TOPMODEL sont notamment utilisés pour identifier les zones humides potentielles (section 3.1), et dans un nombre croissant de modèles de surface continentale (*e.g.* Stieglitz *et al.*, 1997; Chen et Kumar, 2001; Habets et Saulnier, 2001; Gedney et Cox, 2003; Niu *et al.*, 2005). Le modèle CLSM (section 2.3) n'en est qu'un exemple, qui m'a conduit à approfondir le sujet.

### 2.2.1 Principes généraux

Dans TOPMODEL, le débit d'un bassin versant est subdivisé en deux termes, un ruissellement depuis la fraction saturée du bassin (selon le concept des zones contributives variables), et un écoulement hypodermique, depuis une zone saturée peu profonde (selon la loi de Darcy). Ces deux termes sont définis à partir de quatre hypothèses :

*H1* : la recharge de la zone saturée est uniforme ;

*H2* : la dynamique de cette nappe est approchée par une succession d'états stationnaires ;

*H3* : en chaque point du bassin, le gradient hydraulique est supposé parallèle à la pente topographique, car la nappe est peu profonde ;

*H4* : la conductivité hydraulique à saturation est uniforme latéralement, mais décroît exponentiellement avec la profondeur  $z$  :

$$K_s(z) = K_0 \exp(-\nu z) \quad (2.1)$$

où  $K_0$ , la valeur de  $K_s$  en surface, et  $\nu$ , le facteur de décroissance exponentielle, sont uniformes dans le bassin.

Comme détaillé dans Ducharne (2009\*), le développement des équations de TOPMODEL conduit notamment à introduire un indice topographique, défini en chaque point du bassin versant comme :

$$x_i = \ln(a_i/S_i), \quad (2.2)$$

où  $S_i$  et  $a_i$  sont les valeurs locales de la pente topographique et de la surface contributive par longueur de contour, définie comme le rapport entre la surface contributive locale  $A_i$  (en m<sup>2</sup>) et la longueur de contour locale (en m), à travers laquelle s'inscrit l'écoulement. Les fortes valeurs de cet indice résultent d'un faible gradient hydraulique et/ou d'une forte surface contributive par unité de longueur. Elles correspondent donc à un fort potentiel à la saturation.

Plus précisément, TOPMODEL relie, en chaque point du bassin, la profondeur de la nappe  $z_i$  à l'indice topographique  $x_i$  :

$$z_i - \bar{z} = -\frac{1}{\nu} (x_i - \bar{x}) \quad (2.3)$$

où  $\bar{z}$  et  $\bar{x}$  sont les moyennes de  $z_i$  et  $x_i$  dans le bassin. La distribution de l'indice topographique étant invariante dans le temps, cette équation exprime que la distribution de  $z_i$  ne change que par translation, en fonction de la valeur de  $\bar{z}$ , laquelle résulte du bilan d'eau dans le bassin (Figure 2.1).

La forme de la nappe, qui ne change donc pas, résulte du régime stationnaire de la redistribution de l'eau dans la zone saturée, en fonction de gradients hydrauliques parallèles aux gradients topographiques. On retrouve aussi le fait que les indices topographiques forts correspondent à des zones de saturation préférentielle du bassin, puisque la saturation se produit quand  $z_i < 0$ . Les zones qui vérifient cette inégalité, qui sont donc saturées, et dont l'étendue augmente avec  $\bar{z}$ , sont les zones contributives variables où le ruissellement prend son origine. L'équation 2.3

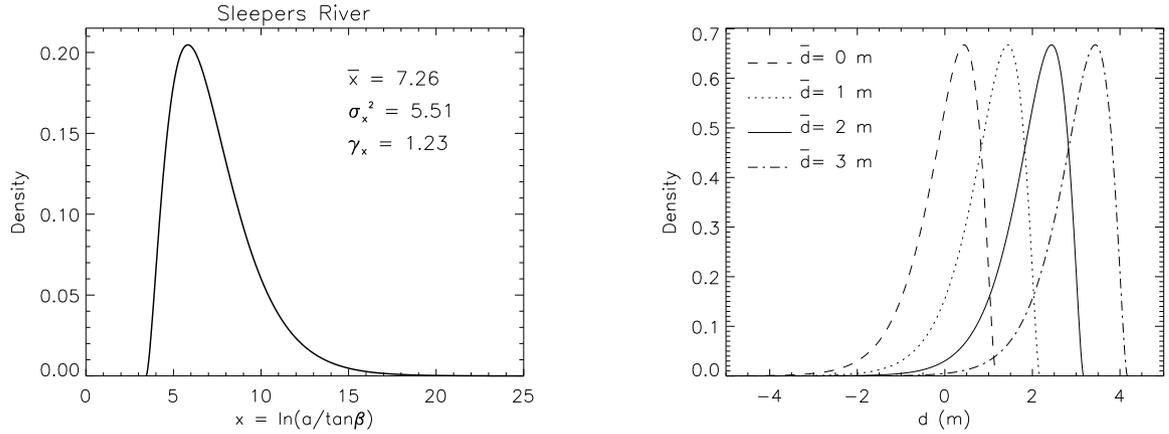


FIG. 2.1. Relations entre la distribution de l'indice topographique  $x_i$ , ici décrite par une loi gamma (gauche), et la distribution de la profondeur de la nappe, notée ici  $d_i$ , pour 4 valeurs de la profondeur moyenne  $\bar{d}$  (droite). Source : Ducharme *et al.* (2000\*).

justifie donc que l'indice topographique soit vu comme un indice de similarité hydrologique (*e.g.* Ambroise *et al.*, 1996; Sivapalan *et al.*, 1987), puisque tous les pixels qui partagent le même indice  $x_i$  partagent la même profondeur de nappe et le même ruissellement.

Pour finir, l'indice topographique contrôle aussi le débit depuis la zone saturée, ou débit de base  $Q_B$  (en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en unités SI), via la moyenne de l'indice topographique dans le bassin  $\bar{x}$  :

$$Q_B = A T_0 \exp(-\nu \bar{z} - \bar{x}). \quad (2.4)$$

Dans cette équation importante de TOPMODEL, qui est reprise dans le modèle CLSM,  $A$  est l'aire du bassin considéré et  $T_0$  la transmissivité hydraulique si le bassin était saturé jusqu'en surface (d'après H4,  $T(z) = K_s(z)/\nu$  pour tout  $z$ ).

## 2.2.2 La question du changement d'échelle

### □ Position du problème

De nombreux auteurs ont montré que la distribution de l'indice topographique dépend fortement de la résolution du MNT utilisé pour le calculer, tant en termes de moyenne que de forme (*e.g.* Quinn *et al.*, 1991; Wolock et Price, 1994; Saulnier *et al.*, 1997; Wu *et al.*, 2007). Par des effets de compensation liés au calage de TOPMODEL, la sensibilité de  $\bar{x}$  à la résolution du MNT entraîne aussi celle de la conductivité et de la transmissivité (Franchini *et al.*, 1996). Il est important de souligner que si l'on utilise au contraire les concepts de TOPMODEL sans calage, ce qui est le cas dans la plupart des modèles de surface couplés à des modèles de climat (*e.g.* Niu et Yang, 2003), c'est la valeur du débit qui sera sensible à la résolution du MNT.

Cette dépendance de l'indice topographique et des paramètres hydrodynamiques efficaces ( $T_0$  et  $K_0$ ) à la résolution du MNT pose de nombreuses questions : d'où vient cette dépendance ? peut-on déduire les valeurs caractéristiques d'une résolution de celle d'une autre ("scaling" ou changement d'échelle) ? y a-t-il une résolution "optimale" ?

Ces questions ont fait l'objet de nombreuses études, qui reposent essentiellement sur une analyse géomorphologique de la sensibilité de  $a_i$  et  $S_i$  à la résolution du MNT (*e.g.* Wolock et McCabe,

2000; Sørensen et Seibert, 2007). Celle-ci est attribuée à deux effets de la résolution sur la description du terrain :

- un *effet de discrétisation*, qui résulte de la décomposition du terrain en un nombre de pixels différent pour différentes résolutions ;
- un *effet de lissage* (“smoothing”), lié à la variabilité réduite des pentes locales quand la résolution diminue, ce qui filtre la rugosité du terrain.

#### □ Intérêts d'un indice topographique adimensionnel

Dans Ducharne (2009\*), j'ai obtenu des résultats intéressants à partir d'un point de départ nouveau, à savoir que l'indice topographique n'est pas adimensionnel. En effet,  $a_i/S_i$  est en mètres dans le système d'unité SI, si bien que l'indice topographique a une unité, en  $\ln(\text{m})$ . Ce n'est pas standard pour un indice, et Wagener *et al.* (2007) montrent bien que la grande majorité des indices de similarité hydrologique pouvant être mobilisés pour classer les bassins versants sont adimensionnels.

Dans les cas très répandus où l'indice topographique est calculé à partir d'un MNT régulier, la longueur de contour est proportionnelle à celle du pixel  $C$  (Quinn *et al.*, 1991; Wolock et Price, 1994) et la surface contributive est donnée par  $A_i = n_i C^2$ , où  $n_i$  est le nombre de pixels composant  $A_i$ . On peut donc définir un indice topographique adimensionnel qui est relié simplement à l'indice topographique classique :

$$y_i = \ln(n_i/S_i) = x_i - \ln C. \quad (2.5)$$

Le terme  $\ln C$  définit alors un nouvel effet de la résolution du MNT, un *effet numérique*, qui contribue à l'augmentation des valeurs de la moyenne spatiale  $\bar{x}$  de l'indice original quand  $C$  augmente. L'indice adimensionnel en est exempt, et ne dépend donc de la résolution que par les effets de terrain. Reformuler les équations de TOPMODEL pour utiliser  $y_i$  au lieu de  $x_i$  permet en outre de donner plus facilement les unités de tous les termes. Cela met enfin en évidence la dépendance de ces équations à la résolution du MNT, en faisant explicitement apparaître  $C$  en dehors de l'indice topographique, dans ce qui peut être défini comme la transmissivité par longueur de contour  $T_0/C$ . L'équation du débit de base (Eq. 2.4) devient ainsi :

$$Q_B = \frac{AT_0}{C} \exp(-\nu\bar{z} - \bar{y}). \quad (2.6)$$

La pertinence de ces concepts a été testée à partir de six études de cas publiées (Wolock et McCabe Jr., 1995; Franchini *et al.*, 1996; Saulnier *et al.*, 1997; Brasington et Richards, 1998; Higy et Musy, 2000; Pradhan *et al.*, 2006), avec des résolutions de MNT variant entre 20 m et 1000 m. Les résultats de cette analyse sont résumés en Figure 2.2. Elle montre d'abord que les variations de  $\bar{x}$  avec la résolution sont principalement logarithmiques, et que ces variations sont largement supérieures à celles qui résultent des différences entre les bassins. Ce n'est pas le cas des variations de  $\bar{y}$  avec la résolution, qui sont beaucoup plus faibles, si bien que la valeur de  $\bar{y}$  permet de distinguer les différents bassins en dépit des différences de résolution. Ceci montre que, dans les six bassins étudiés, les effets de la résolution  $C$  sur  $\bar{x}$  sont dominés par l'effet numérique, qui est absent par construction dans  $\bar{y}$ .

Ce résultat, s'il est confirmé dans d'autres bassins, a deux conséquences importantes. La première est que l'effet numérique cache les effets de terrain, et qu'il est recommandable de l'éliminer avant de se livrer à des analyses géomorphologiques approfondies, en étudiant plutôt les variations de l'indice adimensionnel. La seconde relève du calage de TOPMODEL, ou plutôt de son recalage pour compenser l'augmentation de  $\bar{x}$  avec la résolution (Franchini *et al.*, 1996).

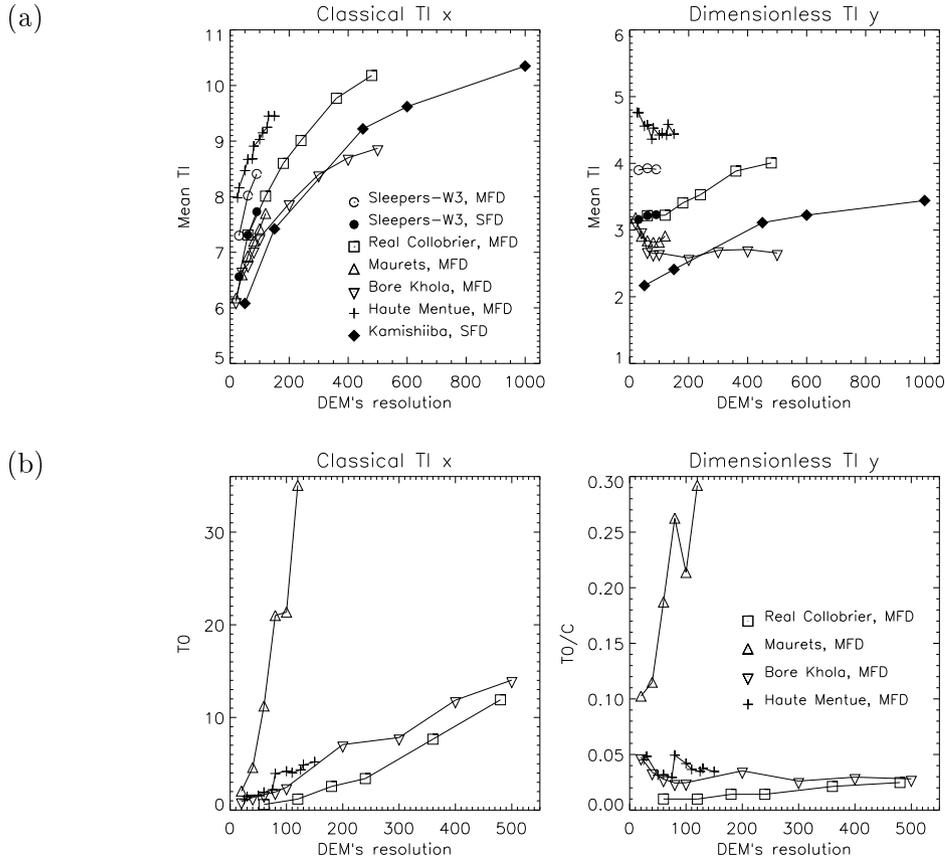


FIG. 2.2. Comparaison de l'influence de la résolution des MNT dans les deux formulations de TOPMODEL, classique à gauche et adimensionnelle à droite : (a) moyennes spatiales des indices topographiques  $\bar{x}$  et  $\bar{y}$ , (b) transmissivité  $T_0$  et  $T_0/C$ . Dans six bassins versants, d'après Ducharme (2009\*). MFD et SFD renvoient aux méthodes d'analyse des MNT, en permettant des directions d'écoulement multiples ou uniques ("multiple-single flow direction").

Ce recalage ayant été effectué dans chacune des six études publiées, les transmissivités  $T_0$  augmentent donc avec la résolution, comme illustré en Figure 2.2b. En revanche, la transmissivité par longueur de contour,  $T_0/C$ , dépend beaucoup moins de  $C$ , ce qui est directement relié au fait que  $\bar{y}$  est plus stable que  $\bar{x}$ . Ceci ne signifie pas  $T_0/C$  soit indépendante de  $C$ , puisqu'elle en dépend par compensation des effets de terrain, mais le formalisme adimensionnel permet de réduire efficacement la nécessité de recalibrer TOPMODEL quand on change de résolution.

### □ Perspectives

Dans le formalisme ci-dessus,  $\ln C$  n'est qu'un facteur d'échelle, tout comme  $\bar{x}$  dans Woods et Sivapalan (1997), qui retiennent  $x_i - \bar{x}$  comme indice adimensionnel.  $\ln C$  présente l'avantage de pouvoir être déterminé *a priori* mais il amène un certain nombre de nouvelles questions, par exemple sur ce qui se passe quand  $C$  diminue puisque  $\ln C \rightarrow -\infty$  quand  $C \rightarrow 0$ .

De manière plus générale, l'indice adimensionnel ne résout pas la question essentielle du "bon" facteur d'échelle ou de la "bonne" résolution. Les réflexions que j'ai poursuivies sur ce sujet m'amènent à penser que le "bon" facteur d'échelle est lié au rapport entre la longueur de contour et la largeur du cours d'eau à l'exutoire du bassin, afin de décrire correctement la surface de ce dernier lors de l'intégration qui amène à l'Eq. 2.4.

## 2.3 CLSM

### 2.3.1 Contexte

Le modèle CLSM (pour Catchment Land Surface Model ; [Koster \*et al.\*, 2000](#); [Ducharne \*et al.\*, 2000\\*](#)) est un modèle du fonctionnement des surfaces continentales, qui simule sur des bases physiques l'ensemble des processus régissant les bilans d'eau et d'énergie au niveau du sol. Originellement développé pour être couplé avec un modèle climatique, il est particulièrement adapté pour faire le lien entre hydrologie et climat, car il couple une approche TSVA de l'évaporation et des bilans d'énergie avec une description de l'hydrologie des bassins versants qui permet de dépasser la description 1D des processus en intégrant la variabilité spatiale de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration et du ruissellement sur des bases physiques, en fonction de la topographie.

Notons que ce modèle est cité sous différents noms dans la littérature : CLSM ([Ducharne \*et al.\*, 2007](#); [Zaitchik \*et al.\*, 2008](#); [Gascoin \*et al.\*, 2009a,b,c](#)), mais aussi NSIPP LSM ([Stieglitz \*et al.\*, 2001](#); [Mahanama et Koster, 2003](#); [Boone \*et al.\*, 2004](#); [Reichle et Koster, 2004](#)) ou simplement Catchment ([Kumar \*et al.\*, 2008](#); [Koster \*et al.\*, 2010](#)). Pour corser le tout, j'ai utilisé plusieurs années l'acronyme CaB dans mes documents en français ([Ducharne, 2004](#); [Ducharne \*et al.\*, 2005](#)).

Cette section tente de faire la synthèse des nombreuses applications de CLSM que j'ai coordonnées depuis mon arrivée à l'UMR Sisyphe (Tableau 2.1). Après une présentation de la version originale du modèle publiée en 2000 (section 2.3.2), je m'attarde sur des évolutions du modèle que je n'ai pas publiées (section 2.3.3), mais qui sont communes à toutes les études suivantes (sections 2.3.4 -2.3.6).

L'ensemble de ce travail repose sur la volonté de confronter les résultats de ce modèle à des observations, dans des sites contrastés, afin d'identifier ses forces et faiblesses, et les paramétrisations associées. Ce type d'analyse, qui reste assez rare quand il s'agit de modèles de surface, me semble particulièrement important pour mieux comprendre un modèle nouveau et original comme CLSM, et pour guider l'interprétation des simulations réalisées dans d'autres conditions, comme c'est notamment le cas dans les études d'impact du changement climatique (section 4).

Questions	Section	Seine 65,716 km <sup>2</sup>	Somme 5,560 km <sup>2</sup>	Loire 109,930 km <sup>2</sup>	Zongo 2 km <sup>2</sup>	ALMIP 10,965,000 km <sup>2</sup>
Evaporation	2.3.3					
Partition en 3 fractions	2.3.3					
Distribution de l'indice topo	2.3.3		Carli, 2005 (M2)		Gascoin et al., 2009b	
Nappes profondes	2.3.4	Ducharne, 2004	Gascoin et al., 2009a	Bourgin, 2009 (M2)		
Sensibilité aux paramètres (Ks, v, D, WP, τ <sub>2</sub> )	2.3.5	Ducharne et al., 2009	Gascoin et al., 2009a	Bourgin, 2009 (M2)	Gascoin et al., 2009b	Gascoin, 2009
	2.3.6	Ducharne, 2004			Labbas, 2009 (M2)	
Albédo	2.3.5				Gascoin et al., 2009b,c	
Changement Climatique	4.4	Ducharne et al., 2007 Crespi, 2008 (M2) Ducharne et al., 2009	Ducharne et al., 2009	Moatar et al., 2010	Labbas, 2009 (M2)	
Projets		GICC-Seine RexHySS	PNRH-Somme RexHySS	ICC-Hydroqual	PNRH-Zongo	ALMIP

TAB. 2.1. Synthèse des différentes applications de CLSM et des questions abordées. Les cases en couleur indiquent que la question a été abordée dans le domaine défini par les colonnes, avec les références si ces travaux ont été publiés. La couleur orange indique les domaines où l'application de CLSM pour étudier les impacts du changement climatique a été moteur des travaux.

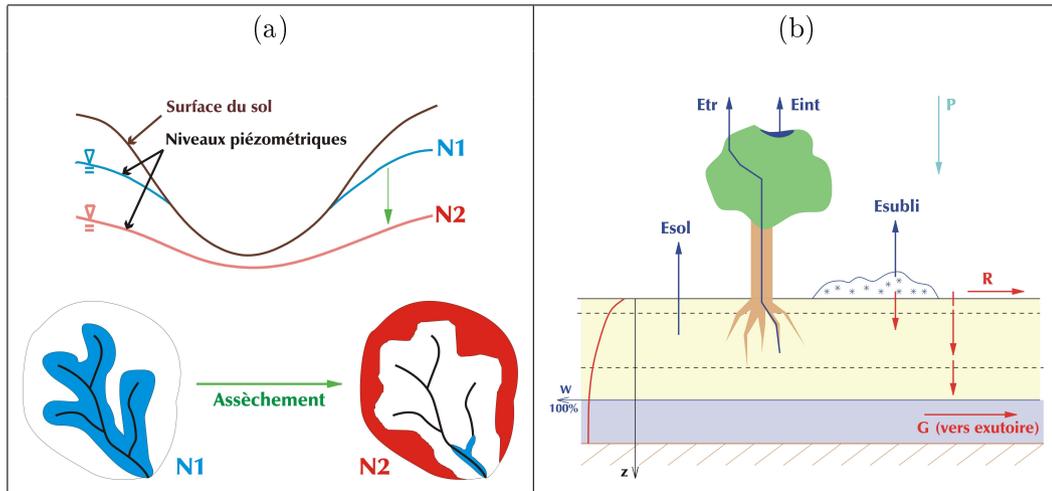


FIG. 2.3. Principe du modèle CLSM : (a) La topographie permet de distribuer l'humidité du sol dans le BVE et de définir trois fractions (saturée en bleu, stressée en rose, intermédiaire en blanc) ; (b) Dans chaque fraction, les flux d'eau et d'énergie sont décrits par des paramétrisations de type TSVA adaptées à l'humidité de la fraction. D'après [Viennot et al. \(2009\)](#).

### 2.3.2 Principes du modèle

Le modèle CLSM est semi-distribué dans le sens où il subdivise l'espace en bassins versants élémentaires (BVE), même si un maillage régulier est possible ([Boone et al., 2004, 2009](#)). Dans chacun de ces BVE, on suppose qu'une nappe superficielle existe et l'on utilise les concepts de TOPMODEL (section 2.2.1) pour déduire la distribution associée de profondeur de la nappe, à partir de celle de l'indice topographique et du stock d'eau moyen (assimilable à la profondeur moyenne de la nappe en Figure 2.1). Cette distribution évolue donc dans le temps avec le stock d'eau moyen, et permet à chaque pas de temps (20 min) de subdiviser le BVE en trois fractions (saturée, identifiable à une fraction inondée ; non saturée ; stressée).

On peut alors décrire les processus de surface selon des contraintes adaptées au régime hydrologique des fractions (Figure 2.3), à partir de paramétrisations TSVA classiques, issues pour la plupart du modèle Mosaic ([Koster et Suarez, 1996](#)). Ainsi, l'infiltration est nulle dans la fraction saturée, ce qui génère du ruissellement, et la transpiration est nulle dans la fraction stressée (définie par une humidité inférieure au point de flétrissement). Le modèle CLSM bénéficie aussi d'une description assez détaillée des processus nivaux, avec trois couches de neige, où fonte, gel, changements de densité et isolation thermique sont représentés ([Stieglitz et al., 2001](#)).

Le modèle CLSM repose sur trois variables prognostiques non conventionnelles pour décrire l'humidité du sol (en mm) :

- le déficit de bassin,  $M_D$ , décrit la lame d'eau qu'il faudrait rajouter au BVE pour l'amener partout à saturation, sous l'hypothèse d'un profil d'équilibre dans la zone non saturée entre la surface et la profondeur de nappe distribuée selon TOPMODEL en fonction de l'indice topographique. Une augmentation de cette variable  $M_D$  correspond donc à une baisse de la nappe, et de l'humidité associée sous hypothèse d'équilibre.
- pour décrire le fait que les profils d'humidité ne sont pas des profils d'équilibre, on introduit deux variables supplémentaires, pour la zone racinaire et la couche de surface (2 à 5 cm), qui décrivent l'écart entre l'humidité de ces couches et celle qui dérive du profil d'équilibre hydrostatique associé au déficit de bassin. Ce sont ces variables d'excès,  $M_{RZ}$  et  $M_{SE}$  respectivement, qui pilotent les interactions avec l'atmosphère. Ainsi,  $M_{RZ}$  est négatif quand l'évapotranspiration excède les précipitations, et positif dans le cas contraire.

Des flux verticaux dans le sol se produisent si le profil d'humidité n'est pas à l'équilibre, *i.e.* si les variables d'excès ne sont pas nulles. Ces flux tendent à ramener la zone non saturée vers l'équilibre et sont donc généralement descendants en hiver (recharge) et ascendants en été (remontée phréatique). Ces transferts verticaux sont simplifiés selon des lois exponentielles, en fonction de deux constantes de temps, ou timescales,  $\tau_1$  entre la zone racinaire et la nappe de TOPMODEL, et  $\tau_2$  entre la couche de surface et la zone racinaire :

$$\Delta M_{RZ} = -M_{RZ} \Delta t / \tau_1 \quad (2.7)$$

$$\Delta M_{SE} = -M_{SE} \Delta t / \tau_2 \quad (2.8)$$

Ces timescales sont déduites d'une analyse préalable du fonctionnement hydrodynamique de chaque BVE, avec les propriétés des sols associées. Le principe est de résoudre l'équation de Richards des transferts verticaux d'eau dans le non saturé sur 1 jour, avec une discrétisation spatiale et temporelle élevée pour assurer une précision correcte, et pour de nombreuses combinaisons des variables d'état. Les timescales sont ensuite décrites comme des fonctions de ces variables d'état (Ducharne *et al.*, 2000\*).

Pour terminer, l'écoulement depuis chaque BVE est composé de deux termes. Le ruissellement résulte de l'absence d'infiltration dans la fraction saturée des BVE et suit donc le concept des aires contributives variables de TOPMODEL. L'écoulement de base correspond au drainage de la nappe de TOPMODEL (Eq. 2.4). Il faut cependant noter que la nappe superficielle décrite par TOPMODEL et CLSM n'est pas équivalente à des systèmes aquifères plus profonds, comme ceux qui prévalent par exemple dans le bassin sédimentaire de Paris, dont les gradients hydrauliques sont beaucoup plus faibles que les gradients topographiques. Cette question sera abordée en section 2.3.4

### 2.3.3 Évolutions de la version standard

J'ai commencé à tester le modèle CLSM dès mon arrivée à Sisyphe, dans le cadre des projets récapitulés en Table 2.1. Les avancées que j'ai été amenée à développer au cours de ces projets pour améliorer les performances et la maniabilité de CLSM, et que je présente ci-dessous, n'ont pas fait l'objet de publications dédiées, mais ont été valorisées dans l'étude des impacts du changement climatique (section 4) et par des applications dans d'autres bassins.

#### □ Partition des bassins versants élémentaires en trois fractions

Cette paramétrisation est au cœur de CLSM, et contrôle l'évolution des trois fractions des BVE (saturée,  $A_{sat}$  ; non saturée,  $A_{tr}$  ; stressée,  $A_{wilt}$ ) et de l'humidité de surface qui leur est associée, à partir des trois variables pronostiques d'humidité de CLSM.

Le déficit de bassin  $M_D$  fait le lien entre le bilan d'eau du BVE et la distribution de la profondeur de nappe. Il est en effet construit en intégrant les déficits locaux, définis par intégration verticale des profils d'équilibre locaux depuis les valeurs locales de profondeur de nappe. En restreignant l'intégration de ces derniers à la seule zone racinaire, on obtient une distribution de l'humidité racinaire sous hypothèse d'équilibre, notée  $\theta_{eq}$ . Cette dernière est donc directement reliée à  $M_D$ . Ce principe est rendu opérationnel en approximant la distribution de  $\theta_{eq}$  par une distribution analytique, dont les trois paramètres dépendent de  $M_D$  par des relations empiriques *ad hoc*. Les paramètres de ces deuxièmes relations dépendent eux-mêmes de la topographie, et sont établis dans chaque BVE en préalable à toute simulation (Ducharne *et al.*, 2000\*).

Pour rendre compte des écarts à l'équilibre, on définit ensuite une distribution de l'humidité racinaire  $\theta$ , déduite de celle de  $\theta_{eq}$  par une translation équivalente à  $M_{RZ}$ . Les fractions sont alors définies par des intégrales partielles de la nouvelle distribution, dans les trois zones séparées par le point de flétrissement d'une part et le point de saturation d'autre part ( $\theta_w$  et  $\theta_s$ ).

Ce principe général est modifié quand le déficit de bassin  $M_D$  dépasse un seuil critique  $M_D^1$ , défini comme la valeur de  $M_D$  quand la profondeur moyenne de la nappe atteint une profondeur maximale, assimilable à la profondeur du substratum  $D$ . Ceci correspond à une différence majeure entre TOPMODEL et CLSM, puisque le premier considère un sous-sol infiniment profond, contrairement au deuxième, afin de pouvoir garantir la conservation de l'eau. Pour résoudre cette contrainte supplémentaire, CLSM considère que la distribution imposée par TOPMODEL ne peut plus être maintenue quand  $M_D > M_D^1$ . On peut alors imaginer une déformation voire une disparition de la nappe.

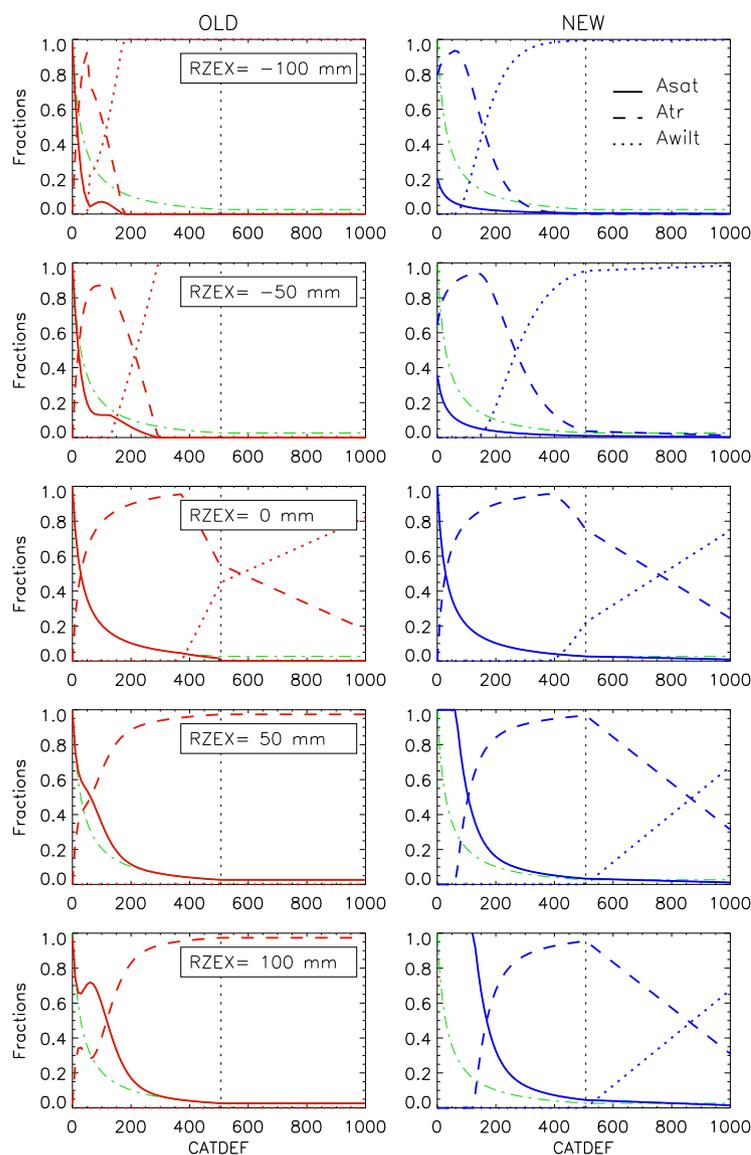


FIG. 2.4. Amélioration de la partition des BVE en trois fractions dans un BVE de la Seine. Évolution des fractions en fonction du déficit de bassin CATDEF pour cinq valeurs de  $M_{RZ}$  (RZEX) : paramétrisation originale de CLSM à gauche en rouge, et paramétrisation améliorée à droite en bleu. Les courbes vertes représentent les fractions saturées en situation d'équilibre (si  $M_{RZ}=0$  mm) avec un degré de saturation au point de flétrissement  $\theta_w = 0.5$  et une profondeur jusqu'au substratum  $D = 3\text{m}$ , qui entraîne  $M_D^1 = 507\text{mm}$  (ligne verticale pointillée).

Un deuxième seuil critique est  $M_D^2$ , qui définit le point où le BVE ne peut plus perdre d'eau, si bien que l'écoulement de base, la transpiration et l'évaporation du sol sont nuls :  $M_D$  ne peut alors plus augmenter, et  $A_{wilt} = 1$ . Par conséquent, quand  $M_D \in [M_D^1, M_D^2]$ , TOPMODEL n'est plus valide et l'on fait évoluer les fractions de leurs valeurs en  $M_D^1$  vers leurs valeurs en  $M_D^2$  ( $A_{wilt}=1$ ,  $A_{tr}=A_{sat}=0$ ), par des paramétrisations relativement arbitraires, décrites en appendice dans [Koster \*et al.\* \(2000\)](#), et basées sur un "ramping" en fonction de  $(M_D^2 - M_D)/(M_D^2 - M_D^1)$ .

Les nombreux tests que j'ai réalisés dans le bassin de la Seine afin d'améliorer les performances de CLSM en termes de débit ont révélé des problèmes dans le calcul de ces fractions. En particulier, on attend des fractions saturée et stressée qu'elles varient de façon monotone avec le déficit de bassin et l'excès de zone racinaire. Ce n'est pas toujours le cas (Figure 2.4), avec des conséquences sur les flux associés, comme le ruissellement et l'évaporation du sol. J'ai donc repris cette paramétrisation pour corriger les défauts ci-dessus, comme illustré en Figure 2.4, mais il n'est pas mon propos ici d'en donner le détail, s'agissant de choix assez arbitraires sur des paramétrisations qui restent conceptuelles dans les deux cas.

Il est en revanche important de noter que les différences sur les flux simulés par CLSM sont très faibles dans les bassins de la Seine et de la Loire où la comparaison des deux versions a été réalisée sous climat actuel. En effet, les problèmes induits par la paramétrisation originale se réalisent pour des conditions hydrologiques extrêmes (grands déficits de bassin  $M_D$  ou  $M_{RZ}$  fortement négatifs, ou au contraire  $M_{RZ}$  fortement positifs, comme illustré en Figure 2.4). Ces conditions peuvent devenir plus fréquentes sous changement climatique (section 4), mais aussi pour des valeurs élevées du point de flétrissement  $\theta_w$ , ce qui peut se produire si l'on cale ce paramètre (section 5.2.1).

#### □ Distribution de l'indice topographique

Dans CLSM, la distribution de l'indice topographique est approximée par une distribution gamma, selon [Sivapalan \*et al.\* \(1987\)](#). Ceci permet une expression analytique des intégrales qui servent à calculer les trois fractions et le déficit de bassin  $M_D$ . Dans le bassin de la Somme, nous nous sommes intéressées avec [Carli \(2005\)](#) à la qualité de cette approximation, sur la base d'indices topographiques calculés à partir d'un MNT à la résolution de 75m. Ce bassin se caractérise par des plateaux calcaires fortement incisés par les cours d'eau, avec de très faibles pentes sur de vastes étendues, au niveau des plateaux amont et des vallées alluviales.

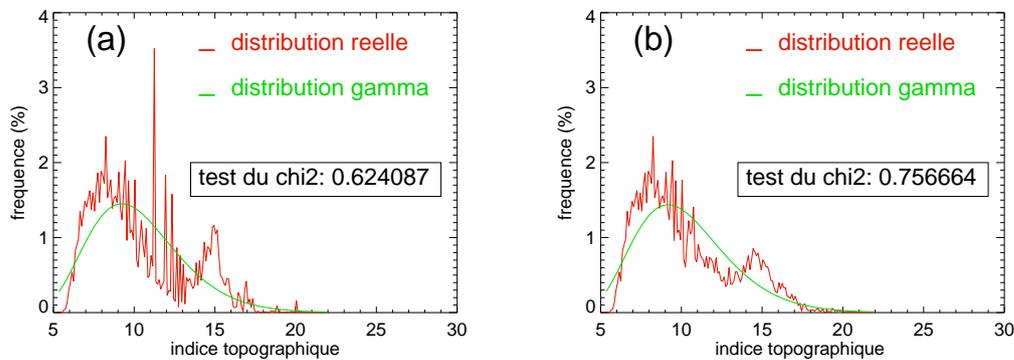


FIG. 2.5. Distributions réelle et approchée de l'indice topographique (MNT 75m) dans une maille SA-FRAN de 64 km<sup>2</sup> située en plaine alluviale, à l'aval d'Abbeville : (a) distribution initiale (b) distribution corrigée par des pentes faibles aléatoires. D'après [Carli \(2005\)](#).

A la résolution du MNT, ces très faibles pentes sont nulles et remplacées au dénominateur de l'indice topographique par une pente minimale faible (ici 0.001), selon Wolock et McCabe Jr. (1995). Ceci entraîne une sur-représentation d'indices topographiques élevés (entre 11 et 16 en Figure 2.5a). Un résultat intéressant fut la nette amélioration de la distribution des indices topographiques (Figure 2.5b) en remplaçant cette pente minimale fixe par une pente minimale choisie aléatoirement dans une gamme de valeurs faibles (ici [0.0001,0.002]). Le test du  $\chi^2$  montre notamment que l'approximation par une fonction gamma est nettement améliorée.

### □ Forçages météorologiques et propriétés de surface

Tous les travaux résumés dans ce document utilisent les analyses SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008) comme base pour prescrire les forçages météorologiques de CLSM en France. Ces données comprennent l'ensemble des données nécessaires (précipitations totales et neigeuses, rayonnement global et atmosphérique, pression atmosphérique, humidité et température de l'air à 2 m, vitesse du vent à 10 m), au pas de temps de 1h, qui est ensuite désagrégé au pas de temps de 20 minutes de CLSM (interpolation uniforme pour les flux, *i.e.* précipitations et rayonnements, et linéaire pour les autres variables). Les données SAFRAN sont distribuées sur une grille régulière de 8 km  $\times$  8 km, et doivent être moyennées au sein des BVE qui composent le domaine simulé par CLSM (27 BVE dans le bassin de la Seine à l'amont de Poses). J'ai automatisé cette étape à partir de la description des mailles SAFRAN et des BVE, grâce à un système d'information géographique (ArcGIS par ESRI).

Toujours en m'appuyant sur ArcGIS, j'ai également automatisé l'extraction des paramètres caractérisant la végétation et les sols dans CLSM, à partir de la base de données mondiale ECOCLIMAP à la résolution de 1 km (Masson *et al.*, 2003). Cette base est représentative de l'occupation des sols pendant la décennie 1990, et s'appuie en Europe sur les données CORINE publiées en 1993. Dans chaque pixel de 1 km, elle renseigne le type de végétation (parmi 215) et les paramètres morphologiques qui lui sont associés, avec une phénologie au pas de temps mensuel (LAI, hauteur de rugosité, snow-free albedo, profondeur de la zone racinaire, etc.). J'ai défini la correspondance entre les 215 types permis et les 8 classes de végétation utilisées dans CLSM, et automatisé le calcul des fractions de ces classes dans les BVE, ainsi que les valeurs moyennes des différents paramètres morphologiques au sein de chaque fraction.

ECOCLIMAP décrit aussi les sols en terme de pourcentages de sable et d'argile, à partir des données globales de la FAO à 10 km, raffinées en France à partir de la carte des sols de France au 1 :1,000,000e (Jamagne *et al.*, 1995). Selon le triangle textural de l'USDA, la moyenne de ces teneurs en sable et argile au sein des basins élémentaires permet de définir une classe texturale. Les paramètres hydrodynamiques des sols prennent alors les valeurs proposées par Cosby *et al.* (1984) pour chaque classe (conductivité hydraulique et potentiel matriciel à saturation  $K_s$  et  $\psi_s$ , point de flétrissement  $\theta_w$ , humidité résiduelle  $\theta_r$ , paramètre  $b$  reliant les paramètres des sols saturés et non saturés selon les équations de Clapp et Hornberger, 1978). Cette démarche reprend celle qui est standardisée au NASA/GSFC depuis les simulations globales réalisées avec CLSM pour le Global Soil Wetness Project (Guo et Dirmeyer, 2006).

Les paramètres de CLSM qui sont mal décrits dans ce cadre sont le facteur  $\nu$  de décroissance exponentielle de  $K_s$  avec la profondeur (Eq. 2.1) et la profondeur totale jusqu'au substratum  $D$ . ECOCLIMAP décrit en effet une profondeur du sol, ce qui n'est pas vraiment équivalent à l'information nécessaire dans CLSM, à savoir la profondeur jusqu'au substratum rocheux peu perméable au dessus duquel peut se développer une zone saturée.

La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  doit aussi être interprétée avec précautions. Premièrement, les valeurs proposées par [Cosby et al. \(1984\)](#) sont basées sur des échantillons de sols compacts alors que TOPMODEL nécessite une valeur en surface, plus forte (cryoturbation, bioturbation, travail du sol, etc.). J'ai choisi d'attribuer ces valeurs à la base de zone racinaire, ce qui connaissant  $\nu$  permet de caractériser l'ensemble du profil de conductivité hydraulique à saturation. Il faut ici noter que dans toutes les applications de sa thèse, [Gascoin \(2009\)](#) suppose que la valeur compactée est obtenue à 2.17 m, comme dans [Ducharne et al. \(2000\\*\)](#). Deuxièmement, la conductivité effective en surface augmente dans TOPMODEL avec la résolution du MNT utilisé pour calculer les indices topographiques (section 2.2.2), ce qui empêche d'utiliser directement les valeurs déduites des propriétés microscopiques des sols.

Finalement, ECOCLIMAP est insuffisant pour déterminer trois paramètres importants de CLSM, à savoir  $K_s$ , son facteur de décroissance  $\nu$ , et la profondeur jusqu'au substratum  $D$ . Ces paramètres doivent donc être estimés sur la base d'informations complémentaires ou calibrés. La pertinence pour CLSM des points de flétrissement  $\theta_w$  obtenus peut aussi être questionnée (section 5.2.1). La facilité pour caractériser tous les autres paramètres de sol et de végétation dans n'importe quelle région du globe est toutefois une avancée importante, qui a été valorisée dans le cadre des applications Somme (section 2.3.4) et ALMIP (section 2.3.5), et qui sera utile pour toute application future, en particulier par des étudiants ou des collaborateurs extérieurs.

### □ Évaporation du sol

L'analyse systématique des simulations que j'ai menées dans le bassin de la Seine avec les forçages déduits de SAFRAN pour le climat actuel, et de la base ECOCLIMAP pour les caractéristiques de la végétation et des sols, a révélé que la version originale de CLSM montrait une sensibilité très faible des flux de surface au type de végétation, ce qui s'expliquait par des relations *a priori* peu réalistes entre évaporation du sol  $E_s$  et transpiration  $E_t$ , la première étant nettement supérieure à la seconde en moyenne annuelle.

La relation entre évaporation du sol et humidité de surface provient du modèle de surface Mosaic ([Koster et Suarez, 1996](#)) et fait classiquement intervenir une résistance du sol à l'évaporation. Celle-ci se décompose en deux termes, l'un qui dépend de l'humidité de surface et l'autre qui n'en dépend pas. J'ai choisi d'augmenter ce deuxième terme pour ramener le rapport  $E_t/E_s$  à des valeurs plus "classiques" (*i.e.*  $> 1$ ), bien que ce rapport soit peu documenté dans la littérature, comme constaté par [Lawrence et al. \(2007\)](#), confrontés au même problème avec leur modèle CM3 développé au NCAR (National Center for Atmospheric Research, USA).

Cette démarche n'est pas totalement satisfaisante, mais répond à un besoin opérationnel de bien caler le bilan hydrique. Ce genre de manipulation renvoie à la difficulté de simuler les bilans d'eau avec des modèles de surface, largement illustrée par les grands exercices d'inter-comparaison de modèles (*e.g.* [Shao et al., 1994](#); [Chen et al., 1997](#); [Dirmeyer et al., 2006](#)). Ils montrent en effet une dispersion bien plus importante sur les moyennes simulées que sur les variations temporelles, lesquelles sont largement contraintes par celles des forçages météorologiques ([Koster et al., 1999](#)). Dans ce cadre, la dispersion des modèles traduit leurs différences de paramétrisation, mais aussi le fait que les paramètres de ces paramétrisations sont pour l'essentiel prescrits *a priori*, c'est à dire non ajustés pour reproduire les moyennes locales, du fait de la vocation des modèles de surface à être utilisés sur l'ensemble du globe. Il faut néanmoins se garder d'en déduire que ces paramètres ont une valeur intangible et ontologique. La réalité de la modélisation est plus prosaïque et il apparaît souvent que ces paramètres ont certes été définis *a priori*, mais en calant le modèle sur certaines observations, et en supposant par défaut ensuite qu'ils ont une valeur générique... jusqu'à ce que l'on considère le contraire.

### 2.3.4 Prise en compte des nappes profondes

Le bassin de la Somme s'inscrit dans l'aquifère de la Craie, qui se caractérise par la superposition d'une épaisse zone saturée (une centaine de mètres) et d'une zone non saturée elle aussi épaisse (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres). Les stockages d'eau dans ces deux zones conduisent à une réaction assez lente du bassin aux précipitations, et l'objectif du projet soutenu en 2004-2006 par le programme ECCO-PNRH (coordinatrice : F. Habets, Sisyphé) était de mieux comprendre les processus qui se sont déroulés lors de la crue de 2001. Il s'agit d'un phénomène exceptionnel, puisque les débits de la Somme ont dépassé le débit moyen annuel ( $34.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sur une période d'environ trois ans, d'Octobre 2000 à Juillet 2003, ainsi que le débit de crue de retour décennal ( $71 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sur une période de 6 mois (de Février à Juillet 2001).

Pour cela, nous avons confronté plusieurs approches de modélisation avec l'ensemble des observations disponibles en terme de débits, de piézométrie, et avec une cartographie des zones inondées déduite de l'utilisation combinée de la télédétection optique/radar. Quatre modèles différents ont été utilisés : deux modèles hydrogéologiques, MODCOU (Ledoux *et al.*, 2007) et (Thiéry, 1990); le modèle de surface CLSM; et le modèle SIM (Habets *et al.*, 2008), qui couple le modèle de surface ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996) avec le modèle hydrogéologique MODCOU. Toutes les simulations ont été réalisées sur la période allant du 1er août 1985 au 31 août 2003, à partir des forçages météorologiques SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008) et des propriétés de la surface décrites dans la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003).

#### □ Représentation d'un aquifère profond dans CLSM

Nous avons ici privilégié une application globale de CLSM, avec une seule unité de calcul de  $5560 \text{ km}^2$  correspondant à l'amont d'Abbeville. Gascoïn *et al.* (2009a\*) montrent que les débits simulés à Abbeville sont bien dominés par les écoulements souterrains, mais surtout très éloignés des observations, avec des contrastes saisonniers beaucoup trop marqués (Figure 2.6). La profondeur totale du sous-sol et les paramètres qui décrivent le profil de conductivité hydraulique sont les clés de la dynamique des écoulements dans CLSM, mais toutes nos tentatives de calage, y compris en distinguant une conductivité horizontale et verticale, ont été vaines, et le modèle CLSM s'est révélé incapable de stocker suffisamment d'eau (Carli, 2005). Ce résultat n'est pas surprenant puisque CLSM reprend les concepts de TOPMODEL, adapté pour les bassins versants peu profonds et transmissifs, mais pas pour des bassins versants où les écoulements souterrains sont modulés par des aquifères capacitifs, comme c'est le cas pour l'aquifère de la Craie dans le bassin de la Somme (*e.g.* Beven, 1997).

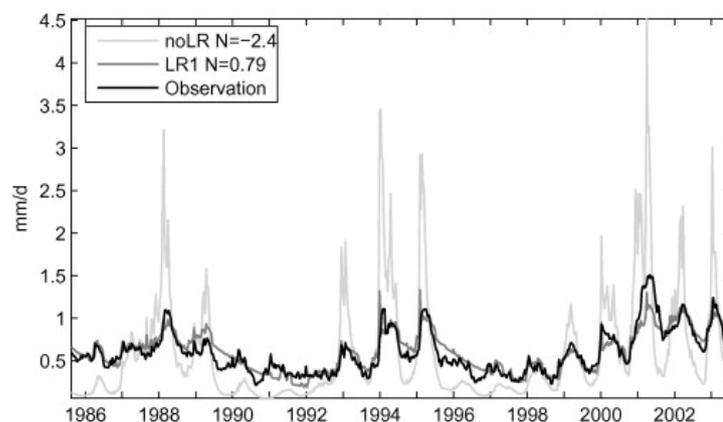


FIG. 2.6. Amélioration des débits simulés par CLSM à Abbeville grâce à l'introduction d'un réservoir linéaire visant à représenter le stockage d'eau dans le système profond. noLR est la version originale, et LR1 est la version avec réservoir linéaire. D'après Gascoïn *et al.* (2009a\*).

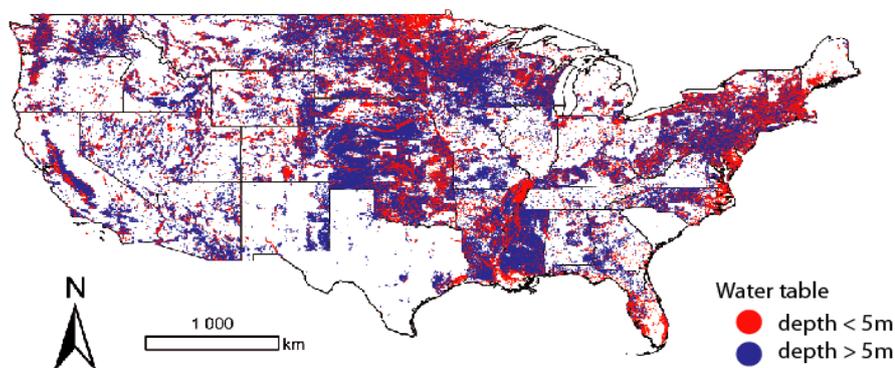


FIG. 2.7. Profondeurs des nappes mesurées aux Etats-Unis (48 états contigus, données de [Fan et al. \(2007\)](#)). D'après [Gascoïn \(2009\)](#).

Comme suggéré pour de tels cas par les auteurs de TOPMODEL ([Beven et Kirkby, 1979](#)), une très nette amélioration des débits simulés a été obtenue en introduisant un réservoir permettant de représenter de façon simplifiée le stockage d'eau dans le système profond (combinant les zones saturée et non saturée). Suivant [Chapman \(1999\)](#), nous avons opté pour un réservoir linéaire, alimenté par une recharge issue de la nappe superficielle de TOPMODEL, et dont le débit sortant s'ajoute au débit de base. Ce réservoir, contrairement à la nappe de TOPMODEL, n'est pas couplé hydrauliquement à la zone non saturée, et ne peut donc pas alimenter de flux d'eau ascendant. Après calage des trois paramètres qui règlent sa recharge et sa vidange, ce réservoir supplémentaire a permis une très nette amélioration des débits simulés (Figure 2.6).

L'intégration de ce réservoir définit la version CLSM-LR, dont le champ d'application est potentiellement important à l'échelle globale. En effet, sur la base de données piézométriques aux USA (Figure 2.7), la profondeur moyenne de la nappe est supérieure à 5 m dans 66% des cas, ce qui correspond à des situations où la nappe est probablement découplée de la surface.

#### □ *Leçons de la comparaison des quatre modèles*

[Habets et al. \(2010b\)](#) montrent que les cumuls annuels d'évapotranspiration simulée par les différents modèles sont très proches, malgré des différences dans les résolutions spatiales et temporelles, et l'utilisation de fonctions de production à réservoir ou de modèles TSVA résolvant à la fois les bilans d'eau et d'énergie. En revanche, les cycles annuels sont assez différents, les modèles TSVA ayant tendance à simuler une évapotranspiration plus faible en hiver et plus forte en été par rapport aux modèles hydrogéologiques.

Ces différences se retrouvent sur l'infiltration profonde, en deçà de la zone racinaire, qui représente entre 87% et 99% des précipitations efficaces. Le passage dans la zone non saturée lisse les flux hydriques, et décale le maximum d'environ 1 mois pour MODCOU et SIM, et d'environ trois mois pour MARTHE. Cependant, après le transfert dans la nappe, les flux d'exfiltration (via les échanges nappe-rivière ou nappe-surface) sont très similaires, à la fois en intensité et en phasage. Ainsi, malgré des différences dans les bilans en surface, et des différences dans les transferts dans les zones non saturées et saturées, les débits que l'on retrouve finalement dans les rivières sont très similaires.

Ceci implique donc une compensation des différences des modèles sur la dynamique des différents flux (transferts dans la zone racinaire, dans la zone non saturée puis dans la zone saturée), si bien que la seule comparaison des débits simulés et observés ne peut pas suffire à valider la phénoménologie des modèles. La comparaison des niveaux piézométriques simulés et observés permet une contrainte accrue de la modélisation.

Habets *et al.* (2010b) montrent aussi la grande cohérence des surfaces inondées pendant la crue de 2001, qu'elles soient estimées par télédétection, à partir des déclarations de catastrophes naturelles, ou simulées. Pour CLSM, ces surfaces inondées sont reconstituées à partir de la fraction saturée simulée par le modèle, spatialisée dans le bassin en fonction de la distribution géographique de l'indice topographique. L'analyse suggère que les zones de débordements de nappe, principalement cantonnées au lit majeur des rivières, sont restées similaires à celles des autres années en 2001, mais que les volumes échangés ont été beaucoup plus importants.

Finalement, la variabilité interannuelle du débit de la Somme est simulée de manière satisfaisante par tous les modèles testés, des modèles hydrogéologiques classiques à un modèle aussi simpliste du point de vue hydrogéologique que le modèle CLSM dans sa nouvelle version CLSM-LR. Bien que la Craie soit caractérisée par une double porosité (porosité matricielle et porosité de fracture) qui n'est pas explicitement prise en compte par les modèles hydrogéologiques, ceux-ci sont capables de simuler les principales caractéristiques des débits et de la piézométrie de la Somme, y compris en période de hautes eaux et d'inondation.

Les simulations présentent cependant certains défauts en ce qui concerne la dynamique des événements (retard à la montée en crue, défauts sur la dynamique des récessions après la forte crue), qui sont logiquement plus importants avec le modèle CLSM. Ils sont certainement reliés à une mauvaise représentation des processus se déroulant dans la zone non saturée, qui rappelle le, atteint plusieurs dizaines de mètres dans le bassin de la Somme.

#### □ *Stratégie alternative*

L'influence tampon des aquifères sur le régime hydrologique existe aussi dans le bassin de la Seine, qui s'inscrit comme celui de la Somme dans le bassin sédimentaire de Paris. Elle est cependant moins prononcée sur le régime à l'exutoire (Poses), ce qui s'explique vraisemblablement par des hétérogénéités plus importantes, du fait d'une superficie dix fois supérieure. On note ainsi une contribution importante aux débits depuis le sous-bassin de l'Yonne, dont l'amont cristallin (Morvan) est plus pentu et plus arrosé que la moyenne du bassin, et une complexité hydrogéologique accrue (Viennot *et al.*, 2009), avec neuf formations aquifères principales (la Craie étant la plus importante en termes de surface affleurante).

Comme dans le bassin de la Somme, la version originale du modèle CLSM n'est pas capable de rendre compte de cette influence tampon des aquifères sur les régimes hydrologiques, quelle que soit la valeur des paramètres calibrés. La version CLSM-LR donne de bons résultats (section 2.3.6) mais dans le cadre du projet GICC-Seine (Ducharne *et al.*, 2007), j'ai obtenu des performances satisfaisantes sans modifier la structure du modèle, en adaptant les transferts verticaux entre la zone racinaire et la nappe de TOPMODEL.

Ces flux sont décrits selon l'équation 2.7, qui permet une continuité hydraulique entre la nappe et la zone racinaire. La résolution de l'équation de Richards entraîne des valeurs de la timescale  $\tau_1$  plus importantes quand l'excès racinaire  $M_{RZ} < 0$ , et donc des flux ascendants plus lents que les flux descendants. Cependant, la forte demande évaporative estivale impose des remontées d'eau significatives vers la zone racinaire, et cette eau n'est alors plus disponible dans la nappe pour assurer un débit de base suffisant. La sous-estimation des débits d'étiages est beaucoup plus marquée dans les BVE amont, où les nappes réelles sont les plus profondes (plusieurs dizaines de mètres ; Gomez, 2002), ce qui suggère que c'est cette profondeur qui déconnecte la nappe de la zone racinaire. La limitation des remontées capillaires dans ces BVE, en multipliant la timescale  $\tau_1$  par 100 quand  $M_{RZ} < 0$ , a ainsi permis d'obtenir des efficacités de Nash-Sutcliffe satisfaisantes (Ducharne, 2004).

### 2.3.5 Hydrodynamique du sol et flux de surface

#### □ *Moraine du glacier Zongo : humidité superficielle, albédo et flux de surface*

Dans le cadre d'une collaboration avec l'IRD (ex UR Great-Ice) et le CEN (Météo-France, Grenoble), initiée par un projet ECCO-PNRH en 2004-2006 (coordinateur, P. Etchevers, CEN), le modèle CLSM a été appliqué au niveau de la station météorologique de l'ORE GLACIOCLIM, installée à 5050 m sur la moraine du glacier Zongo (Bolivie). Le but initial était d'évaluer ce modèle dans des conditions montagneuses extrêmes (absence de végétation, climat tropical, altitude), en ce qui concerne plus particulièrement le bilan d'énergie et la dynamique du manteau neigeux. La validation hydrologique du modèle est en effet plus difficile car la station limnimétrique à l'aval de l'ORE est principalement alimentée par la fonte du glacier Zongo, dont l'estimation reste incertaine (Wagnon *et al.*, 1999; Sicart, 2002; Sicart *et al.*, 2011).

La station de l'ORE GLACIOCLIM est située sur une surface aplanie et légèrement inclinée d'environ 20 m × 20 m au sommet de la moraine latérale du glacier. Pour pouvoir valider les résultats du modèle par rapport aux données enregistrées par la station, nous avons considéré que ce site était une unité de calcul, afin de nous rapprocher le plus possible d'une approche 1-D, impossible à traiter exactement avec le modèle CLSM.

Les principaux résultats sont les suivants (Gascoin *et al.*, 2009b,c) :

- Nous avons d'abord analysé l'influence de la topographie dans CLSM, en comparant les résultats obtenus pour trois distributions différentes de l'indice topographique (correspondant à la moraine du Zongo ; au bassin montagneux de la Sleepers River, Vermont, USA ; et au bassin tabulaire de la Somme). Comme noté depuis Franchini *et al.* (1996), la moyenne de l'indice topographique domine l'influence, de par son lien étroit avec la conductivité hydraulique (les variations de ces deux paramètres se compensent lors du calage, voir section 2.2.2).
- CLSM capture correctement la grande labilité du manteau neigeux, qui s'explique par un rayonnement incident important, favorisant la fonte, par effet direct d'une part mais aussi en alimentant un flux de chaleur presque toujours ascendant depuis le sol (Lejeune *et al.*, 2007). Cette labilité du manteau neigeux correspond à des variations rapides de l'albédo de la surface, conforme aux observations.
- En absence de neige, l'albédo simulé est constant (0.2) alors que l'albédo observé montre des variations importantes, de 0.16 à 0.31, avec une corrélation forte aux variations d'humidité de surface. Ces variations sont décrites de manière satisfaisante par une relation exponentielle entre albédo et humidité de surface ( $R^2 = 0.67$  and  $RMSE = 0.030$ ), les paramètres les plus importants étant les valeurs minimales et maximales de l'albédo.
- Les variations d'albédo entraînent une baisse moyenne de l'albédo par rapport à une simulation où l'albédo est constant (fixé à 0.3, sa valeur la plus fréquente). Dans ce site où l'albédo de la surface n'est pas dominé par celui de la végétation, quasi absente, les conséquences sur les flux de surface sont substantielles. L'énergie supplémentaire absorbée est dissipée en chaleur latente et chaleur sensible, avec une augmentation de l'évaporation moyenne de 12%. L'impact sur les flux turbulents est plus fort pendant la saison des pluies, et entraîne une baisse de l'écoulement de plus de 5%.
- La dynamique de l'humidité de la couche de surface (ici 5 cm) est très sensible à la valeur de la timescale  $\tau_2$  qui contrôle les flux verticaux entre couche de surface et zone racinaire. L'humidité de surface est mieux simulée en augmentant cette timescale de deux ordres de grandeur, ce qui réduit les flux verticaux et permet de simuler des variations d'humidité plus contrastées (Figure 2.8).

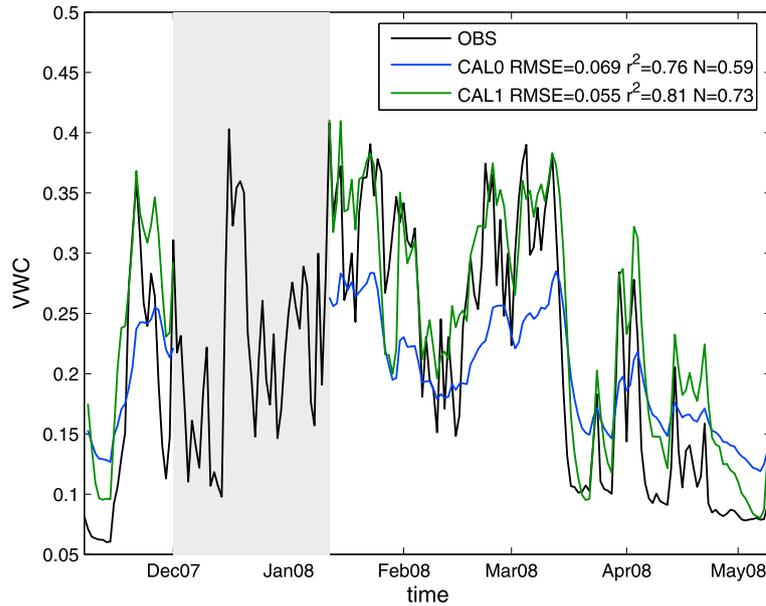


FIG. 2.8. Comparaison des humidités de surface observées et simulées par CLSM sur le site de la station GLACIOCLIM (volumetric water content en  $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ). La simulation CAL0 correspond aux valeurs par défaut de  $\tau_2$  en fonction de la pédologie du site (sol sableux), et la simulation CAL1 correspond au calage de ce paramètre. La bande grisée correspond à des lacunes dans les données de forçages, qui ont dû être reconstituées. N donne l'efficacité de Nash et Sutcliffe (1970) entre les données observées et simulées. D'après Gascoïn *et al.* (2009b).

### □ Afrique de l'Ouest : des processus variables à grande échelle

Le projet ALMIP (AMMA Land Surface Intercomparison Project, coordonné par Aaron Boone, CNRM, et Patricia de Rosnay, ECMWF), est un projet de comparaison de 14 modèles de surface, dont CLSM (Boone *et al.*, 2009). Le domaine modélisé s'étend de l'Afrique équatoriale à la zone sahélienne ( $-20$  à  $30$  °E ;  $-5$  à  $20$  °N), avec un maillage de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Les forçages météorologiques proviennent des analyses de l'ECMWF sur 2002-2005, les paramètres de sol et de végétation, communs à tous les modèles inter-comparés, de la base ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003), et la topographie du MNT mondial HYDRO-1K à la résolution de 1 km. Aucun calage n'a été réalisé, et le facteur de décroissance de  $K_s$  a été fixé à  $\nu = 3.26$ , comme dans la première application du modèle à toute l'Amérique du Nord (Ducharne *et al.*, 2000\*). Les simulations CLSM ont été réalisées par Simon Gascoïn pendant sa thèse (Gascoïn, 2009).

Les résultats de l'intercomparaison (Boone *et al.*, 2009) montrent que les termes du bilan d'eau simulés par CLSM sont cohérents avec ceux des autres modèles, et fortement marqués par la dynamique spatio-temporelle de la mousson. La principale spécificité de CLSM est une évapotranspiration plus forte en zone équatoriale que selon les autres modèles (Gascoïn, 2009). Cette caractéristique peut s'expliquer par les indices topographiques élevés dans cette zone, correspondant à des zones mal drainées, avec des écoulements souterrains réduits et une nappe assez haute qui peut soutenir facilement la demande évaporative. Cette caractéristique semble réaliste, et il serait intéressant de pouvoir mieux valider le bilan d'eau dans cette zone, par comparaison avec les débits du Zaïre par exemple. Il serait également intéressant d'exploiter ce contexte pour approfondir la sensibilité des flux simulés par CLSM aux indices topographiques.

Nous nous sommes cependant concentrés sur l'influence de la timescale  $\tau_2$ , car elle contrôle étroitement la dynamique de la couche de surface dans CLSM. Cette couche joue justement un rôle dominant sur la partition des précipitations entre ruissellement et infiltration en zone

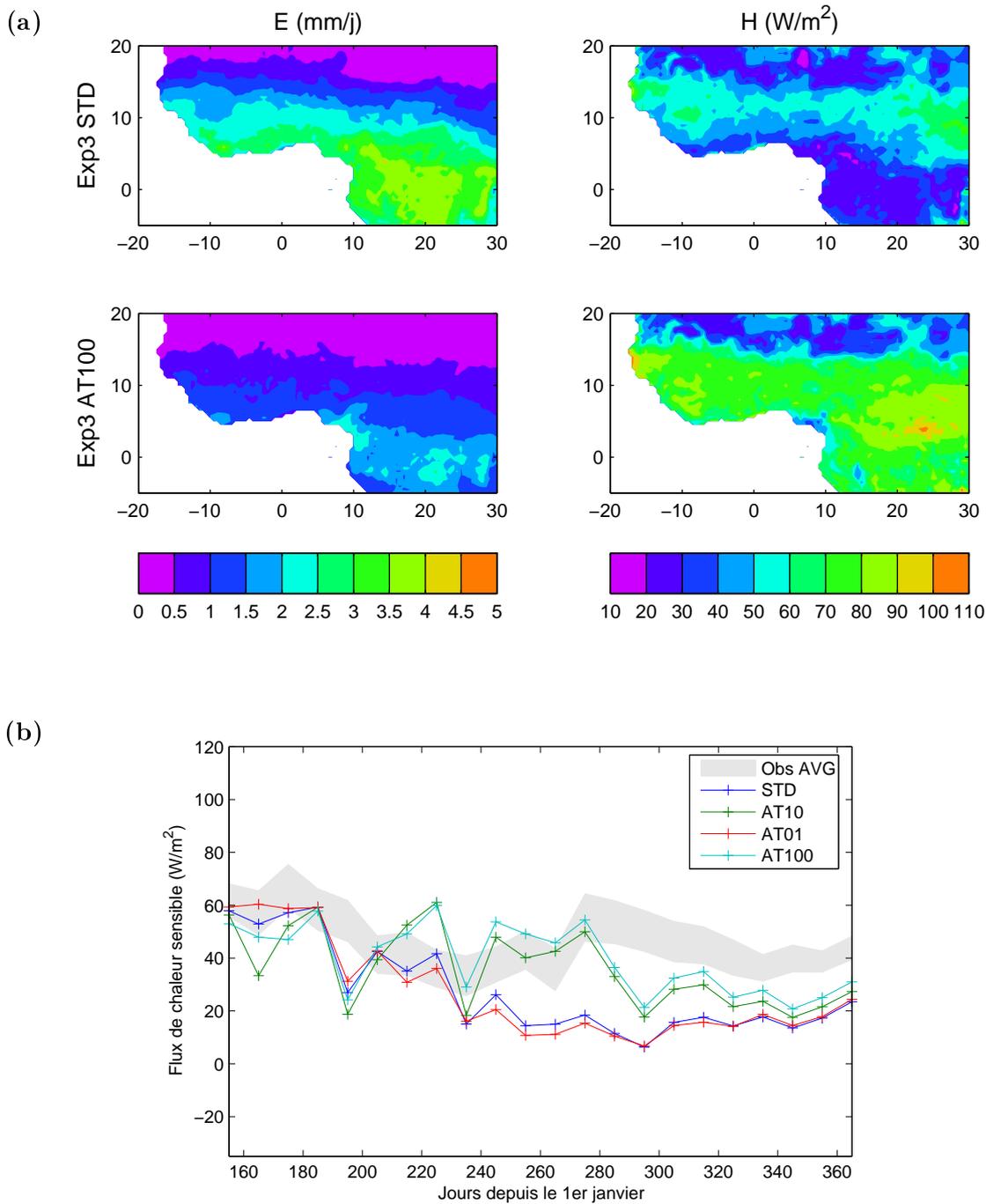


FIG. 2.9. Effet de  $\tau_2$  sur les flux turbulents simulés en Afrique de l'Ouest, d'après Gascoïn (2009). (a) Évapotranspiration et flux de chaleur sensible dans l'ensemble du domaine ALMIP, en moyenne sur 2003-2007. Dans la simulation Exp3-STD les valeurs de  $\tau_2$  sont les valeurs standards, alors qu'elles sont multipliées par 100 dans la simulation Exp3-AT100. Les moyennes sont calculées sur la période couvrant les années 2003 à 2007. (b) Flux de chaleur sensible journalier moyen simulé sur la période 2005-2007 dans la maille de coordonnées (1.5 °W ; 15.5 °N). Nous nous sommes limités aux 220 jours où les données de Timouk *et al.* (2009), représentées par la plage grise, sont disponibles sur les trois ans. La courbe bleue correspond à la simulation standard et les courbes verte, rouge, turquoise à des simulations où  $\tau_2$  a été multiplié par 10, 0.1 et 100 respectivement.

sahélienne (Peugeot *et al.*, 1997), et par conséquent sur le flux de chaleur latente (Saux-Picart, 2008). Sur le domaine ALMIP, Gascoïn (2009) montre une forte sensibilité des flux turbulents en multipliant la timescale  $\tau_2$  par 10 ou 100, avec une baisse importante de l'évapotranspiration et une augmentation associée du flux de chaleur sensible (Figure 2.9a). Ces changements sont interprétés comme une amélioration par comparaison avec le flux de chaleur sensible mesuré dans le domaine méso-échelle du Mali (Figure 2.9b).

### 2.3.6 La question du calage

#### □ Contexte

De manière très générale, le calage d'un modèle consiste à en choisir judicieusement les paramètres pour obtenir des simulations réalistes, par comparaison avec des observables pris comme référence. Cependant, ce réalisme est souvent relatif, surtout pour les modèles complexes comme les modèles TSVA (Franks *et al.*, 1997). Il est donc important de le caractériser, car c'est le principal indicateur de la pertinence des choix de modélisation. Le calage est donc intrinsèquement associé à une démarche d'évaluation des performances du modèle, ou validation (Refsgaard et Knudsen, 1996). On suppose en effet que si le modèle donne des résultats réalistes, c'est qu'on a correctement compris le fonctionnement du système, si bien qu'on peut utiliser ce modèle avec confiance pour explorer la réponse de ce système à des conditions différentes de celles du passé, utilisées pour le calage. En revanche, si le calage ne suffit pas à obtenir des résultats réalistes, ceci remet en question les choix de modélisation.

Cette démarche *a priori* très rationnelle ne doit pas faire oublier les nombreuses limites de l'exercice, abondamment discutées dans la littérature (e.g Klemes, 1987; Beven et Binley, 1992; Boyle *et al.*, 2000; Perrin *et al.*, 2001; Seibert et McDonnell, 2002). En particulier les observables sont généralement insuffisants pour bien contraindre l'évaluation et/ou le calage, si bien que le réalisme des résultats ne garantit pas celui du modèle. A titre d'exemple, le calage peut compenser une structure de modèle inadaptée à la physique du système, ou aboutir à sélectionner des valeurs de paramètres non réalistes mais dont les erreurs associées se compensent.

Ceci pose la question du juste nombre de paramètres (et/ou d'équations), puisqu'un nombre trop grand (surparamétrisation) empêche de bien les prescrire, alors qu'un nombre trop petit peut réduire le réalisme, en limitant l'applicabilité du modèle à d'autres conditions que celles du calage, ou transférabilité. C'est dans ce cadre que les modèles à bases physique peuvent présenter un avantage théorique sur les modèles conceptuels en intégrant dans leurs équations des comportements qui dépassent ce qui peut être décrit par simple optimisation à partir des données existantes.

Cette question de la transférabilité est essentielle quand on veut utiliser un modèle pour évaluer les impacts du changement climatique, comme ce fut le cas avec CLSM dans les bassins de la Seine, de la Somme et de la Loire (projets RExHySS et ICC-Hydroqual, *cf.* Tableau 2.1). C'est dans ce contexte particulier que j'ai abordé la question du calage de ce modèle dans ces trois bassins (Tableau 2.2). Étant donné la tendance très générale en France à un accroissement estival de la demande évaporative et des stress hydriques (section 4.4.1), un point important fut d'assurer une réponse correcte à ces conditions. D'un point de vue hydrologique, ceci se traduit notamment par un soutien suffisant des étiages, ce qui a amené à privilégier la version CLSM-LR (section 2.3.4).

### □ Démarche générale

Une version de CLSM se définit par un jeu de paramètres dans chacun des BVE. Certains de ces paramètres peuvent être définis *a priori*, à partir de la base ECOCLIMAP par exemple, d'autres moins facilement (section 2.3.3). Parmi ces paramètres à caler, on peut choisir de les prescrire arbitrairement, pour réduire le nombre de degrés de liberté, ou bien les déterminer par calage. On parlera alors de paramètres libres. Ces paramètres sont estimés en recherchant les "meilleures" combinaisons de paramètres libres parmi une large gamme possible.

Le critère de réalisme retenu est la qualité des débits simulés par rapport aux débits observés à l'aval des BVE, renseignés par la Banque HYDRO en France. Les principaux critères quantitatifs associés sont le biais et l'efficacité de Nash et Sutcliffe (1970). Le coefficient de corrélation est aussi examiné, mais c'est le jugement expert, assisté par l'examen visuel des hydrogrammes, et en toute subjectivité, qui fait foi, notamment quand il est impossible d'identifier un unique jeu de paramètres optimal à partir des critères ci-dessus.

Cette difficulté, ou équifinalité, est fréquente en hydrologie (*e.g.* Beven et Freer, 2001), et nous nous sommes donc limités à chercher un ou quelques jeux de paramètres acceptables. Ceci justifie notamment la suprématie du jugement expert et un échantillonnage plus lâche de l'espace des paramètres par rapport à un calage automatique suivant une logique d'optimisation, qui se heurtera de toute façon à l'équifinalité ci-dessus. Celle-ci impose finalement dans tous les cas une démarche ensembliste, qui est réalisée ici de manière artisanale, par choix de quelques jeux de paramètres contrastés au sein des simulations offrant les meilleures performances. L'objectif est notamment de pouvoir vérifier si ces versions différentes, mais offrant des performances comparables, entraînent des réponses différentes au changement climatique (section 4.4).

Pour chaque BVE jaugé, on cherche donc un jeu de paramètres qui permet une bonne adéquation au débit observé. La procédure est récursive, en commençant par caler les BVE à l'amont du bassin de la Loire (têtes de bassin), puis en calant les BVE immédiatement à l'aval et ainsi de suite. Quand un BVE n'est pas jaugé, on lui attribue les mêmes paramètres que le BVE jaugé immédiatement à l'aval, à moins d'avoir une bonne raison de faire autrement.

	Somme (Gascoïn et al., 2009a)	Seine (unpublished)	Loire (Bourgin, 2009)
<b>Caractérisation a priori</b>			
Exutoire (Surface contributive)	Abbeville (5,560 km <sup>2</sup> )	Poses ( 65,716 km <sup>2</sup> )	Montjean (109,930 km <sup>2</sup> )
Nombre de BVE	1	27	68
Résolution de la topographie	75 m	100 m	50 m
Propriétés des sols et de la végétation	ECOCLIMAP (Masson et al., 2003)		
<b>Calibration</b>			
Données météorologiques	SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008)		
Nombre de stations hydrométriques	1	22	58
Nb de paramètres calés	5	5	4
Proportion de BVE où LR est actif	1/1	14/27	22/68
Période de calibration	1985-2003 (18 ans)	1986-1996 (10 ans)	1976-1992 (16 ans)
Biais relatif à l'exutoire (%)	-4.3%	10%	11%
Nash à l'exutoire (dt=10j)	0.79	0.80	0.77
Proportion de stations où Nash ≥ 0.7	1/1	18/22	29/58
<b>Validation indépendante</b>			
Période de validation		1996-2002 (6 ans)	1992-2007 (16 ans)
Biais relatif à l'exutoire (%)		-7%	22%
Nash à l'exutoire (dt=10j)		0.88	0.64
Proportion de stations où Nash ≥ 0.7		21/22	18/58

TAB. 2.2. Comparaison des applications de CLSM dans les bassins de la Somme, Seine, Loire.

Une autre difficulté du calage de CLSM vient du fait que ce modèle ne simule pas des débits mais des écoulements dans chaque BVE (en mm/j). La transformation des écoulements des sous-bassins en débit le long du réseau hydrographique n'étant pas prise en compte, la comparaison entre les écoulements simulés et les débits observés est réalisée en moyenne sur des fenêtres de temps représentatives du temps de concentration du bassin versant. Une valeur de 10 jours est utilisée dans le bassin de la Seine (d'après Gomez, 2002), et elle a été conservée dans les bassins de la Somme et de Loire. Dans les bassins de la Seine et de la Somme, un modèle de routage basé sur le schéma de Muskingum (McCarthy, 1939) a ensuite été calé à partir des écoulements simulés par la version calée de CLSM. Ceci permet d'étendre la validation du modèle au pas de temps journalier (sans que ceci change notablement les performances par rapport à la comparaison des écoulements au pas de temps décadaire, cf. Bellier, 2008), et aux quantiles des débits extrêmes, comme illustré ci-dessous (Figure 2.10).

Pour finir, une validation du calage obtenu est réalisée sur une période indépendante ("split-sample"), comme recommandé depuis plusieurs décennies (Klemeš, 1986). Ce point a cependant été négligé dans le bassin de la Somme, dont les débits montrent une variabilité interannuelle à l'échelle de plusieurs années (Figure 2.6), afin de bénéficier des 18 ans pour bien caler le temps de réponse du réservoir LR. Dans tous les cas, les conditions initiales ont été approchées par un "spin-up" sur les premières années de forçage, et la première année simulée a été exclue des analyses pour s'affranchir du fait que le "spin-up" ne donne pas des conditions initiales parfaites.

#### □ Résultats et limites en France du Nord

Les différences entre les trois bassins sont récapitulées en Tableau 2.2. Elles concernent leurs propriétés (végétation, sols, topographie) et les paramètres calés dans chaque BVE, à savoir deux contrôlant le fonctionnement de la nappe superficielle de TOPMODEL ( $K_s$  et  $\nu$ ), deux contrôlant celui du réservoir profond, à quoi s'ajoute la profondeur totale du sous-sol  $D$  dans les bassins de la Seine et de la Somme. Augmenter ce paramètre permet d'augmenter la réserve utile, ce qui permet une augmentation de l'évapotranspiration, mais son réglage est très délicat car il joue deux rôles antagonistes sur les écoulements : son augmentation permet un meilleur soutien des étiages en permettant de stocker plus d'eau, mais permet aussi de déstocker plus d'eau si les stress hydriques sont insuffisants, car on tarde plus avant de déclencher le "ramping" puisque le seuil critique  $M_D^1$  est plus grand (page 22).

Les performances sont assez comparables dans les trois bassins (Tableau 2.2), mais souffrent d'un biais supérieur dans le bassin de la Loire, qui double en période de validation (1992-2007), ce qui s'accompagne évidemment d'une baisse du critère de Nash (Bourgin, 2009). Les différences de performances entre les périodes de calibration et validation (les dernières se révélant même meilleures que les premières dans le bassin de la Seine) illustrent les incertitudes associées au calage des paramètres du fait de la non-stationnarité des conditions aux limites. Ces incertitudes peuvent provenir soit d'une structure inadaptée à rendre compte de cette non stationnarité, soit de conditions aux limites supposées stationnaires alors qu'elles ne le sont pas, ce qui est probablement le cas pour l'occupation des sols ou les pompages.

Malgré les efforts portés sur les étiages, ils sont moins bien simulés que les modules et les pointes de crue, comme illustré dans le bassin de la Seine (Figure 2.10). Même si son débit ne contribue pas à celui de la Seine à Poses, on peut aussi noter une très mauvaise simulation du débit de l'Eure, dont l'hydrogéologie est dominée par de la craie karstifiée. Enfin, la comparaison avec les autres modèles hydrologiques mobilisés dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual montre des performances inférieures pour CLSM.

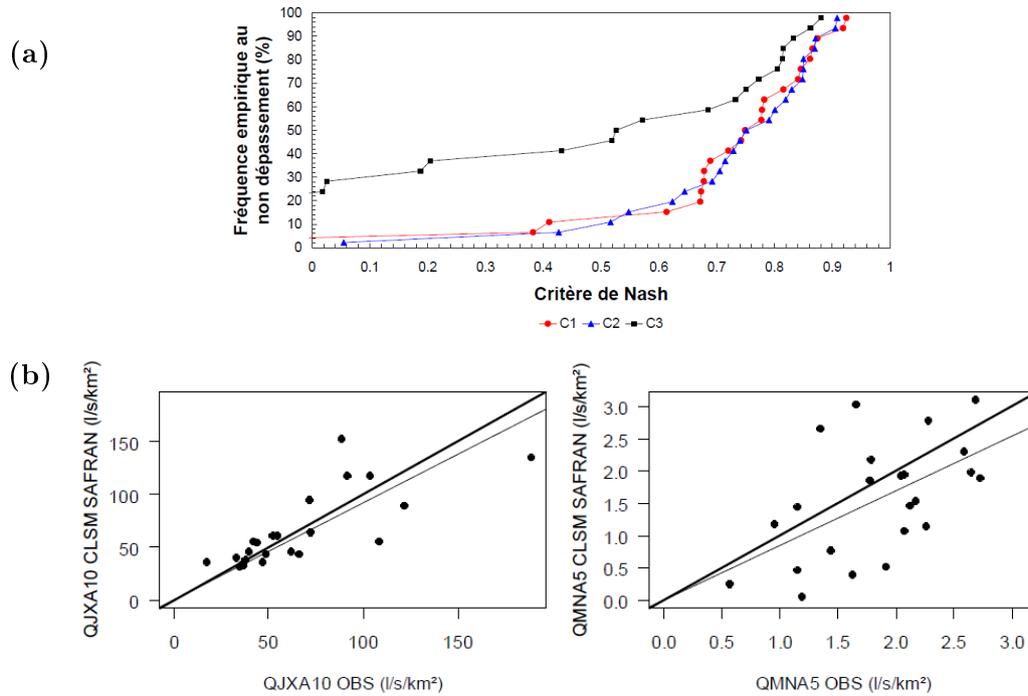


FIG. 2.10. Performances de CLSM dans le bassin de la Seine, sous forçages SAFRAN, par comparaison avec les débits observés, sur la période 1986-2002. (a) Critères de Nash sur les débits  $Q$  (C1 en rouge), sur  $\sqrt{Q}$  (C2 en bleu) et sur  $\ln Q$  (C3 en noir). Selon Oudin *et al.* (2006), C1 met l'accent sur les hautes eaux, C3 sur les basses eaux, et C2 donne un poids équivalent aux différents termes du régime hydrologique. (b) Indicateurs des débits extrêmes : quantile décennal de crue journalière QJXA10 à droite, et quantile quinquennal de débit minimal mensuel QMNA5 à gauche. La droite 1 : 1 et la droite de régression sont en trait épais et fin respectivement. D'après Sauquet *et al.* (2009)

Notons aussi que le calage d'une version complémentaire, sans réservoir linéaire, a été réalisé dans les bassins de la Seine et de la Loire pour tester l'influence de ce compartiment sur la réponse au changement climatique (Crespi, 2008; Ducharne *et al.*, 2010a). Il ne joue en fait que très peu (Figure 4.11), ce qui est probablement dû au fait que cette réponse est dominée par un assèchement du bassin versant, qui résulte de l'augmentation de l'évapotranspiration, et se développe donc à partir de la surface (section 4.4).

Mais la question de la transférabilité d'un modèle dépasse ce type d'analyses. Ainsi, CLSM montre une réduction particulièrement marquée des débits sous changement climatique, qu'on peut relier à une augmentation de l'évapotranspiration annuelle sous changement climatique, contrairement aux autres modèles étudiés dans le cadre du projet RExHySS (section 4). La compréhension de cette sensibilité particulière au stress hydrique est une perspective importante de mes travaux (section 5.2.1).

### 2.3.7 Conclusions

Finalement, que peut-on tirer de ce catalogue d'études disparates développées au gré des opportunités ? Le point commun fut de rechercher des simulations réalistes des bilans d'eau et de leur variabilité temporelle et spatiale, avec un accent cependant plus important sur variabilité temporelle, de par l'utilisation de chroniques (débit surtout, parfois humidité ou flux turbulents) comme référence pour le réalisme.

L'objectif ne fut cependant jamais un calage optimal, de toute façon considéré comme impossible du fait de l'équifinalité introduite par Beven (Beven, 1993; Beven et Freer, 2001). Je rejoins ici largement la philosophie de Savenije (2001), selon qui l'équifinalité traduit finalement les lacunes de nos connaissances, et doit nous engager à améliorer la structure de nos modèles. Ceci ne veut bien sûr pas dire qu'il faille rajouter toujours plus de paramétrisations, pour corriger des défauts qui seraient dus à une description simplifiée de la complexité du milieu réel. Pour citer Klemes (1987) : "if the structural refinement of the model exceeds the carrying capacity of the data (related to the available data and their quality), the effectiveness of the model will decrease rather than increase".

### □ Quelle est la "bonne" complexité ?

La complexification est une démarche pourtant assez fréquente quand il s'agit de décrire l'hydrologie souterraine dans les modèles de surface, ce qui renvoie, il me semble, à la volonté d'utiliser des paramètres *a priori*, *i.e.* non calés, dans ces modèles. Ceci conduit en effet inéluctablement à mettre ces paramètres en défaut dans certaines régions différentes de celles où la valeur *a priori* avait été choisie. Il ne reste alors d'autre choix pour adapter le modèle, *i.e.* augmenter ses degrés de liberté, que de rajouter de nouvelles paramétrisations, mais l'on peut se demander si un calage ne serait pas préférable.

Entre ces deux extrêmes, il serait probablement intéressant de définir, pour chaque paramètre hydrologique important, plusieurs valeurs *a priori* adaptées à différents contextes hydrologiques bien identifiés, ce qui rejoint le transfert de paramètres en hydrologie (Nijssen *et al.*, 2001b). Ceci reviendrait à généraliser aux paramètres hydrologiques la notion de "plant functional type" (Bonan *et al.*, 2002). Comme dans d'autres modèles de surface (Duan *et al.*, 2001), cette stratégie est utilisée partiellement dans CLSM, pour le potentiel matriciel et la porosité en fonction de la texture (section 2.3.3). Mes travaux n'ont pas permis de généraliser cette approche à  $K_s$  et  $\nu$ , et de manière plus générale, c'est une perspective pour caractériser efficacement le fonctionnement hydrogéologique dans les modèles de surface (page 97).

### □ Mise en évidence de processus hydrologiques importants

Dans ce contexte, il est nécessaire d'identifier les processus importants, quitte à les inactiver dans certaines régions où ils ne sont pas dominants. L'intérêt de CLSM réside ici dans sa structure très originale, qui intègre beaucoup d'interactions hydrologiques, dont un couplage réel entre zone non saturée et zone saturée de versant (nappe superficielle de TOPMODEL). Les différents travaux menés avec ce modèle suggèrent ainsi les points clé suivants :

- Les variations d'albédo avec l'humidité de surface influencent significativement les flux de surface en absence de végétation. Les zones de sol nu couvrant 26 % de la surface continentale (Antarctique exclue, *cf.* Sterling et Ducharme, 2008), il serait intéressant de tester la relation proposée par Gascoïn *et al.* (2009c) à l'échelle globale, à l'aide du modèle ORCHIDEE par exemple. Il faudrait d'abord définir la distribution géographique des valeurs extrêmes de l'albédo du sol, ce qui doit être faisable en traitant des images de télédétection sur une période assez longue.
- Un contrôle important des bilans d'eau, et donc du biais hydrologique, est lié à la partition entre l'évaporation du sol  $E_s$  et la transpiration  $E_t$  (section 2.3.3). La paramétrisation de la couche limite (résistance aérodynamique) exerce aussi très probablement un rôle majeur. Cependant, ces processus sont très difficiles à analyser objectivement, tout d'abord par manque de données concernant la distribution géographique de  $E_s/E_t$  ainsi que celle de l'évapotranspiration totale, quoique dans une moindre mesure. Une autre difficulté vient de la dépendance

de ces flux à des conditions aux limites qui ne sont pas connues avec une précision absolue, qu'il s'agisse de la météorologie, de la végétation ou des sols.

- En parallèle, la répartition verticale de l'eau dans le sol joue beaucoup sur les flux de surface et l'évapotranspiration, et elle est étroitement liée à la structure et à l'articulation des compartiments souterrains (zone non saturée et saturée, et nature de leurs interactions).

#### □ *Hydrodynamique et mémoire de l'humidité du sol*

Le rôle des réservoirs souterrains pour “tamponner” les hydrogrammes renvoie à la notion de persistance, qui connaît un regain de popularité depuis une dizaine d'année en ce qui concerne l'humidité du sol, notamment pour aborder les sécheresses et la prévisibilité du climat (*e.g.* Dai *et al.*, 2004; D'Odorico et Porporato, 2004; Koster *et al.*, 2004; Seneviratne *et al.*, 2006). Dans ce cadre, l'humidité des sols est une des variables clé de la dynamique du climat continental, par des effets d'inertie ou de mémoire (Delworth et Manabe, 1988; Koster et Suarez, 2001).

Des travaux récents avec CLSM apportent des éléments intéressants dans ce contexte. Mahanama et Koster (2003) ont montré que la mémoire induite par l'humidité était supérieure si l'on couplait CLSM à un modèle de climat plutôt que le modèle Mosaic (Koster et Suarez, 1992), qui a les mêmes paramétrisations TSVA de l'évapotranspiration, mais une description du sol beaucoup plus standard, avec des flux seulement verticaux sur trois couches. Zaitchik *et al.* (2008) montrent que l'assimilation dans CLSM de l'humidité souterraine totale déduite des observations par le satellite GRACE améliore notablement la saisonnalité des débits simulés dans le bassin du Mississippi. A Sisyphé, les travaux menés dans le bassin de la Somme montrent enfin que la force du couplage entre le sol et les réservoirs plus profonds joue un rôle important sur la réponse hydrologique d'un bassin versant, et c'est donc un élément à prendre compte pour comprendre la dynamique de l'humidité du sol et la mémoire associée du système climatique.

Finalement, on peut résumer le rôle central de l'humidité du sol sur les flux de surface, et au delà sur le système climatique, selon deux séquences interdépendantes : 1) l'influence de l'hydrodynamique du sol et du sous-sol sur l'humidité du sol, et 2) l'influence de l'humidité du sol sur l'évapotranspiration, ce qui correspond à la notion de stress hydrique. Ceci n'a rien de très nouveau, comme le montre la conclusion d'une intercomparaison déjà assez ancienne de modèles de surface (Lohmann *et al.*, 1998) : “The results suggest that most of the schemes could be improved by refining the parameterizations of soil–evapotranspiration interactions. It also raises the question of uncertainties in the model parameters (*e.g.*, root and soil depth).”

L'apport des travaux résumés dans cette partie porte sur la complexité que peut apporter le fonctionnement couplé du sol et du sous-sol. Comme discuté au début de cette conclusion, cette complexité doit maintenant être mieux comprise, pour isoler les processus dominants selon les contextes hydrologiques et/ou hydrogéologiques. Ceci pourrait permettre de mieux représenter les stress hydriques dans CLSM, ou dans d'autres modèles de surface, comme abordé en perspectives (section 5.2.1).

# 3 Étude et modélisation de processus associés

## 3.1 Zones humides et dénitrification

### 3.1.1 Problématique

Les zones humides constituent un excellent exemple des liens entre hydrologie et environnement. Ces milieux particuliers sont caractérisés par la présence d'eau à la surface du sol ou en proximité, de façon temporaire ou permanente. Comme récapitulé par [Mitsch et Gosselink \(2000\)](#), ils sont le siège de différentes fonctions environnementales, tout d'abord comme habitat de nombreuses espèces végétales et animales, mais aussi par leur action régulatrice, qu'il s'agisse du régime hydrologique (écrêtement des pics de crue, soutien des étiages) ou de la qualité des eaux (rétention et élimination des polluants). Les services rendus par les zones humides auraient ainsi une valeur monétaire moyenne par hectare 200 fois supérieure à celle des systèmes agricoles ([Costanza et al., 1997](#)), ce qui explique un regain d'intérêt envers ces milieux longtemps mal considérés, et en fort recul dans la plupart des régions du monde : -29% selon [Sterling et Ducharne \(2008\)](#) et jusqu'à -50% selon [Finlayson et Davidson \(1999\)](#), depuis 1900.

Le rôle épurateur des zones humides est particulièrement intéressant face à la pollution des hydrosystèmes par les nitrates, qui affecte les eaux superficielles et souterraines avec une intensité croissante depuis les années 1950 ([Vitousek et al., 2008](#); [Ledoux et al., 2007](#); [Billen et al., 2007b](#)). Elles permettent en effet une réduction très significative de la teneur en nitrates des eaux qui les traversent, selon trois processus étroitement liés à leur fonctionnement hydrologique :

- la dilution par des eaux moins riches en nitrates (par la pluie comme dans les gravières, ou par les crues, *e.g.* [Weng et al., 2003](#)) ;
- l'assimilation par les végétaux, avec une rétroaction positive sur la productivité des écosystèmes hygrophiles. L'impact de ce processus sur la qualité des eaux reste cependant limité car une grande partie de l'azote prélevé retourne dans les sols sous forme de litière ;
- la dénitrification microbienne, qui conduit à la transformation des nitrates en azote gazeux libéré dans l'atmosphère, et qui permet donc une élimination complète des nitrates. La dénitrification fait partie d'une série de réactions de dégradation de la matière organique par des bactéries anaérobies facultatives. En présence d'oxygène, elles réalisent une réaction de respiration classique, mais elles peuvent exploiter toute une série d'accepteurs d'électrons alternatifs, dont les nitrates. La dénitrification n'est donc possible qu'en conditions hypoxiques ( $< 2 \text{ mg.l}^{-1}$ ), en présence de matière organique et de nitrate. Les deux premiers facteurs limitants sont largement favorisés dans les zones humides, du fait de l'hydromorphie et de la productivité végétale mentionnée ci-dessus. Quant à la présence de nitrate, elle dépend nettement de la nature des zones humides, en particulier de la vitesse des circulations souterraines ([Ducharne et Fustec, 2003](#)).

Dans ce cadre, les zones humides *riveraines* (ou *ripariennes*) présentent un intérêt particulier, grâce à leur position d'interface entre :

- les cours d'eau, où la pollution azotée pose des problèmes de potabilité et d'eutrophisation, dont elle est la principale responsable depuis la limitation des phosphates dans les produits lessiviels (Conley *et al.*, 2009) ;
- les bassins versants, qui apportent les nitrates d'origine agricole aux cours d'eau.

Ces zones humides riveraines sont majoritaires dans le bassin de la Seine (Fustec *et al.*, 1998), où leur influence sur la rétention d'azote a fait l'objet de nombreux travaux dans le cadre des programmes PIREN-Seine et PNRZH (Greiner, 1997; Billen et Garnier, 1999; Moneron, 1999; Bendjoudi *et al.*, 2002; Sebilo *et al.*, 2003). La quantification de ce processus reste cependant problématique, que ce soit à l'échelle locale ou à l'échelle plus globale du bassin versant (Montreuil et Mérot, 2006; Davidson et Seitzinger, 2006). En effet, les zones humides sont des systèmes ouverts, les flux entrants de nitrates sont mal connus (et en évolution), et les produits de la dénitrification sont gazeux et difficiles à piéger.

Lors de la thèse puis du post-doc de Florence Curie, nous nous sommes donc attachés à comprendre et quantifier la dénitrification dans les zones humides riveraines du bassin de la Seine, selon deux approches complémentaires à des échelles différentes, comme détaillé ci-dessous. Ces travaux ont été menés avec le soutien du programme PIREN-Seine, et en collaboration avec Hocine Bendjoudi et Gilles Billen de l'UMR Sisyphe et Mathieu Sebilo (Bioemco).

### 3.1.2 Approche statistique au sein de bassin de la Seine

Une première approche visait à profiter de la richesse des bases de données spatialisées dans le bassin de la Seine grâce au programme PIREN-Seine pour tenter d'identifier si la rétention de nitrates par les zones ripariennes pouvait s'expliquer par la présence de zones humides, notamment riveraines, ou plutôt par d'autres facteurs. Le but était donc de caractériser la distribution géographique de la dénitrification riparienne et de ses facteurs de contrôle potentiels, dont les zones humides, avec un grain assez fin pour pouvoir analyser leurs relations par des méthodes statistiques.

#### □ *Identification des zones humides*

Dans un premier temps, nous avons cherché si les zones humides pouvaient être identifiées par une méthode simple, applicable facilement à l'échelle du bassin de la Seine (Curie *et al.*, 2007). Nous nous sommes intéressés à l'indice topographique de Beven et Kirkby (1979), dont les fortes valeurs indiquent un fort potentiel à la saturation (section 2.2.1), ce qui permet d'identifier efficacement les zones humides à partir de MNT à haute résolution (*e.g.* Mérot *et al.*, 1995).

Ces indices ont été calculés de manière distribuée, à partir d'un MNT à 100 m de résolution. Nous avons pu vérifier que, dans le bassin de la Seine, les fortes valeurs d'indice topographique permettent de délimiter correctement la plupart des zones humides (Bassée, marais de Saint Gond, corridor de l'Ourcq, plaine alluviale de la Marne, zones humides en tête de bassin...), identifiées selon deux sources : (1) zones humides symbolisées sur les cartes IGN au 1/25 000, (2) sols hydromorphes des cartes pédologiques INRA au 1/50 000 (régions de Tonnerre et Saint-Dizier). Ceci montre que la topographie reste le facteur dominant de la distribution géographique des zones humides, même avec un MNT de résolution moyenne et même dans

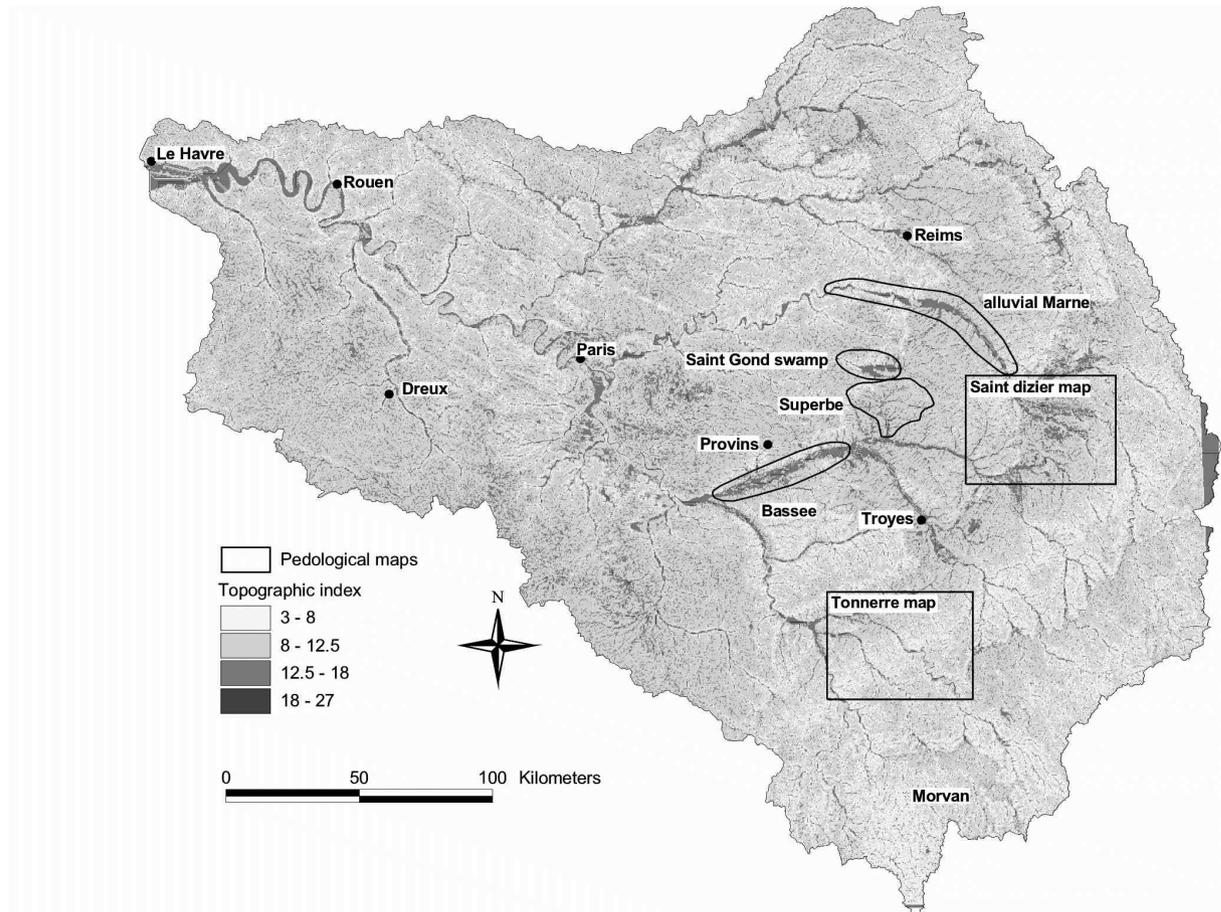


FIG. 3.1. Carte des indices topographiques calculés dans le bassin de la Seine à partir d'un MNT à 100-m de résolution. Les rectangles indiquent les cartes pédologiques au 1/50 000 de l'INRA disponibles dans le domaine. D'après [Curie et al. \(2007\)](#).

un bassin sédimentaire fortement influencé par les écoulements souterrains, et par les pressions anthropiques.

Toujours en suivant [Mérot et al. \(1995\)](#), nous avons cherché à caractériser un seuil d'indice topographique qui pouvait caractériser les zones humides. Nous avons calé ce seuil dans les domaines couverts par les deux cartes pédologiques de la Figure 3.1, de telle sorte que la surface couverte par les pixels d'indice supérieur au seuil corresponde à la surface des sols hydromorphes selon les cartes. La valeur de 12.5, cohérente pour les deux cartes (mais totalement dépendante de la résolution du MNT, cf. section 2.2.2) a été extrapolée à l'ensemble du bassin, ce qui a permis d'estimer que les zones humides potentielles (en absence d'aménagement) couvrent 11 % du bassin de la Seine ([Curie et al., 2007](#)). Cette valeur est compatible avec l'estimation par photo-interprétation de 6% de zones humides effectives dans le bassin de la Seine ([AESN, 2006](#)), elle même compatible avec la proportion de zones humides à l'échelle du globe, estimée entre 3.8% et 8.7% par [Finlayson et Davidson \(1999\)](#), qui reconnaissent aussi que l'estimation exhaustive de la surface des zones humides n'est pas concevable en l'état des données actuellement disponibles. Depuis, les progrès en télédétection spatiale ont permis d'estimer à 5% la fraction des continents (non englacés) qui est temporairement inondée ([Prigent et al., 2007](#)).

### □ Relations avec la dénitrification

Dans le but de déterminer les principaux facteurs de contrôle de la rétention riparienne, nous nous sommes orientés vers une approche statistique, visant à croiser des taux de rétention distribués dans le bassin de la Seine avec divers facteurs de contrôle potentiels (zones humides, mais aussi occupation et nature des sols, morphologie des bassins et cours d'eau, etc.), par analyse en composante principale (ACP). Ces différents facteurs ont généralement été exprimés en densité au sein de deux domaines, les bassins versants et les zones riveraines, ces dernières étant identifiées sur des bases géomorphologiques (Gaillard *et al.*, 2001; Curie *et al.*, 2007).

Nous avons déployé beaucoup d'efforts sur l'utilisation des bilans de nitrate pour estimer une distribution géographique des taux de rétention riparienne dans le bassin de la Seine. Le principe est de calculer ces taux par sous-bassins versants, comme le rapport entre la concentration en nitrate mesurée en rivière (renseignée par le Réseau National de Bassins, RNB) et la concentration qu'il devrait y avoir théoriquement s'il n'y avait pas rétention dans les zones ripariennes. Cette concentration théorique, qui correspond au mélange entre l'eau provenant du compartiment superficiel (ruissellement et écoulement hypodermique) et l'eau souterraine, est estimée en fonction des concentrations souterraines mesurées, des caractéristiques hydrogéologiques, et de l'occupation des sol qui conditionne la fertilisation azotée (Tableau 3.1).

Les points de mesure des concentrations dans les cours d'eau (stations RNB) ont été utilisés pour définir les exutoires des bassins versants analysés. Les taux de rétention ainsi estimés ne correspondent donc pas à la seule rétention riparienne, mais ils intègrent aussi la rétention dans le cours d'eau (ou rétention in-stream) et dans ses sédiments. La dénitrification in-stream est *a priori* peu importante dans les petits cours d'eau bien oxygénés, et même dans les cours plus profonds, c'est la dénitrification benthique qui semble dominer (Garnier *et al.*, 2009). La frontière entre les sédiments benthiques et les zones riveraines étant assez floue, nous utiliserons par la suite le terme de rétention riparienne pour l'ensemble in-stream/benthique/riparien, que l'on peut assimiler à de la dénitrification puisque ce processus est *a priori* largement dominant à l'échelle interannuelle que nous avons considérée.

Cette méthode des bilans d'azote a déjà été appliquée pour estimer des taux de rétention dans des bassins individuels, y compris de petite taille (Seitzinger *et al.*, 2002), mais il s'agissait de bassins indépendants les uns des autres. Notre problématique ici était d'estimer des taux de rétention distribués le long d'un réseau hydrographique, ce qui nous a amené à tester deux méthodes de spatialisations des zones humides riveraines (Tableau 3.1; Figure 3.2). Nous avons aussi vérifié que les incertitudes sur les données d'entrée, qui constituent une des principales difficultés de la méthode, ne remettaient pas en cause les résultats, notamment l'identification des facteurs de contrôle potentiels.

Dans une première approche (Curie *et al.*, 2009a), nous avons travaillé sur un échantillon de 174 bassins emboîtés, définis à l'aval par une station de mesure de concentration en nitrate (réseau RNB), avec un taux de rétention moyen de 37%, en accord avec les estimations antérieures (Billen et Garnier, 1999; Sebilo *et al.*, 2003). Une analyse statistique sur ces taux a permis de confirmer l'influence de l'occupation des sols dans les zones riveraines sur variabilité spatiale de la rétention de nitrates, qui est favorisée par la présence de forêts et de milieux humides. Un autre résultat important est l'influence positive sur la rétention de la densité du réseau hydrographique, donc de la longueur de l'interface riparienne entre le bassin versant et les cours d'eau, ce qui est cohérent avec les résultats de Bidois (1999) en Bretagne. Cet auteur montre en effet que la dénitrification permet des abattements très importants de la teneur en nitrates (90 à 95%) sur de courtes distances (un à quelques mètres) à partir de la pénétration des eaux souterraines dans les zones humides.

	Bassins emboîtés <i>Curie et al. (2009a)</i>	Bassins indépendants <i>Curie et al. (2008)</i>
Période	1991-2001	1996-2003
$C_R$	RNB (Réseau National de Bassins)	
$C_S$	Déduits de l'occupation des sols selon <i>Billen et al. (2007b)</i> : 4 types d'occupation ; Corine Land Cover 1990	17 types d'occupation ; Corine Land Cover 2000
$C_B$	Interpolée spatialement à partir de données mesurées : Campagne RNDE 1997-1998	Données ADES pour 1996-2003
$Q_S$ $Q_B$	Séparés empiriquement en fonction de la géologie à partir du débit aux stations de la Banque Hydro	Simulés par le modèle hydrogéologique MODCOU ( <i>Ledoux et al., 2007</i> )
Rejets domestiques	Non pris en compte dans les bassins où densité > 20 hab/km <sup>2</sup>	Pris en compte explicitement en fonction des rejets aux stations d'épuration
Nb. de bassins	174	146
Surface couverte	74% du bassin de la Seine	84% du bassin de la Seine

TAB. 3.1. Comparaison synthétique des deux méthodes testées pour estimer des taux de rétention riparienne des nitrates dans le bassin de la Seine (76,560 km<sup>2</sup>). Les notations  $Q_S$  et  $Q_B$  désignent les écoulements superficiels (incluant les écoulements hypodermiques) et profonds, et  $C_R$ ,  $C_S$ ,  $C_B$  désignent les concentration en nitrate dans les cours d'eau et associés à  $Q_S$  et  $Q_B$ .

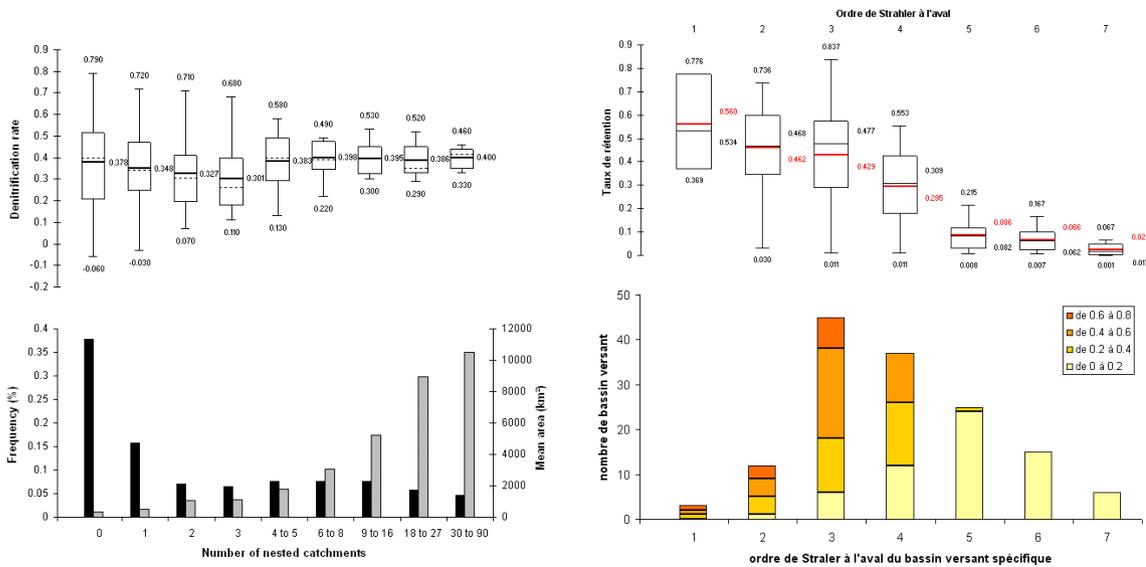


FIG. 3.2. Comparaison des taux de rétention des nitrates par les zones riveraines selon les deux méthodes testées : (gauche) dans 174 bassins emboîtés (*Curie et al., 2009a*), (droite) dans 146 bassins et interbassins indépendants (*Curie et al., 2008*). Les deux méthodes sont résumées en Tableau 3.1. Il faut noter que le nombre de bassins emboîtés et l'ordre de Strahler croissent tous les deux de l'amont vers l'aval, mais que l'ordre de Strahler maximal est inférieur selon les bassins emboîtés (6 vs. 7 avec les bassins indépendants).

Les taux de rétention que nous avons estimés restent cependant entachés d'une incertitude importante, quoique difficile à quantifier, et leur analyse statistique est pénalisée par la non-indépendance entraînée par l'emboîtement des bassins versants.

Nous avons donc revisité ces résultats, en consolidant les données d'entrées, et en désamboitant les bassins versants étudiés, ce qui a permis de calculer des taux de rétention indépendants les uns des autres, dans 146 bassins et interbassins ayant des caractéristiques plus homogènes (Curie *et al.*, 2008). Comme la précédente, cette étude suggère que la nature des alluvions et l'occupation des terres influencent la rétention des nitrates par les zones humides riveraines (les revêtements organiques et les forêts favorisant la rétention, contrairement aux revêtements minéraux et aux zones agricoles ou urbaines). Elle indique surtout un contrôle très fort de la position des bassins versants dans le continuum amont-aval, tel que révélé par l'ordre de Strahler (Figure 3.2) ou par le logarithme de l'aire contributive totale ( $R^2 = 0.52$ ), avec une baisse de la rétention de l'amont vers l'aval, ce qui entraîne un taux de rétention moyen plus faible que selon la méthode précédente (28% en moyenne). Par contre, on ne retrouve plus de corrélation avec la densité du réseau hydrographique ni celle des milieux humides, même si les valeurs les plus élevées de ces deux densités se retrouvent dans des bassins amont.

### □ Synthèse

La distribution spatiale de la dénitrification riparienne suggérée par ces deux méthodes est convergente, avec une diminution des taux spécifiques quand l'ordre de Strahler augmente. Ce résultat est parfaitement cohérent avec les mesures analysées par Seitzinger *et al.* (2002) pour 16 bassins versants du Nord-Est des Etats-Unis, ainsi qu'avec les analyses réalisées en parallèle dans différents secteurs du bassin de la Seine (Garnier *et al.*, 2009). Cette organisation s'accompagne par une corrélation significative des taux de rétention spécifiques (*i.e.* dans les bassins indépendants) avec la densité des petits ordres de Strahler (ordres 1 à 4), mais l'approche suivie n'a pas permis de mettre en évidence d'autres facteurs de contrôle de la dénitrification riparienne, en dehors des proportions de forêt, zones agricoles et urbaines dans les corridors fluviaux. En effet, un grand nombre de facteurs de contrôle potentiels de la dénitrification présentent une forte organisation amont-aval, et leur influence est masquée par des effets de corrélation croisée. C'est ainsi le cas de la température de l'eau, qui augmente vers l'aval et se retrouve corrélée négativement avec les taux de rétention riparienne. Il serait donc utile de limiter l'analyse de ces facteurs de contrôle aux seuls bassins et interbassins dont le tributaire principal est d'ordre inférieur ou égal à 4.

Nous avons néanmoins pu montrer le potentiel des bilans de nitrate pour caractériser la distribution géographique du taux de dénitrification spécifique par les zones ripariennes. Celui-ci est beaucoup plus important dans les petits cours d'eau que dans les grands, ce qui domine tous les autres facteurs explicatifs étudiés. Ce pourrait donc être une propriété intrinsèque, liée par exemple à la nature des relations nappe/rivière (*cf.* la forte chenalisation aux grands ordres dans le bassin de la Seine).

### 3.1.3 Etude et modélisation d'un site hyporhéique

Afin de mieux comprendre la dénitrification dans les zones humides riveraines, un suivi hydrologique et géochimique a été conduit d'avril 2004 à août 2005 à Droupt Saint Basle (Aube), en bordure du rû de Beauregard, à une cinquantaine de kilomètres de la ville de Troyes dans le bassin de la Seine (Curie *et al.*, 2009c\*). Ce rû fait partie d'un réseau hydrographique complexe qui coule en parallèle de la Seine (localement d'ordre 4), au sein de la plaine alluviale de

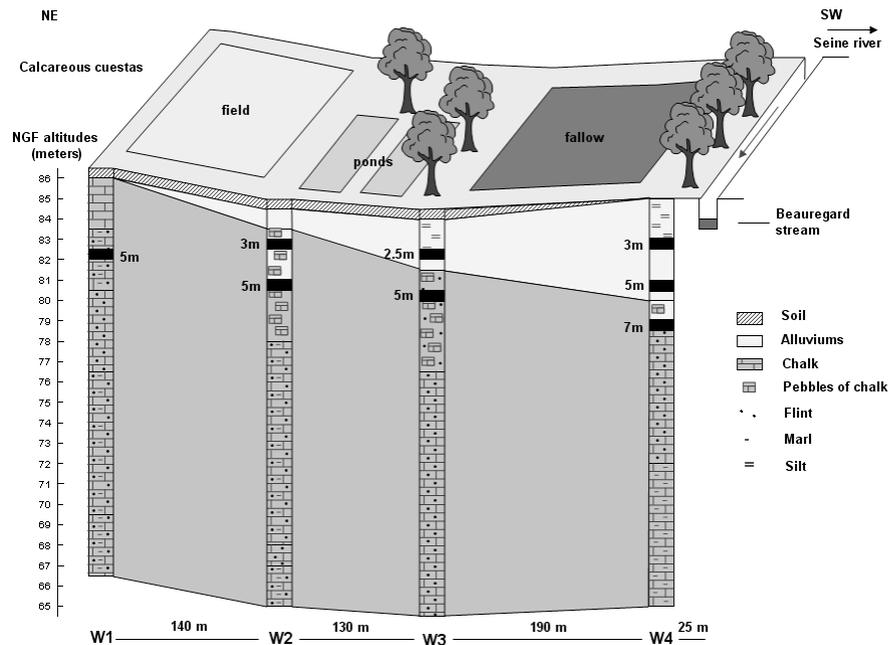


FIG. 3.3. Site expérimental de Droupt Saint Basle : représentation schématique de la géologie, et l'occupation du sol, et du dispositif de mesure au niveau des quatre principaux piézomètres W1 à W4 et de la rivière. Les rectangles noirs indiquent les profondeurs de prélèvement. D'après Curie *et al.* (2009c\*).

cette dernière. Il est fortement influencé par des systèmes de vannage et par les restitutions du barrage-réservoir de la Seine amont.

L'instrumentation du site repose sur quatre piézomètres, qui suivent la ligne de plus grande pente depuis les coteaux crayeux (W1 à W4 en Figure 3.3). Ces piézomètres et la rivière ont fait l'objet de différentes mesures *in situ* (niveau piézométrique, température, teneur en oxygène dissous. . .) ainsi que de prélèvements d'eau analysés en laboratoire (carbone organique dissous, anions et cations majeurs), avec une fréquence essentiellement hebdomadaire. Ce dispositif a été complété à la fin du suivi par l'implantation de dix piézomètres supplémentaires, afin de mieux caractériser la piézométrie du site et d'échantillonner la nappe en proximité du rû.

#### □ Analyse des données *in situ*

Ce suivi a révélé un mode de fonctionnement hyporhéique de la zone riveraine, ce qui signifie qu'elle est alimentée non seulement par les eaux en provenance des coteaux contributifs, mais aussi par les eaux de la rivière. Ce fonctionnement, dont l'importance dans les zones humides ne cesse d'être mis en évidence (*e.g.* Birgand *et al.*, 2007), est illustré par les concentrations en chlorures (Figure 3.4), dont les valeurs dans le piézomètre W4 sont intermédiaires entre celles de la rivière et celles de la nappe de la Craie (W3). Les teneurs en nitrates suivent une distribution analogue en hiver, mais en été, elles se retrouvent inférieures en W4 à celles de la rivière et des coteaux (W3), ce qui impose un processus d'élimination en addition des effets de mélange. Le piézomètre W3, qui se situe comme W4 à l'orée d'un bosquet, ne montre pas de variations saisonnières des nitrates, ce qui permet d'éliminer l'influence de l'assimilation par les végétaux. Reste donc la dénitrification, tout à fait compatible avec les conditions observées dans

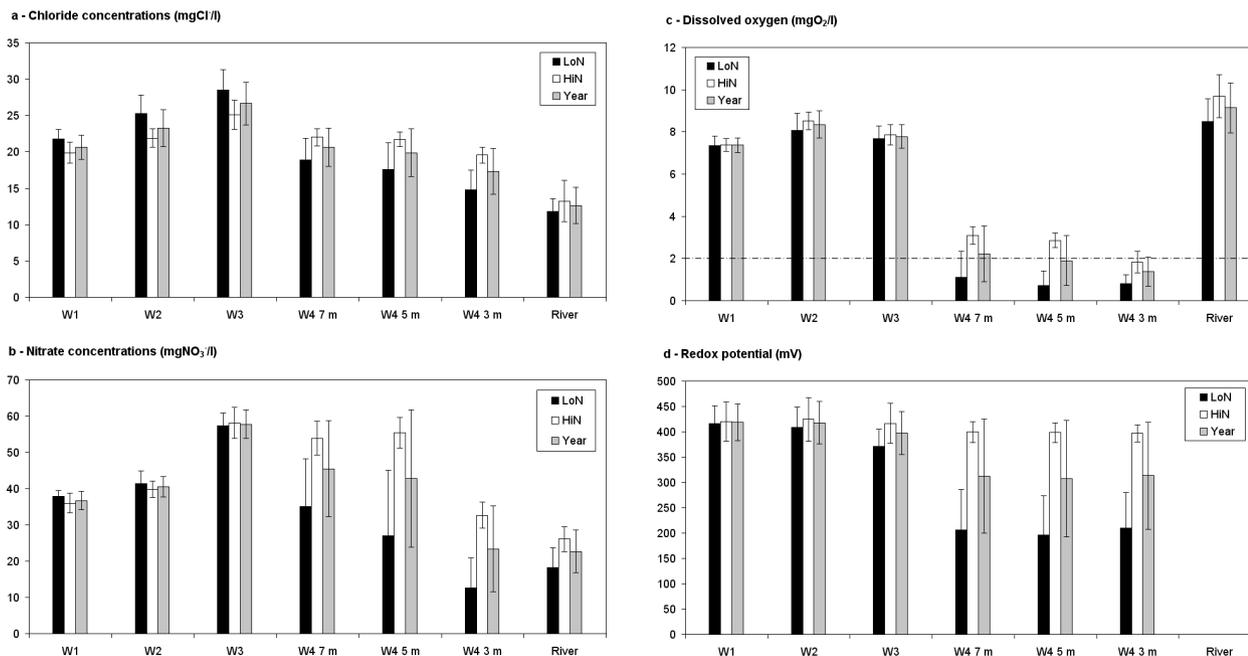


FIG. 3.4. Droupt Saint Basle : Moyennes et écarts-types des concentrations de chlorures, nitrate, oxygène dissous et du potentiel redox dans les piézomètres W1 à W4 et dans la rivière, en période estivale (LoN, correspondant à de faibles concentrations en nitrate dans W4, du 11/04/04 au 07/12/04 et du 11/05/05 au 16/08/05, avec 13 prélèvements), hivernale (HiN, correspondant à de fortes concentrations en nitrate dans W4, du 14/12/04 au 26/04/05, avec 16 prélèvements), et en moyenne sur l'ensemble de la période (Year). Les variations de concentrations avec la profondeur sont négligeables dans les piézomètres W2 et W3. D'après Curie *et al.* (2009c\*).

le piézomètre W4 en été (teneur en oxygène et potentiel redox, voir Figure 3.4, et consommation de carbone organique dissous).

Les analyses isotopiques révèlent aussi de faibles facteurs d'enrichissements en  $^{15}\text{N}$  ( $\varepsilon = -3 \text{ ‰}$ ), cohérents avec une dénitrification dite "deux-phases" dans laquelle les nitrates doivent diffuser vers le lieu de dénitrification, ici à travers les sédiments de la rivière et de la zone riveraine (Lehmann *et al.*, 2003; Sebilo *et al.*, 2003). La grande stabilité des conditions d'humidité dans la zone riveraine nous a enfin permis de montrer l'importance de l'augmentation de température en été et en automne pour permettre une dénitrification significative, par ses effets sur la cinétique du processus et en favorisant l'hypoxie.

La zone riveraine étudiée est donc le lieu d'une dénitrification significative qui ne se manifeste qu'en période estivale dans la zone hyporhéique alimentée par la rivière. Ce sont en effet les conditions instaurées par cette dernière (présence de carbone, mais surtout température élevée et faible teneur en oxygène dissous par appauvrissement lors du trajet de l'eau à travers les sédiments) qui permettent la dénitrification. Ce fonctionnement rejoint tout à fait ce qui a été mis en évidence par Moneron (1999) en bordure de l'Essonne.

#### □ Vers une modélisation hydrogéochimique

Nous travaillons désormais à développer une modélisation hydrologique et géochimique de cette zone riveraine, afin d'y quantifier la dénitrification, et de mieux comprendre l'influence relative des différents facteurs qui l'influencent. Ce travail a été initié sur la base du modèle hydrogéologique MODFLOW 2000 (Harbaugh, 2000) couplé au modèle de transport réactif PHT3D

(Prommer et Barry, 2001). La première étape consiste à caler les paramètres et les conditions aux limites afin de simuler un champ piézométrique réaliste en régime permanent (Curie *et al.*, 2009b). Pour réussir à simuler des écoulements hyporhéiques depuis la rivière vers la zone riveraine, il s'est avéré nécessaire de représenter une zone plus perméable que le reste du domaine, parallèlement à la rivière entre W3 et W4, en accord avec des explorations géophysiques (par tomographie de résistivité électrique, ERT) et pédologiques (Curie, 2006). Ceci suggère que c'est ce drain naturel, plus que le soutien du niveau du rû, qui permet la circulation hyporhéique.

Ce régime permanent permet alors de simuler correctement le transport passif d'un élément trace comme les chlorures, ainsi que les variations de température de l'eau dans la zone hyporhéique. Il reste désormais à simuler les variations de concentrations en nitrate, en supposant que le processus dominant est la dénitrification. Nous commencerons par vérifier que les concentrations en nitrate simulé comme traceur passif, *i.e.* sans dénitrification, sont supérieures aux concentrations observées, notamment en été. La différence fournira une première quantification de la dénitrification. Nous testerons ensuite différentes paramétrisations de la dénitrification, en commençant par une cinétique d'ordre 1 avec dépendance à la température, qui semble le facteur dominant au vu des observations. En réalisant de nouvelles mesures isotopiques sur le site, et en couplant le modèle ci-dessus avec un module de biogéochimie isotopique développé par Mathieu Sebilo à l'UMR Bioemco (UPMC, Paris), nous pourrions vérifier notre hypothèse de dénitrification "deux-phases" et affiner notre quantification du processus.

#### □ Rôle des circulations hyporhéiques

Plus généralement, l'étude du site de Droupt Saint Basle pose la question de l'importance réelle des circulations hyporhéiques (*i.e.* qui partent des cours d'eau pour y revenir, dans les directions verticales et horizontales, et sur des échelles micrométriques à kilométriques; Boulton *et al.*, 1998) sur la rétention des nitrates dans les bassins versants. Les conditions qui me semblent aujourd'hui essentielles à une dénitrification efficace sont (1) la présence de zones hypoxiques et (2) des flux d'eau suffisants, vecteurs de nitrates. Pourtant, dans la vision classique de la dénitrification dans les zones humides, ces deux conditions sont relativement antagonistes, puisque l'hypoxie y est souvent liée à des circulations lentes. Les circulations hyporhéiques offrent une clé intéressante pour lever ce paradoxe, soit par les recirculations associées (Hill *et al.*, 1998; Poole *et al.*, 2008), soit par leur action pour propager des conditions hypoxiques, comme suggéré par notre étude et d'autres auteurs (Findlay, 1995; Fernald *et al.*, 2006). Elles pourraient aussi contribuer à expliquer la très grande variabilité spatiale de la dénitrification dans les zones alluviales, comme a pu le mettre en évidence Greiner (1997) par l'analyse de 94 piézomètres dans la plaine de Romilly. Il serait donc intéressant de revisiter ces résultats à la lumière des circulations hyporhéiques.

## 3.2 Simulation des niveaux d'eau en rivière à l'échelle régionale

Les niveaux d'eau en rivière sont au coeur de nombreux processus environnementaux, qu'ils soient hydrologiques (inondations; interactions avec les zones humides et les nappes aquifères) ou relatifs à la qualité de l'eau (fonctionnement biogéochimique des zones humides et des cours d'eau, notamment en étiage; température de l'eau). Dans le cadre de la thèse de Firas Saleh, nous nous sommes intéressés aux apports de la modélisation hydraulique (équations de Saint-Venant 1D, *e.g.* Chow, 1959) pour construire le lien entre débits et niveaux d'eau à l'échelle régionale, avec suffisamment de précision pour permettre d'améliorer la simulation des interactions nappe-rivière et des niveaux piézométriques.

L'intérêt des modèles hydraulique dans ce cadre vient de leur résolution physique des processus, qui implique une haute résolution le long du réseau hydrographique, permettant d'exploiter l'ensemble des données morphologiques disponibles (sections transversales et/ou courbes de tarage). En contrepartie, le coût d'obtention des données suffisantes sur l'intégralité du réseau hydrographique modélisé peut être prohibitif. Les modèles hydrauliques peuvent aussi poser des problèmes de stabilité numérique, potentiellement plus fréquents dans un grand domaine avec de nombreuses confluences et points singuliers, et ils sont enfin plus exigeants en puissance de calcul que les modèles de routage hydrologiques, qui restent donc largement plus utilisés à l'échelle des grands bassins versants (*e.g.* Arora et Boer, 1999; Decharme *et al.*, 2008).

La démarche repose ici sur le modèle HEC-RAS (HEC, 2002), calé dans deux biefs bien renseignés en termes de morphologie (section transversales) et de débits et hauteurs d'eau observées (pour les conditions aux limites et pour le calage) afin de répondre aux questions scientifiques suivantes :

- Quelle est la capacité d'un modèle hydraulique à géométrie simplifiée pour simuler les niveaux d'eau et les débits à l'échelle régionale ?
- Comment faire le lien entre un modèle hydraulique local et un modèle hydrologique régional ?
- Quel est l'impact local et régional de la fluctuation des niveaux d'eau en rivière sur les niveaux piézométriques et les échanges nappe-rivière ?

Sur le Serein (affluent de l'Yonne, simulé sur un bief de 89 km, avec 20 sections transversales, et des inondations peu fréquentes), nous avons étudié la sensibilité du modèle hydraulique à la représentation du profil en long du lit de la rivière et des profils en travers, en s'inspirant de Pappenberger *et al.* (2006). Le principe consiste à comparer différents scénarios de géométrie simplifiée, portant sur le nombre (de 20 à 3) et la forme (irrégulière, trapézoïdale, rectangulaire ou triangulaire) des sections transversales, et représentatives des situations classiquement rencontrées où les données de géométrie ne sont pas optimales en quantité ou en qualité. Ces simplifications de la géométrie n'altèrent pas significativement la simulation des débits, mais une géométrie précise est nécessaire pour simuler précisément les niveaux d'eau (Saleh, 2010; Saleh *et al.*, 2011a). En revanche, la précision altimétrique du fond du lit en tout point du réseau ne joue pas un rôle majeur dans le bief étudié. On pourrait donc imaginer se contenter des relevés du fond du lit au niveau des stations hydrométriques et/ou de la pente obtenue à partir d'un modèle numérique de terrain.

Sur l'Oise (réseau hydrographique de 188 km, avec un bassin contributif propre de 4000 km<sup>2</sup>, et 414 sections transversales), nous avons testé une méthode de changement d'échelle dans laquelle la modélisation fine de processus hydrauliques à haute résolution permet d'améliorer la représentation des profils d'eau en rivière et les interactions nappe-rivière à l'échelle régionale, au sein de la plateforme de modélisation intégrée des hydrosystèmes EAU-Dyssée. Cette plateforme constitue une évolution du modèle hydrogéologique MODCOU, dont le développement, coordonné par F. Habets, constitue un des chantiers structurants de l'UMR Sisyphe. Les différents compartiments des hydrosystèmes sont décrits comme des modules indépendants, qui soit dérivent des modules de MODCOU soit sont d'autres modèles experts (comme le schéma de surface ISBA ou le modèle agronomique STICS par exemple), et qui sont couplés grâce au coupleur PALM du CERFACS (Habets *et al.*, 2010a).

Des courbes de tarage sont définies à partir de la simulation hydraulique à la résolution du modèle HEC-RAS, tous les 200m en moyenne, puis moyennées à la résolution du modèle régional EAU-Dyssée (résolution de 1 km), ce qui permet de déduire les variations du niveau d'eau en fonction du débit routé par le module de routage (David *et al.*, 2011). Les échanges entre les mailles rivière et les nappes sont ensuite estimés à partir d'une relation de type loi de Darcy se basant sur les gradients de charge verticaux entre la rivière et la nappe. L'impact de

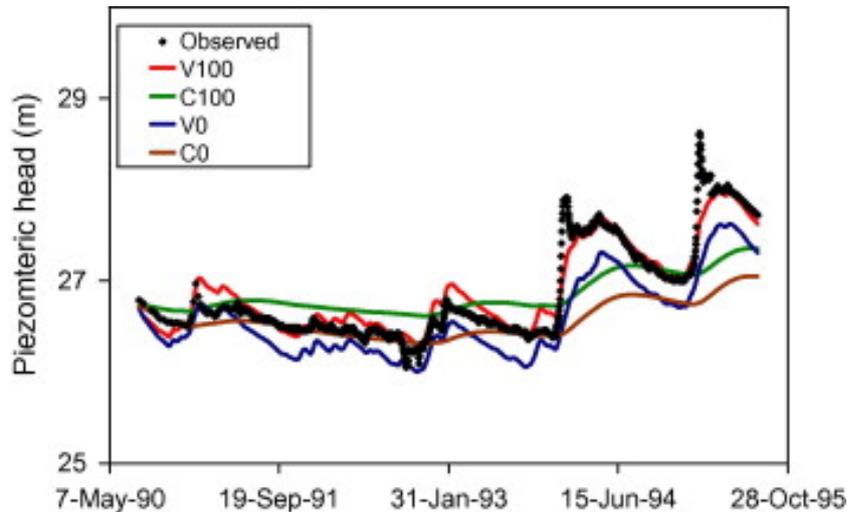


FIG. 3.5. Influence des tirants d'eau variables sur le niveau piézométrique de l'aquifère de la Craie au piézomètre de Precy. Les simulations V100 et V0 qui intègrent un tirant d'eau des cours d'eau variables sont plus proches des observations en noir que les simulations C100 et C0 où les cours d'eau ont un tirant d'eau constant. Les simulations V100 et C100 diffèrent des simulations V0 et C0 par la valeur maximale du flux rivière nappe, qui vaut respectivement 100 et 0  $\text{l.s}^{-1}$ . Dans les simulations V0 et C0, les flux nappe-rivière sont donc unidirectionnels, des nappes vers les cours d'eau. D'après [Saleh et al. \(2011b\)](#).

la fluctuation des niveaux en rivière sur les niveaux piézométriques a été analysé par rapport à une simulation de référence où les tirants d'eau sont fixes (égaux en chaque maille rivière à la moyenne des tirants d'eau variables). Il peut atteindre 1.9 m dans les mailles souterraines situées sous les mailles rivières, et s'étend sur 6 km dans l'Eocène (libre) et 25 km dans la Craie (captive). La comparaison avec les niveaux piézométriques observés dans le seul piézomètre disponible dans cette zone d'influence montre le gain de réalisme associé (Figure 3.5).

Ce travail montre l'efficacité de l'approche pour intégrer l'influence des variations de niveau d'eau sur les interactions nappe-rivière à l'échelle régionale avec un faible coût de calcul ([Saleh et al., 2011b](#)). L'ensemble offre des perspectives intéressantes pour raffiner l'analyse des impacts du changement climatique sur les ressources en eaux souterraines (section 4.4.3) et simuler des processus jusque là négligés par le modèle EAU-Dyssée, qu'il s'agisse des relations entre tirant d'eau, vitesse du courant et débit (*e.g.* [Arora et Boer, 1999](#)), ou du fonctionnement des zones humides riveraines.

### 3.3 Température de l'eau

Comme illustré précédemment, la température de l'eau est un élément essentiel de la qualité physico-chimique de l'eau (*e.g.* [Caissie, 2006](#)). Elle contrôle notamment la diffusivité de l'oxygène dans la colonne d'eau, et la cinétique des réactions chimiques et biologiques. Mais son importance est aussi écologique, puisqu'elle conditionne les aires de répartition de nombreuses espèces aquatiques, tant végétales qu'animales, le plus souvent via des effets de seuils sur la phénologie (croissance, sénescence, reproduction). La connaissance des variations spatio-temporelles de la température de l'eau ( $T_w$ ) est donc essentielle pour modéliser le fonctionnement biogéochimique et/ou écologique des cours d'eau, et comprendre ses réponses aux changements environnementaux. L'évolution de la température de l'eau est particulièrement sensible dans le contexte du réchauffement climatique qui m'a amené à aborder la question (section 4).

De manière générale, on peut distinguer deux grands types de modèles thermiques des rivières :

- des modèles dynamiques, qui décrivent l'évolution temporelle de  $T_w$  le long d'un bief, en résolvant les équations couplées du transport de masse et de chaleur dans le cours d'eau (en fonction des écoulements et des échanges de chaleur aux limites du système, avec l'atmosphère, le sédiment et les eaux souterraines, mais aussi avec diverses installations humaines en général sources de chaleur) ;
- des modèles stationnels, qui décrivent l'évolution temporelle de  $T_w$  en un point. Ces modèles sont soit déterministes (par application des modèles dynamiques ci-dessus en négligeant la convection médiée par le cours d'eau), soit empiriques (dédiés de régressions entre  $T_w$  et d'autres variables) ou encore stochastiques (élaborés par traitement du signal, *e.g.* [Caissie et al., 1998](#)).

Dans la littérature, les modèles les plus utilisés sont les modèles stationnels empiriques, qui relient en général la température de l'eau à celle de l'air ( $T_a$ ). Les variations portent sur les pas de temps qui basent ces régressions, sur la forme des relations (affine vs. logistique, *i.e.* en forme de S), et sur l'intégration de variables complémentaires, notamment le débit (*e.g.* [Stefan et Preud'homme, 1993](#); [Mohseni et al., 1998](#); [Webb et al., 2003, 2008](#))

Les applications de modèles dynamiques restent assez rares, et le plus souvent limitées à de petits biefs sur de courtes périodes de temps, car elles impliquent des pas de temps et d'espace fins et demandent donc énormément de données et de temps de calcul. Ces modèles sont surtout utilisés pour étudier les impacts locaux de l'anthropisation : rejets thermiques ([Poulin, 1980](#)), aménagements hydrauliques, déforestation riparienne ([Caissie, 2006](#)). Ils sont aussi utilisés dans des recherches plus théoriques, notamment pour hiérarchiser les flux de chaleur dominants ([Sinokrot et Stefan, 1993](#); [Younus et al., 2000](#); [Westhoff et al., 2007](#)).

Dans ce cadre, une étude me semble particulièrement importante, car elle fait le lien entre les approches dynamiques déterministes et les approches stationnelles empiriques ([Mohseni et Stefan, 1999](#)). Avec un modèle dynamique, ces auteurs ont en effet montré qu'à l'échelle hebdomadaire,  $T_w$  pouvait être approchée par la température d'équilibre  $T_{eq}$  ([Edinger et al., 1968](#)), et ce d'autant mieux que le temps de transfert depuis les sources est important. Ceci permet en effet une meilleure convergence vers l'état d'équilibre. Leur modèle leur a aussi permis d'expliquer pourquoi la relation entre  $T_{eq}$  et  $T_a$  avait une forme en S, l'ensemble justifiant donc l'emploi de relations logistiques entre  $T_w$  et  $T_a$  dans les modèles empiriques stationnels.

### 3.3.1 Importance de l'ordre de Strahler

Dans une étude portant sur le bassin de la Seine ([Ducharne, 2008\\*](#)), je me suis néanmoins tournée comme de nombreux auteurs recherchant la simplicité vers un modèle empirique affine entre  $T_w$  et  $T_a$  au voisinage, cette dernière étant moyennée sur les jours précédents. Ces relations furent explorées sur la période 1993-1999 et en 88 stations qui échantillonnent correctement la variété des cours d'eau du bassin.

Un résultat innovant dans ce cadre fut de démontrer que les paramètres de ces relations dépendent de l'ordre de Strahler (Figure 3.6), suite à la convergence de  $T_w$  vers  $T_{eq}$  au fur et à mesure que l'eau s'écoule vers l'aval. Ceci m'a permis de définir les paramètres des relations affines à partir du seul ordre de Strahler, avec des performances presque aussi bonnes qu'en optimisant les trois paramètres comme sur la Figure 3.6, puisqu'on trouve alors  $R^2 > 0.88$  aux petits ordres de Strahler, *i.e.* à l'amont du bassin, et atteignant 0.95 à partir de l'ordre 4. Même si ces paramètres ne sont valables que dans le bassin de la Seine, ce travail offre des perspectives intéressantes en vue de spatialiser les modèles empiriques de température de l'eau.

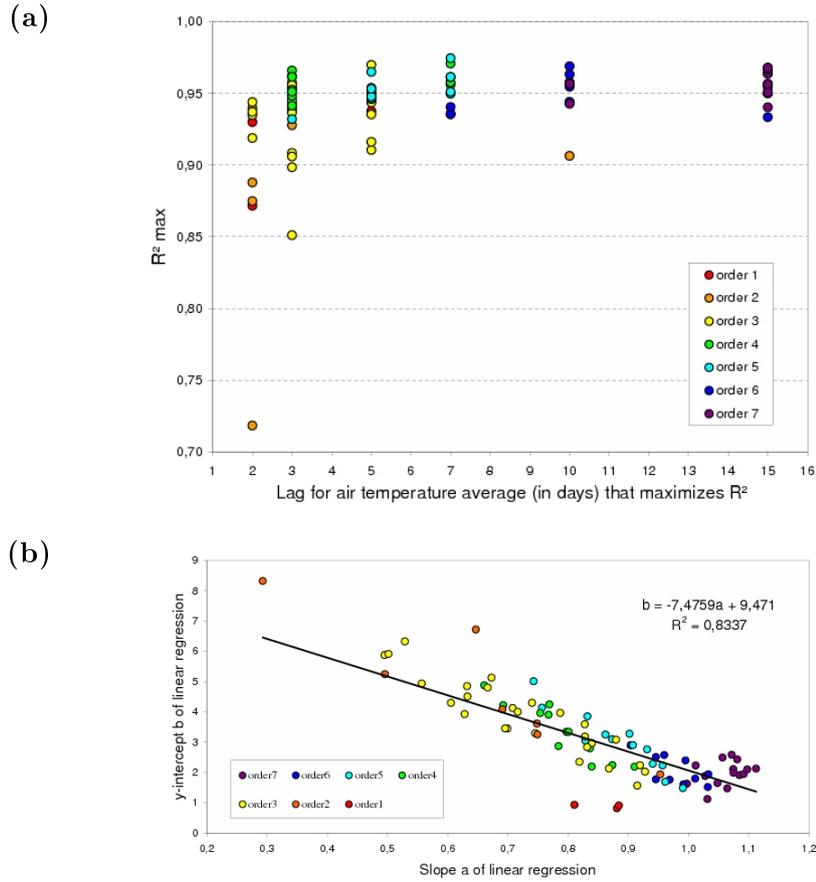


FIG. 3.6. Paramètres des relations affines qui maximisent la corrélation ( $R^2$ ) entre  $T_w$  et la moyenne de  $T_a$  sur les jours qui précèdent, en fonction de l'ordre de Strahler indiqué en couleur. **(a)** La fenêtre optimale pour la moyenne de  $T_a$  augmente avec l'ordre de Strahler. **(b)** La pente  $a$  et l'ordonnée à l'origine  $b$  des relations affines augmentent et diminuent respectivement avec l'ordre de Strahler. Plus de détails dans (Ducharne, 2008\*).

Une des limites de cette étude, cependant, réside dans le choix d'une fonction affine entre  $T_w$  et  $T_a$ . Ce choix s'est avéré nécessaire puisque les relations observées sur la période 1993-1999 ne montraient pas d'inflexion suffisante pour ajuster une relation logistique, comme l'indiquent d'ailleurs les valeurs très élevées de  $R^2$ . Ceci entraîne néanmoins une perte de précision aux températures les plus extrêmes, qui ne peut que s'accroître sous changement climatique.

### 3.3.2 Influence des eaux souterraines

Le concept de température d'équilibre déjà mis en avant ci-dessus offre aussi un moyen efficace de tenir compte du bilan d'énergie de la masse d'eau à l'échelle stationnelle (Caissie *et al.*, 2005). Dans le bassin de la Loire (Bustillo *et al.*, 2010), nous avons comparé différentes approches de modélisation stationnelle de la température de l'eau basées sur ce concept unificateur. Dans tous les cas, on décrit l'évolution de  $T_w$  en fonction de son écart à  $T_{eq}$  :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{K_{eq}(T_{eq} - T_w)}{\rho_w C_w d} \quad (3.1)$$

où  $\rho_w$  est la masse volumique de l'eau,  $C_w$  sa capacité calorifique,  $d$  est la profondeur locale du cours d'eau, et  $K_{eq}$  un coefficient d'échange empirique à caler.

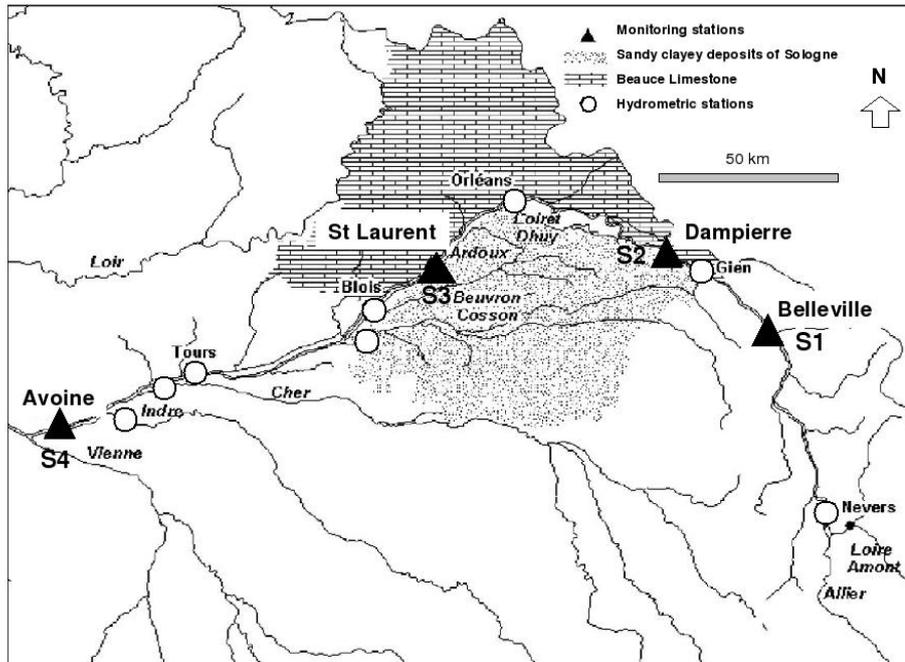


FIG. 3.7. Localisation des quatre stations de mesure de  $T_w$  sur la Loire moyenne. Cette carte illustre l'importance de la formation aquifère des calcaires de Beauce entre les stations S2 et S3, qui s'étend sous les dépôts sablo-argileux de Sologne. D'après [Bustillo et al. \(2010\)](#).

Les différents modèles comparés diffèrent par leur mode de calcul de  $T_{eq}$  :

- trois approches à bases physique : M3 relie  $T_{eq}$  au bilan des échanges énergétiques entre la masse d'eau et l'atmosphère (cinq termes) ; M4 rajoute l'influence des échanges de chaleur avec les nappes, via le sédiment ; M5 rajoute encore les apports thermiques ponctuels ;
- deux approches empiriques, où  $T_{eq}$  n'est plus déduite du bilan d'énergie mais d'une relation empirique avec  $T_a$  (affine et logistique, M1 et M2 respectivement).

Les simulations sont réalisées sur quatre stations de mesure de la Loire moyenne (stations EDF, Figure 3.7) et couvrent la période 1998-2007, avec des forçages météorologiques horaires issus de l'analyse SAFRAN ([Quintana-Seguí et al., 2008](#)). La comparaison porte sur les performances à reproduire les températures observées et leurs extrêmes, mais aussi sur la réponse au changement climatique, à partir d'un scénario A1B simulé par le modèle climatique ARPEGE et régionalisé par la méthode de régimes de temps (section 4). Le meilleur compromis entre performance et nombre de paramètres à caler est obtenu pour le modèle M4, dès lors que l'on dispose d'une estimation du débit de base (par un modèle hydrologique par exemple). M2 permet d'obtenir par calage des performances analogues, et M5 n'améliore les performances que marginalement.

Ces résultats rejoignent nombre de travaux récents qui suggèrent une influence importante des échanges avec les nappes souterraines sur la température des cours d'eau, comme le soulignent les revues de [Poole et Berman \(2001\)](#) et [Webb et al. \(2008\)](#). Une perspective intéressante pourrait consister à utiliser les variations longitudinales de la température de l'eau pour identifier des zones d'alimentation préférentielle par les eaux souterraines, ce qui serait probablement plus simple que l'utilisation des températures du lit des cours d'eau proposée par [Schmidt et al. \(2007\)](#).

# 4 Changement climatique et anthropisation

## 4.1 Introduction

### 4.1.1 Le changement climatique : une réalité mal caractérisée

La synthèse ci-dessous repose sur le quatrième rapport du GIEC<sup>1</sup> ou AR4 (IPCC, 2007). Ce dernier succède aux rapports AR1 (IPCC, 1990), AR2 (IPCC, 1995) et AR3 (IPCC, 2001), et indique avec une confiance accrue que l'augmentation anthropique de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre (GES) est à l'origine très probable d'un changement du climat, appelé à s'intensifier au cours du 21<sup>ème</sup> siècle, et dont les manifestations concernent à la fois le climat moyen et la variabilité climatique, modifiée par rapport à la variabilité naturelle.

S'il n'y a plus de controverse réelle sur la réalité du réchauffement (*e.g.* Hansen *et al.*, 2010), de nombreuses incertitudes persistent néanmoins sur sa magnitude et ses conséquences dans le futur. Ces changements sont estimés à l'aide de modèles climatiques (23 modèles différents pour AR4, couplant tous une composante atmosphérique, océanique et terrestre) soumis à des forçages radiatifs, lesquels sont basés sur des mesures historiques jusqu'en 2000 (forçages dits "20c3m" pour AR4) et sur des scénarios d'émission en GES et aérosols au cours du 21<sup>ème</sup> siècle. Dans AR4, il s'agit des scénarios A1 (dont le sous-groupe A1B), A2, B1 et B2 du SRES<sup>2</sup> (Nakicenovic et Swart, 2000). Selon ces projections, l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe, entre la fin du 20<sup>ème</sup> et du 21<sup>ème</sup> siècles, sera probablement comprise entre +1.1 et +5.8°C (Figure 4.1). Cette fourchette résulte de l'incertitude induite par les scénarios d'émission et de celles liées aux modèles climatiques, qui reste forte malgré l'amélioration continue des modèles climatiques (Reichler et Kim, 2008).

Ces projections permettent aussi d'analyser les modifications associées du cycle de l'eau. En moyenne globale, le réchauffement entraîne une augmentation de l'évaporation, de l'humidité relative de l'air, et des précipitations. Mais cette intensification moyenne du cycle de l'eau ne doit pas faire oublier d'importantes variations géographiques. De nombreuses régions montrent ainsi une réduction des précipitations, notamment dans les tropiques et le pourtour méditerranéen, où elle atteint -20% en moyenne d'ensemble pour les scénarios A1B (Figure 4.2).

Les variations de précipitation constituent de fait une des incertitudes majeures quant aux effets potentiels de l'augmentation des GES, du fait d'une connaissance et d'une modélisation toujours incomplètes des rétroactions entre processus radiatifs, humidité de l'air, convection et couverture nuageuse (Bony *et al.*, 2010). Les incertitudes associées tendent en outre à augmenter à l'échelle régionale, notamment en termes de finesse géographique (Christensen *et al.*, 2007). Prenons l'exemple du nord de la France, qui va nous intéresser plus particulièrement dans la suite de ce chapitre. Cette région est balayée par la limite entre une zone d'augmentation moyenne des précipitations au nord de l'Europe et une zone de diminution moyenne au sud, ce qui se traduit par une forte dispersion des changements de précipitation régionale, ne serait-ce qu'en termes de signe.

---

<sup>1</sup>Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

<sup>2</sup>Special Report on Emission Scenarios

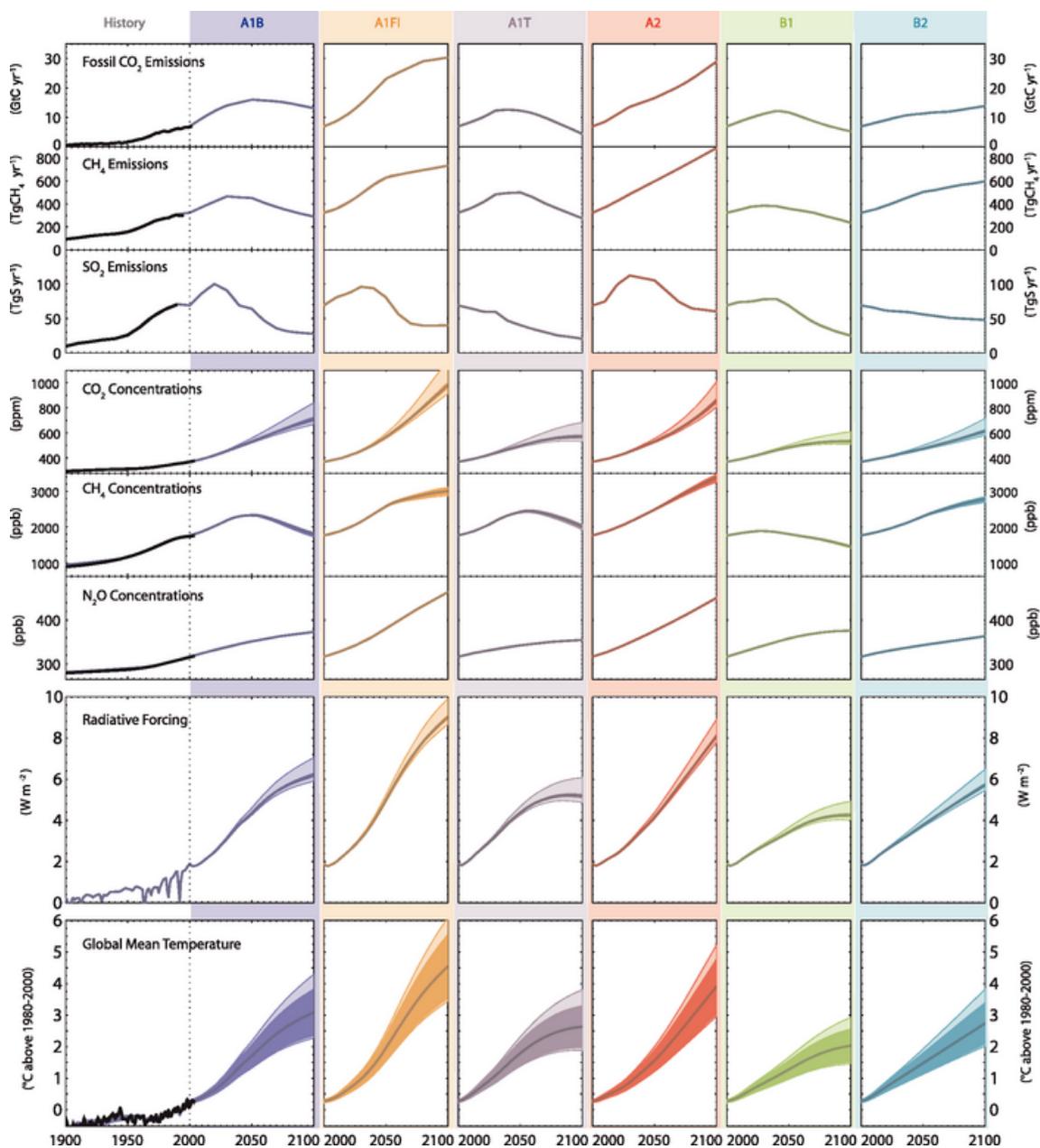


FIG. 4.1. Les six grands scénarios d'émission SRES. Du haut en bas : émissions puis concentrations en GES (CO<sub>2</sub>, méthane et SO<sub>2</sub>), résultantes en termes de forçage radiatif et de température moyenne du globe. Les observations sont indiquées par une ligne noire quand disponibles, pour la période historique 1900-2000. Sur les panels de température, les enveloppes colorées en foncé représentent la moyenne  $\pm 1$  écart-type sur l'ensemble des 19 modèles climatiques considérés. L'enveloppe plus claire illustre le changement de cette marge d'incertitude si les rétroactions liées au cycle du carbone sont supposées plus faibles ou plus fortes que les hypothèses moyennes choisies. Source : IPCC (2007)

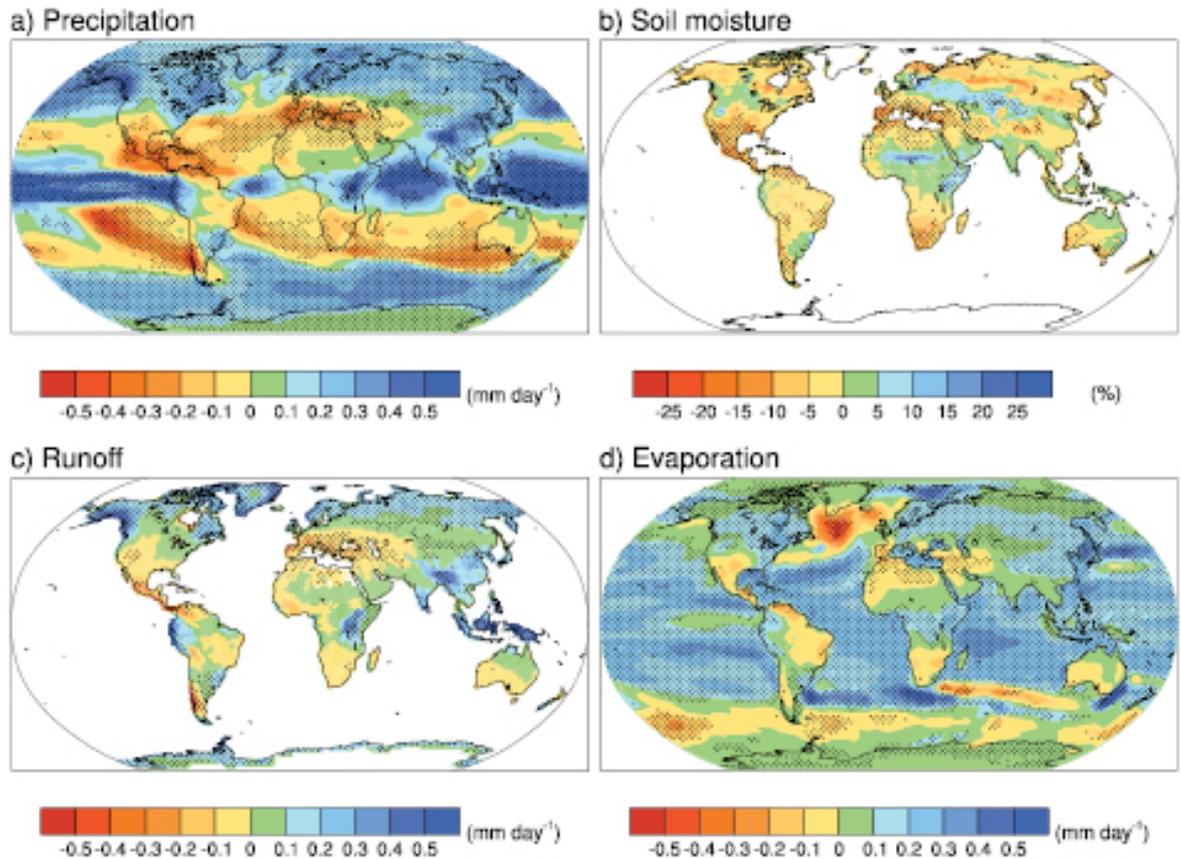


FIG. 4.2. Changements du cycle de l'eau, simulés par les modèles climatiques du GIEC (AR4) : précipitations, écoulement total et évaporation (mm/j), humidité relative des sols (%). Changements des moyennes annuelles entre 1980-1999 et 2080-2099, moyennés sur l'ensemble des projections A1B. Les hachures indiquent les régions où 80% au moins des modèles climatiques sont d'accord sur le signe du changement. Source : IPCC (2007).

#### 4.1.2 Le cas des hydrosystèmes continentaux

##### □ Détection du changement climatique

Les débits étant largement mesurés à la surface du globe, et en certaines stations depuis de nombreuses décennies, cette variable se prête *a priori* assez bien à la détection des premiers signes du changement climatique dans le passé récent. Une étude de référence fut menée par Labat *et al.* (2004) à partir de 221 stations contribuant à 50 % environ du volume global écoulé. Ces auteurs identifient une tendance à l'augmentation des débits, qu'ils attribuent au réchauffement, mais ces résultats ont été largement contestés. La discussion porte d'une part sur les facteurs explicatifs de ces tendances, qui ont également été attribuées au changement d'occupation des terres et à une réduction d'évapotranspiration induite par l'augmentation de la résistance stomatique avec la teneur en CO<sub>2</sub> (Gedney *et al.*, 2006; Piao *et al.*, 2007), ainsi qu'à une augmentation des précipitations (Gerten *et al.*, 2008).

Cependant, l'anthropisation croissante des bassins versants et des cours d'eau au cours du 20<sup>ème</sup> siècle ne facilite pas l'attribution des tendances passées (Arrigoni *et al.*, 2010), et la controverse porte aussi sur les méthodes d'analyse des données, notamment sur la reconstitution des valeurs manquantes et le traitement des "outliers" (Legates *et al.*, 2005). A partir d'autres échantillons

de stations que [Labat \*et al.\* \(2004\)](#), [Milliman \*et al.\* \(2008\)](#) et [Dai \*et al.\* \(2009\)](#) concluent ainsi à l'absence générale de changement du débit total aux océans pendant la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Ils identifient néanmoins des changements significatifs dans certains bassins, les augmentations significatives se trouvant plutôt dans les fleuves arctiques, et les baisses significatives aux moyennes latitudes.

Les tendances ne sont pas plus faciles à identifier sur l'évaporation continentale. La principale évidence est celle de la baisse de l'évaporation depuis les bacs d'évaporation ("pan evaporation"), qui donna lieu à la notion de "evaporation paradox", face à l'augmentation des précipitations dans les mêmes zones ([Dai \*et al.\*, 1997](#)) et aux projections par les modèle climatiques. Selon [Brutsaert \(2006\)](#), ce paradoxe n'est qu'apparent, la baisse de "pan evaporation" pouvant être associée à une augmentation de l'évaporation réelle à partir des travaux de [Bouchet \(1963\)](#). Cette augmentation de l'évaporation continentale est confirmée par [Jung \*et al.\* \(2010\)](#) entre 1982 et 1997, mais ces auteurs montrent qu'elle a cessé depuis, ce qu'ils attribuent à une limitation par l'humidité du sol.

L'influence du changement climatique est en revanche plus claire sur la composante cryosphérique du cycle de l'eau, plus directement soumise au réchauffement. On note ainsi des tendances convergentes vers un recul des glaciers ([Oerlemans, 2005](#); [Vuille \*et al.\*, 2008](#); [Soruco \*et al.\*, 2009](#)), vers des périodes sans neige plus longues ([Mote \*et al.\*, 2005](#)), et vers une diminution de l'épaisseur du manteau neigeux dans l'hémisphère nord (où l'essentiel des données sont rassemblées), malgré des variations géographiques, saisonnières et décennales ([Dye, 2002](#); [Laternser et Schneebeli, 2003](#); [Brown, 2010](#)). Ces changements de dynamique du manteau neigeux influencent les régimes hydrologiques ([Groisman \*et al.\*, 2001](#)), et contribuent à l'intensification (ou accélération) du cycle hydrologique.

La température des cours d'eau, vu sa dépendance forte avec celle de l'air (section 3.3), peut également sembler intéressante pour mettre en évidence un changement climatique. Cependant, ce paramètre s'avère encore peu utilisé, car les mesures continues et longues restent assez rares ([Webb et Nobilis, 2007](#)), alors que les mesures discrètes, plus courantes, ne permettent pas toujours d'identifier les tendances à long terme, vu la forte variabilité de la température de l'eau à haute fréquence (cycle diurne et saisonnier). La plupart des études citées dans la revue de [Webb \*et al.\* \(2008\)](#) indiquent néanmoins une augmentation de la température au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, qui se retrouve en France depuis 1976 dans les bassins de la Loire ([Moatar et Gailhard, 2006](#)) et du Rhône ([Carrel, 2006](#)). Plus récemment, [Schneider et Hook \(2010\)](#) ont analysé la température de 167 lacs de plus de 500 km<sup>2</sup> par imagerie infrarouge thermique de nuit, ce qui montre un réchauffement rapide depuis 1985, avec un taux moyen 0.045°C/an.

### □ *Projection des impacts futurs*

Finalement, la conclusion dominante est actuellement celle d'une intensification du cycle hydrologique, tout en reconnaissant les importantes variations géographiques et incertitudes associées ([Huntington, 2006](#)). Ces limites des études de détection sont une explication au grand nombre d'études d'impact futur du changement climatique sur les hydrosystèmes, le signal associé devant alors être plus facilement identifiable, du fait de teneurs atmosphériques en GES plus élevées et de l'effet mémoire des océans sur la température globale. Une autre explication réside bien sûr dans le souci d'anticiper les changements futurs, à cause de l'importance de l'eau pour les sociétés humaines, en terme de ressource et de facteur de risque.

Les impacts futurs du changement climatique sur les hydrosystèmes fluviaux font donc l'objet d'une recherche très active, comme synthétisé dans les rapports AR3 et AR4 par [Arnell \*et al.\*](#)

(2001) et Kundzewicz *et al.* (2007). D'un point de vue hydrologique, la grande majorité des études concernent les régimes hydrologiques (hydrogrammes moyens, y compris crues et étiages moyens), même si les travaux concernant la variabilité interannuelle et la fréquence des événements extrêmes sont en progression (Beniston *et al.*, 2007; Wigley, 2009; Kay *et al.*, 2009; Maurer *et al.*, 2010). Le nombre d'études d'impact portant sur la qualité de l'eau progresse aussi, même si elles restent rares. L'essentiel des études sur la qualité des cours d'eau s'arrête aux substances dissoutes (nutriments, parfois carbone organique et oxygène; Krysanova *et al.*, 2005; Arheimer *et al.*, 2005; Delpla *et al.*, 2009), et les processus biologiques sont surtout abordés dans des lacs (Lehman, 2002; O'Reilly *et al.*, 2003).

Il convient enfin de rappeler que le changement climatique est une cause possible d'évolution de l'occupation des terres, des pratiques agricoles, et de l'activité humaine en général (Easterling *et al.*, 2007; Stern et Treasury, 2007). L'impact combiné de l'ensemble de ces changements sur les cycles de l'eau, du carbone et de l'azote est particulièrement complexe (Vitousek *et al.*, 1997), avec des conséquences encore mal comprises sur la qualité des sols, et les stress hydriques et nutritifs affectant la végétation, qu'elle soit naturelle ou cultivée.

Ce bref inventaire des effets possibles du changement climatique montre la complexité de la réponse des hydrosystèmes, dès que l'on tente de l'appréhender sous son double aspect de l'hydrologie et de la qualité de l'eau. Ces deux volets sont cependant complémentaires pour définir la ressource en eau, surtout dans des bassins soumis à une forte anthropisation, qui se traduit par des pressions importantes sur l'environnement (changements d'occupation des terres, pollutions, aménagements...). Cette anthropisation amplifie de plus la complexité de la réponse des hydrosystèmes, puisqu'elle est soumise à la décision humaine (gestion), qui introduit des facteurs de changement supplémentaires, éventuellement en réponse au changement climatique (*e.g.* Hurd *et al.*, 2004; Howden *et al.*, 2007).

### 4.1.3 Quelle démarche pour les impacts ?

#### □ *Un recours nécessaire à la modélisation*

On s'interroge donc ici sur les impacts du changement de climat attendu au 21<sup>ème</sup> siècle en conséquence des activités humaines. La démarche la plus courante est d'utiliser les projections des conditions climatiques du futur, simulées par un modèle de climat global en fonction d'un scénario d'émissions anthropiques (GES et aérosols) pour le 21<sup>ème</sup> siècle. Ce recours à la modélisation climatique est la seule manière de profiter du vaste corpus de connaissances scientifiques sur le fonctionnement du système climatique pour aborder son évolution dans des conditions pas encore rencontrées dans le passé.

Dans ce contexte, les impacts hydrologiques ont d'abord été abordés de manière assez simpliste, en profitant du fait que les modèles climatiques, par leur modèle de surface, représentent les écoulements continentaux ("runoff" en anglais). Cette stratégie, initiée dès les premiers développements des modèles de circulation générale (Manabe et Wetherald, 1980; Gleick, 1989; Arora et Boer, 2001), est illustrée en Figure 4.2c, à partir des modèles du GIEC. La Figure 4.3, tirée de l'étude de Milly *et al.* (2005), illustre cependant les problèmes inhérents à cette démarche, et qui découlent des biais sur les écoulements simulés pour le temps présent quand modèle de surface et modèle climatique sont couplés.

Ces biais sont en effet suffisamment importants pour empêcher une interprétation quantitative des changements d'écoulement associés au changement climatique, que ce soit en termes de processus hydrologiques (puisque'ils sont largement non linéaires) ou de répercussions sur d'autres

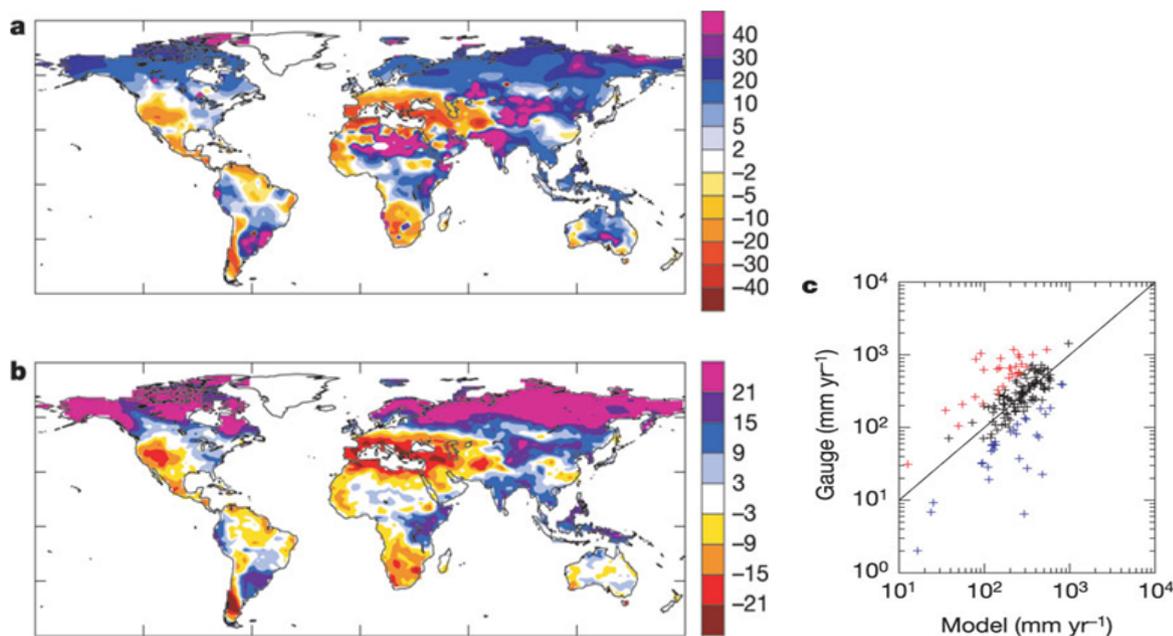


FIG. 4.3. Exemple de projection de l'impact hydrologique du changement climatique à partir de modèles de surface couplés à des modèles climatiques globaux (Milly *et al.*, 2005). Deux périodes sont comparées : 1900-1970, selon un forçage radiatif historique (dit "20C3M"), et 2041-2060, selon un scénario d'émissions A1B. Les incertitudes sont analysées en comparant les réponses de douze modèles couplés, avec simulations d'ensemble pour certains, définissant 35 simulations pour chacune des deux périodes. Changement relatif annuel des écoulements ("runoff") entre les deux périodes : (a) Moyenne sur les 35 simulations (en %), (b) Nombre de simulations en accord sur le signe du changement. Validation des simulations 1900-1970 : (c) comparaison des écoulements moyens annuels (en mm/an) simulés et observés dans 165 grands bassins versants : les croix rouges indiquent une surestimation de plus de 100% par le modèle et les croix bleues une sous-estimation de plus de 50%.

secteurs (agriculture, activités socio-économiques, etc.). Ils découlent de ceux du climat simulé à l'échelle régionale, notamment sur les précipitations, et des faiblesses des modèles de surface impliqués, qui ne résolvent généralement pas les processus avec un niveau de détail suffisant pour des applications hydrologiques fines (Graham *et al.*, 2007).

Face à ce constat, la stratégie générale consiste à utiliser des modèles hydrologiques (y compris des modèles de surface continentale, *cf.* section 2.1) forcés par des scénarios climatiques (*e.g.* Arnell, 1999; Nijssen *et al.*, 2001a; Christensen *et al.*, 2004; Graham *et al.*, 2007). Ce découplage permet de corriger les principaux biais, en exploitant des données observées. Celles-ci étant généralement disponibles à des résolutions spatiales bien supérieures à celles des modèles climatiques, cette étape de correction s'accompagne le plus souvent d'une descente d'échelle (on parle aussi de régionalisation ou désagrégation), selon la démarche discutée en section 4.3.

L'étape suivante consiste alors à transformer ces *scénarios climatiques* corrigés en *scénarios hydrologiques*, traduisant le fonctionnement des bassins versants (débits et niveaux des nappes phréatiques notamment). On utilise pour cela des modèles hydrologiques de bassin, qui sont d'abord calés et/ou validés en conditions actuelles, puis utilisés pour simuler le fonctionnement du bassin selon les scénarios climatiques corrigés. Des scénarios d'évolution de la qualité de l'eau, de l'agriculture, ou de n'importe quel autre secteur, peuvent être construits de la même manière, du moment que l'on dispose d'un modèle *ad hoc* bien validé en climat présent.

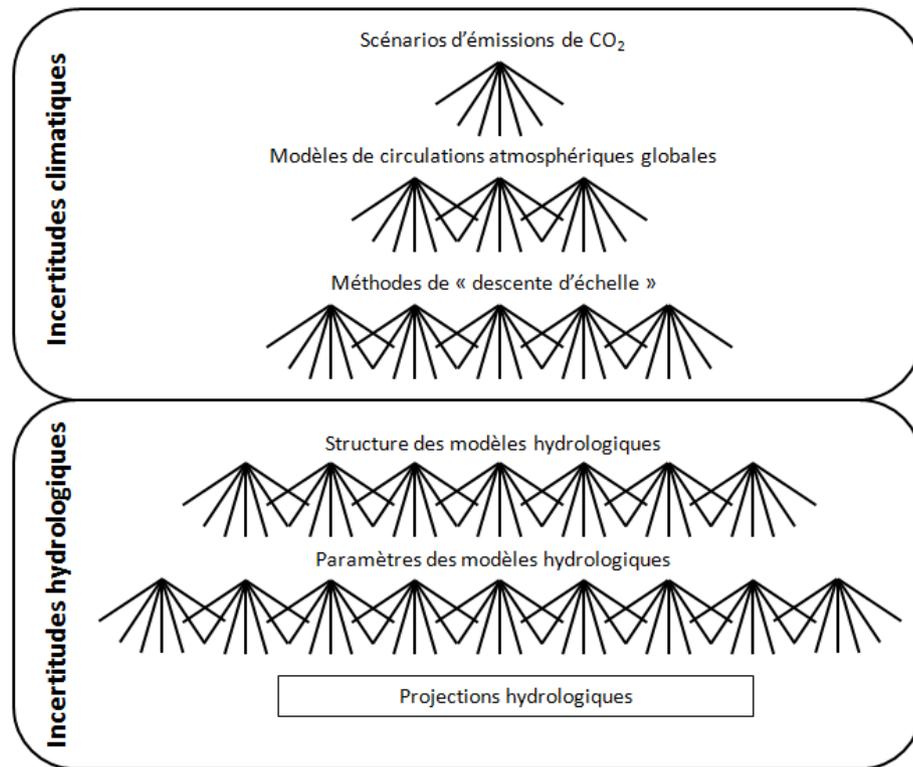


FIG. 4.4. Vue schématique de la cascade d'incertitudes auxquelles sont soumis les scénarios climatiques et hydrologiques en contexte de changement climatique. D'après [Brigode \(2010\)](#).

#### □ La question des incertitudes

Les incertitudes sont une question cruciale dans ce type d'études reposant sur une articulation complexe d'hypothèses et de modèles numériques. Elles se propagent à chaque étape de la démarche descendante présentée ci-dessus, définissant une "cascade d'incertitudes" depuis les scénarios d'émissions jusqu'aux impacts (Figure 4.4).

*La première source d'incertitude est relative aux émissions en GES futures*, qui dépendent de l'évolution des activités humaines, selon des contraintes politiques, économiques et sociales jugées trop imprévisibles pour être modélisées ou même quantifiées. La démarche consiste alors à faire des hypothèses plausibles ("scénarios"), censées couvrir une certaine gamme des possibles. Dans le cas du GIEC, les scénarios SRES ([Nakicenovic et Swart, 2000](#)) partent d'hypothèses "business as usual", sans catastrophe, et sans intégrer de stratégie de mitigation du changement climatique (Figure 4.1). Il est important de garder en tête que d'autres hypothèses seraient possibles, et c'est pourquoi les simulations du GIEC ne sont pas des prévisions mais des projections, avec une incertitude inhérente impossible à caractériser à l'avance.

*La deuxième source d'incertitude relève des imperfections des modèles* : modèles biogéochimiques qui font le lien entre les émissions et les concentrations en GES ; modèles climatiques ; méthodes de correction/régionalisation (section 4.3) ; modèles d'impact (hydrologiques, thermiques, etc.). En hydrologie, il est courant de distinguer deux facteurs d'imperfection des modèles : ceux qui tiennent à la structure des modèles, *i.e.* aux jeux d'équations choisis en fonction des processus supposés dominants (*e.g.* [Wilby, 2005](#) ; [Wilby et Harris, 2006](#) ; [Kay et al., 2006](#)), et ceux qui découlent du choix des paramètres associés. Cette distinction tient au calage fréquent des modèles hydrologiques, qui soulève de nombreuses questions quant à la transféra-

bilité des paramètres à un autre contexte climatique : stabilité des paramètres, influence des caractéristiques de la période de calage, effet de l'équifinalité (*e.g.* Wilby, 2005; Le Lay *et al.*, 2007; Kay *et al.*, 2009). Elle est cependant pertinente pour l'ensemble des modèles impliqués, même si leurs paramètres ne sont pas calés, car ils sont alors prescrits *a priori*, en général pour reproduire correctement les conditions/processus historiques.

L'incertitude liée aux modèles peut entraîner des réponses très contrastées, allant jusqu'à des signes différents, en particulier pour ce qui relève du cycle de l'eau. Ceci impose de ne jamais considérer la réponse d'un seul modèle, mais au contraire de suivre une démarche multi-modèle, comme dans l'étude de Milly *et al.* (2005) analysée en préambule. Pour ne pas ne pas aboutir à des conclusions fallacieuses, il importe aussi de ne pas limiter l'analyse à la réponse moyenne, mais de tenir compte de la dispersion associée, qui seule permet d'estimer si les réponses sont robustes (cohérence de signe et/ou faible dispersion) au regard des sources d'incertitudes prises en compte. Ceci est vrai pour les modèles climatiques, mais aussi pour les modèles hydrologiques, comme les résultats du projet RExHySS le démontrent très bien (*cf.* page 74). Dans ce cadre, on considère souvent que chaque modèle est équiprobable. C'est le cas au sein du GIEC, entre autres à cause de la difficulté à caractériser la supériorité d'un modèle sur un autre, le système climatique étant particulièrement complexe (multi-milieux, multi-variable, multi-échelle, non linéaire, avec de nombreux couplages). Cependant, de plus en plus de critères sont construits pour pondérer le poids des modèles en fonction de leur réalisme (*e.g.* Giorgi et Mearns, 2002; Murphy *et al.*, 2004; Knutti, 2010).

*Une troisième source d'incertitudes tient à la nature même du système météorologique/climatique.* Ce système dynamique est chaotique, ce qui se traduit par le fameux "effet papillon" de Lorenz (1972), interdisant des prévisions météorologiques fiables au delà de 10 jours. Aux échelles beaucoup plus longues du climat (30 ans selon les recommandations de l'Organisation Météorologique Mondiale), ce système montre au contraire une certaine stabilité des états moyens et de la variabilité, ce qui justifie l'utilisation des modèles climatiques pour analyser ces moyennes et variabilités, qui définissent justement le climat. Cependant, une simulation climatique est une réalisation d'un ensemble de possibilités beaucoup plus vaste, tout comme le climat réel est une réalisation unique d'un ensemble de possibilités beaucoup plus vaste (Kerkhoven et Gan, 2011). Ceci interdit de comparer la chronologie du climat simulé à celui du climat observé (sauf si la simulation intègre un "guidage" des variations temporelles, ce qui est possible en rétrospectif en forçant les températures de surface de la mer). Ceci entraîne aussi une incertitude sur les projections climatiques, que l'on peut caractériser par des simulations d'ensemble, *i.e.* qui diffèrent par leur condition initiale, d'où partent autant de "trajectoires" climatiques équiprobables.

*Une dernière incertitude vient de la variabilité naturelle du climat aux échelles de temps supérieures à 30 ans,* comme le révèlent les études historiques et paléo-climatiques (*e.g.* Bradley et Jonest, 1993; Hurst, 1951; Petit *et al.*, 1999). Une part des changements climatiques à venir résulte de cette variabilité naturelle à basse fréquence et ne doit pas être attribuée aux émissions anthropiques. C'est justement un des intérêts de la modélisation du climat de pouvoir séparer ces deux effets, qu'il s'agisse d'attribution des changements passés (Hegerl *et al.*, 1996), comme de projection et d'impacts (Hulme *et al.*, 1999).

Pour terminer cet aperçu, je reviendrai sur certaines discussions de la définition même des incertitudes dans la littérature hydrologique (*e.g.* Montanari, 2007; Blöschl et Montanari, 2010). En ingénierie, y compris hydrologique, la notion d'incertitude renvoie à des erreurs ou imprécisions, qu'il s'agisse d'erreurs de mesure par rapport à la "réalité", ou d'erreurs de modélisation par rapport aux mesures, et les incertitudes associées à ces erreurs sont caractérisées par des intervalles de confiance.

Cette démarche très rationnelle est cependant difficilement généralisable aux études du changement climatique. En effet, la complexité du climat se prête difficilement à une mesure simple de la précision des modèles. On doit cependant louer les efforts du GIEC pour une évaluation objective des modèles de climat (Randall *et al.*, 2007), qui s'accompagne d'ailleurs d'un recours plus fréquent à la pondération des modèles en fonction de leur réalisme dans les ensembles multi-modèles, comme évoqué ci-dessus. L'autre difficulté pour construire des intervalles de confiance vient du fait que les climats du passé n'offrent pas de bon analogues à l'évolution très rapide attendue dans les prochains siècles en réponse à l'augmentation anthropique en GES, si bien que le réalisme passé n'est pas une garantie du réalisme futur.

Dans ce cadre, il paraît donc fallacieux de parler d'intervalles de confiance, et il convient plutôt d'accepter l'incertitude inhérente à l'exercice. Il est essentiel de garder en tête que l'ensemble des études du changement climatique fait l'hypothèse fondamentale que les modèles (et leurs éventuelles corrections) sont transférables aux conditions futures, ou au minimum que leurs erreurs sont stationnaires, mais cette hypothèse ne sera vérifiable que dans le futur. Elle est donc porteuse d'une incertitude tout aussi irréductible que celle qui concerne les émissions en GES.

En conclusion, le changement climatique et ses impacts se caractérisent par une augmentation des incertitudes à chaque niveau de la cascade de modèles et scénarios, que l'on peut évaluer par la dispersion associée, mais à quoi il ne faut pas oublier de rajouter les incertitudes inquantifiables dues à la nature imparfaite de nos connaissances. Une partie de ces incertitudes inquantifiables est d'ailleurs due aux multiples interactions non prises en compte dans la démarche descendante, dont font partie les rétroactions des sociétés humaines, via la mitigation et l'adaptation.

## 4.2 Plusieurs projets dans le Nord de la France

Je me suis particulièrement intéressée aux impacts du changement climatique dans trois grands hydrosystèmes fluviaux représentatifs du Nord de la France, la Seine, la Somme, et la Loire (Tableau 4.1). Ces bassins sont soumis à un climat essentiellement océanique, mais avec des intrusions méditerranéennes à l'amont du bassin de la Loire (et plus modérément à l'amont du bassin de la Seine, dans le Morvan), susceptibles d'engendrer des pluies et des crues intenses. Aucun de ces bassins ne montre une influence significative du manteau neigeux sur les régimes hydrologiques.

A l'heure actuelle, ces hydrosystèmes soutiennent bien les différents usages de l'eau en situation normale, notamment d'un point de vue quantitatif (eau potable, prélèvements agricoles, navigation, etc.), grâce à ce climat océanique et à l'influence régulatrice des nappes souterraines. On trouve en effet d'importantes formations aquifères dans la totalité du bassin de la Somme, et dans une large fraction des bassins de la Seine et de la Loire (85% et 45 %). Ils sont en revanche très vulnérables aux extrêmes hydrologiques, comme ont pu l'illustrer les crues de 1910 de la Seine et 2001 de la Somme, ou les sécheresses de 2003 et 2005. Ils sont aussi tous trois soumis à l'anthropisation du milieu, et aux problèmes de qualité d'eau associés, avec des signatures cependant un peu différentes : l'emprise de l'agriculture est forte dans les trois bassins, mais celle de l'urbanisation est plus intense quand on passe du bassin de la Somme à celui de la Loire à celui de la Seine.

Projet	GICC-Seine	RExHySS	ICC-Hydroqual
Bassins versants	Seine	Seine + Somme	Loire
Durée	2002-2004	2007-2009	2008-2010
<b>Scénarios climatiques</b>			
Modèles de climat	8	15	16
Scénarios d'émission	CMIP, <b>A2, B2</b>	<b>A1B, A2</b>	<b>A1B, A2, B1</b>
Périodes	MS pour CMIP, <b>FS</b> pour A2 et B2	MS, <b>FS</b> , continu	<b>MS, FS</b> , continu
Désagrégation / Correction	Anomalies	Anomalies, QQ, <b>RT</b>	RT
Nb de scénarios disponibles	2 MS + 10 FS	20 MS + 20 FS	21 MS + 21 FS
<b>Modèles hydrologiques</b>			
	2	5	2
	<b>CLSM, MODCOU</b>	<b>CLSM, MODCOU, SIM, EROS, GR4J</b>	<b>CLSM, EROS</b>
<b>Echantillonnage des incertitudes</b>			
Modèles de climat	8	8	16
Conditions initiales	non	non	1 ensemble de 4
Scénarios d'émission	3	2	3
Désagrégation / Correction	1	3	1
Modèles hydrologiques	2	5	2
<b>Projections hydrologiques analysées dans ce document</b>			
Scénarios désagrégés retenus	2 MS + 10 FS	12 FS	21 FS
Projections FS par modèle	<b>10+4</b>	<b>10+12+10+4+12</b>	<b>21+21</b>

TAB. 4.1. Synthèse des différents projets d'impact du changement climatique, comparant les caractéristiques des scénarios climatiques régionalisés (les caractéristiques en gras sont les plus représentées parmi les différentes possibilités) et les modèles hydrologiques retenus. Notations : MS et FS pour milieu et fin de siècle (section 4.2.2) ; QQ et RT pour méthodes quantile-quantile et des régimes de temps (sections 4.3.3 et 4.3.4) ; émissions définies ci-dessous pour CMIP (section 4.2.1 et en section 4.1.1 pour A1B, A2, B1, B2).

#### 4.2.1 Caractéristiques des projets

Le Tableau 4.1 récapitule les points communs et différences entre les trois projets de recherche menés dans ces bassins :

- GICC-Seine (Ducharne *et al.*, 2005, 2007\* ; Ducharne, 2007, 2008),
- RExHySS (Ducharne *et al.*, 2009, 2010, 2011\* ; Habets *et al.*, 2011),
- ICC-Hydroqual (Moatar *et al.*, 2010).

La comparaison de ces projets porte notamment sur l'échantillonnage des facteurs d'incertitude des impacts projetés, qu'il s'agisse des projections climatiques de grande échelle, des méthodes de désagrégation et des modèles hydrologiques. Au delà des considérations générales de la section 4.1.3, on peut noter que :

- les modèles hydrologiques retenus recouvrent dans tous cas les grandes écoles de modélisation hydrologique (*cf.* section 2.1), et ont tous été testés en temps présent avec de bonnes performances ;
- les projections climatiques de grande échelle peuvent être rattachées à deux “générations” : celle des rapports AR2 et AR3 pour le projet GICC-Seine (les scénarios d'émission dit CMIP ont été construits pour le rapport AR2, et consistent en une augmentation de 1%/an de la teneur en CO<sub>2</sub> à partir de 1990, amenant à un doublement en 2064), et celle du rapport AR4 pour les projets RExHySS et ICC-Hydroqual.

La suite de ce chapitre donnera un éclairage sur les différentes méthodes de correction/désagrégation (section 4.3), avant de présenter une synthèse des résultats de ces projets. Le bassin de la Seine est privilégié dans ces analyses, car il a été le “laboratoire” de ces études d'impact. C'est là que nous avons développé, dans le cadre du projet GICC-Seine, la chaîne de modélisation permettant d'aborder les impacts sur la qualité de l'eau (section 4.5). En ce qui concerne les impacts hydrologiques (section 4.4), c'est aussi là que nous avons testé, lors du projet RExHySS, l'apport de nouvelles méthodes de régionalisation (méthode quantile-quantile et des régimes de temps, *cf.* section 4.3) pour aborder l'évolution des événements extrêmes. La comparaison des deux projets GICC-Seine et RExHySS permettra ainsi d'analyser l'influence des différentes évolutions méthodologiques sur la projection des impacts.

## 4.2.2 Partis pris et définitions

### □ *Cadre temporel*

Dans ces projets, la plupart des impacts hydrologiques ont été analysés sur des fenêtres de temps de 20 ans : 1981-2000 (TP pour Temps Présent) ; 2046-2065 (MS pour Milieu de Siècle) et 2081-2100 (FS pour Fin de Siècle). Les exceptions sont :

- les moyennes TP tirées de [Habets et al. \(2009\)](#) pour le projet RExHySS, qui s'étendent sur 1971-2000 soit 30 ans (*cf.* Figures 4.10 et 4.8b) ;
- les moyennes des simulations réalisées dans le projet GICC-Seine. En effet, la méthode des anomalies impose que l'extension des fenêtres de temps corresponde à la longueur des forçages météorologiques observés. Si cette dernière est bien de 20 ans pour le modèle MODCOU (1970-1989), elle n'est que de six ans (1985-1991) pour le modèle CLSM, car les données SAFRAN au pas de temps horaire n'étaient pas disponibles avant cette période au moment du projet.

La synthèse ci-dessous se focalise sur les scénarios "Fin de Siècle", dans un souci de simplicité et de cohérence (Tableau 4.1). Ils n'intègrent donc pas de scénario dérivant des émissions anthropiques CMIP. Dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual où les scénarios "Milieu de Siècle" ont été largement échantillonnés, nous avons pu montrer que l'essentiel des changements identifiés en fin de siècle était acquis dès le milieu de siècle, avec une amplitude cependant moindre.

### □ *Changements relatifs moyens et débiaisage*

Les changements relatifs moyens d'une variable  $Y$  entre le temps présent et le futur sont calculés selon :

$$\Delta Y\% = 100 \left( \frac{Y_{FUTUR} - Y_{TP}}{Y_{TP}} \right) \quad (4.1)$$

où  $Y_{TP}$  et  $Y_{FUTUR}$  sont les moyennes de la variable sur les fenêtres "temps présent" et "temps futur" (il peut s'agir selon les cas de moyennes annuelles ou mensuelles).

Les différences entre la variable simulée en temps présent  $Y_{TP}$  et les observations correspondantes  $Y_{OBS}$  résultent des biais de la chaîne de modélisation : modélisation climatique et régionalisation pour les variables météorologiques, à quoi s'ajoute la modélisation hydrologique pour les projections du débit. L'impact relatif du changement climatique  $\Delta Y\%$  peut alors être multiplié aux observations, pour déduire une estimation de la variable temps futur corrigée des biais de modélisation :

$$\hat{Y}_{FUTUR} = \left( 1 + \frac{\Delta Y\%}{100} \right) Y_{OBS} \quad (4.2)$$

C'est ce qui est réalisé au pas de temps mensuel pour estimer des débits mensuels moyens débiaisés en Figures 4.8a et 4.8c.

### □ *Boîtes à moustache*

Dans les représentations d'un échantillon de projections sous forme de boîte à moustache (Figures 4.6, 4.7 et 4.8c), le rectangle est défini par les premier et troisième quartiles et coupé par

la médiane ; la moyenne est représentée différemment (ligne rouge ou losange). Les extrémités des moustaches sont définies par la dernière valeur qui est située à une distance du rectangle inférieure à 1.5 fois l'écart interquartile ; les points en dehors des moustaches sont identifiés par des cercles ("outliers").

### □ Valeurs extrêmes

En hydrologie, on caractérise souvent la probabilité  $p$  d'un événement rare, *i.e.* qui ne se reproduit pas tous les ans, en terme de période de retour moyenne  $T$ , exprimée en année :  $T = 1/p$ , où  $p$  donne la probabilité de l'événement chaque année. La grandeur hydrologique étudiée est alors assimilée à une variable aléatoire, ici notée  $Y$ . Pour les valeurs fortes (crues ou précipitations intenses), la période de retour intéressante correspond à la probabilité de dépassement  $P(Y > y)$ , qui se relie directement à la fonction de répartition  $F_Y(y) = P(Y \leq y)$  :

$$T_X(y) = \frac{1}{(1 - F_Y(y))} \quad (4.3)$$

Si l'on s'intéresse aux valeurs faibles (étiages), c'est la probabilité que la grandeur soit inférieure à un seuil qui nous intéresse et définit donc la période de retour :

$$T_N(y) = \frac{1}{P(Y \leq y)} = \frac{1}{F_Y(y)} \quad (4.4)$$

La prédétermination des valeurs extrêmes (Hubert, 2005) consiste à caractériser ces périodes de retour, ou probabilités, en fonction de la statistique des événements historiques. Cette analyse fréquentielle suppose généralement que tous les événements extrêmes sont indépendants. Autre hypothèse importante, celle de la stationnarité entre le passé et le présent (voire le futur), pour pouvoir interpréter les fréquences passées en termes de probabilités actuelles (voire futures).

De plus, les événements extrêmes étant rares, il ne suffit pas d'utiliser la fréquence empirique d'un événement pour caractériser sa fonction de répartition. Si l'on s'intéresse à un débit dépassé 1 fois en 50 ans, on voit bien que sa fréquence empirique sera très différente pour différentes périodes d'échantillonnage contenant l'événement : 2% sur la chronique de 50 ans, jusqu'à 10% pour une chronique de 10 ans, voire davantage... Ceci impose de recourir à des lois de probabilité des valeurs extrêmes, avec une période d'échantillonnage en rapport avec la période de retour maximale recherchée. La "bonne pratique" recommande de se limiter à la période de retour valant deux fois la longueur de la chronique, au moins égale à 10 ans (*e.g.* Meylan *et al.*, 2008).

Dans la suite de ce chapitre, on trouvera plusieurs valeurs (ou "quantiles") extrêmes, caractérisées sur les périodes de 20 ans mentionnées plus haut :

- le  $QMNA5$  pour les étiages moyennement rares : il s'agit du débit mensuel minimal annuel de période de retour 5 ans, dont la probabilité d'être sous-passé est donc de 20% chaque année (ajusté à une loi log-normale) ;
- le  $QJXA10$  pour les crues moyennement rares : débit journalier maximal annuel de période de retour 10 ans, dont la probabilité d'être sur-passé est de 10% chaque année (ajusté à une loi de Gumbel) ;
- les  $PJXA10$  et  $P12JXA10$  pour les précipitations extrêmes : valeurs maximales annuelles des cumuls sur 1 et 12 jours respectivement, dont la période de retour est 10 ans, ce qui définit une probabilité de dépassement de 10% chaque année (ajustement à une loi exponentielle).

## 4.3 Quel changement climatique à l'échelle régionale ?

### 4.3.1 Descente d'échelle et correction de biais : une problématique double

Si les modèles climatiques décrivent correctement les principales caractéristiques de grande échelle du climat global (anticyclones et systèmes dépressionnaires, moussons, etc.), ils en représentent assez mal les caractéristiques locales, une des raisons étant leur faible résolution spatiale ( $> 100$  km de côté). Celle-ci s'accompagne en effet d'une description simplifiée :

- de la surface terrestre (simplification du trait de côte, lissage de l'orographie),
- des processus physiques de petite échelle (précipitation, convection, infiltration, nébulosité, ruissellement, etc.), qui deviennent des processus sous-maille à l'échelle des modèles de climat, décrits par des paramétrisations simplifiées.

Pour étudier les impacts du changement climatique, la question du changement d'échelle peut donc se décliner comme suit : comment passer des échelles caractéristiques des modèles de climat aux échelles des modèles d'impact (Figure 4.5), avec des performances suffisantes pour analyser les impacts résultants ? Cette deuxième contrainte, qui impose de corriger les principaux biais des variables météorologiques simulées par les modèles de climat, n'est pas assez mise en valeur dans la terminologie classique (descente d'échelle, régionalisation, désagrégation). Elle est cependant essentielle, comme évoqué en section 4.1.3, et comme indiqué par les limites de la désagrégation dynamique pour les impacts.

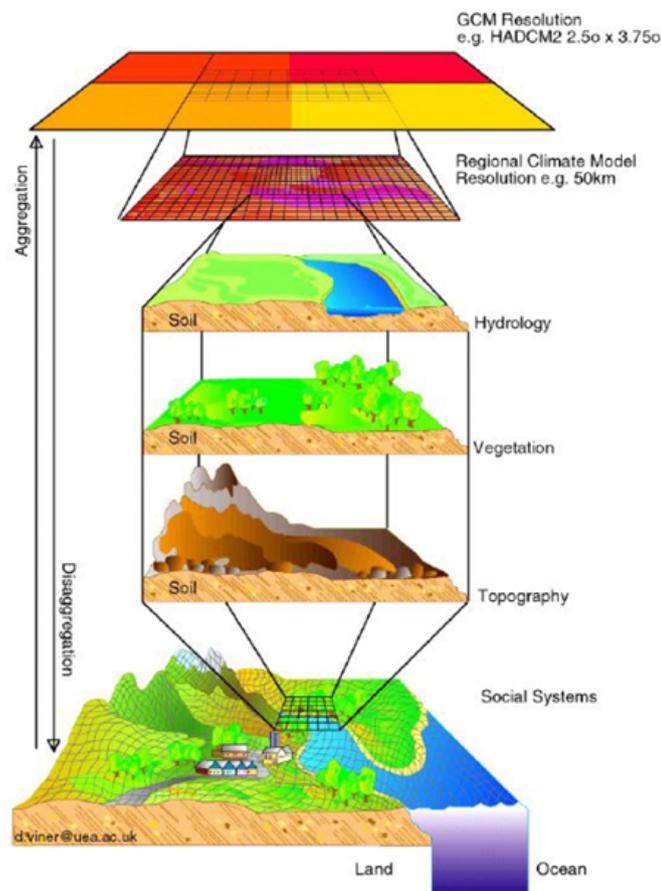


FIG. 4.5. Problématique de la désagrégation : la résolution horizontale des modèles climatiques globaux est d'environ 100 à 300 km, celle des modèles climatiques régionaux d'environ 10 à 100 km, et celle des forçages des modèles hydrologiques (météorologie, végétation, sols, topographie) est typiquement de 1 à 10 km. Source : Climate Research Unit, University of East Anglia.

La *désagrégation dynamique* consiste à utiliser des modèles atmosphériques à haute résolution (20-50 km) sur le domaine cible. Dans ce cadre, on distingue :

- les modèles régionaux à aire limitée, ou RCM (regional climate models), forcés aux limites (atmosphériques et/ou océaniques) par des modèles climatiques globaux (Jones *et al.*, 1995; Seneviratne *et al.*, 2006),
- les modèles globaux à résolution variable, privilégiés dans la communauté française (Gibelin et Déqué, 2003; Hourdin *et al.*, 2006).

Ces modèles climatiques régionaux permettent une réelle amélioration du réalisme des simulations climatiques sur un certain nombre de points, notamment des effets liés à l’orographie (*e.g.* Christensen et Christensen, 2007). Ils conservent cependant des biais, notamment liés aux paramétrisations sous-maille, en général proches de celles des modèles climatiques globaux.

La solution est d’utiliser des méthodes de *désagrégation statistique*, en aval des modèles climatiques globaux ou régionaux. Toutes les méthodes statistiques, et elles sont extrêmement nombreuses, sont basées sur l’hypothèse que le climat régional/local est conditionné par deux facteurs : la circulation atmosphérique de grande échelle, bien reproduite par les modèles climatiques, et les effets locaux (relief, contraste terre-mer, utilisation du sol). Dans un premier temps, un modèle statistique est donc établi entre le climat régional/local et les variables de grande échelle, à partir des observations du climat présent. On parle souvent de phase d’apprentissage. Ce modèle statistique est ensuite utilisé pour déduire un climat régional/local à partir des variables de grande échelle simulées par les modèles climatiques.

Un avantage de ces techniques est qu’elles sont peu coûteuses en temps de calcul, en comparaison des simulations climatiques à très haute résolution. Elles peuvent aussi être appliquées à des simulations de plusieurs modèles de circulation générale. On peut distinguer plusieurs grandes familles parmi ces méthodes de désagrégation statistique et le lecteur intéressé pourra se reporter à Wilby et Wigley (1997); Zorita et Von Storch (1999); Wilby *et al.* (2004); Wood *et al.* (2004); Fowler *et al.* (2007); Maraun *et al.* (2010) pour une revue spécialisée. Je me contenterai de les effleurer ci-dessous en présentant les trois méthodes utilisées dans les travaux reportés dans ce chapitre (sections 4.3.2-4.3.4).

Plus généralement, les différentes méthodes de correction/désagrégation ci-dessus peuvent être mises en oeuvre à partir de simulations du climat présent, ce qui permet une validation de la démarche. De nombreux articles comparent ainsi l’adéquation des chroniques météorologiques construites à partir de différentes méthodes avec la météorologie observée (*e.g.* Trigo et Palutikof, 2001; Diaz-Nieto et Wilby, 2005; Maurer et Hidalgo, 2008; Iizumi *et al.*, 2011). Ces analyses révèlent à la fois les apports des méthodes de désagrégation (tant dynamiques que statistiques) et les faiblesses résiduelles, qui constituent autant de voies d’amélioration. Ces méthodes peuvent aussi être appliquées aux simulations de changement climatique, sous l’hypothèse forte, mais invérifiable avant des décennies, que les erreurs des modèles sont stationnaires sous changement climatique.

### 4.3.2 Méthode des anomalies

La méthode des anomalies (aussi dite “delta”, ou “change factor”, ou des perturbations mensuelles) constitue le “degré 0” des méthodes de désagrégation statistique. Pour chaque variable climatique, des perturbations sont calculées mensuellement, comme le rapport (ou la différence dans le cas de la température) des moyennes interannuelles issues des simulations du climat futur et du climat présent, pris comme référence. Ces perturbations mensuelles servent à modifier les séries actuelles observées, en étant appliquées uniformément à tous les pas de temps du mois considéré (Xu, 1999). Le climat simulé désagrégé pour le temps présent est donc directement le

climat observé, à la résolution spatiale et temporelle *ad hoc* pour la modélisation des impacts. Et l'on ne garde du climat de grande échelle simulé que le changement de climat moyen, au pas de temps mensuel afin de capturer la saisonnalité du changement climatique.

Cette méthode ne rend donc compte que du changement de climat moyen, et préserve dans les scénarios du climat futur la variabilité du climat actuel aux échelles qui ne sont pas celles du mois (journalières et interannuelle notamment). Même s'il est possible de modifier le coefficient de variation des précipitations mensuelles pour rendre compte de modifications de la variabilité interannuelle (d'un an à l'autre, ou à l'échelle inter-décennale, cf. [Arnell, 2003b](#)), la constance de la variabilité journalière est une limite importante, car il n'y a pas de raison qu'en climat modifié, il y ait, par exemple, le même nombre de jours de pluie et qu'ils soient répartis de manière identique à la situation actuelle. Une autre limite de cette méthode est qu'elle n'est pas applicable aux scénarios continus, contrairement aux autres méthodes présentées ci-dessous.

Cette méthode reste néanmoins très utilisée (*e.g.* [Arnell, 2003a](#); [Diaz-Nieto et Wilby, 2005](#); [Quilbé et al., 2008](#)), car elle ne requiert que les sorties mensuelles des modèles de climat. Elle fut notamment employée dans les premières études des impacts hydrologiques du changement climatique en France, dans le cadre des projets GICC-Rhône ([Etchevers et al., 2002](#)) et GICC-Seine ([Ducharne et al., 2007\\*](#)).

### 4.3.3 Fonctions de transfert et méthode quantile-quantile

Une stratégie assez proche consiste à débiaiser les moyennes mensuelles des variables simulées en fonction du rapport (pour les précipitations par exemple) ou de la différence (pour la température), entre les moyennes mensuelles interannuelles simulées en climat présent et observées (cf. Eq. 4.2 en section 4.2.2). Ces fonctions de correction des biais mensuels peuvent s'appliquer aux simulations du temps présent, auquel cas le climat désagrégé a les mêmes moyennes interannuelles que le climat observé, mais la variabilité nyctémérale, journalière et interannuelle du climat simulé à grande échelle. Elles peuvent aussi s'appliquer aux simulations du climat futur, sous l'hypothèse déjà soulignée de stationnarité des erreurs de modélisation. Cette stratégie est le plus souvent généralisée pour corriger la distribution statistique des différentes variables météorologiques, par des fonctions d'ajustement de quantile ([Wood et al., 2004](#); [Fowler et al., 2007](#); [Michelangeli et al., 2009](#); [Ashfaq et al., 2010](#)).

C'est le cas de la *méthode quantile-quantile* utilisée dans le projet RExHySS. Cette technique a été développée initialement dans le cadre du projet GICC IMFREX ([Déqué, 2007](#)), pour les précipitations et températures diurnes minimales et maximales. Il s'agissait de ramener les quantiles simulés pour chaque variable et saison vers les quantiles observés dans des stations de référence possédant des données validées sur de longues durées. Dans RExHySS, afin de pouvoir correctement alimenter les modèles hydrologiques, nous avons retenu l'analyse SAFRAN comme observations locales, avec 1662 mailles de 64 km<sup>2</sup> dans les bassins de la Seine et de la Somme. Sur ce domaine, sept variables quotidiennes, non indépendantes, sont disponibles sur la période de référence 1970-2005, ce qui a imposé d'adapter la méthode IMFREX, en réduisant la dimension du problème par analyse en composantes principales pour le rendre statistiquement abordable, comme détaillé dans [Déqué \(2009\)](#).

On peut enfin noter des fonctions de transfert différentes, basées sur des relations empiriques (parfois basées sur des réseaux de neurones) entre variables de grande échelle simulées en temps présent et observations météorologiques locales, avec la possibilité de combiner ces fonctions avec des générateurs de temps (*e.g.* [Corte-Real et al., 1995](#); [Trigo et Palutikof, 2001](#); [Mezghani et Hingray, 2009](#)).

#### 4.3.4 Méthode des analogues et variante des régimes de temps

La méthode des analogues (*e.g.* Storch *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1996) repose sur un principe radicalement différent. Il ne s'agit plus de corriger les simulations climatiques pour réduire leurs erreurs par rapport à des observations à haute résolution, mais de remplacer les variables simulées par les variables observées à haute résolution et sélectionnées comme "analogues". Cette méthode est généralement mise en oeuvre au pas de temps journalier, sur la base des ressemblances entre circulation de grande échelle observée et simulée en temps présent (normalement avec un bon réalisme), les observations étant typiquement constituées de réanalyses météorologiques globales : NCEP, (Kalnay *et al.*, 1996) ; ERA40, (Uppala *et al.*, 2005). On utilise alors l'ensemble des variables météorologiques observées à haute résolution (spatiale et temporelle si des informations existent au pas de temps infra-journalier) pour remplacer les données simulées pour cette journée. Ces données observées peuvent être des données locales dans certaines applications, ou des données spatialisées comme la base SAFRAN.

C'est le cas dans la *méthode des régimes de temps* développée par (Boé *et al.*, 2006, 2007) et utilisée dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual. Un régime de temps se caractérise par l'apparition reconnaissable et récurrente, au-dessus d'un territoire géographique donné, de conditions météorologiques bien déterminées localement et dans leurs liens avec la circulation de grande échelle (Michelangeli *et al.*, 1995). On peut alors contraindre la recherche d'analogue parmi les journées observées qui ont le même régime de temps que la journée simulée. Dans la méthode ci-dessus, dite *dsclim*, les régimes de temps sont déterminés par classification conjointe des données journalières de pression atmosphérique et de précipitation, ce qui permet une bonne séparation des principaux régimes pluviométriques sur la France.

Un avantage important des méthodes basées sur les analogues réside dans la cohérence physique entre les variables météorologiques ainsi régionalisées. Les inconvénients viennent de possibles discontinuités d'un jour à l'autre, et des situations que les analogues ne peuvent par construction pas décrire : changement des liens entre circulation générale et climat local/régional, que ce soit dans l'ensemble ou dans une fraction du domaine (qui est la France entière dans la méthode *dsclim*) ; impossibilité de restituer des valeurs des variables météorologiques qui n'ont pas été observées dans le passé. Ceci a imposé un traitement spécifique de la température dans la méthode *dsclim* pour tenir compte du réchauffement global. Si la température modélisée est supérieure de plus de 2 °C à celle de la journée analogue, on ajoute l'écart aux températures régionalisées, en prenant soin d'ajuster également l'humidité de l'air et le rayonnement infrarouge incident, qui dépendent de la température (pour une description complète de l'algorithme, voir Pagé *et al.*, 2008).

#### 4.3.5 Synthèse du changement climatique régionalisé

##### □ Validation de la démarche en temps présent

La méthode quantile-quantile et la méthode des régimes de temps *dsclim* sont au coeur de l'originalité du projet RExHySS, et nous avons commencé par tester la validité des scénarios climatiques ainsi désagrégés, par comparaison avec les données météorologiques de la base de données SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008) sur la période 1971-2000. Les résultats sont satisfaisants, avec des biais faibles, et une assez bonne distribution des précipitations journalières, en intensité comme en fréquence, malgré une sous-estimation de la persistance des épisodes secs (Habets *et al.*, 2009). Les précipitations extrêmes sont également bien restituées, y compris en cumul sur plusieurs jours (*PJXA10* et *P12JXA10*; Ducharne *et al.*, 2011\*).

a) Quantiles simulés sous forçages SAFRAN vs quantiles observés

Médiane	CLSM	GR4J	EROS/GARD.	MODCOU	SIM
QMNA5	-0.25	+0.08	+0.28	-0.34	+0.14
QJXA10	+0.03	-0.04	-0.05	+0.08	-0.15

b) Quantiles simulés sous scénarios TP vs quantiles simulés sous forçages SAFRAN

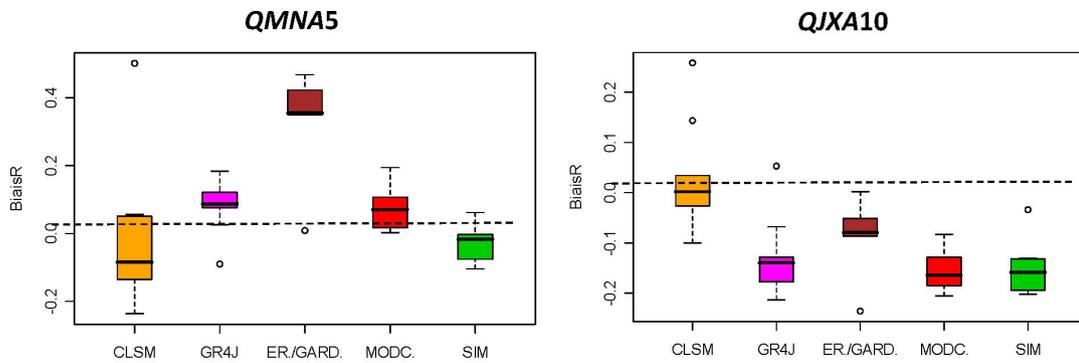


FIG. 4.6. Biais relatifs [-1,1] des quantiles de débits simulés par les différents modèles hydrologiques du projet RExHySS, sur l'ensemble des stations des bassins de la Seine et de la Somme : a) médiane des biais relatifs entre les quantiles simulés sous forçage SAFRAN et les quantiles déduits des débits observés, b) boîtes à moustaches des biais relatifs entre les quantiles simulés sous scénarios régionalisés temps présent et les quantiles simulés sous forçage SAFRAN. D'après [Sauquet et al. \(2009\)](#).

En restituant la variabilité du climat, de l'échelle journalière à interannuelle, ces méthodes permettent donc de ne plus limiter l'étude des impacts du changement climatique aux seules ressources en eau (définies ici comme les moyennes annuelles et saisonnières des débits et niveaux des nappes) et d'aborder les extrêmes hydrologiques (crues et étiages rares). Nous avons ainsi vérifié la capacité des combinaisons modèle de climat / méthode de régionalisation / modèle hydrologique à restituer les principales caractéristiques des débits observés ([Sauquet et al., 2009](#)). On note des erreurs plus importantes sur les valeurs extrêmes que sur les caractéristiques centrales, et pour les extrêmes, des erreurs relatives plus importantes sur les étiages que sur les crues (Figure 4.6).

Ce type de diagnostics illustre la difficulté à simuler la variabilité hydro-météorologique actuelle, et s'avère donc important pour faire progresser la simulation du climat. Autre conséquence, les grandeurs simulées pour le futur (valeurs moyennes et quantiles) ne doivent pas être directement comparées aux valeurs observées, mais analysées relativement aux valeurs simulées pour le temps présent, sauf débiasage préalable (section 4.2.2).

### □ Comparaison des trois projets

Dans les trois projets, tous les scénarios désagrégés s'accordent sur un réchauffement significatif en fin de siècle (Figure 4.7). Il est lié à l'augmentation du rayonnement infrarouge incident (conséquence directe de l'augmentation de l'effet de serre atmosphérique), et entraîne une augmentation significative de l'humidité de l'air.

Ces changements entraînent une augmentation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), telle que déduite dans SAFRAN de la formule de Penman (1948). Notons que ces variations n'intègrent pas l'effet de l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique, qui n'intervient pas explicitement dans la formule de Penman, mais qui devrait réduire l'ETP, puisqu'elle permet d'assurer l'assimilation carbonée par photosynthèse avec une ouverture stomatique réduite, donc une transpiration plus faible.

Dans le projet GICC-Seine, nous avons utilisé le modèle STICS (Brisson *et al.*, 2003) pour quantifier cet effet, qui réduit l'ETP de 10 à 20% en été, mais joue peu sur l'ETR simulée par le modèle MODCOU car le stress hydrique est dominant à cette période (Ducharne *et al.*, 2005). Cet effet a donc été négligé dans les trois projets synthétisés ici, d'autant que l'effet du CO<sub>2</sub> sur la conductance stomatique s'accompagne d'une augmentation de la surface foliaire par fertilisation carbonée, avec une résultante complexe et probablement faible à l'échelle des parcelles et des bassins versants (Kergoat *et al.*, 2002).

Les précipitations présentent une réponse très différente, car très saisonnalisée, avec une tendance assez générale vers une augmentation en hiver et une diminution en été. On note aussi une forte dispersion entre les scénarios climatiques, si bien que le signe du changement n'est pas systématique. La comparaison des trois projets est instructive dans ce cadre. La Figure 4.7 montre une bonne cohérence des scénarios de "première" et "deuxième" génération dans le bassin de la Seine (projets GICC-Seine et RExHySS respectivement), que ce soit en été ou en hiver, alors que la Loire se caractérise par des changements de moindre amplitude à ces saisons. En moyenne annuelle, en revanche, la cohérence régionale s'efface au profit d'une cohérence entre les générations de scénarios, avec une baisse robuste (car quasi systématique) dans les

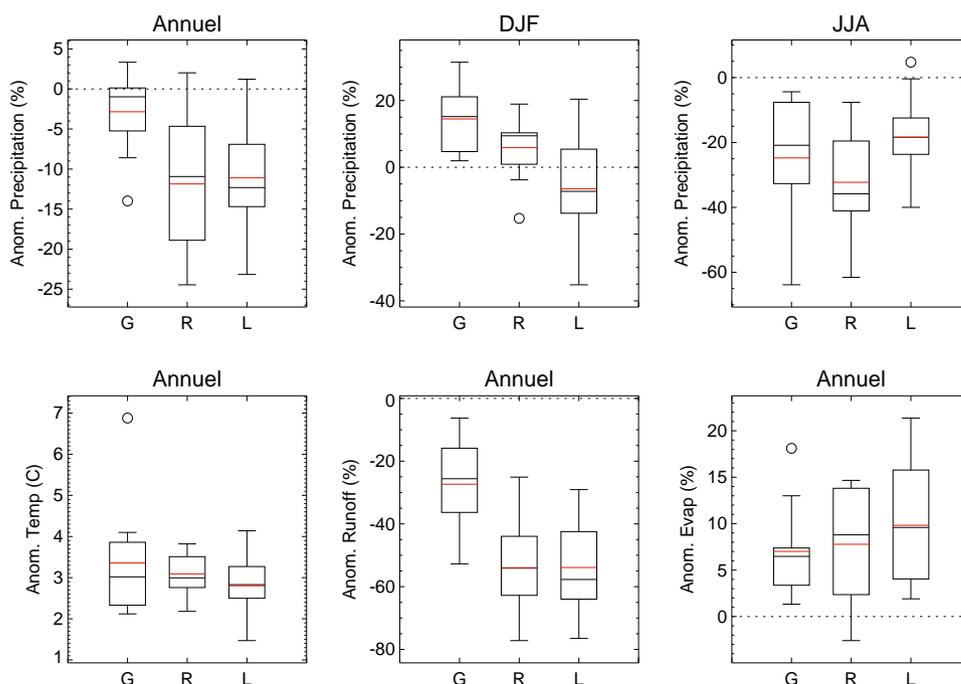


FIG. 4.7. Distribution des changements moyens des principaux termes du bilan hydrique selon les 41 scénarios FS des projets GICC-Seine (G), RExHySS (R) et ICC-Hydroqual (L), selon les boîtes à moustaches définies en section 4.2.2. On distingue les changements relatifs de précipitations (en moyennes annuelles, hivernales : DJF, et estivales : JJA), les changements moyens annuels de température atmosphérique (Temp en °C), et les changements relatifs moyens annuels d'écoulement total (Runoff) et d'évapotranspiration totale (Evap).

projets RExHySS et ICC-Hydroqual, c'est à dire selon les scénarios désagrégés les plus récents (projections globales issues de l'AR4 ou projections régionales contemporaines, désagrégation impliquant largement la méthode des régimes de temps).

On ne peut cependant pas exclure que ces différences de réponse entre les projets correspondent à des biais dus à la constitution des échantillons. Ainsi, les projets RExHySS et ICC-Hydroqual sur-représentent les projections par le modèle ARPEGE Climat, qui donne une des plus fortes baisses de précipitation annuelle régionale parmi les modèles du GIEC utilisés dans l'AR4.

## 4.4 Impacts hydrologiques du changement climatique

### 4.4.1 Bilans d'eau et régimes hydrologiques

#### □ *Comparaison des trois projets*

De manière générale, dans les trois projets, les scénarios hydrologiques indiquent un assèchement prononcé des bassins étudiés au cours du 21<sup>ème</sup> siècle (Figure 4.7), qui se traduit notamment par une baisse des débits aux exutoires (Figure 4.8). Cette baisse des débit semble cependant plus marquée et plus systématique tout au long de l'année dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual que dans le projet GICC-Seine, où les débits hivernaux restent du même ordre de grandeur sous changement climatique qu'en temps présent, avec une forte dispersion de signe. Cette dernière reste présente dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual, mais à un degré bien moindre, si bien que la baisse moyenne peut être considérée comme significative, et qu'elle concerne la majorité des stations intermédiaires (*e.g.* Moatar *et al.*, 2010).

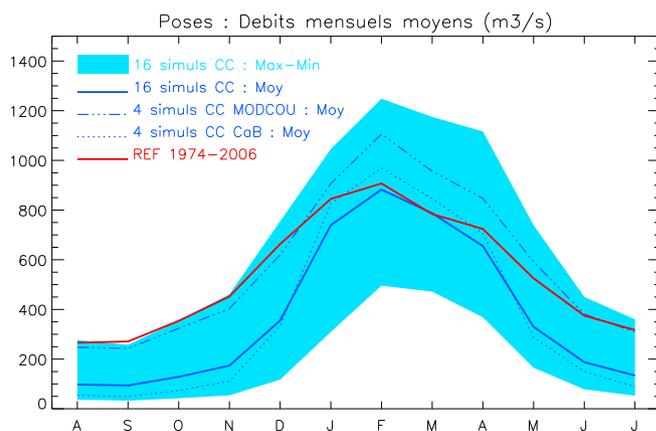
Cette comparaison est limitée par les différences de modèles hydrologiques dans les trois projets, d'où l'intérêt de considérer la réponse du modèle CLSM, mobilisé dans les trois cas<sup>3</sup>. En se limitant à ce modèle hydrologique, la Figure 4.7 confirme sans ambiguïté une baisse plus sévère des écoulements dans les projets RExHySS et ICC-Hydroqual, qui découle d'une augmentation plus importante de l'évaporation, mais surtout d'une baisse plus marquée des précipitations annuelles, en lien avec les différences de projection climatique. Cette analyse est confirmée par les résultats du modèle MODCOU, utilisé dans des versions assez proches dans les projets GICC-Seine et RExHySS (Habets *et al.*, 2011).

Il faut cependant noter que les résultats du modèle MODCOU dans le projet GICC-Seine, avec une forte augmentation des débits hivernaux et une diminution modérée des débits estivaux (Figure 4.8a), est biaisée par l'exploitation de seulement quatre scénarios régionalisés, qui donnent tous une augmentation des précipitations annuelles sous changement climatique, ce qui n'est le cas que de cinq scénarios parmi les douze disponibles dans ce projet. Ce biais transparait en comparant les débits hivernaux simulés par CLSM à partir des quatre et des douze scénarios.

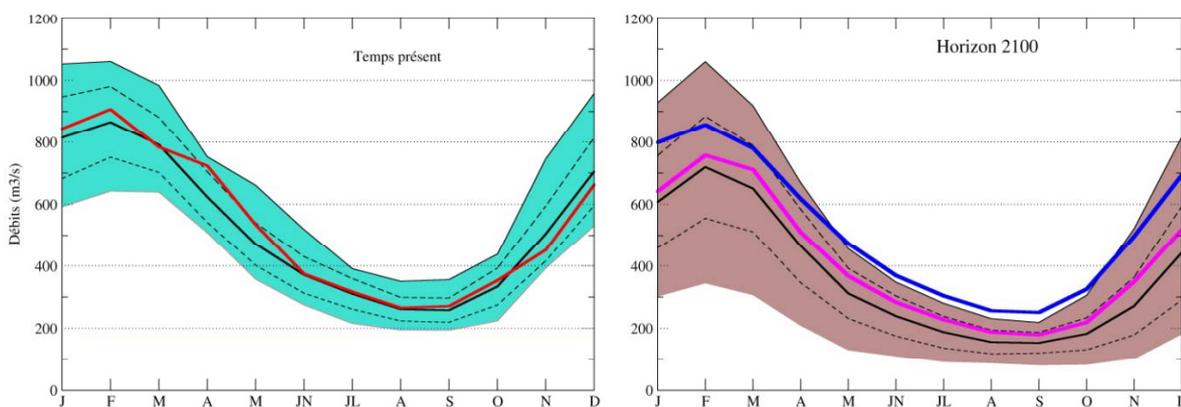
Mais un autre biais dans cette comparaison est lié à la position particulière du modèle CLSM, qui dans les trois projets simule des baisses de débit beaucoup plus sévères que les autres modèles hydrologiques, comme le montrent les Figures 4.8a et 4.8c, par comparaison avec les modèles MODCOU et EROS (Thiéry et Moutzopoulos, 1995) respectivement.

<sup>3</sup>Les versions de CLSM sont légèrement différentes sur la prise en compte du domaine souterrain, par un réservoir linéaire dans RExHySS et ICC-Hydroqual, et par une limitation des flux ascendants depuis la nappe de TOPMODEL dans GICC-Seine, *cf.* section 2.3.4.

## (a) La Seine à Poses (GICC-Seine)



## (b) La Seine à Poses (RExHySS)



## (c) La Loire à Montjean (ICC-Hydroqual)

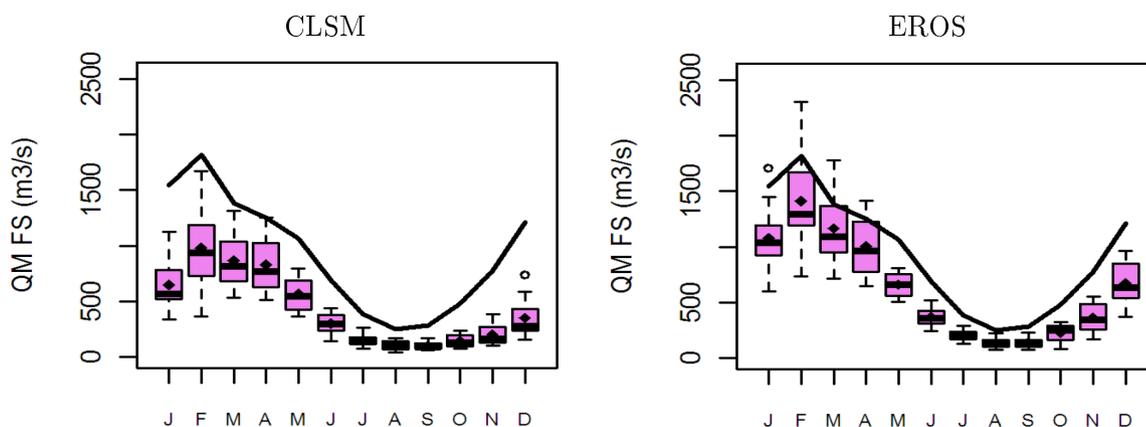


FIG. 4.8. Changements des régimes hydrologiques aux exutoires de la Seine et de la Loire sous changement climatique. (a) GICC-Seine : débits débiaisés, selon les modèles CLSM (CaB) et MODCOU, par rapport aux débits observés en rouge, d'après Ducharne (2007). (b) RExHySS : tous les modèles hydrologiques sauf CLSM (les enveloppes donnent les min et max simulés, le trait épais la moyenne de l'ensemble, et les pointillés les écarts-types). Temps présent à gauche : la courbe rouge représente la moyenne mensuelle observée. Fin de siècle à droite : les courbes bleues et roses représentent les moyennes des simulations TP et MS respectivement, d'après Habets *et al.* (2011). (c) ICC-Hydroqual : débits débiaisés selon les modèles CLSM et EROS. Les boîtes à moustaches résument la dispersion liée aux 21 scénarios de changement climatique (moyenne représentée par un losange) et la courbe noire représente les débits actuels observés à la station, d'après Sauquet *et al.* (2010).

### □ Le cas particulier de CLSM

La Figure 4.9 confirme cette différence systématique dans le cas des changements d'écoulement annuel en fin de siècle dans le bassin versant de la Loire. La moyenne multi-scénario vaut -54% pour CLSM, contre -39% selon EROS. La figure illustre cependant la forte similitude de réponse entre les deux modèles, avec une corrélation de 0.93 entre les changements d'écoulement moyen simulés par ces modèles sur l'ensemble des 21 scénarios régionalisés. Une analyse de variance montre aussi que les changements de précipitations expliquent l'essentiel des changements d'écoulement (environ 75% de variance expliquée dans les deux cas, statistiquement significatif au risque  $\alpha = 0.001$ ). Une différence importante entre les deux modèles hydrologiques est leur sensibilité au changement de température, qui n'est significative que pour le modèle CLSM (avec 19% de variance expliquée contre seulement 6% pour le modèle EROS).

La réponse plus sévère de CLSM par rapport aux autres modèles hydrologiques se retrouve dans le projet RExHySS (Figure 4.10). Sous changement climatique, du fait de l'augmentation de l'ETP (section 4.3.5), l'évapotranspiration est généralement supérieure aux valeurs actuelles au début du printemps, quand l'humidité du sol n'est pas limitante. Il en résulte une baisse plus rapide de l'humidité du sol, qui apparaît très bien sur les résultats de CLSM, car cette baisse de l'humidité n'entraîne pas de forte baisse de l'évapotranspiration, avant la diminution normale de ce flux en fin d'été quand le rayonnement incident diminue. Pour les autres modèles hydrologiques, la baisse de l'humidité du sol est limitée par stress hydrique, si bien que c'est l'évapotranspiration qui baisse sous changement climatique.

Cette différence de stress hydrique est liée à la réserve utile des différents modèles. Elle est en effet plus importante pour le modèle CLSM, qui décrit une profondeur utile plus importante (jusqu'au substratum), et permet à l'humidité du sol d'atteindre la saturation, quand les

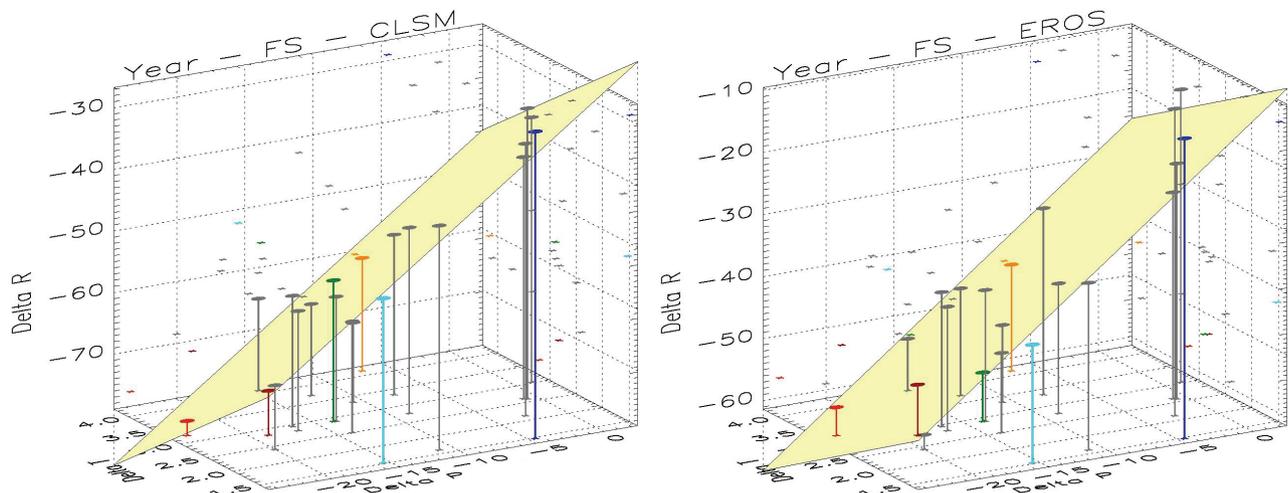


FIG. 4.9. Changements moyens annuels dans le bassin de la Loire entre la fin du 21<sup>ème</sup> siècle et le temps présent simulé : changements d'écoulement (Delta R en % selon z) en fonction des changements de précipitation (Delta P en % selon x) et de température (Delta T en °C selon Y). Modèle CLSM (gauche) et EROS (droite). Chaque barre représente l'anomalie d'écoulement pour un des 21 scénarios considérés, et les couleurs identifient six scénarios représentatifs. Les croix représentent les projections des triplets sur les plans (xy), (xz) et (yz), correspondant aux corrélations simples entre ces variables. Le plan jaune est le plan de corrélation multivariée, qui explique 92% de la variance de Delta R pour CLSM et 81% pour EROS.

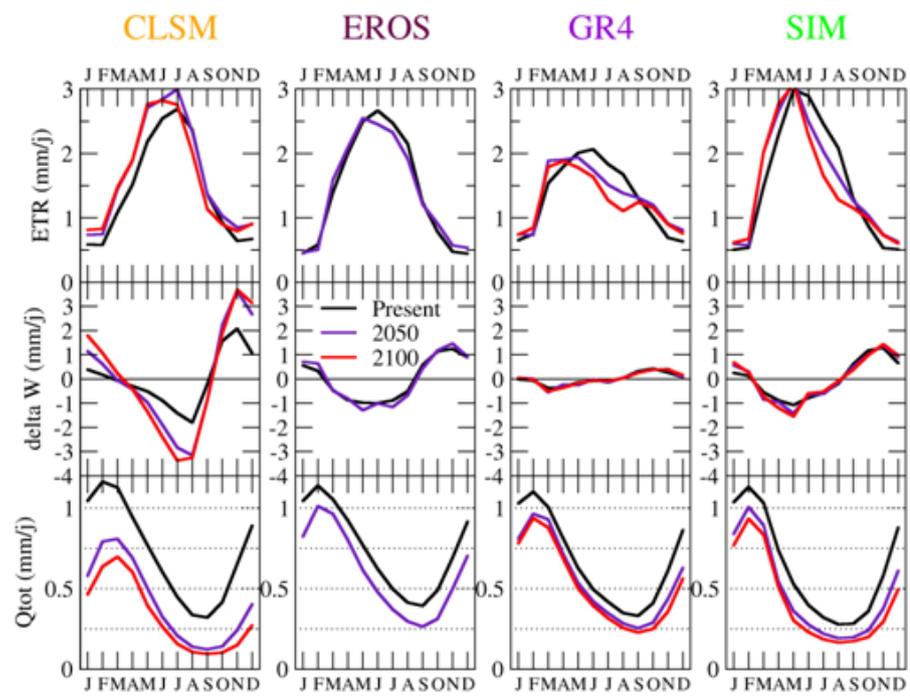


FIG. 4.10. Cycle saisonnier des termes du bilan hydrique calculés par différents modèles hydrologiques dans le projet RExHySS, en moyenne dans le bassin de la Seine et sur l'ensemble des différents scénarios climatiques régionalisés : Évapotranspiration (en haut), Variations mensuelles d'humidité totale (au milieu), Écoulement total (en bas), exprimés en mm/j. Les courbes noires, violettes et rouges représentent respectivement la moyenne des simulations temps présent, milieu de siècle et fin de siècle. D'après [Habets et al. \(2011\)](#).

autres modèles la limitent à la capacité au champ. En conséquence, l'humidité du sol atteint sa valeur minimale en été du temps présent pour les trois modèles EROS, GR4J et SIM, avec un stress hydrique maximum interdisant toute baisse supplémentaire de l'humidité. Celle-ci reste au contraire possible dans CLSM, ce qui se traduit par un flux d'eau ascendant depuis la nappe conceptuelle de TOPMODEL vers la zone racinaire, pour alimenter l'augmentation de l'évapotranspiration.

Cette analyse est cohérente avec des résultats obtenus sur un site alsacien lors de la sécheresse de 2003, qui montrent que le sol s'assèche davantage dans CLSM que selon les observations, ce qui a pu être attribué à une sous-estimation du stress hydrique, entraînant une surestimation de l'évaporation (section 5.2.1).

Les raisons de ce dysfonctionnement sont encore mal comprises et font partie des perspectives importante de mon travail (section 5.2.1). Parmi les explications possibles, je privilégie actuellement les suivantes, sans exclure qu'elles puissent jouer de concert :

- une mauvaise représentation du stress hydrique de l'évapotranspiration, qui agit dans CLSM à travers l'extension de la fraction stressée, correspondant à la fraction des bassins versants de calcul où l'humidité de la zone racinaire est inférieure au point de flétrissement ;
- une mauvaise description des flux verticaux dans la zone non saturée, qui permettrait des remontées capillaires trop aisées ;
- une mauvaise représentation des stress non hydriques de l'évapotranspiration, qui sont reliés dans CLSM à la température de l'air et au déficit de pression de vapeur, comme dans le modèle Mosaic ([Koster et Suarez, 1996](#)).

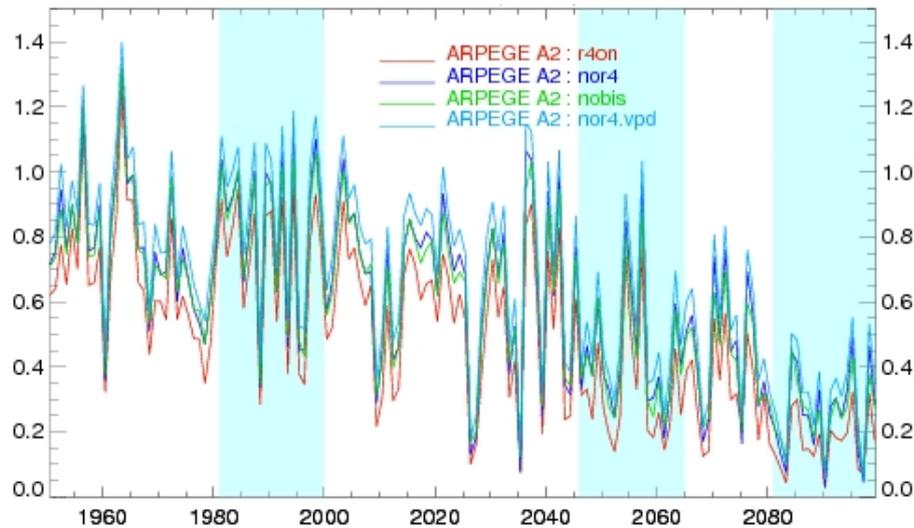


FIG. 4.11. Évolution des écoulements annuels simulés par différentes versions de CLSM dans le bassin de la Loire entre 1950 et 2100 selon un scénario régionalisé (à partir d’une projection du modèle ARPEGE sous émissions A1B) : “r4on” est la version CLSM-LR présentée en section 2.3.6 (Tableau 2.2) ; “nor4” résulte de la même démarche de calage mais sans activer le réservoir LR (Bourgin, 2009) ; “nor4.vpd” utilise le même jeu de paramètres mais active la réduction de conductance stomatique liée au déficit de pression de vapeur ; “nobis” résulte d’un calage ultérieur, sans activer le réservoir LR, mais en calant non seulement  $K_s$  et  $\nu$ , mais aussi le point de flétrissement  $\theta_w$ , la profondeur jusqu’au substratum  $D$  et les timescales des flux verticaux dans la zone non saturée ( $\tau_1$ ,  $\tau_2$ ).

Dans ICC-Hydroqual (Loire), j’ai commencé à examiner la réponse au changement climatique de plusieurs versions de CLSM, qui diffèrent par certains paramètres ou paramétrisations jouant sur les processus ci-dessus (Figure 4.11). La réponse au changement climatique est cependant très similaire entre ces versions, avec une baisse de l’écoulement annuel moyen en fin de siècle comprise entre -0.55 et -0.59 mm/j. Notons que les différences entre les versions du modèle sont plus importantes sur l’écoulement moyen du temps présent, compris entre 0.72 et 0.90 mm/j, si bien que les changements relatifs d’écoulement moyen (entre -77% et -66%) diffèrent bien davantage que les changements absolus.

Dernier point de discussion, le dysfonctionnement de CLSM ne semble s’exprimer qu’en conditions extrêmes, comme le changement climatique ou la canicule de 2003. CLSM montre dans de telles conditions un comportement différent des autres modèles, alors qu’il donne des résultats assez comparables en conditions actuelles “normales”, comme le montrent ses performances satisfaisantes en validation sur de longues périodes actuelles. On peut cependant noter que la convergence des différents modèles en temps présent (Figure 4.10) est limitée aux écoulements, qui sont plus ou moins rappelés vers les débits observés par le calage pour tous les modèles de RExHySS. Au contraire, les cycles saisonniers d’évapotranspiration et de variations d’humidité du sol sont assez différents entre les modèles.

Une approche intéressante serait donc probablement d’évaluer CLSM (et les autres modèles) :

- sur des périodes plus courtes dont les caractéristiques peuvent être rapprochées des conditions météorologiques prévues pour le futur, comme l’été 2003 en Europe ;
- par rapports à des observations d’évapotranspiration et d’humidité du sol, même si elles restent assez rares et essentiellement stationnelles (*e.g.* FLUXNET, Wilson *et al.*, 2002).

C’est la démarche que j’ai tâché de développer à la suite des résultats de RExHySS et ICC-Hydroqual, et que je présenterai en section 5.2.1.

### □ *Hiéarchisation des incertitudes*

Une avancée importante du projet RExHySS fut de hiérarchiser les différentes sources d'incertitudes (Habets *et al.*, 2009), en tenant compte des incertitudes induites par la modélisation hydrologique. Par analyse de variance (Déqué *et al.*, 2007; Kendall *et al.*, 1977), nous avons ainsi montré que les incertitudes de la réponse hydrologique proviennent d'abord des modèles climatiques, puis des modèles hydrologiques et des méthodes de désagrégation avec une incertitude associée assez comparable. Les incertitudes liées aux scénarios d'émission ou à l'échéance temporelle (milieu de siècle vs fin de siècle) sont beaucoup plus faibles, ce qui est cohérent avec le fait que l'essentiel des impacts est acquis dès le milieu de siècle.

Ces résultats sont convergents avec ceux des autres études comparant différentes méthodes de désagrégation (e.g Graham *et al.*, 2007; Boé *et al.*, 2009; ) ou différents modèles hydrologiques, ce qui reste assez rare et généralement limité à des modèles hydrologiques conceptuels (Wilby *et Harris*, 2006; Kay *et al.*, 2006; Bae *et al.*, 2011). Dans toutes ces études, méthodes de désagrégation et modèles hydrologiques sont à l'origine d'une incertitude moindre que celle des modèles climatiques, mais plus l'échantillonnage du facteur d'incertitude est large, plus l'incertitude associée l'est aussi. La conclusion générale est donc que les incertitudes liées aux modèles hydrologiques et aux méthodes de désagrégation ne doivent pas être négligées, au risque d'introduire un biais dans l'impact projeté, de même qu'il est désormais acquis qu'il ne faut pas se limiter aux scénarios d'un seul modèle de climat.

Il faut enfin noter que le modèle CLSM a été exclu de notre analyse, pour ne pas introduire d'incertitude injustifiée, étant donné sa réponse jugée incorrecte au changement climatique. Le cas de ce modèle montre la difficulté de l'exercice de projection des impacts du changement climatique, et celle de l'éventuelle pondération des incertitudes (section 4.1.3). En effet, l'obtention de résultats réalistes sur la période actuelle par différents modèles hydrologiques ne garantit pas la cohérence de leur réponse en conditions climatiques différentes, comme également mis en évidence par Wilby (2005) avec un modèle hydrologique conceptuel et plusieurs jeux de paramètres.

#### 4.4.2 Extrêmes hydrologiques

Cette analyse distinguera les extrêmes moyennement rares, qui peuvent être caractérisés avec confiance sur des périodes de 20 ans, et les crues centennales (*i.e.* de probabilité 1% chaque année), pour lesquelles la part de l'extrapolation est beaucoup plus importante.

### □ *Crues et étiages moyennement rares*

Cette analyse a été développée dans le cadre du projet RExHySS par le Cemagref de Lyon (Sauquet *et al.*, 2009), puis reprise dans le projet ICC-Hydroqual avec des résultats très semblables (Moatar *et al.*, 2010). Les variables retenues sont le *QJXA10* pour les crues et le *QMNA5* pour les étiages. Elles ont été sélectionnées en raison de leur pertinence pour la gestion et de la facilité de leur caractérisation automatique sur un grand nombre de chroniques. Les résultats ci-dessous (Figure 4.12) sont ainsi basés sur environ 8000 chroniques de débit, simulées en 154 stations du bassin de la Seine et de la Somme par au moins un modèle hydrologique. Il faut cependant noter que seules huit stations (dont la Seine à Paris et à Poses) ont été traitées par les cinq modèles hydrologiques de RExHySS.

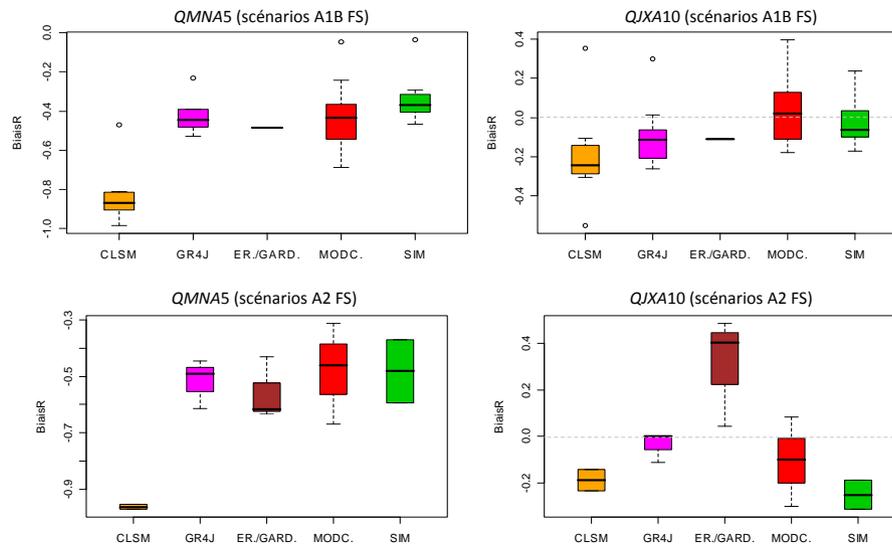


FIG. 4.12. Changements relatifs entre les  $QMNA5$  et  $QJXA10$  Temps Présent et Fin de Siècle dans le bassin de la Seine (valeurs dans  $[-1,1]$ ). Pour chaque modèle hydrologique, on calcule la médiane de ces changements relatifs pour chaque scénario désagrégé sur l'ensemble des stations traitées, et les boîtes à moustache représentent la distribution de cette médiane sur l'ensemble des scénarios désagrégés. D'après [Sauquet et al. \(2009\)](#).

En fin de siècle, les étiages sévères ( $QMNA5$ ) diminuent de manière systématique sur l'ensemble des stations considérées. Cette baisse, qui est de l'ordre de 40% sous scénarios A1B et de plus de 50% sous scénarios A2 (estimations médianes établies à l'échelle régionale et tous modèles hydrologiques confondus exceptés CLSM), est bien supérieure aux incertitudes pesant sur ce quantile. En effet, son intervalle de confiance à 95% sous climat présent est compris entre  $-20$  et  $+20\%$  de la valeur centrale (du seul fait des fluctuations d'échantillonnage). L'analyse des étiages en termes de défaillance montre aussi que la durée des séquences de débits faibles, au dessous du  $QMNA5$  actuel souvent pris par défaut comme seuil d'alerte sécheresse, est augmentée de manière significative. Les crises à gérer et restrictions d'usage aujourd'hui rares seraient donc plus fréquentes en conséquence du changement climatique d'origine anthropique.

Au contraire, malgré la diminution des débits moyens, y compris en hiver, il n'y a pas de tendance à la diminution des crues décennales. Les changements des  $QJXA10$  sont inférieurs ou équivalents à l'incertitude actuelle, et sans cohérence de signe. En fin de siècle, ces changements s'étalent ainsi entre  $-20$  et  $+10\%$ , alors que l'intervalle de confiance à 95% en relatif autour du  $QJXA10$  actuel est entre  $-12$  et  $+25\%$ .

#### □ *Crue centennale à Paris*

Dans [Ducharne et al. \(2011\\*\)](#), nous avons élargi cette étude à celle de la crue centennale de la Seine à Paris, en reprenant la méthode d'extrapolation des quantiles de crue rares utilisée par l'Institution Interdépartementale des Barrages-Réservoirs du Bassin de la Seine, conditionnées par le gradex des précipitations. Le principe repose sur l'hypothèse selon laquelle les crues les plus rares ont lieu quand le bassin contributif approche de la saturation, si bien que « tout accroissement de précipitation  $dR$  entraîne un accroissement  $dQ$  du débit qui tend à devenir égal à  $dR$  » ([Guillot et Duband, 1967](#)). Pour les valeurs les plus rares, la distribution des débits de crue s'écarte alors de la distribution des valeurs extrêmes ajustée aux crues observées (loi de Gumbel) pour tendre vers une asymptote parallèle à la distribution des valeurs extrêmes de la précipitation, dont la pente est nommée gradex.

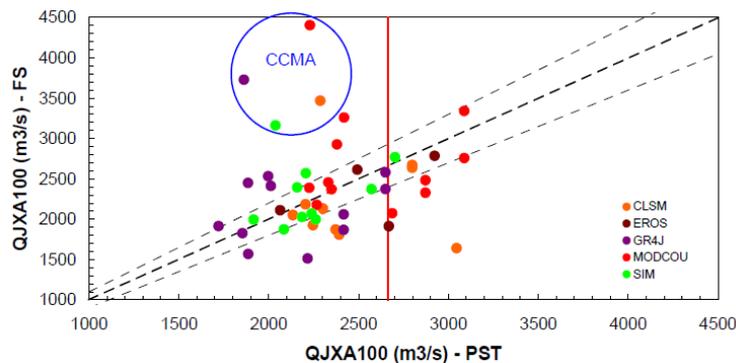


FIG. 4.13. Évolution du  $QJXA100$  à Paris entre le climat présent (PST) et la fin du siècle (FS). Un point par scénario hydrologique. La droite verticale rouge donne le  $QJXA100$  déduit des observations de débit, la droite en tireté est la première bissectrice et celles en pointillé définissent les enveloppes à  $\pm 10\%$  des valeurs PST. D'après Ducharne *et al.* (2011\*).

Le principal résultat est l'absence de tendance systématique sur le quantile journalier centennal  $QJXA100$ , puisque les points sur la Figure 4.13 sont dispersés des deux cotés de la première bissectrice. La moitié seulement des scénarios hydrologiques conduisent à des évolutions significatives, mais sans cohérence de signe. Il faut noter que les évolutions les plus fortement positives du  $QJXA100$  sont principalement associées à un scénario désagrégé, déduit du modèle climatique changement climatique CCCma, ce qui se rattache certainement à une spécificité de ce scénario, à savoir sa forte augmentation du quantile décennal  $P12JXA10$  (+30 %).

#### 4.4.3 Eaux souterraines et irrigation

L'assèchement des bassins versants largement illustré précédemment s'accompagne de modifications conséquentes de l'hydrodynamique souterraine, qui furent particulièrement analysées par P. Viennot dans le cadre du projet RExHySS, à l'aide du modèle hydrogéologique MODCOU (Ducharne *et al.*, 2009). Cet assèchement se traduit notamment par une baisse de la recharge annuelle des nappes, qui est cohérente avec plusieurs études menées sur des aquifères carbonatés en Europe, que ce soit en Allemagne et en Espagne (Younger *et al.*, 2002), ou au sud de l'Angleterre, dans le bassin de Londres (Jackson *et al.*, 2011). Cette baisse atteint -33 % en moyenne en fin de siècle, et elle est statistiquement significative selon le test de Student au risque  $\alpha = 2\%$  en regard de la dispersion entre les différents scénarios hydrologiques. Cette baisse moyenne correspond à un déficit de recharge de 2700 Mm<sup>3</sup>/an sur l'ensemble du bassin, du même ordre de grandeur donc que les prélèvements anthropiques totaux (Tableau 4.2).

En millions de m <sup>3</sup> (2001)	Eaux de surface	Eaux souterraines	Total
<b>Collectivités locales (AEP)</b>	788	900	1688
<b>Centrales thermiques</b>	537	0	537
<b>Industries</b>	493	220	713
<b>Irrigation</b>	7	150*	157
<b>Volume global</b>	<b>1825</b>	<b>1270</b>	<b>3095</b>

TAB. 4.2. Prélèvements d'eau par secteur et par origine (eaux de surface et eaux souterraines) dans le bassin de la Seine. Valeurs de 2001, en Mm<sup>3</sup>/an, selon l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. \* Valeur estimée, entre la valeur sans doute sous-estimée de 80 Mm<sup>3</sup>/an en 2001 et celle de 200 Mm<sup>3</sup>/an en 2003. D'après Ducharne *et al.* (2009).

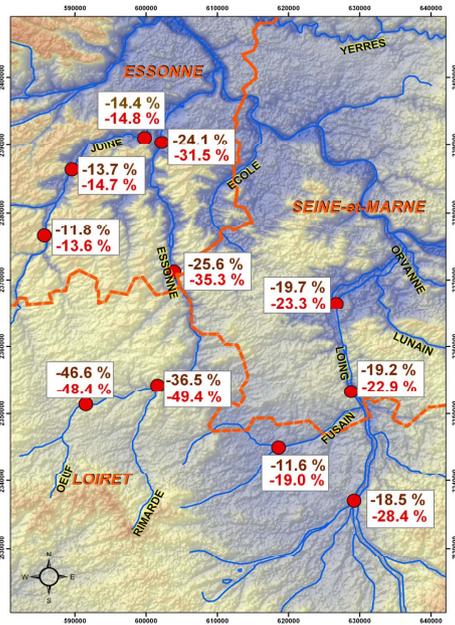


FIG. 4.14. Évolution relative du  $QMNA5$  entre le temps présent et la fin de siècle (période 2070/2100, émissions A2) sur les principaux cours d'eau de Beauce (Loing, Essonne, Junè). Les valeurs en noir donnent l'effet direct lié à la seule diminution de la recharge des aquifères et les valeurs en rouge l'effet conjugué de la diminution de la recharge et de l'augmentation des prélèvements pour l'irrigation (à surface irriguée et assolement constant par rapport à l'actuel). D'après Ducharne *et al.* (2009).

Il s'ensuit une baisse des niveaux piézométriques, donc des ressources en eau souterraines, qui sont également exploitées pour d'autres usages, comme l'alimentation en eau potable (AEP) ou les activités industrielles (Tableau 4.2). Cette ressource partagée est donc directement menacée par le changement climatique, via la baisse de la recharge ci-dessus, mais l'irrigation peut être un facteur amplificateur, puisque le changement climatique s'accompagne aussi d'une augmentation du stress hydrique de la végétation (section 4.4.1) susceptible d'accroître les prélèvements pour l'irrigation.

Cette hypothèse est confirmée à l'échelle du bassin de la Seine par les résultats du modèle agronomique STICS (Brisson *et al.*, 2003), qui simule une augmentation relative des doses potentielles d'irrigation, de 50 à 60% selon les deux scénarios de changement climatique examinés. En revanche, si ce modèle permet de simuler des doses d'irrigation assez réalistes dans les régions irriguées, il s'est avéré insuffisant pour prédire les zones effectivement irriguées (Viennot, 2009). Ces dernières sont en effet largement surestimées par le modèle, qui simule une irrigation potentielle, laquelle n'est pas nécessairement réalisée dans la réalité (*e.g.* Boucher *et al.*, 2004; Asokan *et al.*, 2010). Ceci impose de n'utiliser les résultats de STICS que pour modifier l'irrigation actuelle, sous l'hypothèse que les systèmes de cultures restent inchangés.

Dans ce cadre, nous avons analysé l'impact d'un scénario régionalisé (sous émissions A2) sur les niveaux piézométriques, en séparant l'effet de la baisse de recharge (-50 mm/an) de celui de l'augmentation des doses d'irrigation, qui correspond à un déficit de recharge supplémentaire (-10 mm/an). Les impacts sur les niveaux piézométriques en Beauce respectent ce facteur 5, qu'il s'agisse du niveau moyen de la nappe (-4.6 m *vs* -1 m) ou du rabattement maximal (-15 m *vs* -3 m). Notons que ces résultats sont cohérents avec ceux de Fekete *et al.* (2010) à l'échelle de grandes sous-régions de l'Europe.

En conséquence, l'impact cumulé est dominé par l'effet direct du changement climatique sur la recharge, y compris sur les débits d'étiages, indicatifs de la fiabilité de ressources en eau (Figure 4.14). Sous le scénario climatique choisi, qui est parmi les plus pessimistes des différents scénarios exploités dans le projet RExHySS, cet effet direct semble suffisant pour remettre en question la viabilité future de l'irrigation des grandes cultures telle que nous la connaissons actuellement, en regard des autres usages de l'eau.

## 4.5 Impacts sur la qualité de l'eau

### 4.5.1 Une question originale : la hiérarchisation des facteurs de changement

Comme identifié rétrospectivement par [Zwolsman et van Bokhoven \(2007\)](#), les impacts directs du changement climatique sur la qualité de l'eau (restreinte aux nutriments, carbone, oxygène, eutrophisation) résultent de deux facteurs principaux, le réchauffement de l'eau, qui joue sur la cinétique des différents processus biogéochimiques, et les changements de débit, qui agissent sur la dilution, la sédimentation et les temps de rétention.

Dans le cadre du projet GICC-Seine ([Ducharne \*et al.\*, 2007\\*](#)), nous nous sommes donc intéressés à l'influence du changement climatique sur la ressource en eau, sous son double aspect quantitatif et qualitatif. Nous nous sommes focalisés sur le bassin de la Seine, à la fois très anthropisé (section [1.2.2](#)) et étudié depuis longtemps dans le cadre du programme PIREN-Seine, ce qui a notamment permis d'y développer de nombreux modèles spécialisés des différentes composantes de l'hydrosystème.

Le projet visait en outre à intégrer l'analyse des possibles changements climatiques dans le cadre d'une réflexion prospective plus large, prenant en compte d'importants facteurs de changement, ceux induits par l'activité humaine. La question posée ici était de pouvoir comparer l'ordre de grandeur des impacts du changement climatique par rapport à ceux d'autres tendances probables d'évolution du système Seine. Étant donné les enjeux actuels de gestion de l'eau dans le bassin de la Seine, nous nous sommes focalisés sur les changements des contraintes anthropiques directes liées aux apports diffus d'origine agricole et aux apports ponctuels domestiques et industriels.

### 4.5.2 Une démarche originale couplant modèles et scénarios

La méthodologie que nous avons développée repose sur le couplage de modèles numériques du milieu et de scénarios prospectifs des principaux facteurs de changement de l'hydrosystème à l'horizon 2100 (Figure [4.15](#)).

#### □ **Les modèles**

Nous avons utilisé un ensemble de quatre modèles à bases physiques, articulés au cours de la dernière décennie dans le cadre du programme PIREN-Seine, pour simuler le fonctionnement hydrologique et biogéochimique de l'hydrosystème Seine. Ces modèles et leur validation individuelle sont détaillés dans ([Ducharne \*et al.\*, 2007\\*](#)) et la validation de leur couplage est discutée dans ([Ducharne, 2008](#)).

Outre les modèles hydrologiques CLSM et MODCOU déjà présentés, nous avons utilisé le modèle de culture STICS ([Brisson \*et al.\*, 2003](#)) pour simuler la production agricole et le lessivage des nitrates depuis les sols agricoles, en fonction des conditions météorologiques, de la nature des sols, des successions culturales et des pratiques agricoles associées. Il est couplé au modèle MODCOU pour simuler la pollution azotée des nappes aquifères ([Ledoux \*et al.\*, 2007](#)). Le modèle RIVERSTRAHLER ([Billen \*et al.\*, 1994](#); [Garnier \*et al.\*, 1995](#); [Billen et Garnier, 1999](#)) permet enfin le calcul, à un pas de temps décennaire, des variations géographiques et saisonnières du débit, de la qualité de l'eau (nutriments, matières en suspension, carbone organique, oxygène) et du fonctionnement écologique d'un réseau hydrographique (dynamique des populations

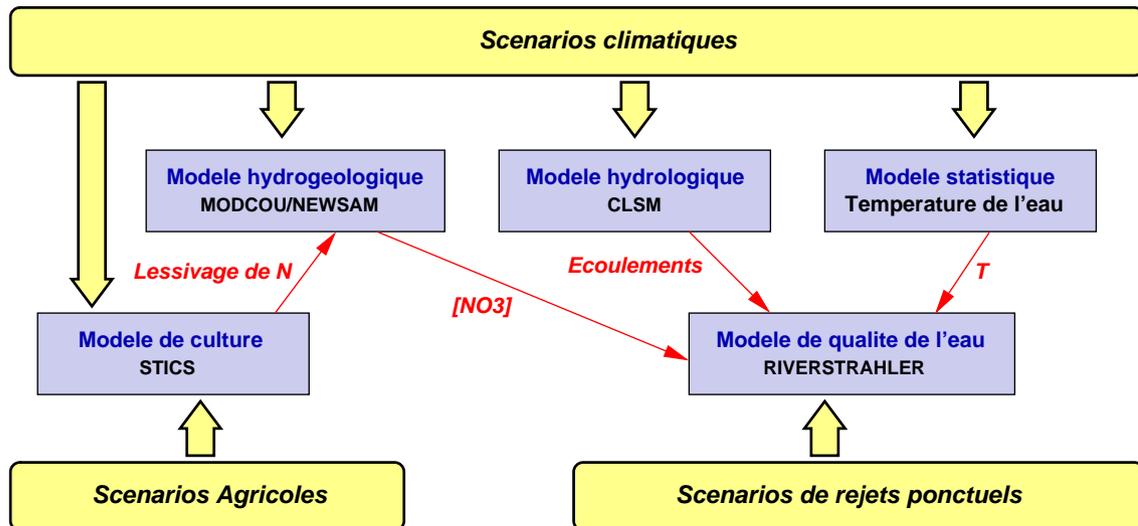


FIG. 4.15. Articulation des modèles (boîtes bleues) et des scénarios (boîtes jaunes) dans le projet GICC-Seine. Les flèches larges indiquent les forçages par les scénarios, et les flèches fines les échanges de données entre modèles. D'après Ducharne *et al.* (2007\*).

microbiologiques planctoniques, y compris eutrophisation) en fonction des contraintes constituées par la morphologie des cours d'eau, les lames d'eau écoulées, l'insolation et la température de l'eau, l'usage du sol du bassin versant et les rejets ponctuels d'eaux usées.

L'estimation de la température de l'eau sous changement climatique repose sur le modèle empirique présenté en section 3.3.1. En effet, à partir de l'ordre 6, *i.e.* dans les principaux axes (Seine jusqu'à l'aval de l'Yonne, Marne jusqu'à la confluence à la Saulx, Oise jusqu'à la confluence à l'Aisne), la pente de la relation linéaire proposée entre la température de l'eau et celle de l'air est très proche de 1, si bien qu'une augmentation de la température de l'air se reporte directement sur celle de l'eau. Par souci de simplicité, ce résultat a été extrapolé à l'ensemble du bassin, en négligeant en outre la saisonnalité du réchauffement climatique. Ces hypothèses simplificatrices permettent d'estimer aisément les températures de l'eau sous changement climatique, en ajoutant aux valeurs actuelles la moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin de l'augmentation de température de l'air (Ducharne, 2008).

#### □ Les scénarios de changement

Le changement climatique et ses incertitudes sont caractérisés par douze scénarios, déjà présentés en section 4.4. Ils sont construits par la méthode des anomalies à partir des données météorologiques SAFRAN, sur la période de référence 1986-1990 pour CLSM, et 1970-1989 pour STICS-MODCOU.

En ce qui concerne l'évolution du système agricole, nous nous sommes limités à un unique scénario, dit d'« Agriculture raisonnée ». Il préserve les successions culturales actuelles (caractérisées pour la période 1990-2000), mais introduit des pratiques plus respectueuses de l'environnement, en extrapolation tendancielle du décret de janvier 2004 sur l'agriculture raisonnée : réduction de la fertilisation azotée minérale de 20% et introduction de cultures intermédiaires pour limiter les fuites de nitrate en hiver (Ducharne *et al.*, 2007\*). Il a été démontré expérimentalement que ces pratiques permettaient une diminution significative des flux de nitrate à la base du sol avec une diminution limitée de la production agricole (Beaudoin *et al.*, 2005).

En ce qui concerne les rejets ponctuels, d'origine industrielle et domestique, trois scénarios ont été développés à l'horizon 2050, parce qu'il n'a pas semblé raisonnable de postuler d'évolution des politiques au-delà. Comme détaillé dans (Ducharne *et al.*, 2005), ils sont construits par modification des rejets ponctuels recensés en 2000 (source : PIREN-Seine). Ces modifications intègrent des hypothèses sur l'évolution de la démographie, des taux de raccordement, du secteur industriel et du progrès technologique d'épuration et de dépollution. Les scénarios du SRES (Nakicenovic et Swart, 2000), développés pour contraindre les simulations du changement climatique, fournissent des éléments de cadrage socio-économique pour ces hypothèses d'évolution, qui ont été déclinées dans le bassin de la Seine à partir d'une revue bibliographique de la prospective spécialisée (*e.g.* démographie, techniques d'épuration, etc.) et d'interviews d'experts. A l'échelle du bassin versant, le facteur le plus sensible sur les rejets ponctuels en 2050 est le progrès des technologies d'épuration pour 2050, d'où les noms de Basse, Moyenne et Haute Technologie pour ces scénarios. Au niveau local, les variations démographiques et/ou de fermeture de sites industriels peuvent également jouer des rôles très significatifs.

### □ Les simulations analysées

Les résultats présentés ci-dessous reprennent ceux de Ducharne *et al.* (2007\*) et Ducharne (2008), mais selon une analyse simplifiée, en comparant les effets sur les moyennes interannuelles des variables agro-environnementales simulées (Ducharne, 2007), et en se limitant à un scénario représentatif pour chaque facteur de changement (Tableau 4.3). Le scénario de rejets ponctuels Moyenne Technologie (MT) est intermédiaire entre les scénarios Basse et Haute Technologie, avec une réduction des apports ponctuels allant de 30 à 75 % selon les polluants. Le scénario de changement climatique construit à partir de la simulation par le modèle ARPEGE de Météo-France sous scénario d'émissions A2 donne des changements annuels de précipitations, température et débit qui sont assez proches de la moyenne des douze scénarios considérés dans le projet GICC-Seine. La dispersion due aux différents scénarios, qu'il s'agisse du change-

		Rejets ponctuels	Climat	Température de l'eau	Pratiques agricoles	Horizon temporel
<b>VAL</b>	Validation	1991	Actuel	Actuelle	Actuelles (1990-2000)	2000
<b>SAT</b>	« Same as Today »	2000	Actuel	Actuelle	Actuelles (1990-2000)	2100
<b>REF</b>	Référence Prospective (Rejets 2050)	2050 MT	Actuel	Actuelle	Actuelles (1990-2000)	2100
<b>GAP</b>	« Good Agricultural Practices »	2050 MT	Actuel	Actuelle	Agriculture Raisonnée	2100
<b>A2+GAP</b>	GAP + changement climatique	2050 MT	ARPEGE A2	Modifiée selon ARPEGE A2	Agriculture Raisonnée	2100
<b>A2</b>	Changement climatique	2050 MT	ARPEGE A2	Modifiée selon ARPEGE A2	Actuelles (1990-2000)	2100
<b>A2-Tw</b>	CC sans effet sur la température de l'eau	2050 MTS	ARPEGE A2	Actuelle	Actuelles (1990-2000)	2100

TAB. 4.3. Description des simulations retenues pour analyser l'impact croisé des trois facteurs de changement du bassin de la Seine au cours du 21<sup>ème</sup> siècle : le changement climatique, illustré par le scénario ARPEGE A2 ; la réduction des rejets ponctuels, illustrée par le scénario MT (« Moyenne Technologie ») ; le changement du système agricole, illustré par le scénario d'agriculture raisonnée (« Good Agricultural Practices »).

ment climatique ou des rejets ponctuels, joue à la marge et ne modifie en aucune manière les conclusions ci-dessous en ce qui concerne le rôle respectif des différents facteurs de changement.

Toutes les autres conditions aux limites sont supposées inchangées, notamment les apports diffus hors nitrates, déduits de l'usage du sol et de la lithologie ; la gestion des barrages-réservoirs qui reste celle des années 1986-1990 (source : IIBRBS), faute de prospective spécifique ; les variations de rayonnement solaire incident dues au changement climatique, dont l'influence sur le phytoplancton est négligée, étant donné la forte extinction de la lumière par l'eau.

Les horizons temporels ne sont pas totalement cohérents pour tous les scénarios considérés, ce qui n'est pas très gênant au vu des nombreuses incertitudes et de l'objectif très exploratoire de l'étude. Ces horizons temporels sont cependant contraints beaucoup plus fortement pour les apports diffus en nitrates simulés par le modèle STICS/MODCOU, du fait de l'inertie des nappes aquifères. Ainsi, à l'horizon 2100, les nappes ont évolué pendant 100 ans sous les différentes combinaisons de scénarios climatiques (actuels ou changement climatique) et agricoles (agricoles ou agriculture raisonnée), ce qui entraîne des concentrations en nitrates différentes de celles simulées à l'horizon 2000, et à partir desquelles elles évoluent.

### 4.5.3 Impacts sur la production agricole et la pollution azotée

Ces impacts sont résumés en Figure 4.16 par des moyennes sur l'ensemble du bassin de la Seine. Le modèle STICS nous a permis d'évaluer les impacts directs du changement climatique sur la production agricole du bassin de la Seine. Le réchauffement permet d'avancer les dates de récolte, de 10 à 35 jours selon les cultures et les scénarios de changement climatique. Ceci facilite la maturité complète des cultures, si bien que les cultures actuellement présentes dans le bassin de la Seine devraient être moins risquées sous changement climatique. Un autre impact positif

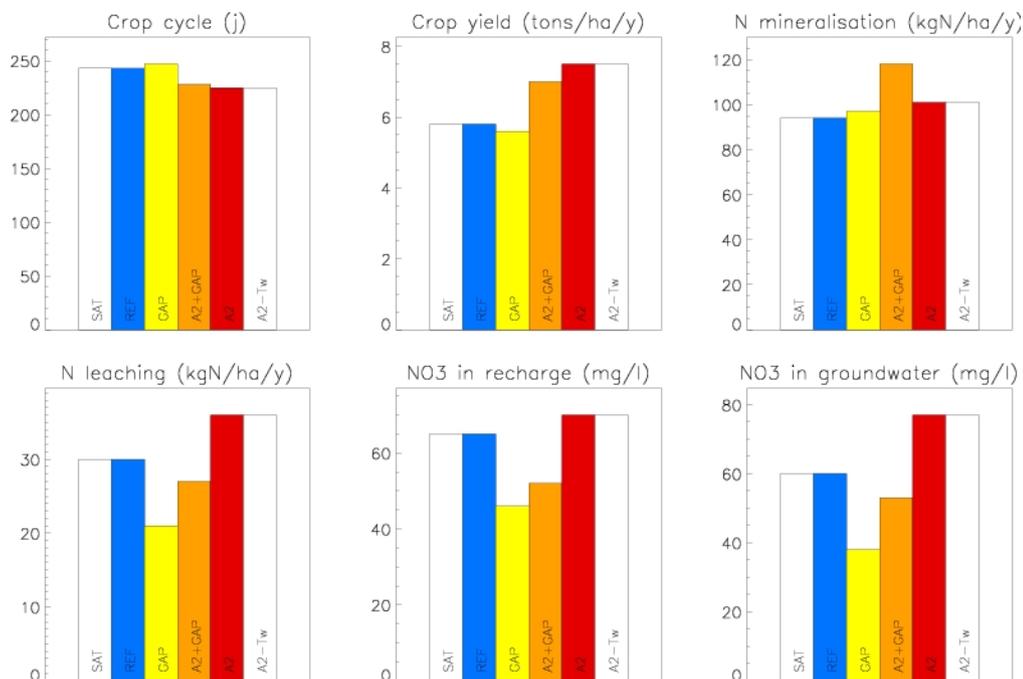


FIG. 4.16. Impacts agro-environnementaux pour différents scénarios d'évolution au cours du 21<sup>ème</sup> siècle : moyennes interannuelles simulées sur 20 ans par les modèles STICS et STICS-MODCOU-NEWSAM dans le bassin de la Seine. Les concentrations souterraines en nitrate correspondent aux fractions des aquifères simulés qui sont en nappe libre. Les noms des simulations et les couleurs renvoient au Tableau 4.3. D'après Ducharne (2007).

est l'augmentation du rendement des cultures (de 14 à 25% en moyenne), sous l'effet conjugué du changement climatique et de l'augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> (fertilisation carbonée). Ces résultats ont bien entendu alimenté la construction des scénarios agricoles et justifient de maintenir les successions culturales actuelles dans le scénario simplifié « Agriculture raisonnée ».

Le changement climatique entraîne aussi une minéralisation accrue de l'azote du sol en nitrates (+10%), qui contribue à l'augmentation des rendements, et qui s'accompagne d'une augmentation du flux de nitrates du sol vers les nappes, modulée par les changements de pluviométrie qui accompagnent le changement climatique et par l'activité agricole. Il en résulte une augmentation générale de la concentration de nitrates dans les aquifères, qui s'intensifie avec le temps (2050 vs. 2100), et qui présente des contrastes régionaux marqués. Ceux-ci sont liés aux contrastes des concentrations sous-racinaires et des flux associés (Ducharne *et al.*, 2005), mais sont aussi modulés par la structure du système aquifère. L'augmentation est globalement plus marquée quand la nappe est libre, *i.e.* non recouverte d'une autre formation aquifère.

Cet impact du changement climatique fut comparé à celui du scénario d'agriculture raisonnée (Figure 4.16). Celui-ci présente un réel intérêt du point de vue environnemental, car il permet de réduire notablement la concentration nitrique moyenne de l'eau infiltrée (-32% en climat actuel), et donc celle des aquifères à l'horizon 2100. Les impacts de l'agriculture raisonnée et du changement climatique ARPEGE A2 sont donc opposés, mais aussi de même ordre de grandeur. En conséquence, le scénario d'Agriculture Raisonnée permet de contrebalancer l'augmentation de la pollution azotée due au scénario de changement climatique A2, tout en préservant l'impact positif de ce dernier sur les rendements agricoles.

#### 4.5.4 Impacts sur la qualité biogéochimique des cours d'eau

L'impact le plus marquant est celui de la réduction générale des rejets ponctuels, qui entraîne une amélioration très importante de la qualité des cours d'eau, comme le montre la comparaison des simulations SAT et REF en Figure 4.17, et qui s'exprime de manière voisine pour les trois scénarios de rejets ponctuels à l'horizon 2050. La diminution des rejets en ammonium, ainsi qu'en carbone organique, permet d'augmenter l'oxygénation de l'eau, ce qui est particulièrement sensible en période de basses eaux. La diminution des phosphates, qui deviennent limitants, permet une baisse de la biomasse algale (proportionnelle à la teneur en chlorophylle), avec une augmentation en silice dissoute puisque le phytoplancton est dominé par des algues siliceuses.

Les autres simulations, qui visent à évaluer l'impact du changement climatique et de l'agriculture raisonnée, intègrent cette réduction des rejets car elle est hautement probable. En ce qui concerne la teneur en nitrates dans les cours d'eau, le changement climatique exerce son impact via les apports diffus depuis les nappes et le bassin versant agricole (modulés par la rétention dans les zones ripariennes). L'impact du changement climatique se traduit donc par une augmentation de la concentration, mais moindre que dans les aquifères. A l'horizon 2100, le scénario de changement climatique entraîne ainsi une augmentation de la teneur en nitrates, qui passe de 31 à 40 mgNO<sub>3</sub>/l en moyenne annuelle à Poses, et atteint 50 mgNO<sub>3</sub>/l, *i.e.* la norme de potabilité, en hiver. Cette augmentation est supérieure à celle qui résulte de la simple inertie des aquifères et de la zone saturée entre 2000 et 2100 (+7 mgNO<sub>3</sub>/l, non représenté). L'agriculture raisonnée et la réduction des rejets ponctuels ont un impact du même ordre de grandeur (10 mgNO<sub>3</sub>/l environ), mais opposé, et comme dans les aquifères, l'impact du changement climatique (scénario ARPEGE A2) limite fortement celui de l'agriculture raisonnée.

Dans aucun des cas, les nitrates ne sont limitant pour la croissance phytoplanctonique, si bien que les variations de leur concentration n'ont pas de répercussion sur les autres variables bio-

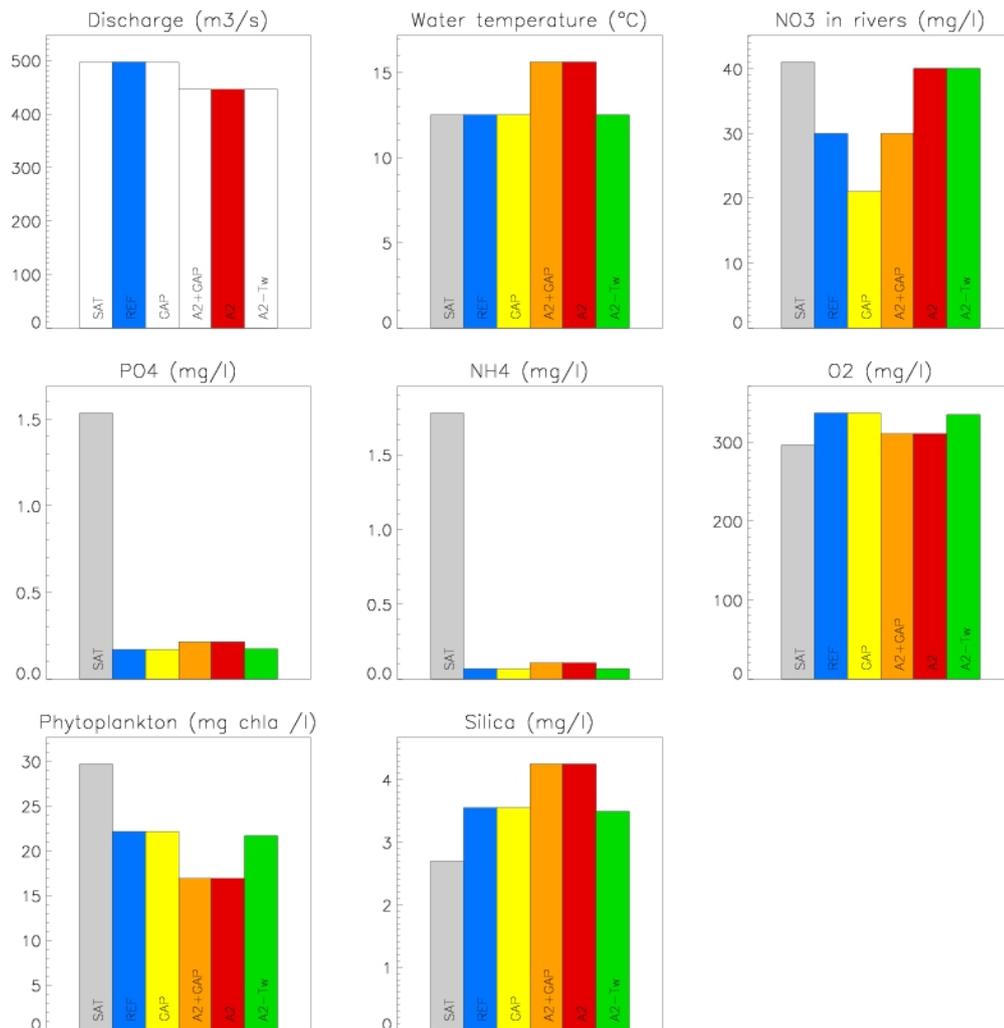


FIG. 4.17. Qualité de l'eau simulée à Poses par le modèle RIVERSTRAHLER pour différents scénarios d'évolution du bassin de la Seine (moyennes interannuelles sur cinq ans). Les noms et couleurs renvoient au Tableau 4.3. D'après Ducharne (2007).

géochimiques (autres nutriments, i.e. phosphates, ammonium et silice, biomasse, oxygène). L'impact du changement climatique sur ces dernières ne peut donc résulter dans nos simulations que des variations du débit (jouant sur les temps de résidence et la dilution) ou de la température de l'eau (jouant sur la cinétique des processus biogéochimiques). La comparaison des simulations REF, A2 et A2-Tw montre qu'il est largement dominé par le réchauffement de l'eau, qui augmente la croissance algale au printemps, mais surtout augmente en été les facteurs de mortalité (zooplancton, lyse virale, Dreissènes). La biomasse algale réduite s'accompagne d'une augmentation de la silice dissoute, susceptible de réduire l'eutrophisation côtière. La teneur en oxygène diminue légèrement par réduction de la photosynthèse, mais cet effet n'altère pas significativement la qualité de l'eau.

Une analyse plus exhaustive des différents facteurs de dispersion confirme qu'à l'exception notable des nitrates, l'impact du changement climatique est du même ordre de grandeur que celui des différences entre les trois scénarios de rejets ponctuels, et donc très marginal par rapport à celui de la réduction générale des rejets selon ces trois scénarios à l'horizon 2050. Ceci reste vrai si l'on considère les douze scénarios de changement climatique du projet GICC-Seine (Tableau 4.1). Enfin, les tendances illustrées à Poses en Figure 4.17 sont vérifiées dans l'ensemble du réseau hydrographique, bien que dans une moindre mesure puisque les apports ponctuels et comme le développement planctonique sont moindres à l'amont de Paris.

## 4.6 Conclusions et discussion

### □ *Fonctionnement hydrologique*

En dépit de leurs différences, les trois projets analysés en section 4.4 montrent des changements très convergents du régime hydrologique dans le Nord de la France sous l'influence du changement climatique, avec une baisse prononcée et robuste des ressources en eau (telles que résumées par les niveaux piézométriques et les débits moyens et d'étiage) et des changements probablement faibles en regard des incertitudes en ce qui concerne l'aléa crue.

Ces résultats sont porteurs de conséquences fortes sur la gestion quantitative de l'eau, avec une aggravation des risques de conflit d'usage. Ils sont donc une confirmation de plus que "stationarity is dead" (Milly *et al.*, 2008), mais ils étendent cette constatation au champ de la modélisation, qu'elle soit climatique ou hydrologique.

En effet, la mise en perspective des études que j'ai pu mener depuis 10 ans montre qu'il est important de réaliser de nouvelles études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie au fur et à mesure que de nouvelles projections du GIEC sont rendues disponibles. Cela est particulièrement important pour les bassins du Nord de la France qui se trouvent à proximité d'une zone de transition entre des zones de diminution et d'augmentation des précipitations.

A travers le cas particulier du modèle CLSM, les travaux ci-dessus posent aussi la question de la non-stationnarité par rapport au calage ou à la structure des modèles hydrologiques (*e.g.* Wilby, 2005; Merz *et al.*, 2011; Bae *et al.*, 2011).

### □ *Qualité de l'eau*

Si l'on tient compte de la probable baisse des rejets ponctuels pendant le 21<sup>ème</sup> siècle, les impacts du changement climatique sur la qualité de l'eau dans le bassin de la Seine sont donc moins catastrophiques que sur les ressources quantitatives, même si l'aggravation de la contamination azotée des eaux souterraines est préoccupante (section 4.5). Dans cette étude, les impacts sur le fonctionnement biogéochimique des cours d'eau s'expliquent essentiellement par le réchauffement de l'eau, alors que les changements de débits ont une influence négligeable.

Cependant, tout changement de l'importance relative de ces deux facteurs est susceptible de modifier l'impact net. C'est le cas pour les débits, dont la baisse est plus sévère dans les exercices d'impact plus récents. Dans le projet ICC-Hydroqual, Calens *et al.* (2010) montrent ainsi que l'impact du changement climatique est dominé par les effets de concentration liés à la baisse des débits, bien que le facteur d'évolution majeur reste les rejets ponctuels, avec une augmentation de l'eutrophisation sous changement climatique si l'on ne réduit pas les rejets ponctuels, mais une amélioration notable malgré le changement climatique si on les réduit.

La température est aussi un facteur d'incertitude sur les impacts projetés, en ce qui concerne le lien entre changement climatique et températures de l'eau locale (section 3.3), mais aussi par ses effets sur le fonctionnement biogéochimique et écologique. Dans RIVERSTRAHLER, la cinétique de la plupart des processus biologiques s'accélère quand la température augmente, jusqu'à une température optimale au-delà de laquelle elle ralentit, à quoi s'ajoutent quelques processus à seuil thermique, comme des lyses virales. Ces effets sont décrits tant que possible à partir de mesures expérimentales, mais il serait important de vérifier leur pertinence pour des températures plus élevées qu'actuellement.

### □ “*Ceteris paribus*”

A l'exception de la qualité de l'eau, la plupart des études présentées dans ce chapitre se limitent à l'impact direct du changement climatique, toutes choses égales par ailleurs. C'est une tendance assez commune qui s'explique par la volonté de comprendre les mécanismes d'évolution lors du changement climatique. Les modèles sont particulièrement bien adaptés à ce type d'analyse, en permettant d'isoler différents facteurs de changement, ce qui est souvent impossible dans l'environnement réel.

La démarche peut être enrichie en comparant les impacts du changement à ceux d'autres pressions, comme nous l'avons fait pour la qualité de l'eau, ou comme dans l'article pionnier de [Vörösmarty \*et al.\* \(2000\)](#) qui compare l'impact du changement climatique et de la croissance démographique sur les ressources en eau mondiales. Ce type d'études est important car il permet de rationaliser les avis experts grâce aux connaissances complexes intégrées dans les modèles, si les scénarios analysés et les modèles exploités sont perçus comme plausibles.

Le recours à la modélisation offre aussi la possibilité de dépasser l'analyse de scénarios indépendants du changement climatique, en permettant d'intégrer des rétroactions. C'est ce que nous avons tenté autour de la question de l'irrigation en Beauce (section 4.4.3). En l'état actuel des connaissances, il semble néanmoins impossible de tenir compte de l'ensemble des interactions possibles entre changement climatique et évolutions des systèmes naturels et anthropiques, qui procèdent selon des mécanismes qui peuvent être soit naturels soit humains. Rien qu'en se limitant au secteur de l'eau, elles sont innombrables, de par leur nature (adaptations de l'occupation des sols et des pratiques agricoles, adaptation des usages et de la gestion de l'eau, etc.) et de par leur direction (des économies d'eau à l'intensification des usages), sans oublier les rétroactions du secteur sur le climat, via les processus de surface (*e.g.* [Crossley \*et al.\*, 2000](#)).

En travaillant sur des systèmes simplifiés grâce à une modélisation contrainte par des hypothèses plausibles, voire en intégrant partiellement certains aspects anthropiques, on peut néanmoins fournir des réponses utiles, qui à défaut de donner une réponse optimale (dont on perçoit aisément les dérives normatives), peut permettre de bien choisir des stratégies d'adaptation “no regret” ou “low regret” (*e.g.* [Wilby \*et Dessai\*, 2010](#)).

### □ “*Throwing the dice?*”

Une autre limite des études d'impact est bien évidemment celle des incertitudes, abondamment discutées dans ce chapitre, que certains auteurs tendent à présenter comme un blocage majeur. [Blöschl \*et Montanari\* \(2010\)](#) insistent ainsi sur le fait que les analyses d'incertitudes sont incomplètes, car l'incertitude venant de notre connaissance imparfaite du système environnemental (dans ses deux composantes naturelle et anthropique) ne peut pas être échantillonnée. Ils se demandent alors si la projection du changement climatique et de ses impacts ne revient pas à jeter des dés.

Mais à mon sens, il ne faut pas s'arrêter à ces objections, pour deux raisons. La première est qu'aucun domaine scientifique n'échappe à la fatalité que nos connaissances sont incomplètes (quand elles ne se révèlent pas erronées). La seconde raison est que les projections du changement climatique valent mieux qu'un jet de dés, parce que les dés sont pipés. Ces dés sont en effet les modèles et hypothèses utilisés, qui sont basés sur la meilleure information scientifique disponible, ce qui leur confère une valeur. Une information incertaine mais fondée vaut mieux que pas d'information, et permet de faire progresser la réflexion, qu'il s'agisse de la modélisation du système climatique, ou des possibilités d'adaptation.



# 5 Perspectives

## 5.1 Positionnement général

Pendant les dix ans que j’ai passés à l’UMR Sisyphe, je me suis focalisée sur la modélisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants, avec une forte vocation appliquée et des problématiques environnementales (impacts du changement climatique, pollutions), ce qui m’a naturellement amenée à privilégier l’échelle régionale.

Ce focus appliqué et régional a récemment été repris par l’IPSL<sup>1</sup> et motive son rapprochement avec l’UMR Sisyphe dans le cadre du Labex L-IPSL “Comprendre le climat et anticiper les changements futurs”. J’ai notamment été sollicitée pour m’associer au développement de la composante hydrologique du modèle de surface ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), et animer avec Philippe Peylin (Bioemco et LSCE) le groupe ORCHIDEE-Projet, établi début 2011 pour coordonner scientifiquement les développements de ce modèle, qui couple la classique composante “physique” des modèles de surface (flux de surface ; hydrologie et thermique du sol) avec une composante “biophysique” très développée sur le fonctionnement de la végétation (flux de carbone ; allocation et phénologie ; végétation dynamique *i.e.* dont la nature résulte d’interactions avec le climat ; et développements récents sur le cycle de l’azote dans le sol).

D’un point de vue physique, ce modèle offre un contrepoint très intéressant au travail que j’ai pu mener avec CLSM. ORCHIDEE décrit en effet l’hydrodynamique du sol non saturé par une résolution de l’équation de Richards selon onze couches (De Rosnay *et al.*, 2002) mais sans connection avec la zone saturée, quand CLSM décrit un continuum entre la zone saturée et non saturée, mais en simplifiant cette dernière sur trois couches. De plus, ORCHIDEE intègre un modèle de routage à grande échelle, qui permet une réalimentation hydrique des surfaces continentales au niveau des zones irriguées et des plaines d’inondation (De Rosnay *et al.*, 2003; d’Orgeval, 2006; Ngo-Duc *et al.*, 2007), sans oublier l’utilisation récente des concepts de TOPMODEL pour décrire les zones humides (Ringeval, 2011).

Dans ce contexte élargi, j’articulerai mes recherches autour de deux grands axes, que je développerai grâce aux ressources obtenues via plusieurs projets (Tableau 5.1). Il s’agira de :

- mieux décrire les processus contrôlant les bilans hydriques dans les modèles de surface continentale, en comparant les modèles CLSM et ORCHIDEE avec des observations, qu’il s’agisse de flux verticaux ou de variables intégratrices comme le débit et la gravimétrie (section 5.2) ;
- mieux comprendre les interactions surface / atmosphère dans le modèle climatique LMDz de l’IPSL pour éventuellement améliorer le climat simulé par ce modèle en améliorant les flux de surface simulés par ORCHIDEE, avec une attention particulière envers le rôle des eaux souterraines (section 5.3).

Ces deux axes sont évidemment intimement liés autour de la problématique du continuum Nappe - Sol - Atmosphère, et il importe notamment dans le premier axe de veiller à ce que les processus soient décrits à une échelle pertinente pour le couplage avec un modèle climatique, ce qui fait la spécificité du deuxième axe.

---

<sup>1</sup>Institut Pierre Simon Laplace

Projet	Localisation	Modèles	Validation	Lien avec atmosphère	Mes questions	Financement/Etudiants	Collaborations
Zongo	Andes	CLSM	Débits mesurés	Forcé	Validation de CLSM en milieu de montagne Impact du CC sur la cryosphère	M2 Labbas 2009	LTHE (Wagon, Sicart), CEN (Lejeune) CESBIO (Gascoin)
Hausbergen	Alsace	CLSM <i>ORCHIDEE, ISBA</i>	Gravimétrie locale <i><math>\theta</math> à <math>\theta</math> profondeurs</i>	Forcé	Stress hydrique dans CLSM Validation d'ORCHIDEE	Thèse Magand 2011-14 <i>Projet Cytrix ?</i>	Géosciences Rennes (Longuevergne) CESBIO (Gascoin), IPG (Hinderer)
Hydrosol	Ile de France	ORCHIDEE CLSM	Données SIRTA : $\theta$ , flux, météo <i>Données Grignon : idem</i> Débits de l'Yvette	Couplé Forcé	Evaluation multi-critères des modèles de surface Paramétrisation d'une nappe perchée Influence de l'hydrodynamique du sol sur le climat régional et les impacts du CC	Projet R2DS (PI: Ducharne) Thèse Campoy (2010-13) M2 Meza 2011	IPSL (Hourdin, Cheruy, Polcher, SIRTA) UMR EGC (Tuzet)
R <sup>2</sup> D <sup>2</sup> - 2050	Durance	CLSM <i>ORCHIDEE, SISPAT</i>	Débits naturalisés par EDF <i>Mesures locales de <math>\theta</math> et flux</i>	Forcé	Analyse des modèles et impact du CC : - en milieu de montagne (cryosphère) - en milieu méditerranéen (stress hydrique)	Projet GICC (PI: Sauquet) Thèse Magand 2011-14 financée par AERMC	Cemagref (Sauquet, Vidal, Braud, Perrin) EDF (Hendrickx, Bourqui, Mathevet) LTHE (Hingray), INRA (Chanzy), IPSL
ALMIP2	Afrique de l'Ouest (3 sites)	CLSM <i>ORCHIDEE, ISBA, SISPAT, TOPAMMA</i>	Débits, flux de surface, piézométrie, gravimétrie, $\theta$	Forcé	Validation multi-critères en sites semi-arides Comparaison CLSM / autres modèles	Projet Cytrix (PI: Peugeot) avec soutien AMMA M2 Ouissa 2011	HSM (Peugeot, Demarty), GET (Grippa), CNRM (Boone), Cemagref (Braud) IPSL (Ottlé, Polcher), CESBIO (Gascoin)
AMAZALERT	Amazonie	ORCHIDEE	Débits, zones inondées Données Fluxnet (H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> ) Gravimétrie GRACE	Couplé Forcé	Validation multi-critère et multi-échelle d'ORCHIDEE (aquifères, zones humides, plaines d'inondation) Interactions entre cycle de l'eau et du carbone sous CC Impact des flux de surface sur le CC	Projet FP7 (PI: Kruijt) Post-doc Guimberteau (2011-14)	IPSL (Ciais, Peylin, Dufresne, Polcher, etc.) U. Gent (Verbeek), UK MetOffice (Betts) U. Wageningen (Kruijt), INPE (Nobre) PIK (Cramer), etc.

TAB. 5.1. Synthèse des projets de recherche qui sous-tendent mes travaux à court et moyen terme, selon un ordre essentiellement chronologique, avec les actions seulement envisagées en italique. Notations :  $\theta$  pour teneur en eau du sol, flux pour flux de surface.

Dans cette nouvelle étape de mes recherches, le climat n'est donc plus seulement un forçage de l'hydrologie comme c'était le cas pour les travaux présentés dans les chapitres précédents, mais je reviens à la problématique de l'influence du cycle de l'eau continental sur le climat qui était au coeur de ma thèse à l'IPSL (Ducharne, 1997). La boucle est bouclée, et Sisyphe continue de pousser son rocher...

## 5.2 Fonctionnement des surfaces continentales en réponse au climat

### 5.2.1 Stress hydrique et transférabilité sous changement climatique

Les études d'impact ont été et resteront probablement un moteur très important de mes travaux, avec une question essentielle pour réduire les incertitudes des projections hydrologiques : quels sont les éléments (paramètres et/ou paramétrisations) qui influencent significativement la réponse d'un modèle de surface au changement climatique ? J'aborderai bien sûr cette question à travers l'exemple du modèle CLSM, qui semble sous-estimer le stress hydrique subi par l'évapotranspiration sous scénarios de changement climatique (section 4.4.1).

L'extrême complexité de ce modèle (beaucoup de paramètres et structure non conventionnelle) rend l'analyse très ardue, et je n'ai pas encore réussi à élaborer une réponse bien construite, malgré l'intuition que la définition du point de flétrissement  $\theta_w$  et l'hydrodynamique du sol sont essentielles. D'un autre côté, cette complexité permet de révéler des comportements absents dans des modèles plus simples, ce qui est porteur de questions nouvelles. Ce côté "poil à gratter intellectuel", très présent avec le modèle CLSM, peut aussi ouvrir la voie vers des réponses nouvelles, comme le montre le cas de l'Afrique de l'Ouest, où la capacité évaporative de ce modèle s'avère assez réaliste (Grippa *et al.*, 2011, repris ci-dessous).

La compréhension des liens entre capacité évaporative, stress hydrique et climat constitue ainsi l'objectif central de la thèse de Claire Magand, engagée depuis le 1er mars 2011. Étant donné les incertitudes cognitives encore fortes sur les contrôles de l'évapotranspiration (*e.g.* Bounoua *et al.*, 2010; Jung *et al.*, 2010), ce travail privilégiera l'évaluation des modèles de surface (principalement CLSM et ORCHIDEE) dans des périodes ou régions où le stress hydrique est censé être important. C'est le cas dans les exemples ci-dessous : lors de la sécheresse de 2003, enregistrée notamment sur le site de Hausbergen, en Alsace ; en Afrique de l'Ouest (projet ALMIP2) ; en moyenne et basse Durance, sous climat Méditerranéen (projet R<sup>2</sup>D<sup>2</sup>-2050).

Pour comparer la réponse fonctionnelle des modèles au stress hydrique, on s'intéressera notamment aux courbes du rapport évapotranspiration / ETP en fonction de la disponibilité en eau (à caractériser par un indice permettant la comparaison entre les modèles, *cf.* Koster *et Milly*, 1997), ou de l'évapotranspiration en fonction du temps en absence de pluie (Teuling *et al.*, 2006), par analogie avec les courbes de récession. On étudiera la sensibilité de ces courbes au choix de paramètres et paramétrisation des modèles, pour identifier lesquels jouent fortement sur la réponse de l'évapotranspiration aux conditions environnementales. Les paramètres ciblés seront le point de flétrissement  $\theta_w$ , les paramètres qui gèrent l'hydrodynamique ( $K_s$ ,  $\nu$ , et timescales  $\tau_1$  et  $\tau_2$  dans CLSM ;  $K_s$  et diffusivité dans ORCHIDEE), et les paramètres influant la réserve utile (dont profondeur du sol et porosité).

### □ Site de Hausbergen

Le modèle CLSM fut récemment utilisé pour simuler le fonctionnement hydrologique d'une colline de loess aux environs de Strasbourg, où est installé le gravimètre supraconducteur de l'Observatoire de Strasbourg (Gascoïn *et al.*, 2009d; Longuevergne *et al.*, 2011). Les variations du stock d'eau souterrain simulées sur 7 ans à partir des forçages météorologique SAFRAN et des paramètres de sol et végétation caractéristiques du site ont pu être comparées aux variations gravimétriques mesurées par l'instrument, validées par ailleurs (Figure 5.1). Cette confrontation montre de bons résultats (covariations étroites des deux séries) sauf pendant l'été 2003, où le modèle CLSM surestime les pertes d'eau, ce que l'on attribue à une surestimation de l'évapotranspiration pendant cette période de sécheresse. En effet, les humidités simulées sont nettement améliorées en augmentant le point de flétrissement de 0.37 (valeur par défaut pour une texture limoneuse) jusqu'à 0.75. Il faut cependant noter que ce n'est pas une valeur réaliste

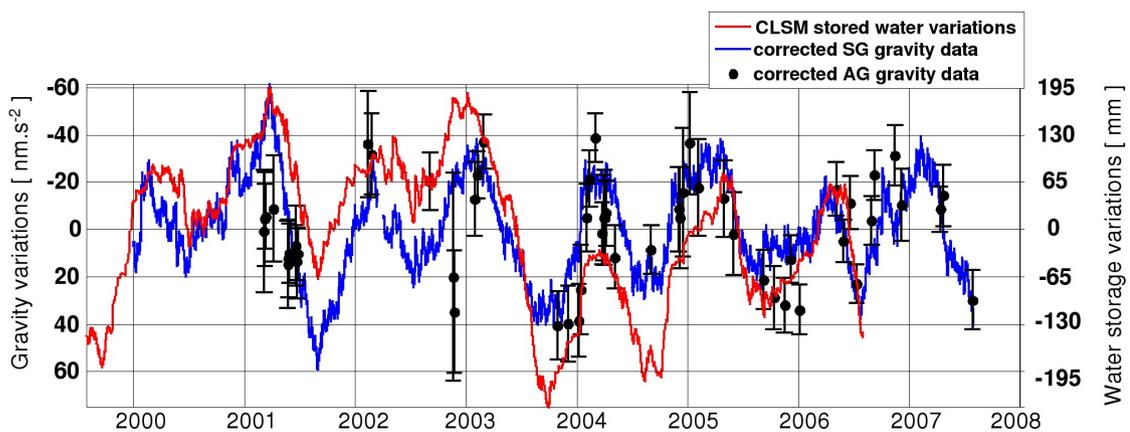


FIG. 5.1. Comparaison des anomalies gravimétriques observées et simulées au niveau de l'Observatoire de Strasbourg. Les anomalies simulées sont déduites des variations d'humidité simulées par le modèle CLSM (en rouge), incluant l'interception par la canopée, le manteau neigeux et l'humidité souterraine). Les anomalies observées (gravimètre supraconducteur en bleu, et gravimètre absolu par points noirs) sont corrigées des contributions atmosphériques et océaniques). D'après Longuevergne *et al.* (2011).

pour ce paramètre, et que d'autres processus peuvent expliquer le défaut mis en évidence, ce qui sera exploré lors de la thèse de Claire Magand, en comparaison avec le modèle ORCHIDEE, et en profitant de données complémentaires d'humidité du sol à huit profondeurs.

### □ *Afrique de l'Ouest*

Ce domaine géographique permet d'étudier l'évaporation dans des situations très particulières, avec alternance de conditions humides (mousson) et très arides, et avec de fortes interactions surface - atmosphère via la convection (Redelsperger *et al.*, 2006).

Lors du projet ALMIP, Gascoïn (2009) y a montré l'influence de l'hydrodynamique du sol sur les flux de surface, en confrontant la sensibilité du modèle CLSM à sa timescale  $\tau_2$  avec des données *in situ* (section 2.3.5). Ces données de validation ont récemment été complétées par les données de plus grande échelle offertes par la gravimétrie spatiale GRACE (Rodell et Famiglietti, 1999; Wahr *et al.*, 2004). Grippa *et al.* (2011) montrent ainsi que le modèle CLSM présente un comportement assez différent des huit autres modèles de surface comparés, avec une amplitude plus forte des variations annuelles d'humidité souterraine, ce qui est plutôt réaliste par rapport aux observations spatiales GRACE à une échelle comparable (Figure 5.2). Cette caractéristique, qui s'explique par la prise en compte d'une nappe superficielle dans CLSM, s'accompagne d'une évaporation différente elle aussi (moyenne annuelle proche de la moyenne multi-modèle, mais maximum d'évaporation retardé). Il sera très intéressant de comparer à ces données des simulations CLSM modifiées, par exemple sur les timescales  $\tau_1$  et  $\tau_2$ , pour voir s'il est possible de modifier les valeurs de l'évaporation sans altérer la signature du souterrain.

Le travail d'évaluation de CLSM sera aussi poursuivi lors du projet ALMIP2, qui prolonge l'intercomparaison ALMIP (intégrant le modèle ORCHIDEE) sur trois sites méso-échelle d'environ 1 degré-carré, au Niger, au Mali et au Bénin, avec des forçages météorologiques à la résolution spatiale de 0.05°, et temporelle de 3 heures. Ces trois sites AMMA offrent des données de validation *in situ* nombreuses et variées (débits, flux de surface, niveaux piézométriques, profils d'humidité du sol, gravimétrie au sol) qui pourront être utilement mobilisées pour évaluer et probablement améliorer le modèle. En préparation de ces simulations, le stage de M2 de Ouissa (2011) a permis d'obtenir des distributions de l'indice topographique dans les mailles de 0.05°, à partir d'informations topographiques à résolution suffisante et cohérentes entre les trois sites (base de données HydroSHEDS à 3 secondes d'arc; Lehner *et al.*, 2008).

### □ *Bassin versant de la Durance*

Le projet R<sup>2</sup>D<sup>2</sup>-2050 vise à caractériser les impacts du changement climatique sur le bassin versant de la Durance, avec deux objectifs complémentaires :

- quantifier ces impacts et leurs incertitudes sur les débits “naturels” (principale forme de la ressource en eau dans ce bassin), selon une démarche analogue à celle du projet RExHySS, en combinant plusieurs modèles hydrologiques et plusieurs scénarios de changement climatique régionalisé. Ces derniers croisent eux-mêmes plusieurs scénarios d'émissions en GES, plusieurs modèles de climat et plusieurs méthodes de régionalisation, dont certaines développées spécifiquement pour le contexte montagneux (*e.g.* Mezghani et Hingray, 2009) ;
- proposer des scénarios d'évolution des usages de l'eau (dominés par l'hydro-électricité et l'irrigation), en tenant compte du changement climatique, et de ses impacts sur les débits “naturels” et les besoins, pour arriver *in fine* à des scénarios d'évolution des débits “anthropisés”.

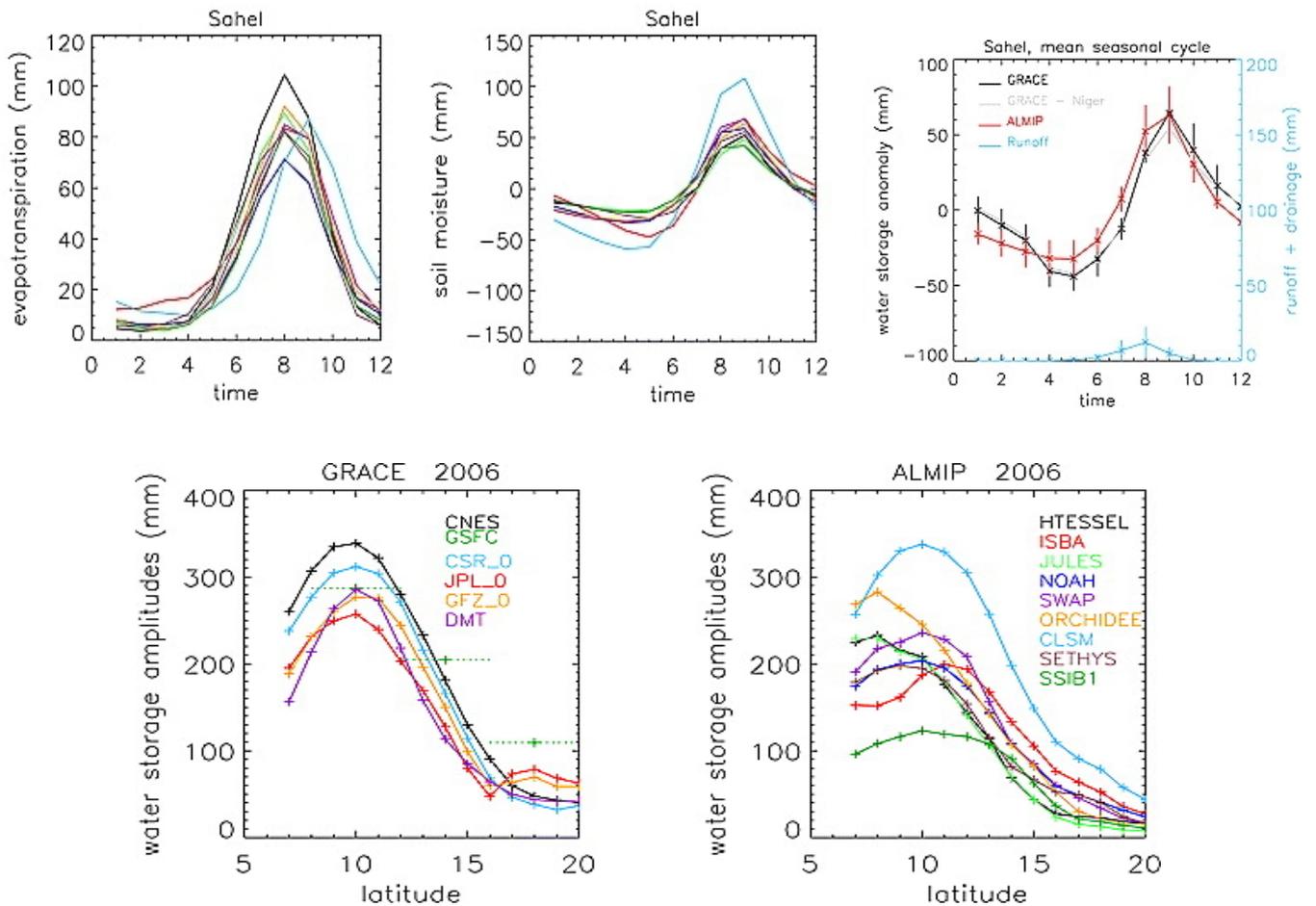


FIG. 5.2. Comparaison des simulations par neuf modèles de surface comparés dans le projet ALMIP avec les données de gravimétrie spatiale GRACE. Bande sahélienne en 2003-2007 en haut : (gauche) évaporation et humidité du sol simulées en 2003-2007 (CLSM en bleu) ; (droite) anomalie d’humidité souterraine selon GRACE et la moyenne multi-modèle. Domaine ALMIP en 2006 en bas : distribution zonale de l’amplitude des variations d’humidité souterraine selon GRACE à gauche et selon les neuf modèles de surface à droite. Source : [Grippa et al. \(2011\)](#).

Notre contribution portera surtout sur le premier volet, pour comprendre les différences de sensibilité des bilans d’eau au stress hydrique. Ce projet permettra notamment d’élargir le jeu des modèles comparés à des modèles hydrologiques conceptuels (GR4J du Cemagref, CEQUEAU et MORDOR d’EDF), et au modèle à bases physiques SiSPAT ([Braud et al., 1995](#)), qui a été appliqué avec succès en basse Durance dans le cadre du projet Alpille-ReSeDA ([Oliosio et al., 2002](#)). Ce modèle SiSPAT ressemble au modèle ORCHIDEE puisqu’il couple une approche Tsva avec une résolution de l’hydrodynamique du sol selon l’équation de Richards ([Varado et al., 2006](#)), mais il est ciblé sur des application locales à régionales, avec des paramétrisations plus complexes, permettant de décrire plusieurs horizons de sols, ou un accroissement de l’extraction racinaire en conditions de stress hydrique ([Braud et al., 2005](#)). La comparaison avec des données locales sera également recherchée (données FLUXNET du site d’Avignon, banque de données HYDRA de Chambre Régionale de l’Agriculture PACA).

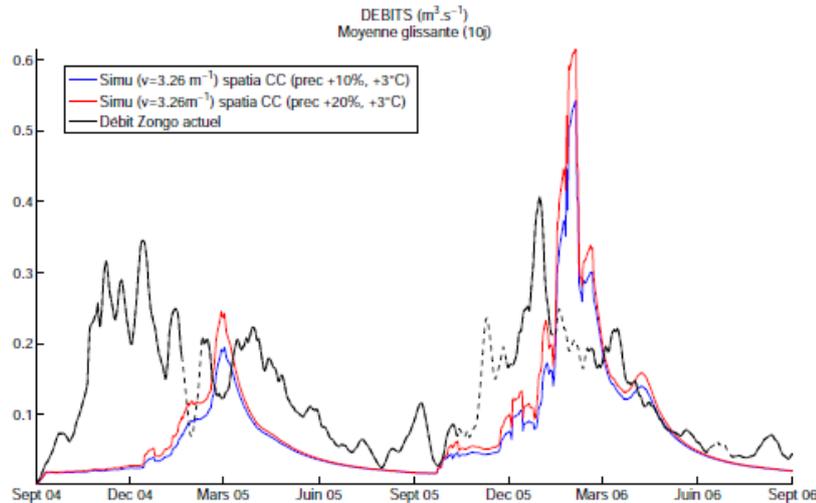


FIG. 5.3. Évolution du débit du torrent Zongo sous l'influence de deux scénarios de changement climatique (en bleu et rouge) par rapport au débit mesuré en 2004-2006 (tenant compte de la contribution du glacier et de la moraine). D'après Labbas (2009).

## 5.2.2 Hydrologie de montagne

### □ Bassin versant du Zongo

A la suite de la thèse de Gascoïn (2009), CLSM a pu être utilisé à l'échelle de la moraine du glacier Zongo lors du stage de M2 de Labbas (2009), à partir des résultats duquel nous préparons une publication (Gascoïn *et al.*, 2011). L'évaluation des résultats porte sur les deux années hydrologiques 2004-2006 qui sont très contrastées hydrologiquement. Elle reste surtout très qualitative étant donné la difficulté à isoler la contribution de la moraine dans le débit mesuré à la station limnimétrique. En effet, sa surface contributive est de 3.4 km<sup>2</sup>, mais la moraine n'en couvre que 1.6 km<sup>2</sup>, sachant que cette surface non englacée est en augmentation depuis 50 ans, avec une accélération depuis 1975 (Soruco *et al.*, 2009). Ce recul du glacier est typique des glaciers tropicaux (*e.g.* Bradley *et al.*, 2006) et pose un réel problème de ressource en eau, étant donné le rôle tampon de la cryosphère.

La première étape fut l'interpolation spatiale des mesures météorologiques en fonction de l'altitude à partir d'un MNT à la résolution de 50m construit par Sicart (2002). Le gradient altitudinal des températures exerce une influence forte sur les écoulements, par une modification de la proportion neige/pluie qui améliore la dynamique des écoulements. Les gradients altitudinaux de la pression atmosphérique, de l'humidité de l'air, et du rayonnement atmosphérique (IR incident) ont en revanche une influence négligeable. Le gradient des précipitations n'a pas été pris en compte car Sicart (2002) montre que les variations de précipitation entre plusieurs pluviomètres d'une même tranche d'altitude sont localement plus fortes que celles entre des pluviomètres d'altitude différente. Au final, sur les deux années simulées, on trouve que la moraine contribue en moyenne à 30% de l'écoulement mesuré à l'aval du glacier Zongo, ce qui est très cohérent avec les estimations du bilan de masse de ce glacier. Par ailleurs, les écoulements issus du glacier et de la moraine convergent en grande part dans un lac proglaciaire situé à l'amont de la station limnimétrique, et la dynamique des débits simulés depuis la moraine est améliorée si l'on tient compte de l'effet tampon de ce lac, comme dans Lejeune (2009).

Face aux difficultés évidentes pour régionaliser les projections de changement climatique dans un bassin versant de si petite taille, avec des contrastes topographiques locaux et régionaux (Andes) extrêmes, nous avons choisi de proposer un scénario schématique, basé avec une bonne part d'arbitraire sur les quelques informations disponibles dans le rapport AR4 (IPCC, 2007). Ce scénario consiste en un réchauffement de +3 °C, une augmentation des précipitations entre +10% et +20% (sans changement de la saison des pluies), et une disparition totale du glacier comme extrapolation extrême des tendances identifiées par Soruco *et al.* (2009). C'est ce dernier effet qui a l'impact le plus fort, en entraînant un régime hydrologique beaucoup plus contrasté qu'actuellement, et une baisse de 30 à 40% de l'écoulement total, qui est actuellement soutenu par l'ablation du glacier (Figure 5.3).

#### □ *Haute Durance*

L'hydrologie de montagne sera aussi examinée dans le cadre du projet R<sup>2</sup>D<sup>2</sup>-2050, où nous analyserons spécifiquement la sensibilité des débits simulés sous forçage SAFRAN et celle des impacts du changement climatique aux choix de modélisation du manteau neigeux, cette sensibilité contribuant aux incertitudes. La comparaison des résultats ORCHIDEE et CLSM sera intéressante car ces deux modèles ne décrivent pas la dynamique du manteau neigeux avec des modules de complexité physique comparable. ORCHIDEE ne décrit qu'une unique couche de neige, avec un albédo élevé, mais sans rôle thermique direct, contrairement au manteau neigeux de CLSM qui maintient sa propre température et isole le sol (Stieglitz *et al.*, 2001).

Une autre problématique, qui rejoint celle posée dans le bassin versant du Zongo, est de pouvoir tenir compte de la contribution des glaciers à l'écoulement. Dans la Durance, les glaciers couvrent 39 km<sup>2</sup>, et contribuent à une fraction non négligeable de l'écoulement estival amont (20% du débit estival à Embrun selon le modèle Isba-Durance de Lafaysse *et al.* (2011)). A l'échelle du projet R<sup>2</sup>D<sup>2</sup>-2050, nous serons probablement amenés à supposer que ces glaciers disparaîtront totalement sous changement climatique, comme pour le Zongo. Il serait cependant très utile de pouvoir disposer d'un module simulant l'évolution du volume et de l'étendue des glaciers, qu'il s'agisse de la modélisation des ressources en eau de montagne ou du climat, via leurs effets sur l'albédo notamment. Le développement d'un tel module, en fonction d'informations topographiques à haute résolution, est le sujet d'une thèse proposée par N. Le Moine et P. Ribstein à l'UMR Sisyphe, et nous envisageons de pouvoir ensuite tester l'influence d'un tel module dans le modèle de climat LMDz de l'IPSL.

## 5.3 Rétroactions surfaces continentales / climat

### 5.3.1 Influence de l'hydrodynamique souterraine

#### □ *Projet HYDROSOL*

L'objectif principal de ce projet est d'améliorer le réalisme d'un modèle climatique régional centré sur la région Île de France, en particulier en ce qui concerne le cycle de l'eau et les précipitations. Celles-ci sont en effet notoirement mal quantifiées par les modèles climatiques, ce qui est très pénalisant pour fournir une quantification utile des impacts du changement climatique sur l'hydrologie continentale et ses manifestations les plus sensibles pour la société, tels qu'écoulements et régimes hydrologiques, ressources en eau et sécheresse (section 4.1).

Une stratégie couramment utilisée pour lever ce verrou est de recourir à des méthodes de régionalisation du climat (section 4.3). Une autre stratégie, plus ambitieuse et difficile, est d'améliorer directement le climat simulé par les modèles climatiques. C'est ce qui est visé ici, à partir du postulat qu'on peut améliorer le réalisme du climat simulé en améliorant la description des flux de surface. L'évapotranspiration est cruciale dans ce cadre, car elle dépend des précipitations et les influence, comme l'ont montré par exemple [Ducharne \*et al.\* \(1998\)](#); [Ducharne et Laval \(2000\)](#) à l'échelle du globe, et [Coindreau \*et al.\* \(2007\)](#) sur le site instrumental SIRTA de l'IPSL (à Palaiseau, Île de France). L'évapotranspiration augmente avec l'humidité du sol, et dépend donc fortement du fonctionnement hydrodynamique de ce dernier, et plus généralement de toute la zone non saturée en interaction avec la zone saturée constituée par les nappes phréatiques.

Il s'agit donc d'améliorer la description de ces processus hydrodynamiques dans le modèle climatique régional LMDz, dans l'espoir d'améliorer le climat simulé. L'évaluation de ces améliorations sur la période récente instrumentée pourra ainsi guider notre analyse des scénarios de changement climatique, pour mieux caractériser les impacts de ce dernier sur les ressources en eau régionales, et pour également mieux quantifier les incertitudes relevant de la modélisation hydrologique, en tenant compte des spécificités liées au couplage surface/atmosphère.

La démarche repose sur la confrontation de résultats de modèles avec des données observées dans un domaine recouvrant l'Île de France et le bassin de la Seine :

- Modèle LMDz : ce modèle climatique développé au LMD/IPSL ([Hourdin \*et al.\*, 2006](#)) est utilisé dans sa version zoomée (avec des mailles de 120 km de côté en Île de France) et guidée régionalement par les analyses ECMWF des observations météorologiques, ce qui permet de bien reproduire la variabilité journalière du climat local.
- Modèles de surface continentale : nous privilégions le modèle ORCHIDEE dans ce projet, car c'est une des composantes du modèle climatique LMDz. Il peut aussi être utilisé en mode forcé, sans interaction avec l'atmosphère, comme le modèle CLSM avec lequel il sera comparé. Les forçages météorologiques sont alors constitués par la base de données SAFRAN à 8 km de résolution spatiale et au pas de temps de 1h, et nous avons obtenu pour validation complémentaire les données horaires de huit stations Météo-France situées dans la maille LMDz de 120x120 km<sup>2</sup> contenant le SIRTA.
- Données observées : nous avons pour l'instant exploité les mesures locales du SIRTA (météo, flux de surface et humidité du sol sur 2007-2009), et nous sommes en train d'obtenir des données équivalentes sur le site de l'INRA/Grignon ([Loubet \*et al.\*, 2011](#)), localisé à 25 km au NW du SIRTA, qui pourront être complétées par les données d'une parcelle INRA à Chartres et celles du GIS ORACLE (Bassin de l'Orgeval), et des données de débits.

Ce projet HYDROSOL finance la thèse d'Aurélien Campoy, qui a débuté en décembre 2009 en collaboration avec l'IPSL (Tableau 5.1). Nous abordons la mi-parcours avec des résultats intéressants, valorisés par plusieurs conférences et un article en préparation :

- Les mesures d'humidité du sol indiquent une nappe à faible profondeur, qui est épisodiquement affleurante en hiver. Elle est probablement associée à une lentille d'argile à meulière, formation présente à environ 4 mètres de profondeur de manière discontinue sur le plateau de Saclay (source BRGM).
- La paramétrisation de l'équation de Richards dans le modèle ORCHIDEE suppose une condition limite de drainage gravitaire au fond du sol, ce qui est très classique dans les modèles de surface ([Zeng et Decker, 2009](#)) mais n'est pas cohérent avec la présence d'une nappe à faible profondeur. Nous avons donc introduit un facteur  $F$  permettant de moduler cette condition limite entre le drainage gravitaire original ( $F = 1$ ) et un fond imperméable ( $F = 0$ ).
- Le réalisme au SIRTA des simulations couplées LMDz/ORCHIDEE (toujours en mode zoomé / guidé) est nettement amélioré en considérant un fond imperméable ( $F = 0$  en rouge sur la

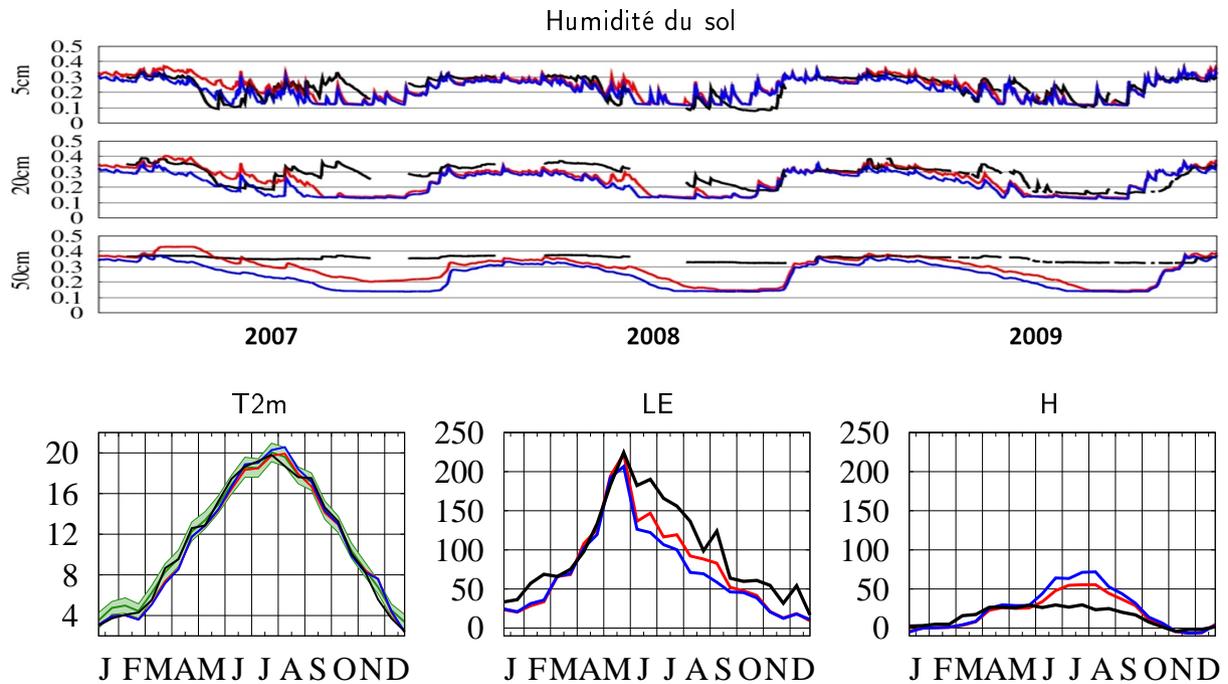


FIG. 5.4. Comparaison des simulations ORCHIDEE avec les données SIRTA 2007-2009 : (haut) Humidité du sol à trois profondeurs (en  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , les observations étant renormalisées entre les min et max des valeurs simulées sur l'ensemble de la période et du profil); (bas) Cycle saisonnier moyen la température de l'air à 2 m et des flux de chaleur latente et sensible. Bleu : ORCHIDEE avec  $F=1$ ; Rouge : ORCHIDEE avec  $F=0$ ; Noir : SIRTA ; Vert : moyenne des huit stations Météo-France dans la maille LMDz contenant le SIRTA.

Figure 5.4). L'humidité du sol augmente, tout particulièrement en profondeur en été, ce qui permet de mieux soutenir la demande évaporative, d'où une augmentation du flux de chaleur latente. Ceci corrige partiellement la sous-estimation de ce terme, et entraîne une baisse de la température de surface, et donc du flux de chaleur sensible et de la température de l'air, l'ensemble étant plus conforme aux observations. Une autre rétroaction surface/atmosphère est l'augmentation des précipitations estivales, par recyclage de l'évapotranspiration, ce qui constitue une amélioration, bien que fort modeste.

La suite du travail porte actuellement sur la confirmation de ces résultats en mode forcé (par les données SAFRAN) afin de :

- voir si le réalisme des processus de surface augmente quand les conditions météorologiques sont mieux restituées qu'en mode couplé ; en particulier, les biais estivaux sont probablement largement dus à la météorologie de grande échelle, qui est moins bien contrainte par le guidage qu'en hiver, quand l'origine dominante des précipitations est l'océan Atlantique ;
- comparer l'influence de  $F$  à celle d'autres facteurs de contrôle importants (type de végétation, propriétés des sols), et optimiser la discrétisation verticale du sol (nombre de couches), grâce au fait que les simulations forcées (locales) sont extrêmement plus rapides que les simulations zoomées/guidées (globales) ;
- comparer les résultats du modèle ORCHIDEE avec ceux de CLSM, qui relie explicitement la zone non saturée à une zone saturée (stage de M2 de Meza, 2011) ;
- une autre direction sera d'étendre cette analyse à l'échelle régionale, par comparaison avec les observations du site de Grignon, et éventuellement du site de Chartres et du bassin de l'Orgeval, voire de la colline de Hausbergen ou de Cabauw aux Pays-Bas (Chen *et al.*, 1997; Xia *et al.*, 2002), puisque les conditions hydrologiques du SIRTA (présence d'une nappe à faible profondeur) sont très locales.

En parallèle, la sensibilité du climat à la condition limite au fond sol sera analysée en mode couplé à l'échelle globale, en cherchant notamment dans quelles zones cette modulation par  $F$  exerce un effet suffisamment significatif pour mériter d'être décrit, en climat présent (on peut supposer qu'il sera plus important qu'en mode guidé car le guidage réduit localement la liberté du climat simulé) et en climat futur (pour évaluer comment ce paramètre peut modifier la trajectoire du changement climatique). Si le climat se révèle suffisamment sensible au paramètre  $F$ , nous essaierons de le caractériser à partir d'informations hydrogéologiques globales (Dürr *et al.*, 2005; Strückmeier et Richts, 2008; Comunian et Renard, 2009; Gleeson *et al.*, 2011b).

#### □ *Quelle paramétrisation des nappes souterraines à l'échelle globale ?*

Plus généralement, l'influence de la nappe perchée du SIRTA sur les flux de surface et la rétroaction potentielle sur le climat régional pose la question actuellement très prégnante dans la communauté des surfaces continentales de l'influence des eaux souterraines sur la dynamique climatique (*e.g.* Liang *et al.*, 2003; Fan *et al.*, 2007; Gulden *et al.*, 2007; Kollet et Maxwell, 2008; Lo et Famiglietti, 2010). Cette question se pose souvent en termes de prévisibilité du climat (*e.g.* Mahanama et Koster, 2003; Grippa *et al.*, 2011), et/ou de persistance des événements extrêmes atmosphériques (sécheresses pluviométriques, canicules, ou précipitations intenses, *e.g.* Bierkens et Van den Hurk, 2007). Dans un article très intéressant, Lo et Famiglietti (2010) analysent l'effet de la dynamique d'une nappe libre sur la mémoire hydrologique d'un modèle de surface continentale. Celle-ci n'est augmentée que si le toit de la nappe n'est pas trop profond. Cette conclusion rejoint celles de Miguez-Macho *et al.* (2007) et Gleeson *et al.* (2011a), ces derniers proposant une typologie "fonctionnelle" des aquifères en fonction de la profondeur de la nappe. Les travaux de Gascoïn *et al.* (2009a) montrent par ailleurs l'insuffisance du couplage surface / nappe superficielle de CLSM dans contexte hydrogéologique du bassin de la Somme, où l'aquifère plus profond, par effet tampon, joue en revanche un rôle sur la mémoire des débits.

De cette confrontation émerge l'idée que les eaux souterraines, quand elles sont présentes, peuvent jouer deux rôles assez antagonistes sur la dynamique des surfaces continentales :

- *quand les nappes sont proches de la surface*, elles permettent une persistance accrue de l'humidité des sols et augmentent la mémoire du climat (les événements pluvieux sont recyclés à plus long terme, ou, si l'on raisonne en termes de prévisibilité, les conditions initiales jouent davantage sur le climat). D'un point de vue hydrologique en revanche, on peut supposer que la dynamique des débits est assez proche de celle des précipitations dans ces systèmes "humides", où une fraction importante de l'écoulement doit provenir du ruissellement ou d'écoulements souterrains peu profonds. La prévisibilité est alors assez faible du point de vue des risques hydrologiques (événements rares, *cf.* section 4.2.2).
- *quand les nappes sont assez profondes*, elles deviennent déconnectées de la surface, et ne jouent plus de rôle tampon sur l'humidité des sol et le climat. Il est même probable que ces systèmes "profonds" réduisent la mémoire climatique des précipitations, puisqu'une fraction de ces dernières échappe à la reprise évaporative, en étant détournée vers les nappes profondes. Si cette fraction est assez importante, ce qui dépendra de la géologie régionale, les eaux souterraines pourront constituer une ressource elle-même conséquente, et par leur temps de rétention, limiter l'amplitude des variations de débit et augmenter leur autocorrélation interannuelle (*i.e.* augmenter la prévisibilité des débits et des risques associés).

La conclusion logique de cette analyse est la nécessité de décrire la dynamique des eaux souterraines dans les modèles climatiques, ce qui n'a encore été que peu exploré. Les seuls exemples à ma connaissance se limitent à des simulations régionales (York *et al.*, 2002; Miguez-Macho *et al.*, 2007; Anyah *et al.*, 2008; Yuan *et al.*, 2008; Leung *et al.*, 2011) et à la thèse en cours de J.P. Vergnes à Météo-France (Vergnes *et al.*, 2011).

Dans ce cadre, mon projet de recherche à moyen terme est de développer un module d'aquifère suffisamment simple pour être couplé à un modèle climatique global (en l'occurrence LMDz via ORCHIDEE dans sa version à 11 couches), et suffisamment flexible pour décrire les grands types fonctionnels d'aquifère, selon la démarche déjà suggérée en section 2.3.7.

Dans l'état actuel de mes réflexions, les grandes lignes de ce nouveau module sont les suivantes :

1. Les transferts horizontaux ne seraient décrits qu'au sein de chaque maille ORCHIDEE / LMDz, qui sont généralement suffisamment étendues pour qu'on puisse supposer que l'eau qui s'infiltre dans le système souterrain dans une maille soit drainée par un cours d'eau qui se trouve au sein de la même maille (*cf.* Ducharne *et al.*, 2003). Les transferts horizontaux à plus grande échelle, entre les mailles, pourront être décrits ultérieurement (Schaller et Fan, 2009) mais seront d'abord négligés, tout comme les flux souterrains alimentant directement les océans, inférieurs à 10% des débits totaux aux océans selon Zektser et Loaiciga (1993) et Church (1996).
2. Le couplage entre le sol et le système aquifère reposerait sur la continuité hydraulique qui existe depuis la base du sol jusqu'à la sortie du système souterrain, *i.e.* les cours d'eau, en décrivant les flux en fonction du gradient de charge associé. Comme dans TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), je ferais l'hypothèse que les directions d'écoulement en souterrain suivent les directions d'écoulement en surface. A partir d'un MNT global à haute résolution (*e.g.* HYDRO1k ou HydroSHEDS), on peut alors approximer le gradient de charge comme la différence entre la charge à la base du sol (fonction de l'humidité correspondante selon ORCHIDEE et de l'altitude du pixel) et l'altitude du cours d'eau drainant, divisée par la distance entre ces deux points. Dans ce cadre, le couplage sol-aquifère serait géré par une modulation variable dans le temps du facteur  $F$  (introduit dans le projet HYDROSOL), la réalimentation par les eaux souterraines correspondant à un cas  $F \leq 0$ .
3. Les flux d'eau le long de ces gradients de charge sous-maille doivent être modulés par la conductivité hydraulique, qui dépend de la géologie, et par l'épaisseur des systèmes saturé et non-saturé. Ces caractéristiques doivent pouvoir être approchées à partir d'un nombre croissant de bases de données hydrogéologiques globales, déjà évoquées ci-dessus.
4. Reste alors à intégrer les différents flux sous-maille au sein d'une maille LMDz/ORCHIDEE. La solution la plus simple est de procéder par analogie électrique, avec des flux sous-maille en parallèle modulés par des résistances. Ceci revient à négliger les propriétés capacitives des aquifères, comme dans TOPMODEL, mais on peut aussi envisager de permettre un retard à l'écoulement souterrain par un réservoir linéaire, comme dans Gascoin *et al.* (2009a\*). Ceci imposerait alors de repenser le module de routage d'ORCHIDEE, qui retarde le drainage à la base du sol par un réservoir linéaire (non couplé au sol) à timescale fixe (d'Orgeval, 2006; Ngo-Duc *et al.*, 2007; Guimberteau, 2010).

Ces idées doivent encore être mûries et je compte sur les projets HYDROSOL et AMAZALERT pour avancer. Comme déjà indiqué, le projet HYDROSOL permettra une première analyse des bases de données globales sur les aquifères. Dans le cadre du projet AMAZALERT, résumé en section 5.3.2, je co-encadre depuis juin 2011 le post-doc de trois ans de Matthieu Guimberteau, qui est ciblé sur l'amélioration de la description hydrologique du bassin amazonien par le modèle ORCHIDEE. Ses travaux antérieurs avec J. Ronchail (LOCEAN/IPSL) ont montré l'influence des connections hydrauliques avec les plaines d'inondations et autres zones humides sur la forme de l'hydrogramme, ainsi qu'une sous-estimation importante de l'évapotranspiration par rapport aux mesures locales disponibles (Guimberteau *et al.*, 2011).

Pour améliorer ce dernier point, nous travaillerons notamment sur l'épaisseur des sols et sur la possibilité de réalimentation de celui-ci par les eaux souterraines (Figure 5.5), ce qui permettra de tester les idées ci-dessus. Les données de validation inclueront les débits; des données spa-



FIG. 5.5. Carte des eaux souterraines en Amérique du Sud. Source : Projet WHYMAP (Strückmeier et Richts, 2008), UNESCO et Institut Fédéral des Géosciences et Ressources Naturelle (Allemagne).

tiales, relatives à l'hydrologie (GRACE, surfaces en eau, altimétrie des principaux cours d'eau, Calmant et Seyler, 2006) ou à la végétation (LAI, NDVI) ; et des données locales (FLUXNET, LBA-DMIP, Costa, 2011).

#### □ Les zones humides comme interface nappe-rivière

Ces idées offrent probablement aussi le moyen de rationaliser la description des zones humides dans ORCHIDEE, sur des bases physiques. Ces dernières sont pour l'instant décrites de deux manières différentes selon les applications :

- La première est liée au module de routage (Ngo-Duc *et al.*, 2007) et consiste à alimenter des zones prescrites *a priori* avec une fraction du débit routé dans la maille ORCHIDEE, qui s'infiltré dans le sol et alimente l'évapotranspiration. Un retour progressif de l'eau vers le cours d'eau est permis via un réservoir linéaire dans le cas des "floodplains", alors que l'eau s'infiltré immédiatement dans les forêts marécageuses ou "swamps", où le drainage au fond du sol est annulé (d'Orgeval, 2006).
- Les zones humides peuvent aussi être diagnostiquées à l'échelle sous-maille en fonction de la distribution des indices topographiques et de l'humidité du sol moyenne dans la maille, à seule fin d'estimer les émissions de méthane par ces zones et sans interaction avec le bilan d'eau (Ringeval, 2011).

En décrivant explicitement les écoulements souterrains en fonction des différences d'altitude sous maille entre la surface continentale et les cours d'eau qui la drainent, on peut sans doute arriver à remplacer la deuxième modalité par un diagnostic intégré de manière cohérente aux termes du bilan d'eau. Les zones humides ainsi diagnostiquées pourraient ensuite servir à raffiner la délimitation des zones humides liées au routage, si elles s'avèrent suffisamment réalistes par rapport aux données disponibles à grande échelle (Matthews et Fung, 1987; Aselmann et Crutzen, 1989; Hamilton *et al.*, 2002; Cogley, 2003; Lehner et Döll, 2004; Martinez et Le Toan, 2007; Prigent *et al.*, 2007; Papa *et al.*, 2010).

Enfin, en décrivant plus physiquement les retards liés aux écoulements souterrains, on doit permettre une meilleure description de la dynamique de l'eau dans les zones humides. Ces dernières me semblent en effet trop souvent servir à compenser diverses erreurs de modélisation, notamment un routage souterrain probablement trop rapide, selon une timescale de 25 jours dans Ngo-Duc *et al.* (2007), ramenée à trois jours depuis d'Orgeval (2006).

### 5.3.2 Impacts du changement climatique en mode forcé et couplé

La question centrale du projet européen AMAZALERT est celle de la vulnérabilité du bassin versant amazonien, qui est menacé par deux types de contraintes, le changement climatique et le changement d'occupation des terres, lequel procède essentiellement par déforestation pour introduire des zones cultivées. La forêt amazonienne, estimée à 4,100,000 km<sup>2</sup> avant les perturbations anthropiques, avait perdu 17% en 2007, essentiellement dans la marge sud-orientale du bassin (Tocantins), avec des vitesses de déforestation atteignant 22,000 km<sup>2</sup>/an entre 2000 et 2004 (Coe *et al.*, 2009).

Les interactions entre déforestation et changement climatique impliquent plusieurs mécanismes qui imposent tous de bien décrire l'hydrologie du bassin. Le premier découle de l'influence classique des processus de surface sur le climat (*e.g.* Garratt, 1993). Un autre mécanisme est la mortalité des forêts ou "dieback", qui semble particulièrement favorisé par les sécheresses (Nepstad *et al.*, 2007; Phillips *et al.*, 2009). Un dernier mécanisme de rétroaction est l'émission de méthane par les zones humides (Gedney *et al.*, 2004), qui sera négligé dans AMAZALERT. Pour explorer ces interactions, le partenaire IPSL utilisera le modèle ORCHIDEE, en incluant le module de routage (avec "floodplains" et "swamps"), le module STOMATE qui décrit les liens entre conductance stomatique et photosynthèse, le module de végétation dynamique si nécessaire, et selon deux modes :

- *forcé* par des forçages atmosphériques (réanalyses et observations pour l'évaluation/amélioration d'ORCHIDEE sur le passé récent ; scénarios climatiques corrigés/régionalisés pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle, *cf.* section 4.3) ;
- *couplé* au modèle climatique LMDz de l'IPSL.

La comparaison des impacts simulés en Amazonie selon ces deux modes offre une contribution probablement intéressante à la question de la sensibilité du changement climatique et de ses impacts à la représentation des flux de surface (*e.g.* Crossley *et al.*, 2000; Gedney *et al.*, 2000), comme schématisé en Figure 5.6. Rappelons d'abord que selon Coe *et al.* (2009), l'impact de la déforestation amazonienne prévisible pour 2050 se traduit par une augmentation des écoulements en mode forcé et une diminution en mode couplé, avec des ordres de grandeur comparables. Cette analyse ne tient pas compte du changement climatique dû à l'augmentation des GES, alors que déforestation et changement climatique ne sont pas indépendants, bien que leurs interactions soient encore mal comprises (*e.g.* Malhi *et al.*, 2008).

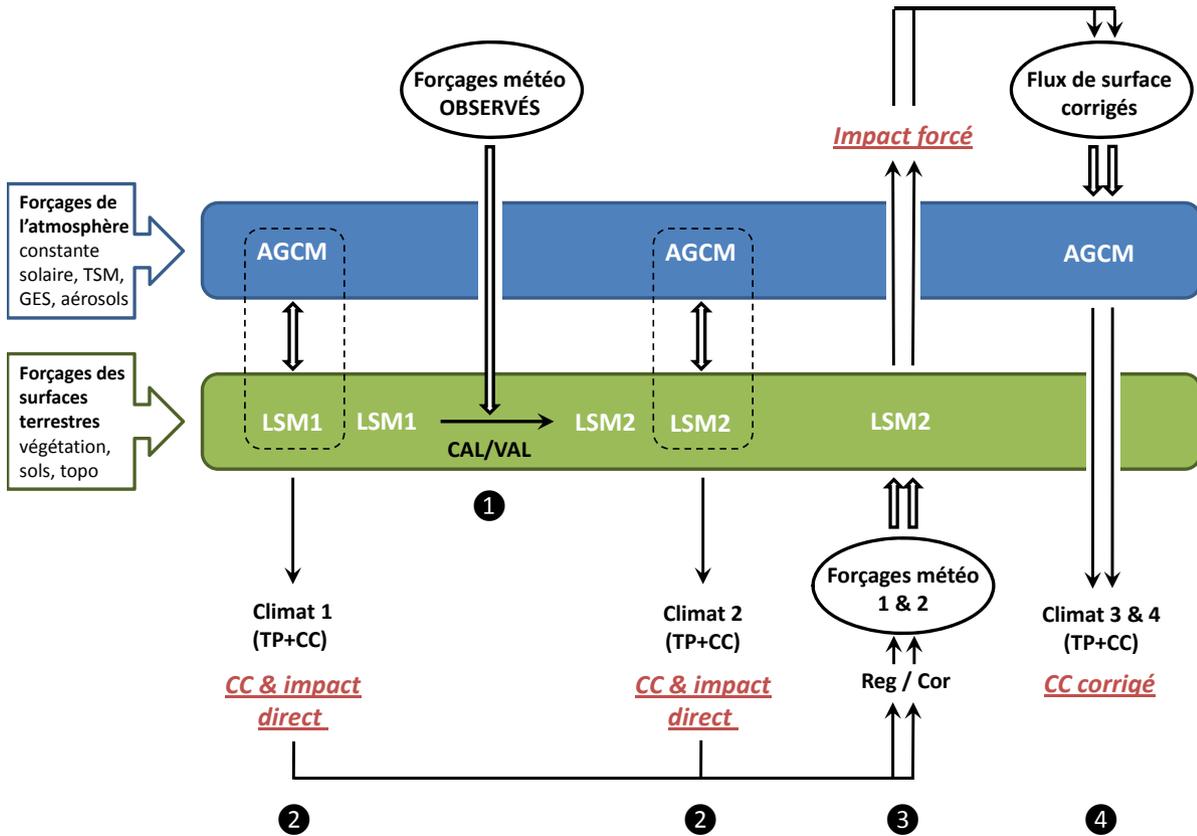


FIG. 5.6. Proposition d'analyse de la sensibilité de changement climatique et de ses impacts à la représentation des flux de surface, en combinant des simulations couplées (Étape 2) entre un modèle atmosphérique (AGCM) et un modèle de surface (LSM) et des simulations forcées (LSM forcé par forcages météorologiques en Étapes 1 et 3; atmosphère forcée par des flux de surface en Étape 4).

Ces impacts du changement climatique peuvent eux aussi être abordés en mode forcé et couplé, avec des limites différentes dans les deux cas. Les biais du climat simulé en mode couplé (Étape 2 de la Figure 5.6) se répercutent nécessairement sur les impacts (*cf.* l'analyse des travaux de Milly *et al.*, 2005, en section 4.1.3), mais les impacts simulés en mode forcé (Étape 3 de la Figure 5.6) souffrent des incertitudes liées aux méthodes de correction/régionalisation, dont celles qui relèvent de l'hypothèse de stationnarité des biais des modèles climatiques (section 4.3.1).

A ce titre, on pourrait peut-être améliorer le changement climatique simulé en le forçant par des flux de surface plus "justes" que ceux du mode couplé (Étape 4 de la Figure 5.6), obtenus à partir de simulations par le modèle de surface en mode forcé par des scénarios de changement climatique corrigés (Étape 3 de la Figure 5.6). On peut même rêver pouvoir détecter une amélioration du climat simulé en améliorant le forçage par les flux de surface, via une amélioration du modèle de surface en mode forcé (Étape 1 de la Figure 5.6, qui correspond au post-doc de M. Guimberteau).

# Bibliographie

*Les travaux que j'ai encadrés apparaissent ici précédés d'une astérisque (\*).*

- ABBOTT, M., BATHURST, J., CUNGE, J., O'CONNELL, P. et RASMUSSEN, J. (1986). Introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, 'SHE', 2 : Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System. *J. Hydrol.*, 87(1/2).
- ABRAMOPOULOS, F., ROSENZWEIG, C. et CHOUDHURY, B. (1988). Improved Ground Hydrology Calculations for Global Climate Models (GCMs) : Soil Water Movement and Evapotranspiration. *J. Clim.*, 1:921–941.
- AESN (1976). *Les bassins de la Seine et des cours d'eau normands - Hydrologie générale et conclusions*. Agence de l'Eau Seine-Normandie, Nanterre, tome 1, fasc. 6.
- AESN (2006). *Cartographie des zones à dominante humide*. Rapport technique, Agence de l'Eau Seine Normandie.
- ALLAN, J. (1998). Virtual water : A strategic resource global solutions to regional deficits. *Ground water*, 36(4):545–546.
- AMBROISE, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles*. HGA, Bucarest.
- AMBROISE, B., BEVEN, K. J. et FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32:2135–2145.
- ANDERSEN, J., CONLEY, D. et HEDAL, S. (2004). Palaeoecology, reference conditions and classification of ecological status : the EU Water Framework Directive in practice. *Marine Pollution Bulletin*, 49(4):283–290.
- ANYAH, R., WEAVER, C., MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y. et ROBOCK, A. (2008). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 3. simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability. *J. Geophys. Res.*, 113(D7):D07103.
- ARHEIMER, B., ANDRÉASSON, J., FOGELBERG, S., JOHNSSON, H., PERS, C. et PERSSON, K. (2005). Climate change impact on water quality : model results from southern Sweden. *Journal Information*, 34(7).
- ARNELL, N. (1999). The effect of climate change on hydrological regimes in Europe : a continental perspective. *Global Environmental Change*, 9(1):5–23.
- ARNELL, N. (2003a). Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff : a global perspective. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(5):619–641.
- ARNELL, N. (2003b). Relative effects of multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming : future streamflows in Britain. *J. Hydrol.*, 270(3-4):195–213.
- ARNELL, N., LIU, C., COMPAGNUCCI, R., da CUNHA, L., HANAKI, K., HOWE, C., MAILU, G., SHIKLOMANOV, I. et STAKHIV, E. (2001). *Climate change 2001 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability*, chapitre Hydrology and water resources. Cambridge, UK, Cambridge, UK.
- ARORA, V. et BOER, G. (1999). A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *J. Geophys. Res.*, 104(D24):30965–30.

- ARORA, V. et BOER, G. (2001). Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *J. Geophys. Res.*, 106(D4):3335–3348.
- ARRIGONI, A. S., GREENWOOD, M. C. et MOORE, J. N. (2010). Relative impact of anthropogenic modifications versus climate change on the natural flow regimes of rivers in the Northern Rocky Mountains, United States. *Water Resour. Res.*, 46:W12542.
- ARTINGTON, A., BUNN, S., POFF, N. et NAIMAN, R. (2006). The challenge of providing environmental flow rules to sustain river ecosystems. *Ecological Applications*, 16(4):1311–1318.
- ASELMANN, I. et CRUTZEN, P. (1989). Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 8(4):307–358.
- ASHFAQ, M., BOWLING, L. C., CHERKAUER, K., PAL, J. S. et DIFFENBAUGH, N. S. (2010). Influence of climate model biases and daily-scale temperature and precipitation events on hydrological impacts assessment : A case study of the United States . *J. Geophys. Res.*, 115:D14116.
- ASOKAN, S. M., JARSJÖ, J. et DESTOUN, G. (2010). Vapor flux by evapotranspiration : Effects of changes in climate, land use, and water use. *J. Geophys. Res.*, 115:D24102.
- BAE, D.-H., JUNG, I.-W. et LETTENMAIER, D. P. (2011). Hydrologic uncertainties in climate change from IPCC AR4 GCM simulations of the Chungju Basin, Korea. *J. Hydrol.*, 401(1-2):90 – 105.
- BEAUDOIN, N. and Saad, J., VAN LAETHEM, C., MACHET, J., MAUCORPS, J. et MARY, B. (2005). Nitrate leaching in intensive agriculture in northern France : Effect of farming practices, soils and crop rotations. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 111(1-4):292 – 310.
- \*BELLIER, S. (2008). *Calibration d'un modèle de routage hydrologique dans le bassin de la Seine*. Mémoire de M1, Université Pierre et Marie Curie, M1 SDUEE, Spécialité Environnements Continentaux - Hydrosiences.
- BENDJOUDI, H., WENG, P., GUÉRIN, R. et PASTRE, J. (2002). Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France) : historical development, investigation and present hydrologic functioning. A case study. *J. Hydrol.*, 263(1-4):131–155.
- BENISTON, M., STEPHENSON, D., CHRISTENSEN, O., FERRO, C., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHÄ, K., KOFFI, B. *et al.* (2007). Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81:71–95.
- BEVEN, K. (1989). Changing ideas in hydrology—The case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105(1-2):157–172.
- BEVEN, K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1):41–51.
- BEVEN, K. (1997). TOPMODEL : A critique. *Hydrological Processes*, 11:1069–1085.
- BEVEN, K. (2006). Searching for the Holy Grail of Scientific Hydrology :  $Q_t = H(S, R, \Delta t)A$  as closure. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10:609–618.
- BEVEN, K. et BINLEY, A. (1992). The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3):279–298.
- BEVEN, K. et FREER, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems. *J. Hydrol.*, 249:11 – 29.
- BEVEN, K. et KIRKBY, M. J. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24:43–69.
- BIDOIS, J. (1999). *Aménagement de zones humides ripariennes pour la reconquête de la qualité de l'eau - Expérimentation et modélisation*. Thèse de doctorat, Université de Rennes I. 214 pp.

- BIERKENS, M. et Van den HURK, B. (2007). Groundwater convergence as a possible mechanism for multi-year persistence in rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 34(L02402).
- BILLEN, G. et GARNIER, J. (1999). Nitrogen transfers through the Seine drainage network : a budget based on the application of the Riverstrahler model. *Hydrobiologia*, 410:139–150.
- BILLEN, G., GARNIER, J., FICHT, A. et CUN, C. (2001). Modeling the response of water quality in the Seine river estuary to human activity in its watershed over the last 50 years. *Estuaries and Coasts*, 24(6):977–993.
- BILLEN, G., GARNIER, J. et HANSET, P. (1994). Modelling phytoplankton development in whole drainage networks : The RIVERSTRAHLER model applied to the Seine river system. *Hydrobiologia*, 289(1):119–137.
- BILLEN, G., GARNIER, J., MOUCHEL, J.-M. et SILVESTRE, M. (2007a). The Seine system : Introduction to a multidisciplinary approach of the functioning of a regional river system. *Science of the Total Environment*, 375(1-3):1 – 12.
- BILLEN, G., GARNIER, J., NÉMERY, J., SEBILO, M., SFERRATORE, A., BARLES, S., BENOIT, P. et BENOÏT, M. (2007b). A long-term view of nutrient transfers through the Seine river continuum. *Science of the Total Environment*, 375(1-3):80–97.
- BIRGAND, F., SKAGGS, R., CHESCHEIR, G. et GILLIAM, J. (2007). Nitrogen removal in streams of agricultural catchments - A literature review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 37(5):381–487.
- BLÖSCHL, G. et MONTANARI, A. (2010). Climate change impacts - throwing the dice? *Hydrological Processes*, 24(3):374–381.
- BLÖSCHL, G. et SIVAPALAN, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological Processes*, 9(3-4):251–290.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. et MARTIN, E. (2006). A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111(D23):D23106.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. et MARTIN, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27(12):1643–1655.
- BOÉ, J., TERRAY, L., MARTIN, E. et HABETS, F. (2009). Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resour. Res.*, 45(8):W08426.
- BONAN, G., LEVIS, S., KERGOAT, L. et OLESON, K. (2002). Landscapes as patches of plant functional types : An integrating concept for climate and ecosystem models. *Global Biogeochem. Cycles*, 16(2):1021.
- BONY, S., COLMAN, R., KATTSOV, V., ALLAN, R., BRETHERTON, C., DUFRESNE, J., HALL, A., HALLEGATTE, S., HOLLAND, M., INGRAM, W. *et al.* (2010). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Clim.*, 19:3445–3482.
- BOONE, A., de ROSNAY, P., BALSAMO, G., BELJAARS, A., CHOPIN, F., DECHARME, B., DELIRE, C., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., GUICHARD, F. *et al.* (2009). The AMMA Land Surface Model Inter-comparison Project (ALMIP). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90:1865–1880.
- BOONE, A., HABETS, F., NOILHAN, J., CLARK, D., DIRMEYER, P., FOX, S., PITMAN, A., GUSEV, Y., NASONOVA, O., HADDELAND, I. *et al.* (2004). The Rhone-Aggregation land surface scheme intercomparison project : An overview. *J. Clim.*, 17:187–208.
- BOUCHER, O., MYHRE, G. et MYHRE, A. (2004). Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics*, 22(6):597–603.
- BOUCHET, R. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *IAHS Publ.*, 62:134–142.

- BOULTON, A., FINDLAY, S., MARMONIER, P., STANLEY, E. et VALETT, H. (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 29(1):59–81.
- BOUNOUA, L., HALL, F. G., SELLERS, P. J. and Kumar, A., COLLATZ, G. J. and Tucker, C. J. et IMHOFF, M. L. (2010). Quantifying the negative feedback of vegetation to greenhouse warming : A modeling approach. *Geophys. Res. Letters*, 37:L23701.
- \*BOURGIN, F. (2009). *Calibration of a catchment-based land surface model in the Loire river basin to assess hydrological impacts of climate change*. Mémoire de M2, Université Technique de Munich, M2 "Environmental Engineering".
- BOWLING, L., LETTENMAIER, D., NIJSSEN, B., GRAHAM, L., CLARK, D., EL MAAYAR, M., ESSERY, R., GOERS, S., GUSEV, Y., HABETS, F. *et al.* (2003). Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin : PILPS Phase 2 (e) : : 1 : Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planetary Change*, 38(1-2):1–30.
- BOYLE, D., GUPTA, H. et SOROOSHIAN, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models : combining the strengths of manual and automatic calibration. *Water Resour. Res.*, 36(12):3663–3674.
- BRADLEY, R. et JONEST, P. (1993). Little Ice Age'summer temperature variations : their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3(4):367.
- BRADLEY, R., VUILLE, M., DIAZ, H. et VERGARA, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312(5781):1755–1756.
- BRANGER, F., BRAUD, I., DEBIONNE, S., VIALLET, P., DEHOTIN, J., HENINE, H., NEDELEC, Y. et ANQUETIN, S. (2010). Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID® framework. Overview of the concepts and first application examples. *Environmental Modelling & Software*. In press.
- BRASINGTON, J. et RICHARDS, K. (1998). Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL. *Computers and Geosciences*, 24(4):299–314. doi :10.1016/S0098-3004(97)00081-2.
- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A., VAUCLIN, M., THONY, J. et RUELLE, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.*, 166(3-4):213–250.
- BRAUD, I., VARADO, N. et OLIOSO, A. (2005). Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *J. Hydrol.*, 301(1-4):267–286.
- BRIGODE, P. (2010). *Modélisation hydrologique en contexte de changement climatique : Incertitudes liées aux paramètres de modèles pluie-débit*. Mémoire de M2, Université Pierre et Marie Curie, M2 SDUEE, Parcours Hydrologie Hydrogéologie.
- BRISSON, N., GARY, C., JUSTES, E., ROCHE, R., MARY, B., RIPOCHE, D., ZIMMER, D., SIERRA, J., BERTUZZI, P., BURGER, P., BUSSIÈRE, F., CABIDOCHÉ, Y. M., CELLIER, P., DEBAEKE, P., GAU-DILLÈRE, J. P., HÉNAULT, C., MARAUX, F., SEGUIN, B. et SINOQUET, H. (2003). An overview of the crop model stics. *European Journal of Agronomy*, 18(3-4):309 – 332.
- BROWN, R. (2010). Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915–97. *J. Clim.*, 13:339–2355.
- BRUTSAERT, W. (2006). Indications of increasing land surface evaporation during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 33(20):L20403.
- \*BUSTILLO, V., MOATAR, F., DUCHARNE, A., THIÉRY, D., SAUQUET, E. et VIDAL, J. (2010). *Evolution du régime thermique de la Loire et de ses affluents sous changement climatique*. Rapport final du Projet ICC-HYDROQUAL "Impact du changement climatique sur l'hydrologie de la Loire : HYDROlogie, Régime thermique, QUALité des eaux", 62 pp.
- CAISSIE, D. (2006). The thermal regime of rivers : a review. *Freshwater Biology*, 51(8):1389–1406.

- CAISSIE, D., EL-JABI, N. et ST-HILAIRE, A. (1998). Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25(2):250–260.
- CAISSIE, D., SATISH, M. et EL-JABI, N. (2005). Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes*, 19(11):2137–2159.
- CALENS, J., SILVESTRE, M., GARNIER, J. et BILLEN, G. (2010). *Impact du changement climatique sur la qualité biogéochimique de la Loire et de ses affluents*. Rapport final du projet ICC-Hydroqual, volet Bioégochimie. 31 pp.
- CALMANT, S. et SEYLER, F. (2006). Continental surface waters from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(14-15):1113–1122.
- \*CARLI, M. (2005). *Modélisation du bassin versant de la Somme à l'aide du modèle CLSM*. Mémoire de M2, Université Pierre et Marie Curie, M2 SDUEE, Parcours Hydrologie Hydrogéologie.
- CARREL, G. (2006). *Le régime thermique du fleuve : Variabilité temporelle (1977-2004)*. Rapport de l'étude thermique du Rhône - phase III - Lot 1.3, Cemagref Aix-en-Provence, UR Hydrobiologie. 13 pp.
- CHAPMAN, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5):701–714.
- CHEN, J., BRISSETTE, F. P. et LECONTE, R. Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *J. Hydrol.*, 401:190–202.
- CHEN, J. et KUMAR, P. (2001). Topographic Influence on the Seasonal and Interannual Variation of Water and Energy Balance of Basins in North America. *J. Clim.*, 14:1989–2014.
- CHEN, T., HENDERSON-SELLERS, A., MILLY, P., PITMAN, A., BELJAARS, A., POLCHER, J., ABRAMOPOULOS, F., BOONE, A., CHANG, S., CHEN, F. *et al.* (1997). Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *J. Clim.*, 10:1194–1215.
- CHOW, V. (1959). *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill.
- CHRISTENSEN, J., CARTER, T., RUMMUKAINEN, M. et AMANATIDIS, G. (2007). Evaluating the performance and utility of regional climate models : the PRUDENCE project. *Climatic Change*, 81:1–6.
- CHRISTENSEN, J. et CHRISTENSEN, O. (2007). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81:7–30.
- CHRISTENSEN, N., WOOD, A., VOISIN, N., LETTENMAIER, D. et PALMER, R. (2004). The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin. *Climatic Change*, 62(1):337–363.
- CHURCH, T. (1996). An underground route for the water cycle. *Nature*, 380:579–580.
- CLAPP, R. et HORNBERGER, G. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14(4):601–604.
- COE, M., COSTA, M. et SOARES-FILHO, B. (2009). The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon river-land surface processes and atmospheric feedbacks. *J. Hydrol.*, 369(1-2):165–174.
- COGLEY, J. (2003). *GGHYDRO-global hydrographic data, release 2.3, Trent Technical Note 2003-1*. Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada.
- COINDREAU, O., HAEFFELIN, M., HOURDIN, F., MATHIEU, A. et RIO, C. (2007). Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Mon. Weather Rev.*, 135:1474–1489.

- COMUNIAN, A. et RENARD, P. (2009). Introducing wwhyda : a world-wide collaborative hydrogeological parameters database. *Hydrogeology Journal*, 17(2):481–489.
- CONLEY, D., PAERL, H., HOWARTH, R., BOESCH, D., SEITZINGER, S., HAVENS, K., LANCELOT, C. et LIKENS, G. (2009). Controlling eutrophication : nitrogen and phosphorus. *Science*, 323(5917):1014–1015.
- CORTE-REAL, J., ZHANG, X. et WANG, X. (1995). Downscaling GCM information to regional scales : a non-parametric multivariate regression approach. *Climate Dynamics*, 11(7):413–424.
- COSBY, B., HORNBERGER, G., CLAPP, R. et GINN, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6):682–690.
- COSTA, M. (2011). The data-model intercomparison project for the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia. *Agricultural and Forest Meteorology*. In press.
- COSTANZA, R., D'ARGE, R., de GROOT, R., FARBER, S., GRASSO, M., HANNON, B., LIMBURG, K., NAEEM, S., O'NEILL, R., PARUELO, J. *et al.* (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387:253–260.
- COUDERT, B., OTTLÉ, C., BOUDEVILLAIN, B., DEMARTY, J. et GUILLEVIC, P. (2006). Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source svat model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3):404–420.
- \*CRESPI, O. (2008). *Modelling climate change impacts on the Seine river basin hydrology using a catchment-based land surface model*. Mémoire de M2, Politecnico di Milano, M2 en Génie Civil - Hydraulique.
- CROSSLEY, J., POLCHER, J., COX, P., GEDNEY, N. et PLANTON, S. (2000). Uncertainties linked to land-surface processes in climate change simulations. *Climate Dynamics*, 16(12):949–961.
- CRUTZEN, P. (2002). Geology of mankind. *Nature*, 415(6867):23–23.
- \*CURIE, F. (2006). *Rétention de nitrates dans les zones humides riveraines. Rôle des facteurs hydrologiques, géomorphologiques et biogéochimiques - Approche multi-échelle dans le bassin de la Seine*. . Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. 211 pp.
- \*CURIE, F., DUCHARNE, A., BENDJOUDI, H. et BILLEN, G. (2009a). Spatialization of riparian denitrification in regional-scale watersheds : Case study of the Seine river basin. *Physics and Chemistry of the Earth*, In press.
- \*CURIE, F., DUCHARNE, A., BENDJOUDI, H. et VIENNOT, P. (2008). *Rétention des nitrates dans les zones riveraines du bassin de la Seine*. Rapport d'activité 2007 du Programme PIREN-Seine. 14 pp.
- \*CURIE, F., DUCHARNE, A., COURBET, C. et BENDJOUDI, H. (2009b). *Vers une modélisation à base physique de la dénitrification dans la zone hyporhéique de Droupt Saint Basle*. Rapport d'activité 2008 du Programme PIREN-Seine. 11 pp.
- \*CURIE, F., DUCHARNE, A., SEBILO, M. et BENDJOUDI, H. (2009c). Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine river basin (France). *Hydrological Processes*, 23(5):655–664.
- \*CURIE, F., GAILLARD, S., DUCHARNE, A. et BENDJOUDI, H. (2007). Geomorphological methods to characterise wetlands at the scale of the Seine watershed. *Science of the Total Environment*, 375(1-3):59–68.
- DAI, A., FUNG, I. et DEL GENIO, A. (1997). Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *J. Clim.*, 10(11):2943–2962.
- DAI, A., QIAN, T., TRENBERTH, K. et MILLIMAN, J. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *J. Clim.*, 22(10):2773–2792.

- DAI, A., TRENBERTH, K. et QIAN, T. (2004). A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002 : Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5:1117–1130.
- DAVID, C., HABETS, F., MAIDMENT, D. et YANG, Z. (2011). RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrological Processes*.
- DAVIDSON, E. et SEITZINGER, S. (2006). The enigma of progress in denitrification research. *Ecological Applications*, 16:2057–2063.
- de MARSILY, G. (1986). *Quantitative hydrogeology*. Academic Press.
- DE ROSNAY, P., POLCHER, J., BRUEN, M. et LAVAL, K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *J. Geophys. Res.*, 107(D11):4118.
- DE ROSNAY, P., POLCHER, J., LAVAL, K. et SABRE, M. (2003). Integrated parameterization of irrigation in the land surface model ORCHIDEE. Validation over Indian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 30(19):HLS2-1 – HLS2-4.
- DECHARME, B., DOUVILLE, H., PRIGENT, C., PAPA, F. et AIRES, F. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America. *J. Geophys. Res.*, 113(D11):D11110.
- DELPLA, I., JUNG, A., BAURES, E., CLEMENT, M. et THOMAS, O. (2009). Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production. *Environment international*, 35(8): 1225–1233.
- DELWORTH, T. et MANABE, S. (1988). The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J. Clim.*, 1(5):523–547.
- DÉQUÉ, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global Planetary Change*, 57:16–26.
- DÉQUÉ, M. (2009). *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme : Méthode de désagrégation quantile-quantile*. Annexe au rapport final du projet RExHySS, Programme GICC. 3 pp.
- DÉQUÉ, M., ROWELL, D., LÜTHI, D., GIORGI, F., CHRISTENSEN, J., ROCKEL, B., JACOB, D., KJELLSTRÖM, E., DE CASTRO, M. et van den HURK, B. (2007). An intercomparison of regional climate simulations for Europe : assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81:53–70.
- DIAZ-NIETO, J. et WILBY, R. (2005). A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods : impacts on low flows in the River Thames, United Kingdom. *Climatic Change*, 69(2):245–268.
- DIRMEYER, P., GAO, X., ZHAO, M., GUO, Z., OKI, T., HANASAKI, N. *et al.* (2006). The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2) : Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87(10):1381–1397.
- DIRMEYER, P., ZENG, F., DUCHARNE, A., MORRILL, J. et KOSTER, R. (2000). The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *Journal of Hydrometeorology*, 1(2):121–134.
- D’ODORICO, P. et PORPORATO, A. (2004). Preferential states in soil moisture and climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101(24):8848.
- DOLL, P. et SIEBERT, S. (2002). Global modeling of irrigation water requirements. *Water Resour. Res.*, 38(4):8-1 – 8–10.
- DOOGE, J. (2001). *Understanding the Earth System - Compartments, Processes and Interactions*, chapitre Integrated Management of Water Resources, pages 115–123. Springer.

- D'ORGEVAL, T. (2006). *Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : Modélisation et incertitudes*. Thèse de doctorat, UPMC. 187 pp.
- DUAN, Q., SCHAAKE, J. et KOREM, V. (2001). *Land Surface Hydrology, Meteorology and Climate : Observations and Modeling*, chapitre A priori estimation of land surface model parameters, pages 77–94. AGU, Washington, DC, USA.
- DUCHARNE, A. (1997). *Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat*. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6, Paris, France.
- DUCHARNE, A. (2004). Adaptation d'un schéma de surface à vocation hydrologique au contexte hydrogéologique du bassin de la Seine. *Actes des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, 29-30 novembre 2004, Toulouse, France*. 4 pp.
- DUCHARNE, A. (2007). La Seine en 2100? Impacts croisés du changement climatique et des pressions anthropiques directes. *Actes du 86ème Congrès de l'ASTEE, Barcelona, (Spain), 4-7 Juin 2007*.
- DUCHARNE, A. (2008). Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12:797–810.
- DUCHARNE, A. (2009). Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13:2399–2412.
- DUCHARNE, A., BAUBION, C., BEAUDOIN, N., BENOIT, M., BILLEN, G., BRISSON, N., GARNIER, J., KIEKEN, H., LEBONVALLET, S., LEDOUX, E. *et al.* (2007). Long term prospective of the Seine River system : Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375(1-3):292–311.
- DUCHARNE, A., BUSTILLO, V., BOURGIN, F., THIÉRY, D. et MOATAR, F. (2010a). *Projet ICC-Hydroqual : Impact du changement climatique sur l'hydrologie de la Loire avec le modèle CLSM*. Rapport technique. 29 pp.
- DUCHARNE, A. et FUSTEC, E. (2003). Les zones humides - leurs capacités de dénitrification et de rétention des pesticides. *Actes du Séminaire AESN/SAGEP Actions préventives sur les eaux souterraines : bilan et perspectives, 24-25 juin 2003 (Fontainebleau, France)*.
- DUCHARNE, A., GOLAZ, C., LEBLOIS, E., LAVAL, K., POLCHER, J., LEDOUX, E. et de MARSILY, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *J. Hydrol.*, 280(1-4):207–228.
- DUCHARNE, A., HABETS, F., DÉQUÉ, M., EVAUX, L., HACHOUR, A., LEPAILLIER, A., LEPELLETIER, T., MARTIN, E., OUDIN, L., PAGÉ, C., RIBSTEIN, P., SAUQUET, E., THIÉRY, D., TERRAY, L., VIENNOT, P., BOÉ, J., BOURQUI, M., CRESPI, O., GASCOIN, S. et RIEU, J. (2009). *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme*. Rapport final du projet RExHySS, Programme GICC. 62 pp. + annexes.
- DUCHARNE, A., HABETS, F., PAGÉ, C., SAUQUET, E., VIENNOT, P., DÉQUÉ, M., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., OUDIN, L., TERRAY, L. et THIÉRY, D. (2010b). Climate Change Impacts on Water Resources and Hydrological Extremes in Northern France. *Proceedings of the XVIII International Conference on Water Resources, Barcelona, June 2010*. 8 pp., J. Carrera, Ed.
- DUCHARNE, A., KOSTER, R., SUAREZ, M., STIEGLITZ, M. et KUMAR, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model : 2. Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, 105(24):24823–24838.
- DUCHARNE, A. et LAVAL, K. (2000). Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM. *J. Clim.*, 13:4393–4413.
- DUCHARNE, A., LAVAL, K. et POLCHER, J. (1998). Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dynamics*, 14:307–327.

- DUCHARNE, A., SAUQUET, E., HABETS, F., DÉQUÉ, M., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., OUDIN, L., PAGÉ, C., TERRAY, L., THIÉRY, D. et VIENNOT, P. (2011). Evolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*. No.1-2011, 51–57.
- DUCHARNE, A., THÉRY, S., BILLEN, G., BENOIT, P., BRISSON, N., GARNIER, J., KIEKEN, H., LEDOUX, E., MARY, B., MIGNOLET, C., MERMET, L., POUX, X., SAUBOUA, P., SCHOTT, C., VIENNOT, P., Abu Alkhair, A., BAUBION, C., CURIE, F., DUCOS, C., GOMEZ, E., LEBONVALLET, S., OLIVE, G. et SICART, J.-E. (2005). *Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine*. Rapport final, Programme GICC. 60 pp.
- DUCOUDRÉ, N., LAVAL, K. et PERRIER, A. (1993). SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Clim.*, 6(2):248–273.
- DÜRR, H., MEYBECK, M. et DÜRR, S. (2005). Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. *Global Biogeochem. Cycles*, 19(4):GB4S10.
- DYE, D. (2002). Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972–2000. *Hydrological Processes*, 16(15):3065–3077.
- EASTERLING, W., AGGARWAL, P., BATIMA, P., BRANDER, K., ERDA, L., HOWDEN, S., KIRILENKO, A., MORTON, J., SOUSSANA, J.-F., SCHMIDHUBER, J. et TUBIELLO, F. (2007). *Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Food, fibre and forest products, pages 173–210. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- EC (1994). *Corine land cover technical guide*. Rapport technique EUR 12585 EN, Office for Publications of the European Community, Luxembourg.
- EDINGER, J., DUTTWEILER, D. et GEYER, J. (1968). The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resour. Res.*, 4(5):1137–1143.
- ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., HABETS, F. et NOILHAN, J. (2002). Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *J. Geophys. Res.*, 107(D16):4293.
- FALKENMARK, M. (2003). Freshwater as shared between society and ecosystems : from divided approaches to integrated challenges. *Philosophical Transactions B*, 358(1440):2037–2049.
- FAMIGLIETTI, J. S. et WOOD, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.*, 30:3061–3078.
- FAN, Y., MIGUEZ-MACHO, G., WEAVER, C., WALKO, R. et ROBOCK, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *J. Geophys. Res.*, 112:D10125.
- FEKETE, B. M., WISSER, D., KROEZE, C., MAYORGA, E., BOUWMAN, L., WOLLHEIM, W. M. et VÖRÖSMARTY, C. (2010). Millennium Ecosystem Assessment scenario drivers (1970-2050) : Climate and hydrological alterations. *Global Biogeochem. Cycles*, 24:GB0A12.
- FERNALD, A., LANDERS, D. et WIGINGTON JR, P. (2006). Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA. *River Research and Applications*, 22(10):1111–1124.
- FINDLAY, S. (1995). Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems : the hyporheic zone. *Limnology and Oceanography*, 40(1):159–164.
- FINLAYSON, C. et DAVIDSON, N. (1999). *Global review of wetland resources and priorities for wetland inventory*. Supervising Scientist Report 144, Canberra, Australia.
- FOWLER, H., BLENKINSOP, S. et TEBALDI, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27(12):1547–1578.

- FRANCHINI, M., WENDLING, J., OBLED, C. et TODINI, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 175:293–338.
- FRANKS, S., BEVEN, K., QUINN, P. et WRIGHT, I. (1997). On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes : equifinality and the problem of robust calibration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86(1-2):63–75.
- FUSTEC, E., GREINER, I., SCHANEN, O., GAILLARD, S. et DZANA, J. G. (1998). *La Seine en son bassin*, chapitre *Les zones humides riveraines : des milieux divers aux multiples fonctions*, pages 211–262. Elsevier.
- GAILLARD, S., SEBILO, M., BRUNSTEIN, D., N’GUYEN-THE, D., GRABLY, M., FUSTEC, E., BENDJOUDI, H., BRAVARD, J. P., AMEZAL, A., BILELN, G. et MARIOTTI, A. (2001). *Typologie et fonctions des zones humides riveraines*. Rapport d’activité 2001 du Programme PIREN-Seine. 32 pp.
- GARNIER, J., BILLEN, G. et COSTE, M. (1995). Seasonal succession of diatoms and Chlorophyceae in the drainage network of the Seine River : Observations and modeling. *Limnology and Oceanography*, 40(4):750–765.
- GARNIER, J., BILLEN, G., VILAIN, G., MARTINEZ, A., SILVESTRE, M., MOUNIER, E. et TOCHE, F. (2009). Nitrous oxide (N<sub>2</sub>O) in the Seine river and basin : Observations and budgets. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 133:223–233.
- GARRATT, J. (1993). On the sensitivity of climate simulations to the land-surface and atmospheric boundary-layer treatments - A review. *J. Clim.*, 6(3):419–449.
- \*GASCOIN, S. (2009). *Etude des paramétrisations hydrologiques d’un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. 236 pp.
- \*GASCOIN, S., DUCHARNE, A., LABBAS, M. et RIBSTEIN, P. (2011). Contribution from non-glacierized zones to the discharge of the Zongo glacier catchment (Bolivia). Qualitative assessment at present time and under climate change. In prep.
- \*GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., CARLI, M. et HABETS, F. (2009a). Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *J. Hydrol.*, 368(1-4):105–116.
- \*GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., LEJEUNE, Y. et WAGNON, P. (2009b). Dependence of bare soil albedo on soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : Implications for land surface modeling. *J. Geophys. Res.*, 114(D13):19102.
- \*GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., PERROY, E. et WAGNON, P. (2009c). Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia). *Geophys. Res. Lett.*, 36(2).
- \*GASCOIN, S., LONGUEVERGNE, L., BOY, J., RINALDI, S., DUCHARNE, A., FLORSCH, N. et HINDERER, J. (2009d). Superconducting gravimeter measurements for land surface model assessment. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, page 02.
- GEDNEY, N., COX, P., BETTS, R., BOUCHER, O., HUNTINGFORD, C. et STOTT, P. (2006). Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439(7078):835–838.
- GEDNEY, N., COX, P., DOUVILLE, H., POLCHER, J. et VALDES, P. (2000). Characterizing GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *J. Clim.*, 13(17):3066–3079.
- GEDNEY, N., COX, P. et HUNTINGFORD, C. (2004). Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 31(20):L20503.
- GEDNEY, N. et COX, P. M. (2003). The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity. *Journal of Hydrometeorology*, 4:1265–1275.

- GERTEN, D., ROST, S., von BLOH, W. et LUCHT, W. (2008). Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophys. Res. Lett.*, 35(20):L20405.
- GIBELIN, A. et DÉQUÉ, M. (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20(4):327–339.
- GIORGI, F. et MEARN, L. O. (2002). Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the "reliability ensemble averaging" (rea) method. *J. Clim.*, 15(10):1141–1158.
- GLEESON, T., MARKLUND, L., SMITH, L. et MANNING, A. (2011a). Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophys. Res. Lett.*, 38(5):L05401.
- GLEESON, T., SMITH, L., MOOSDORF, N., HARTMANN, J., DÜRR, H., MANNING, A., van BEEK, L. et JELLINEK, A. (2011b). Mapping permeability over the surface of the Earth. *Geophys. Res. Lett.*, 38(2):L02401.
- GLEICK, P. (1989). Climate change, hydrology, and water resources. *Reviews of Geophysics*, 27(3):329–344.
- GOMEZ, E. (2002). *Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 287 pp.
- GRAHAM, L., HAGEMANN, S., JAUN, S. et BENISTON, M. (2007). On interpreting hydrological change from regional climate models. *Climatic Change*, 81:97–122.
- GREINER, I. (1997). *Analyse de la variabilité fonctionnelle de la plaine alluviale de la Seine et modélisation des transferts de nitrates*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. 241 pp. + annexes.
- GRIPPA, M., KERGOAT, L., FRAPPART, F., ARAUD, Q., BOONE, A., de ROSNAY, P., LEMOINE, J.-M., GASCOIN, S., BALSAMO, G., OTTLÉ, C., DECHARME, B., SAUX-PICART, S. et RAMILLIEN, G. (2011). Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models. *Water Resour. Res.*, 47:W05549.
- GROISMAN, P., KNIGHT, R. et KARL, T. (2001). Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States : Trends in the twentieth century. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82(2):219–246.
- GUILLOT, P. et DUBAND, D. (1967). La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *Colloque International sur les crues et leur évaluation, Leningrad, 15-22 Aout 1967*. IAHS publication.
- GUIMBERTEAU, M. (2010). *Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau*. Thèse de doctorat, UPMC. 195 pp.
- GUIMBERTEAU, M., DRAPEAU, G., RONCHAIL, J., SULTAN, B., POLCHER, J., MARTINEZ, J.-M., PRIGENT, C., GUYOT, J.-L., COCHONNEAU, G., ESPINOZA VILLAR, J. C., FILIZOLA, N., FRAIZY, P., LAVADO, W., DE OLIVEIRA, E., POMBOSA, R., NORIEGA, L. et VAUCHEL, P. (2011). A 21 years simulation of discharge in the Amazon river basin by ORCHIDEE. In prep.
- GULDEN, L., ROSERO, E., YANG, Z., RODELL, M., JACKSON, C., NIU, G., YEH, P. et FAMIGLIETTI, J. (2007). Improving land-surface model hydrology : Is an explicit aquifer model better than a deeper soil profile? *Geophys. Res. Lett.*, 34(9):9402.
- GUO, Z. et DIRMEYER, P. (2006). Evaluation of the second global soil wetness project soil moisture simulations : 1. intermodel comparison. *J. Geophys. Res.*, 111(D22):D22S02.
- GUTOWSKI, W., VÖRÖSMARTY, C., PERSON, M., ÖTLES, Z., FEKETE, B. et YORK, J. (2002). A coupled land-atmosphere simulation program (CLASP) : Calibration and validation. *J. Geophys. Res.*, 107(D16):4283.

- HABETS, F., BOÉ, J., DÉQUÉ, M., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., LEDOUX, E., MARTIN, E., OUDIN, L., PAGÉ, C., TERRAY, L., THIÉRY, D. et VIENNOT, P. (2009). *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme : Impact du changement climatique sur la ressource en eau*. Annexe au rapport final du projet RExHySS, Programme GICC. 29 pp.
- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MOIGNE, P., MARTIN, E. et MOREL, S. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.*, 113(d6):D06113.
- HABETS, F., DÉQUÉ, M., DUCHARNE, A., HACHOUR, A., MARTIN, E., PAGÉ, C., SAUQUET, E., TERRAY, L., THIÉRY, D., OUDIN, L., VIENNOT, P. et BOÉ, J. (2011). *Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Seine : Résultats du projet GICC RExHySS*. Plaquette du programme PIREN-Seine. In press.
- HABETS, F., FLIPO, GOBLET, N., LEDOUX, P., MONTEIL, E., PHILIPPE, C., E. QUEYREL, W., SALEH, F., SOUHAR, STOULS, O., VIENNOT, A., DAVID, P., BACCHI, C., BLANCHOU, A., MOREAU-GUIGON, H., LAUNAY, E., RIPOCHE, M., MARY, D., B. JAYET, P.-A., MARTIN, E., MOREL, T. et TOURNEBIZE, J. (2010a). *Le développement du modèle intégré des hydrosystèmes Eau-dyssée*. Rapport d'activité 2010 du programem PIREN-Seine. 46 pp.
- HABETS, F., GASCOIN, S., KORKMAZ, S., THIÉRY, D., ZRIBI, M., AMRAOUI, N., CARLI, M., DUCHARNE, A., LEBLOIS, E., LEDOUX, E. *et al.* (2010b). Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:99–117.
- HABETS, F. et SAULNIER, G. M. (2001). Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(5-6):455–459.
- HAECKEL, E. (1866). *Generelle Morphologie Der Organismen*. Druck and Verlag von Georg Reimer, Berlin.
- HAEFFELIN, M., BARTHÈS, L., BOCK, O., BOITEL, C., BONY, S., BOUNIOL, D., CHEPFER, H., CHIARIACO, M., CUESTA, J., DELANOË, J. *et al.* (2005). SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae*, 23(2):253–275.
- HAMILTON, S., SIPPEL, S. et MELACK, J. (2002). Comparison of inundation patterns among major South American floodplains : Large-scale Biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA). *J. Geophys. Res.*, 107(D20).
- HANSEN, J., RUEDY, R., SATO, M. et LO, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48:RG4004.
- HARBAUGH, A. W., B. E. R. e. a. (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. Open-File Report 00-92, U.S. Geological Survey.
- HEC (2002). *River analysis system (HEC-RAS) user's manual*. Hydrologic Engineering Center (HEC), U.S. Army Corps of Engineers.
- HEGERL, G., VON STORCH, H., HASSELMANN, K., SANTER, B., CUBASCH, U. et JONES, P. (1996). Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Clim.*, 9(10):2281–2306.
- HENDERSON-SELLERS, A., MCGUFFIE, K. et PITMAN, A. (1996). The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes (PILPS) : 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, 12(12):849–859.
- HIGY, C. et MUSY, A. (2000). Digital terrain analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effect for hydrological modelling with TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2):225–237.
- HILL, A., LABADIA, C. et SANMUGADAS, K. (1998). Hyporheic zone hydrology and nitrogen dynamics in relation to the streambed topography of a N-rich stream. *Biogeochemistry*, 42(3):285–310.

- HOEKSTRA, A. (2009). Human appropriation of natural capital : A comparison of ecological footprint and water footprint analysis. *Ecological economics*, 68(7):1963–1974.
- HOEKSTRA, A. et CHAPAGAIN, A. (2007). Water footprints of nations : water use by people as a function of their consumption pattern. *Integrated Assessment of Water Resources and Global Change*, pages 35–48.
- HOUDIN, F., MUSAT, I., BONY, S., BRACONNOT, P., CODRON, F., DUFRESNE, J., FAIRHEAD, L., FILIBERTI, M., FRIEDLINGSTEIN, P., GRANDPEIX, J. *et al.* (2006). The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7):787–813.
- HOWDEN, S., SOUSSANA, J., TUBIELLO, F., CHHETRI, N., DUNLOP, M. et MEINKE, H. (2007). Adapting agriculture to climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(50):19691.
- HUBERT, P. (2005). La prédétermination des crues. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(1-2):219–227.
- HULME, M., BARROW, E., ARNELL, N., HARRISON, P., JOHNS, T. et DOWNING, T. (1999). Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature*, 397(6721):688–691.
- HUNTINGTON, T. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle : Review and synthesis. *J. Hydrol.*, 319(1-4):83–95.
- HURD, B., CALLAWAY, M., SMITH, J. et KIRSHEN, P. (2004). Climatic change and U. S. water resources : From modeled watershed impacts to national estimates. *Journal of the American Water Resources Association*, 40(1):129–148.
- HURST, H. E. (1951). Long term storage capacities of reservoirs. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 116:776–808.
- IIZUMI, T., NISHIMORI, M., DAIRAKU, K., ADACHI, S. A. et YOKOZAWA, M. (2011). Evaluation and intercomparison of downscaled daily precipitation indices over Japan in present-day climate : Strengths and weaknesses of dynamical and bias correction-type statistical downscaling methods. *J. Geophys. Res.*, 116(D1):D01111.
- IPCC (1990). *Climate change : The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press.
- IPCC (1995). *Climate Change 1995 : The Science of Climate Change*. Cambridge University Press.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001 : The scientific basis*. Cambridge University Press.
- IPCC (2007). *Climate change 2007 : The physical science basis*. Cambridge University Press.
- JACKSON, C. R., MEISTER, R. et PRUDHOMME, C. (2011). Modelling the effects of climate change and its uncertainty on uk chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. *J. Hydrol.*, 399(1-2):12 – 28.
- JAMAGNE, M., HARDY, R., KING, D. et BORNAND, M. (1995). La base de données géographique des sols de France. *Etude et Gestion des sols*, 2(3):153–172.
- JONES, R., MURPHY, J. et NOGUER, M. (1995). Simulation of climate change over europe using a nested regional-climate model. I : Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(526):1413–1449.
- JUNG, M., REICHSTEIN, M., CIAIS, P., SENEVIRATNE, S., SHEFFIELD, J., GOULDEN, M., BONAN, G., CESCATTI, A., CHEN, J., de JEU, R. *et al.* (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467(7318):951–954.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J. *et al.* (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77(3):437–471.

- KAY, A., DAVIES, H., BELL, V. et JONES, R. (2009). Comparison of uncertainty sources for climate change impacts : flood frequency in England. *Climatic change*, 92(1):41–63.
- KAY, A., JONES, R. et REYNARD, N. (2006). RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results. *J. Hydrol.*, 318:163–172.
- KENDALL, M., STUART, A. et ORD, J. (1977). *The advanced theory of statistics. Vol 3 : design and analysis, and time series*. Charles Griffin and Co Ltd. 4th editions, 780 pp.
- KERGOAT, L., LAFONT, S., DOUVILLE, H., BERTHELOT, B., DEDIEU, G., PLANTON, S. et ROYER, J. (2002). Impact of doubled CO<sub>2</sub> on global-scale leaf area index and evapotranspiration : conflicting stomatal conductance and LAI responses. *J. Geophys. Res.*, 107:4808.
- KERKHOVEN, E. et GAN, T. (2011). Unconditional uncertainties of historical and simulated river flows subjected to climate change. *J. Hydrol.*, 396(1-2):113 – 127.
- KLEMEŠ, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models/Vérification, en conditions réelles, des modèles de simulation hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1):13–24.
- KLEMES, V. (1987). The modelling of mountain hydrology : the ultimate challenge. *Hydrology of Mountainous Areas*, page 29.
- KNUTTI, R. (2010). The end of model democracy? *Climatic Change*, 102:395–404.
- KOLLET, S. et MAXWELL, R. (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resour. Res.*, 44(2):W02402.
- KOSTER, R., DIRMEYER, P., GUO, Z., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D. et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305(5687):1138.
- KOSTER, R., MAHANAMA, S., LIVNEH, B., LETTENMAIER, D. et REICHLE, R. (2010). Skill in streamflow forecasts derived from large-scale estimates of soil moisture and snow. *Nature Geoscience*, 3(9):613–616.
- KOSTER, R., OKI, T. et SUAREZ, M. (1999). The Offline Validation of Land Surface Models : Assessing Success at the Annual Timescale. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 77(1B):257–263.
- KOSTER, R. et SUAREZ, M. (2001). Soil moisture memory in climate models. *Journal of Hydrometeorology*, 2:558–570.
- KOSTER, R., SUAREZ, M., DUCHARNE, A., STIEGLITZ, M. et KUMAR, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. I- Model structure. *J. Geophys. Res.*, 105(24):24809–24822.
- KOSTER, R. D. et MILLY, P. C. D. (1997). The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Clim.*, 10:1578–1591.
- KOSTER, R. D. et SUAREZ, M. J. (1992). Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independants vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, 97(D3):2697–2715.
- KOSTER, R. D. et SUAREZ, M. J. (1996). Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation 9, NASA, GSFC, Hydrological Sciences Branch.
- KRINNER, G., VIOVY, N., de NOBLET-DUCOUDRÉ, N., OGÉE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S. et PRENTICE, I. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, 19(1).
- KRYSANOVA, V., HATTERMANN, F. et HABECK, A. (2005). Expected changes in water resources availability and water quality with respect to climate change in the Elbe River basin (Germany). *Nordic hydrology*, 36(4-5):321–333.

- KUMAR, S., REICHLER, R., PETERS-LIDARD, C., KOSTER, R., ZHAN, X., CROW, W., EYLANDER, J. et HOUSER, P. (2008). A land surface data assimilation framework using the land information system : Description and applications. *Advances in Water Resources*, 31(11):1419–1432.
- KUNDZEWICZ, Z., MATA, L., ARNELL, N., DÖLL, P., KABAT, P., JIMÉNEZ, B., MILLER, K., OKI, T., SEN, Z. et SHIKLOMANOV, I. (2007). *Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Freshwater resources and their management, pages 173–210. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- LABAT, D., GODDERIS, Y., PROBST, J. et GUYOT, J. (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, 27(6):631–642.
- \*LABBAS, M. (2009). *Modélisation hydrologique d'un bassin versant de haute altitude (bolivie) - application à des scénarios de changement climatique avec retrait glaciaire*. Mémoire de M2, Université Paris-Sud, M2 Physique et Environnement.
- LAFAYASSE, M., HINGRAY, B., ETCHEVERS, P., MARTIN, E. et OBLED, C. (2011). Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the upper durance river basin. *J. Hydrol.*
- LATERNSE, M. et SCHNEEBELI, M. (2003). Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *International Journal of Climatology*, 23(7):733–750.
- LAWRENCE, D., THORNTON, P., OLESON, K. et BONAN, G. (2007). The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM : impacts on land-atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 8:862–880.
- LE LAY, M., GALLE, S., SAULNIER, G. et BRAUD, I. (2007). Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability : A case study in West Africa. *Water Resour. Res.*, 43:W07420.
- LEDOUX, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Mines de Paris.
- LEDOUX, E., GIRARD, G. et DE MARSILY, G. (1989). Spatially distributed modelling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling : Theory and Practice*. Kluwer Academic Publishers Boston. 1989. p 435-454, 13 fig, 2 tab, 35 ref.
- LEDOUX, E., GOMEZ, E., MONGET, J., VIAVATTENE, C., VIENNOT, P., DUCHARNE, A., BENOIT, M., MIGNOLET, C., SCHOTT, C. et MARY, B. (2007). Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS-MODCOU modelling chain. *Science of the Total Environment*, 375(1-3):33–47.
- LEGATES, D., LINS, H. et MCCABE, G. (2005). Comments on "Evidence for global runoff increase related to climate warming" by Labat et al.. *Advances in Water Resources*, 28(12):1310–1315.
- LEHMAN, J. (2002). Mixing patterns and plankton biomass of the St. Lawrence Great Lakes under climate change scenarios. *Journal of Great Lakes Research*, 28(4):583–596.
- LEHMANN, M., REICHERT, P., BERNASCONI, S., BARBIERI, A. et MCKENZIE, J. (2003). Modelling nitrogen and oxygen isotope fractionation during denitrification in a lacustrine redox-transition zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(14):2529–2542.
- LEHNER, B. et DÖLL, P. (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *J. Hydrol.*, 296(1-4):1 – 22.
- LEHNER, B., VERDIN, K. et JARVIS, A. (2008). New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos*, 89(10):93–94.
- LEJEUNE, Y. (2009). *Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble III.

- LEJEUNE, Y., BOUILLOUD, L., ETCHEVERS, P., WAGNON, P., CHEVALLIER, P., SICART, J.-E., MARTIN, E. et HABETS, F. (2007). Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia : Processes and Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, pages 922–937.
- LEUNG, L., HUANG, M., QIAN, Y. et LIANG, X. (2011). Climate–soil–vegetation control on groundwater table dynamics and its feedbacks in a climate model. *Climate Dynamics*, 36(1):57–81.
- LIANG, X., XIE, Z. et HUANG, M. (2003). A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *J. Geophys. Res.*, 108(D16):8613–8629.
- LO, M.-H. et FAMIGLIETTI, J. S. (2010). Effect of water table dynamics on land surface hydrologic memory. *J. Geophys. Res.*, 115:D22118.
- LOHMANN, D., LETTENMAIER, D., LIANG, X., WOOD, E., BOONE, A., CHANG, S., CHEN, F., DAI, Y., DESBOROUGH, C., DICKINSON, R. *et al.* (1998). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2 (c) Red-Arkansas River basin experiment : : : 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global Planetary Change*, 19(1-4):161–179.
- \*LONGUEVERGNE, L., GASCOIN, S., BOY, J., RINALDI, S., DUCHARNE, A., FLORSCH, N. et HINDERER, J. (2011). Superconducting gravimeter measurements for land surface model assessment. *Water Resour. Res.* To be submitted.
- LORENZ, E. (1972). Does the flap of a butterfly’s wings in Brazil set off a tornado in Texas? *Speech before the American Academy for the Advancement of Science*, 29.
- LOUBET, B., LAVILLE, P., LEHUGER, S., LARMANOU, E., FLÉCHARD, C., MASCHER, N., GENERMONT, S., ROCHE, R., FERRARA, R., STELLA, P., PERSONNE, E., DURAND, B., DECUQ, C., FLURA, D., MASSON, S., FANUCCI, O., RAMPON, J.-N., SIEMENS, J., KINDLER, R., GABRIELLE, B., SCHRUMPF, M. et CELLIER, P. (2011). Carbon, nitrogen and Greenhouse gases budgets over a four years crop rotation in northern France. *Plant and Soil*, 343:109–137.
- MAHANAMA, S. et KOSTER, R. (2003). Intercomparison of soil moisture memory in two land surface models. *Journal of Hydrometeorology*, 4:1134–1146.
- MAHFOUF, J.-F., CIRET, C., DUCHARNE, A., IRANNEJAD, P., NOILHAN, J., SHAO, Y., THORNTON, P., XUE, Y. et YANG, Z.-L. (1996). Analysis of transpiration results from the PILPS-RICE Workshop. *Global Planetary Change*, 13:73–88.
- MALHI, Y., ROBERTS, J., BETTS, R., KILLEEN, T., LI, W. et NOBRE, C. (2008). Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. *Science*, 319(5860):169.
- MANABE, S. et WETHERALD, R. (1980). On the Distribution of Climate Change Resulting from an Increase in CO<sub>2</sub> Content of the Atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37:99–118.
- MARAUN, D., WETTERHALL, F., IRESON, A., CHANDLER, R., KENDON, E., WIDMANN, M., BRIENEN, S., RUST, H., SAUTER, T., THEMESSEL, M. *et al.* (2010). Precipitation downscaling under climate change. Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3).
- MARTIN, E., TIMBAL, B. et BRUN, E. (1996). 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.
- MARTINEZ, J. et LE TOAN, T. (2007). Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal sar data. *Remote sensing of Environment*, 108(3):209–223.
- MASSON, V., CHAMPEAUX, J., CHAUVIN, F., MERIGUET, C. et LACAZE, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Clim.*, 16:1261–1282.

- MATTHEWS, E. et FUNG, I. (1987). Methane emission from natural wetlands : global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Global Biogeochem. Cycles*, 1(1):61–86.
- MAURER, E. et HIDALGO, H. (2008). Utility of daily vs. monthly large-scale climate data : an intercomparison of two statistical downscaling methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(2):551–563.
- MAURER, E., HIDALGO, H., DAS, T., DETTINGER, M. et CAYAN, D. (2010). The utility of daily large-scale climate data in the assessment of climate change impacts on daily streamflow in California. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:1125–1138.
- MCCARTHY, G. (1939). The unit hydrograph and flood routing. U.S. Corps of Eng., Providence, R.I.
- MCDONALD, R., GREEN, P., BALK, D., FEKETE, B., REVENGA, C., TODD, M. et MONTGOMERY, M. (2011). Urban growth, climate change, and freshwater availability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(15):6312.
- MÉROT, P., EZZAHAR, B., WALTER, C. et AUROUSSEAU, P. (1995). Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 9:27–34.
- MERZ, R., PARAJKA, J. et BLÖSCHL, G. (2011). Time stability of catchment model parameters : Implications for climate impact analyses. *Water Resour. Res.*, 47:W02531.
- MEYBECK, M., de MARSILY, G., FUSTEC, E. (1998). *La Seine en son bassin : fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*. Elsevier.
- MEYLAN, P., FAVRE, A. et MUSY, A. (2008). *Hydrologie fréquentielle : une science prédictive*. PPUR Presses Polytechniques.
- \*MEZA, H. (2011). *Evaluation du modèle hydrologique CLSM dans le bassin de l'Yvette par comparaison avec plusieurs jeux de données indépendants*. Mémoire de M2, Université Paris Sud, M2 "Hydrologie, hydrogéologie et sols".
- MEZGHANI, A. et HINGRAY, B. (2009). A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain : Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *J. Hydrol.*, 377(3-4):245–260.
- MICHELANGELI, P., VAUTARD, R. et LEGRAS, B. (1995). Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52:1237–1256.
- MICHELANGELI, P., VRAC, M. et LOUKOS, H. (2009). Probabilistic downscaling approaches : Application to wind cumulative distribution functions. *Geophys. Res. Lett.*, 36(11):L11708.
- MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y., WEAVER, C., WALKO, R. et ROBOCK, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 2. formulation, validation, and soil moisture simulation. *J. Geophys. Res.*, 112(D13):D13108.
- MILLIMAN, J., FARNSWORTH, K., JONES, P., XU, K. et SMITH, L. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951-2000. *Global Planetary Change*, 62(3-4):187–194.
- MILLY, P., BETANCOURT, J., FALKENMARK, M., HIRSCH, R., KUNDZEWICZ, Z., LETTENMAIER, D. et STOUFFER, R. (2008). Climate change. Stationarity is dead : whither water management? *Science*, 319(5863):573.
- MILLY, P., DUNNE, K. et VECCHIA, A. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066):347–350.
- MILLY, P. C. D. et DUNNE, K. A. (1994). Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *J. Clim.*, 7:506–526.
- MITSCH, W. et GOSSELINK, J. (2000). *Wetlands (3rd edn)*. John Wiley and Sons, New York.

- MOATAR, F., DUCHARNE, A., THIÉRY, D., BUSTILLO, V., SAUQUET, E. et VIDAL, J. (2010). La Loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences*, (12):78–87.
- MOATAR, F. et GAILHARD, J. (2006). Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(5):319–328.
- MOHSENI, O. et STEFAN, H. (1999). Stream temperature/air temperature relationship : a physical interpretation. *J. Hydrol.*, 218(3-4):128–141.
- MOHSENI, O., STEFAN, H. et ERICKSON, T. (1998). A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resour. Res.*, 34(10):2685–2692.
- MONERON, C. (1999). *Processus biogéochimiques et transferts de nutriments à l'interface eau-milieu riverain. Application au cours d'eau amont de l'Essonne*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 325 pp. + annexes.
- MONTANARI, A. (2007). What do we mean by "uncertainty" ? The need for a consistent wording about uncertainty assessment in hydrology. *Hydrological Processes*, 21(6):841–845.
- MONTREUIL, O. et MÉROT, P. (2006). Nitrogen removal in valley bottom wetlands : assessment in headwater catchments distributed throughout a large basin. *Journal of Environmental Quality*, 35(6): 2113–2122.
- MOTE, P., HAMLET, A., CLARK, M. et LETTENMAIER, D. (2005). Declining mountain snowpack in western North America. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86(1):39–49.
- MURPHY, J., SEXTON, D., BARNETT, D., JONES, G., WEBB, M., COLLINS, M. et STAINFORTH, D. (2004). Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, 430(7001):768–772.
- NAKICENOVIC, N. et SWART, R. (2000). Special Report of the Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC) on Emissions Scenarios (SRES).
- NASH, J. et SUTCLIFFE, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10(3):282–290.
- NEPSTAD, D., TOHVER, I., RAY, D., MOUTINHO, P. et CARDINOT, G. (2007). Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. *Ecology*, 88(9):2259–2269.
- NGO-DUC, T., LAVAL, K., RAMILLIEN, G., POLCHER, J. et CAZENAVE, A. (2007). Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Water Resour. Res.*, 43:W04427.
- NGO-DUC, T., POLCHER, J. et LAVAL, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *J. Geophys. Res.*, 110(D6):D06116.
- NIJSSEN, B., O'DONNELL, G., HAMLET, A. et LETTENMAIER, D. (2001a). Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic Change*, 50(1):143–175.
- NIJSSEN, B., O'DONNELL, G., LETTENMAIER, D., LOHMANN, D. et WOOD, E. (2001b). Predicting the discharge of global rivers. *J. Clim.*, 14:3307–3323.
- NIU, G. et YANG, Z. (2003). The versatile integrator of surface atmospheric processes : : Part 2 : evaluation of three topography-based runoff schemes. *Global Planetary Change*, 38(1-2):191–208.
- NIU, G.-Y., YANG, Z.-L., DICKINSON, R. E. et GULDEN, L. E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *J. Geophys. Res.*, 110:D21106. doi :10.1029/2005JD006111.
- NOILHAN, J. et MAHFOUF, J. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Planetary Change*, 13(1-4):145–159.
- ODUM, E. (1974). The strategy of ecosystem development. *Readings in environmental impact*, 164:224.

- OERLEMANS, J. (2005). Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308(5722):675.
- OKI, T. et KANAE, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313(5790): 1068–1072.
- OLIOSO, A., BRAUD, I., CHANZY, A., COURAULT, D., DEMARTY, J., KERGOAT, L., LEWAN, E., OTTLÉ, C., PRÉVOT, L., ZHAO, W. *et al.* (2002). Svat modeling over the alpilles-reseda experiment : comparing svat models over wheat fields. *Agronomie*, 22(6):651–668.
- O'REILLY, C., ALIN, S., PLISNIER, P., COHEN, A. et MCKEE, B. (2003). Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature*, 424(6950):766–768.
- LOUDIN, L., ANDRÉASSIAN, V., MATHEVET, T., PERRIN, C. et MICHEL, C. (2006). Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resour. Res.*, 42(7):W07410.
- \*OUISSA, Z. (2011). *Caractérisation des forçages topographiques du modèle hydrologique CLSM dans 3 sites méso-échelle en Afrique de l'Ouest*. Mémoire de M2, Faculté des sciences et techniques de Fès (Maroc), M2 "Hydrologie de Surface et Qualité des eaux".
- OVERGAARD, J., ROSBJERG, D. et BUTTS, M. (2006). Land-surface modelling in hydrological perspective? a review. *Biogeosciences*, 3(2):229–241.
- PAGÉ, C., TERRAY, L. et BOÉ, J. (2008). *Projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii SCRATCH08*. Rapport technique, Technical Report TR/GMGC/08/64, CERFACS, Toulouse, France.
- PAPA, F., PRIGENT, C., AIRES, F., JIMENEZ, C., ROSSOW, W. et MATTHEWS, E. (2010). Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. *J. Geophys. Res.*, 115.
- PAPPENBERGER, F., MATGEN, P., BEVEN, K., HENRY, J. et PFISTER, L. (2006). Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions. *Advances in Water Resources*, 29(10):1430–1449.
- PENMAN, H. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120–145.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDREASSIAN, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.*, 242(3-4):275–301.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, 279(1-4):275–289.
- PETIT, J., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N., BARNOLA, J., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G. *et al.* (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735):429–436.
- PEUGEOT, C., ESTEVES, M., GALLE, S., RAJOT, J. et VANDERVAERE, J. (1997). Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, 188:179–202.
- PHILLIPS, O., ARAGÃO, L., LEWIS, S., FISHER, J., LLOYD, J., LÓPEZ-GONZÁLEZ, G., MALHI, Y., MONTEAGUDO, A., PEACOCK, J., QUESADA, C. *et al.* (2009). Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*, 323(5919):1344.
- PIAO, S., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., de NOBLET-DUCOUDRÉ, N., LABAT, D. et ZAEHLE, S. (2007). Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO<sub>2</sub> on global river runoff trends. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(39):15242.
- PITMAN, A. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5):479–510.

- POOLE, G. et BERMAN, C. (2001). An Ecological Perspective on In-Stream Temperature : Natural Heat Dynamics and Mechanisms of Human-Caused Thermal Degradation. *Environmental Management*, 27(6):787–802.
- POOLE, G., O'DANIEL, S., JONES, K., WOESSNER, W., BERNHARDT, E., HELTON, A., STANFORD, J., BOER, B. et BEECHIE, T. (2008). Hydrologic spiralling : the role of multiple interactive flow paths in stream ecosystems. *River research and applications*, 24(7):1018–1031.
- POSTEL, S., DAILY, G. et EHRLICH, P. (1996). Human appropriation of renewable fresh water. *Science*, 271(5250):785–788.
- POULIN, M. (1980). *Modélisation du comportement thermique des cours d'eau. Application au Rhin*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 144 pp + annexes.
- PRADHAN, N. R., TACHIKAWA, Y. et TAKARA, K. (2006). A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification. *Hydrological Processes*, 20(6):1385 – 1405.
- PRIGENT, C., PAPA, F., AIRES, F., ROSSOW, W. et MATTHEWS, E. (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000. *J. Geophys. Res*, 112:1993–2000.
- PROMMER, H. et BARRY, D. A. (2001). *PHT3D - A reactive multi-component transport model for saturated porous media. Version 1.0 User's Manual*. Technical report, Contaminated Land Assessment and Remediation Research Centre, The University of Edinburgh.
- QUILBÉ, R., ROUSSEAU, A., MOQUET, J., SAVARY, S., RICARD, S. et GARBOUJ, M. (2008). Hydrological responses of a watershed to historical land use evolution and future land use scenarios under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12:101–110.
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P. et PLANCHON, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5:59–79.
- QUINTANA-SEGUI, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- RANDALL, D., WOOD, R., BONY, S. and Colman, R., FICHEFET, T., FYFE, J., KATTSOV, V., PITMAN, A., SHUKLA, J., SRINIVASAN, J., STOUFFER, R., SUMI, A. et TAYLOR, K. (2007). *Climate change 2007 : The physical science basis*, chapitre Climate Models and Their Evaluation. Cambridge University Press.
- REDELSPERGER, J., THORNCROFT, C., DIEDHIOU, A., LEBEL, T., PARKER, D. et POLCHER, J. (2006). African monsoon multidisciplinary analysis (amma) : An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87(12):1739–1746.
- REFSGAARD, J. et KNUDSEN, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.*, 32(7):2189–2202.
- REICHLER, R. et KOSTER, R. (2004). Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, 31(19):L19501.
- REICHLER, T. et KIM, J. (2008). How well do coupled models simulate today's climate? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89(3):303–311.
- RINGEVAL, B. (2011). *Interactions entre climat et émissions de méthane par les zones humides à l'échelle globale*. Thèse de doctorat, UPMC. 275 pp. + annexes.
- RODELL, M. et FAMIGLIETTI, J. (1999). Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field. *Water Resour. Res.*, 35(9):2705–2723.

- \*SALEH, F. (2010). *Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe/rivière à l'échelle régionale*. Thèse de doctorat, UPMC. 215 pp.
- \*SALEH, F., DUCHARNE, A., OUDIN, L., FLIPO, N. et LEDOUX, E. (2011a). Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1d saint-venant hydraulic model. *Hydrology and Earth System Sciences*, To be submitted.
- \*SALEH, F., FLIPO, N., HABETS, F., DUCHARNE, A., OUDIN, L., VIENNOT, P. et LEDOUX, E. (2011b). Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. *J. Hydrol.*, 400:490–500.
- SAULNIER, G.-M., OBLED, C. et BEVEN, K. (1997). Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes*, 11:1331–1346.
- SAUQUET, E., DUCHARNE, A., HABETS, F., MARTIN, E., OUDIN, L., THIÉRY, D. et VIENNOT, P. (2009). *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme : Analyse fréquentielle des événements hydrologiques extrêmes*. Annexe au rapport final du projet RExHySS, Programme GICC. 50 pp.
- SAUQUET, E., VIDAL, J. et BERNARD, A. (2010). *Evolution hydroclimatique de la Loire et des ses affluents sous chngement climatique*. Rapport du projet ICC-Hydroqual, Cemagref. 102 pp.
- SAUX-PICART, S. (2008). *Etude couplée modélisation/téledétection pour le suivi des états et bilans hydriques de surface en zone sahélienne*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- SAUX-PICART, S., OTTLÉ, C., DECHARME, B., ANDRÉ, C., ZRIBI, M., PERRIER, A., COUDERT, B., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., DESCROIX, L. *et al.* (2009). Water and energy budgets simulation over the amma-niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *J. Hydrol.*, 375(1-2):287–295.
- SAVENIJE, H. (2001). Equifinality, a blessing in disguise? *Hydrological Processes*, 15(14):2835–2838.
- SCHALLER, M. et FAN, Y. (2009). River basins as groundwater exporters and importers : Implications for water cycle and climate modeling. *J. Geophys. Res.*, 114(D4):D04103.
- SCHMIDT, C., CONANT JR, B., BAYER-RAICH, M. et SCHIRMER, M. (2007). Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *J. Hydrol.*, 347(3-4):292–307.
- SCHNEIDER, P. et HOOK, S. J. (2010). Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985. *Geophys. Res. Letters*, 37:L22405.
- SEBILO, M., BILLEN, G., GRABLY, M. et MARIOTTI, A. (2003). Isotopic composition of nitrate-nitrogen as a marker of riparian and benthic denitrification at the scale of the whole Seine River system. *Biogeochemistry*, 63(1):35–51.
- SEIBERT, J. et MCDONNELL, J. (2002). On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology : use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resour. Res.*, 38(11):1241.
- SEITZINGER, S., STYLES, R., BOYER, E., ALEXANDER, R., BILLEN, G., HOWARTH, R., MAYER, B. et VAN BREEMEN, N. (2002). Nitrogen retention in rivers : model development and application to watersheds in the northeastern USA. *Biogeochemistry*, 57(1):199–237.
- SENEVIRATNE, S., LÜTHI, D., LITSCHI, M. et SCHÄR, C. (2006). Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108):205–209.
- SHAO, Y., ANNE, R., HENDERSON-SELLERS, A., IRANNEJAD, P., THORNTON, P., LIANG, X., CHEN, T., CIRET, C., DESBOROUGH, C., BALACHOVA, O., HAXELTINE, A. et DUCHARNE, A. (1994). Soil moisture simulation. A report of the RICE and PILPS Workshop. IGPO publication series, Washington. 179 pp.

- SICART, J. E. (2002). *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : Le Zongo, Bolivie*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- SICART, J.-E., HOCK, R., RIBSTEIN, P., LITT, M. et RAMIREZ, E. (2011). Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model. *J. Geophys. Res.*, 116:D13105.
- SINOKROT, B. et STEFAN, H. (1993). Stream temperature dynamics : measurements and modeling. *Water Resour. Res.*, 29(7):2299–2312.
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K. et WOOD, E. F. (1987). On hydrologic similarity : 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23(12):2266–2278.
- SØRENSEN, R. et SEIBERT, J. (2007). Effects of DEM resolution on the calculation of topographical indices : TWI and its components. *J. Hydrol.*, 347:79–89.
- SORUCO, A., VINCENT, C., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., BERGER, T., SICART, J., WAGNON, P., ARNAUD, Y., FAVIER, V. et LEJEUNE, Y. (2009). Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, 50(50):1–8.
- STEFAN, H. G. et PREUD'HOMME, E. (1993). Stream temperature estimation from air temperature. *Water Resources Bulletin*, 29:27–45.
- \*STERLING, S. et DUCHARNE, A. (2008). Comprehensive data set of global land cover change for land surface model applications. *Global Biogeochem. Cycles*, 22:GB3017.
- \*STERLING, S., DUCHARNE, A., POLCHER, J., BOZEC, L., ROJSTACZER, S. et MANCIP, M. (2011). Human appropriation of evapotranspiration is larger than previously estimated. In prep for Nature.
- STERN, N. et TREASURY, G. (2007). *The economics of climate change : the Stern review*. Cambridge Univ Pr.
- STIEGLITZ, M., DUCHARNE, A., KOSTER, R. et SUAREZ, M. (2001a). The impact of detailed snow physics on the simulation of snow cover and subsurface thermodynamics at continental scales. *Journal of Hydrometeorology*, 2:228–242.
- STIEGLITZ, M., RIND, D., FAMIGLIETTI, J. et ROSENZWEIG, C. (1997). An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *J. Clim.*, 10:118–137.
- STORCH, H., ZORITA, E. et CUBASCH, U. (1993). Downscaling of global climate change estimates to regional scales : An application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Clim.*, 6(6):1161–1171.
- STRÜCKMEIER, W. et RICHTS, A. (2008). *Groundwater Resources Map of the World 1 : 25 000 000 (edition 2008)*. BGR and UNESCO. <http://www.whymap.org/>.
- TEULING, A., SENEVIRATNE, S., WILLIAMS, C. et TROCH, P. (2006). Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, 33(23):L23403.
- TERRIEN, R., MCLAREN, R., SUDICKY, E. et PANDAY, S. (2010). *HydroGeoSphere : A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport*. Manual (Draft), Groundwater Simulation Group, University of Waterloo, Canada 469 pp.
- THIÉRY, D. (1990). *Logiciel MARTHE : Modélisation d'Aquifères par un maillage Rectangulaire en régime Transitoire pour le calcul Hydrodynamique des Ecoulements*. Rapport BRGM 4S/eau. 200 pp.
- THIÉRY, D. et MOUTZOPOULOS, C. (1995). Un modèle hydrologique spatialisé pour la simulation de très grands bassins : le modèle EROS formé de grappes de modèles globaux élémentaires. In BARBÉ, L. et SERVAT, éditeurs : *VIIIèmes journées hydrologiques de l'ORSTOM : Régionalisation en hydrologie, applications au développement*, pages 285–295. ORSTOM Editions.

- TIMOUK, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., LLOYD, C., CESCHIA, E., COHARD, J., ROSNAY, P., HIERNAUX, P., DEMAREZ, V. et TAYLOR, C. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *J. Hydrol.*, 375(1-2):178–189.
- TRENBERTH, K., SMITH, L., QIAN, T., DAI, A. et FASULLO, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):758–769.
- TRIGO, R. M. et PALUTIKOF, J. P. (2001). Precipitation Scenarios over Iberia : A Comparison between Direct GCM Output and Different Downscaling Techniques. *J. Clim.*, 14(23):4422–4446.
- UPPALA, S., KÄLLBERG, P., SIMMONS, A., ANDRAE, U., BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. *et al.* (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012.
- VARADO, N., BRAUD, I., ROSS, P. et HAVERKAMP, R. (2006). Assessment of an efficient numerical solution of the 1d richards' equation on bare soil. *J. Hydrol.*, 323(1-4):244–257.
- VERDIN, K. et VERDIN, J. (1999). A topological system for delineation and codification of the Earth's river basins. *J. Hydrol.*, 218:1–12.
- VERGNES, J., DECHARME, B., ALKAMA, R., DOUVILLE, H., MARTIN, E. et HABETS, F. (2011). A simple groundwater scheme for global hydrology and climate applications : development and off-line evaluation over France. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-2392.
- VIENNOT, P. (2009). *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme : Vers une construction de scénarios d'irrigation à l'aide du modèle STICS*. Annexe au rapport final du projet RExHySS, Programme GICC. 27 pp.
- VIENNOT, P., DUCHARNE, A., HABETS, F., LAMY, F. et LEDOUX, E. (2009). *Fonctionnement hydrodynamique du bassin de la Seine*. Plaquette du programme PIREN-Seine. 56 pp.
- VITOUSEK, P., ABER, J., HOWARTH, R., LIKENS, G., MATSON, P., SCHINDLER, D., SCHLESINGER, W. et TILMAN, D. (2008). Human alteration of the global nitrogen cycle : sources and consequences. *Ecological Applications*, 7(3):737–750.
- VITOUSEK, P., MOONEY, H., LUBCHENCO, J. et MELILLO, J. (1997). Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277(5325):494.
- VÖRÖSMARTY, C., GREEN, P., SALISBURY, J. et LAMMERS, R. (2000). Global water resources : Vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289(5477):284–288.
- VÖRÖSMARTY, C., MEYBECK, M., FEKETE, B. et SHARMA, K. (1997). The potential impact of neocastorization on sediment transport by the global network of rivers. *IAHS Publication*, (245):261–273.
- VUILLE, M., FRANCOU, B., WAGNON, P., JUEN, I., KASER, G., MARK, B. et BRADLEY, R. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers : Past, present and future. *Earth-science reviews*, 89(3-4):79–96.
- WADA, Y., van BEEK, L., van KEMPEN, C., RECKMAN, J., VASAK, S. et BIERKENS, M. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Water Resources*, 37(L20402).
- WAGENER, T., SIVAPALAN, M., TROCH, P. et WOODS, R. (2007). Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1(4):901–931.
- WAGNON, P., RIBSTEIN, P., KASER, G. et BERTON, P. (1999). Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global Planetary Change*, 22(1-4):49–58.
- WAHR, J., SWENSON, S., ZLOTNICKI, V. et VELICOGNA, I. (2004). Time-variable gravity from grace : First results. *Geophys. Res. Lett.*, 31(11):L11501.
- WEBB, B., CLACK, P. et WALLING, D. (2003). Water-air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. *Hydrological Processes*, 17(15):3069–3084.

- WEBB, B., HANNAH, D., MOORE, R., BROWN, L. et NOBILIS, F. (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22(7):902–918.
- WEBB, B. et NOBILIS, F. (2007). Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1):74–85.
- WENG, P., SANCHEZ-PEREZ, J., SAUVAGE, S., VERVIER, P. et GIRAUD, F. (2003). Assessment of the quantitative and qualitative buffer function of an alluvial wetland : hydrological modelling of a large floodplain (Garonne River, France). *Hydrological Processes*, 17(12):2375–2392.
- WESTHOFF, M., SAVENIJE, H., LUXEMBURG, W., STELLING, G., VAN DE GIESEN, N., SELKER, J., PFISTER, L. et UHLENBROOK, S. (2007). A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(4):1469–1480.
- WIGLEY, T. (2009). The effect of changing climate on the frequency of absolute extreme events. *Climatic change*, 97(1):67–76.
- WILBY, R. (2005). Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes*, 19(16):3201–3219.
- WILBY, R., CHARLES, S., ZORITA, E., TIMBAL, B., WHETTON, P. et MEARN, L. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. *Available from the DDC of IPCC TGCIA*.
- WILBY, R. et DESSAI, S. (2010). Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65:180–185.
- WILBY, R. et HARRIS, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts : Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resour. Res.*, 42(2):W02419.
- WILBY, R. et WIGLEY, T. (1997). Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21(4):530.
- WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C. *et al.* (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4):223–243.
- WOLOCK, D. et MCCABE, G. (2000). Differences in topographic characteristics computed from 100- and 1000-meter resolution digital elevation model data. *Hydrological Processes*, 14:987–1002.
- WOLOCK, D. M. et MCCABE JR., G. J. (1995). Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resour. Res.*, 31:1315–1324.
- WOLOCK, D. M. et PRICE, C. V. (1994). Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resour. Res.*, 30:3041–3052.
- WOOD, A., LEUNG, L., SRIDHAR, V. et LETTENMAIER, D. (2004). Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62(1):189–216.
- WOODS, R. A. et SIVAPALAN, M. (1997). A connection between topographically driven runoff generation and channel network structure. *Water Resour. Res.*, 33:2939–2950.
- WU, S., LI, J. et HUANG, G. H. (2007). Modeling the effects of elevation data resolution on the performance of topography-based watershed runoff simulation. *Environmental Modelling and Software*, 22(9):1250–1260. doi :10.1016/j.envsoft.2006.08.001.
- XIA, Y., PITMAN, A., GUPTA, H., LEPLASTRIER, M., HENDERSON-SELLERS, A. et BASTIDAS, L. (2002). Calibrating a land surface model of varying complexity using multicriteria methods and the Cabauw dataset. *Journal of Hydrometeorology*, 3:181–194.
- XU, C. (1999). From GCMs to river flow : a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23(2):229.

- YORK, J., PERSON, M., GUTOWSKI, W. et WINTER, T. (2002). Putting aquifers into atmospheric simulation models : an example from the mill creek watershed, northeastern kansas. *Advances in Water Resources*, 25(2):221–238.
- YOUNGER, P., TEUTSCH, G., CUSTODIO, E., ELLIOT, T., MANZANO, M. et SAUTER, M. (2002). Assessments of the sensitivity to climate change of flow and natural water quality in four major carbonate aquifers of Europe. *Geological Society London Special Publications*, 193(1):303.
- YOUNUS, M., HONDZO, M. et ENGEL, B. (2000). Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. *Journal of Environmental Engineering*, 126:518.
- YUAN, X., XIE, Z., ZHENG, J., TIAN, X. et YANG, Z. (2008). Effects of water table dynamics on regional climate : A case study over east asian monsoon area. *J. Geophys. Res.*, 113.
- ZAITCHIK, B., RODELL, M. et REICHLER, R. (2008). Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a land surface model : Results for the Mississippi River basin. *Journal of Hydrometeorology*, 9:535–548.
- ZEKTSER, I. S. et LOAICIGA, H. A. (1993). Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle : past, present and future. *J. Hydrol.*, 144(1-4):405 – 427.
- ZENG, X. et DECKER, M. (2009). Improving the numerical solution of soil moisture-based richards equation for land models with a deep or shallow water table. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1):308–319.
- ZORITA, E. et VON STORCH, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *J. Clim.*, 12:2474–2489.
- ZWOLSMAN, J. et van BOKHOVEN, A. (2007). Impact of summer droughts on water quality of the Rhine River- : a preview of climate change? *Water science and technology*, 56(4):45–55.



# 6 CV et Production scientifique

## 6.1 Curriculum Vitae

Agnès Ducharne

Née le 14 juillet 1971, à Mâcon

Mariée, 2 enfants (nés en 2001 et 2004)

Chargée de recherche CNRS à l'UMR Sisyphe

Email : [Agnes.Ducharne@upmc.fr](mailto:Agnes.Ducharne@upmc.fr)

Adresse : UMPC Case 105 - 4 place Jussieu - 75252 Paris cedex 05

### Formation

- 1993-1997 Doctorat de l'Université Paris 6, sous la direction de Katia Laval. Mention Très Honorable avec Félicitations. *Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat.*
- 1990-1994 Ecole Normale Supérieure de Paris :
  - Magistère de Biologie-Biochimie (mention AB).
  - DEA "Ecologie Générale et Production Végétale" (mention B).
- 1988-1990 Classes Préparatoires Maths-Sup et Maths-Spé Bio, Lycée du Parc, Lyon.
- 1988 Baccalauréat C (mention B).

### Fonctions et expérience professionnelle

- 2000- Chargée de recherche CNRS à l'UMR Sisyphe (Paris ; 11 ans)
- 1999-2000 Chercheur post-doc à l'UMR Sisyphe (Paris ; 1 an)
- 1997-1999 Chercheur post-doc au NASA GSFC (Greenbelt, Maryland, USA ; 2 ans)
- 1994-1997 Allocataire Moniteur Normalien à l'Université Paris 6 (Paris ; 3 ans)
- 1990-1994 Elève fonctionnaire stagiaire à l'École Normale Supérieure (Paris ; 4 ans).

### Distinctions scientifiques

- 1994 Best Poster Award, NATO Advanced Study Institute on "The role of water and the hydrological cycle in global change"
- 1999 Peer Award for Outstanding Post-Doc, Laboratory for Hydrospheric Processes, NASA/GSFC (environ 20 post-docs)
- 2010 Prime d'Excellence Scientifique, CNRS

## 6.2 Encadrement d'étudiants et jeunes chercheurs

### Niveau post-doctoral

- S. M. Sterling : ROSEORCHIDEE : Influence du changement d'occupation des terres sur l'hydrologie continentale (18 mois, 2005-2007, bourse Marie Curie, PCRD6).  
→ *Assistant Professor, Dalhousie University, Halifax, Canada, depuis juin 2009*
- F. Curie : Dénitrification dans les zones humides riveraines (24 mois, 2007-2008, financement PIREN-Seine).  
→ *Maître de Conférence à l'UMR ISTO (Université de Tours) depuis le 1/9/2010*
- V. Bustillo : Impact du changement climatique sur les cours d'eau du bassin de la Loire (27 mois, 2008-2010, financement Plan Loire, co-encadrement avec F. Moatar, UMR ISTO-Tours).  
→ *Maître de Conférence au CESBIO (UPS, Toulouse) à partir du 1/9/2011*

### Co-encadrements de thèse

- F. Curie : Caractérisation des capacités de rétention des zones humides alluviales du bassin de la Seine, à partir de leurs propriétés géomorphologiques et hydrologiques, Université Paris 6, co-directeur : H. Bendjoudi, soutenance le 01/12/2006.  
→ *Maitre de Conférence à l'UMR ISTO (Université de Tours) depuis le 1/9/2010.*
- S. Gascoin : Modélisation des transferts hydriques au sein du continuum nappes / surface / atmosphère, Université Paris 6, co-directeur : P. Ribstein, soutenance le 13/03/2009.  
→ *CR CNRS au CESBIO (Toulouse) depuis le 1/10/2010.*
- F. Saleh : Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe/rivière à l'échelle régionale, Université Paris 6, co-directeurs : E. Ledoux, L. Oudin, N. Flipo, soutenance le 15/12/2010.  
→ *Post-doc au Centre de Géosciences, MINES-ParisTech sous la direction de N. Flipo.*
- A. Campoy : Influence de l'hydrodynamique du sol sur la modélisation du changement climatique régional et de ses impacts sur les ressources en eau, Université Paris 6, co-directeur : F. Hourdin, soutenance prévue fin 2012.
- C. Magand : Impacts du changement climatique sur l'hydrologie de la Durance - Incertitudes liées aux choix de modélisation, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, co-directeur : P. Ribstein, soutenance prévue fin 2013.

### Premiers et deuxièmes cycles universitaires

- Niveau M2 : Curie, 2002 ; Carli, 2005 ; Zhao, 2007 ; Crespi, 2008 ; Labbas, 2009 ; Bourgin, 2009 ; Meza, 2011 ; Ouissa, 2011 ; Boutinot, 2011.
- Niveau M1 : L'Heureux, 2002 ; Latu, 2003 ; Lavaud, 2004 (EPF, 4ème année), Lhoste, 2005 ; Cantin, 2006 ; Bellier, 2008 ; Boulay, 2010.
- Niveau L : Bragado, Moreau, Garcia, 2001 ; Lainé, Saint-Girons, 2004 ; Garnier, Thiebaut, Roquet, 2005 ; Deleau, Melyon, Soulet, 2007 ; Geindreau, Goullet, Ratajczyk, 2011.

## 6.3 Autres activités

### Responsabilités collectives

- Au sein de l'UMR Sisyphe : animatrice des séminaires du laboratoire (2001-2004), membre élue du Conseil du Laboratoire (2001-2006), animatrice du Thème 1 "Hydrologie des surfaces continentales" (2005-2008), responsable du Thème HYDRO et directrice-adjointe (2009-2011).
- Comités scientifiques : TAOB/CNES (2001-2002), MSTP/MJENR (2003), PIREN-Seine (2000-2006), CYTRIX/EC2CO (2006-2010), Comité d'orientation du GIS-Climat (2007-2009), ONEMA (2009-), TOSCA/CNES(2009-), AESN (2010-), Comité recherche du Labex L-IPSL (2011-).
- Expertises extérieures : NSF, ANR, IPSL, PHC, Cemagref, DGRI, GICC.
- Revues d'articles : Clim. Dyn., MWR, JGR, CRAS, PCE, IAHS, HESS, J. Hydrol., Hydrology Research, WRR, J. Hydromet.
- Jurys de thèse : Favier (2004) et Ringeval (2011) comme examinatrice ; Curie (2006), Gascoin (2009) et Saleh (2010) comme co-directrice de thèse.
- Comités de thèse "extérieurs" : Kavan (Cemagref Lyon, 2006-2010), Stéfanon (LMD, 2010-).
- Organisation de manifestations scientifiques : Journée IPSL/Sisyphe (4 février 2004, Paris) ; Colloque Man and River Systems 2 (5-7 décembre 2006, Paris).
- Activités éditoriales : co-éditrice du numéro spécial HESS "Man and river systems : long-term interactions between societies and nature in regional scale watersheds" (2007).

### Principaux projets de recherche

<i>Projet</i>	<i>Coordinateur</i>	<i>Financement</i>	<i>Période</i>
AMAZALERT : Raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon	B. Kruijt	FP7	2011-2015
ALMIP2 : Hydrologie, flux d'énergie et fonctionnement de la végétation en Afrique de l'Ouest : intercomparaison et évaluation de modèles à méso-échelle	C. Peugeot	EC2CO Cytrix	2011-2012
R2D2050 : Risque, Ressource en eau et gestion Durable de la Durance en 2050	E. Sauquet	GICC	2010-2013
HYDROSOL: Influence de l'hydrodynamique du sol sur la modélisation du changement climatique régional et de ses impacts sur les ressources en eau	<b>A. Ducharne</b>	R2DS	2009-2012
ICC-HYDROQUAL : Impact du Changement Climatique sur l'hydrosystème Loire : HYDROlogie, Régime thermique, QUALité des eaux.	F. Moatar	Plan Loire	2009-2010
EAU-DYSSEE : Modélisation intégrée des hydrosystèmes	F. Habets	PIREN-Seine	2007-2010
RExHySS: Influence du changement climatique sur la ressource en eau et les extrêmes hydrologiques dans les bassins de la Seine et de la Somme	<b>A. Ducharne</b>	GICC	2007-2009
ALMIP : AMMA Land Surface Model Intercomparison Project	A. Boone, P. de Rosnay	AMMA	2006-2007
ROSEORCHIDEE: Influence du changement d'occupation des terres sur l'hydrologie continentale	<b>A. Ducharne</b>	FP6	2005-2007
Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant partiellement englacé - Zongo (Bolivie), site de l'ORE Glacioclim	P. Etchevers	ECCO PNRH	2004-2006
Modélisations couplées hydro-météorologiques d'un bassin versant fortement influencé par les nappes souterraines : Comparaison multi-modèle sur le bassin de la Somme	F. Habets	ECCO PNRH	2004-2006
Influence des caractéristiques hydrogéomorphologiques sur les capacités d'épuration des nitrates par les zones humides riveraines	<b>A. Ducharne</b>	PIREN-Seine	2002-2006
GICC-Seine : Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine	<b>A. Ducharne</b>	GICC	2002-2005
NSIPP: NASA Seasonal to Interannual Prediction Project	M. Rienecker	NASA	1997-1999
PILPS (Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes) Phase 1c	A. Henderson-Sellers	WCRP & IGBP	1994

## Activités d'enseignement

- 2010- : Modélisation hydrologique : exemple de TOPMODEL, M2 HH, UPMC, 3h (cours).
- 2006- : Prospective de l'hydrosystème Seine en 2100 : impacts croisés du changement climatique et des changements anthropiques directs, niveau M :
  - Séminaire "Géopolitique de l'eau", ED Dynamique et physico-chimie de la Terre et des planètes, Université Paris Sud, 30 mars 2006, 3h.
  - ENSTA, module MF202, 3h (2006-2007 à 2010-2011)
  - ENGREF, module Changement Climatique, 1h30 (2006-2007, 2007-2008)
  - M2 Biosphère Continentale, 3h (2007-2008)
- 2000-2005 : Enseignements en Sciences de la Terre à l'UPMC (15 à 20 heures par an)
  - Module Application des Sciences de la Terre (DEUG) : Fonctionnement d'un écosystème alluvial ; Initiation à la Climatologie.
  - Module Hydrologie et Formations Superficielles (M1) : Cycle de l'eau, évaporation et climat.
- 1994-1997 : Enseignement en DEUG de Sciences de la Vie et de la Terre (UPMC) : modules de Biologie Cellulaire et Biologie Végétale (AMN, 3 x 64h / an)
- 1992 : Remplacement pendant 4 mois d'un professeur de Mathématiques, en Première A1 (4h/semaine) à la Maison d'Éducation de la Légion d'Honneur (Saint-Denis)

## 6.4 Production scientifique

### 6.4.1 Publications en revues à comité de lecture

En préparation

32. Sterling S, Ducharne A, Polcher J, Bozec L, Rojstaczer S, Mancip M. Human appropriation of evapotranspiration is larger than previously estimated. *In prep for Nature*.
31. Gascoin S, Ducharne A, Labbas M, Ribstein P. Contribution from non-glacierized zones to the discharge of the Zongo glacier catchment (Bolivia). Qualitative assessment at present time and under climate change. *In prep for J. Hydrol.*
30. Longuevergne L, Gascoin S, Boy JP, Rinaldi S, Ducharne A, Florsch A, Hinderer J. Superconducting gravimeter measurements for land surface model assessment. *In prep for Water Resour. Res.*
29. Saleh F, Ducharne A, Oudin L, Flipo N, Ledoux E. Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1D Saint-Venant hydraulic model. *To be submitted to Hydrology and Earth System Sciences*
28. Cheruy F, Campoy A, Dupont JC, Ducharne A, Hourdin F, Haefelin M, Chiriaco M, Idelkadi A. Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Submitted to Climate Dynamics*.

Parues

27. Saleh F, Flipo N, Habets F, Ducharne A, Oudin L, Poulin M, Viennot P, Ledoux E (2011). Contribution of 1D river flow modeling to the quantification of stream-aquifer interactions in a regional hydrological model. *J. Hydrol.*, 400, 490-500.
26. Ducharne A, Sauquet E, Habets F, Déqué M, Gascoin S, Hachour A, Martin E, Oudin L, Pagé C, Terray L, Thiéry D, Viennot P (2011). Evolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*, No. 1-2011, 51-57.

25. Moatar F, Ducharne A, Thiéry D, Bustillo V, Sauquet E, Vidal JP (2010). La Loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences*, No. 12, 78-87.
24. Habets F, Gascoin S, Korkmaz S, Thiéry D, Zribi M, Amraoui N, Carli M, Ducharne A, Leblois E, Ledoux E, Martin E, Noilhan J, Ottlé C, Viennot P (2010). Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 99-117.
23. Ducharne A (2009). Reducing scale dependance in TOPMODEL using a dimensionless topographic index, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 2399-2412.
22. Boone A, de Rosnay P, Balsamo G, Beljaars A, Chopin F, Decharme B, Delire C, Ducharne A, Gascoin S, Guichard F, Gusev Y, Harris P, Jarlan L, Kergoat L, Mougin E, Nasonova O, Norgaard A, Orgeval T, Ottlé C, Pocard-Leclercq I, Polcher J, Sandholt I, Saux-Picart S, Taylor C M, Xue Y (2009). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1865-1880.
21. Gascoin S, Ducharne A, Ribstein P, Lejeune Y, Wagnon P (2009). Dependence of bare soil albedo to soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : implications for land surface modelling. *J. Geophys. Res.*, 114, D19102.
20. Curie F, Ducharne A, Bendjoudi H, Billen G (2009). Spatialization of riparian denitrification in regional-scale watersheds : Case study of the Seine river basin. *Physics and Chemistry of the Earth*, in press, doi :10.1016/j.pce.2009.02.004.
19. Gascoin S, Ducharne A, Ribstein P, Carli M, Habets F (2009). Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *J. Hydrol.*, 368, 105-116.
18. Curie F, Ducharne A, Sebilo M, Bendjoudi H (2009). Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine River basin (France). *Hydrological Processes*, 23, 655-664.
17. Gascoin S, Ducharne A, Ribstein P, Perroy, E, Wagnon P (2009). Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia). *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02405.
16. Ducharne A (2008). Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 797-810.
15. Sterling, Ducharne A (2008). Comprehensive Dataset of Global Land Cover Change for Land Surface Model Applications. *Global Biogeochem. Cycles*, 22, GB3017.
14. Ledoux E, Gomez E, Monget JM, Viavattene C, Viennot P, Ducharne A, Benoit M, Mignolet C, Schott C, Mary B (2007). Agriculture and Groundwater Nitrate Contamination in the Seine Basin. The STICS-MODCOU modelling chain. *Science of the Total Environment*, 375, 33-47.
13. Curie F, Gaillard S, Ducharne A, Bendjoudi H (2007). Geomorphological methods to characterize wetlands at the scale of the Seine watershed. *Science of the Total Environment*, 375, 59-68.
12. Ducharne A, Baubion C, Beaudoin N, Benoit M, Billen G, Brisson N, Garnier J, Kieken H, Lebonvallet S, Ledoux E, Mary B, Mignolet C, Poux X, Sauboua E, Schott C, Théry S, Viennot P (2007). Long term prospective of the Seine river system : Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375, 292-311.
11. Ducharne A, Théry S, Viennot P, Ledoux E, Gomez E, Déqué M (2003). Influence du changement climatique sur l'hydrologie de la Seine. *VertigO*, Vol. 4, No. 3. (revue canadienne en ligne)

10. Ducharne A, Golaz C, Leblois E, Laval K, Polcher J, Ledoux E, de Marsily G (2003). Development of a High Resolution Runoff Routing Model, Calibration and Application to Assess Runoff from the LMD GCM. *J. Hydrol.*, 280, 207-228.
9. Gomez E, Ledoux E, Viennot P, Mignolet C, Benoit M, Bornerand C, Schott C, Mary B, Billen G, Ducharne A, Brunstein D (2003). Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique : application au bassin de la Seine. *La Houille Blanche*, No. 3/2003.
8. Stieglitz M, Ducharne A, Koster RD, Suarez M (2001). The Impact of Detailed Snow Physics on the Simulation of Snow Cover and Subsurface Thermodynamics at Continental Scales, *Journal of Hydrometeorology*, 2, 228-242.
7. Ducharne A, Koster RD, Suarez MJ, Praveen K, Stieglitz M (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration, *J. Geophys. Res.*, 105 (D20), 24823-24838.
6. Koster RD, Suarez MJ, Ducharne A, Praveen K, Stieglitz M (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 1 : Model structure, *J. Geophys. Res.*, 105 (D20), 24809-24822.
5. Ducharne A, Laval K (2000). Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM, *J. Clim.*, 13, 4393-4413.
4. Dirmeyer PA, Zeng FJ, Ducharne A, Morrill J, Koster RD (2000). Sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes, *Journal of Hydrometeorology*, 1, 121-134.
3. Ducharne A, Koster RD, Suarez MJ, Kumar P, Stieglitz M (1999). A catchment-based land surface model for GCMs and the framework for its evaluation, *Physics and Chemistry of the Earth*, 24B, 769-773.
2. Ducharne A, Laval K, Polcher J (1998). Sensitivity of the hydrological cycle to the parameterization of soil hydrology in a GCM, *Climate Dynamics*, 14, 307-327.
1. Mahfouf JF, Ciret C, Ducharne A, Irannejad P, Noilhan J, Shao Y, Thornton P, Xue Y, Yang ZL (1996). Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS Workshop, *Global Planetary Change*, 13, 73-88.

#### 6.4.2 Actes de colloque

12. Saleh F, Flipo N, Habets F, Ducharne A, Oudin L, Poulin M, Viennot P, Ledoux E : Contribution of 1D river flow modeling to the quantification of stream-aquifer interactions in a regional hydrological model, *XVIII Conference on Computational Methods in Water Resources*, June 2010, Barcelona (Spain). Actes, 8 pp.
11. Ducharne A, Habets F, Pagé C, Sauquet E, Viennot P, Déqué M, Gascoin S, Hachour A, Martin E, Oudin L, Terray L, Thiéry D (2010). Climate change impacts on Water Resources and Hydrological Extremes in Northern France, *XVIII Conference on Computational Methods in Water Resources*, June 2010, Barcelona (Spain). Actes, 8 pp.
10. Ducharne A, Sauquet E, Habets F, Déqué M, Gascoin S, Hachour A, Martin E, Oudin L, Pagé C, Terray L, Thiéry D, Viennot P (2010). Evolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique, *Congrès "Risques d'inondations en Ile de France, 100 ans après les crues de 1910"*, SHF, Mars 2010, Paris. Actes, 8 pp.
9. Ducharne A (2007). La Seine en 2100 ? Impacts croisés du changement climatique et des pressions anthropiques directes. *86ème Congrès de l'ASTEE*, Barcelona, (Spain), 4-7 Juin 2007. Actes, 15 pp.

8. Gascoïn S, Ducharne A, Ribstein P, Wagnon P, Sicart JE (2007). Paramétrisation des flux de surface sur la moraine du glacier Zongo (Bolivie). *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*, 16-18 janvier 2007, Toulouse, France. Actes, 4 pp.
7. Brisson N, Déqué M, Diaz R, Ducharne A, Juin S, Lebonvallet S (2005). Utilisation des scénarios de changement climatique dans un modèle de culture, *Séminaire STICS*, 17-18 mars 2005, Carry-le-Rouet, France. Actes, 6 pp.
6. Ducharne A (2004). Adaptation d'un schéma de surface à vocation hydrologique au contexte hydrogéologique du bassin de la Seine, *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*, 29-30 novembre 2004, Toulouse, France. Actes, 4 pp.
5. Ducharne A, Fustec E (2003). Les zones humides - Leurs capacités de dénitrification et de rétention des pesticides, *Séminaire AESN/SAGEP Actions préventives sur les eaux souterraines : bilan et perspectives*, 24-25 juin 2003 (Fontainebleau, France). Actes, 4 pp.
4. Ducharne A, Brunstein D, Koster RD, Suarez MJ (2001). Influence of Small-Scale Topography on the Hydrologic Behavior of a Catchment-Based Land Surface Model, *International Workshop on Catchment-Scale Hydrological Modeling and Data Assimilation*, 3-5 Septembre 2001 (Wageningen, The Netherlands). Book of Abstracts, E.E. van Loon and P.A. Troch, Eds. Wageningen University, Rapport 101, pp. 51-52.
3. Ducharne A, Koster RD, Suarez MJ, Stieglitz M, Kumar P (1999). Overview of an original catchment-based land-surface model for climate studies, *Workshop on Land-Surface Modeling and Applications to Mesoscale Models*, 24-25 Juin 1999 (Boulder, USA). Preprint Volume, pp 97-100.
2. Koster RD, Suarez MJ, Ducharne A, Stieglitz M, Kumar P (1998). A New Approach to the Treatment of Sub-grid Scale Heterogeneity in Land Surface Models, *ECMWF and WCRP/GEWEX Workshop on Modelling and Data Assimilation for Land-Surface Processes*, 29 Juin - 2 Juillet 1998 (Reading, UK). Abstract étendu de 3 pages.
1. Ducharne A, Laval K (1996). Response of simulated climate to the spatial variability of hydrological processes. *Second International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle*, Juin 1996 (Washington DC, USA). Preprint Volume, pp 155-156.

#### 6.4.3 Conférences invitées

9. Ducharne A. Le changement climatique et ses impacts hydrologique. *Colloque "Eau - Assainissement et développement durable : Du discours à l'action"*, ASTEE, Avril 2011 (Paris, France).
8. Ducharne A. Impact du changement climatique sur les ressources en eau et les extrêmes hydrologiques dans le Nord de la France. *Conférences mensuelles du Laboratoire Hydrosociences Montpellier*, Mars 2010 (Montpellier, France).
7. Ducharne A. Evolution de l'hydrologie continentale au 21<sup>ème</sup> siècle. Grandes tendances en France. *Colloque "Changement climatique, impacts sur les milieux aquatiques et conséquences pour la gestion"*, ONEMA et Programme GICC, Juin 2009 (Paris, France).
6. Ducharne A, Billen G, Garnier J, Ledoux E, Viennot P : Integrated modelling of river output change during the 21st century, *EGU General Assembly*, Avril 2008 (Vienne, Autriche).
5. Ducharne A. La Seine après 2050 ? Impacts croisés du changement climatique et des pressions anthropiques directes, *Colloque annuel du Cercle Français de l'Eau*, Octobre 2007 (Paris, France).

4. Ducharne A, Curie F, Habets F, Ledoux E, Viennot P : Integrated modelling of regional water resources and their interactions with a changing environment, *Continental biosphere, vegetation and water cycle : Analyses and Prospects International Conference*, August 2007 (Paris, France).
3. Ducharne A. La Seine en 2100 ? Impacts croisés du changement climatique et des pressions anthropiques directes. *ASTEE, Congrès 2007*, Juin 2007 (Barcelona, Spain).
2. Ducharne A, Fustec E. Les zones humides - Leurs capacités de dénitrification et de rétention des pesticides, *Séminaire AESN/SAGEP Actions préventives sur les eaux souterraines : bilan et perspectives*, 24-25 juin 2003, Fontainebleau, France (actes : 3 pp).
1. Dirmeyer PA, Zeng FJ, Ducharne A, Morrill J, Koster RD (1999) : Sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes, *AMS 14th Conference on Hydrology*, Janvier 1999 (Dallas, USA).

#### 6.4.4 Ouvrages et chapitres d'ouvrage

*Man and river systems : long-term interactions between societies and nature in regional scale watersheds*. Eds. : S. Barles and A. Ducharne (2008), Hydrology and Earth System Sciences Special Issue (16 articles)

*Ecosystèmes et événements extrêmes*. Ed. : H. Décamps (2010), Rapport N°29 sur la Science et la Technologie, Académie des Sciences.

Ducharne A et l'équipe RExHySS (2010). Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme, sous-chapitre 1.1, pages 17-18 et Annexe pages 145-150.

#### 6.4.5 Bilan synthétique

Synthèse ISI Web of Knowledge (25/08/2011, accès UPMC) :

24 articles référencés, 21 articles cités, nombre moyen de citations = 21, h-factor = 11.

Articles en premier auteur : 9 articles référencés, 7 cités, h-factor = 6

Publications à comité de lecture issues d'encadrements : 16 (dont 5 in prep)

– Thèses : Curie (Nos. 13,18,20), Gascoin (Nos. 17,19,21,22,24), Saleh (Nos. 27,29), Campoy (No. 28)

– Post-docs : Sterling (Nos. 15,32), Bustillo (No. 25)

– M2 : Labbas (No. 31)

Autres publications et communication :

– 29 rapports (11 issus de co-encadrement)

– 42 communications en congrès internationaux (17 issues de co-encadrement)

– 44 communications en congrès nationaux ou workshops (9 issues de co-encadrement)

– 19 séminaires

## 7 Sélection d'articles

Les PDF des 6 articles ci-dessous, que je considère comme les plus significatifs de mon activité de recherche depuis 2000, sont joints à la suite de ce document :

- Ducharne *et al.* (2000\*) A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration, *J. Geophys. Res.*, 105 (D20), 24823-24838.
- Ducharne *et al.* (2007\*) Long term prospective of the Seine river system : Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375, 292-311.
- Gascoin *et al.* (2009a\*) Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *J. Hydrol.*, 368, 105-116.
- Curie *et al.* (2009c\*) Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine River basin (France). *Hydrological Processes*, 23, 655-664.
- Ducharne (2009\*) Reducing scale dependance in TOPMODEL using a dimensionless topographic index, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 2399-2412.
- Ducharne *et al.* (2011\*) Evolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*, No. 1-2011, 51-57.

Les PDF de mes autres articles sont accessibles sur [www.sisyphe.jussieu.fr/~agnes/publis.html](http://www.sisyphe.jussieu.fr/~agnes/publis.html)