

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Présentée et soutenue par :

Jean-Pierre VERGNES

le : vendredi 14 décembre 2012

Titre :

Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation
des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CNRM-GAME (URA1357)

Directeur(s) de Thèse :

Hervé DOUVILLE (Directeur de Thèse)

Bertrand DECHARME (Codirecteur de Thèse)

Rapporteurs :

Philippe DAVY (Rapporteur)

Agnès DUCARNE (Rapporteur)

Membre(s) du jury :

Serge CHAUZY (Président)

Anny CAZENAVE (Examineur)

Nathalie DÖRFLIGER (Examineur)

Florence HABETS (Examineur)

Bertrand DECHARME (Codirecteur de Thèse)

Hervé DOUVILLE (Directeur de Thèse)

Remerciements

Je tiens à saluer ici les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la concrétisation de ce travail de thèse de doctorat.

Mes premiers remerciements vont bien sur à Bertrand Decharme pour avoir encadré cette thèse, pour sa disponibilité, sa porte toujours ouverte me permettant de le déranger à tout instant, et pour toute l'aide et les conseils qu'il a su m'apporter pendant cette thèse. Mes remerciements vont également à Hervé Douville, qui a su garder un oeil sur le déroulement de la thèse durant ces trois années.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury pour leur participation, et pour la bonne appréciation qu'ils ont eu de ces travaux. Merci à Agnès Ducharne et Philippe Davy d'avoir accepté de faire partie de mon jury en qualité de rapporteur. Merci à Anny Cazenave, avec qui j'ai eu l'opportunité d'effectuer mon stage de fin d'étude, et qui a fortement contribué à l'obtention de ma bourse de recherche.

Un grand merci à Florence Habets pour sa collaboration et son soutien tout au long de la thèse. Par son intermédiaire, j'ai beaucoup appris en hydrogéologie via divers échanges entre Toulouse et Paris. Elle m'a aussi permis de présenter mes travaux aux États-Unis, à Urbana-Champaign, ce qui du même coup m'a fait découvrir Chicago et les paysages de l'Amérique profonde...

Merci aussi à mes collègues de bureau pour ces trois années en votre compagnie. Merci à Ramdane - ou Romain, tout dépend du côté de la Méditerranée où l'on se trouve - pour son aide précieuse en début de thèse, merci à Gaëlle, qui n'aura jamais réussi à trouver une chaise lui permettant de poser ces pieds à terre, et enfin merci à Julien, sans qui l'ambiance du bureau n'aurait certainement pas été la même.

Merci aux thésards qui ont soutenu en même temps que moi ; Matthieu, Lauriane, Camille, pour ces bons moments passés à l'EGU, la prochaine fois vous arriverez à finir votre Wiener-Schnitzel avant moi ; Gaëlle, Bouthaina qui, a n'en pas douter, nous descendra les pistes noires à l'envers les yeux bandés d'ici quelques mois. Merci également aux anciens ou futurs thésards : Yannick, Anne-So, Fanny, Émilie, Pierre... et je m'excuse d'avance pour ceux que j'aurais oubliés. Merci enfin à tous le groupe GMGEC du deuxième étage pour la bonne ambiance qu'ils savent faire régner en ces lieux.

Merci à ma famille pour leur soutien infailible depuis le début des mes études, ainsi que pour avoir supporter mes humeurs changeantes, surtout en fin de thèse. Merci à Rosine, ma soeur, à Xavier, Marius, Clémence, Léo-Paul, et Harold. Merci aussi à mes parents pour leur disponibilité, et pour avoir eu la patience de chasser les fautes d'orthographe de mon manuscrit.

Je ne peux rédiger ces remerciements sans citer les amis de Toulouse, dont une partie a, comme moi, eu l'idée saugrenue de faire une thèse après l'école d'ingénieur : Romain, Alice, Marie-Charlotte, (c'est bientôt la fin), Anne (salut doc), Vikash (on te rachètera des mains après la Norvège), JF, Viviane, Cha & Chou... N'oublions pas non plus les amis parisiens (et affiliés) : Vincent, Delphine, Batman, Cipi, (merci pour le logement à Paris), Mémèl, PDJDC (l'homme aux multiples masters)...

Résumé

Les processus hydrologiques continentaux jouent un rôle essentiel dans le système climatique global en influençant les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Récemment, plusieurs études ont souligné la nécessité de prendre en compte les eaux souterraines dans les modèles de surface continentaux utilisés dans les modélisations climatiques. L'objectif principal de cette thèse est donc de développer et d'évaluer une modélisation hydrologique globale incluant les eaux souterraines dans le système hydrologique continental ISBA-TRIP du CNRM.

Dans cette thèse, un schéma d'aquifère simplifié a été implémenté dans le modèle de routage TRIP. Ce schéma a été évalué sans couplage avec le modèle de surface ISBA sur la France à fine ($1/12^\circ$) et basse (0.5°) résolutions. Les débits et hauteurs de nappe ont été comparés à un dense réseau de mesures de débit et de hauteur de nappe, ainsi qu'aux sorties du modèle hydrométéorologique SIM. Enfin, les stocks d'eau continentale ont été comparés aux estimations du satellite GRACE. Les résultats ont montré que le schéma d'aquifère améliore les variables hydrologiques simulées par TRIP, le principal effet de l'aquifère étant de soutenir les débits d'étiage en période sèche. Cette évaluation a aussi démontré la capacité du schéma à capturer les variations spatio-temporelles de la nappe. Enfin, l'impact de la résolution sur les débits simulés s'est révélé être relativement faible.

Une méthodologie similaire a permis de construire un système de modélisation à l'échelle globale et à basse résolution utilisant le schéma d'aquifère développé dans TRIP. Les débits simulés ont été comparés à un vaste réseau de mesures de débit provenant de plusieurs organismes, le principal étant le GRDC. Les eaux souterraines améliorent les débits pour environ 70 % de ces mesures, et les détériorent pour 15 % d'entre elles. Le temps de résidence introduit par les variations basses fréquences de la nappe tend à décaler et lisser les débits et les stocks d'eau continentale simulés. Ces derniers sont de ce fait en meilleur accord avec les estimations de GRACE. Une expérience de sensibilité sur les forçages de précipitation a par ailleurs montré que le schéma d'aquifère était peu sensible aux incertitudes des précipitations.

La dernière phase de développement a consisté à coupler le schéma d'aquifère de TRIP avec le sol d'ISBA dans le but de tenir compte des éventuelles remontées capillaires de la nappe vers le sol. Ce couplage a nécessité l'utilisation de la version multicouche du schéma de sol d'ISBA. L'évaluation de cette nouvelle version sur la France et à l'échelle globale met en évidence des changements dans le bilan d'eau en surface et une amélioration significative des débits simulés. Elle révèle aussi un manque de dynamique dans le schéma de sol conduisant à sous-estimer une partie des débits et à augmenter la sensibilité à la résolution. Le principal effet des remontées capillaires est d'augmenter l'évapotranspiration durant les périodes sèches.

Des incertitudes demeurent cependant dans le système couplé ISBA-TRIP. Certaines hypothèses du schéma d'aquifère restent discutables et nécessiteraient d'être corrigées. De plus, le schéma d'aquifère remet en cause une partie des paramétrisations de la géométrie de la rivière dans TRIP. En dépit de ces incertitudes, l'impact positif des aquifères sur les variables hydrologiques simulées suggère que le schéma d'aquifère est apte à être utilisé dans des applications hydrologiques et climatiques globales, ce que confirment les premières applications à l'échelle globale du système couplé, même si des améliorations restent à apporter. L'objectif ultime sera d'introduire le système complet ISBA-TRIP dans le modèle de climat du CNRM de manière à estimer l'impact des eaux souterraines sur la simulation du climat présent et futur.

Abstract

Continental hydrological processes play an important role in the global climate system by influencing the exchange of water and energy between the land surface and the atmosphere. Recently, several studies have emphasized the need to take into account groundwater in land surface models used in climate models. The main objective of this thesis is to develop and evaluate a global hydrological modeling including groundwater in the ISBA-TRIP continental hydrological system of the CNRM.

In this thesis, a simple groundwater scheme is introduced into the global TRIP river routing model. This original scheme is first test without coupling with the ISBA land surface model over France at high and low resolutions against a dense network of in-situ observations, and is compared to the fine-tuned SIM hydrometeorological model. In addition, the simulated Terrestrial Water Storage (TWS) variations are compared to the TWS estimates from the GRACE satellite mission. Results show that the groundwater scheme allows TRIP to better capture the spatio-temporal variability of the observations. Summer base flows are particularly improved over the main rivers of France. Decreasing the horizontal resolution has a limited impact on the simulated discharges, while it slightly degrades the simulation of water table variations.

A similar methodology is used to evaluate the simple groundwater scheme implemented in TRIP at global scale using a 0.5° model resolution. The simulated river discharges are evaluated against a large dataset of gauging stations compiled from the GRDC institution and other sources, while the simulated TWS are compared to the GRACE estimates. Results show that groundwater improves the simulated river discharges for about 70 % of the gauging stations and deteriorates them for 15 %. The simulated TWS are also in better agreement with the GRACE estimates. These results are mainly explained by the lag introduced by the low-frequency variations of groundwater, which tends to shift and smooth the simulated river discharges and TWS. A sensitivity study on the global precipitation forcing used in ISBA shows that the groundwater scheme is not influenced by the uncertainties in precipitation data.

The last step of development consists in introducing the coupling between the TRIP groundwater scheme and ISBA in order to take into account the capillary rises from the water table to the soil. This coupling require to use the multi-layer version of ISBA. The evaluation of this more physically version of ISBA over France and at global scale shows changes in the surface water budget and significant improvements of the simulated river discharges. It also highlights a lack of dynamic in the soil scheme, which leads to the underestimation of the simulated annual mean discharges, and higher sensitivity to the resolution. The main effect of capillary rises is to increase evapotranspiration during dry periods.

Uncertainties remain in the fully coupled ISBA-TRIP system. Some hypothesis in the coupling formalism are questionable and will need to be investigate. Moreover, the groundwater scheme questions parts of the parameterizations introduced to describe the geometry of the river in TRIP. Despite these uncertainties, the positive impacts found on the simulated hydrological variables suggest that the groundwater scheme is robust and suitable for global hydrological and climate applications, which is confirmed by the first global applications of the fully coupled ISBA-TRIP system, even though some aspects need to be improved. The ultimate objective will be to introduce the ISBA-TRIP system with aquifers into the CNRM global climate model in order to assess the relevance of groundwater processes for the simulation of both recent and future climates.

Table des matières

Introduction	13
1 Les eaux souterraines dans le cycle hydrologique global : théorie et modélisation	17
1.1 Les bilans d'eau et d'énergie sur Terre	17
1.1.1 Le cycle hydrologique continental	18
1.1.2 Le bilan hydrique	19
1.1.3 Le bilan d'énergie	20
1.2 La modélisation des surfaces continentales	22
1.2.1 Bases théoriques de physique du sol	22
1.2.2 Les modèles de surface	25
1.2.3 Les modèles de routage	26
1.3 La modélisation des écoulements souterrains	28
1.3.1 Notions d'hydrogéologie	28
1.3.2 La dynamique des eaux souterraines	31
1.3.3 Des modèles hydrogéologiques aux modèles de surface	32
1.3.4 Le couplage avec la surface	36
2 Le système hydrologique continental ISBA-TRIP	39
2.1 Le modèle de surface ISBA	39
2.1.1 Le bilan d'énergie d'ISBA	40
2.1.2 Le réservoir de végétation	41
2.1.3 Infiltration et ruissellement	42
2.1.4 Le réservoir de neige	42
2.1.5 Le schéma de sol d'ISBA-3L	43
2.1.6 Le schéma de sol d'ISBA-DF	45
2.2 Le modèle de routage TRIP	47
2.2.1 La version initiale de TRIP	48
2.2.2 L'écoulement à vitesse variable	49
2.2.3 Le réservoir profond	49

3	Le cadre expérimental	51
3.1	La modélisation sur la France	51
3.1.1	Les caractéristiques géomorphologiques de la France	52
3.1.2	Les observations	53
3.1.3	Le système hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU	55
3.1.4	Les caractéristiques de TRIP	58
3.2	À l'échelle globale	60
3.2.1	Les données cartographiques globales	61
3.2.2	Les mesures de débit	65
3.2.3	Le forçage des simulations	67
3.2.4	Les caractéristiques de TRIP	68
3.3	Les données satellites GRACE	72
4	Développement et évaluation du schéma d'aquifère sur la France	75
4.1	L'application de TRIP sur la France	76
4.1.1	Résultats	76
4.1.2	Discussion	80
4.2	Article publié dans <i>Journal of Hydrometeorology</i>	81
4.2.1	Introduction	81
4.2.2	The Surface-Groundwater Representation	83
4.2.3	Experimental Design	84
4.2.4	Results	89
4.2.5	Discussion	99
4.2.6	Conclusion	103
4.3	Compléments	104
4.3.1	Compléments sur le développement du schéma numérique	104
4.3.2	Le comportement du schéma d'aquifère sur la France	105
4.4	Bilan et perspectives	109
4.4.1	Apport du schéma d'aquifère par rapport au réservoir linéaire	109
4.4.2	Critiques et perspectives	111
5	Introduction du schéma d'aquifère dans ISBA-TRIP	113
5.1	Résultats préliminaires à l'échelle globale	114
5.2	Article publié dans <i>Hydrological Earth System Sciences</i>	116
5.2.1	Introduction	116
5.2.2	Experimental Design	118
5.2.3	Results	121
5.2.4	Discussion	131
5.2.5	Conclusion	134
5.3	Le comportement du schéma d'aquifère à l'échelle globale	135
5.3.1	Résultats	135
5.3.2	Discussion	137
5.4	Bilan, critiques et perspectives	141

6	Vers la nouvelle physique d'ISBA-TRIP	145
6.1	Le cadre expérimental sur la France	146
6.2	Les incertitudes liées au forçage ISBA	147
6.3	Les incertitudes liées au schéma de sol d'ISBA	152
6.3.1	Le bilan hydrique d'ISBA	152
6.3.2	Les variables hydrologiques simulées par TRIP	154
6.3.3	Discussion	163
6.4	Le couplage de la nappe avec le sol d'ISBA	165
6.4.1	Formalisme	166
6.4.2	Résultats	167
6.4.3	Discussion	174
6.5	Applications à l'échelle globale	177
6.5.1	Les débits simulés	177
6.5.2	Les stocks d'eau continentale simulés	181
6.5.3	L'évapotranspiration	183
6.5.4	Conclusion	183
6.6	Bilan et perspectives	186
	Conclusions et perspectives	189
	Annexe A Sensibilité au couplage	195
	Annexe B Mise à l'équilibre	199
	Liste des acronymes	203
	Bibliographie	205

Introduction

L'eau constitue l'élément fondamental de tout organisme vivant sur Terre. Qui plus est, la planète où nous vivons est le seul astre que nous connaissons à posséder l'eau sous ses trois états gazeux, liquide et solide. Le tableau 1 donne une estimation en pourcentage de sa répartition dans les différents réservoirs terrestres. La très grande partie de cette eau est stockée dans les océans sous forme d'eau salée. Le reste constitue les réserves d'eau douce, stockées en majorité dans les glaciers et les réservoirs souterrains. Seule une petite fraction de cette eau transite entre les différents réservoirs que sont l'atmosphère, les surfaces continentales et les océans. Le *cycle de l'eau*, ou *cycle hydrologique*, désigne l'ensemble des transferts d'eau ayant lieu de manière continue entre ces compartiments. Son étude se divise en plusieurs disciplines : la météorologie, l'hydrologie de surface et l'hydrogéologie. La météorologie s'intéresse à la partie atmosphérique du cycle de l'eau, l'hydrologie de surface étudie les écoulements d'eau à la surface des continents, et l'hydrogéologie s'attache à décrire la circulation de l'eau dans le sous-sol terrestre.

En modélisation climatique, de nombreuses études numériques ont démontré l'importance du rôle de l'hydrologie continentale dans la dynamique du système climatique (Alkama et al., 2008 ; Dirmeyer, 2000, 2001 ; Douville, 2003, 2004 ; Douville et al., 2000a ; Ducharne et al., 2000 ; Gedney et al., 2000 ; Koster et al., 2000, 2002 ; Lawrence et Slater, 2008 ; Molod et al., 2004). C'est la raison pour laquelle la majorité des modèles de climat actuels intègrent une paramétrisation des processus hydrologiques continentaux via l'utilisation de *modèles de surface* (Land Surface Models (LSMs)). Ces modèles simulent les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Ils fournissent des conditions limites d'humidité et de température de surface réalistes aux modèles atmosphériques globaux (Atmospheric Global Circulation Models (AGCMs)) des modèles de climat. Ils contrôlent également la répartition des précipitations entre évaporation et ruissellement total à la surface des continents, et assurent le transfert vertical de l'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère. Du premier modèle de type « seau d'eau » (ou « bucket »), développé par Manabe (1969), jusqu'aux modèles de deuxième et troisième générations incluant l'évolution de la végétation et le cycle du carbone, (Calvet et al., 1998 ; Dai et al., 2003 ; Deardorff, 1977 ; Dickinson et al., 1986 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Sellers et al., 1986), la représentation des surfaces continentales dans les modèles de climat n'a eu de cesse de se complexifier. Ces LSMs sont le plus souvent couplés avec un *modèle de routage* (River Routing Model (RRM)) permettant d'assurer le transfert horizontal des eaux de surface dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Les RRM facilitent ainsi la validation du bilan d'eau des LSMs en donnant accès aux débits des cours d'eau, et apportent de nouvelles informations pour l'étude du cycle hydrologique à l'échelle régionale ou globale (Ducharne et al., 2003 ; Habets et al., 1999a,b ; Oki et Sud, 1998 ; Todini, 1996).

Cependant, malgré toutes ces avancées, il reste encore des efforts à fournir pour améliorer le réalisme des simulations hydrologiques à grande échelle. Par exemple, certains processus ne sont pas représentés dans les LSMs, soit en raison de coûts numériques trop importants, soit parce qu'ils ont été considérés comme étant d'une influence négligeable sur les rétroactions entre surfaces continentales et atmosphère. En outre, le manque de données pour la calibration et l'évaluation des modèles à l'échelle globale limite les possibilités pour les chercheurs d'inclure de nouveaux processus complexes à évaluer. Il reste néanmoins difficile d'imaginer que le cycle hydrologique global puisse être correctement simulé sans prendre en compte l'ensemble des processus hydrologiques impliqués. Parmi les nouvelles pistes envisagées pour améliorer les simulations hydrologiques globales, plusieurs auteurs se sont intéressés à l'impact des eaux souterraines

Réservoir	Stocks ($\text{km}^3 \times 10^3$)	Fraction des réserves totales (%)	Fraction des réserves d'eau douce (%)	Temps de résidence
Océans	1 338 000	96.5	—	2500 ans
Eaux souterraines	23 400	1.7	—	1400 ans
Eaux douces	10 530	0.76	30.1	
Glaciers et neiges permanentes	24 064	1.74	68.7	de 1600 à 9700 ans
Permafrost	300	0.0022	0.86	10 000 ans
Lacs	176.4	0.013	—	17 ans
Eaux douces	91.0	0.007	0.26	
Eaux salées	85.4	0.006	—	
Marais	11.5	0.0008	0.03	5 ans
Eau du sol	16.5	0.001	0.05	1 an
Rivières	2.12	0.0002	0.006	16 jours
Eau atmosphérique	12.9	0.001	0.04	8 jours
Eau biologique	1.12	0.0001	0.003	quelques heures
Totales d'eau	1 386 000	100	—	
Totales d'eau douce	35 029.2	2.53	100	

TAB. 1 – Répartition de l'eau sur Terre (d'après Shiklomanov et Rodda (2003))

sur l'hydrologie continentale et sur le climat. Les eaux souterraines représentent en effet 30 % du stock total d'eau douce et sont un maillon essentiel du cycle hydrologique continental. Sous l'action des forces de gravité, l'eau s'infiltre dans le sous-sol et y reste stockée pour ressurgir plus tard au niveau des sources et des rivières. En climat humide, ces réserves d'eau sont essentielles pour assurer un débit minimum dans les rivières lors des périodes d'étiage et de sécheresse. De plus, lorsque le niveau d'eau est proche de la surface, les remontées capillaires de la nappe vers le sol peuvent directement influencer les flux d'eaux et d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Enfin, leur temps de résidence dans le sous-sol peut être rapide, mais aussi très long, comme c'est le cas par exemple pour les réservoirs souterrains fossiles du Sahara. Les eaux souterraines peuvent donc jouer un rôle de régulateur à long terme des flux d'eau qui transitent sur les continents.

Malgré leur importance, les processus souterrains ne sont pas pris en compte dans la plupart des modélisations climatiques actuelles. En général, seul un drainage résiduel est autorisé à la base du sol pour simuler la composante lente du cycle de l'eau. Les principales raisons de cette absence de processus souterrain viennent, d'une part, du manque de données hydrogéologiques globales permettant de calibrer les paramètres intrinsèques à leur modélisation et, d'autre part, du peu d'observations disponibles à grande échelle nécessaires à la validation de leur simulation. De plus, la grande taille des mailles utilisées en modélisation climatique pousse la plupart des modélisateurs à considérer la fine couche de sol des LSMs comme étant l'unité hydrologique fondamentale, délaissant ainsi les processus souterrains plus lents (Yeh et Eltahir, 2005a). De récentes études ont cependant démontré le potentiel des eaux souterraines à agir sur le bilan d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère, et ce, plus particulièrement en zone humide où la nappe est proche de la surface (Koster et Suarez, 2001 ; Levine et Salvucci, 1999 ; Salvucci et Entekhabi, 1995 ; Yeh et Eltahir, 2005a ; Yeh et al., 1998). Ainsi, la variabilité basse fréquence des réservoirs souterrains contribue à améliorer la mémoire à long terme du contenu en eau du sol des LSMs, et donc des flux entre la surface et l'atmosphère (Bierkens et Hurk, 2007 ; Fan et al., 2007 ; Lam et al., 2011 ; van den Hurk et al., 2005). Compte tenu du fait que la plupart des processus hydrologiques impliqués dans les LSMs sont fortement dépendant du contenu en eau du sol, l'inclusion des réservoirs souterrains dans les LSMs s'avère être un enjeu majeur pour l'amélioration des modélisations hydrologiques à grande échelle. C'est pourquoi, depuis plusieurs années, les études sur la représentation des eaux souterraines dans les LSMs se sont multipliées. Deux types de développement se distinguent selon les échelles spatio-temporelles considérées et

les objectifs associés. Les applications régionales d'étude du climat, ou de la ressource en eau, s'orientent plutôt vers l'utilisation d'un modèle hydrogéologique régional à fine échelle couplé à un modèle de surface (Anyah et al., 2008 ; Fan et al., 2007 ; Gutowski et al., 2002 ; Habets et al., 1999a,b ; Habets et al., 2008 ; Maxwell et Miller, 2005 ; Miguez-Macho et al., 2007 ; York et al., 2002). À l'inverse, les développements effectués pour des applications globales à basse résolution considèrent la colonne de sol comme un tout. Ces modèles représentent en général le réservoir aquifère en rajoutant une couche profonde sous la colonne de sol existante (Liang et al., 2003 ; Niu et al., 2007 ; Yeh et Eltahir, 2005a,b). Dans les deux cas, la détermination des paramètres du sous-sol et l'évaluation des hauteurs de nappe d'eau souterraine s'avèrent délicates. Les études régionales passent souvent par des phases de calibration et de validation en comparant les données observées avec les variables hydrologiques simulées. Cette méthode donne généralement de bons résultats, mais elle nécessite un grand nombre d'observations et représente un coût numérique important. De telles contraintes ne sont pas envisageables pour des modélisations à l'échelle globale. De plus, les hauteurs de nappe simulées par ces modèles sont représentatives de l'état moyen du niveau des nappes dans la maille considérée. Leur comparaison avec des mesures locales de hauteur d'eau devient difficile dès lors que la taille de la maille augmente, ce qui est donc un handicap pour les modèles de surface globaux actuels.

Face à ce type de problème, l'arrivée des nouvelles techniques de télédétection spatiale en tant qu'outil d'observation de la Terre a permis le développement de nouvelles applications hydrologiques jusqu'ici inenvisageables à l'échelle globale. L'étude des variations du niveau de la mer (Cazenave et al., 2001) en est un exemple, ou encore la cartographie des plaines d'inondations (Prigent et al., 2001). La mission satellitaire Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), lancée en 2002, mesure quant à elle les variations mensuelles du champ de gravité terrestre à des résolutions de l'ordre de 300 km (Tapley et al., 2004 ; Wahr et al., 2004). Une fois converties en variations de masse d'eau, ces mesures fournissent un moyen sans précédent pour estimer les variations de stocks d'eau continentale à l'échelle globale (Chen et al., 2005 ; Ramillien et al., 2004 ; Schmidt et al., 2006 ; Swenson et al., 2006). En hydrologie, un nombre important d'applications se sont développées à partir de l'utilisation des données GRACE (Ramillien et al., 2008). Les différentes composantes hydrologiques du bilan d'eau en surface peuvent en effet être estimées à partir des estimations de stocks d'eau continentale, soit directement (Frappart et al., 2006 ; Rodell et al., 2009 ; Velicogna et Wahr, 2006a,b), soit en les combinant avec des observations (Rodell et al., 2004 ; Yeh et al., 2006) ou des sorties de modèle (Rodell et al., 2007 ; Syed et al., 2005, 2007 ; Syed et al., 2008, 2009). Les données GRACE peuvent aussi servir à contraindre les modèles de surface (Lo et al., 2010 ; Werth et al., 2009). Enfin, ces données ont également été utilisées pour évaluer les simulations hydrologiques à grande échelle (Alkama et al., 2010 ; Decharme et al., 2010 ; Dijk et al., 2011 ; Güntner, 2008 ; Ngo-Duc et al., 2007 ; Niu et Yang, 2006 ; Swenson et Milly, 2006). En particulier, Niu et al. (2007) et Leung et al. (2011) ont prouvé qu'il était possible d'utiliser ce type de données pour l'évaluation des schémas d'aquifère développés à grande échelle. C'est également par ce biais que nous évaluerons une partie des résultats présentés dans cette thèse.

Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le modèle de surface Interactions Sol Biosphere Atmosphère (ISBA) (Noilhan et Planton, 1989) est utilisé pour modéliser les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Le modèle de routage Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) (Oki et Sud, 1998) est ensuite chargé de transférer le ruissellement total simulé par ISBA à l'exutoire des bassins versants, fournissant ainsi des débits réalistes au modèle d'océan, et fermant le cycle hydrologique global. La combinaison de ces deux modèles forment le système hydrologique continental (Continental Hydrological System (CHS)) ISBA-TRIP. Le modèle de routage TRIP est basé sur une équation linéaire simplifiée. Dans sa version de base, TRIP ne fait pas de distinction entre le ruissellement de surface, constituant la composante rapide des débits, et le drainage profond censé alimenter les réservoirs souterrains. Une option de TRIP permet néanmoins de retarder la contribution du drainage profond au débit en stockant temporairement ce drainage dans un réservoir souterrain simplifié à longue constante de temps (Arora et al., 1999 ; Decharme et al., 2010). Cette composante lente du débit permet ainsi la représentation d'un débit de base en période sèche. Cependant, une telle approche n'in-

clut pas de variation explicite du niveau des nappes. Aucune interaction avec ISBA ne peut être modélisée, et les débits simulés par TRIP ne sont pas toujours suffisamment réalistes. En comparant les stocks d’eaux estimés par GRACE et simulés par ISBA-TRIP, Alkama et al. (2010) et Decharme et al. (2010) insistent sur la nécessité d’inclure une représentation explicite de la nappe dans le modèle pour obtenir un comportement plus réaliste des interactions entre réservoirs souterrains et surfaces continentales.

L’objectif principal de cette thèse est d’implémenter un schéma d’aquifère simple dans le CHS ISBA-TRIP utilisé au CNRM pour résoudre les flux à l’interface sol-végétation-atmosphère. Le schéma de nappe sera d’abord développé et validé à l’échelle de la France, puis appliqué à l’échelle globale. Dans les deux cas, les variables hydrologiques simulées seront comparées à des observations in-situ et aux estimations de stocks d’eau de GRACE.

Afin d’introduire le contexte scientifique dans lequel se place cette thèse, le chapitre 1 s’attachera à rappeler les principaux mécanismes physiques mis en jeu dans le cycle hydrologique à l’échelle globale. Un accent sera mis sur les relations entre réservoirs d’eau souterraine, surface continentale, et atmosphère. Un bref historique des modèles de surface et un état de l’art sur la représentation des réservoirs souterrains dans les modèles de surface compléteront ces rappels théoriques. Le chapitre 2 sera consacré à la description des principales caractéristiques d’ISBA et du modèle de routage TRIP. Le lecteur trouvera ensuite dans le chapitre 3 la description des données ayant servies à bâtir et évaluer le modèle d’aquifère sur la France et à l’échelle globale. L’évaluation du schéma d’aquifère sur la France fera l’objet du chapitre 4. Cette partie concernera principalement le développement du schéma d’aquifère dans TRIP et sa validation sur la France. Cette validation s’effectuera en mode « off-line », c’est-à-dire en utilisant des données de ruissellement et de drainage provenant d’une simulation d’ISBA indépendante. Les versions de TRIP avec et sans nappes seront comparées afin d’évaluer l’impact des aquifères sur les simulations de débits. Les variables hydrologiques simulées seront comparées aux observations de débit et de hauteur de nappe disponible sur la France, aux estimations de stocks d’eau de GRACE, ainsi qu’aux sorties du modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM). Cette partie proposera également une étude sur la sensibilité du modèle à la résolution et aux paramètres géologiques du sous-sol. Le chapitre 5 présentera l’adaptation et l’évaluation à l’échelle globale du schéma d’aquifère développé dans TRIP, toujours en mode off-line. Tout comme dans le cas de la France, les résultats seront comparés aux données GRACE et à un réseau global de mesures de débit, constitué en majorité de données issues du Global Runoff Data Centre (GRDC) et complétées par plusieurs sources nationales ou régionales. Enfin, le chapitre 6 sera consacré à la description de la nouvelle physique d’ISBA-TRIP intégrant le schéma de sol multicouche d’ISBA. Nous nous attacherons en particulier à décrire le couplage du schéma d’aquifère de TRIP avec ce schéma de sol, de manière à évaluer l’impact des remontées capillaires de la nappe sur le bilan hydrique de surface, à l’échelle de la France. En guise de perspective, les premières applications à l’échelle globale d’ISBA-TRIP, entièrement couplé avec les aquifères, seront présentées.

Chapitre 1

Les eaux souterraines dans le cycle hydrologique global : théorie et modélisation

Le but de ce chapitre est de fournir au lecteur les bases théoriques nécessaires à la bonne compréhension des phénomènes hydrogéologiques mis en jeu dans la suite de ce manuscrit. Après une description succincte du cycle hydrologique et de ses composantes, nous nous intéresserons aux processus hydrologiques ayant lieu sur les continents et à leur représentation dans les modèles de climat. Une large part de ce chapitre s'attardera sur la description des processus souterrains du cycle de l'eau, en mettant l'accent sur les concepts géologiques et hydrogéologiques utiles à la compréhension des hypothèses simplificatrices effectuées lors du développement et de l'évaluation du modèle d'aquifère présenté dans les chapitres suivants. Cette description sera en outre l'occasion d'établir un état de l'art de la modélisation hydrogéologique et de ses relations avec les modèles de surface utilisés en science du climat.

Sommaire

1.1	Les bilans d'eau et d'énergie sur Terre	17
1.1.1	Le cycle hydrologique continental	18
1.1.2	Le bilan hydrique	19
1.1.3	Le bilan d'énergie	20
1.2	La modélisation des surfaces continentales	22
1.2.1	Bases théoriques de physique du sol	22
1.2.2	Les modèles de surface	25
1.2.3	Les modèles de routage	26
1.3	La modélisation des écoulements souterrains	28
1.3.1	Notions d'hydrogéologie	28
1.3.2	La dynamique des eaux souterraines	31
1.3.3	Des modèles hydrogéologiques aux modèles de surface	32
1.3.4	Le couplage avec la surface	36

1.1 Les bilans d'eau et d'énergie sur Terre

Le *cycle hydrologique*, ou *cycle de l'eau*, désigne le mouvement perpétuel de l'eau sur Terre sous ses trois formes liquide, solide et gazeuse. Ce mouvement s'effectue entre les différents réservoirs d'eau que sont l'atmosphère, les océans, les glaciers et les eaux souterraines. Le moteur de ce cycle est le Soleil qui, grâce à son apport d'énergie, favorise l'évaporation et entraîne toutes les autres étapes du cycle de l'eau. L'estimation des quantités d'eau passant par chacune de ces étapes peut se faire à l'aide d'une équation qui établit le *bilan hydrique* entre les entrées et les sorties d'un système hydrologique. Ce système peut s'appréhender à différentes échelles, du

bassin versant jusqu'au continent. La quantité d'énergie disponible à la surface de la Terre est définie par le *bilan radiatif*, ou *rayonnement net*. Cette énergie peut se transformer sous d'autres formes d'énergie par de multiples mécanismes physiques ou biologiques à la surface.

La figure 1.1 résume l'ensemble des processus impliqués dans le cycle de l'eau. La première étape du cycle hydrologique est marquée par l'*évaporation* de l'eau des océans et des surfaces continentales via l'énergie apportée par le Soleil. Elle s'élève ensuite vers l'atmosphère, se condense sous forme de gouttelettes dans les nuages, puis est transportée sous l'action de la circulation atmosphérique. Lorsque les conditions de températures et de pression le permettent, elle est restituée aux continents et aux océans sous forme de *précipitations* liquides, les pluies, ou solides, la neige.

1.1.1 Le cycle hydrologique continental

Sur les surfaces continentales, une partie de ces précipitations est interceptée par la végétation au niveau de leurs canopées. Il s'agit du phénomène d'*interception*. L'eau peut y rester stockée, ou bien ruisseler jusqu'au sol et former le *ruissellement de la canopée*. Elle peut aussi rejoindre l'atmosphère sous forme de vapeur via le processus d'*évaporation directe de la canopée*. Dans les zones froides, les précipitations solides peuvent aussi être partiellement stockées à la surface de la végétation ou du sol nu, ou bien s'accumuler dans les glaciers ou manteaux neigeux saisonniers. L'énergie du soleil engendre alors les processus de *sublimation* et de *fonte* de la neige. Le premier restitue la neige à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, le deuxième lui permet d'atteindre le sol sous forme liquide. Cette neige fondue, associée à la pluie non-interceptée par la canopée, rejoint le ruissellement de la canopée pour contribuer au *ruissellement de surface*, et ainsi alimenter les fleuves et les rivières. Dans les zones où le terrain est suffisamment perméable, une partie de l'eau atteignant le sol peut aussi s'infiltrer et atteindre les couches superficielles du sol. On parle dans ce cas d'*infiltration*. L'eau emmagasinée dans le sol constitue l'*humidité du sol*. Elle peut y rester stockée soit sous forme liquide, soit sous forme solide (gel) si les conditions de température le permettent. L'eau présente à la surface du sol peut directement s'évaporer ; c'est

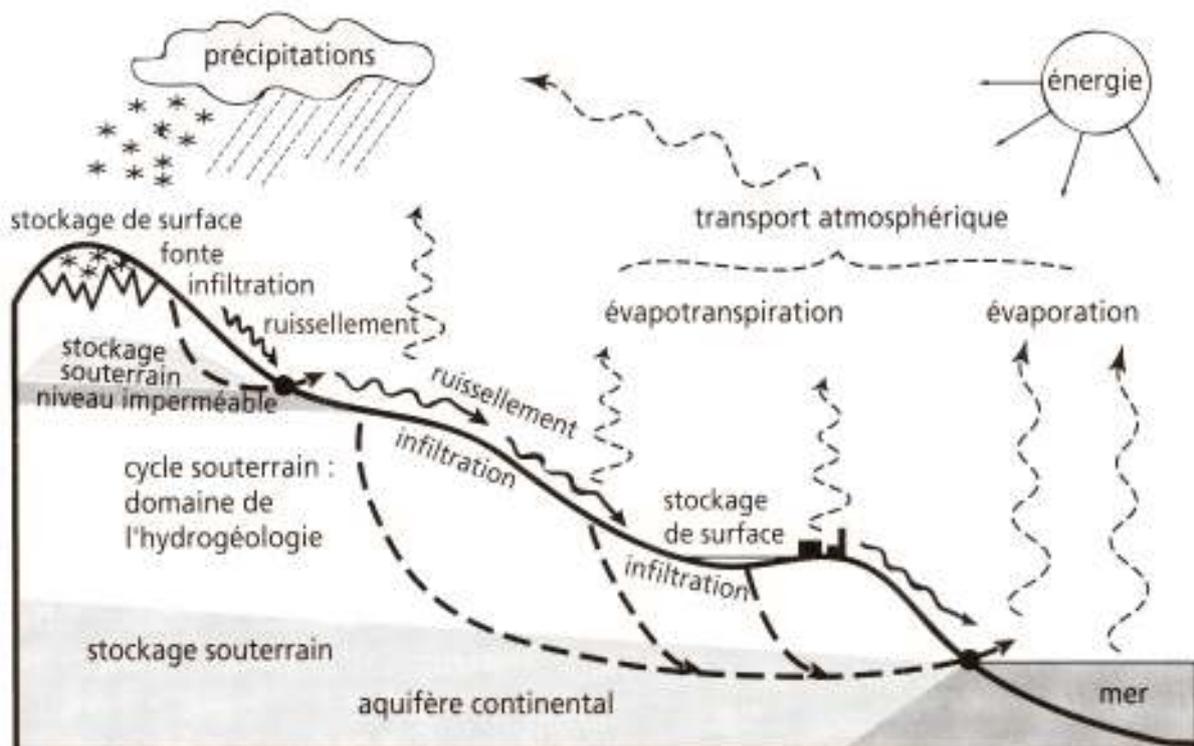


FIG. 1.1 – Le cycle de l'eau (d'après Gilli et al. (2008))

l'évaporation du sol nu et/ou la sublimation de la glace. L'eau des couches plus profondes peut aussi être utilisée par les végétaux et rejoindre l'atmosphère sous forme de vapeur via le phénomène de *transpiration*. Ces deux phénomènes d'évaporation et de transpiration sont regroupés sous le terme d'*évapotranspiration*.

Une partie des eaux infiltrées dans le sol atteint les zones les plus profondes et alimente les *réservoirs d'eau souterraine*. On parle de *drainage gravitaire*, ou *percolation*, de l'eau du sol vers les réservoirs souterrains. L'eau souterraine circule ensuite dans le sous-sol sous l'effet de la pente induite par le relief, et rejoint la surface au niveau des sources ou des cours d'eaux. Sous certaines conditions, et plus particulièrement en climat humide, lorsque la nappe est proche de la surface, l'eau de la nappe peut remonter dans le sol via les phénomènes de *remontées capillaires*. Les eaux souterraines peuvent dans ce cas contribuer à l'évapotranspiration ; on parlera alors de *reprise évaporative* de la nappe.

Sur les continents, le ruissellement de surface et le drainage en profondeur définissent le *ruissellement total*. Une large partie de ce ruissellement retourne vers l'océan. Le reste peut être soit temporairement stocké dans de vastes plaines d'inondations, soit s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer à nouveau et ainsi compléter le cycle hydrologique continental.

1.1.2 Le bilan hydrique

On peut appréhender le cycle de l'eau selon différentes échelles d'espace correspondant à différents systèmes hydrologiques. Pour étudier le fonctionnement de ces systèmes, on quantifie les volumes d'eau circulant dans les différents réservoirs en effectuant des bilans de masse entre les entrées et les sorties appelé *bilan hydrique*. Un tel bilan exprime que la différence entre le débit entrant et le débit sortant d'un système hydrologique donné est égale à la variation du volume d'eau dans ce système au cours de la période considérée. Le schéma présenté sur la figure 1.2 résume les principaux systèmes hydrologiques rencontrés.

En hydrologie, l'unité géographique de base est le *bassin versant*, ou *bassin hydrologique*. Le bassin versant est une portion de territoire hydrologiquement close où tous les excédents d'eau provenant des précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire. Il est généralement délimité par sa ligne de crête, excepté dans certain cas, en particulier lorsqu'une partie de l'eau circule dans le sous-sol et peut être évacuée du système de façon occulte, par exemple dans un autre bassin ou dans la mer. Sur un bassin versant, le *bilan hydrique* effectué sur une période Δt (s) s'écrit :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - Q_s - Q_g - ET \quad (1.1)$$

avec P ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) les précipitations, Q_s ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) le ruissellement de surface, Q_g ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) les écoulements souterrains, ET ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) l'évapotranspiration et ΔW (kg m^{-2}) les variations de masse d'eau à l'intérieur du bassin versant, ramenées à la surface du bassin versant. En hydrologie, ce bilan s'effectue sur une année hydrologique, période de 12 mois choisie pour que les variations des réserves soient minimales. En terme de variation climatique, il est important de considérer une période minimale de 10 ans, si possible avec des mesures en continu, pour pouvoir travailler ensuite sur une année hydrologique représentative.

En hydrogéologie, l'étude des écoulements souterrains s'effectue à l'échelle du bassin aquifère. Un *aquifère* est une structure géologique perméable contenant de l'eau, comme par exemple les alluvions des rivières ou les plateaux calcaires. Cette eau y pénètre par infiltration et en ressort dans les milieux récepteurs comme la mer, les lacs, les rivières ou même d'autres aquifères. Un aquifère se caractérise par sa géométrie et par les caractéristiques hydrogéologiques de la roche qui le compose : lithologie, perméabilité, porosité, etc. L'aquifère permet un stockage de l'eau plus ou moins important et plus ou moins long. Le transit peut ainsi aller de quelques heures à plusieurs milliers d'années. Nous reviendrons plus en détail sur ces notions dans la suite de ce chapitre. Pour un aquifère, le bilan de masse simplifié peut s'écrire :

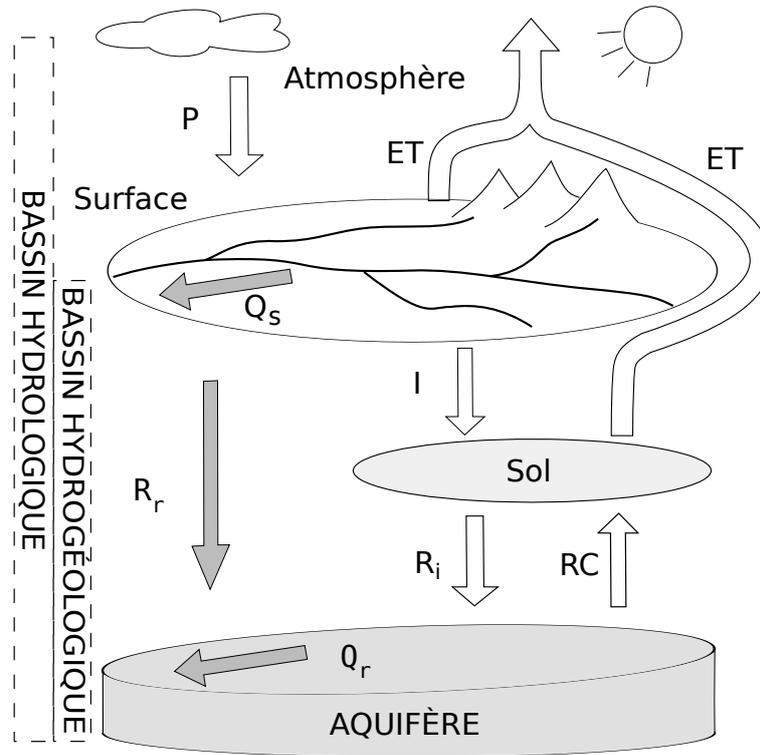


FIG. 1.2 – Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère

$$\frac{\Delta W_g}{\Delta t} = R_r + R_i - RC - Q_g \quad (1.2)$$

avec R_r ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) la recharge de la nappe provenant des eaux de surface (rivière, lacs, etc.), R_i ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) la recharge issue de l'infiltration I ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) de l'eau de pluie dans le sol, RC ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) les remontées capillaires dans le sol, et enfin ΔW_g la variation du stock d'eau emmagasinée dans l'aquifère. Q_g inclut les écoulements souterrains vers l'océan et la contribution de la nappe aux eaux de surface, ce qui comprend notamment les communications avec la rivière. Lorsque l'eau infiltrée atteint la nappe, son transit se fait avec une composante horizontale prédominante en direction de l'exutoire ou des cours d'eau. Ce flux souterrain forme avec le ruissellement de surface le ruissellement total.

Si on s'intéresse à une période de temps relativement longue, le bilan d'eau sur un bassin versant est à l'équilibre, c'est à dire que la variation de stock ΔW entre le début et la fin de la période est nulle. Cependant, les écoulements souterrains peuvent se produire de façon occulte dans les aquifères, dépassant les limites du bassin versant considéré. On parlera alors de *bassin hydrogéologique* pour désigner la partie souterraine contenant l'eau, d'une portion, de la totalité, ou de plusieurs bassins hydrologiques. Il peut être constitué d'un ou plusieurs bassins aquifères.

1.1.3 Le bilan d'énergie

Nous l'avons évoqué précédemment, le Soleil constitue la source principale d'énergie non seulement pour le cycle de l'eau, mais également pour l'ensemble des processus dynamiques de la Terre. Son énergie arrive sur Terre sous forme de *rayonnement solaire incident*. Une partie de ce rayonnement est réfléchi vers l'espace, une autre est absorbée par l'atmosphère et par la surface terrestre. La part d'énergie réfléchi par la surface dépend de son *albédo* α . Une faible valeur de α signifie une forte absorption d'énergie, et inversement. La Terre réémet ensuite un *rayonnement infrarouge* vers l'espace.

Le bilan radiatif est équilibré à l'échelle de notre planète ; la Terre reçoit autant d'énergie radiative du Soleil qu'elle en réémet vers l'espace. En revanche, il existe des déséquilibres locaux

dus à la sphéricité de la Terre. La surface reçoit un rayonnement plus important dans les zones équatoriales que dans les zones polaires (cf. figure 1.3).

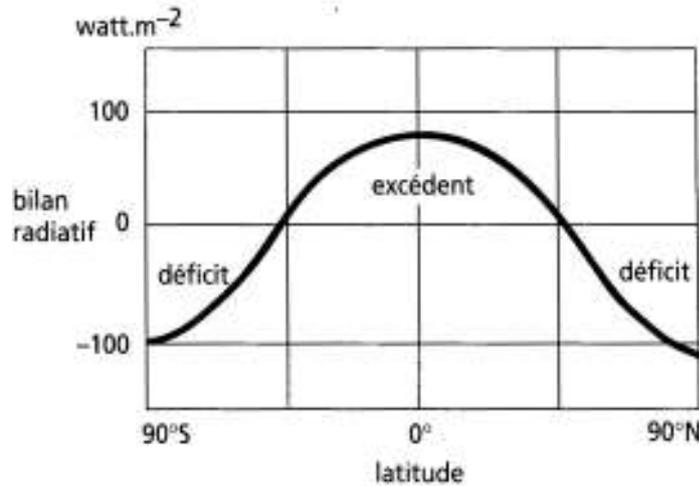


FIG. 1.3 – Le bilan radiatif (d'après Gilli et al. (2008))

Pour compenser ces déséquilibres, le surplus d'énergie à l'équateur est transféré aux pôles via les circulations atmosphériques et les courants océaniques. Ces transferts d'énergie entre surface et atmosphère s'effectuent sous forme de *chaleur sensible* H (W m^{-2}) et de *chaleur latente* LE (W m^{-2}). H correspond à la quantité de chaleur échangée par convection entre la surface et l'atmosphère. LE définit la quantité d'énergie nécessaire pour évaporer l'eau de la surface terrestre vers l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est donc associé à la quantité de vapeur d'eau évaporée dans l'atmosphère. Cette chaleur sera par la suite libérée dans l'atmosphère lors de sa condensation dans les nuages. H est directement proportionnelle à la différence de température entre le sol, T_s (K), et l'atmosphère, T_a (K) :

$$H = c_p \rho_a C_H V_a (T_s - T_a) \quad (1.3)$$

De même, l'intensité de LE est déterminée par la différence d'humidité spécifique entre l'air, q_a (kg kg^{-1}), et le sol, q_s (kg kg^{-1}) :

$$LE = L_v \rho_a C_H V_a (q_s - q_a) \quad (1.4)$$

ρ_a (kg m^{-3}) est la densité de l'air, V_a (m s^{-1}) la vitesse du vent et C_H un coefficient sans dimension d'échange dépendant de la stabilité de l'atmosphère. c_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) et L_v (J kg^{-1}) sont respectivement la chaleur spécifique de l'air et la chaleur latente de vaporisation, énergie nécessaire pour évaporer 1 kg d'eau.

À la surface des continents, le *rayonnement net* R_n correspond à l'énergie radiative disponible pour les échanges d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère :

$$R_n = R_g(1 - \alpha) + R_a - R_t \quad (1.5)$$

avec R_g (W m^{-2}) le rayonnement solaire, R_a (W m^{-2}) le rayonnement infrarouge descendant de l'atmosphère et R_t (W m^{-2}) le rayonnement infrarouge des surfaces continentales.

Enfin, le transport de la chaleur dans le sol s'effectue par conduction via le flux de chaleur dans le sol G (W m^{-2}). Le bilan de ces flux, résumé sur la figure 1.4, constitue le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère et s'écrit :

$$\frac{\Delta \Theta}{\Delta t} = R_n - G - H - LE \quad (1.6)$$

Le terme $\Delta\Theta$ correspond à la variation temporelle du stockage d'énergie Θ (J m^{-2}) dans le sol sur une période Δt .

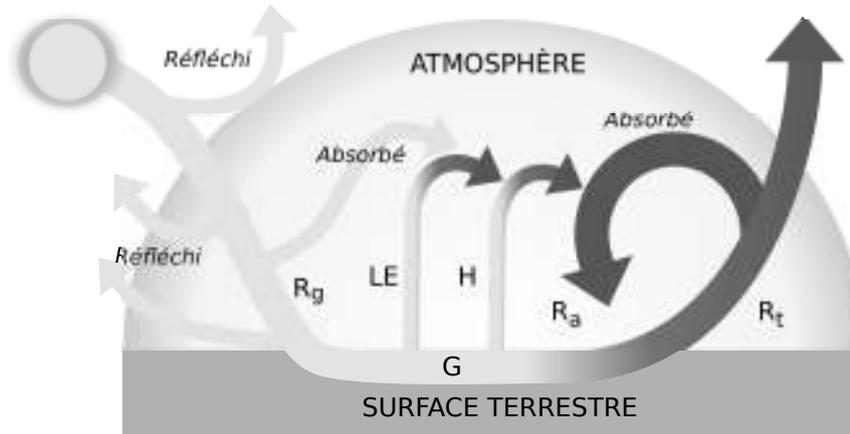


FIG. 1.4 – Le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère

Ce bilan d'énergie est lié au bilan d'eau vu précédemment par le terme de flux de chaleur de latente. Il est alors nécessaire de prendre en compte ces deux bilans si l'on veut rendre compte des échanges à l'interface sol-atmosphère dans les modèles de surface. Nous verrons au chapitre 2 comment ces bilans sont représentés dans le modèle de surface ISBA.

1.2 La modélisation des surfaces continentales

Nous avons brièvement évoqué dans l'introduction le rôle joué par l'hydrologie continentale dans le système climatique. En modélisation climatique, les modèles de surface (Land Surface Model (LSM)) sont chargés de représenter ces processus dans le but de fournir des conditions limites réalistes à la base des modèles atmosphériques. Un modèle de routage en rivière (River Routing Model (RRM)) leur est souvent associé dans le but d'assurer les transferts horizontaux de l'eau, acheminant ainsi l'eau aux embouchures des fleuves et fermant le cycle hydrologique global. Pour bien comprendre leur rôle et la nécessité d'y inclure une représentation plus physique des écoulements souterrains, il convient d'abord de rappeler les principes physiques mis en jeu dans la modélisation des sols.

1.2.1 Bases théoriques de physique du sol

Le sol : un milieu poreux

Le *sol* désigne la couche superficielle meuble de la croûte terrestre formée par l'altération de la roche mère présente dans le sous-sol. Il est constitué d'un agrégat de particules solides d'origine organique (humus, racine, insecte, ...) et/ou minérale (sables, limons, argiles, ...), contenant un certain pourcentage de vide, et que l'on appelle milieux poreux. Ces vides peuvent être interconnectés entre eux et contenir de l'air et de l'eau en diverses proportions. On définit ainsi la *porosité totale* :

$$\text{porosité totale} = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total du sol}} \quad (1.7)$$

Si des fissures sont présentes dans la roche constituant le sol, on parlera de porosité de fissure en opposition à la porosité d'interstice des milieux poreux. À noter que ces deux types de porosité peuvent coexister au sein de certaines roches telles que le calcaire ou le grès.

Les roches peuvent se classer selon leur degré de compaction. Dans les roches meubles *non-consolidées*, les agrégats sont indépendants les uns des autres. À l'inverse, ils sont intimement

soudés entre eux dans les roches *consolidées*. Les roches non-consolidées ont en général une porosité plus forte que les roches consolidées. Par exemple, le sable, roche non-consolidée, a une porosité aux alentours de 40 % plus forte que son homologue consolidé, le grès, à environ 35 %. Le tableau 1.1 fournit des exemples de valeurs de porosité pour quelques types de roche.

D'un point de vue hydrologique, le sol constitue l'interface entre l'atmosphère et l'aquifère. Il étale le signal d'entrée dans le temps et sert à tamponner le transit de l'eau dans le sol. En milieu poreux, l'eau de pluie s'infiltré et forme un *front d'infiltration*, ou *profil d'humidité*. On quantifie ainsi l'eau stockée dans les pores du sol grâce au *contenu en eau volumique du sol* w ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), encore appelée *humidité du sol* :

$$w = \frac{\text{Volume d'eau dans le sol}}{\text{Volume total du sol}} \quad (1.8)$$

On distingue deux zones dans le sol : la *zone non-saturée* et la *zone saturée* (cf. figure 1.5). Dans la zone non-saturée, l'air et l'eau coexistent dans les pores du sol. w y varie dans le temps et dans l'espace de 0 pour un sol complètement sec jusqu'au *contenu en eau volumique à saturation*, w_{sat} , pour un sol saturé en eau, c'est-à-dire un sol dont les pores sont totalement remplis d'eau. Notons que w_{sat} correspond à la porosité totale définie à l'équation 1.7. Ce domaine à partir duquel le sol est complètement saturé, est appelé zone saturée. On appelle cette zone saturée en permanence la *nappe d'eau souterraine*. Nous reviendrons en détail sur ces notions dans la dernière section de ce chapitre.

Roches non-consolidées		Roches consolidées	
Argile	0.42	Schiste	0.06
Sable	0.39	Grès	0.35
Gravier	0.32	Granite	0.45
Limon	0.46	Calcaire	0.30
Loess	0.49	Basalte	0.17
Sables éoliens	0.38		

TAB. 1.1 – Valeurs de porosité pour quelques types de roche (d'après Morris et Johnson (1967))

La loi de Darcy et les écoulements d'eau dans le sol

L'état énergétique de l'eau dans le sol est caractérisé par le potentiel hydrique. Ce dernier est la somme de l'énergie cinétique et de l'énergie potentielle de l'eau du sol. Compte-tenu des faibles vitesses de l'eau dans le sol, et plus généralement dans les milieux souterrains, le premier terme peut être négligé. On définit alors le *potentiel total*, ou *charge hydraulique*, H (m) comme étant la somme du *potentiel gravitationnel* z (m) et du *potentiel hydrique* (ou de pression) ψ (m) :

$$H = z + \psi \quad (1.9)$$

Le terme z correspond à l'altitude du point considéré, et ψ est défini par :

$$\psi = \frac{p}{g\rho_w} \quad (1.10)$$

avec p (Pa) la pression de l'eau par rapport à la pression atmosphérique, g (m s^{-2}) l'accélération de la pesanteur et ρ_w (kg m^{-3}) la masse volumique de l'eau, supposée constante.

L'écoulement de l'eau dans le sol est dû aux différences de charge hydraulique, ou gradient hydraulique, qui permettent à l'eau de s'écouler de la charge la plus élevée vers la moins élevée. En milieu poreux, la vitesse de cet écoulement est régie par la *loi de Darcy* découverte en 1856, et dont la forme générale s'écrit :

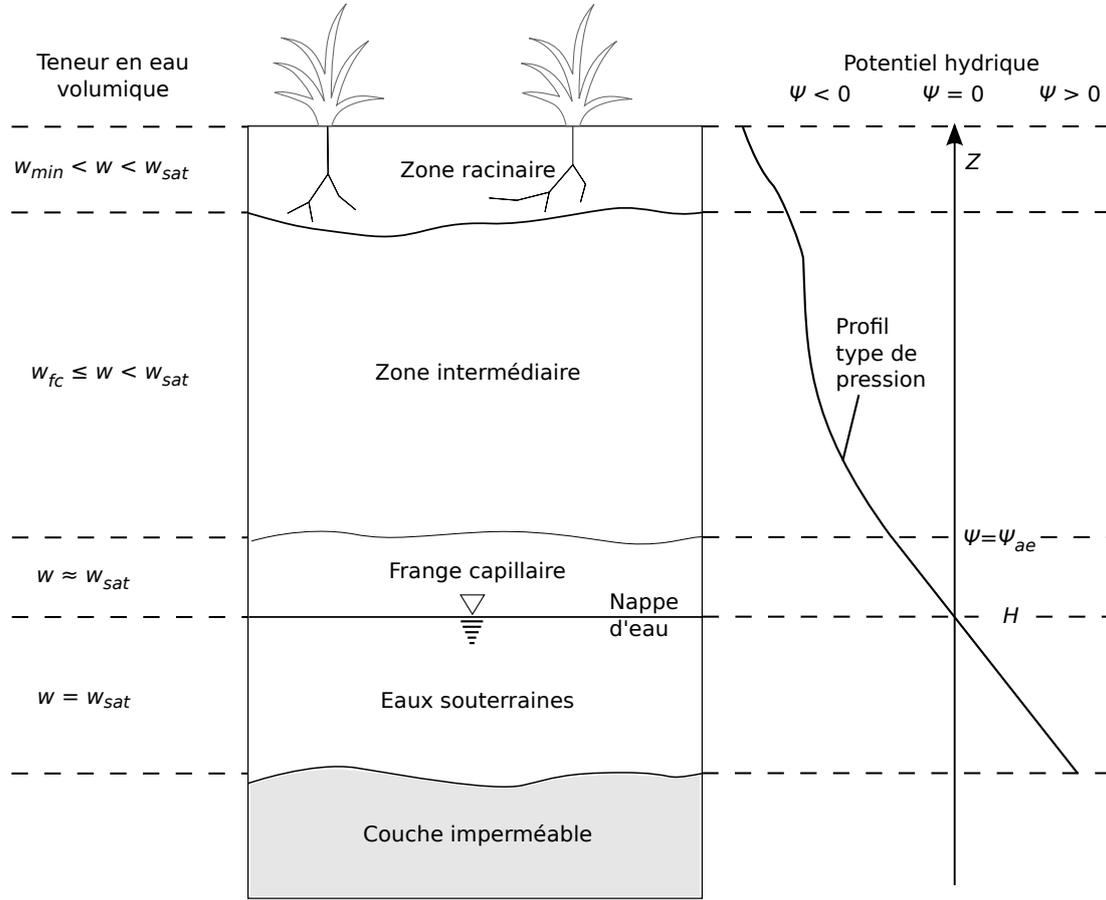


FIG. 1.5 – Zone saturée et non-saturée dans le sol, et profil type de pression associé (d'après Dingman (1994))

$$\vec{V} = k \vec{\text{grad}}(H) \quad (1.11)$$

Cette loi établit la proportionnalité entre la vitesse de l'écoulement \vec{V} (m s^{-1}) et le gradient hydraulique de l'écoulement $\vec{\text{grad}}(H)$. Le coefficient de proportionnalité k (m s^{-1}) est appelé *conductivité hydraulique du sol*, ou *perméabilité*. Il caractérise la facilité avec laquelle l'eau traverse le milieu poreux sous l'effet d'un gradient hydraulique. En zone non-saturée, k dépend de w , ce qui n'est pas le cas dans la zone saturée; on parle alors de *conductivité hydraulique à saturation*, que l'on notera k_{sat} .

Dans la plupart des LSMs, l'hypothèse d'un écoulement unidimensionnel selon la verticale z dans la zone non-saturée est admise. D'après la loi de Darcy, le flux d'eau dans le sol q (m s^{-1}), exprimé par unité de surface, s'écrit alors de la façon suivante :

$$q(z) = k \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] \quad (1.12)$$

Pour un volume de sol donné, la conservation de la masse nous dit que l'évolution temporelle de l'humidité du sol est égale au bilan des flux verticaux entrant et sortant de ce même volume. En combinant la loi de Darcy et la conservation de la masse, on obtient *l'équation de Richards* qui décrit l'écoulement vertical de l'eau dans un milieu poreux homogène :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial q(z)}{\partial z} \iff \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[k(w) \frac{\partial \psi(w)}{\partial z} \right] - \frac{\partial k(w)}{\partial z} \quad (1.13)$$

Dans la zone non-saturée, ψ dépend de w , tout comme k . La figure 1.5 donne un exemple de profil de pression dans le sol. Lors de son infiltration, l'eau entre dans la zone non-saturée

et s'infiltrer vers la nappe sous l'action des forces de gravité. Dans cette zone, ψ est toujours négatif du fait des forces de tension superficielle exercées par les grains solides sur l'eau. Ces forces de tension maintiennent l'eau dans les pores malgré la gravité. On parle dans ce cas de *forces capillaires* ou de succion. Si ces forces sont suffisamment importantes, l'eau remonte vers la surface par remontée capillaire. Ce phénomène peut ensuite faciliter son extraction par évaporation.

Sur la figure 1.5, la zone juste au-dessus de la nappe, appelée frange capillaire, est saturée à presque 100 % du fait des remontées capillaires de la nappe dans le sol. En haut de cette zone, ψ est égal à une valeur seuil appelée pression capillaire, ψ_{ae} , à partir de laquelle le sol est partiellement saturé. L'eau s'infiltrer dans cette zone intermédiaire et alimente la zone saturée par drainage jusqu'à ce que w atteigne la capacité au champ w_{fc} . A partir de là, la phase liquide est encore continue mais l'eau ne circule plus sous l'action de la gravité. Enfin, la couche superficielle du sol constitue la zone racinaire où l'eau s'infiltrer. L'eau peut y être extraite via la transpiration des plantes, ou rejoindre les couches inférieures par drainage. Du fait que le sol n'est jamais complètement sec, on définit l'humidité résiduelle du sol w_{min} comme étant la valeur minimum que peut atteindre w .

1.2.2 Les modèles de surface

Comme rappelé en début de section, les LSMs ont été construits dans le but de fournir des conditions réalistes de flux d'eau et d'énergie sur les continents aux modèles atmosphériques. Leur rôle consiste, entre autre, à partitionner de manière réaliste les précipitations entre évaporation, ruissellement et infiltration à l'interface sol-atmosphère.

Les modèles de première génération

Avant l'introduction des premiers LSMs dans les modèles de climat au début des années 70, les conditions limites d'humidité du sol et de température sur les continents étaient fixées de manière implicite selon les conditions climatiques rencontrées : sol sec permanent dans les zones sèches, ou encore conditions humides maintenues dans les forêts tropicales. Bien que fournissant des flux d'évaporation raisonnables, cette approche ne permettait pas de prendre en compte les rétroactions entre surfaces continentales et atmosphère, pourtant essentielles à la compréhension du climat.

Le premier LSM développé dans le but de prendre en compte ces interactions de manière dynamique fut introduit par Manabe (1969). Ce modèle utilise une approche simple de type « seau d'eau », ou « bucket », où le niveau d'eau du réservoir d'humidité du sol augmente lors des précipitations, et diminue lorsque l'eau s'évapore. Une seule couche de sol y est donc représentée. Le ruissellement n'a lieu que lorsque l'humidité totale du sol dépasse la saturation, tandis qu'aucun drainage n'est autorisé à la base du sol.

Parmi les multiples évolutions de ce type de modèle, la plus marquante fut sans doute celle de Deardorff (1977) qui proposa de rajouter une fine couche superficielle au réservoir de sol, dans laquelle l'évolution du contenu en eau est calculée grâce à la méthode « force-restore ». Cette méthode, introduite par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976), fut d'abord utilisée pour la résolution de l'équation de la chaleur. Elle stipule que l'évolution de la température du sol est régie par l'action d'une contrainte (force), et rappelée vers une situation dite d'équilibre (restore). Elle fut par la suite adaptée au contenu en eau du sol par Deardorff (1977). L'avantage de ce type de méthode est de proposer une description plus réaliste des variations temporelles de l'humidité en surface, tout en limitant les coûts de calcul par rapport à un modèle multicouche résolvant explicitement l'équation de Richards 1.13.

Les modèles de deuxième et troisième générations

Dans ces modèles dits de « premières générations », les paramètres de surface sont traités implicitement et ne varient pas dans le temps. Ces paramètres peuvent cependant changer du

fait de la présence de végétaux, ce qui peut avoir un impact sur la variabilité du climat simulé. Ainsi, les propriétés optiques de la végétation, telles que son albédo ou son émissivité, influencent le bilan radiatif. Les plantes jouent également un rôle dans les écoulements atmosphériques. Plus elles seront hautes et denses, plus leur surface sera rugueuse, ce qui modifiera leurs coefficients de rugosité dynamique et thermique. Ces changements peuvent avoir des conséquences sur les écoulements d'air dans la couche limite turbulente de surface. Les plantes influencent aussi le contenu en eau du sol via la transpiration. De plus, elles agissent sur la quantité d'eau disponible à l'infiltration par le biais de l'interception des précipitations par la canopée. Cette eau interceptée s'évapore avec beaucoup plus d'efficacité et joue donc un rôle primordial dans les bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents.

Le traitement explicite de la végétation fut introduit dans les modèles à la fin des années 80. Sellers et al. (1997) qualifient ces modèles de « deuxièmes générations », par opposition à la « première génération » de Manabe (1969). Deardorff (1978) fut le premier à proposer ce type de paramétrisation en incluant une couche de végétation pour le calcul de la température et de l'humidité du sol. Puis vinrent les développements de Sellers et al. (1986), avec le modèle Simple Biosphere Model (SIB), et Dickinson et al. (1986) avec le modèle Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS), qui introduisirent ce que l'on nomme aujourd'hui les modèles de type Surface Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT). Ces modèles donnent à la végétation un rôle plus direct dans la détermination des bilans d'eau et d'énergie en surface, en représentant notamment les mécanismes de résistance stomatique pour différents types de végétation.

Le développement de ces modèles fut déterminant dans le sens où, aujourd'hui, la plupart des modélisations actuelles se basent sur ce type d'approche. Au CNRM, Noilhan et Planton (1989) développèrent dans cette optique le modèle de surface ISBA, basé sur une modélisation de type « bucket », où la méthode « force-restore » est étendue à tout type de surface définie par sa texture et son type de végétation. Le sol y est divisé en trois couches Boone (2000) : une première zone superficielle proche de la surface incluse dans une deuxième zone racinaire, puis une troisième couche inférieure. Cette version d'ISBA sera dénommée ISBA-3L dans la suite de cette thèse.

Outre l'approche « force-restore », il existe également des méthodes de transfert de chaleur explicites, multicouches, utilisant la diffusion de Fourier et l'équation de Richards pour décrire les transferts d'énergie et de masse dans le sol (Abramopoulos et al., 1988; Wetzels et Boone, 1995). Ce type d'approche, rendu possible par l'augmentation des moyens informatiques, est théoriquement supérieur aux schémas simplifiés vus précédemment. Ils permettent la représentation explicite de nombreux processus difficilement paramétrisables dans les modèles de type « bucket », comme par exemple la distribution verticale de l'humidité dans le sol ou les échanges d'eau entre la surface et les réservoirs souterrains. C'est pourquoi un schéma multicouche à diffusion, dénommé ISBA-DF, a été introduit dans ISBA par Boone et al. (2000). D'abord utilisé pour calibrer les processus de gel et de dégel dans ISBA-3L, ISBA-DF a également été validé localement (Decharme et al., 2011) et à l'échelle du bassin versant (Boone et al., 2009; Habets et al., 2003).

1.2.3 Les modèles de routage

Comme stipulé précédemment, les modèles de routage (RRM) servent à assurer le transfert horizontal de l'eau à la surface des continents. Ces modèles permettent la fermeture du cycle hydrologique globale dans les modèles couplés continent-océan-atmosphère. Ils facilitent également la validation des simulations hydrologiques et permettent l'étude de nouveaux phénomènes tels que l'influence des apports d'eau douce sur la température des océans à l'embouchure des grands fleuves.

A la base, les RRM sont issus des modèles hydrologiques. Pour simplifier, les modèles hydrologiques divisent la conversion de la pluie en débit en deux étapes. La première correspond aux processus de transferts verticaux qui conditionnent la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère. Cette étape s'attache notamment à représenter les phénomènes

d'interception par la végétation, de stockage à la surface du bassin, d'évapotranspiration et d'infiltration. En modélisation hydrologique, ces transferts verticaux font souvent référence à la *fonction de production*. La deuxième étape consiste à convertir le ruissellement total généré en débit et à transférer l'écoulement jusqu'à l'exutoire du bassin versant. C'est la *fonction de transfert*.

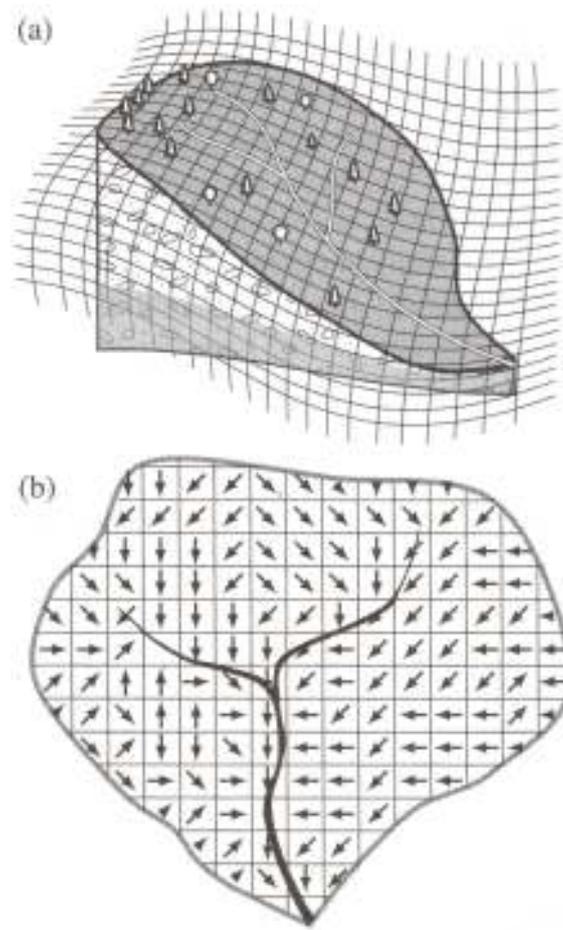


FIG. 1.6 – (a) Modèle numérique de terrain et (b) directions d'écoulement associées (d'après Hingray et al. (2009))

En hydrologie, la modélisation de ces écoulements s'appréhende selon trois approches. L'approche empirique établit les relations entre variables d'entrée et de sortie sur la base des données mesurées au sein du système considéré. Ce type de modèle ne s'intéresse pas aux causes de la transformation de la pluie en débit. Il sera surtout employé pour la prévision de crue à courte échéance. Une deuxième approche, dite *conceptuelle*, considère le transfert de l'eau comme le résultat de son écoulement dans une structure en cascade de réservoirs fictifs. Ces modèles à réservoirs ne cherchent pas à représenter les chemins parcourus par les écoulements au sein du réseau hydrographique. De plus, ces modèles nécessitent en général un grand nombre de paramètres à calibrer.

Enfin, il existe également les modèles dits à *bases physiques*. Ces modèles décrivent les processus par des équations physiques, comme par exemple l'équation de Barré de Saint Venant pour les écoulements dans les rivières. Ces modèles sont censés être plus réalistes et ne nécessitent en théorie aucune calibration, à condition que l'ensemble des paramètres soit connu, ce qui est rarement le cas. Cependant, leur coût numérique important rend leur utilisation assez marginale. A grande échelle, ces contraintes ont conduit les modélisateurs à remplacer la fonction de production de ces modèles par des modèles de surface plus physiques. C'est ce découplage qui a permis l'émancipation des RRM.

A l'échelle globale, de nombreuses études se sont penchées sur le développement des RRM

(Arora et Boer, 1999 ; Coe, 1998 ; Ducharne et al., 2003 ; Hagemann et Dümenil, 1997 ; Liston et al., 1994 ; Miller et al., 1994 ; Oki et Sud, 1998 ; Vörösmarty et al., 1989). Ces modèles se basent en général sur une discrétisation spatialisée du domaine considéré. Ils sont pour la plupart à base physique simplifiée. Les directions d'écoulements sont définies à partir d'un modèle numérique d'altitude donnant accès à la topographie en chaque maille (cf. figure 1.6). L'évolution temporelle du débit est ensuite déterminée via la résolution d'une équation bilan en chaque maille, puis propagée dans le réseau de drainage déterminé via les directions d'écoulements. Ces modèles sont dit à réservoirs linéaires, et ont généralement une résolution assez grossière, de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ à $4^\circ \times 4^\circ$. Coe (1998) utilisent un maillage plus fin à 5 minutes de résolution, avec une représentation empirique des plaines d'inondations et des lacs, mais qui demeure toutefois coûteux pour une application à l'échelle globale.

La question qui demeure reste toutefois l'influence de la résolution sur la qualité des débits simulés à l'échelle globale. Arora et al. (2001) ont comparé sur le bassin du Mackenzie les débits simulés par le même modèle à une résolution grossière ($3.75^\circ \times 3.75^\circ$) et à une résolution plus fine ($25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$). Leurs résultats montrent que le modèle à faible résolution tend à sous-estimer les débits en période sèche et à les surestimer en période de fortes précipitations. Ces différences s'expliquent par un manque de routage de l'eau dû au faible nombre de mailles utilisé à faible résolution (20 mailles sur le bassin). Cependant, Chapelon et al. (2002) ont montré en adaptant le RRM TRIP (Oki et Sud, 1998) sur le bassin amazonien à trois résolutions différentes ($1^\circ \times 1^\circ$, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et $0.1^\circ \times 0.1^\circ$) que la taille des mailles n'avait finalement que peu d'impact sur les débits simulés. Les conclusions en apparence contradictoires de ces études sont en réalité dues aux différences conceptuelles existant entre les RRM à réservoir linéaire. Ainsi, le calcul de la vitesse d'écoulement de l'eau entre chaque maille reste le facteur essentiel de la qualité des débits simulés. Cette vitesse peut être :

- constante dans le temps et l'espace, comme c'est le cas dans la version originale de TRIP (Oki et Sud, 1998), ou bien dépendre du bassin versant considéré (Ducharne et al., 2003).
- constante dans le temps, mais spatialement distribuée soit uniquement selon la topographie (Coe, 1998 ; Hagemann et Dümenil, 1997 ; Miller et al., 1994), soit selon la topographie et les débits moyens annuels des rivières (Liston et al., 1994 ; Vörösmarty et al., 1989).
- variable en temps et en espace selon la topographie, la géométrie des rivières, et la hauteur d'eau déterminée selon la formule de Manning (Arora et al., 1999 ; Decharme et al., 2010 ; Lucas-Picher et al., 2003 ; Ngo-Duc et al., 2007).

Certain modèles utilise une approche différente en utilisant des RRM conceptuels issus des modèles hydrologiques spatialement distribués. C'est par exemple le cas du modèle RiTHM (River-Transfert Hydrological Model) développé par Ducharne et al. (2003) et basé sur le modèle hydrogéologique MODèle COUplé (MODCOU) (Ledoux et al., 1989) sur lequel nous reviendrons plus en détail dans la suite de ce manuscrit. Pour résumé, RiTHM décrit l'évolution de deux réservoirs de surface et de sub-surface. Les écoulements d'eau en surface sont fonction d'un temps de transfert dépendant de la topographie, de la distance entre chaque maille et d'un temps de concentration, en général calibré sous-bassin par sous-bassin, qui varie de l'amont vers l'aval.

1.3 La modélisation des écoulements souterrains

1.3.1 Notions d'hydrogéologie

L'hydrogéologie est la branche de l'hydrologie qui s'intéresse à la partie souterraine du cycle de l'eau entre le moment où l'eau infiltrée arrive dans la zone saturée et ressurgit à la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. On appelle cette zone saturée en permanence la *nappe d'eau souterraine*. L'aquifère, déjà défini précédemment, correspond à l'ensemble des formations géologiques renfermant la nappe, y compris sa zone d'infiltration.

Deux types de nappes se distinguent selon la formation de l'aquifère. Elles sont représentées sur la figure 1.7. La *nappe libre* est une nappe dont la limite supérieure dans l'aquifère est à

surface libre, c'est-à-dire directement en communication avec l'atmosphère. Cette surface correspond à la surface piézométrique et sépare la zone saturée de la zone non-saturée. La pression au toit de la nappe est alors égale à la pression atmosphère (psi égale 0 sur la figure 1.5) et la recharge s'effectue directement par infiltration. La *nappe captive*, quant à elle, est une nappe souterraine emprisonnée dans un aquifère situé entre deux formations imperméables. L'eau y est soumise à une pression supérieure à la pression atmosphérique. La surface fictive de cette nappe correspond à la surface piézométrique située au-dessus de la limite supérieure de l'aquifère confiné. Si la charge hydraulique est supérieure à la topographie, la surface piézométrique se situe au dessus de la surface du sol et l'eau jaillit naturellement : on parle de nappe artésienne. La recharge des nappes captives se fait essentiellement par transferts horizontaux depuis les zones d'affleurements de l'aquifère, ou éventuellement verticalement par le faible flux traversant les terrains peu perméables de couverture.

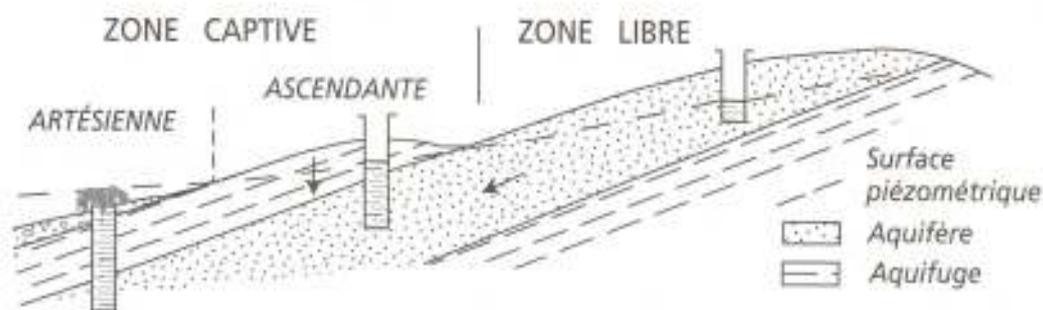


FIG. 1.7 – Les différents types de nappe (d'après Gilli et al. (2008))

La direction et l'intensité des mouvements d'eau dans les aquifères sont essentiellement régis par la structure géologique et la lithologie des roches, la topographie, et le climat. La structure géologique permet de connaître la disposition des formations les unes par rapport aux autres, et les possibilités de drainage des aquifères dans les cours d'eau ou dans d'autres aquifères. La lithologie nous renseigne sur la composition minéralogique des terrains et sur les possibilités d'écoulement de la nappe.

Les aquifères où prédominent les matériaux non-consolidés (graviers, sables, ...) sont le siège d'écoulements d'eau gravitaire important. A l'inverse, les aquifères composés de roches moins perméables (limons, sables argileux...) renferment des eaux faiblement mobiles, voire quasi-immobiles (argiles, marnes...). Les aquifères peuvent se classer selon le type de porosité rencontré :

- Dans les aquifères poreux, l'eau circule librement dans les pores et la perméabilité est importante (sables, craie, graviers, grès, ...).
- Dans les aquifères fissurés, l'eau circule dans les fissures de la roche. Ces aquifères se retrouvent principalement dans les formations magmatiques (granites, coulées volcaniques, ...), métamorphiques ou sédimentaires (grès, carbonates, ...).

La distribution de hauteur d'eau dans l'aquifère, que l'on nomme également surface piézométrique, reflète plus ou moins la topographie du terrain. Tóth (1963) identifie trois systèmes d'écoulements souterrains en fonction de la topographie et de l'échelle spatiale considérée. Une topographie complexe et escarpée engendrera une multitude de systèmes d'écoulements locaux, indépendants des autres, et proches de leur résurgence. À l'inverse, une topographie plane sera le siège de systèmes d'écoulement régionaux où des transferts d'eau se mettent en place sur de longues distances et de longues périodes de temps. Ces écoulements peuvent se superposer et engendrer des systèmes d'écoulements intermédiaires faisant la transition entre les systèmes locaux et régionaux.

La hiérarchie de ces systèmes est schématisée sur la figure 1.8. Ce schéma est cependant distordu ; en réalité, l'échelle horizontale est bien plus étirée. La figure 1.9 montre un écoulement

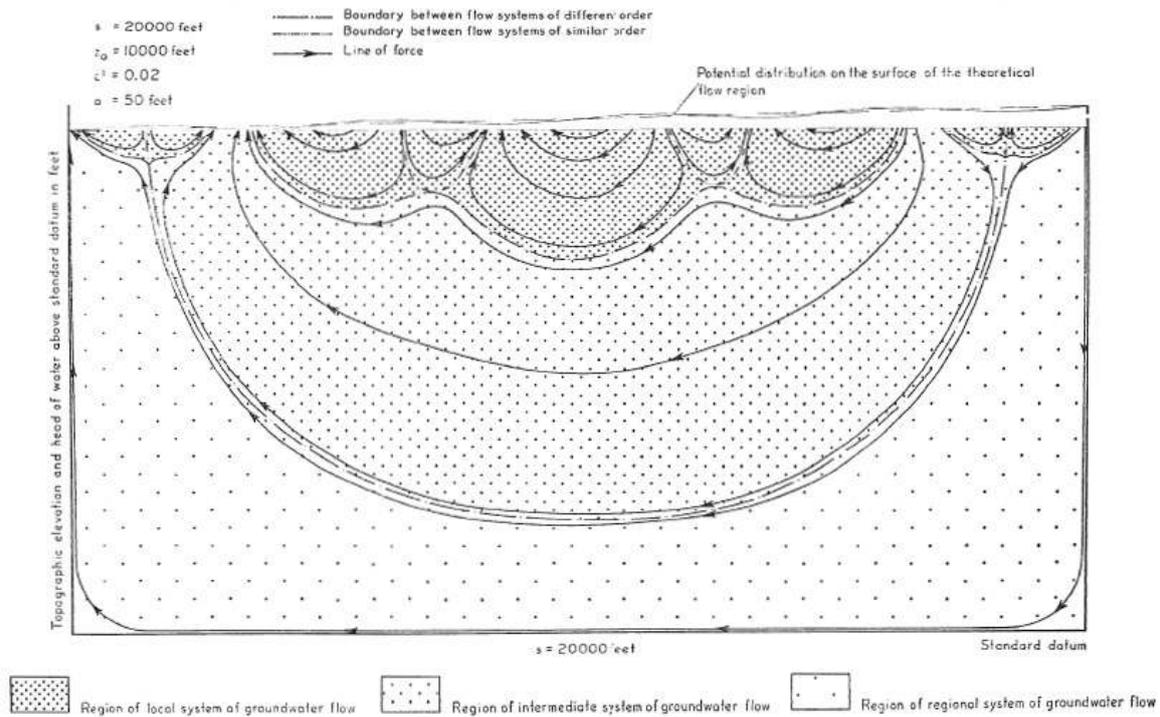


FIG. 1.8 – Les différents systèmes d'écoulements souterrains (d'après Tóth (1963))

régional plus réaliste. Les *isopièzes*, c'est-à-dire les lignes d'égaies charges, y sont quasiment verticales, excepté à proximité des résurgences. En pratique, on fait souvent l'hypothèse que les vitesses d'écoulements sont horizontales, ce qui permet une description plus simple des écoulements, comme nous le verrons lors de la description de l'équation de diffusion des écoulements souterrains.

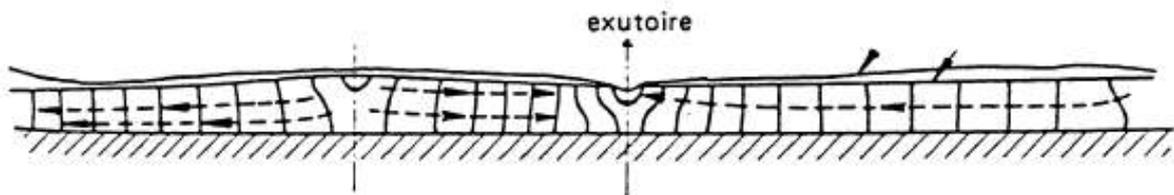


FIG. 1.9 – Exemple étiré d'un écoulement régional (d'après de Marsily (2002))

En plus de l'effet de la topographie et de la géologie, le climat joue également un rôle sur les écoulements souterrains puisque la recharge des nappes dépend essentiellement de l'intensité des précipitations. En pays aride par exemple, la faible recharge des eaux engendre des nappes fossiles très profondes qui ne varient que très lentement.

Ces différents types d'aquifère peuvent se rencontrer dans différents contextes géologiques définis selon la lithologie et l'âge de leur formation (de Marsily, 2002 ; Gilli et al., 2008) :

- Les aquifères des *régions de socle* sont constitués de roches plutoniques (granites), volcaniques (basalte) ou métamorphiques. Ils correspondent aux massifs anciens érodés, mais également à certains massifs cristallins montagneux. Ce sont généralement des aquifères fissurés, très peu perméables, avec parfois une couche d'altération susceptible de contenir des aquifères poreux locaux et dispersés.
- Les aquifères des *bassins sédimentaires* sont généralement des aquifères multicouches de grandes extension. On y rencontre d'abord une nappe libre, puis une succession de nappes

captives séparées par des couches imperméables ou semi-perméables. Ils constituent souvent des réservoirs souterrains très productifs.

- Les aquifères des *régions montagneuses* sont rares et fragmentaires, dues au morcellement des réservoirs, la faible perméabilité des roches du sous-sol et à l'escarpement du relief.
- Dans les régions de *plateaux sédimentaires calcaires*, l'eau a creusé des chenaux d'écoulement dans la roche carbonatée : c'est le phénomène de *karstification*. De véritables rivières souterraines peuvent alors exister et interrager avec la surface.
- Les *plaines alluviales* sont présentes le long des rivières. Les aquifères poreux y sont très productifs, et les relations nappe-rivières importantes.

1.3.2 La dynamique des eaux souterraines

Paramètres hydrodynamiques de la nappe

Dans les roches, on distingue l'eau liée de l'eau libre. L'eau liée est attachée à la surface des grains par le jeu des forces moléculaires : on parle d'adsorption. Cette eau est immobile. Plus on s'éloigne du grain, plus ces forces diminuent jusqu'à devenir négligeables ; l'eau est dite libre. Ainsi l'eau libre est l'eau se situant en dehors du champ d'attraction des grains. Elle peut être déplacée par l'action de la gravité ou des champs de pression. On peut dès lors considérer l'eau liée comme faisant partie du solide, et on parlera alors de *porosité cinématique* pour définir le volume des vides où l'eau peut réellement s'écouler.

$$\omega_c = \frac{\text{Volume d'eau qui peut circuler}}{\text{Volume total de la roche}} \quad (1.14)$$

En nappe libre, ω_c représente l'eau libérable sous l'action de la gravité. En nappe captive, l'eau est sous pression et on utilise plutôt le coefficient d'emmagasinement S_y pour caractériser l'eau mobilisable. Les valeurs de S_y sont en général inférieures à celles de ω_c .

Nous avons précédemment défini la conductivité hydraulique (ou perméabilité) k , dépendante du contenu en eau du sol dans la zone non-saturée. En zone saturée, k ne varie plus en fonction du contenu en eau du sol et on parle de conductivité hydraulique à saturation k_{sat} . Pour un milieu isotrope, k_{sat} est constant quelle que soit la direction de l'écoulement. En revanche, dans un milieu anisotrope, k_{sat} change en fonction de la direction de l'écoulement. Si l'on s'en tient au trois directions principales d'écoulement de l'espace x , y et z , on peut écrire la perméabilité sous la forme d'une matrice diagonale :

$$\bar{\bar{k}}_{sat} = \begin{pmatrix} k_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & k_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & k_{zz} \end{pmatrix} \quad (1.15)$$

Les hydrogéologues utilisent également la *transmissivité* pour décrire l'écoulement dans la nappe. La transmissivité représente le débit d'un réservoir aquifère sur toute son épaisseur, par unité de largeur et sous un gradient hydraulique unitaire. Elle correspond au produit de la perméabilité par l'épaisseur de l'aquifère. Là encore, la transmissivité peut s'exprimer sous forme de tenseur :

$$\bar{\bar{T}} = \int_{\sigma}^H \bar{\bar{k}}_{sat} dz \quad (1.16)$$

en notant σ l'altitude de la base de l'aquifère.

Hypothèses d'écoulement et équation de diffusion

Supposons maintenant que k_{sat} soit constant sur toutes les verticales, c'est-à-dire ne dépende pas de z , et que la variation de charge soit faible par rapport à l'épaisseur totale de l'aquifère.

Dans ce cas, on peut faire disparaître l'intégrale et considérer l'épaisseur de l'aquifère constante et égale à une épaisseur moyenne b . L'équation 1.16 se simplifie alors en écrivant :

$$\bar{T} = \bar{k}_{sat} b \quad (1.17)$$

Plaçons nous dans le cas d'une nappe libre et supposons en plus que l'écoulement est quasiment horizontal. La composante verticale de la vitesse devient nulle et, selon la loi de Darcy, les équipotentielles, ou isopièzes, deviennent verticales et parallèles entre elles. C'est l'hypothèse de *Dupuit-Forchheimer*. On peut alors se ramener à un problème plan et considérer la charge $H(x, y)$ indépendante de z . H représente alors la cote de la surface libre de la nappe. Cette hypothèse est généralement vraie lorsque l'on considère des écoulements souterrains de grande échelle.

Sous l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer, en considérant que k_{sat} ne dépend pas de z , et en supposant que la variation de H est faible par rapport à l'épaisseur moyenne de l'aquifère, on peut écrire l'équation de diffusion des écoulements pour une nappe libre en combinant la loi de Darcy avec la loi de conservation de la masse.

$$div(\bar{T} \vec{grad}(H)) = \omega_c \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (1.18)$$

Cette équation régit les écoulements latéraux au sein de l'aquifère. q (m s^{-1}) représente le terme source/puit d'échange avec le milieu extérieur (sol, rivière, lac, mer...) par unité de surface. L'eau qui s'infiltré jusqu'à la nappe et s'écoule dans les aquifères se retrouve en définitive dans les rivières qu'elle alimente en l'absence de pluie : on parle de débit de base, ou d'étiage, par opposition au débit de crue formé par le ruissellement rapide de surface.

L'eau peut également s'évacuer par évaporation via son transit dans le sol. Si la teneur en eau proche de la surface est suffisamment faible, un écoulement ascendant de la nappe vers la surface s'établit. Cet écoulement résulte de la mise en place de forces de capillarité très élevées, selon le même principe que l'ascension de l'eau dans un tube capillaire. L'eau est alors « aspirée » vers la surface sous l'action de la capillarité avant d'y être évaporée : c'est la reprise évaporative de la nappe. Cette évaporation est intense en été et reprend la quasi totalité de l'humidité du sol : il n'y a quasiment pas d'infiltration vers la nappe. En revanche, quand la nappe se trouve à plus de 10 ou 15 m sous la surface du sol, on considère que la reprise évaporative devient négligeable, même en pays tropical ou aride.

1.3.3 Des modèles hydrogéologiques aux modèles de surface

Les premières représentations analytiques des écoulements souterrains furent proposées par Tóth (1963) au début des années 60. Les profils d'écoulement y sont décrits en résolvant analytiquement l'équation de diffusion en régime permanent sur un bassin versant hypothétique. Son étude permet d'établir une hiérarchie des écoulements souterrains selon l'échelle spatiale considérée (cf. figure 1.8).

Par la suite, les progrès informatiques permirent l'essor des modélisations numériques, autorisant ainsi l'étude de systèmes bien plus complexes impossibles à appréhender avec les solutions analytiques. Citons par exemple Freeze et Witherspoon (1966, 1967, 1968) qui furent parmi les premiers à développer un modèle pour simuler les écoulements souterrains, d'abord en régime permanent, puis en régime transitoire (Freeze, 1971).

Mais, c'est dans les années 80 que les modèles hydrogéologiques régionaux se sont véritablement développés. Pour la plupart, ces modèles furent utilisés pour la prévision et la gestion de la ressource en eau à l'échelle régionale, ainsi que pour la compréhension des écoulements souterrains et des relations nappe/surface dans le cadre d'études scientifiques. Le plus populaire est sans doute Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model (MODFLOW)

développé en 1988 par McDonald et Harbaugh (1988), et qui depuis a connu plusieurs évolutions (Harbaugh, 2005 ; Harbaugh et al., 2000). En France, le modèle MODCOU a été développé dans le même esprit à l'École des Mines de Paris par Ledoux et al. (1989).

Si le développement des modèles hydrogéologiques s'est considérablement accru, la grande majorité des LSMs actuellement utilisés dans les modèles de climat n'inclut pas de représentation des processus d'écoulement souterrain. Les raisons invoquées sont diverses. Certains considèrent que la grande taille des mailles et la faible épaisseur de la couche de sol des LSMs rendent ces processus négligeables pour de telles applications à grande échelle, d'autant plus que l'absence de base de données globales sur les profondeurs de nappe ne facilite pas l'évaluation de ces processus (Yeh et Eltahir, 2005a).

La plupart des LSMs actuels représentent donc la composante lente du sol via un drainage gravitaire à la base du sol. Plusieurs études ont utilisé le formalisme du modèle TOPography based hydrological MODEL (TOPMODEL) (Beven et Kirkby, 1979) pour représenter la distribution de la profondeur de nappe au sein de la maille des modèles de climat (Ducharne et al., 2000 ; Gedney et Cox, 2003 ; Walko et al., 2000). Ce type d'approche permet le calcul d'un écoulement de sub-surface afin d'assurer un débit de base vers la rivière. Un tel formalisme suppose cependant l'hypothèse d'une nappe à l'équilibre avec la surface et n'autorise aucune variation dynamique de la nappe ou de couplage explicite avec la surface.

Des études récentes ont pourtant montré le lien entre aquifère et variabilité climatique (Koster et Suarez, 2001 ; Yeh et Eltahir, 2005a). En interagissant avec les eaux de surface, les nappes influencent les échanges d'eau et d'énergie avec l'atmosphère. Une nappe proche de la surface aura comme conséquence d'augmenter l'humidité du sol, l'évaporation, et les débits de base en rivière, ce qui peut potentiellement avoir un impact sur le climat au moins à l'échelle régionale (Levine et Salvucci, 1999 ; Salvucci et Entekhabi, 1995 ; Yeh et al., 1998). Koster et Suarez (2001) ont montré que la mémoire à long terme de l'humidité du sol pouvait avoir un impact sur la variabilité climatique dans les régions de moyenne latitude. Or la persistance des variables hydrologiques tend justement à être sous-évaluée dans les modèles régionaux de climat, ce qui a pour conséquence des sols trop secs et des ruissellements trop marqués (van den Hurk et al., 2005). Ce manque de persistance se retrouve également dans d'autres composantes des modèles de climat, que ce soit en terme de température (Syroka et Toumi, 2001), de précipitation (Bierkens et Hurk, 2007) ou même de prévision d'évènements extrêmes (Weisheimer et al., 2011).

Depuis plusieurs années, les eaux souterraines sont de plus en plus suspectées de jouer ce rôle de régulateur à long terme sur la variabilité climatique (Fan et al., 2007 ; Jiang et al., 2009 ; Lam et al., 2011 ; Maxwell et Miller, 2005). C'est pourquoi, un nombre croissant de recherches se sont intéressés à la représentation des processus souterrains dans les CHSs implémentés dans les modèles de climats. La plupart de ces études ont été conduites en mode off-line, c'est-à-dire sans couplage avec un modèle atmosphérique, et sont forcées par des réanalyses de champs atmosphériques éventuellement corrigées de certains biais systématiques. Puisqu'il est impossible d'évaluer l'impact des rétroactions des aquifères sur l'atmosphère en mode off-line, ces études se sont principalement focalisées sur l'influence des aquifères sur les composantes du bilan en eau de surface et sur leur évaluation par rapport aux observations. Nous verrons cependant que certaines d'entre elles incluent un couplage avec l'atmosphère dans le but d'estimer l'impact des aquifères sur les champs atmosphériques et le climat. Le tableau 1.2 propose une liste non-exhaustive des travaux réalisés ces dernières années. Ces modèles peuvent se classer en deux catégories : les modèles à deux ou trois dimensions (2D ou 3D) et les modèles à une dimension (1D).

Les modèles 2D sont préférentiellement utilisés dans les études régionales climatiques ou de ressources en eau. Ces modèles sont essentiellement basés sur le couplage d'un modèle hydrogéologique existant avec un modèle de surface. La conclusion majeure de ces études est de montrer que les aquifères améliorent le bilan d'eau des LSMs en rendant les couches de sol plus humides. Les variations basses fréquences de la nappe rendent le bilan de surface plus réaliste en augmentant d'une part l'évapotranspiration en période sèche et en améliorant d'autre part les débits de base en rivière. Citons par exemple les travaux de Gutowski et al. (2002) et York

Type	Modèle de surface	Résolution	Domaine	Étude	Couplage avec AGCM
2D	CLASP I & II (Gutowski et al., 2002)	2 km	Bassin versant (40 × 40 km)	York et al. (2002)	×
3D	CLM-ParFlow (Maxwell et Miller, 2005)	1 km	Bassin versant (45 × 32 km)	Maxwell et al. (2007) Ferguson et Maxwell (2010); Kollet et Maxwell (2008)	×
2D	LEAF2-Hydro (Miguez-Macho et al., 2007)	1.25 km	Amérique du Nord	Fan et al. (2007); Miguez-Macho et al. (2007) Anyah et al. (2008)	×
			Amazonie	Fan et Miguez-Macho (2010); Miguez-Macho et Fan (2012a,b)	
3D	Xie et al. (2012)	10 km	Bassin Versant (557 000 km ²)	Xie et al. (2012)	
2D	SIM (Durand et al., 1993; Ledoux et al., 1989; Noilhan et Planton, 1989)	~8 km	Adour	Habets et al. (1999a,b)	
			Rhône	Etchevers et al. (2001); Habets et al. (1999c)	
			Seine	Rousset et al. (2004)	
			France	Habets et al. (2008)	
			Rhin	Thierion et al. (2012)	
1D	LSX-GW ou CLM-GW (Yeh et Eltahir, 2005a,b)	~300 km	Illinois	Lo et al. (2008, 2010); Yeh et Eltahir (2005a,b)	
1D	VIC (Liang et Xie, 2003)	1/8 °	Bassin versant	Liang et al. (2003)	
		60 km	U.S.A	Leung et al. (2011)	×
1D	RegCM3 (Yuan et al., 2008)	60 km	Chine	Yuan et al. (2008)	×
1D	SIMGM (Niu et al., 2007)	1 °	Global	Niu et al. (2007) Lo et Famiglietti (2011)	×
		32 km	U.S.A	Jiang et al. (2009)	×

TAB. 1.2 – Liste non-exhaustive des couplages entre LSM et modèle d'aquifère

et al. (2002), qui ont proposé de coupler la colonne de sol d'un LSM basse résolution avec un modèle hydrogéologique régional 2D à plus fine résolution (MODFLOW pour l'étude de York et al. (2002)). La participation des aquifères à l'évapotranspiration en période sèche a été estimée à plus de 20 % dans la zone d'étude. Outre cet aspect, leur étude a démontré la faisabilité d'incorporer un modèle hydrogéologique dans un LSM.

Citons également les travaux plus récents de Fan et al. (2007) et Miguez-Macho et al. (2007), dans lesquels un modèle d'aquifère 2D a été développé et appliqué sur l'Amérique du Nord sur une grille de 1.25 km de résolution. L'humidité totale du sol est améliorée grâce aux remontées capillaires de la nappe et l'évaporation en période sèche est plus réaliste. Ces effets ont principalement lieu dans les régions où la nappe d'eau est proche du sol ou affleure, typiquement les zones humides et les vallées basses proches des rivières. Cette étude insiste également sur le rôle stabilisateur joué par les nappes sur les variations d'humidité des sols.

Enfin, à Météo France, le modèle hydrométéorologique SIM a été développé en collaboration avec le Centre de Géosciences de Mines ParisTech dans le but de simuler les flux d'eau et d'énergie à la surface, ainsi que l'évolution du débit des rivières et des principales nappes en France (Habets et al., 2008). Il s'utilise notamment dans les études d'impacts du changement climatique sur le débit des rivières, pour la prévision des ressources en eau, et en opérationnel pour la surveillance des débits de crue. Nous reviendrons en détail sur la description de ce modèle dans le chapitre 3.

Ces modèles régionaux nécessitent un grand nombre de données pour être calibrés. De plus, ils fonctionnent généralement à de fines résolutions. Ces contraintes les rendent difficiles à mettre en oeuvre pour des applications à grande échelle. A l'échelle globale, Arora et al. (1999) et Decharme et al. (2010) ont proposé une alternative simple en considérant un réservoir souterrain de stockage supplémentaire dans les RRM. En permettant de retarder le drainage profond du LSM vers la rivière d'une durée imposée (30 jours dans Decharme et al. (2010)), un débit de base est assuré ce qui améliore ainsi les débits en période sèche. Ce type d'approche conceptuelle et purement hydrologique ne prend cependant pas en compte la dynamique propre des nappes. Aucun schéma d'aquifère n'est explicitement résolu, et le couplage avec le sol du LSM est impossible.

Des approches plus réalistes ont été proposées en considérant l'aquifère comme une extension de la colonne de sol déjà existante dans le LSM. Ces modèles 1D ne prennent généralement pas en compte les possibles transferts souterrains latéraux. Peu d'entre eux ont pour l'instant été appliqués à l'échelle globale. Le manque d'observations et le coût numérique supplémentaire engendré par les multiples couches de sols nécessaires à l'extension de la colonne de sol jusqu'à l'aquifère restent encore des obstacles importants. Mais aujourd'hui, l'avènement des produits satellitaires fournissant des données à l'échelle du globe offre de nouvelles perspectives. Ainsi, Niu et al. (2007) ont développé et appliqué un schéma d'aquifère simple à l'échelle globale en utilisant les estimations de stocks d'eau terrestre (Terrestrial Water Storage (TWS)) fournies par le satellite GRACE pour évaluer leur modèle. Une couche supplémentaire a ainsi été rajoutée sous la colonne de sol de l'aquifère permettant de simuler les variations de hauteur de nappes et les échanges entre l'aquifère et les couches supérieures (drainage et remontées capillaires).

Pour conclure cet état de l'art, signalons également les études récentes qui se sont intéressées à l'impact des eaux souterraines sur le climat régional en couplant un modèle de climat avec un modèle de surface. L'inclusion des eaux souterraines dans les simulations des modèles de climat peut augmenter et stabiliser l'humidité des sols et l'évapotranspiration, refroidir la surface et améliorer les précipitations. Anyah et al. (2008) et Jiang et al. (2009) ont montré sur l'Amérique du Nord qu'en utilisant deux modèles couplés distincts, les nappes d'eau augmentaient de manière réaliste les précipitations en période sèche, principalement grâce à une augmentation de l'évapotranspiration. Yuan et al. (2008) ont mis en évidence sur la Chine une augmentation des précipitations dans les régions humides due à l'influence des eaux souterraines sur la circulation atmosphérique de grande échelle. Plus récemment, Lo et Famiglietti (2011) ont couplé le schéma développé par Niu et al. (2007) avec un modèle de climat dans le but d'observer la réponse des précipitations aux variations des stocks d'eau souterraine à l'échelle globale. Leurs résultats sont

en accord avec les précédentes études, et insistent sur le caractère particulièrement inhomogène de la réponse des eaux souterraines aux précipitations.

1.3.4 Le couplage avec la surface

Le couplage avec la zone non-saturée

Si on s'intéresse de plus près au développement des études précédemment présentées, deux types d'approche se distinguent pour prendre en compte les interactions entre l'aquifère et le sol.

La première méthode consiste à distinguer la zone non-saturée de la zone saturée. Les équations sont résolues séparément dans chacune des couches pour la détermination de l'humidité du sol dans la zone non-saturée (équation de Richards) et la hauteur d'eau dans la zone saturée (équation de diffusion). Les interactions sont ensuite calculées soit uniquement du sol vers la nappe (Habets et al., 2008), soit en prenant également en compte les possibles remontées capillaires de la nappe vers le sol (Fan et al., 2007; Gutowski et al., 2002; Niu et al., 2007; York et al., 2002). L'épaisseur de la zone non-saturée peut varier en fonction des hauteurs de la nappe pour garder un sol continu (Miguez-Macho et al., 2007), ou bien rester constante (Gutowski et al., 2002; Niu et al., 2007).

La deuxième méthode considère plutôt l'aquifère et le sol comme une seule entité. Dans ce type d'approche, les profils de pression pour la zone non-saturée et la zone saturée sont résolus ensemble via une forme mixte de l'équation de Richards (Maxwell et Miller, 2005; Yeh et Eltahir, 2005a,b). La hauteur de nappe est ainsi automatiquement déterminée dans la colonne de sol quand la saturation est à 100 %. Liang et al. (2003) adopte une position intermédiaire en ne résolvant l'équation de Richards uniquement dans la zone non-saturée, mais en considérant la hauteur de nappe comme une condition au limite variable, ce qui évite d'introduire une paramétrisation supplémentaire pour l'aquifère. On notera toutefois que ces méthodes peuvent être coûteuses en temps de calcul puisqu'il est nécessaire de prolonger la colonne de sol jusqu'à l'aquifère, ce qui s'effectue généralement en multipliant le nombre de couches de sol.

Les relations nappe/rivière

L'écoulement en rivière résulte de mécanismes hydrologiques intervenant à différentes échelles de temps. L'eau provenant d'une pluie intense ou de la fonte des neiges provoquera une crue et participera à la composante rapide et temporaire du débit en rivière. A l'opposé, le débit de base caractérise sa composante lente et persistante dans le temps.

Le débit de base résulte en majorité des échanges d'eau entre la rivière et les eaux souterraines tout le long du réseau hydrographique. Ces échanges sont fonction des caractéristiques hydrodynamiques du lit de la rivière et de la différence de hauteur d'eau entre la rivière et la nappe. Trois situations peuvent se rencontrer. Sur la figure 1.10a, la nappe et la rivière sont connectées et la hauteur de la nappe est supérieure au niveau de la rivière. L'écoulement s'effectue alors de la nappe vers la rivière. Dans le cas de la figure 1.10b, le niveau de la nappe est inférieur à celui de la rivière, mais les deux sont toujours connectés; l'écoulement s'effectue de la rivière vers la nappe. Enfin, le dernier cas de la figure 1.10c caractérise une situation où la nappe est totalement déconnectée de la rivière. L'écoulement s'effectue alors uniquement de la rivière vers la nappe et dépend en plus des caractéristiques du matériau sous le lit de la rivière.

La modélisation de ces échanges nécessite en théorie une connaissance détaillée des caractéristiques géomorphologiques de la rivière. Or, ceci est impossible dans la plupart des modélisations hydrogéologiques actuelles du fait de la grande taille des mailles employées, qui excède généralement les dimensions de la rivière. Certaines études modélisent ces échanges en reprenant les équations des milieux saturés en milieu poreux, ce qui pose le problème de détermination de paramètre et de temps de calcul (Kollet et Maxwell, 2006). Une méthode couramment employée consiste à utiliser un paramètre s'apparentant à la transmissivité du matériau constituant le

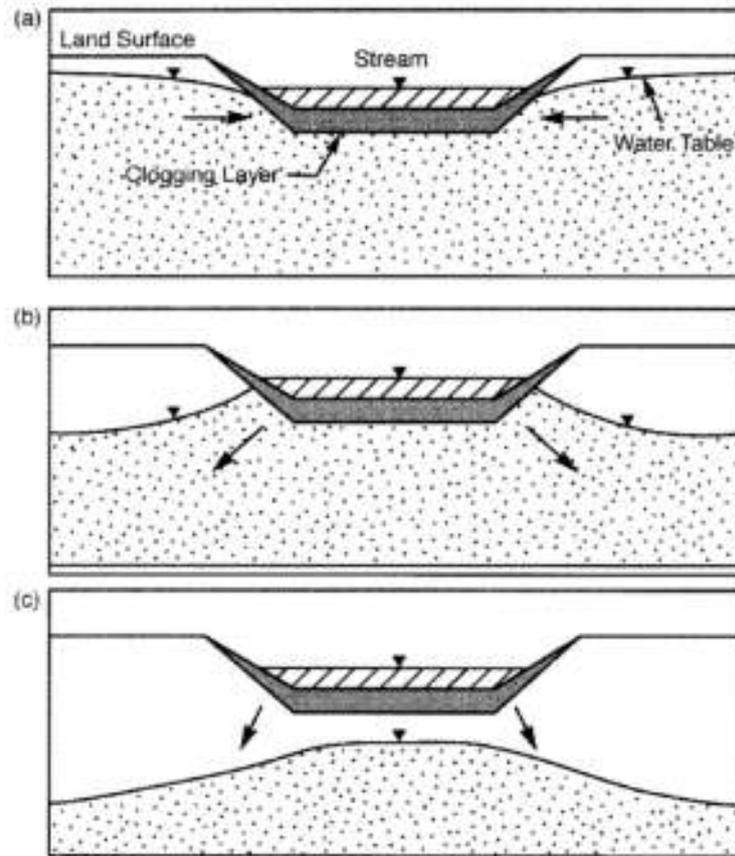


FIG. 1.10 – Schéma des trois situations d'échanges entre une rivière et sa nappe alluviale (d'après Sophocleous (2002))

lit de la rivière (Rushton, 2007). L'hypothèse sous-jacente est de considérer le lit de la rivière comme un matériau semi-perméable dans lequel l'écoulement s'effectue selon la loi de Darcy (cf. equation 1.11) (Rushton et Tomlinson, 1979). Le débit échangé Q_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) s'écrit alors en fonction du gradient hydraulique Δh :

$$Q_r = TP\Delta h \quad (1.19)$$

Le coefficient d'échange nappe/rievière TP est théoriquement défini comme étant le produit de la conductivité hydraulique du matériau du lit de la rivière avec le ratio de l'aire de la rivière dans la maille sur l'épaisseur du lit supposée. En pratique, la détermination de ce coefficient est souvent réalisée via une phase de calibration sur des mesures de débits. Ce formalisme sera revu plus en détail dans le chapitre 4 lors de la description du modèle d'aquifère.

Chapitre 2

Le système hydrologique continental ISBA-TRIP

Le système hydrologique continental (CHS) ISBA-TRIP est utilisé à Météo France pour fournir des conditions d’humidité et de température réalistes au modèle atmosphérique Action de Recherche Petite Échelle et Grande Échelle (ARPEGE). Le modèle de surface (LSM) ISBA calcule les échanges d’eau et d’énergie à l’interface sol-végétation-atmosphère, tandis que le modèle de routage (RRM) TRIP convertit le ruissellement total généré par ISBA en débit aux embouchures des grands fleuves. Dans cette thèse, des sorties d’ISBA ont été utilisées dans sa version « force-restore » à trois couches, dénommée ISBA-3L, pour la validation du schéma d’aquifère développée dans TRIP, d’abord sur la France (chapitre 4) puis à l’échelle globale (chapitre 5). L’utilisation de la version multicouche, ISBA-DF, basée sur une physique plus réaliste, a ensuite permis le couplage direct de la nappe avec le sol d’ISBA (chapitre 6).

Sommaire

2.1	Le modèle de surface ISBA	39
2.1.1	Le bilan d’énergie d’ISBA	40
2.1.2	Le réservoir de végétation	41
2.1.3	Infiltration et ruissellement	42
2.1.4	Le réservoir de neige	42
2.1.5	Le schéma de sol d’ISBA-3L	43
2.1.6	Le schéma de sol d’ISBA-DF	45
2.2	Le modèle de routage TRIP	47
2.2.1	La version initiale de TRIP	48
2.2.2	L’écoulement à vitesse variable	49
2.2.3	Le réservoir profond	49

2.1 Le modèle de surface ISBA

La version initiale d’ISBA a été développée au CNRM par Noilhan et Planton (1989). Cette première version repose sur une physique simple de type « bucket » et utilise un nombre minimum de paramètres basé sur le type de sol et de végétation. Conformément à l’approche de Deardorff (1978), elle dispose d’une représentation simple de la végétation et décrit l’évolution du contenu en eau du sol sur deux couches hydrologiques en se basant sur une approche de type « force-restore ». De nombreuses améliorations se sont ajoutées depuis cette version initiale ; notamment l’inclusion d’un drainage gravitationnel (Mahfouf et Noilhan, 1996), l’ajout d’une troisième couche hydrologique (Boone et al., 1999) ou encore la prise en compte d’un drainage sous-maille (Habets et al., 1999a). L’évaluation du modèle d’aquifère, que nous aborderons dans les chapitres 4 et 5, repose sur des simulations issues de la version à trois couches hydrologiques ISBA-3L.

Dans sa version « force-restore », ISBA a d’abord été implémenté dans le modèle ARPEGE-CLIMAT par Manzi et Planton (1994) et Mahfouf et al. (1995). Il fait aujourd’hui partie de la plate-forme de modélisation SURFace EXternalized (SURFEX). Son utilisation dans ce cadre s’effectue à l’échelle de la prévision du temps ou des scénarios climatiques (Noilhan et al., 2011 ; Seity et al., 2011 ; Voldoire et al., 2012), et également pour la prévision des crues à Météo France (Habets et al., 2004) ou pour des applications hydrologiques à grande échelle (Alkama et al., 2010).

Déjà évoquée dans la section 1.2.2, une version multicouche d’ISBA, ISBA-DF, existe également (Boone et al., 2000 ; Decharme et al., 2011). Plus récente, cette version fournit une représentation plus réaliste du profil du sol et de l’évolution du bilan d’eau et d’énergie à l’interface sol-végétation-atmosphère. Elle résout explicitement l’équation 1.13 sur plusieurs couches de sol et, surtout, permet la représentation explicite de plusieurs nouveaux processus, notamment la prise en compte des remontées capillaires d’une hauteur de nappe dynamique dans le sol.

Au cours de cette thèse, ISBA a été utilisé en mode forcé, c’est-à-dire sans couplage avec le modèle atmosphérique ARPEGE. À cet effet, les variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d’ISBA sont listées dans le tableau 2.1. Le lecteur pourra s’y référer dans les sections suivantes lors de la description de la physique d’ISBA et des forçages atmosphériques utilisés.

Il est important de préciser que, dans un souci de simplicité, les équations présentées dans ce chapitre ne comportent pas la prise en compte des processus de gel et de dégel. Ces processus sont toutefois bel et bien implémentés dans ISBA, et une description détaillée en est proposée dans Boone et al. (2000) et Boone (2000).

Variable atmosphérique	Notation	Unité
Rayonnement solaire	R_g	W m^{-2}
Rayonnement atmosphérique	R_a	W m^{-2}
Précipitations liquides	P_r	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Précipitations solides	S_r	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Température de l’air à 2 m d’altitude	T_a	K
Vitesse horizontale du vent à 10 m d’altitude	V_a	m s^{-1}
Humidité spécifique de l’air à 2 m d’altitude	q_a	kg kg^{-1}
Pression atmosphérique à la surface	P_s	Pa

TAB. 2.1 – Liste des variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d’ISBA en mode forcé.

2.1.1 Le bilan d’énergie d’ISBA

Quelle que soit la version d’ISBA utilisée, le bilan d’énergie à la surface du sol est décrit d’après l’équation 1.6. Toutefois, l’hypothèse d’un volume de sol infinitésimal simulé par ISBA permet de considérer les variations temporelles du stock d’énergie du sol comme négligeables. Le flux de chaleur dans le sol G s’écrit alors :

$$G = R_n - H - LE \quad (2.1)$$

Le calcul du flux de chaleur sensible H s’effectue en reprenant l’équation 1.3. LE est directement proportionnel à la somme de l’évaporation du sol nu, E_g ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), de l’évapotranspiration de la végétation, E_v ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et de la sublimation de la neige lors de sa fonte, S_s , ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) selon l’équation suivante :

$$LE = L_v(E_g + E_v) + L_s S_s \quad (2.2)$$

Variable	Notation	Unité
Évaporation du sol nu	E_s	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Évaporation de la végétation	E_v	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Transpiration des plantes	E_{tr}	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Sublimation de la neige	S_s	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Ruissellement de la canopée	d_r	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Sublimation de la neige	S_s	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Infiltration réelle	I_r	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Fonte de la neige	S_m	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Ruissellement de surface	Q_s	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Stock de neige	W_n	kg m^{-2}
Stock d'eau de la canopée	W_r	kg m^{-2}
Contenue en eau volumique de chaque couche	$w_i (i = 1, 3)$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$

TAB. 2.2 – Flux et stocks d'eau dans ISBA.

L_v (J kg^{-1}) est la chaleur latente de vaporisation et L_s (J kg^{-1}) la chaleur latente de sublimation. Les termes d'évapotranspiration et de sublimation sont déterminés par les lois classiques de l'aérodynamique (cf. équation 1.4). L'évaporation du sol nu E_g se définit comme l'évaporation issue de la fraction de la maille qui n'est pas couverte par la végétation. Ce terme dépend de l'humidité spécifique du sol à saturation et de l'humidité relative de la surface par rapport au contenu en eau du sol superficiel. E_v regroupe l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée, E_c , et la transpiration des végétaux, E_{tr} . La partition de E_v entre ces deux termes s'effectue par l'intermédiaire du coefficient de Halstead qui dépend de la fraction de l'eau interceptée par la végétation dans la maille. Pour plus de détails sur le calcul des termes d'évapotranspiration, le lecteur pourra consulter les travaux de Noilhan et Planton (1989) et Mahfouf et Noilhan (1991). La sublimation de la neige S_s dépend quant à elle de la fraction de la surface recouverte par la neige calculée à partir du stock de neige dans la maille W_n et des caractéristiques de végétation de la maille (Boone et Etchevers, 2001 ; Douville et al., 1995). Le tableau 2.2 résume les différentes notations et unités employées pour décrire les flux de masse à l'interface sol-végétation-atmosphère.

2.1.2 Le réservoir de végétation

Comme la plupart des modèles de surface, ISBA reprend l'approche de Deardorff (1978) pour représenter la quantité d'eau W_r (m) stockée sur la canopée. L'évolution du stock de ce réservoir est établie en réalisant un bilan de masse sur la canopée :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = (1 - p_{n,veg})vegP_r - (E_c + d_r) \quad (2.3)$$

Le terme $(1 - p_{n,veg})vegP_r$ donne la quantité de précipitation interceptée par la végétation, où $p_{n,veg}$ représente la fraction de végétation recouverte par la neige. Le coefficient veg représente la fraction de végétation dans la maille. Il dépend du type de végétation rencontré à l'intérieur de la maille et est prescrit en entrée du modèle. La quantité maximale d'eau W_{rmax} pouvant être stockée sur la canopée ne dépend que de la densité du couvert végétal. Le ruissellement d_r issu du réservoir d'interception est généré uniquement lorsque W_r dépasse le seuil W_{rmax} . A l'échelle locale ou régionale, d_r est calculé comme suit :

$$d_r = \max\left(0, \frac{W_r - W_{rmax}}{\Delta t}\right) \quad (2.4)$$

À l'échelle globale, d_r est exprimé suivant la formulation proposée par Mahfouf et al. (1995) et prend en compte la variabilité sous maille des précipitations par une fonction exponentielle :

$$d_r = P_r e^{\frac{\mu(W_r - W_{rmax})}{P_r \Delta t}} \quad (2.5)$$

avec μ la fraction mouillée de la maille prise égale à 0.1 sur l'ensemble du globe.

2.1.3 Infiltration et ruissellement

L'eau candidate à l'infiltration s'exprime via le terme d'infiltration potentielle I_p :

$$I_p = (1 - veg)P_r + d_r + S_m \quad (2.6)$$

avec $(1 - veg)P_r$ l'eau non-interceptée par la canopée, d_r l'eau ruisselée à partir de ce réservoir et S_m l'eau issue de la fonte de la neige.

Cette eau ne s'infiltre pas complètement dans le sol. Une partie ruisselle en surface, et l'infiltration réelle I_r qui pénètre dans le sol s'écrit :

$$I_r = I_p - Q_s \quad (2.7)$$

Le terme Q_s représente le ruissellement de surface. Deux mécanismes hydrologiques peuvent générer ce ruissellement. Le premier, le *ruissellement de Dunne*, a lieu lorsque l'eau candidate à l'infiltration atteint une surface totalement saturée. À ce moment, aucune eau ne s'infiltre et toute l'eau rejoint directement le ruissellement de surface. Ce ruissellement est calculé dans ISBA pour chaque maille selon une approche sous-maille basée sur le formalisme TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979). Il s'agit entre autre de calculer la fraction de la maille f_{sat} saturée en eau, de manière à déterminer la part des précipitations participant au ruissellement de surface, en multipliant cette fraction avec le flux de précipitations atteignant la maille (Decharme et Douville, 2006a).

Le deuxième type de ruissellement est le *ruissellement hortonien*. Ce ruissellement est lié à la *capacité d'infiltration* du sol dans la maille. Si l'infiltration potentielle dépasse cette capacité d'infiltration, l'excès d'eau ruisselle et participe au ruissellement de surface. Nous ne rentrerons pas dans le détail de la paramétrisation du ruissellement hortonien dans ISBA-3L. Le lecteur intéressé pourra se rapporter à l'étude de Decharme et Douville (2006a).

2.1.4 Le réservoir de neige

Deux schémas de neige permettent de traiter la neige dans ISBA. Le premier, utilisé dans ISBA-3L, correspond à l'approche « force-restore » introduite par Douville et al. (1995). L'équivalent en eau du manteau neigeux (Snow Water Equivalent (SWE)), quantité équivalente au réservoir de neige W_n , est modélisé à l'aide d'une seule couche selon le bilan de masse suivant :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = S_r - (S_m + S_s) \quad (2.8)$$

Dans cette approche, les pertes du manteau neigeux sont dues à la fonte S_m et à la sublimation S_s de la neige. La capacité de rétention de l'eau liquide par la neige est négligée, aussi la pluie et l'eau de la fonte s'écoulent immédiatement à la surface du sol où elles sont réparties entre infiltration et ruissellement de surface.

Pour le traitement de la neige dans ISBA-DF, un schéma de neige explicite à trois couches est utilisé (Boone et Etchevers, 2001). Le bilan de masse du contenu en eau total des trois couches s'écrit :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w} (S_r + p_n P_r - S_n - E_s - S_n) \quad (2.9)$$

La fraction de pluie atteignant le sol recouvert de neige est déterminée par le produit de la fraction de neige p_n et du taux de précipitation P_r . Le terme E_s ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) désigne l'évaporation de l'eau liquide contenu dans le manteau neigeux. Notons que ce terme n'est pas présent dans le schéma de Douville et al. (1995) du fait que la capacité de rétention de l'eau par la neige soit négligée.

2.1.5 Le schéma de sol d'ISBA-3L

La température du sol

Dans ISBA-3L, l'évolution de la température à la surface du sol, T_s (K), permet de caractériser le bilan d'énergie à l'interface sol-végétation (Noilhan et Planton, 1989). Cette température évolue en fonction du flux de chaleur vertical dans le sol G (cf. équation 2.1). T_s est approximée comme étant la température d'une fine couche superficielle d'épaisseur d_1 (m). Sur une durée τ (s) fixée à un jour, T_s évolue vers la température moyenne de la couche racinaire T_2 selon la formulation « force-restore » proposée par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976) :

$$\begin{cases} \frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(G - L_f S_m) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \end{cases} \quad (2.10)$$

avec C_T ($\text{K m}^{-2} \text{J}^{-1}$) le coefficient d'inertie thermique du composite sol-végétation défini comme la moyenne harmonique entre les coefficients d'inertie thermique du sol et de la végétation, pondérée par la fraction de végétation veg (Noilhan et Planton, 1989). L_f (J kg^{-1}) correspond à la chaleur latente de fusion de la glace.

L'eau du sol

Trois couches hydrologiques de sol sont prescrites dans ISBA-3L pour représenter la zone non-saturée. Elles sont représentées sur la figure 2.1. Les flux et les stocks d'eau dans et à l'interface des couches sont résumés dans le tableau 2.2. Une fine couche de surface, d'épaisseur d_1 (m) limitée à 0.01 m, permet de contrôler la quantité d'eau en surface candidate à l'évaporation du sol nu. Cette couche est incluse dans la zone racinaire d'épaisseur d_2 (m) variable selon le type de végétation. La teneur en eau volumique moyenne de la couche superficielle, w_1 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), évolue vers celle de la zone racinaire, w_2 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), selon l'approche « force-restore » proposée par Deardorff (1977).

Une troisième couche de sol d'épaisseur $d_3 - d_2$ et de teneur en eau volumique moyenne w_3 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) permet de distinguer la zone racinaire de la colonne de sol totale d'épaisseur d_3 (m) (Boone et al., 1999). Enfin, les teneurs en eau de chaque couche sont contraintes par le contenu en eau à saturation w_{sat} (m) et ne peuvent pas dépasser un seuil minimum w_{min} dans le but d'éviter un assèchement total du sol.

L'évolution de ces trois réservoirs s'écrit de la manière suivante :

$$\begin{cases} \frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (I_r - E_g) - D_1 & w_{min} \leq w_1 \leq w_{sat} \\ \frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (I_r - E_g - E_{tr}) - K_2 - D_2 & w_{min} \leq w_2 \leq w_{sat} \\ \frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} (K_2 + D_2) - K_3 & w_{min} \leq w_3 \leq w_{sat} \end{cases} \quad (2.11)$$

avec ρ_w (kg m^{-3}) la masse volumique de l'eau et C_1 un coefficient contrôlant les échanges d'humidité entre la surface et l'atmosphère.

Le terme D_1 représente la diffusion verticale d'humidité entre la zone superficielle et la zone racinaire, et le terme D_2 la diffusion entre la zone racinaire et la couche profonde.

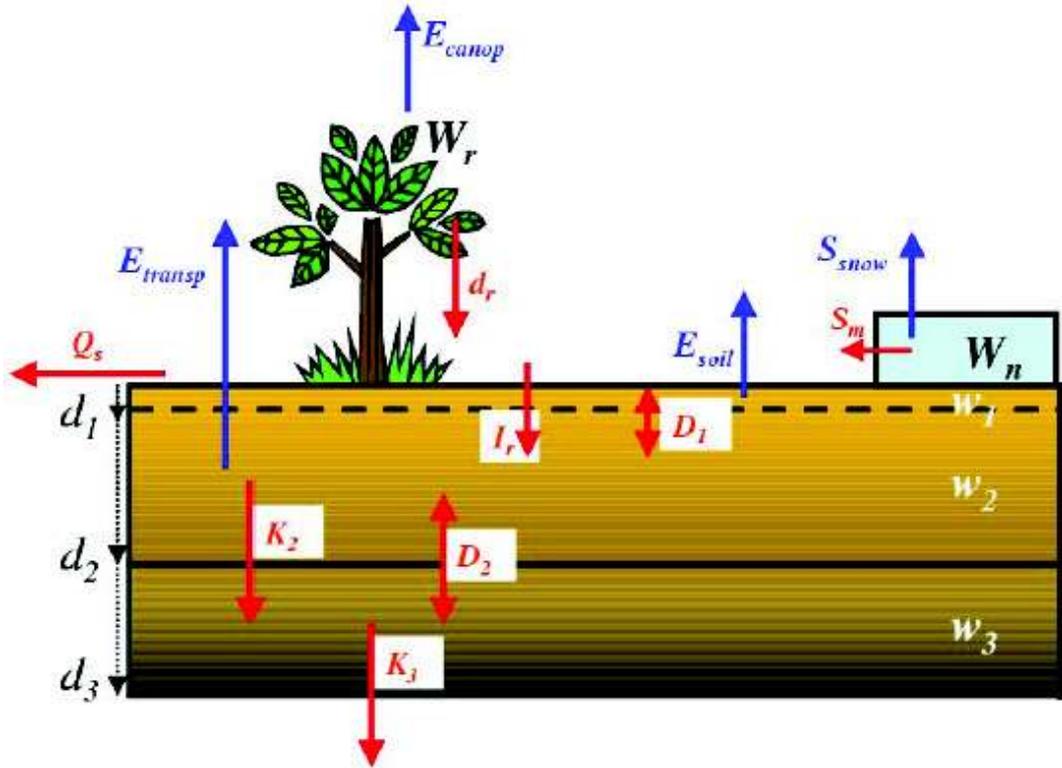


FIG. 2.1 – Les trois couches de sol d’ISBA (d’après Decharme (2005)).

$$\begin{cases} D_1 = \frac{C_2}{\tau} (w_1 - w_{geq}) \\ D_2 = \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) \end{cases} \quad (2.12)$$

avec C_2 et C_4 les coefficients contrôlant les termes de diffusion.

Le terme K_2 (s^{-1}) correspond au drainage gravitationnel de la couche racinaire vers le sol profond, et K_3 (s^{-1}) au drainage gravitationnel du sol profond vers le sous-sol d’ISBA. K_2 et K_3 s’expriment sous la forme d’un rappel vers la capacité au champ w_{fc} ($m^3 m^{-3}$), fidèle à la philosophie « force-restore ». Le terme w_{geq} ($m^3 m^{-3}$) définit le contenu en eau superficielle à l’équilibre entre les forces de capillarité et les forces de gravité, calculé à partir de w_2 et des propriétés de texture du sol. Si w_1 est supérieure à w_{geq} , la couche superficielle draine de l’eau vers la zone racinaire, tandis que l’inverse se produit si w_1 est inférieure à w_{geq} .

$$\begin{cases} K_2 = \frac{d_3}{d_2} \frac{C_3}{\tau} \max(w_{d2}, w_2 - w_3) \\ K_3 = \frac{d_3}{d_3 - d_2} \frac{C_3}{\tau} \max(w_{d3}, w_3 - w_2) \end{cases} \quad (2.13)$$

où C_3 est un coefficient de drainage caractérisant le taux avec lequel le profil de sol est rappelé vers la capacité au champ w_{fc} . Les coefficients K_2 et K_3 ont été modifiés par Habets et al. (1999a) afin de permettre un drainage résiduel (w_{d1} et w_{d2} ($m^3 m^{-3}$)) quand l’humidité de chaque couche tombe sous la capacité au champs w_{fc} . Ce drainage résiduel a été initialement introduit dans le but de soutenir les débits d’étiage en période sèche dans les rivières. En pratique, ce soutien est assuré par la contribution des eaux souterraines aux débits. Par conséquent, le drainage résiduel a été désactivée dans les simulations de cette thèse utilisant ISBA-3L.

Tous les coefficients « force-restore » C_1 , C_2 , C_3 et C_4 , ainsi que les paramètres hydrologiques du sol w_{sat} , w_{wilt} , w_{fc} et w_{geq} , sont calculés en fonction de l’humidité du sol et des propriétés du sol selon les relations établies par Noilhan et Lacarrère (1995) sur la base des équations

de fermeture du potentiel hydrique et de la conductivité hydraulique proposée par Clapp et Hornberger (1978) et Brooks et Corey (1966) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi(w) = \psi_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{-b} \\ k(\psi) = k_{sat} \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}} \right)^{-\frac{2b+3}{b}} \end{array} \right. \quad (2.14)$$

avec b la pente de la courbe de rétention d'eau. k_{sat} (m s^{-1}), ψ_{sat} (m) et w_{sat} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) sont respectivement la conductivité hydraulique, le potentiel hydrique et le contenu en eau volumique à saturation.

2.1.6 Le schéma de sol d'ISBA-DF

Par rapport à ISBA-3L, seules les équations régissant l'évolution de la température et du contenu en eau du sol sont modifiées. La prise en compte de la végétation et du manteau neigeux reposent sur les mêmes schémas, et le ruissellement de surface généré par le couplage avec TOPMODEL est également conservé. Dans ISBA-DF, les transferts verticaux de chaleur et de masse sont partiellement découplés. Seules les coefficients thermiques intervenant dans l'équation d'évolution de la température du sol dépendent du contenu en eau du sol, ce qui s'apparente à un couplage implicite entre transfert de chaleur et transfert de masse.

La température du sol

Cette version multicouche d'ISBA représente le même bilan d'énergie que la version « force-restore » à trois couches. La figure 2.2 compare le sol d'ISBA-3L avec celui d'ISBA-DF. Dans un souci de cohérence entre les deux versions, la température de surface T_s du composite sol/végétation est calculée sur la même couche superficielle que dans ISBA-3L. T_s évolue en fonction du flux de chaleur dans le sol G et du gradient thermique entre la couche superficielle et la deuxième couche (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). Pour un sol discrétisé en N couches, T_s équivaut à la température T_1 de la première couche. Les transferts de chaleur dans le sol sont décrits par la loi de Fourier selon la verticale z . Les équations gouvernant ces transferts de chaleur à la surface et dans le sol s'écrivent :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T \left[G - \frac{\bar{\lambda}_1}{\Delta \tilde{z}_1} (T_s - T_2) \right] \\ \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{1}{c_{g_i}} \frac{1}{\Delta z_i} \left[\frac{\bar{\lambda}_{i-1}}{\Delta \tilde{z}_{i-1}} (T_{i-1} - T_i) - \frac{\bar{\lambda}_i}{\Delta \tilde{z}_i} (T_i - T_{i+1}) \right] \quad 2 \leq i \leq N \end{array} \right. \quad (2.15)$$

avec Δz_i (m) l'épaisseur de la couche i , $\Delta \tilde{z}_i$ (m) l'épaisseur entre les centres (ou noeuds) de deux couches consécutives, c_{g_i} ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) la capacité thermique totale du sol de la couche i , et $\bar{\lambda}_i$ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) la conductivité thermique moyenne à l'interface des deux couches i et $i + 1$. L'épaisseur $\Delta \tilde{z}_i$ se calcule comme suit :

$$\Delta \tilde{z}_i = \frac{(\Delta z_i + \Delta z_{i+1})}{2} \quad (2.16)$$

$\bar{\lambda}_i$ se détermine en prenant la moyenne harmonique des conductivités thermiques des couches i et $i + 1$, pondérées par l'épaisseur des couches :

$$\bar{\lambda}_i = \frac{(\Delta z_{i+1} \lambda_{i+1} + \Delta z_i \lambda_i)}{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i} \quad (2.17)$$

La capacité thermique totale de la couche de sol i c_{g_i} est la somme de la capacité thermique de l'eau et de celle du sol, déterminée selon la formulation de Peters-Lidard et al. (1998). La

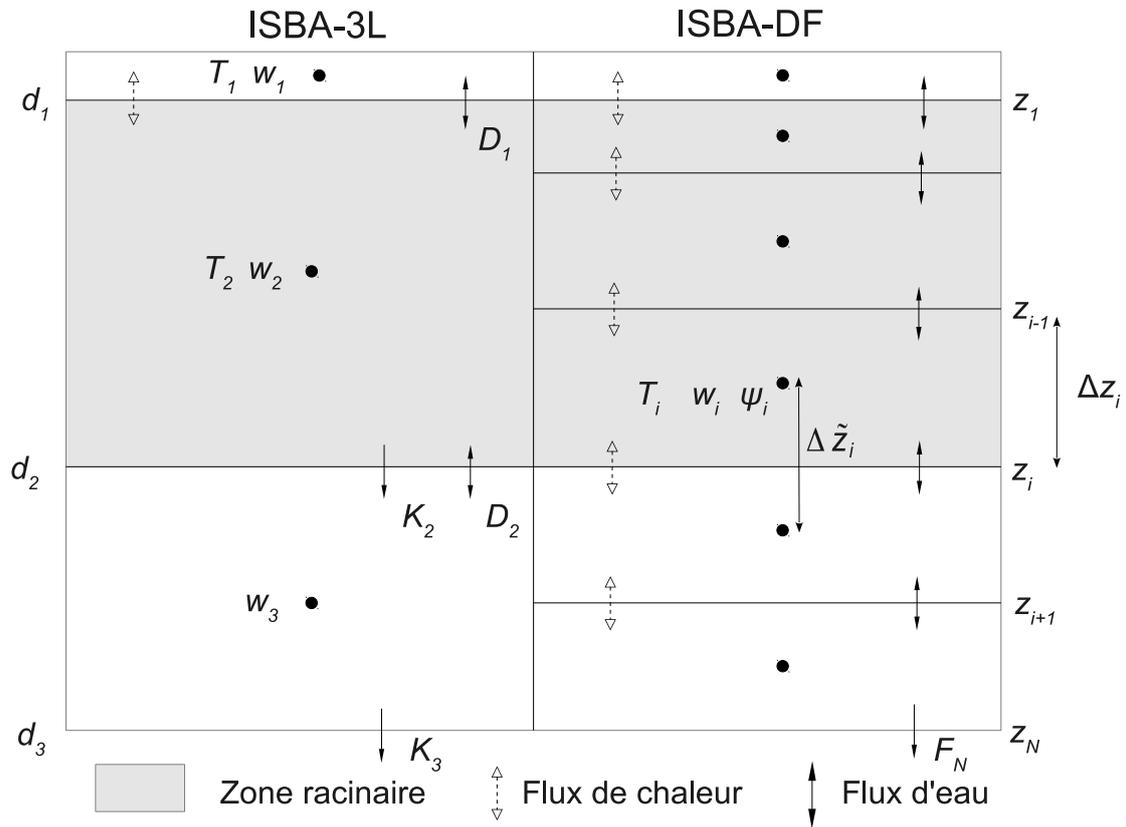


FIG. 2.2 – Discrétisation verticale dans le sol des différentes versions d’ISBA. d_1 (1 cm), d_2 et d_3 correspondent aux épaisseurs de sol des trois couches d’ISBA-3L. D_1 et D_2 sont les flux diffusifs, K_2 et K_3 les flux gravitaires. Pour ISBA-DF, z_i , Δz_i et $\Delta \tilde{z}_i$ correspondent respectivement à la profondeur de la couche de sol i , à son épaisseur, et à la distance entre les noeuds des couches i et $i + 1$. T_i , w_i et ψ_i désignent la température, l’humidité et le potentiel de la couche i . Enfin, F_N représente le flux à la base du sol (d’après Boone (2000)).

conductivité thermique du sol s’exprime en fonction du contenu en eau du sol, de la porosité, et de la conductivité du sol suivant la formulation de Johansen (1975) et selon les recommandations de Peters-Lidard et al. (1998). L’équation 2.15 est convertie en matrice tridiagonale et résolue grâce à un schéma numérique implicite « backward » utilisant la méthode des différences finies.

L’eau du sol

Dans ISBA-DF, les flux de masses d’eau sont décrits selon la forme « mixte » de l’équation de Richards (cf. équation 1.13). La variation temporelle de l’humidité du sol est résolue en terme de teneur en eau, tandis que le gradient hydraulique est résolu en terme de potentiel hydrique. Cette forme mixte est généralement considérée comme étant supérieure aux formulations résolvant uniquement le potentiel ou le contenu en eau. La résolution numérique de la forme en potentiel ne conserve généralement pas la masse (Allen et Murphy, 1986 ; Celia et al., 1990), présente des limitations en terme de pas de temps numérique (Milly, 1985), et converge plus lentement (Baca et al., 1997), ce qui limite son exploitation en terme d’études climatiques ou météorologiques. La résolution de l’équation 1.13 en terme de contenu volumique permet en revanche d’améliorer le bilan de masse et converge rapidement. Malheureusement, cette forme est strictement réservée au milieu non-saturé et homogène du fait que le contenu en eau du sol est discontinu à l’interface des couches de sol, ce qui limite son application en hydrologie. A l’inverse, la forme mixte de l’équation de Richards est applicable pour des sols homogènes et hétérogènes, saturés ou non.

En utilisant le même nombre N de couches que pour la température, les équations gouvernant

l'humidité et le potentiel hydrique du sol sont :

$$\begin{cases} \frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_1} \left[-\bar{k}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta \tilde{z}_1} + 1 \right) - \bar{v}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta \tilde{z}_1} \right) + \frac{S_1}{\rho_w} \right] \\ \frac{\partial w_i}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_i} \left[F_{i-1} - F_i + \frac{S_i}{\rho_w} \right] \quad \text{avec } 2 \leq i \leq N \end{cases} \quad (2.18)$$

Les flux à l'interface de chaque couche i sont ensuite calculés de la sorte :

$$F_i = \bar{k}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \tilde{z}_i} + 1 \right) + \bar{v}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \tilde{z}_i} \right) \quad (2.19)$$

Le coefficient \bar{k}_i (m s^{-1}) correspond à la conductivité hydraulique à l'interface des couches i et $i + 1$. Il est calculé en prenant la moyenne géométrique des conductivités hydrauliques des deux noeuds consécutifs i et $i + 1$:

$$\bar{k}_i = \sqrt{k_i(\psi_i) \times k_{i+1}(\psi_{i+1})}$$

Le potentiel hydrique ψ_i et la conductivité hydraulique k_i de chaque couche sont déterminés en fonction de l'humidité de la couche w_i via les équations 2.14. De même, \bar{v}_i (m s^{-1}) est égale à la moyenne géométrique des conductivités vapeur des couches i et $i + 1$. Les conductivités vapeurs de chacune des couches sont fonctions des textures du sol, du contenu en eau et de la température selon les relations établies par Braud et al. (2005).

Le terme S_i regroupe l'ensemble des processus d'infiltration et d'évapotranspiration. L'évaporation du sol nul E_g est uniquement prélevée de la couche de surface, tandis que la transpiration E_{tr} peut en revanche être extraite de plusieurs couches. Une fraction normalisée de racines spécifiées pour chaque couche pondère la fraction d'eau extraite par transpiration. Enfin, l'infiltration dans le sol est paramétré selon le modèle de « Geen et Ampt » (Green et Ampt, 1911). Cette approche, basée sur la loi de Darcy (cf. équation 1.11), permet de déterminer le maximum d'eau pouvant s'infiltrer dans le sol jusqu'au front d'infiltration, prit à une profondeur de 0.1 m dans ISBA (Decharme et al., 2011). L'eau d'infiltration alimente ensuite préférentiellement la première couche de sol, puis les couches suivantes. L'excès d'eau constitue le ruissellement hortonien. Enfin, tout comme dans ISBA-3L, le ruissellement de surface est déterminé en sommant ce ruissellement hortonien et le ruissellement de Dunne déterminé via l'approche TOPMODEL

À la base du sol, on suppose que les gradients du potentiel hydrique deviennent négligeables. Les propriétés hydrauliques sont alors les mêmes, et l'équation 2.19 s'écrit alors :

$$F_N = k_N \quad (2.20)$$

avec k_N la conductivité hydraulique de la dernière couche de sol N . Cette équation représente une condition de drainage à la base du sol, communément utilisée dans les modèles de surface. Une paramétrisation alternative de ce flux est néanmoins possible pour prendre en compte la présence d'une nappe d'eau souterraine sous le sol. C'est ce que nous verrons plus en détail lors de la description du couplage avec le schéma d'aquifère dans le chapitre 6.

L'équation 2.18 est convertie sous la forme d'une matrice tridiagonale et résolue en différences finies de manière implicite via l'algorithme de Crank-Nicolson. Plus de détails sur la méthode numérique de résolution peuvent être trouver dans Boone (2000).

2.2 Le modèle de routage TRIP

La version initiale du RRM TRIP a été développée à l'université de Tokyo par Oki et Sud (1998). Sa prise en compte dans le modèle couplé continent-océan-atmosphère permet de fournir des flux plus réalistes aux embouchures des grands fleuves pour le modèle d'océan. En routant le ruissellement total produit par ISBA, il offre un moyen supplémentaire d'évaluation en

permettant la comparaison des débits simulés des grands bassins fluviaux avec les séries temporelles de débits observés sur tous les continents. Il peut également servir à prédire les débits à l'échelle saisonnière ou la réponse des grands fleuves au réchauffement climatique global à plus long terme. TRIP est disponible à l'échelle globale sur des grilles de $1^\circ \times 1^\circ$ (cf. figure 2.3) et de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Toutefois, seule la version à 0.5° sera utilisée à l'échelle globale. Nous verrons également dans le cas de la France qu'il est tout à fait possible d'adapter TRIP à des résolutions plus fines, pour peu que l'on dispose des directions d'écoulement appropriées. Dans sa version initiale, TRIP considère une vitesse d'écoulement dans les rivières constante et prise égale à 0.5 m s^{-1} . De plus, le modèle ne fait aucune distinction entre le drainage profond et le ruissellement de surface. C'est pourquoi, au CNRM, plusieurs modifications ont été apportées par Decharme et al. (2010) sur les bases de Arora et al. (1999); Decharme et al. (2010). Un réservoir souterrain linéaire peut être pris en compte de manière à retarder la contribution du drainage à la rivière, et un schéma d'écoulement à vitesse variable peut être activé. Mentionnons également la possibilité de prendre en compte les inondations via le schéma proposée par Decharme et al. (2012), que nous ne détaillerons pas ici, mais dont certaines paramétrisation seront reprises lors de la paramétrisation du schéma d'aquifère.

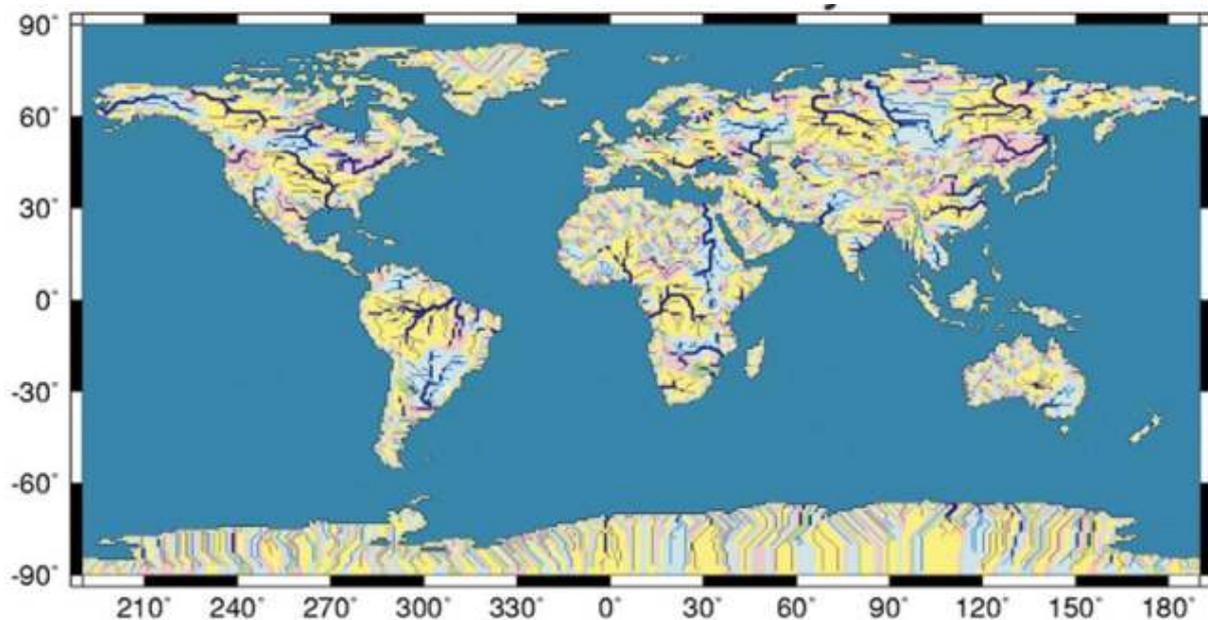


FIG. 2.3 – Représentation du maillage de TRIP à l'échelle globale et à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ (d'après Oki et Sud (1998))

2.2.1 La version initiale de TRIP

TRIP est un modèle de routage linéaire à base simplifiée. Il se base sur une seule équation bilan représentant l'évolution temporelle de la masse d'eau en rivière S (kg) stockée dans chaque maille d'eau du réseau hydrographique.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in}^S + Q_{sb} - Q_{out}^S \quad (2.21)$$

Q_{out}^S (ks^{-1}) représente les flux de masse sortant de la maille. Q_{in}^S (ks^{-1}) est la somme du flux de masse sortant des mailles amont voisines et du ruissellement de surface simulé par ISBA Q_s , multiplié par la surface de la maille TRIP. Enfin, Q_{sb} (ks^{-1}) correspond au drainage profond provenant de la base du sol d'ISBA. Q_{out}^S est estimé proportionnellement à S . Il est fonction de la vitesse d'écoulement de l'eau v (m s^{-1}) et de la longueur du segment de rivière L (m) dans la maille selon :

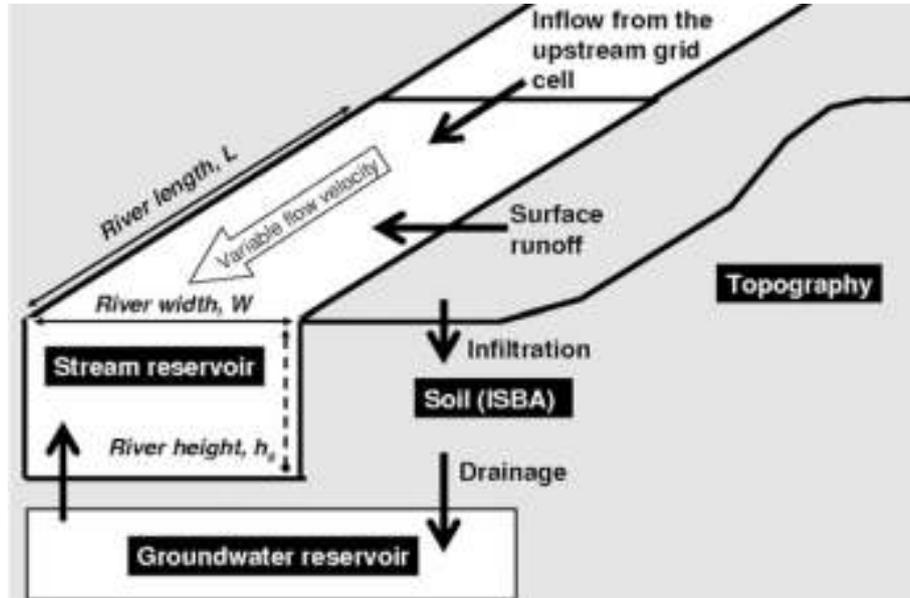


FIG. 2.4 – Représentation schématique de TRIP (d'après Decharme et al. (2010)).

$$Q_{out}^S = \frac{v}{L} S \quad (2.22)$$

Les segments de rivière représentent la distance entre le centre de chaque maille adjacente. Cette distance est multipliée par un coefficient de méandrement pris égal à 1.4 pour une résolution de 0.5° , comme proposé par Oki et Sud (1998). L'hypothèse avancée est qu'à faible résolution, les méandres des fleuves ne sont pas pris en compte lorsque l'on calcule la longueur des segments de rivière.

2.2.2 L'écoulement à vitesse variable

Dans sa version de base, TRIP utilise une vitesse uniforme égale à 0.5 m s^{-1} . Bien qu'ayant le mérite de la simplicité, cette hypothèse semble être peu réaliste à l'échelle globale. La prise en compte d'une vitesse variable a donc été introduite par Decharme et al. (2010) en se basant sur le formalisme proposé par Arora et al. (1999). v est calculé selon la formule de Manning en considérant une section de fleuve rectangulaire (cf. figure 2.4) :

$$v = \frac{\sqrt{s}}{n} R^{\frac{2}{3}} = \frac{\sqrt{s}}{n} \left(\frac{W h_s}{W + 2h_s} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.23)$$

avec s (m m^{-1}) la pente à la surface de l'eau supposée égale à celle du lit du fleuve dans la maille, n le coefficient de Manning assimilable à une rugosité, R (m) le rayon hydraulique, W (m) la largeur du fleuve et h_s (m) la hauteur d'eau dans le fleuve. Cette hauteur d'eau est calculée en fonction de S selon la formule suivante :

$$h_s = \frac{S}{\rho_s L W} \quad (2.24)$$

Cette équation est ensuite résolue en utilisant la méthode de « Runge-Kutta » à l'ordre 4 dans le but de s'affranchir des biais numériques inhérents à la non-linéarité de l'équation 2.23.

2.2.3 Le réservoir profond

Une option de TRIP permettant de prendre en compte la présence d'un réservoir profond a également été développée par Decharme et al. (2010), conformément aux travaux de Arora

et al. (1999). En effet, initialement, TRIP ne fait aucune distinction entre le ruissellement de surface Q_s et le drainage profond Q_{sb} (cf. figure 1.2). Or, ce drainage alimente le plus souvent des réservoirs profonds, ce qui a tendance à retarder sa contribution aux débits des fleuves de quelques jours à quelques mois. L'équation pronostique du réservoir profond G (kg) s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial G}{\partial t} = Q_{in}^G - Q_{out}^G \quad (2.25)$$

où le flux d'en entrant Q_{in}^G est égale à Q_{sb} . Le débit sortant Q_{out}^G est supposé être une fonction linéaire de la quantité d'eau stockée dans ce réservoir :

$$Q_{out}^G = \frac{1}{\tau_g} G \quad (2.26)$$

avec τ (s) une constante de temps fixée à 30 jours (Decharme et al., 2012). En définitive, l'équation 2.22 est modifiée pour prendre en compte ce nouveau flux :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in}^S + Q_{out}^G - Q_{out}^S \quad (2.27)$$

Il est important de préciser que ce réservoir ne représente pas la dynamique propre des eaux souterraines. Aucune hauteur de nappe n'est simulée. Son rôle est simplement de retarder la contribution du drainage profond d'une durée τ fixée à l'avance.

Chapitre 3

Le cadre expérimental

Comme nous l'avons déjà précisé dans l'introduction, le schéma d'aquifère nouvellement développé dans TRIP a d'abord été testé en mode off-line sur la France puis à l'échelle globale dans les chapitres 4 et 5, avant d'être couplé à ISBA dans le chapitre 6. Le présent chapitre a pour but de présenter l'ensemble des données nécessaires à la mise en oeuvre de ces expériences. Dans un premier temps, nous traiterons le cas de la France. Les observations de débit et de hauteur de nappe nécessaires à l'évaluation du modèle seront présentées conjointement avec le ruissellement total utilisé pour forcer TRIP. Cette partie sera aussi l'occasion de présenter les différentes variables atmosphériques utilisées pour forcer ISBA dans le chapitre 6. Nous nous attacherons ensuite à décrire le protocole expérimental à l'échelle globale. Il s'agira notamment de présenter la base de données globales de mesures de débit constituée pour évaluer les débits simulés. Là encore, les forçages ISBA utilisés au chapitre 5 dans le cadre de l'évaluation de TRIP en mode off-line seront décrits. Enfin, que ce soit sur la France ou à l'échelle globale, les données GRACE ont été utilisées pour estimer la bonne marche du schéma d'aquifère. C'est pourquoi, une section à part entière sera consacrée à la description des données gravimétriques provenant de GRACE.

Sommaire

3.1	La modélisation sur la France	51
3.1.1	Les caractéristiques géomorphologiques de la France	52
3.1.2	Les observations	53
3.1.3	Le système hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU	55
3.1.4	Les caractéristiques de TRIP	58
3.2	À l'échelle globale	60
3.2.1	Les données cartographiques globales	61
3.2.2	Les mesures de débit	65
3.2.3	Le forçage des simulations	67
3.2.4	Les caractéristiques de TRIP	68
3.3	Les données satellites GRACE	72

3.1 La modélisation sur la France

Le choix de la France comme premier domaine de test et d'évaluation à grande échelle n'a pas été fait au hasard. La France dispose en effet d'un important réseau de mesures de débit et de hauteur de nappe. Ce choix est d'autant plus justifié qu'il laisse la possibilité de comparer nos simulations avec les sorties du modèle hydrométéorologique régional SIM. Enfin, la France possède, sur un territoire de faible superficie, une grande variété de paysages géologiques. L'avantage d'une telle diversité est de permettre l'évaluation du modèle sur des terrains dont les caractéristiques sont, en majorité, représentatives de ce que l'on rencontre à l'échelle globale. Sur la France, TRIP a été testé sur deux grilles de résolution $1/12^\circ$ et 0.5° . TRIP est forcé par le

ruissellement total provenant d'une simulation ISBA réalisée au sein du système hydrométéorologique SIM finement calibré sur la France sur la période 1958-2010. Le forçage atmosphérique de cette simulation nous servira également à produire les résultats du couplage de la nappe avec ISBA dans le chapitre 6.

3.1.1 Les caractéristiques géomorphologiques de la France

Le réseau hydrographique de la France (cf. figure 3.1) est principalement organisé autour de quatre grands fleuves : la Loire, la Seine, la Garonne et le Rhône. Ces fleuves couvrent à eux seuls 62 % du territoire. On peut également ajouter la Meuse et le Rhin qui occupent un espace moins important en France, mais qui se prolongent hors des frontières de l'hexagone.



FIG. 3.1 – Topographie de la France (GTOPO30 ; <http://eros.usgs.gov>). Le tracé des principaux cours d'eau et les limites des grands bassins versants sont également présentés (d'après la base de donnée « BD Carthage » ; <http://www.sandre.eaufrance.fr>).

La France comporte trois grands domaines géologiques que l'on retrouve sur la figure 3.2 : les régions de socle, les bassins sédimentaires et les régions montagneuses. On y rencontre les différents types d'aquifère énumérés à la section 1.3.1. Les régions de socle recouvrent environ un tiers du territoire et correspondent principalement au Massif Armoricain, au Massif Central, aux Ardennes et aux Vosges. Ces massifs anciens datent tous de la période du paléozoïque (inférieures à 250 millions d'année). Majoritairement constitués de roches cristallines, ils ont subi une érosion forte et présentent un relief modéré. Ces formations sont très peu perméables. On y rencontre des aquifères de faible extension, principalement localisés dans les zones d'altération en surface ou les dépôts alluviaux.

Les bassins sédimentaires forment une deuxième catégorie géologique. Il s'agit du Bassin parisien et du Bassin aquitain. Les bassins sédimentaires sont formés d'un empilement de couches sédimentaires déposées par la mer au cours des temps géologiques. L'âge des couches sédimentaires augmente avec la profondeur. Ainsi, dans le Bassin parisien, les couches les plus anciennes du jurassique affleurent en périphérie et les couches les plus récentes, datant du quaternaire, se trouvent au centre. Ces bassins sédimentaires renferment les nappes les plus importantes et les plus étudiées. On y rencontre d'abord une nappe libre, puis une succession de nappes confinées séparées par des couches semi-perméables. À noter que les couches périphériques datant du jurassique sont majoritairement constituées de carbonates et connaissent une importante karstification.

Le dernier domaine géologique d'importance correspond aux chaînes montagneuses pyrénéennes et alpines. Ces chaînes se sont formées récemment dans l'histoire géologique. Elles se caractérisent par un relief escarpé avec des nappes rares et très morcellées.



FIG. 3.2 – Carte simplifiée des différentes régions géologiques de France (<http://wheb.ac-reims.fr/ressourcesdatice/DATICE/lithotheque/bassinparisien/complements.htm>).

La construction du modèle d'aquifère sur la France tient compte des aspects géologiques et topographiques du territoire. Elle se base sur l'utilisation de plusieurs cartes géologiques et hydrogéologiques : la carte géologique de l'Europe établie par l'institut fédéral allemand des géosciences et des ressources naturelles de géologie (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)) à Hannover, la carte lithologique simplifiée de France du Bureau des Ressources Géologiques et Minières (BRGM) et la carte mondiale des ressources en eau (World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme (WHYMAP)), sur laquelle nous reviendrons dans la prochaine section. L'utilisation de ces cartes sera détaillée lors de la description du modèle sur la France dans le chapitre 4. Précisons simplement que de telles informations sont également disponibles à l'échelle du globe, ce qui justifie l'utilisation d'une telle méthodologie à grande échelle.

3.1.2 Les observations

Dans cette thèse, les périodes de toutes les simulations réalisées sont comprises entre les années 1950 et 2010. À l'échelle de la France, nous disposons sur cette période d'un important réseau de stations de mesures de débit et d'observations de hauteur de nappe (piézomètres)

Les mesures de débit

Au total, 689 stations de mesures de débit sont disponibles. Leur répartition sur l'ensemble de la France est tracée sur la figure 3.3a. Cependant, seule une partie de ces stations de mesures ont été réellement utilisées lors de l'évaluation de TRIP. En effet, il est nécessaire de restreindre le nombre de mesures du fait des contraintes du système de modélisation considéré. Ainsi, les critères de sélection sont les suivants :

- Les séries temporelles de mesures doivent avoir au minimum dix ans de données.
- L'aire de drainage observée ne doit pas différer de plus de 20 % de l'aire de drainage de la maille correspondante dans TRIP.
- Enfin, si deux stations se trouvent dans la même maille TRIP, la station ayant la plus grande aire de drainage est prise comme étant représentative du débit dans la maille.

Ainsi, selon la résolution du modèle et la période de simulation considérée, le nombre de stations retenu ne sera pas le même.

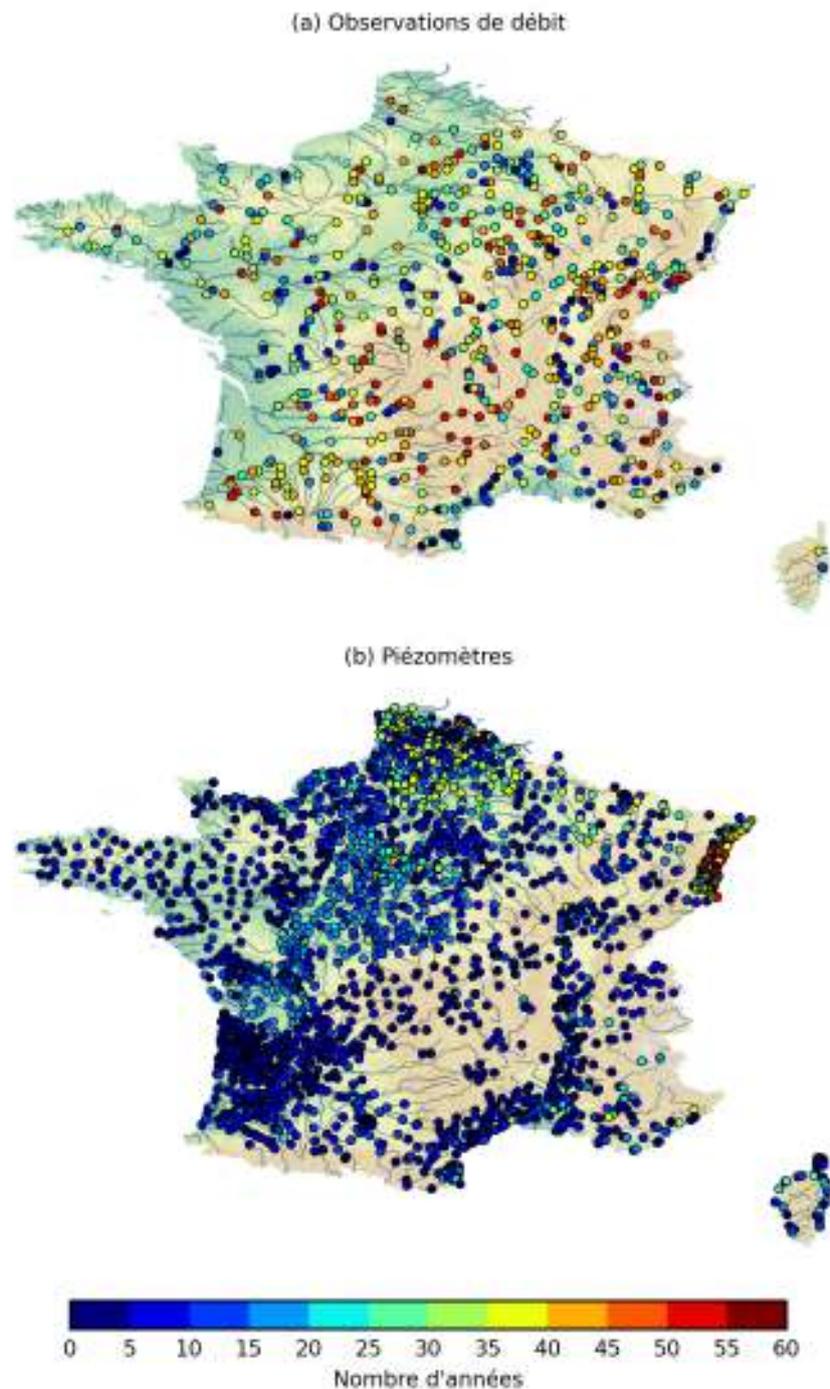


FIG. 3.3 – (a) Distribution spatiale des stations de mesure et (b) des piézomètres sur le territoire français. Les longueurs des séries temporelles sur la période 1950-2010 sont précisés.

Les piézomètres

Un réseau de 3211 piézomètres a été récupéré à partir de la base de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines; <http://www.ades.eaufrance.fr/>) pour évaluer les hauteurs piézométriques simulées par TRIP. La distribution spatiale de ces piézomètres est indiquée sur la figure 3.3b. Là encore, tous n'ont pas été exploités. Dans les chapitres suivants, seules les mesures correspondant à une nappe libre, situées dans les zones d'aquifères simulées, et ayant plus de dix ans de données, ont été prises en compte.

3.1.3 Le système hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU

Le système hydrométéorologique SIM se compose de trois modules indépendants : le Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN) (Quintana-Seguí et al., 2008) fournit les forçages atmosphériques, ISBA (Noilhan et Planton, 1989) calcule les bilans d'eau et d'énergie en surface, et le modèle hydrogéologique MODCOU (Ledoux et al., 1989) s'occupe de l'évolution des nappes d'eau et du débit des rivières (cf. figure 3.4). D'abord testé sur plusieurs grands bassins versants français (cf. tableau 1.2), SIM a été adapté sur la France en 2002, avant d'être utilisé en opérationnel à Météo France en 2003 afin de fournir des prévisions de ressource en eau en temps réel et à l'échelle nationale. La version d'ISBA utilisée dans SIM est la version « force-restore » à trois couches (ISBA-3L). À l'échelle de la France, deux aquifères sont pris en compte : l'aquifère multicouche du bassin de la Seine et la plaine alluviale du Rhône (Habets et al., 2008).

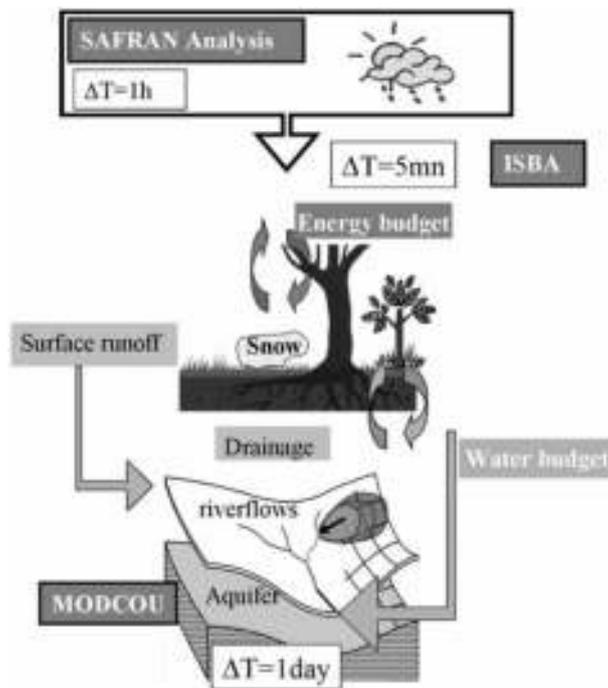


FIG. 3.4 – Les trois modules SAFRAN, ISBA et MODCOU composant le système hydrométéorologique SIM (d'après Habets et al. (2008)).

Le ruissellement de surface et le drainage profond forçant TRIP dans les simulations du chapitre 4 proviennent d'une simulation SIM indépendante réalisée sur la période d'août 1958 à août 2010 (Vidal et al., 2010a; Vidal et al., 2010b). Sur la France, SIM fonctionne sur une grille régulière à 8 km de résolution correspondant à une projection Lambert II incompatible avec la grille en longitude/latitude de TRIP. Ces forçages ont donc été interpolés sur la grille $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ via la méthode des plus proches voisins, puis ensuite moyennés pour obtenir le forçage sur la grille $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Les moyennes temporelles de chacune de ces variables sont représentées en chaque point de grille sur la figure 3.5 à fine et basse résolutions. Les champs de forçage sont similaires quelle que soit la résolution, et la différence entre les valeurs moyennes de chaque variable, indiquées pour chaque carte, reste négligeable. Signalons enfin que la simulation de SIM ayant servi à produire ces forçages servira aussi à l'évaluation du modèle d'aquifère sur la France dans les chapitres 4 et 6.

Le modèle hydrogéologique MODCOU

Le modèle hydrogéologique MODCOU est développé par l'École des Mines de Paris (Ledoux et al., 1989). C'est un modèle conceptuel distribué travaillant sur des mailles carrées emboîtées, ce

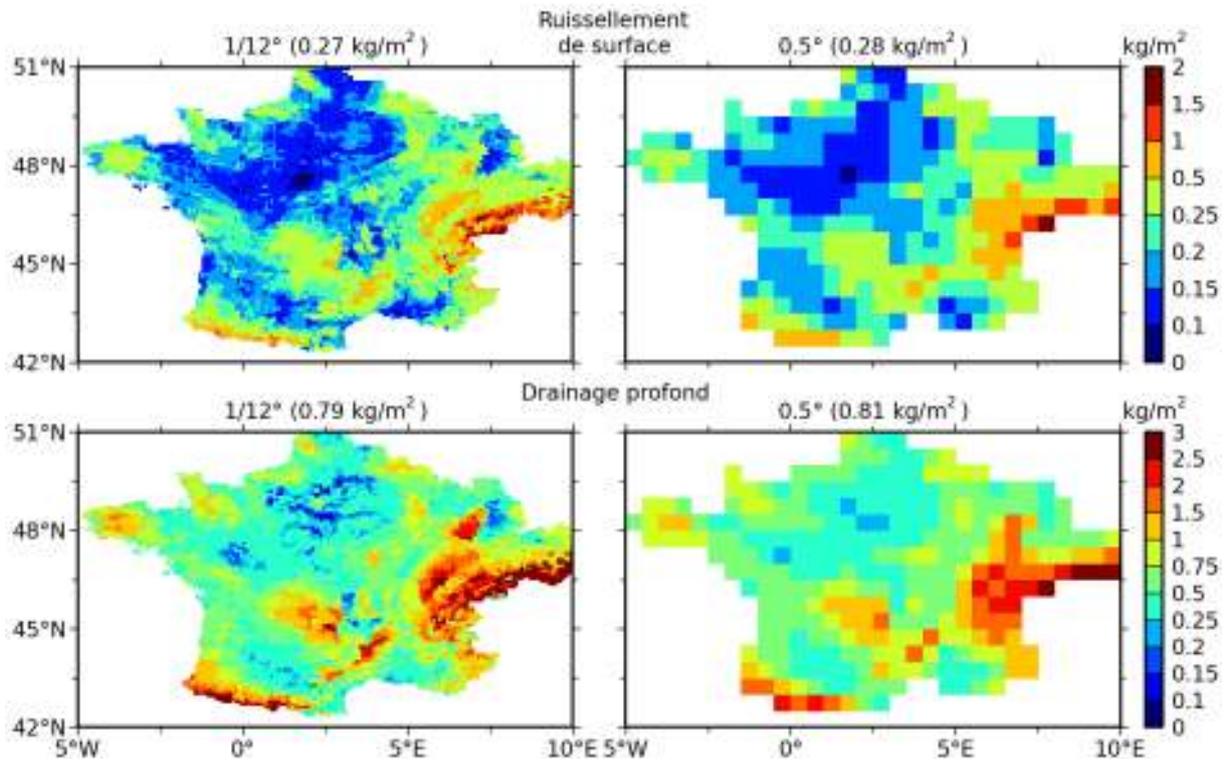


FIG. 3.5 – Moyenne temporelle (haut) du ruissellement de surface et (bas) du drainage profond interpolés à partir de SIM à fine et basse résolutions. La moyenne spatiale de chaque champ est également indiquée entre parenthèses.

qui permet de disposer d'un maillage fin proche des rivières et plus grossier ailleurs. MODCOU calcule l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique des aquifères multicouches en utilisant l'équation de diffusion des eaux souterraines (cf. équation 1.18). Il calcule ensuite les échanges d'eau entre la rivière et les aquifères et routent les débits en rivière en utilisant l'algorithme de Muskingum.

À la base, MODCOU dispose de son propre module conceptuel pour assurer la fonction de production et calculer le bilan hydrique du sol. Dans SIM, ce module a été remplacé par ISBA-3L, les fonctions de transfert et de routage de l'eau restant les mêmes. L'introduction du cycle diurne dans le modèle hydrologique permet ainsi un couplage avec l'atmosphère grâce au calcul du bilan d'énergie et d'eau.

Comme précisé plus haut, deux aquifères sont simulés par MODCOU : l'aquifère multicouche de la Seine et l'aquifère du Rhône. Sur ces zones, le drainage résiduel d'ISBA-3L (cf. équation 2.13) a été désactivé dans SIM, au contraire des autres régions où il reste activé.

Le forçage atmosphérique SAFRAN

Développé au Centre d'Etude de la Neige à Grenoble, SAFRAN proposait à la base des réanalyses de forçages atmosphériques uniquement en régions montagneuses pour la prédiction des avalanches (Durand et al., 1993). La couverture de ces réanalyses a par la suite été étendue à la France entière. Une description détaillée de la validation de SAFRAN sur la France est proposée dans Quintana-Seguí et al. (2008). Son utilisation en opérationnel a notamment confirmé la robustesse de ses données et sa capacité à fournir des données météorologiques précises pour forcer ISBA. Nous nous limiterons ici à décrire brièvement les principales caractéristiques des réanalyses SAFRAN.

SAFRAN fournit au pas de temps horaire huit variables atmosphériques : la vitesse du vent à 10 m d'altitude, l'humidité relative de l'air à 2 m, la température de l'air à 2 m, la nébulosité,

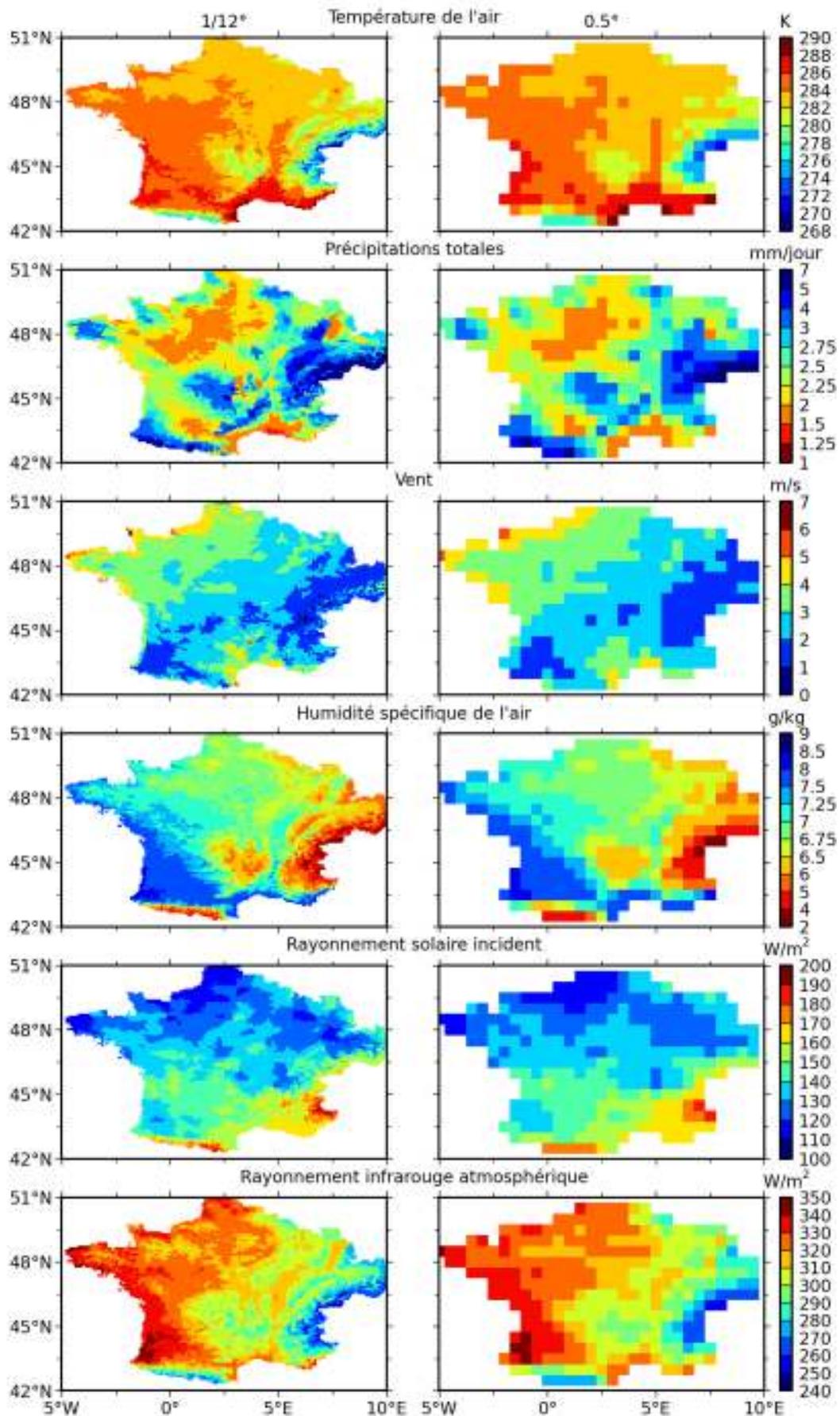


FIG. 3.6 – À gauche, les variables atmosphériques de SAFRAN interpolées à $1/12^\circ$ et à droite, les mêmes variables à 0.5° .

le rayonnement solaire incident, le rayonnement infrarouge atmosphérique et les précipitations solides et liquides. Le calcul de ces variables atmosphériques se fait sur des zones climatiquement homogènes et prédéfinies à l'avance. Pour le calcul de ces variables, SAFRAN prend en compte la totalité des données observées disponibles dans et autour de la zone d'étude. Une méthode d'interpolation optimale est utilisée pour chaque zone de manière à calculer les valeurs de chaque variable à différents niveaux d'altitude.

Les profils verticaux de température, de vitesse de vent, d'humidité et de nébulosité sont calculés toutes les 6 heures avec une résolution verticale de 300 m, puis interpolés au pas de temps horaire. Le calcul des flux radiatifs est ensuite réalisé en se basant sur les profils verticaux précédemment analysés selon le schéma proposé par Ritter et Geleyn (1992). Enfin, les précipitations sont estimées chaque jour, puis interpolées au pas de temps horaire selon l'évolution de l'humidité relative de l'air. Les précipitations solides apparaissent (chutes de neige) si la température de l'air est inférieure à 0.5 °C.

Pour la France, les zones climatiques homogènes utilisées pour produire le forçage SAFRAN sont les mêmes que celles utilisées à Météo France pour produire les prévisions météorologiques. Il en existe 612 de superficie moyenne d'environ 1000 km² chacune. Dans SIM, les analyses SAFRAN sont interpolés sur une grille de 8 km × 8 km de résolution. La topographie provient du modèle numérique de terrain « GTOPO30 » disponible auprès de l'USGS (United State Geological Survey). Les réanalyses sont conduites à partir d'observations provenant de plus de 1000 stations météorologiques et 3500 pluviomètres (Quintana-Seguí et al., 2008).

Tout comme pour le ruissellement total du chapitre 4, les forçages atmosphériques du chapitre 6 ont été interpolés à partir des forçages SAFRAN de la grille initiale 8 km × 8 km en projection Lambert II vers la grille longitude/latitude de résolution $1/12^\circ \times 1/12^\circ$, puis moyennés pour obtenir le forçage à 0.5°. Les moyennes temporelles de l'ensemble des champs atmosphériques sont représentées sur la figure 3.6 aux deux résolutions. Ces forçages atmosphériques proviennent de la même simulation SIM ayant servi à produire le ruissellement total d'ISBA du chapitre 4 (Vidal et al., 2010a; Vidal et al., 2010b). Toutefois, pour des raisons essentiellement dues au coût numérique des simulations, nous verrons que seule une période de 30 ans de 1979 à 2009 a été considérée pour l'étude du couplage entre ISBA et la nappe.

3.1.4 Les caractéristiques de TRIP

La détermination d'un certain nombre de paramètres, dont la majorité a été définie dans la section 2.2, est nécessaire pour adapter TRIP sur la France à fine ($1/12^\circ$) et basse (0.5°) résolutions. La topographie intervient dans la détermination des directions d'écoulement à fine résolution et dans le calcul des pentes du lit de la rivière aux deux résolutions. La prise en compte d'une vitesse variable dans TRIP nécessite de connaître les paramètres propres à la formulation de Manning (cf. équation 2.23) : la largeur du fleuve W , le coefficient de Manning n et la pente de la rivière s . La profondeur de la rivière h_c peut également être déterminée selon la formulation proposée par Decharme et al. (2012). Nous décrirons par la suite le rôle joué par cette profondeur dans le schéma d'aquifère. Dans cette sous-section, le calcul de ces paramètres sera décrit aux deux résolutions utilisées sur la France.

La topographie

La topographie à la résolution de $1/12^\circ$ est dérivée du modèle numérique de terrain GTOPO30 (http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info) fourni à la résolution de 30 secondes d'arc et représenté sur la figure 3.1. Dans TRIP, chaque maille est considérée comme une maille rivière. De ce fait, la topographie joue un rôle critique puisqu'elle constitue le paramètre essentiel dans la détermination des directions d'écoulement et du réseau hydrographique. C'est pourquoi elle est calculée à partir d'une interpolation bien spécifique. La topographie de chaque maille de la grille $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ est ainsi prise comme étant la moyenne du premier décile des valeurs de topographie à 30 secondes d'arc à l'intérieur de la maille, rangées en

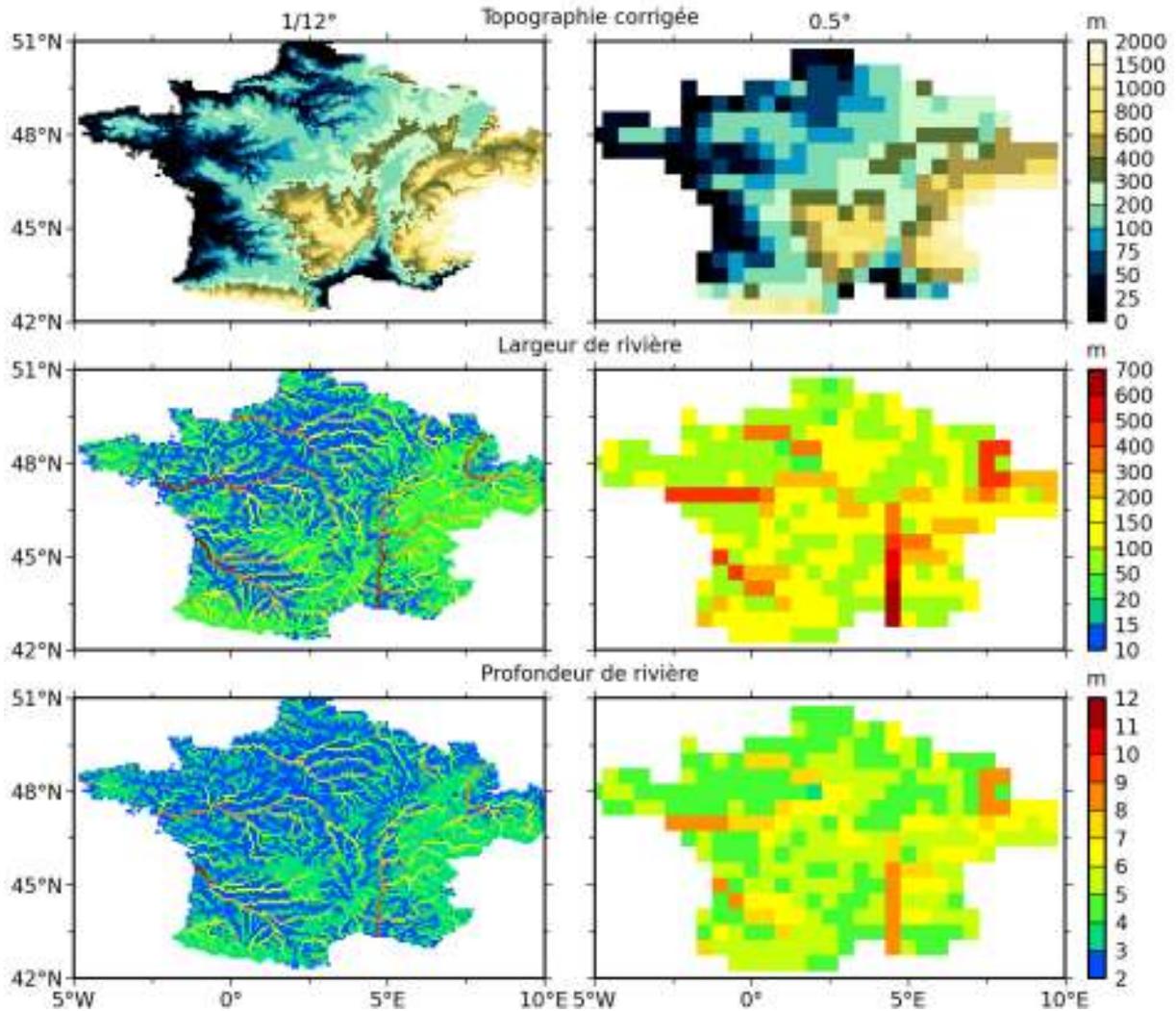


FIG. 3.7 – Topographie corrigée, largeurs et profondeurs de rivière calculées à fine et basse résolutions sur la France.

ordre croissant. Le résultat est ensuite affiné sous un Système d'Information Géographique (SIG) de manière à éliminer les anomalies de topographie qui pourraient altérer le calcul du réseau hydrographique.

À 0.5° , la topographie est déterminée en prenant la moyenne des valeurs à $1/12^\circ$ à l'intérieur de chacune des mailles 0.5° . Ce calcul se base sur l'hypothèse que les paramètres topographiques déterminés précédemment à fine résolution sont représentatifs des caractéristiques du réseau hydrographique à 0.5° . Les topographies déterminées aux deux résolutions sont représentées sur la figure 3.7.

La largeur du fleuve

La largeur du fleuve W est calculée dans chaque maille selon la formulation empirique décrite dans Decharme et al. (2012) :

$$W = \max(W_{\min}, \beta Q_{yr}^{0.5}) \quad (3.1)$$

avec Q_{yr} ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) la moyenne annuelle du débit calculée à partir de la moyenne annuelle du ruissellement total simulé par ISBA dans chaque maille et sur la période 1958-2010. Q_{yr} est calculé pour les deux résolutions. Le coefficient β est fixé à 15 en conformité avec l'ordre de grandeur habituellement utilisé sur les bassins tempérés (Arora et Boer, 1999 ; Decharme et al.,

2012; Moody et Troutman, 2002). La largeur minimale W_{min} (m) de fleuve est fixée à 10 m à fine résolution, et à 30 m à basse résolution. Ces largeurs sont représentées aux deux résolutions sur la figure 3.7.

Le coefficient de Manning

Le coefficient de Manning n traduit la résistance qu'exerce le lit du fleuve à l'écoulement de l'eau. Pour un bassin versant donné, il varie de manière linéaire dans chaque maille selon l'expression suivante :

$$n = n_{min} + (n_{max} - n_{min}) \left(\frac{SO_{max} - SO}{SO_{max} - 1} \right) \quad (3.2)$$

avec SO la séquence de rivière de la maille, et SO_{max} la séquence maximum du bassin versant correspondant à la maille située à l'embouchure du fleuve. Une telle représentation repose sur l'hypothèse que la rugosité du lit joue un rôle plus important sur les rivières de faible largeur situées en amont par rapport à celles de plus grande largeur situées en aval (Decharme et al., 2010). La valeur maximum de n , n_{max} , est fixée à 0.06, la valeur minimum n_{min} à 0.04, conformément aux valeurs que l'on retrouve dans d'autres études à l'échelle globale (Arora et Boer, 1999; Arora et al., 1999; Lucas-Picher et al., 2003).

La pente du lit de la rivière

La pente du lit de la rivière s dans la maille $1/12$ est déterminée par rapport à la topographie et aux directions d'écoulement de TRIP selon la formulation suivante :

$$s = \max \left(\frac{Z - Z_{next}}{L}, 10^{-5} \right) \quad (3.3)$$

avec Z (m) la topographie dans la maille, Z_{next} (m) la topographie dans la maille voisine aval et L la longueur de la rivière. Signalons également que le coefficient de méandrement évoqué à la section 2.2.1 est pris à 1.1 au lieu de 1.4 à 0.5° de manière à obtenir des distances plus réalistes à fine résolution.

Sur la France, tout comme la topographie, les pentes à 0.5° sont obtenues en prenant la valeur moyenne des pentes à fine résolution présentes dans la maille 0.5° .

La profondeur de la rivière

La profondeur de la rivière h_c est calculé dans chaque maille selon la formulation empirique suivante (Decharme et al., 2012) :

$$h_c = W^{\frac{1}{3}} \quad (3.4)$$

Les profondeurs obtenues sont tracées aux deux résolutions sur la figure 3.7. À fine résolution, elles varient de 2 m en amont des bassins, jusqu'à 12 m pour les mailles situées aux extrémités du Rhône et de la Garonne. À basse résolution, ces valeurs sont comprises entre 3 et 9 mètres.

3.2 À l'échelle globale

Le réseau global de mesures de débit est essentiellement constitué de stations provenant du GRDC, et complété par d'autres sources nationales ou régionales. Ces mesures ont été comparées avec les débits simulés par TRIP au chapitre 5, en mode forcé, et sur la période 1950-2010. Le ruissellement total fourni à TRIP provient d'une simulation ISBA indépendante réalisée par Alkama et al. (2010) et forcée par les réanalyses atmosphériques issues de l'université de

Princeton (Sheffield et al., 2006). Le schéma d'aquifère a été adapté à l'échelle globale en utilisant les mêmes types d'information que pour le cas de la France. Ainsi, les caractéristiques des aquifères à l'échelle globale se basent sur plusieurs données cartographiques : la carte topographique globale multi-résolution (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010)) (Danielson et Gesch, 2011), la carte mondiale de lithologie établie par Dürr et al. (2005) et la carte hydrogéologique des ressources en eau souterraine mondiales (WHYMAP). La carte de lithologie est utilisée pour estimer la distribution spatiale des paramètres de porosité et de transmissivité selon le type de roche rencontré. La carte hydrogéologique WHYMAP permet, en combinaison avec la topographie globale, de délimiter les contours des principaux aquifères à l'échelle globale. Ces contours ont par ailleurs été raffinés sur les États-Unis à l'aide d'une carte supplémentaire d'aquifères qui sera également présentée.

3.2.1 Les données cartographiques globales

La topographie et le réseau hydrographique de TRIP

La topographie à l'échelle mondiale provient du modèle numérique de terrain à 30 secondes d'arc GMTED2010 établi par l'USGS (United State Geological Survey) et l'agence nationale de renseignement géo-spatial (National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)) (cf. figure 3.8a). Elle a été conçue dans le but de remplacer, à terme, la base de données GTOPO30 pour l'ensemble des applications hydrologiques à grande échelle (Danielson et Gesch, 2011).

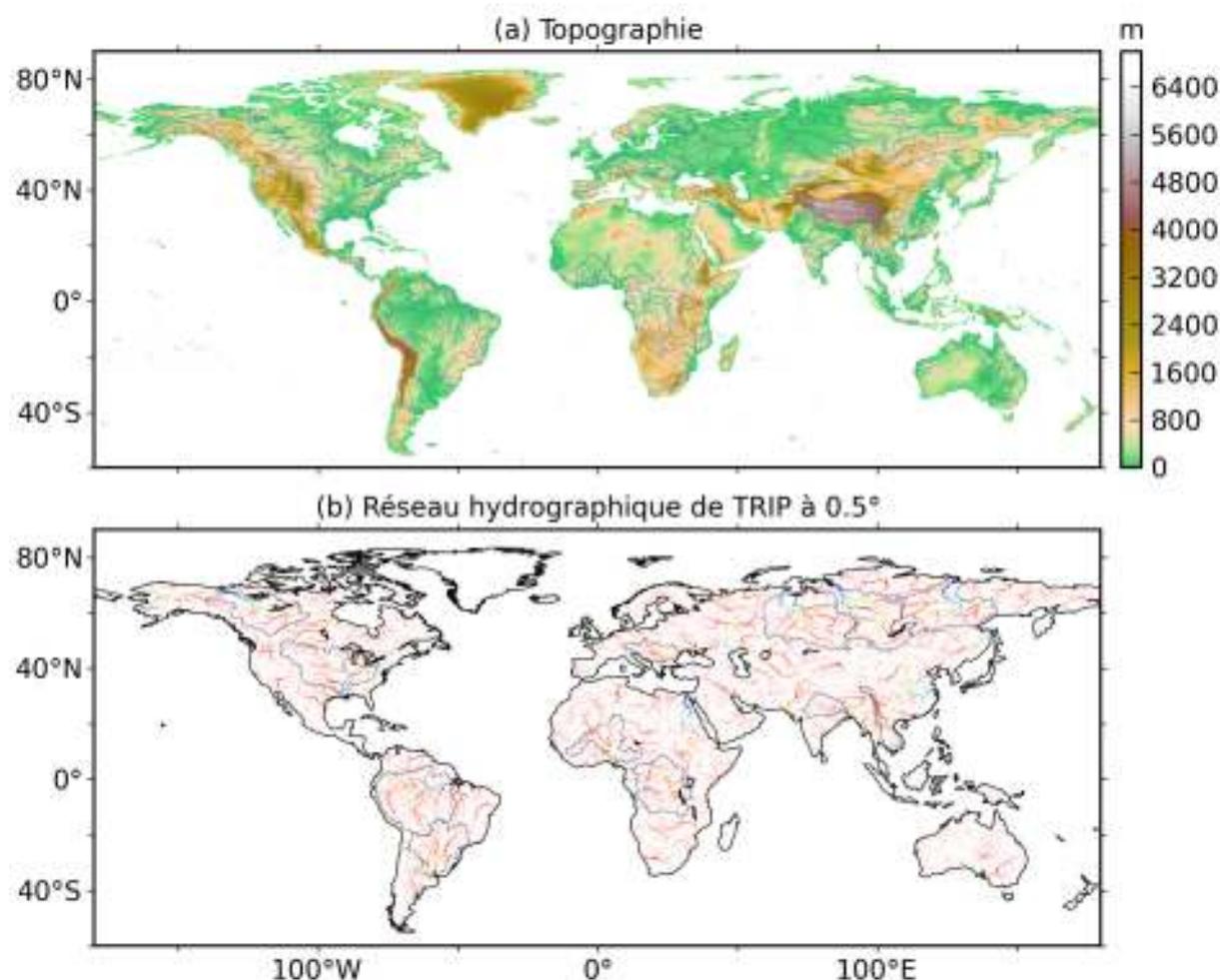


FIG. 3.8 – (a) La topographie globale (GMTED2010; <http://eros.usgs.gov>) et (b) le réseau hydrographique calculé à partir des directions d'écoulement de TRIP à 0.5°. Les limites des grands bassins versants sont indiquées en gris.

Le réseau hydrographique global à 0.5°, calculé à partir des directions d'écoulement de TRIP, est représenté sur la figure 3.8b (Oki et Sud, 1998). Les tracés des principaux cours d'eau y figurent, ainsi que la limite de leur bassin versant : l'Amazone et le Paraná en Amérique du Sud, le Congo et le Niger en l'Afrique, le Mékong, le Gange, l'Ob, la Léna et le Yenisei en Asie, et enfin le Mississippi et le Mackenzie en Amérique du Nord. La construction de ce réseau se base sur le principe de séquençage des tronçons de rivière (stream order en anglais) : plus la maille draine une portion importante du bassin, plus la séquence est élevée. Le maximum de la séquence d'un bassin versant correspond ainsi à la maille située à l'embouchure du bassin versant.

La carte globale de lithologie

La carte lithologique globale de Dürr et al. (2005) est représentée sur la figure 3.9. L'originalité de cette carte est de proposer une classification « hydrologique » se basant sur les propriétés d'altération et de transport par l'eau. Cette classification distingue quatre grandes catégories :

Les roches magmatiques. Elles sont subdivisées en quatre classes selon leur origine plutonique ou volcanique et leur composition chimique basique ou acide. Une roche acide aura une composition en silice SiO_2 élevée (Pa et Va), ce qui n'est pas le cas pour une roche basique (Pb et Vb).

Les roches métamorphiques. On y retrouve notamment les roches précambriennes (Pr) définissant les affleurements de roches anciennes présentes dans la croûte terrestre (les cratons). Une deuxième classe de roches métamorphiques (Mt) a été définie par Dürr et al. (2005) pour différencier les roches localisées dans les cratons de celles présentes dans d'autres formations.

Les roches sédimentaires consolidées. Quatre classes s'y distinguent : les roches siliclastiques (Ss), carbonatées (Sc), mixtes (Sm) et les évaporites (Ep). Les roches siliciclastiques correspondent aux roches cimentées majoritairement composées de silice telles que le grès ou le schiste. Cette classe regroupe l'ensemble des tailles de grains, du sable fin jusqu'au gravier. Les roches carbonatées présentent un fort pourcentage de carbonate de calcium CaCO_3 ; il s'agit par exemple du calcaire, de la craie ou de la dolomite. Les roches mixtes sont un intermédiaires entre les deux types de roches précédents. Enfin, les évaporites sont issues de la précipitation des sels minéraux due à l'évaporation de l'eau dans laquelle elles se forment. Leur durée de vie est très courte ; c'est pourquoi elles ne sont que très peu présentes sur la carte de Dürr et al. (2005).

Les roches sédimentaires non-consolidées . On y trouve encore quatre autres classes : les roches non-consolidées et semi-consolidées (Su), les dépôts alluviaux (Ad), les Loess (Lo) et les sables éoliens (Ds). La classe Su présente les mêmes caractéristiques que la classe Ss, excepté que les sédiments ne sont pas cimentés (sables, argiles, graviers...). Les dépôts alluviaux désignent les matériaux déposés par les cours d'eau et sont d'âge très récent. Le Loess est une roche sédimentaire formée par l'accumulation de limon issu de l'érosion éolienne dans les régions arides et semi-arides.

Une dernière catégorie identifie les roches de lithologie complexe (Cl), principalement issues des orogénèses, mais qui ne couvrent cependant qu'une très faible part des continents à l'échelle du globe. Citons également la présence des « eaux de surface » (mers intérieures, lacs) et du permafrost, regroupés sous la classe Wb.

La carte hydrogéologique mondiale WHYMAP

Le programme WHYMAP a été lancé en 2000 et porté par l'UNESCO et le BGR dans le but de fournir des données et des informations sur les ressources globales en eau souterraine. Le programme compile des données hydrogéologiques provenant de différentes sources nationales,

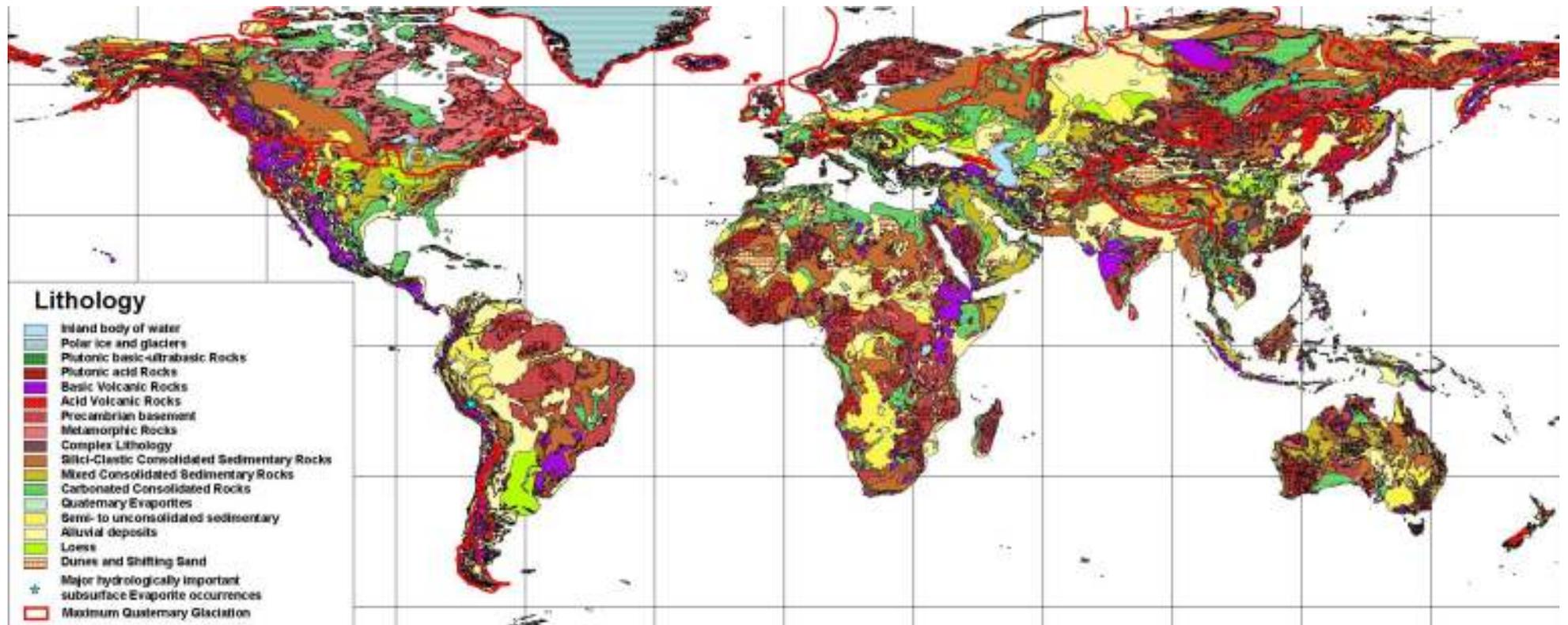


FIG. 3.9 – La carte lithologique globale (d'après Dürr et al. (2005)).

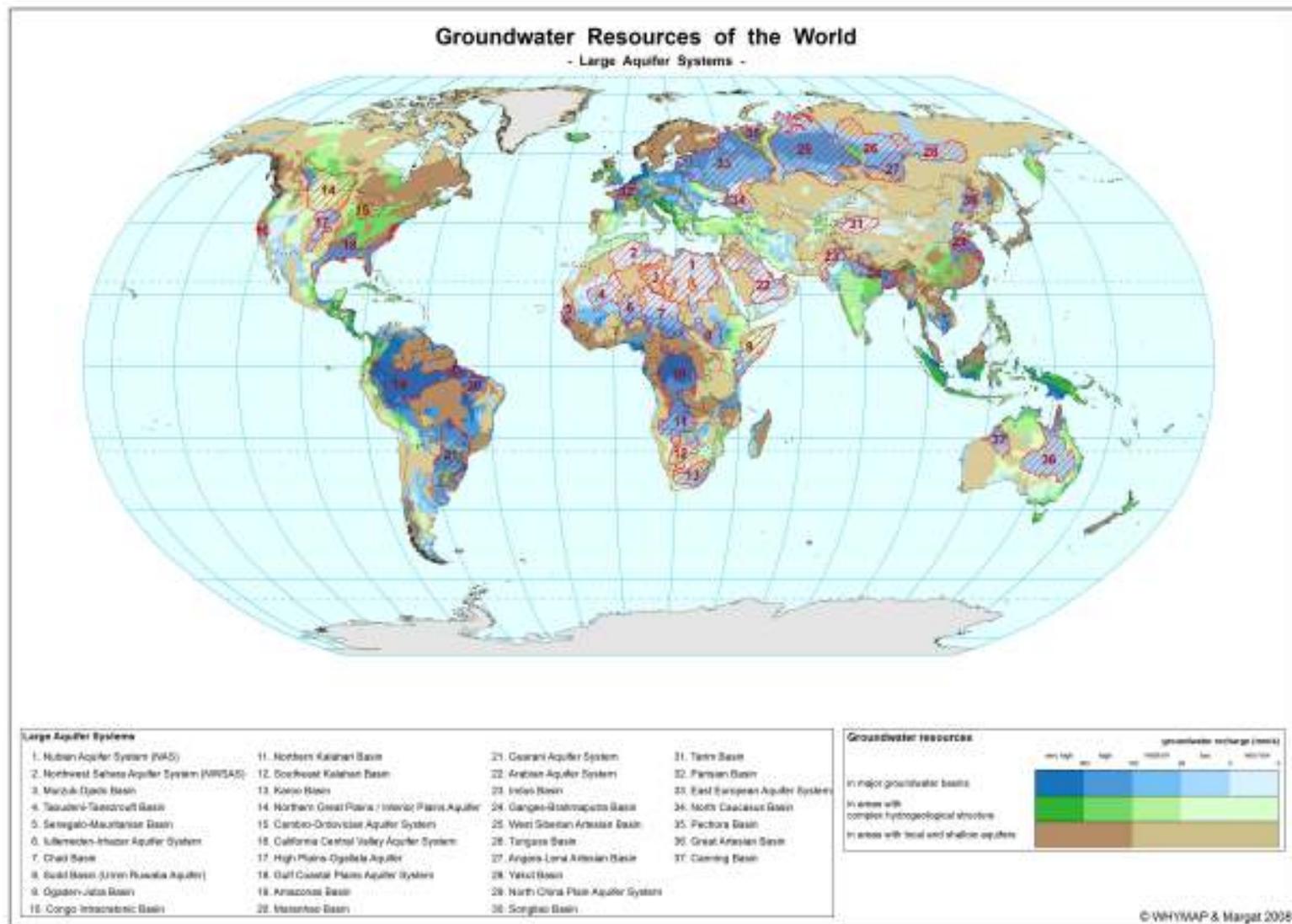


FIG. 3.10 – Ressources mondiales en eau souterraine (WHYMAP ; <http://www.whymap.org/>).

régionales, et globales. Le produit final, représenté sur la figure 3.10, fournit ainsi des informations sur les quantités, la qualité, et la vulnérabilité des ressources mondiales en eau souterraine. On y distingue trois catégories d'aquifère. La première, en marron sur la figure, correspond aux aquifères locaux et fragmentaires des régions de socle, comme définie à la section 1.3.1 sur le classement des aquifères en fonction de la géologie. À l'inverse, la deuxième catégorie identifie les aquifères majeurs de grande extension concernés par les transports d'eau sur de longues distances. Ces aquifères sont essentiellement localisés dans les bassins sédimentaires. Enfin, une dernière catégorie dite « complexe » regroupe les aquifères des zones montagneuses et des régions de lithologie complexe où il est encore difficile de connaître avec précision la nature des aquifères (régions karstiques, orogénèse...).

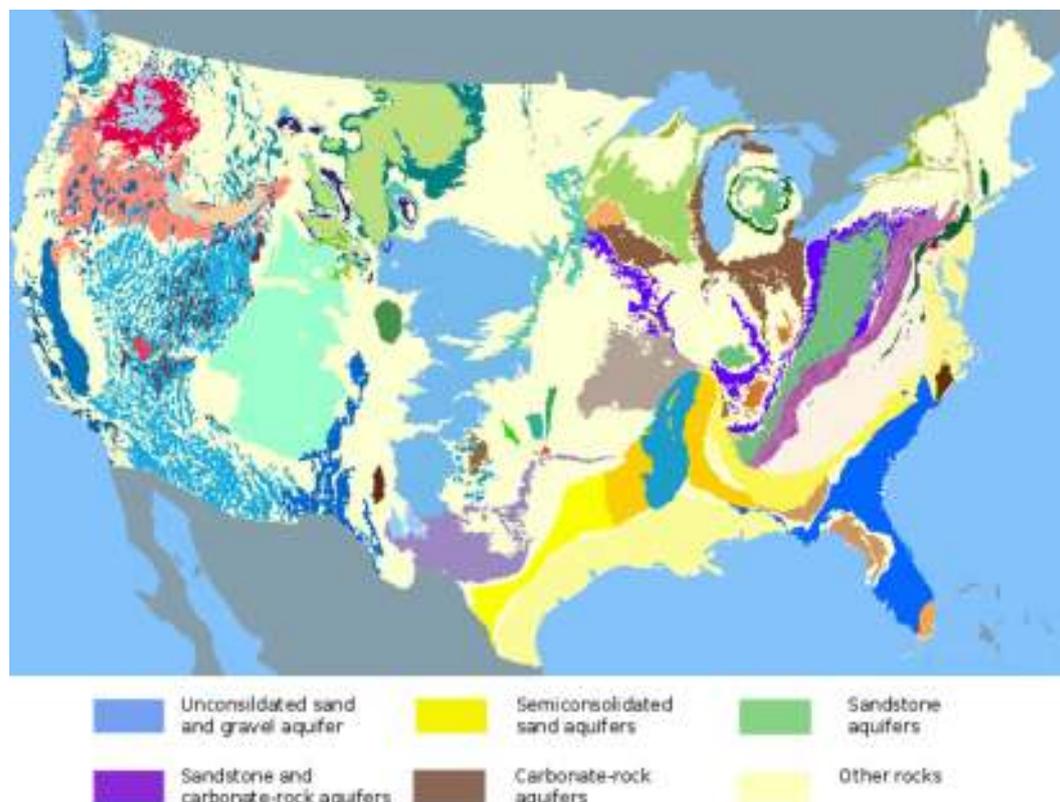


FIG. 3.11 – Carte nationale des aquifères des États-Unis (USGS ; <http://nationalatlas.gov/>).

Les aquifères des États-Unis

Sur les États-Unis, une carte nationale d'aquifère plus précise que celle fournie par WHYMAP est disponible et facilement accessible (<http://nationalatlas.gov/>). Cette carte, représentée sur la figure 3.11, subdivise les aquifères en six grandes catégories selon la lithologie rencontrée : les formations non-consolidées, les formations semi-consolidées, les grès, les mélanges grès-carbonate, les carbonates, les aquifères des roches magmatiques et métamorphiques, et une dernière catégorie de diverses roches très peu perméables ne contenant que peu d'aquifères.

3.2.2 Les mesures de débit

Dans le cadre de cette thèse, une collaboration a été initiée avec le GRDC afin d'obtenir un réseau de mesures de débit à l'échelle globale. Le GRDC est une institution internationale mettant à disposition une base de données globale d'observations de débit sur des périodes pouvant aller jusqu'à 200 ans. Formée sous l'égide de l'organisation mondiale de la météorologie et des Nations Unies, son rôle est de promouvoir les études sur la ressource en eau globale et

le changement climatique en facilitant les échanges de données entre institutions nationales ou régionales et chercheurs. La base de données du GRDC est une collection unique de mesures de débits mensuels et journaliers sur plus de 8000 stations dans 157 pays.

En plus des observations du GRDC, des mesures supplémentaires ont été obtenues sur plusieurs régions du monde auprès de différents organismes.

- L'United State Geological Survey (USGS) est l'organisme fédéral des États-Unis qui s'occupe de la gestion de la ressource en eau. Il possède un réseau très dense de stations de mesure sur l'ensemble du territoire des États-Unis s'étalant des années 50 jusqu'à aujourd'hui (<http://www.usgs.gov/>).
- L'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE), établi au Laboratoire des Mécanismes et Transferts Hydrologiques à l'Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse, fournit

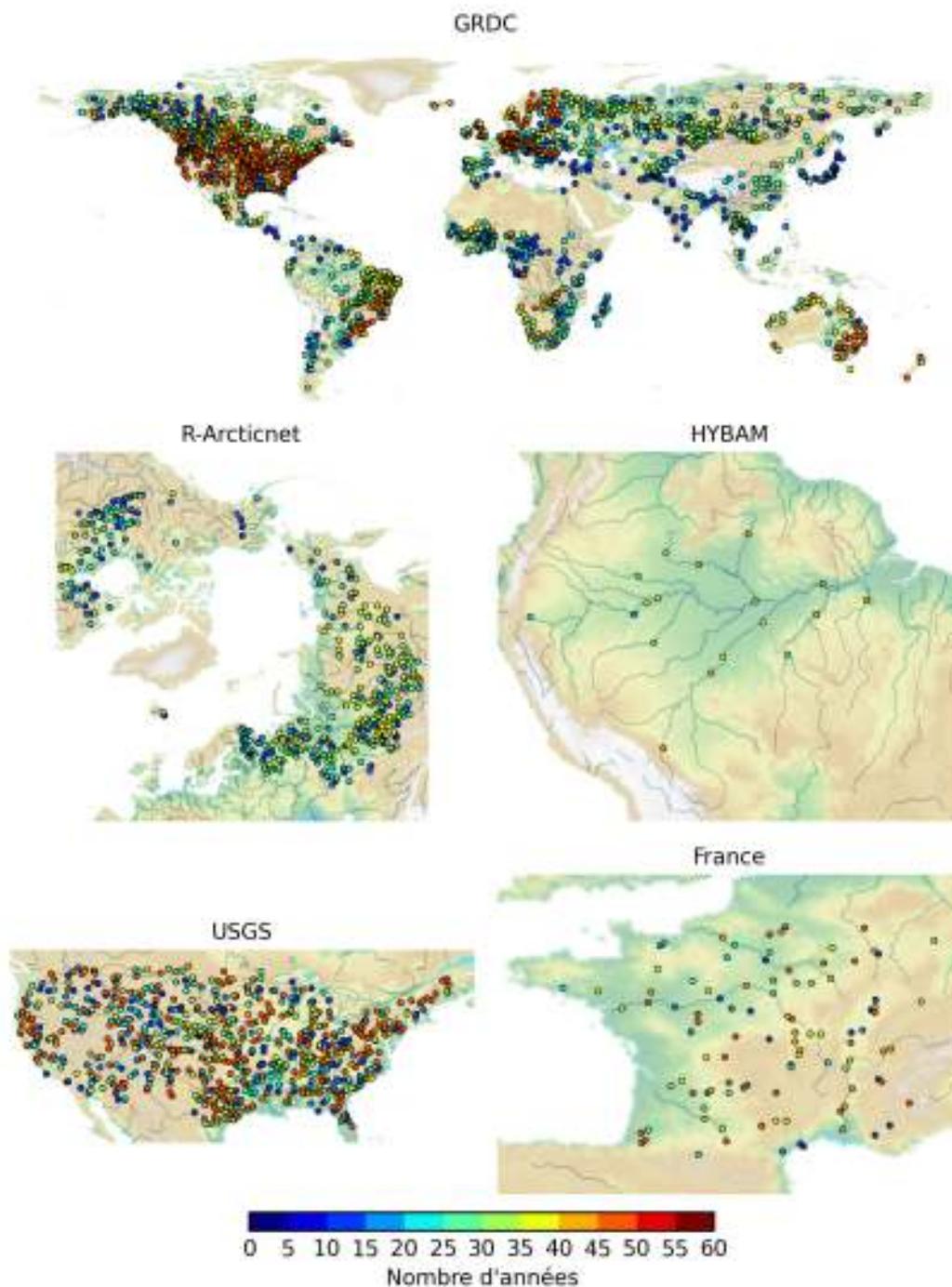


FIG. 3.12 – Les stations de mesures de débit sélectionnées à l'échelle globale.

par l'intermédiaire du réseau d'observation HYBAM (Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin) des mesures de débit journalières sur un réseau de 15 stations pour l'Amazonie, 1 pour l'Orinoco et 1 autre pour le fleuve Congo (<http://www.ore-hybam.org/>).

- Le réseau d'observation R-ArcticNet V4.0 regroupe des mesures de débit pour l'ensemble des grands fleuves Arctiques. Les données proviennent du Canada, des U.S.A, de la Russie et des pays européens bordant la région Arctique. (<http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu>).
- Enfin, le réseau d'observation français, que nous avons déjà évoqué dans la section précédente, a également été utilisé à l'échelle globale.

Seule une partie de ces mesures a été sélectionnée selon les mêmes critères appliqués sur la France. La figure 3.12 montre l'ensemble des mesures sélectionnées sur la période 1950-2008 et pour une grille de résolution 0.5° .

3.2.3 Le forçage des simulations

À l'échelle globale, le ruissellement total des simulations de TRIP en mode forcé provient d'une simulation indépendante d'ISBA-3L réalisée par Alkama et al. (2010) sur la période 1950-2008. Les moyennes temporelles des champs de ruissellement de surface et de drainage profond sont représentées sur la figure 3.13. Ces champs ont été obtenus en utilisant le forçage atmosphérique issu de l'Université de Princeton en entrée d'ISBA-3L (Sheffield et al., 2006). Il est

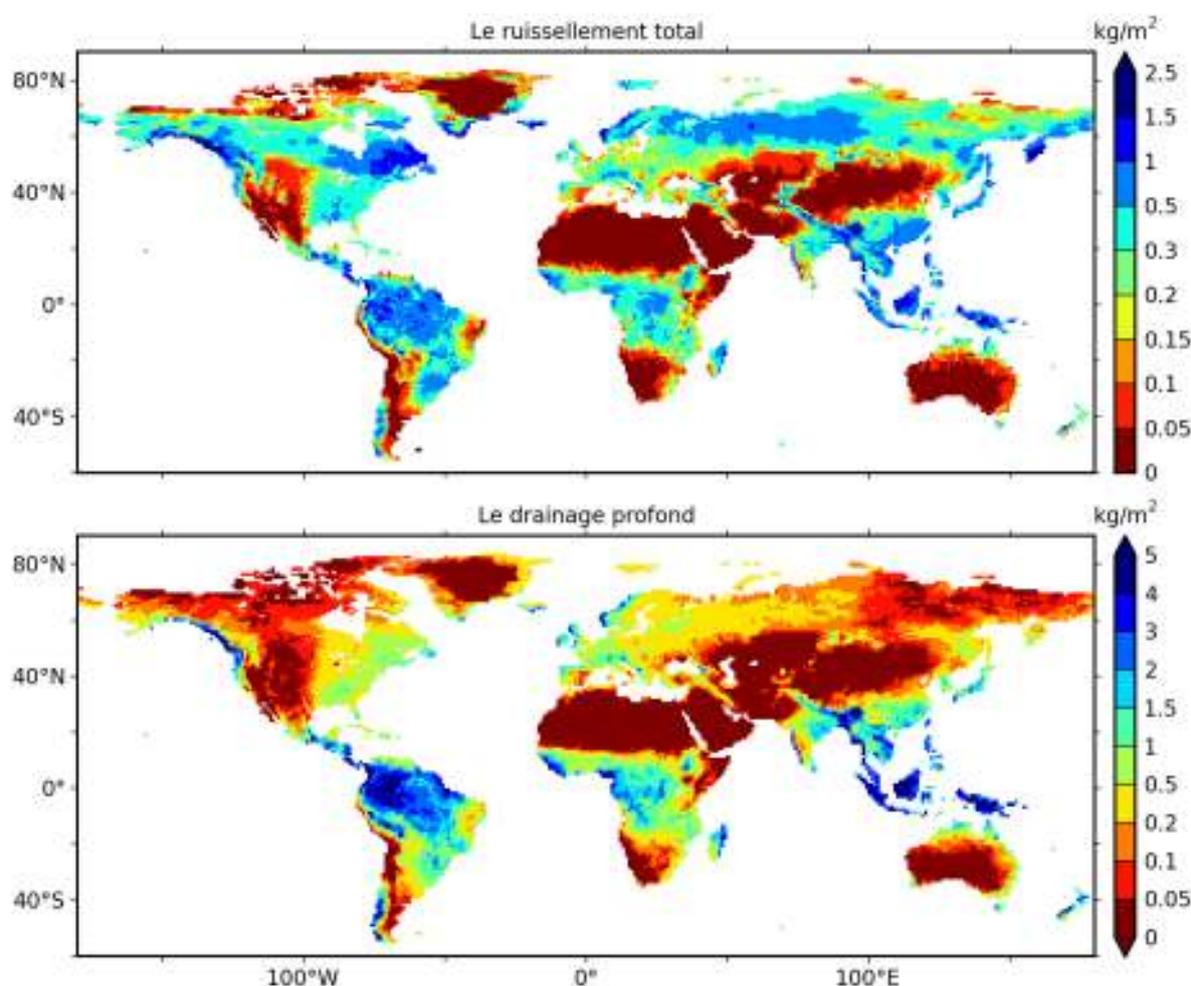


FIG. 3.13 – (haut) Ruissellement de surface et (bas) drainage profond fournis par ISBA pour forcer TRIP (Alkama et al., 2010).

également important de préciser que la simulation d'Alkama et al. (2010) ayant été initialement réalisée à 1° de résolution, les forçages ont dû être désagrégés à 0.5° pour les besoins des expériences du chapitre 5.

La figure 3.14 présente la moyenne temporelle des forçages atmosphériques de Princeton sur la période 1950-2008. Ces forçages sont fournis sous la forme de cartes trihoraires à la résolution spatiale de 1° . Ils se basent sur les réanalyses du National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) dont les biais systématiques ont été corrigés par Sheffield et al. (2006). Les précipitations sont désagrégées en temps et en espace à une résolution temporelle de 3 heures et une résolution spatiale d' 1° en utilisant les informations de la base de données à trois heures Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Elles ont ensuite été corrigées par Sheffield et al. (2006) en utilisant les observations mensuelles du CRU (Climate Research Units (CRU)) (Mitchell et Jones, 2005).

Toutefois, les données de précipitations utilisées pour forcer ISBA-3L diffèrent de celles proposées par Sheffield et al. (2006). Cette version reprend le forçage des précipitations désagrégé à trois heures, mais cette fois hybridé avec les données du GPCC (<http://www.dwd.de>) au lieu de celles du CRU. Ce choix se justifie par le fait que les données GPCC semblent être le meilleur produit pour réaliser des études hydrologiques globales (Decharme et Douville, 2006b).

3.2.4 Les caractéristiques de TRIP

Tout comme dans le cas de la France, la topographie à 0.5° utilisée pour calculer les pentes des rivières provient d'une interpolation spécifique. Cette méthode se base sur la détermination d'une topographie intermédiaire à $1/12^\circ$ que nous avons déjà évoquée précédemment. La topographie obtenue à 0.5° se trouve sur la figure 3.15. Par ailleurs, les directions d'écoulement de TRIP à 0.5° n'ont pas été recalculées et proviennent directement de la grille d'Oki et Sud (1998).

Hormis ces points, l'essentiel des paramétrisations présentées dans le cas de la France sont les mêmes à l'échelle globale (Alkama et al., 2010 ; Decharme et al., 2010, 2012). La pente des lits des rivières et le coefficient de Manning sont calculés respectivement à partir des équations 3.3 et 3.2. Les largeurs de rivière sont également déterminées à partir de l'équation 3.1, excepté que le coefficient β varie selon la région du monde où se trouve le bassin versant. Pour plus de détails sur la détermination de ce coefficient, le lecteur pourra se référer à Decharme et al. (2012). Signalons qu'à l'échelle globale, la largeur minimum W_{min} est prise égale à 20 m. Les largeurs obtenues sont tracées sur la figure 3.15. Le tableau 3.1 donne le détail des différentes valeurs prises par l'ensemble des paramètres aux embouchures des principaux bassins versant.

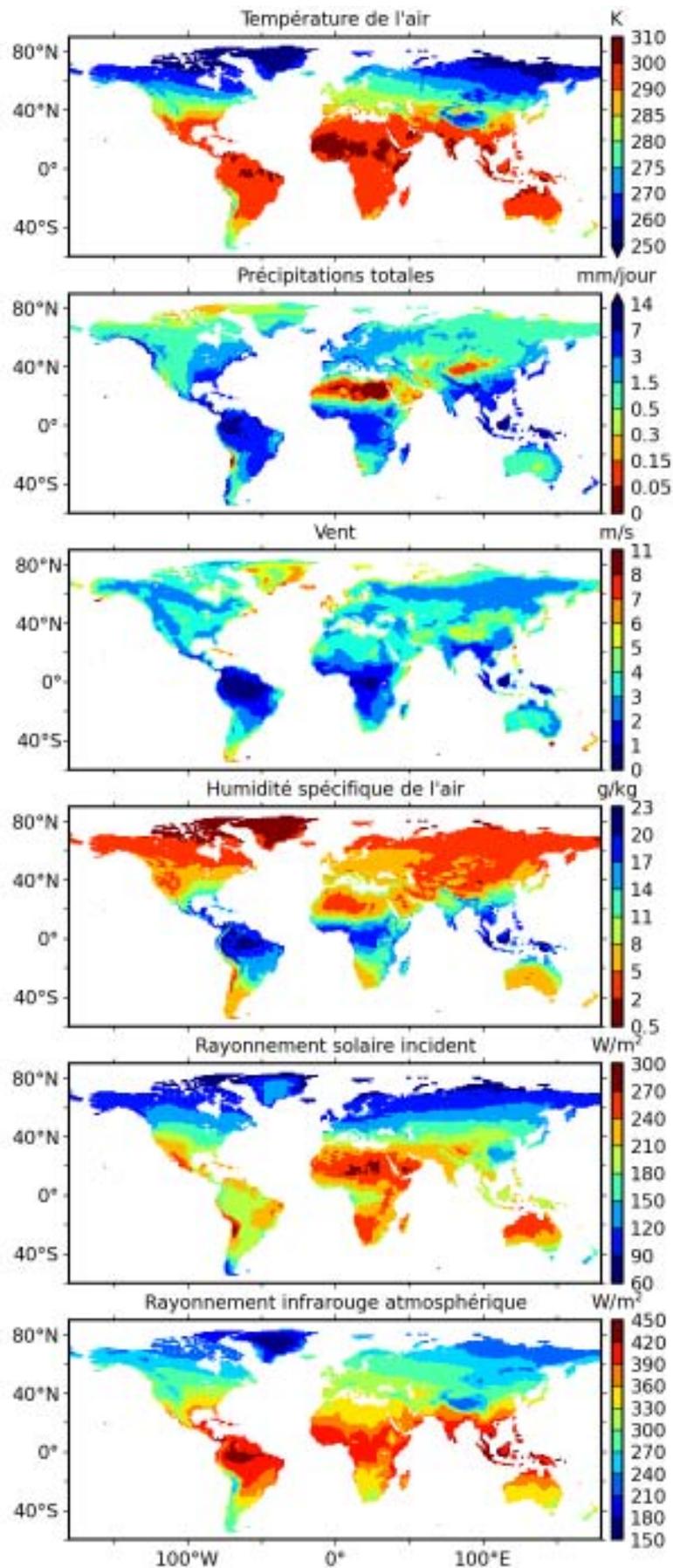


FIG. 3.14 – Les moyennes temporelles des forçages Princeton sur la période 1950-2208. Les précipitations correspondent au produit GPCC.

Basins	Area (km ²)	Lon	Lat	β	Width (m)	h_c (m)
Amazone	6,134,937	-50.5	0.5	32	14,755	25
Congo	3,751,344	12.5	-5.5	32	6,860	19
Mississippi	3,245,654	-90.5	29.5	15	2,112	13
Paraná	3,007,044	-58.5	-34.5	20	2,872	14
Nil	2,961,360	30.5	30.5	32	2,511	14
Ob	2,958,911	70.5	66.5	25	2,936	14
Yenisei	2,603,497	83.5	71.5	25	3,658	15
Léna	2,335,590	124.5	73.5	25	2,934	14
Niger	2,119,052	6.5	5.5	20	1,531	12
Amur	1,864,936	140.5	53.5	15	1,700	12
Yangtze	1,827,110	120.5	31.5	20	3,679	15
Mackenzie	1,736,363	-134.5	68.5	25	2,520	14
Volga	1,387,236	48.5	46.5	25	2,242	13
Murray	1,067,251	-35.5	139.5	15	594	8
Ganges	1,029,593	88.5	22.5	20	2,521	14
Orinoco	958,945	-61.5	9.5	32	5,621	18
Yukon	844,111	-164.5	62.5	25	2,299	13
Danube	804,386	29.5	45.5	15	1,597	12
Mékong	801,386	106.5	10.5	20	2,706	14
Sénégal	429,686	16.5	-15.5	20	575	8
Loire	118,046	-1.5	47.5	15	541	8
Rhône	95,461	4.5	44.5	15	694	9

TAB. 3.1 – Les noms, les aires de drainages, les coordonnées, les coefficients β , les largeurs et les profondeurs de rivière à chaque embouchure de bassins (d’après Decharme et al. (2012))

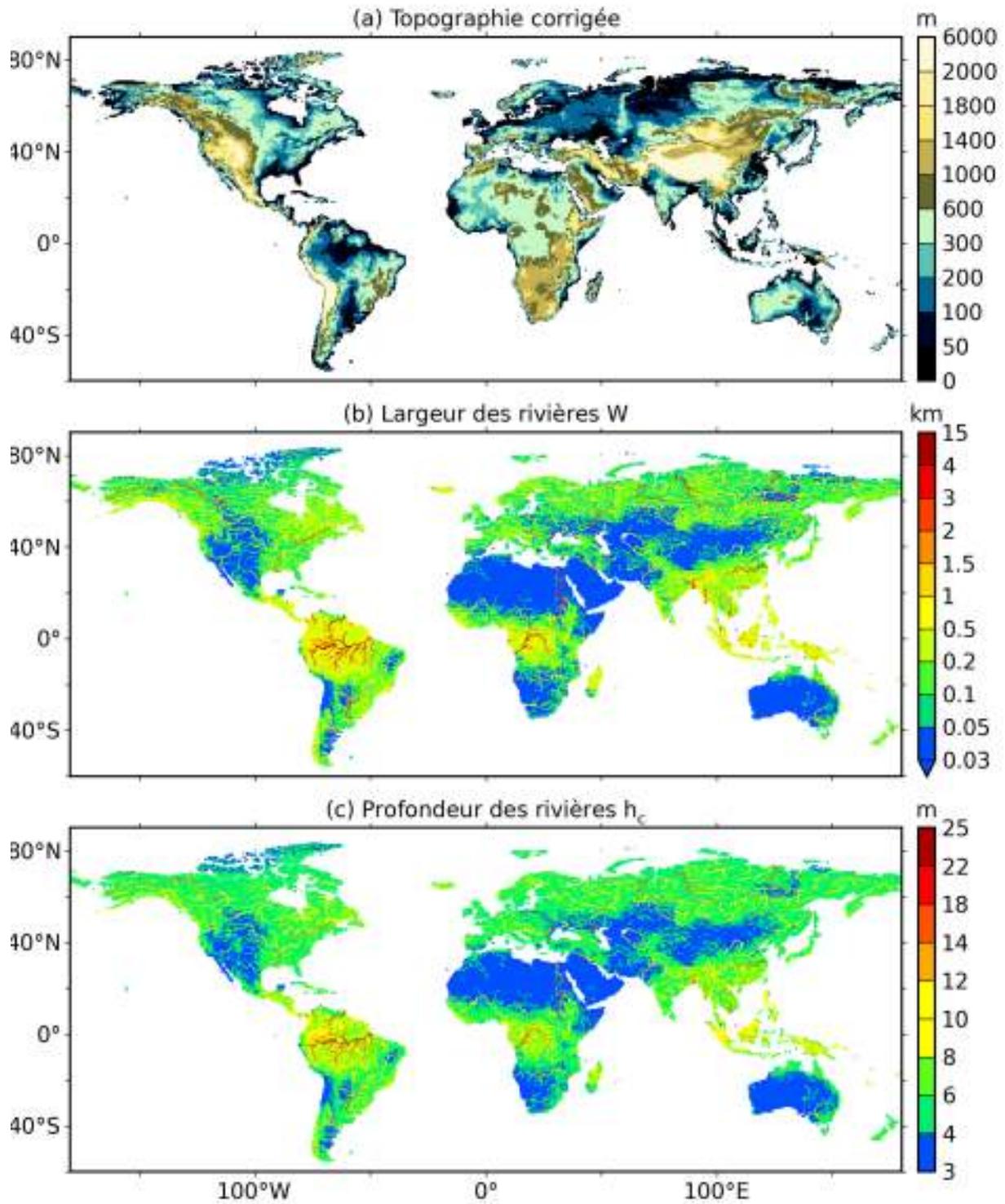


FIG. 3.15 – (a) La topographie corrigée à 0.5° , (b) les largeurs de rivière, et (c) les profondeurs de rivière déterminées à l'échelle globale.

3.3 Les données satellites GRACE

Depuis le 17 mars 2002, date de son lancement, la mission spatiale de gravimétrie GRACE de la NASA/DLR (National Aeronautics and Space Administration/Deutsches Zentrum für Luft and Raumfahrt) fournit des cartes mensuelles décrivant les variations du champ de gravité terrestre. GRACE est constitué de deux satellites jumeaux, évoluant à environ 500 km d'altitude, sur la même orbite polaire, et séparés d'une distance d'environ 220 km. Les caractéristiques de position et de vitesse de ces deux satellites sont continuellement mesurées à l'aide d'un interféromètre à effet Doppler afin d'estimer les variations spatio-temporelles du champ de gravité.

Le champ de gravité de la Terre est communément décrit par la forme du géoïde terrestre, c'est-à-dire la surface correspondant à l'équipotentielle du champ de gravité la plus proche du niveau moyen des mers. Les données brutes fournies par GRACE se présentent sous la forme de cartes de coefficients harmoniques sphériques décrivant les variations mensuelles du géoïde terrestre liées aux redistributions des masses selon plusieurs compartiments : l'atmosphère, les océans, les eaux continentales, la biomasse et enfin la terre solide. Pour la première fois ces variations sont mesurables à grande échelle, tous les mois, avec une précision d'environ 1 cm, et à une résolution horizontale de quelques centaines de kilomètres (Ramillien et al., 2004 ; Wahr et al., 2004). Sur des périodes temporelles de l'ordre de quelques années, ces redistributions de masses concernent essentiellement les échanges d'eau entre les compartiments de l'enveloppe fluide de la Terre. L'une des principales applications de la mission GRACE va donc être d'exploiter ces mesures de variations du géoïde terrestre pour caractériser le comportement du cycle hydrologique continental (Tapley et al., 2004 ; Wahr et al., 1998).

Plusieurs études se sont attachées à démontrer la viabilité des estimations de stocks d'eau proposées par GRACE en les comparant soit avec des données in-situ d'humidité du sol (Swenson et al., 2006) ou de débits (Syed et al., 2005, 2007 ; Syed et al., 2009), soit à des sorties de modèles (Chen et al., 2005 ; Schmidt et al., 2006 ; Seo et al., 2006 ; Syed et al., 2008 ; Tapley et al., 2004). En combinant les données de GRACE avec des observations et/ou des sorties de modèles, il est possible d'accéder à des informations à grande échelle qui étaient jusqu'alors difficiles à obtenir avec des moyens classiques. Par exemple, ces données utilisées en combinaison avec des réanalyses ou des sorties de modèle peuvent servir à estimer des débits (Syed et al., 2005, 2007 ; Syed et al., 2009), des flux d'évapotranspiration (Ramillien et al., 2006 ; Rodell et al., 2004), la fonte des neiges ou des glaces (Frappart et al., 2006 ; Ramillien et al., 2008 ; Velicogna et Wahr, 2006a,b), ou encore des variations de stocks d'eau souterraine (Rodell et al., 2007, 2009 ; Yeh et al., 2006). Enfin, les données GRACE constituent un moyen sans précédent pour évaluer les stocks d'eau continentaux simulés dans les modèles de climat (Alkama et al., 2010 ; Decharme et al., 2010 ; Dijk et al., 2011 ; Güntner, 2008 ; Ngo-Duc et al., 2007 ; Swenson et Milly, 2006). Leur faible résolution et leur couverture globale en font des produits particulièrement adaptés à l'évaluation des variables hydrologiques des modèles de surface globaux. GRACE permet ainsi de pallier au manque d'observations dans certaines régions du monde. Niu et al. (2007) a notamment utilisé les données GRACE pour évaluer un modèle d'aquifère développé à l'échelle globale.

Dans cette thèse, les données GRACE ont été exploitées sur la période s'étendant d'août 2002 à août 2010 pour l'étude sur la France, et d'août 2002 à décembre 2008 à l'échelle globale. Ces périodes sont très courtes comparées aux échelles de temps géologiques. Elles permettent de considérer les variations des masses constituant la terre solide (magma, mouvement des roches...) comme étant négligeables. Cette composante peut être incluse dans le terme « statique » G_0 du champ de gravité représentant 99 % du champ total G , le terme dynamique étant constitué des variations de masse des stocks d'eau continentales (TWS), ΔG_{TWS} , et de l'atmosphère, ΔG_{atm} . L'intérêt d'utiliser GRACE pour l'évaluation des modèles de surface est d'extraire la composante ΔG_{TWS} correspondant aux variations de stocks d'eau continentale :

$$\Delta G_{TWS}(t) = G(t) - G_0 - \Delta G_{atm}(t) \quad (3.5)$$

La composante ΔG_{atm} peut être déterminée via l'utilisation de réanalyses atmosphériques.

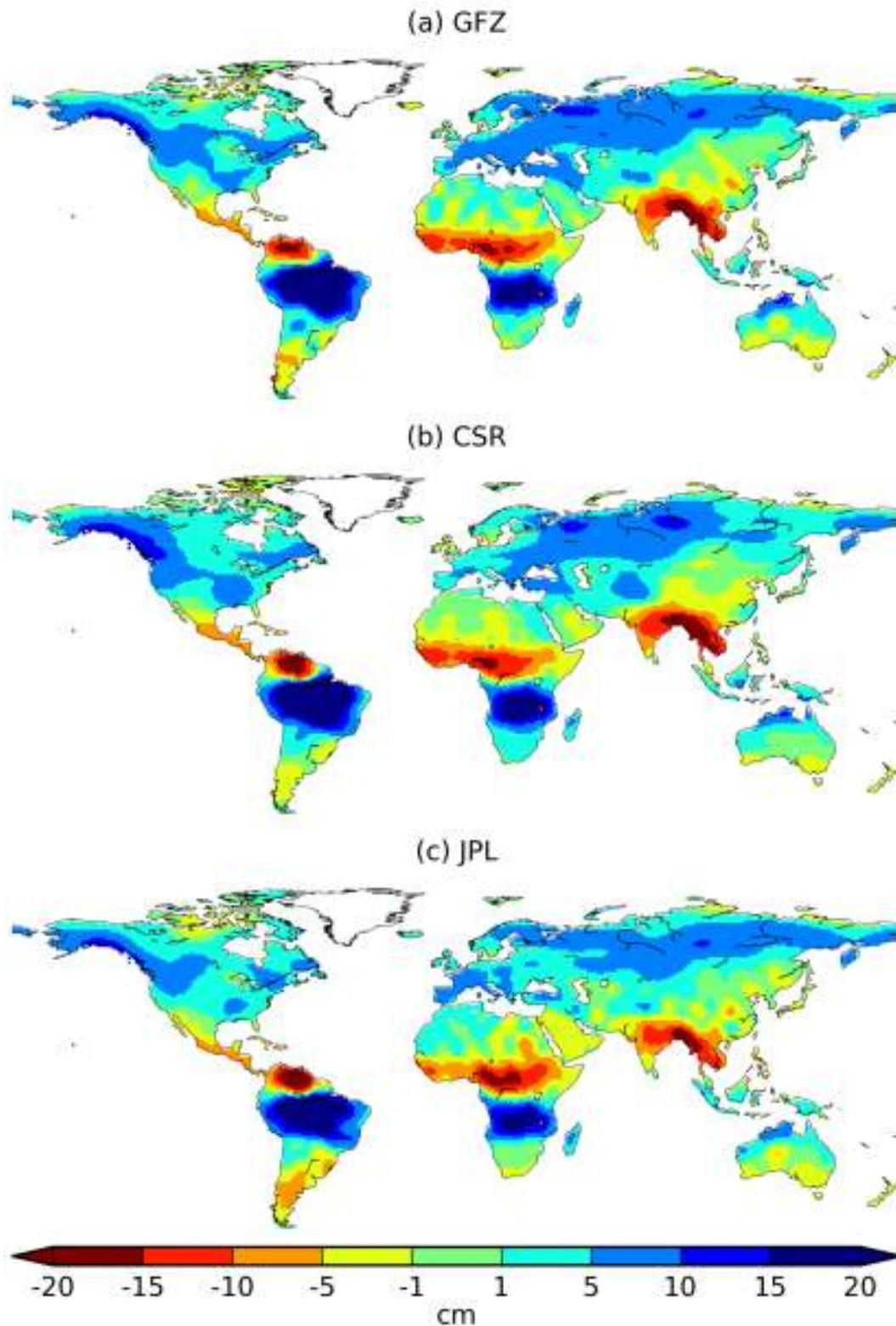


FIG. 3.16 – Moyenne temporelle des stocks de GRACE sur la période août 2002/décembre 2008 pour les produits (a) GFZ, (b) CSR et (c) JPL

Plusieurs organismes de recherche dans le monde se chargent de convertir les variations de champs de gravité en cartes mensuelles de variation de stocks d'eau. Ces variations sont fournies directement intégrées sur la verticale sur une grille globale de résolution $1^\circ \times 1^\circ$, en hauteur d'eau équivalent. Les estimations de stocks d'eau utilisées dans cette thèse proviennent des institutions suivantes : le GFZ à Potsdam (Allemagne), le CSR au Texas (USA) et le JPL en Californie (USA). Ces produits ont tous été filtrés avec un filtre gaussien de largeur 300 km. La

figure 3.16 montre la moyenne des stocks d'eau de GRACE pour ces trois produits.

Chapitre 4

Développement et évaluation du schéma d'aquifère sur la France

Ce chapitre présente les développements apportés à TRIP et leur validation à l'échelle régionale. Nous décrirons tout d'abord les résultats obtenus en terme de débits et de stocks d'eau simulés en utilisant TRIP sur la France. Ces premières simulations permettront de mieux comprendre les défauts de TRIP. Nous évoquerons entre autre les limites imposées par l'utilisation du pseudo-réservoir souterrain (cf. équation 2.26), initialement introduit pour retarder la contribution du drainage profond aux débits, et nous insisterons sur la nécessité d'avoir une représentation plus physique des écoulements souterrains. Dans un second temps, le développement du schéma d'aquifère et son application sur la France seront abordés. Cette partie sera l'occasion de décrire l'élaboration du système de modélisation sur la France, grâce notamment aux données géologiques et hydrogéologiques dont nous disposons, et qui ont été brièvement évoquées au chapitre 3. Les débits et les hauteurs de nappes simulés seront respectivement comparés aux débits observés et aux piézomètres sur la période 1970-2010. Les stocks d'eau simulés seront confrontés aux estimations issus du satellite GRACE sur la période 2003-2010. Enfin, les variables hydrologiques simulées par SIM serviront également de référence pour l'évaluation des débits, des hauteurs de nappe, et des échanges nappe/rivière sur la France. La dernière section s'attachera à résumer les principales conclusions de ce chapitre et à présenter les perspectives induites par cette étude.

Sommaire

4.1	L'application de TRIP sur la France	76
4.1.1	Résultats	76
4.1.2	Discussion	80
4.2	Article publié dans <i>Journal of Hydrometeorology</i>	81
4.2.1	Introduction	81
4.2.2	The Surface-Groundwater Representation	83
4.2.3	Experimental Design	84
4.2.4	Results	89
4.2.5	Discussion	99
4.2.6	Conclusion	103
4.3	Compléments	104
4.3.1	Compléments sur le développement du schéma numérique	104
4.3.2	Le comportement du schéma d'aquifère sur la France	105
4.4	Bilan et perspectives	109
4.4.1	Apport du schéma d'aquifère par rapport au réservoir linéaire	109
4.4.2	Critiques et perspectives	111

4.1 L'application de TRIP sur la France

TRIP a été adapté sur la France à fine et basse résolutions selon le protocole décrit au chapitre 3. Dans un premier temps, afin de s'assurer de la bonne marche du modèle et de mettre en évidence la problématique des eaux souterraines dans TRIP, quatre simulations ont été effectuées sur la France :

- NOGW12 : TRIP dans sa version d'origine à $1/12^\circ$.
- NOGW05 : même chose que NOGW12, mais à 0.5° .
- CST12 : le réservoir souterrain linéaire est activé avec une constante de temps égale à 30 jours (cf. equation 2.27)
- CST05 : même chose que CST12, mais à 0.5° .

L'ensemble des comparaisons des débits journaliers simulés avec les observations s'étalent dans cette section sur la période allant d'août 1970 à août 2010. L'évaluation des débits est réalisée en utilisant les différents scores statistiques couramment utilisés en hydrologie : le critère de ratio annuel des débits ($Ratio = Q_{sim}/Q_{obs}$), le score de RMSE (Root Mean Square Error), ainsi que le critère d'efficacité (Eff) (Nash et Sutcliffe, 1970), qui mesure la capacité du modèle à reproduire la dynamique des débits journaliers observés. L'efficacité se définit de la façon suivante :

$$Eff = 1.0 - \frac{\sum(Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (4.1)$$

avec $\overline{Q_{obs}}$ la moyenne temporelle du débit observé. L'efficacité Eff est négative si le débit simulé est très mauvais, et au-dessus de 0.5 pour une simulation correcte.

Le but de cette section étant d'établir les principaux défauts de TRIP en terme de représentation des aquifères, seules les principales différences entre les simulations CST12 et NOGW12 (respectivement CST05 et NOGW05) seront décrites. Les résultats des simulations NOGW12 et NOGW05 feront l'objet d'une description plus détaillée dans la section suivante lors de l'évaluation du schéma d'aquifère.

4.1.1 Résultats

À $1/12^\circ$ de résolution, 318 stations de mesure de débits ont été sélectionnées sur la France selon les critères de sélection établis à la section 3.1.2 du chapitre 3. La figure 4.1a montre la distribution spatiale des efficacités de la simulation NOGW12 et la figure 4.1c la différence d'efficacité entre CST12 et NOGW12. Ces scores sont calculés à partir des séries temporelles journalières. Sur la première figure, les faiblesses de TRIP apparaissent sur la majorité du bassin versant de la Seine, au nord de la Loire, sur le bassin de l'Adour, et dans la partie ouest des Alpes. À l'inverse, les scores sont supérieurs à 0.5 sur la Bretagne, dans le Massif Central et dans les Ardennes. La comparaison de CST12 avec NOGW12 montre une amélioration des scores sur le bassin de la Seine et sur la partie ouest des Alpes. Les efficacités sont en revanche dégradées sur une large bande partant des Ardennes jusqu'au bassin versant de la Garonne, en passant par le Massif Central.

La comparaison des scores d'efficacité entre NOGW12 et SIM, tracée sur la figure 4.1b, confirme les faiblesses de TRIP évoquées précédemment, notamment sur le bassin de la Seine. Bien que CST12 montre de meilleurs scores sur ce bassin, la comparaison entre CST12 et SIM (cf. figure 4.1d) montre toutefois que l'introduction du pseudo-réservoir souterrain n'est pas suffisante pour corriger la totalité des biais rencontrés.

La figure 4.1e résume ces résultats en présentant les distributions cumulées d'efficacité pour NOGW12, CST12 et SIM sur l'ensemble des 318 stations sélectionnées. De manière générale, on constate que les deux simulations TRIP restent en deçà de SIM. La simulation CST12 améliore certes les scores sur les stations où NOGW12 présente de fortes déficiences, mais elle les dégrade pour environ 60 % de stations qui étaient initialement bien simulées.

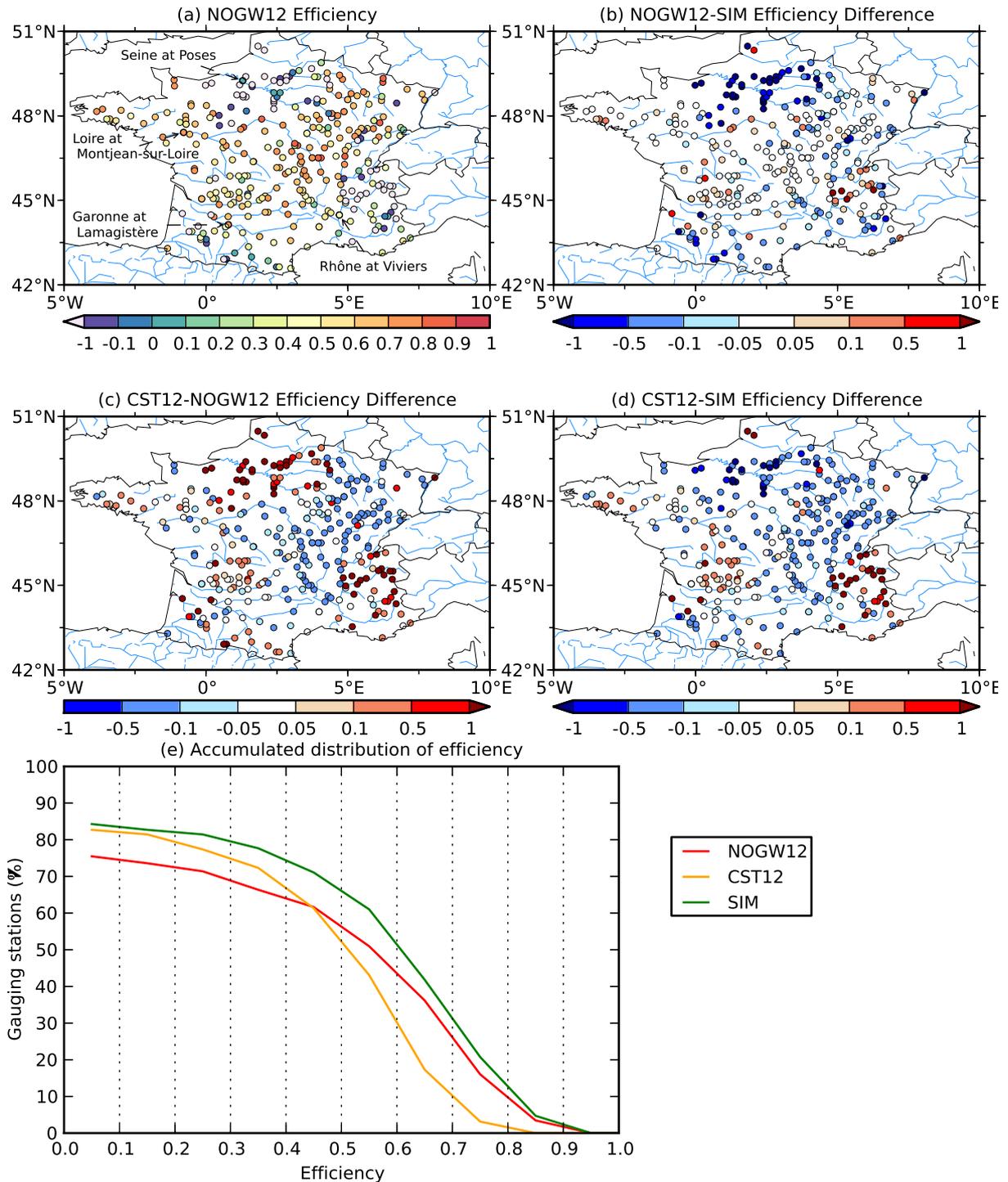


FIG. 4.1 – (a) Distribution spatiale des efficacités journalières des débits simulés par NOGW12 sur les 318 stations de mesures sélectionnées, différences d'efficacité entre (b) NOGW12 et SIM, (c) CST12 et NOGW12, et (d) CST12 et SIM. (e) Les distributions cumulées des efficacités journalières de NOGW12, CST12 et SIM sont également présentées.

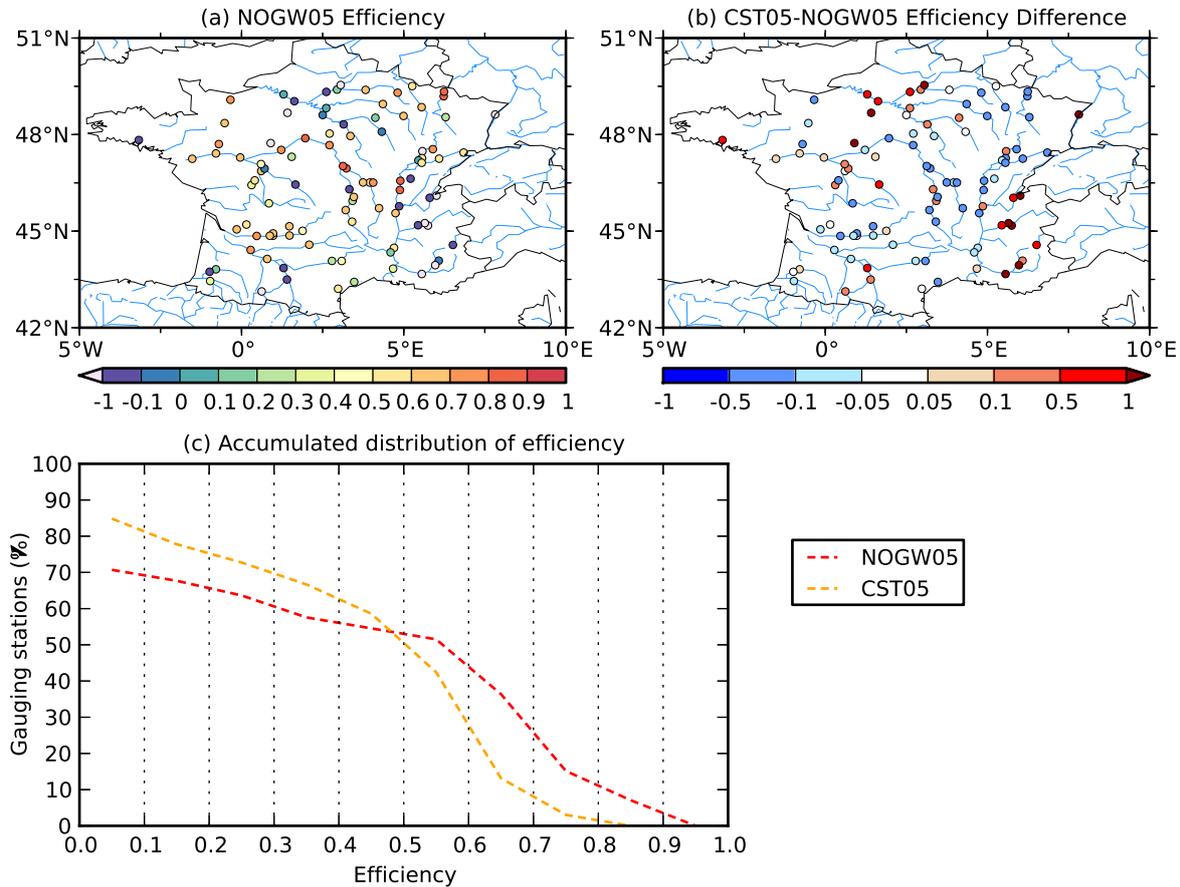


FIG. 4.2 – (a) Distribution spatiale des efficacités de NOGW05 sur les 99 stations de mesures sélectionnées et (b) les différences d’efficacité entre CST05 et NOGW05. (c) Les distributions cumulées d’efficacité pour NOGW05 et CST05 sont également présentées.

À 0.5° de résolution, seules 99 stations ont été retenues du fait de la grande taille des mailles. La distribution des scores d’efficacité de NOGW05 pour ces stations est tracée sur la figure 4.2. Les mêmes conclusions qu’à fine résolution émergent de ces résultats, à savoir des scores corrects dans les Ardennes, sur le Massif Central et La Bretagne, et des déficiences sur les bassins de la Seine et de l’Adour, et dans les Alpes. Les efficacités de CST05 et NOGW05 sont comparées sur la figure 4.2. De même qu’à fine résolution, les scores sont améliorés sur le bassin de la Seine et les Alpes, mais dégradés ailleurs. Là encore, les distributions cumulées tracées sur la figure 4.2c révèlent des dégradations sur des mesures de débit pourtant mieux représentées par NOGW05.

La figure 4.3 compare les cycles annuels moyens journaliers des débits simulés et observés aux stations de mesure les plus proches des exutoires des quatre principaux fleuves français ; à savoir la Seine, la Loire, le Rhône et la Garonne. Le tableau 4.1 résume l’ensemble des scores statistiques calculés sur toute la période simulée pour chaque fleuve et chaque simulation. Sur la Seine, NOGW05 et NOGW12 surestiment les débits en hiver et les sous-estiment en été. L’introduction du réservoir souterrain linéaire permet de diminuer l’apport d’eau à la rivière en hiver au profit du printemps, ce qui améliore le score d’efficacité. Cet apport n’est toutefois pas suffisant pour maintenir un débit d’étiage tout l’été, et il subsiste toujours un manque d’eau en fin de période sèche. Pour des raisons similaires, la Loire présente aussi un meilleur score d’efficacité avec CST05 et CST12. En revanche, CST05 et CST12 dégradent les scores à l’exutoire des bassins du Rhône et de la Garonne, que ce soit en terme d’efficacité, de corrélation ou de RMSE.

La figure 4.4 présente la comparaison des stocks d’eau simulés par TRIP avec les stocks d’eau estimés par GRACE, moyennés sur l’ensemble de la France. Les variations mensuelles de stocks d’eau simulées par ISBA-TRIP sont calculées en termes d’anomalies (ΔTWS in cm) comme

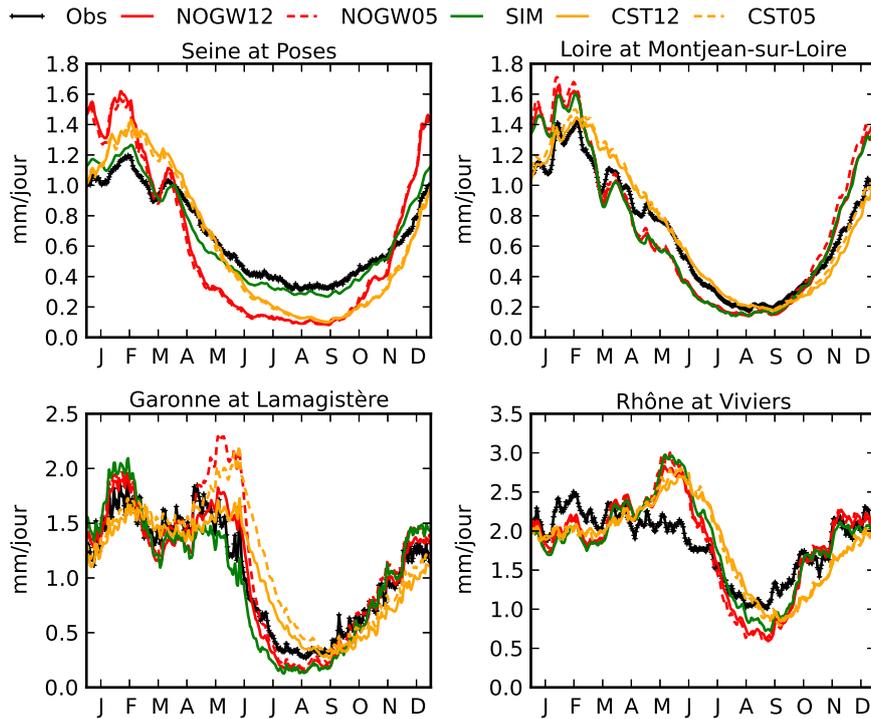


FIG. 4.3 – Cycles annuels moyens journaliers des débits observés (croix noires) et simulés (traits pleins et en pointillés) aux stations les plus proches de l'exutoire des quatre grands fleuves français pour NOGW12, CST12, NOGW05, CST05 et SIM.

	Expérience	Efficience	Ratio	Corrélation	RMSE
Seine	NOGW12	0.04	0.96	0.88	0.50
	NOGW05	0.04	0.94	0.87	0.50
	CST12	0.60	0.96	0.88	0.30
	CST05	0.61	0.94	0.87	0.30
Loire	NOGW12	0.74	1.04	0.95	0.33
	NOGW05	0.66	1.08	0.94	0.38
	CST12	0.76	1.04	0.88	0.31
	CST05	0.74	1.08	0.87	0.32
Garonne	NOGW12	0.72	0.98	0.87	0.53
	NOGST05	0.65	1.11	0.87	0.60
	CST12	0.65	0.98	0.81	0.58
	CST05	0.57	1.11	0.77	0.64
Rhône	NOGW12	0.48	1.04	0.87	0.74
	NOGW05	0.55	1.04	0.90	0.69
	CST12	0.50	1.04	0.74	0.66
	CST05	0.49	1.03	0.75	0.66

TAB. 4.1 – Scores statistiques simulés aux exutoires des quatre principaux fleuves français pour NOGW12, NOGW05, CST12 et CST05.

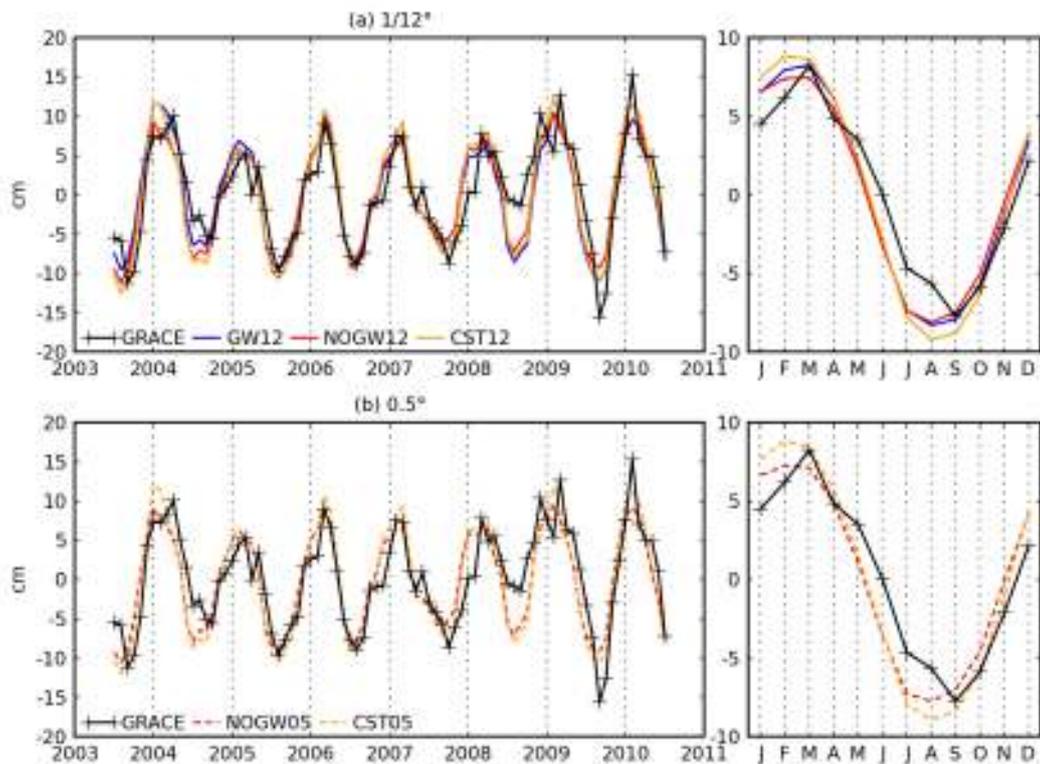


FIG. 4.4 – Comparaison des séries temporelles des stocks d'eau simulés avec les estimations de GRACE moyennées sur la France à (a) fine résolution (NOGW12 et CST12) et (b) basse résolution (NOGW05 et CST05). Les cycles annuels moyens mensuels sont également tracés.

étant la somme de l'humidité total du sol, ΔW , du contenu en eau équivalent de la neige, ΔW_s , de l'eau interceptée par la végétation, ΔW_r , du stock d'eau dans la rivière, ΔS , et du réservoir d'eau souterraine, ΔG , si nécessaire :

$$\Delta TWS = \Delta W + \Delta W_s + \Delta W_r + \Delta G \quad (4.2)$$

Les séries temporelles mensuelles et les cycles annuels moyens mensuels sont comparés à fine et basse résolution sur la période de juillet 2003 à juillet 2010. Seul le produit CSR de GRACE est tracé ; c'est en effet le seul proposant des estimations jusqu'en juillet 2010, les autres produits GFZ et JPL à notre disposition s'arrêtant en août 2008. Aux deux résolutions, l'effet majeur du réservoir souterrain linéaire est d'augmenter l'amplitude du signal, sans pour autant décaler de manière significative le cycle annuel.

4.1.2 Discussion

La comparaison des simulations TRIP avec les observations met en évidence des défauts déjà relevés par Alkama et al. (2010) et Decharme et al. (2010) à l'échelle globale. D'une manière générale, TRIP sous-estime les débits d'étiage sur la France. Cette déficience est particulièrement marquée sur le bassin de la Seine, et dans une moindre mesure sur le bassin de la Loire. Elle révèle l'absence d'un processus souterrain capable d'apporter un effet tampon permettant de soutenir les débits en été.

Afin de prendre en compte cet effet, un pseudo-réservoir d'eau souterraine a été introduit dans TRIP par Decharme et al. (2010). Ce réservoir linéaire agit sur les débits en retardant la contribution du drainage profond simulé par ISBA d'une constante de temps τ_g , fixée ici à 30 jours (cf. équation 2.27). Les résultats montrent que ce réservoir permet de combler une partie des biais rencontrés sur la Seine et la Loire en diminuant l'amplitude des débits en hiver au profit

du printemps. Cependant, une fois que le réservoir s'est entièrement vidé, le débit est à nouveau sous-estimé en fin de période sèche (cf. figure 4.3). Un tel comportement souligne le manque de dynamisme du pseudo-réservoir souterrain et montre qu'une approche linéaire n'est pas suffisante pour obtenir un soutien correct du débit d'étiage. Par ailleurs, les résultats révèlent une dégradation non-négligeable des débits sur un nombre important de stations pourtant initialement bien simulées, et ce aux deux résolutions. Ces dégradations apparaissent essentiellement en amont des bassins et sont dues en majorité à une constante de temps τ_g trop élevée pour ces bassins.

De tels résultats soulignent la nécessité d'introduire une représentation plus physique des eaux souterraines dans TRIP. En simulant explicitement une hauteur de nappe, il est en effet possible d'interagir de manière dynamique avec la rivière. C'est ce que nous nous proposons de réaliser dans ce chapitre. Il est à noter que les simulations réalisées précédemment présentent une sensibilité à la résolution relativement faible, excepté sur quelques points pour lesquels nous apporterons plus de précisions dans la suite de ce chapitre.

4.2 A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications: Description and Off-line Evaluation over France (Vergnes et al., 2012)

Abstract

Despite their potential influences on surface water and climate, groundwater processes are generally not represented in climate models. Here, a simple groundwater scheme including two-dimensional flow dynamics and accounting for groundwater-river exchanges is introduced into the global TRIP RRM coupled to the Météo-France climate model. This original scheme is tested in off-line mode over France at high ($1/12^\circ$) and low (0.5°) resolution against a dense network of river discharge and water table observations over the 1970-2010 period, and is compared to the fine-tuned SIM hydrometeorological model. In addition, the simulated TWS variations are compared to the TWS estimates from the GRACE satellite mission. The aquifer basins over France are defined using the WHYMAP groundwater resources map, a simplified French lithological map, and the International Geological Map of Europe (IGME). TRIP is forced by daily runoff and drainage data derived from a preexisting simulation of the ISBA land surface scheme driven by the high-resolution SAFRAN meteorological analysis. Four simulations are carried out with or without groundwater at both resolutions. Results show that the groundwater scheme allows TRIP to better capture the spatio-temporal variability of the observed river discharges and piezometric heads. Summer base flows are particularly improved over the main rivers of France. Decreasing the horizontal resolution has a limited impact on the simulated discharges, while it slightly degrades the simulation of water table variations.

4.2.1 Introduction

In climate models, the land surface hydrology has a major influence on the terrestrial water and energy budgets, and thereby on the simulated weather and climate (Dirmeyer, 2000, 2001; Douville, 2003, 2004; Koster et al., 2000, 2002). It can affect the temperature and ocean salinity at the mouths of the largest rivers (Durand et al., 2011), the water and energy exchanges at the land surface, and the climate, at least at the regional scale (Alkama et al., 2008; Douville et al., 2000a; Douville et al., 2000b; Gedney et al., 2000; Lawrence et Slater, 2008; Molod et al., 2004). These land surface processes are parameterized in CHSs based on two components: 1) the LSMs, which provide realistic lower boundary conditions of temperature and moisture in AGCMs, and 2) the RRM, which convert the total runoff provided by LSMs into river discharges, in order to evaluate the simulated water budget and/or to transfer continental fresh water to the oceans, thereby closing the global hydrological cycle.

However, many LSMs used in climate modeling still neglect the representation of the groundwater processes. Groundwater constitutes about 30 % of the world's total fresh water resources (Shiklomanov et Rodda, 2003), much more than soil moisture (0.05 %) and rivers (0.006 %) (cf. table 1). It interacts with surface water and is therefore likely to influence the surface energy and water exchanges with the lower atmosphere. Its slow response to climate variations helps to maintain base flows in humid climates during dry periods, while it receives the river seepage in arid climates. Water table rise and fall can also interact with the soil moisture profile and thereby affect evapotranspiration and the land surface energy budget (e.g. Dingman (1994)).

During the last decade, several studies have pointed out the importance of including groundwater processes in CHSs. van den Hurk et al. (2005) analyzed seven regional climate models with respect to the land surface hydrology over the Rhine basin. They found that insufficient water storage led to overestimation of the seasonality of the simulated runoff compared to the observations. Through observations and model simulations carried out in Illinois, Yeh et Eltahir (2005a) demonstrated that the free-drain or no-drain soil bottom conditions commonly used in LSMs could significantly affect the simulated soil water budget and river discharges. Alkama et al. (2010) compared global hydrological outputs from the ISBA-TRIP CHS to in-situ river discharges and TWS variations derived from the GRACE. They found that an underestimation of continental evaporation and an overestimation of the annual discharges were likely because of the lack of a groundwater reservoir in ISBA-TRIP.

In this context, several attempts have been made to introduce groundwater processes into CHSs. In order to represent the groundwater flow contribution to the river, some studies proposed the addition of a simple pseudo-groundwater reservoir into RRM models using a time delay factor to decay the flow to the river (Arora et al., 1999; Decharme et al., 2010). Though useful for a better evaluation of CHSs against TWS estimates and/or discharge observations, such a method does not account for groundwater dynamics.

Other studies introduced a groundwater component in one-dimensional LSMs for global climate applications (Gedney et Cox, 2003; Liang et al., 2003; Lo et al., 2010; Maxwell et Miller, 2005; Ngo-Duc et al., 2007; Niu et al., 2007; Yeh et Eltahir, 2005a). Most of them represent the groundwater reservoir as a new deep layer under the soil column, which interacts with the unsaturated zone. Gedney et Cox (2003) added a very deep soil layer using a prescribed depth in order to represent shallow aquifers. Niu et al. (2007) used a single layer to resolve the water table depth as the lower boundary condition of the soil column. Liang et al. (2003) and Maxwell et Miller (2005) proposed a more realistic approach by explicitly coupling an LSM and a groundwater scheme in order to simulate the saturated zone and the overlying unsaturated zone of the soil as a continuum soil column and to explicitly compute the shallow water table position.

Nevertheless, most of these models are not coupled with RRM models and neglect the interactions with the river network, making it difficult to evaluate them against in-situ river discharges.

Regional hydrometeorological studies use more detailed two-dimensional groundwater schemes. Gutowski et al. (2002) and York et al. (2002) coupled a single-column atmospheric model directly with a high-resolution land surface scheme itself coupled with a detailed two-dimensional groundwater model. Lateral flows occurred in each terrestrial grid cell and groundwater reservoirs exchanged water with the river network. Their findings confirm the potential feedback between groundwater and atmospheric forcing and suggest the feasibility of incorporating physically-based representations of aquifers into LSMs. Recently, Fan et al. (2007) and Miguez-Macho et al. (2007) developed a more sophisticated two-dimensional hydrological model based on a groundwater diffusive scheme taking the interactions with the land surface into account. This model was applied at a very fine resolution (~ 1 km) over the United States. The results showed good agreement between observed and simulated river discharges, and revealed that groundwater enhanced the memory of soil moisture processes.

At Météo-France, the operational SIM hydrometeorological system is used to monitor real-time water resources over France at an 8-km horizontal resolution (Habets et al., 2008). SIM is composed of three modules: the SAFRAN meteorological analysis provides high quality at-

mospheric forcings (Durand et al., 1993), the ISBA land surface model computes the surface water and energy budgets (Noilhan et Planton, 1989), and the MODCOU hydrogeological model computes the evolution of the aquifers, the river flows, and the exchanges between them (Ledoux et al., 1989). Two aquifer basins are represented: the Seine and the Rhone basins (Etchevers et al., 2001; Habets et al., 1999c; Rousset et al., 2004). The representation of the groundwater processes appears especially relevant over the Seine basin to simulate a more realistic summer base flow (Rousset et al., 2004).

Nevertheless, these regional, fine-tuned models present an important limitation for large-scale applications: many parameters have to be calibrated using high-resolution geological and topographic data, as well as daily stream flow observations. Such a method cannot be transposed to the global scale given the lack of data. This is the reason why global applications using simplified groundwater parameterizations in LSMs generally assume uniform parameters across different climatic and hydrological regions (Arora et al., 1999; Decharme et al., 2010; Niu et al., 2007).

The main objectives of this study are to describe an original simple groundwater scheme, to evaluate its influence on the daily river discharges simulated at a relatively high resolution by the TRIP RRM used at the CNRMs, and to demonstrate its robustness and suitability for lower resolution applications using a simple methodology based on available global datasets to estimate the aquifer geometry and parameters. The model is tested over France (550 000 km²) at high ($1/12^\circ \times 1/12^\circ$) and low resolution ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) over the 1970-2010 period. High-resolution simulations, with and without the groundwater scheme, are first compared to observations and to the SIM benchmark, and then provide a reference for the lower resolution integrations. All TRIP simulations are forced by the same daily surface runoff and deep drainage derived from a preexisting SIM experiment carried out by Vidal et al. (2010a); Vidal et al. (2010b). These inputs are not affected by the MODCOU hydrogeological model, which does not interact with the ISBA land surface model within SIM. Evaluation is made against two dense networks of river gauging stations and piezometric gauges. The simulated TWS variations are also compared to the estimates from GRACE.

The TRIP groundwater scheme is presented in section 4.2.2 and the different inputs are described in section 4.2.3. Section 4.2.4 presents the results, which are further discussed in section 4.2.5. Conclusions are drawn in section 4.2.6.

4.2.2 The Surface-Groundwater Representation

The proposed groundwater scheme is based on the two-dimensional groundwater flow equation for the piezometric head H . This equation is solved using an implicit finite-difference numerical method based on the MODCOU hydrogeological model (Ledoux et al., 1989) with a time step of one day. The main difference is that the two-dimensional groundwater flow equation expressed in m s^{-1} (cf. equation 1.18) is rewritten in spherical coordinates in order to take the spherical form of the Earth into account and to be solvable on the regular longitude/latitude grids generally used in most CHSs:

$$\omega \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{r^2 \cos(\phi)} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{T_\theta}{\cos(\phi)} \frac{\partial H}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(T_\phi \cos(\phi) \frac{\partial H}{\partial \phi} \right) \right] + q_{sb} - q_{riv} \quad (4.3)$$

Only the uppermost unconfined aquifer representing one layer is solved. The specific yield, ω ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), corresponds to the effective porosity, θ and ϕ are the longitude and latitude coordinates respectively, r (m) is the mean radius of the Earth, T_θ and T_ϕ ($\text{m}^2 \text{m}^{-1}$) are the transmissivities along the longitude and latitude axes respectively, q_{riv} (m s^{-1}) the groundwater-river flux and q_{sb} (m s^{-1}) is the deep drainage from ISBA per unit area. In other words, $q_{sb} = Q_{sb}/A_{cell}$ where A_{cell} (m^2) is the grid-cell area. As in the ISBA-TRIP CHS, spherical coordinates are used because of the spherical form of the Earth, especially in the high southern and northern latitudes. Omitting this detail could lead to the simulated lateral flows being underestimated along the latitude axis, and overestimated along the longitude axis. It could also impact the

mass conservation in the high-latitude grid cells (see the discretized form of Equation 4.3 in section 4.3.1). Equation 4.3 is then solved in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ with a time step of 1 day using an implicit finite-difference numerical method. More details can be found in section 4.3.1.

In TRIP, each grid cell is considered as a river cell. As a result, each of them can potentially exchange water with the river (gaining or losing streams). This conceptual approach appears relevant at the resolutions considered ($1/12^\circ$ and 0.5°). These exchanges are represented through the concept of a river coefficient RC commonly used in a majority of regional groundwater models such as MODCOU (Ledoux et al., 1989) or MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988). The fundamental assumption of this approach is to consider that the head losses between the stream and aquifer are limited to those across the streambed itself. The river coefficient for a river channel of width W (m) and length L (m) with a riverbed of thickness b (m) and hydraulic conductivity K_{riv} (m s^{-1}) equals $LW(K_{riv}/b)$. Because b and K_{riv} are generally poorly known, uncertainties in estimating the river bed properties make it necessary to adjust this coefficient through model calibration. The b/K_{riv} (s^{-1}) quantity represents the duration of water flow through the river bed. In TRIP, this quantity is approximated to a coefficient, τ (s), representing the time transfer coefficient between river and groundwater. The groundwater-river flow is therefore parameterized as follows:

$$Q_{riv} = \begin{cases} RC(H - H_{riv}) & \text{where } H > Z_{bed} & \text{(a)} \\ RC(Z_{bed} - H_{riv}) & \text{where } H < Z_{bed} & \text{(b)} \end{cases} \quad (4.4)$$

with

$$RC = \frac{LW}{\tau} \quad (4.5)$$

$$Z_{bed} = Z - h_c \quad (4.6)$$

$$H_{riv} = Z_{bed} + \min(h_c, h_s) \quad (4.7)$$

Z_{bed} (m) is the river bed elevation, which is the elevation in the grid cell minus the river bankfull height h_c (m), defined in (Decharme et al., 2012), and H_{riv} (m) is the river stage elevation, calculated as the sum of Z_{bed} (m) with the river water height h_s (m) (Figure 4.5)

Equation (4.4a) corresponds to the case where the water table is connected to the river. If the water table falls under the river bed elevation, Equation (4.4b) is applied and the river feeds the groundwater reservoir. If the river height h_s falls under 10 cm and H_{riv} is lower than H , Q_{riv} is set to zero in order to avoid a completely empty river and/or negative discharges. The drainage term Q_{sb} from ISBA in Equation 2.21 now feeds the groundwater scheme. Consequently, this term is replaced by the river-groundwater exchange flux Q_{riv} and Equation 2.21 is thus modified as follows:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in}^S + Q_{riv}^S - Q_{out}^S \quad (4.8)$$

As previously noted, Q_{riv} is expressed in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ when Equation 4.3 is solved and therefore need to be converted into kg s^{-1} before being used in Equation 2.21. In other words, $Q_{riv}^S = Q_{riv} \rho$ with ρ (kg m^{-3}) the water density.

4.2.3 Experimental Design

Model Parameter

TRIP PARAMETERS The elevation at $1/12^\circ$ resolution is derived from the GTOPO30 Digital Elevation Model (DEM) provided at a 30 arc-seconds resolution as described in section 3.1.4. (http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_

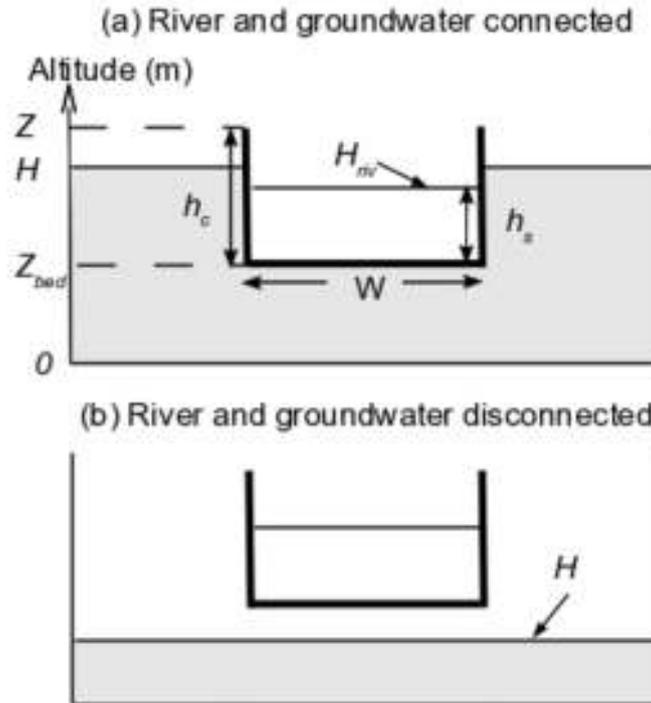


FIG. 4.5: Groundwater-river interactions with river and groundwater (a) connected and (b) disconnected.

info). The steps to follow to obtain this topography are summarized here. Because each grid cell in TRIP is defined as a river cell, the elevation appears as a critical parameter and is derived from a specific interpolation. Each grid cell topography at $1/12^\circ$ resolution is computed as the average value of the first decile of the actual 30 arc-seconds resolution topographic values within the grid cell, ranked in ascending order. The result is corrected using GIS processing in order to remove elevation anomalies that could interfere with a hydrological correct flow. As described previously, this elevation helps us to compute the river bed elevation Z_{bed} , and reflect the altitude of the river in the grid cell. This approach allows more realistic river slopes, flow directions, stream orders, and watershed areas to be computed (Figure 4.6a).

Moving to the low resolution parameter estimation, elevation and slope are derived from the $1/12^\circ$ data previously calculated by taking the average of the $1/12^\circ$ grid cell values within each 0.5° cell. Indeed, the $1/12^\circ$ data are expected to be representative of the river network characteristics in each 0.5° grid cell. This approach computes elevation and slope along the river at 0.5° resolution with a better accuracy than direct use of the GTOPO30 data does. Flow directions are based on the $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ TRIP network including some manual adjustments to correct the river basin boundaries (Figure 4.6b).

At both resolutions, the river width is also an important parameter because it is used in the river flow velocity computation as well as in the groundwater-river exchanges parameterization. It is calculated through the empirical formulation described in detail in Decharme et al. (2012) (cf. equation 3.1) and summarized at section 3.1.4. This method leads to a river width of 548 m and 557 m at the Loire outlet for the $1/12^\circ$ and 0.5° resolutions respectively, to 404 m and 394 m at the Seine outlet, to 732 m and 726 m at the Rhone outlet, and to 527 m and 537 m at the Garonne outlet. Details about the other TRIP specific parameters such as the river length L , or the height of the river bed h_c , can be found in Decharme et al. (2012).

AQUIFER CHARACTERISTICS Since the groundwater scheme presented in this study was developed for global climate applications, only major regional groundwater basins are taken into account (Figure 4.6c,d). The question is how these domains should be delimited. Basically, the main features that characterize the geometry and the properties of an aquifer are the

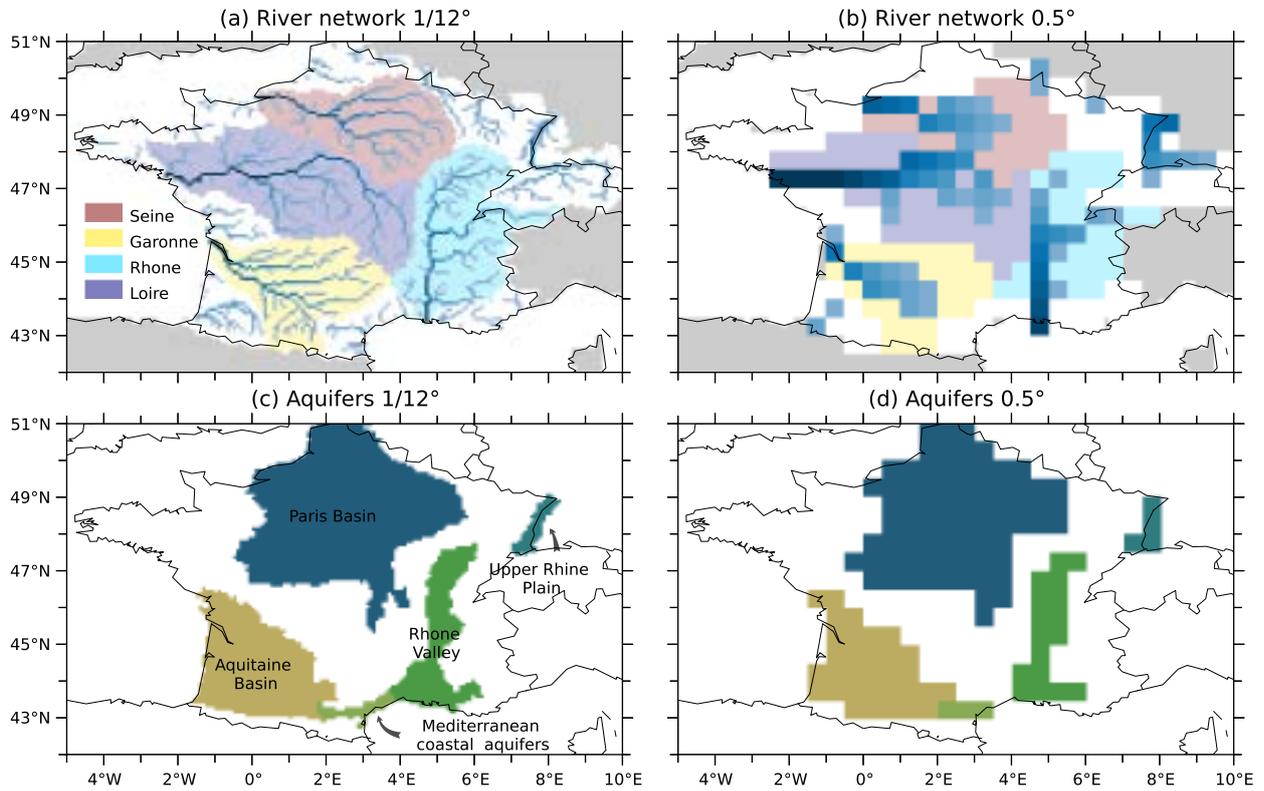


FIG. 4.6: The TRIP river network and the aquifer basins described: stream orders at (a) $1/12^\circ$ and (b) 0.5° resolution with the locations of the main watersheds, and the aquifer basins at (c) $1/12^\circ$ and (d) 0.5° resolution.

topography, the lithology, and the geology. Only widespread unconfined aquifers concerned by diffusive groundwater movements are simulated by the model. These processes are preferentially located in sedimentary basins with regional aquifer formations constituted by permeable porous and fractured rocks, and mainly in alluvial plains characterized by gravel and sand materials with high permeability. The French national database on water systems (Base de Données sur le Référentiel Hydrogéologique Français (BDRHF); <http://sandre.eaufrance.fr/BDRHF>) provides a map of such aquifers that lie in the Paris and the Aquitaine basins, and in the Rhone and the Rhine valleys (Figure 4.7). However, as the BDRHF database is only available over France, whereas the model is intended to be used at the global scale, it was necessary to build a methodology to derive the aquifer limits in relation with the databases available at global scale. The methodology developed was the following.

The comparison of the BDRHF map (Figure 4.7) with the 2 selected classes of WHYMAP, the IGME geological map and the BRGM lithological map show that the main aquifers may be limited to the youngest geological formations and that the older areas, e.g. dating from the middle Jurassic and the Triassic, with a majority of siliciclastic rocks (Figures 4.8b,c), can be removed to refine the aquifer domains. This filter is also well correlated with the old platforms of Brittany and the Massif Central already removed in WHYMAP. Finally, the third criterion was based on the slope and was defined in order to eliminate the remaining mountainous areas. Using the slope from the GTOPO30 elevation dataset, the cells defined as mountainous at the TRIP resolution ($1/12^\circ$ or 0.5°) were those having at least 70 % of slopes greater than or equal to 10 % (0.1 m m^{-1}) in the 30 arc-second grid cell. This criterion, when applied over France, masked the remaining part of the Alps. The final aquifer domains are shown in Figures 4.6c,d. It is important to note that the methodology used to delimit the main groundwater basins over France is also suitable for global applications since sufficient geological and lithological data are available (Bouysson et Palfreyman, 2000; Dürr et al., 2005; Gleeson et al., 2011).

The time transfer coefficient τ varies arbitrarily from 30 days in major river streams to 5

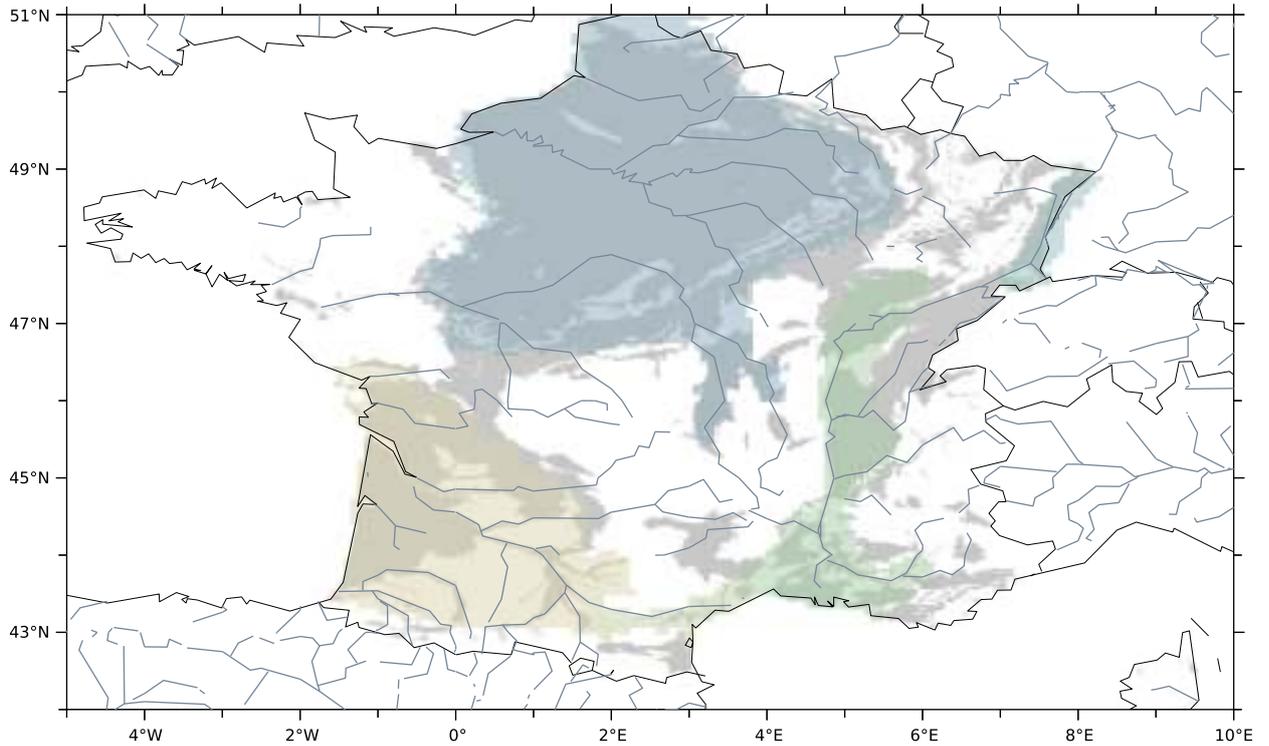


FIG. 4.7: The main aquifers of France as defined in the BDRHF (<http://sandre.eaufrance.fr>) hydrogeological database (gray shaded zones) and the simulated TRIP aquifers (color shaded zones).

days in the upstream grid cells through a linear relationship with the river stream order, SO , given by the TRIP network in each grid cell of a given basin:

$$\tau = \tau_{max} + (\tau_{min} - \tau_{max}) \left(\frac{SO_{max} - \min(SO, SO_{max})}{SO_{max} - SO_{min}} \right) \quad (4.9)$$

where τ_{max} and τ_{min} are the maximum (30 days) and the minimum values (5 days) of τ chosen to be consistent with the time delay factors used in previous studies (Arora et al., 1999; Decharme et al., 2010). SO_{max} is equal to 10 and 5 at high and low resolution respectively, and SO_{min} is the minimum stream order in each basin of the TRIP network, equal to 1.

To estimate the transmissivity and the effective porosity in each grid cell, the simplified lithological map of France was used (Figure 4.8c). Five main units of lithology material were selected in the domains where groundwater flows were simulated: clay, chalk, limestone, sandstone and sand. Mean values of transmissivity and effective porosity were chosen among the usual values so as to be physically realistic considering this lithology and are summarized in Table 4.2.

Lithology	Transmissivity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	Effective Porosity ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
Clay	5e-4	0.01
Limestone	5e-3	0.03
Chalk	1e-2	0.05
Sandstone	2e-2	0.07
Sand	5e-2	0.1

TAB. 4.2: Mean values of transmissivity and effective porosity from the literature

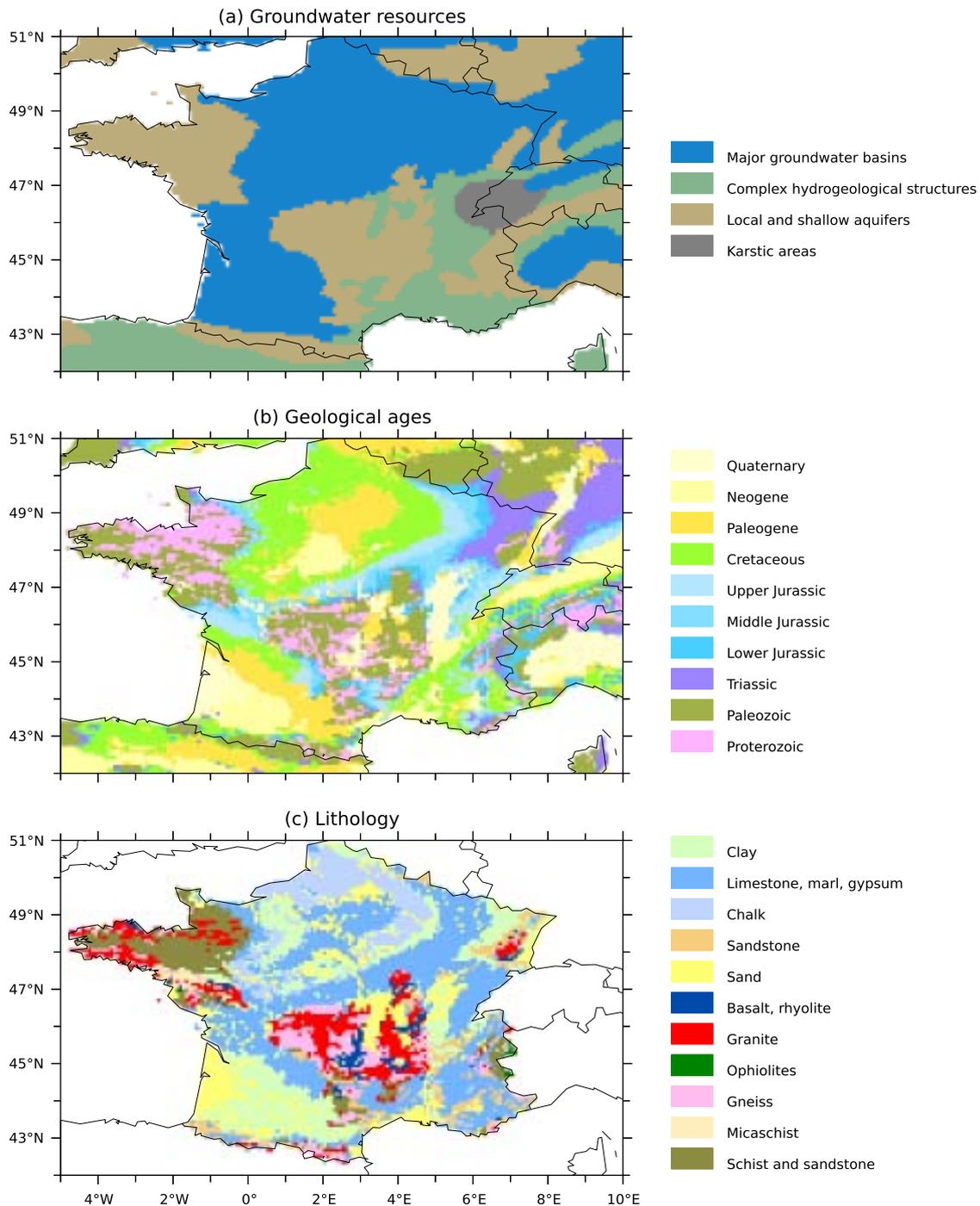


FIG. 4.8: Data sources used to delimit the aquifer basin boundaries: (a) groundwater resources of the world according to the WHYMAP (BGR & UNESCO!; <http://www.whymap.org>), (b) the BGR geological units by age (BGR; <http://www.bgr.de/karten/igme5000/igme5000.htm>) and (c) the simplified lithology of France (BRGM; <http://infoterre.brgm.fr>)

Experiments

TRIP was integrated at high ($\frac{1}{12}^\circ$) and low (0.5°) resolution using a 30-min time step. For each resolution, an off-line hydrological simulation with the groundwater scheme was compared to a control experiment without groundwater. The simulations were named as follows:

- NOGW12: control simulation without groundwater at high resolution.
- NOGW05: same as NOGW12 but at low resolution.
- GW12: groundwater and surface water simulation at high resolution.

- GW05: same as GW12 but at low resolution.

In addition to both GW12 and GW05, parallel experiments were also performed using $\tau \pm 75\%$ in order to explore the model sensitivity to this empirical parameter.

TRIP is forced by the surface runoff and the deep drainage coming from an independent high-resolution (8 km) ISBA simulation covering the 1958-2010 period. Further details can be found in Vidal et al. (2010a) and Vidal et al. (2010b). These forcing fields were produced in a 50-year study by Habets et al. (2008) aimed at evaluating the SIM system over France and were interpolated at the $1/12^\circ$ TRIP resolution using a nearest-neighbor interpolation method via GIS processing. The forcing fields at the 0.5° resolution were computed by aggregating the runoff and drainage obtained at $1/12^\circ$. Every day, TRIP computes piezometric heads and river discharges. In order to start the model at equilibrium, the water table was initialized to the topography and a first 60-year spin-up simulation was done by repeating the 1958-1970 period five times, until the water table reached equilibrium. The model was then evaluated over the 1970-2010 period.

Evaluation data sets

In-situ river daily discharge measurements at 318 gauging stations were selected to evaluate the simulated discharges at high resolution. Only the time series with a minimum period of 10 years were used. Moreover, when several gauging stations were located in one cell, the largest observed drainage area was kept. The same approach was applied for evaluating the low resolution simulation. Only 99 gauging stations were selected. When several stations were present in the same grid cell, only the station with the largest upstream drainage area was conserved.

Piezometric heads are well monitored over France and numerous data are available in the Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (ADES) database (<http://www.ad.es.eaufrance.fr/>). More than 500 water table observations were selected, corresponding to an unconfined aquifer, with a continuous time series lasting at least 10 years, and not directly affected by pumping.

In addition, TRIP was compared to the 50-year simulation of the SIM hydrological forecast system performed at 8 km resolution by Vidal et al. (2010a) in order to study the robustness of the proposed simple groundwater parameterization against a more detailed model.

Finally, the simulated TWS variations were compared to the GRACE estimates. GRACE provides monthly TWS variations in terms of anomalies (Δ TWS) based on highly accurate maps of the earth's gravity fields at monthly intervals, and at spatial length scales of about 300-400 km (Swenson et al., 2003; Wahr et al., 2004). The instrumentation and on-board instrument processing units are described in detail by Berti et al. (2003). GRACE data can be used in a hydrological application to estimate Δ TWS from basin (Crowley et al., 2006; Seo et al., 2006) to continental scale (Schmidt et al., 2006; Tapley et al., 2004), as well as groundwater storage variations (Rodell et al., 2009; Yeh et al., 2006). Moreover, recent studies have used GRACE in order to evaluate their groundwater schemes (Decharme et al., 2010; Lo et al., 2010; Niu et al., 2007). Here, we used 85 months (from July 2003 to July 2010) of the Release 04 data produced by the CSR (CSR at The University of Texas at Austin) averaged over the aquifers defined over France in TRIP in order to evaluate the model's capability to simulate the TWS variability at high and low resolution (Swenson et Wahr, 2006).

4.2.4 Results

River discharges

The simulated river discharges with and without groundwater were first compared to gauge measurements. This evaluation was made with the help of popular skill scores used in hydrology: the annual discharge ratio criterion ($Ratio = Q_{sim}/Q_{obs}$), the RMSE, and the efficiency (Eff)

criterion (Nash et Sutcliffe, 1970) (cf. equation 4.1). Eff can be negative if the simulated discharge is very poor, and is above 0.5 for a reasonable simulation.

Figure 4.9a shows the spatial distribution of the daily discharge efficiencies in the control experiment (NOGW12) while Figure 4.9c compares these scores with (GW12) and without (NOGW12) a groundwater scheme for each river gauge located in the TRIP aquifer domains (gray-colored zone in Figure 4.9c). The NOGW12 efficiency scores underline some weaknesses in the unmodified TRIP model. The scores are indeed negative in most of the Seine basin, in the north of the Loire river basin, in the Adour basin, and in the western part of the Alps. Adding a groundwater scheme improves the efficiency scores at 62 % of the gauging stations (Efficiency difference greater than 0.05 in Figure 4.9c) located inside the aquifer mask, while only 15 % are deteriorated (Efficiency difference lower than -0.05). The groundwater scheme improves the simulation over the Aquitaine basin, the Rhone valley, and especially over the Paris basin, in which the widespread chalk aquifer is well connected to the river. Nevertheless, some weaknesses appear in the east of this basin and concern the Meuse river, and also some tributaries of the Seine river such as the Aisne or the Marne.

Figures 4.9b and 4.9d show the comparison between TRIP and SIM. SIM takes two groundwater domains into account: the multilayer aquifer system beneath the Seine basin and the alluvial plain of the Rhone river. Not surprisingly, SIM outperforms NOGW12 for all river gauges located in the Seine aquifer (Figure 4.9b). However, the introduction of the groundwater processes in TRIP (GW12) tends to reduce the gap with SIM (Figure 4.9d). The GW12 scores can even exceed those of SIM over the Loire, the Somme basin or north of the Garonne, pointing out the importance of groundwater processes in these regions. Both models give similar results in Brittany and in the Massif Central where no groundwater processes are simulated. Finally, the comparison of cumulative distributions of the efficiency scores, in which the GW12 curve is superior to NOGW12 and quasi-similar to SIM (Figure 4.9e), confirms these results.

Moving to the discharge analysis at low resolution (NOGW05 and GW05, Figure 4.10), the same kinds of results are found. Among the 61 gauging stations shown in Figure 4.10c, 44 % are better simulated by introducing the groundwater scheme, and only 16 % are deteriorated. Note that the scores are not modified over the Rhone basin. Improvements in GW05 are, however, less pronounced than in GW12 (Figure 4.10e). Even though the GW05 curve is still above the NOGW05, SIM, with a finer resolution (8 km) and a fine-tuned calibration of parameters, logically gives better results than GW05. Nevertheless, the efficiency differences shown in Figure 4.10d confirm that, even at low resolution, accounting for groundwater processes has a positive impact on TRIP scores compared to the fine-tuned SIM simulation over the Loire and the north of the Aquitaine basin.

Figure 4.11 compares observed and simulated daily river flows at the outlets of the four main watersheds of France. Locations of the four gauging stations are circled in Figure 4.11a. Observed river flows are satisfactorily reproduced by NOGW12 at the Loire, the Garonne and the Rhone outlets, while the summer base flow is underestimated at the Seine outlet. The groundwater scheme improves scores over the Seine by increasing the efficiency from 0.04 to 0.82 (Table 4.3), and over the Loire (0.74 to 0.93). The Rhone and the Garonne river discharge scores are not deteriorated.

For all simulations, the mean annual cycle of daily river flows is also presented in Figure 4.11. The scores of the low resolution simulations are close to those obtained at high resolution. Only the Garonne discharge is impacted by the resolution. A spurious peak for NOGW05 and GW05 is observed in spring, which is related to unrealistic runoff and drainage from a few cells in the south-west of the Garonne watershed due to the aggregation of the forcing fields at low resolution. These cells encompass a part of the Spanish side of the Pyrenees, not belonging to the Garonne drainage area. Elsewhere, GW12 and GW05 compare well with SIM, except over the Loire outlet, where TRIP obtains better results due to the fact that it simulates the existing groundwater explicitly (although with coarse parameters) while there is no regional modeling of the Loire aquifer included in SIM yet.

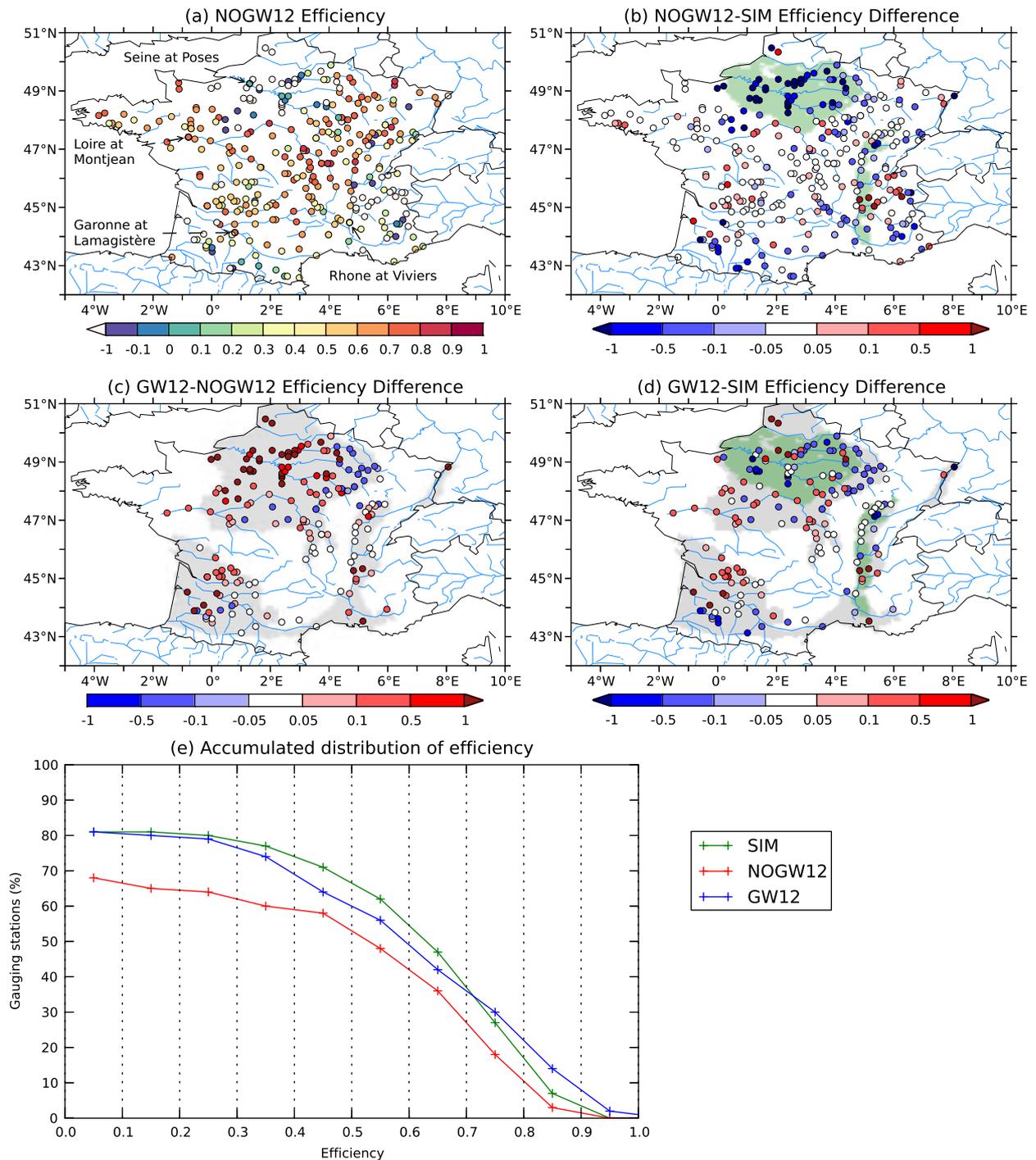


FIG. 4.9: Evaluation of simulated daily discharges with (GW12) and without (NOGW12) the groundwater scheme: (a) spatial distribution of the NOGW12 efficiency at 318 gauging stations, (b) differences between NOGW12 and SIM, (c) differences between GW12 and NOGW12 at 176 gauging stations located in the TRIP aquifer domain and (d) differences between GW12 and SIM at these 176 stations. The cumulative distribution of the daily efficiencies for these 176 stations is also shown (e) for each simulation. Gray (or green) areas on the maps correspond to the TRIP (or SIM) aquifers.

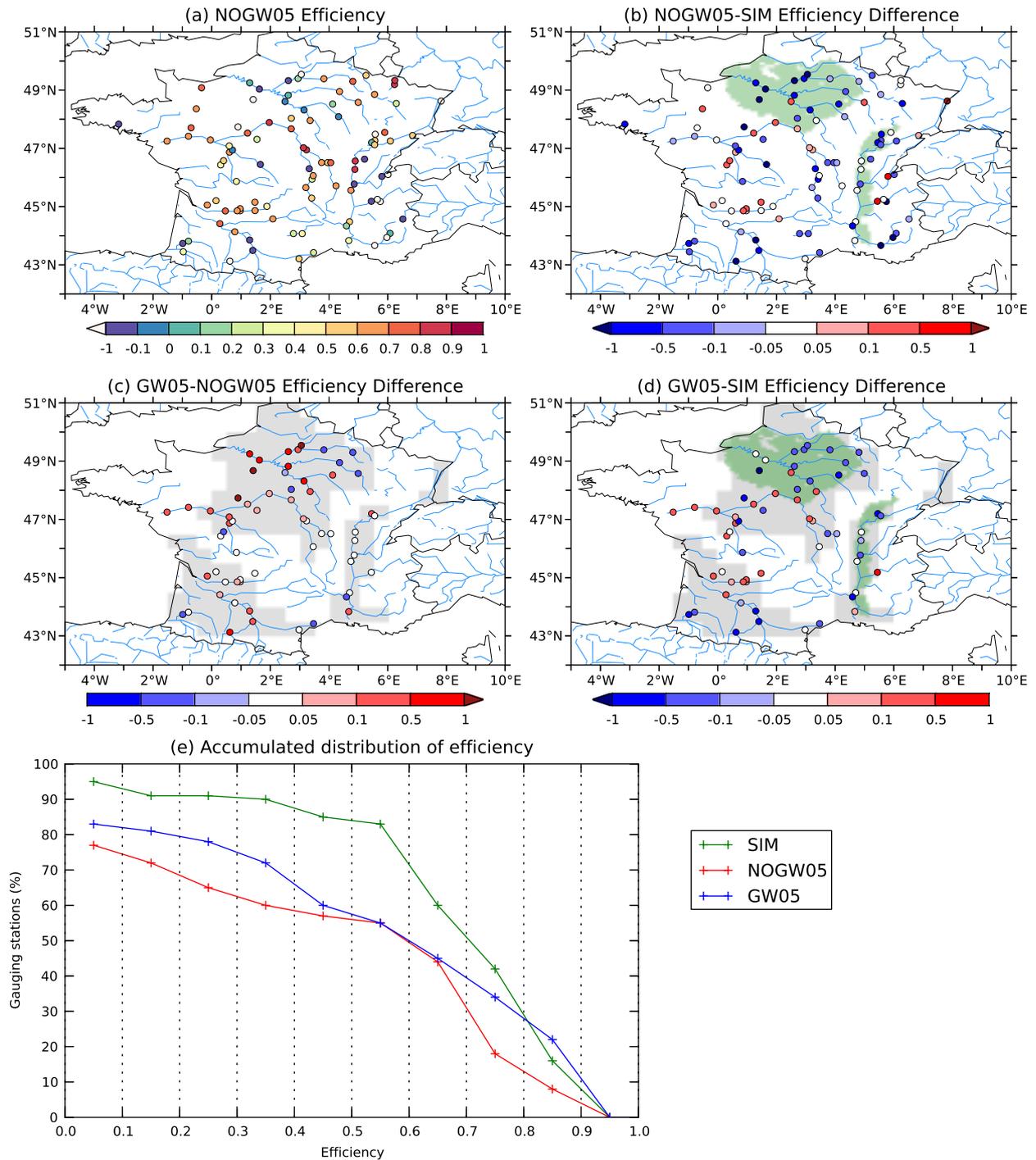


FIG. 4.10: Same as Figure 4.9, but for NOGW05 and GW05.

Piezometric head

It is rather difficult to compare local observations of the piezometric head with a simulation at a resolution larger than some kilometers, since the model cannot reproduce the impact of the local topography or the fine-scale variations of the geology. However, the temporal evolution of the piezometric head can be expected to be captured by the model, allowing an assessment of the model consistency at least for GW12. Two statistical criteria were used to quantify the ability of the model to reproduce the observations: the correlation and the RMSE. Figures 4.12a and 4.12c show GW12 correlation and RMSE scores for each selected piezometer in terms of monthly evolution of the head. More than 70 % of them have a correlation greater than 0.5, and 68 % have a RMSE lower than 2 m. A comparison with the simulated piezometric heads

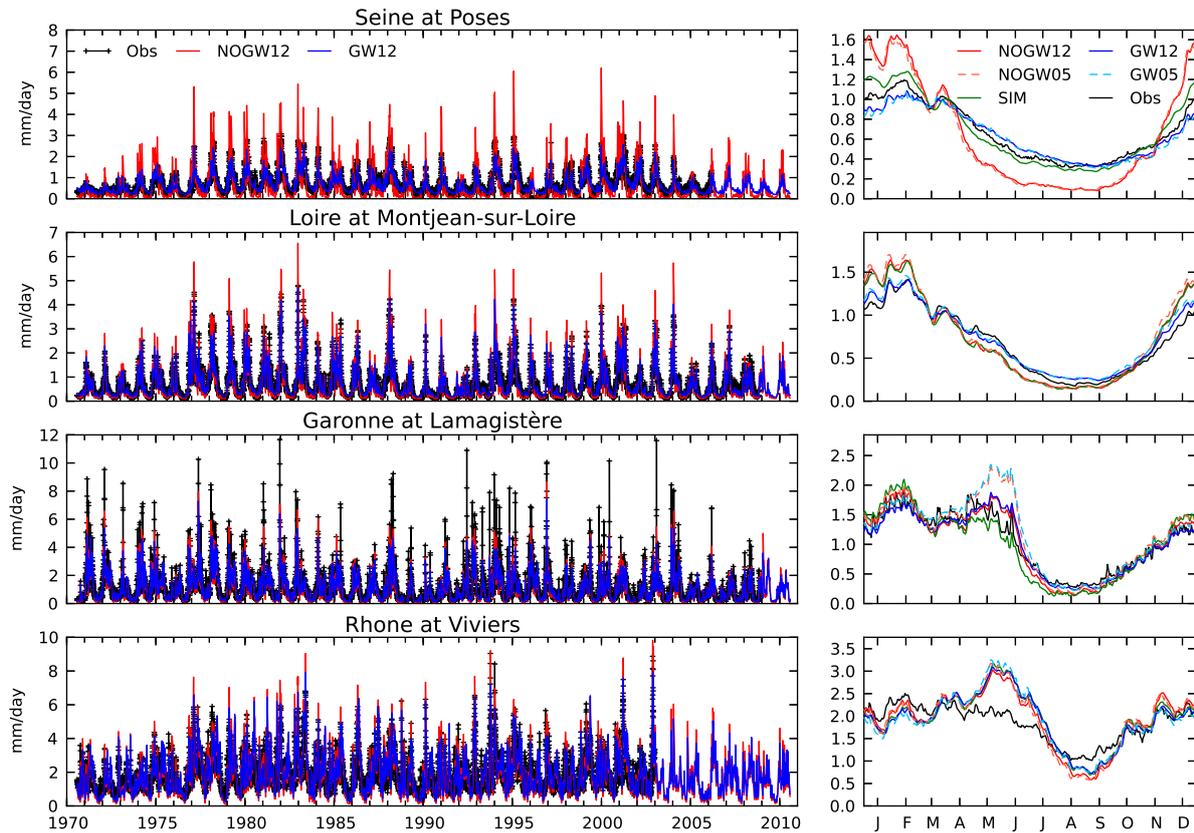


FIG. 4.11: Time series of observed (black crosses) and simulated (solid or dashed lines) daily river discharges at the outlets of the four main rivers for NOGW12 and GW12. Mean annual cycles are also plotted, including for the NOGW05, GW05 and SIM simulations.

from SIM is shown in Figures 4.12b and 4.12d in terms of correlation and RMSE respectively, and only for the piezometers located in the SIM aquifer domains. In terms of correlation, the time evolution of the piezometric head is simulated better by GW12 on 27 % of the selected wells, and with a similar correlation on 25 % of the measurements. Regarding the RMSE scores (without mean bias), 55 % are in favor of GW12 and the two models are comparable for 5 % of the scores. No clear pattern appears in the spatial distribution of these scores, confirming the difficulty of evaluating the water table simulation against in-situ piezometric data. Nevertheless, these results suggest that the proposed simple groundwater model represents the time evolution of the water table as well as a more sophisticated, calibrated hydrogeological model used for operational regional applications.

Figure 4.12 compares the observed and simulated monthly evolution of the piezometric heads for the six piezometric gauges circled in Figure 4.12a. These gauges were selected in order to represent different geological domains. Four piezometers belong to the SIM aquifer domains. The shape of the observed piezometric heads is well captured by the model. Two of them are located in the Seine basin and correspond to two kinds of geology: chalk and limestone. In both cases, GW12 is able to reproduce the observed interannual variability with good accuracy. Nevertheless, GW12 overestimates the amplitude of the annual cycle, especially in the limestone where the fine-tuned SIM simulation is closer to the observations. This result will be discussed in section 4.2.5. Two other piezometers located in the alluvial aquifer of the Rhone river valley and in the Saône watershed are shown in Figure 4.12. The amplitude of the observed annual cycle is well captured by GW12 for the first one (RMSE = 0.61) but underestimated for the second one (RMSE = 4.6). In this basin, SIM was calibrated using the river flow only, and the piezometric heads are poorly reproduced, showing the need to use both types of observations in constraining hydrogeological models.

	Experiment	Efficiency	Ratio	Correlation	RMSE
Seine	NOGW12	0.04	0.96	0.88	0.50
	NOGW05	0.04	0.94	0.87	0.50
	SIM	0.82	1.01	0.92	0.21
	GW12	0.82	0.97	0.92	0.22
	GW05	0.77	0.95	0.88	0.25
Loire	NOGW12	0.74	1.04	0.95	0.33
	NOGW05	0.66	1.08	0.94	0.38
	SIM	0.75	1.03	0.94	0.32
	GW12	0.93	1.04	0.97	0.17
	GW05	0.89	1.08	0.95	0.22
Garonne	NOGW12	0.72	0.98	0.87	0.53
	NOGW05	0.65	1.11	0.87	0.60
	SIM	0.74	0.95	0.89	0.51
	GW12	0.77	0.98	0.88	0.49
	GW05	0.67	1.11	0.85	0.58
Rhône	NOGW12	0.48	1.04	0.87	0.74
	NOGW05	0.55	1.04	0.90	0.69
	SIM	0.55	1.05	0.85	0.69
	GW12	0.57	1.04	0.83	0.68
	GW05	0.60	1.03	0.85	0.65

TAB. 4.3: Statistical scores simulated at the outlets of the four main rivers of France.

As already mentioned for the comparison with GW12, it is difficult to evaluate the simulated piezometric heads against local water table observations here, considering the coarse resolution of GW05 (about 50 km). Nevertheless, the comparison between GW12 and GW05 (Figure 4.14) averaged over each large aquifer defined in TRIP (Figures 4.6c,d) reveals that our groundwater scheme is not very sensitive to horizontal resolution. The two simulations give similar results on the 40-year simulation. More details can be seen in the monthly mean seasonal cycles. Both the high and low resolution cycles are very close even if the GW05 amplitude is larger than GW12 over the Paris and the Aquitaine basins. The main differences appear over the Upper Rhine Plain, where a shift between the two curves is observed, together with a weaker amplitude of variations for GW05. This is due to more intensive exchanges between river and groundwater, which tend to smooth the low resolution water table variations. Other reasons could be the low-resolution geometry of the aquifer, which encompasses only four grid cells with some sub-grid areas not included in the high resolution domain. Despite this problem, the impact of the resolution is generally weak in terms of water table variability, at least when a domain average is considered. Even though the low resolution induces some additional uncertainties in parameter estimation (porosity, transmissivity), these results show that the supposed weaker precision of these parameters compared to the high resolution is nevertheless sufficient to capture the first-order variations of the water table.

Figure 4.15 presents a detailed analysis of the groundwater scheme behavior in terms of simulated water table depth and groundwater-river exchange budget (Equation 4.4). Results are shown for the Seine and the Rhone aquifers simulated in SIM (Figure 4.9b), which is considered as a benchmark here. The monthly piezometric head averaged over each domain and the groundwater-river exchange budget are plotted for each aquifer. A 12-month running average is also plotted to focus on interannual variations. Over the Seine aquifer, GW12 captures the same water table interannual variations as simulated by SIM, although the amplitude is generally less pronounced. This amplitude seems to be resolution-dependent since it is less pronounced for GW05 than for GW12. The associated mean annual cycles reveal that the seasonal variations compare well with the one simulated by SIM, regardless of the resolution. In terms

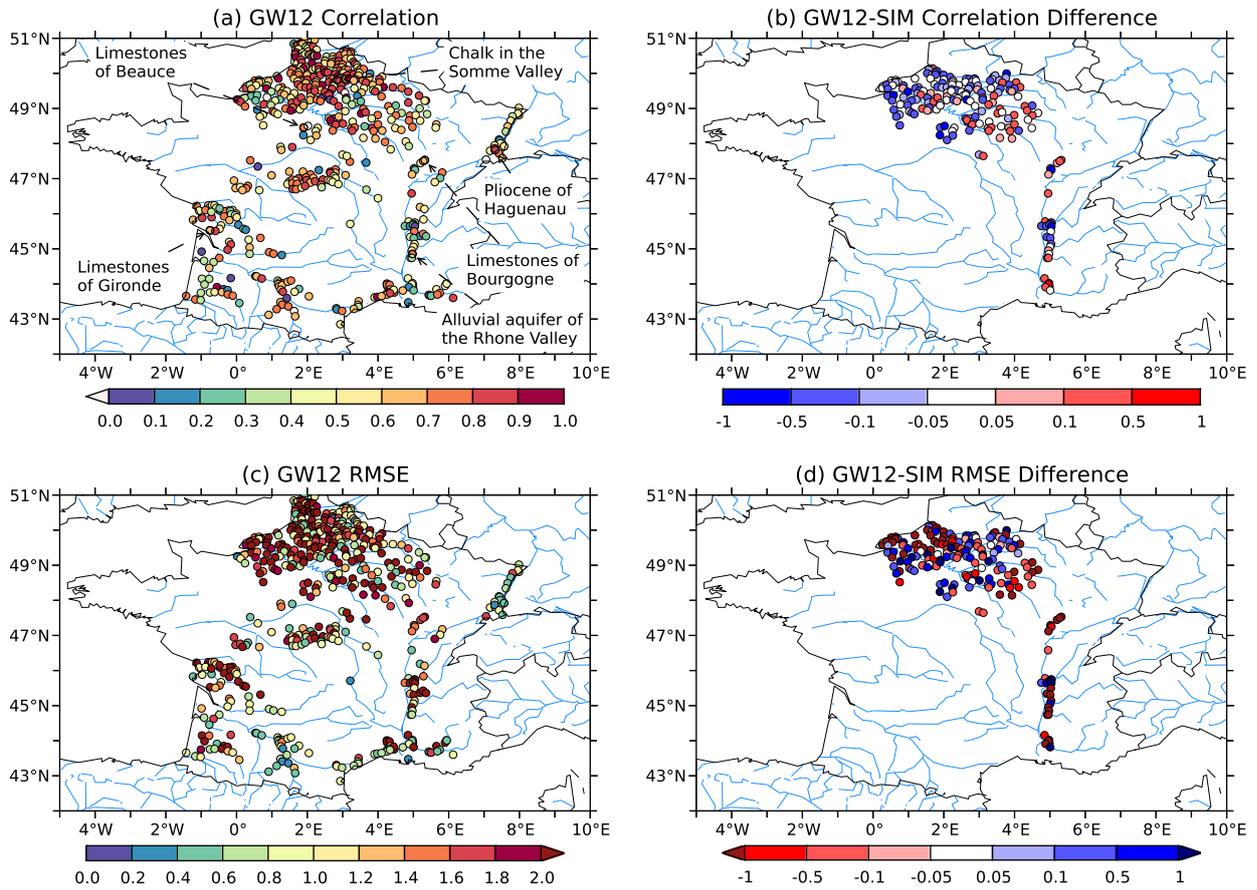


FIG. 4.12: Comparison between the GW12 and SIM simulated monthly piezometric head variations in terms of (a),(b) correlation and (c),(d) RMSE at 526 piezometric gauges. (a),(c) Results for GW12 and (b),(d) the difference with SIM

of groundwater-river exchange variations, the GW12 signals are well correlated with SIM, while the GW05 interannual variability is slightly more pronounced. At both resolutions, the TRIP seasonal variations differ from those simulated by SIM. The TRIP seasonal maximum occurs in March while it occurs in February in SIM. This fact can be related to the same difference as observed on the mean annual cycle of the simulated discharge shown in Figure 4.11 at the Seine outlet. During summer and autumn, the TRIP groundwater-river exchanges are less pronounced than in SIM. This is due to the fact that TRIP allows the river to feed the groundwater reservoir (negative Q_{riv} in Equation 4.4), while such a process is neglected by SIM in this basin.

The comparison with SIM over the Rhone is less obvious because of the deficiency of SIM over this domain characterized by larger amplitude of the water table variations compared to the observations (see Figure 4.13). Both interannual and seasonal variations of the simulated water table over the Rhone aquifer are less dependent on the resolution. The RMSE of the interannual variations between GW05 and GW12 is equal to 0.91 for the Seine, whereas it is reduced to 0.34 for the Rhone aquifer. This is also the case in terms of the groundwater-river exchange budgets for both the interannual and the seasonal variations. Note that the y-axis of the mean annual cycle over the Seine and the Rhone basins are quite different.

Comparison with GRACE

The evaluation of the monthly ΔTWS variations simulated by ISBA-TRIP against GRACE data is shown in Figure 4.16. The simulated ΔTW is computed as the sum of all land surface components, from ISBA, and the river storage (ΔS) and water table (ΔH) variations, from TRIP. The land surface components in ISBA are soil moisture (ΔWG), vegetation interception

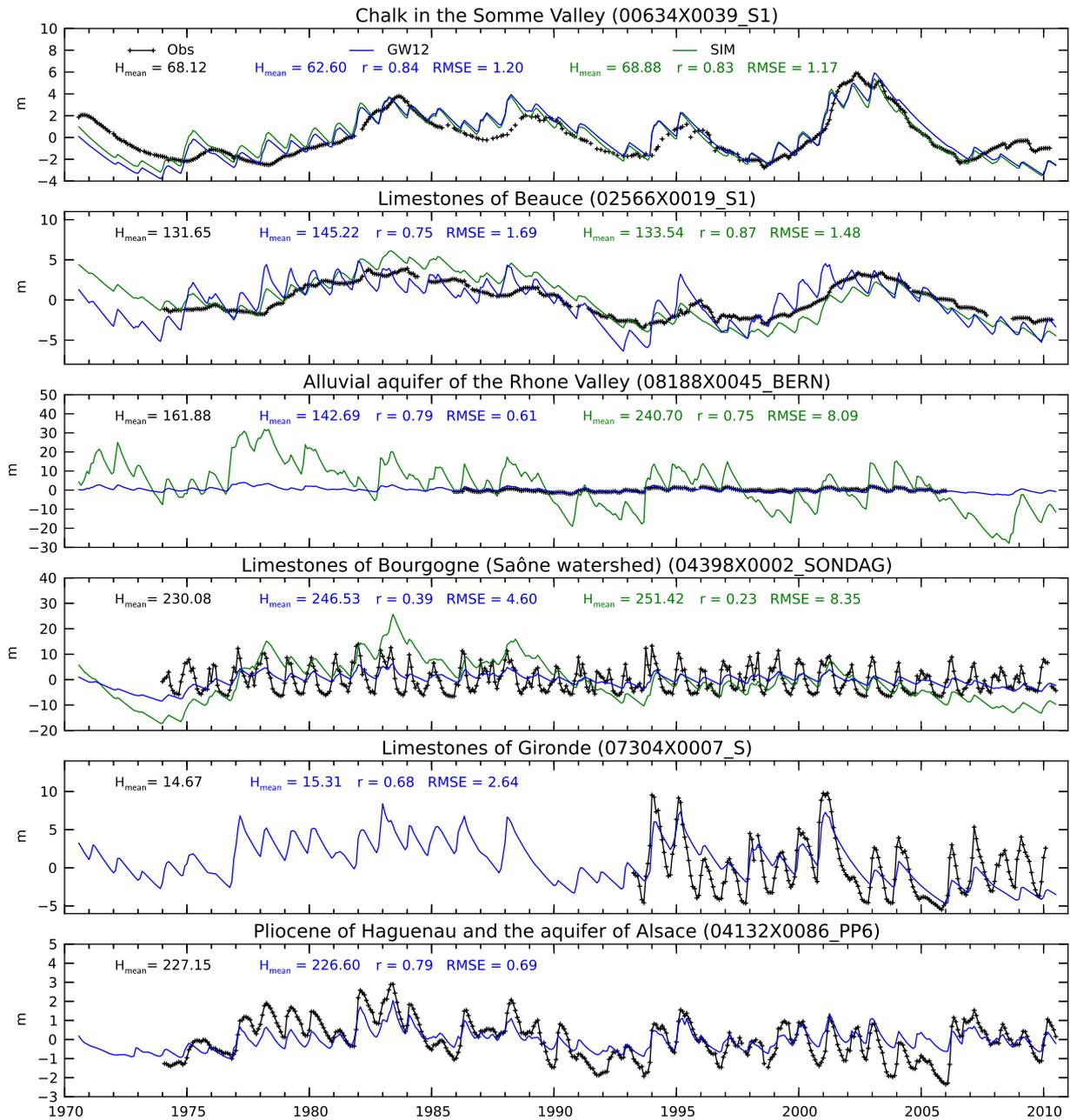


FIG. 4.13: Monthly mean observed (black crosses) and simulated (lines) piezometric head variations for the six piezometers located in Figure 4.12. GW12 is in blue and SIM in green. Annual mean climatology, correlation, and RMSE are noted for each simulation.

(ΔWR) and snow water equivalent (ΔSWE). Since GRACE data are anomalies relative to a reference geoid, each component is also calculated in terms of anomaly over the GRACE period (2003-2010). The comparison is made in water equivalent height (cm) and only over the TRIP groundwater domains (Figures 4.6c,d).

The ΔTWS simulated with and without groundwater are plotted for each resolution. The mean annual cycle of each component is also shown. Table 4.4 provides the contribution of each land surface component to ΔTWS . The soil moisture component is the main contribution ($\sim 90\%$) when groundwater is not considered, but it decreases to around 68% when the groundwater reservoir is taken into account. The groundwater contribution to the ΔTWS signal is significant at both high ($\sim 26\%$) and low ($\sim 30\%$) resolution. Finally, the introduction of the groundwater processes allows TRIP to simulate ΔTWS with better accuracy.

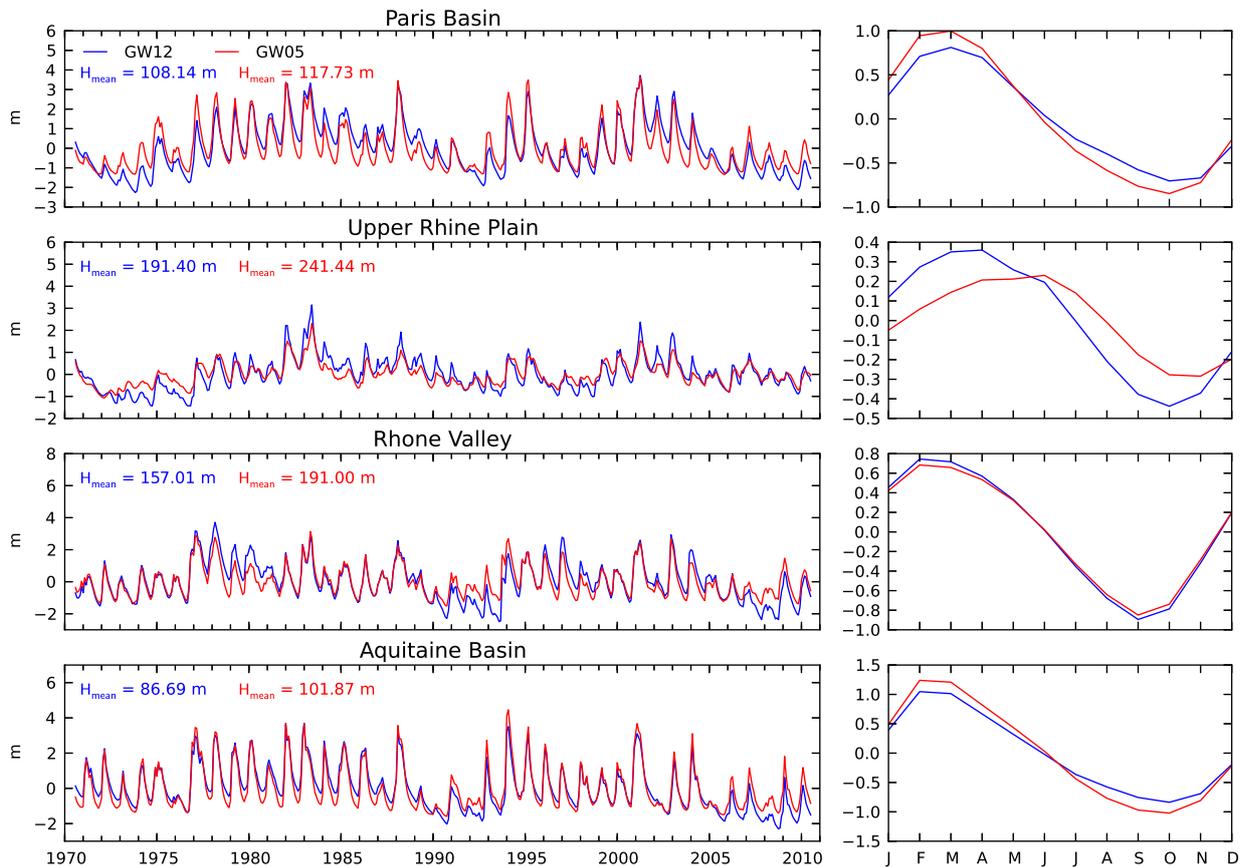


FIG. 4.14: Monthly mean basin-averaged piezometric head variations simulated by GW12 (blue) and GW05 (red) over each of the TRIP aquifer basins as defined in Figure 4.7. (right) Monthly mean annual cycles.

Sensitivity test

The parameter τ regulates the groundwater-river exchanges. As defined previously, τ varies from 5 to 30 days from upstream to downstream grid cells within the river basin. In order to assess the sensitivity of the groundwater scheme to this empirical coefficient, two additional experiments were performed at low and high resolution using $\tau \pm 75\%$, thereby keeping the values within a reasonable range.

Figure 4.17 and Figure 4.18 show the mean annual cycles of the simulated and observed daily discharges at different gauging stations at high and low resolution respectively. In each figure, four simulations are presented: NOGW12 (or NOGW05) and GW12 (or GW05), as well as both sensitivity experiments with $\tau \pm 75\%$. The spatial distribution of the efficiency difference between these experiments and GW12 at each gauging station is also shown in Figure 4.17.

τ shows a limited impact on the discharge scores simulated at the outlets of the four main rivers of France whatever the model resolution. However, some regional impacts can be observed on the spatial distribution of efficiency scores. To illustrate these findings, three other gauging stations are presented at the high resolution (Figure 4.17) to evaluate the groundwater scheme behavior over small upstream sub-basins that are more difficult to analyze at the low resolution. Two sub-basins, the Avre and the Aisne rivers, are located in the Paris basin while the third, the Isle river, is in the Aquitaine basin (Figure 4.17).

$\tau -75\%$ improves the discharge scores over the Aisne river and more generally in the eastern part of the Paris basins. A weaker τ favors groundwater-river exchanges during autumn and winter to the detriment of groundwater water storage and then decreases the water flux to the river during spring and summer compared to GW12. As already mentioned, this region is mainly composed of siliciclastic rocks, characterized by mixed confined and unconfined aquifers,

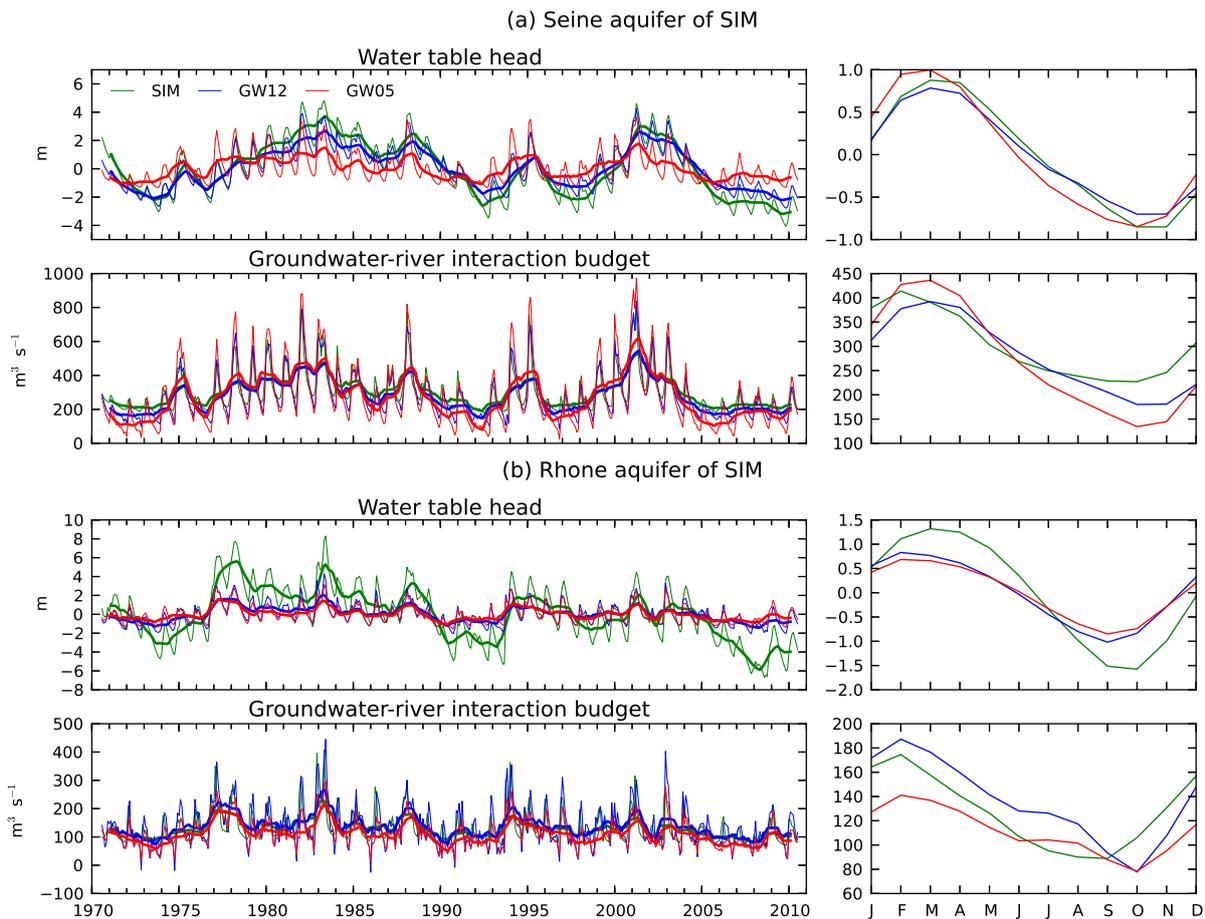


FIG. 4.15: Monthly mean simulated piezometric head variations and monthly groundwater-river fluxes for the SIM (a) Seine and (b) Rhone aquifer domains defined in Figure 4.7b. GW12 is in blue, GW05 in red, and SIM in green. Bold curves correspond to 12-month running averages. (right) Monthly mean annual cycles.

so the river flow is less impacted by groundwater processes. This could explain why a weaker τ improves the simulated discharge scores over this region, and underlines some limitations of the proposed definition of the aquifer basin boundaries.

$\tau +75\%$ improves the discharge scores over the Avre river and, to lesser extent, over the Isle river. A larger τ favors groundwater storage during the rainy season to the detriment of groundwater-river exchanges and thus more water remains available for the summer base flow. So, the river discharge decreases in autumn and winter, and increases during the dry season compared to GW12. This process is obvious over the Avre sub-basin where the amplitude of the seasonal stream flow variations is generally weak. This result underlines another limitation of our simple groundwater scheme regarding parameterization of the groundwater-river flow.

Nevertheless, the uncertainties related to the empirical coefficient τ remain limited compared to the clear improvement of the river discharge scores provided by the representation of groundwater processes in TRIP.

Figure 4.19 presents the same detailed analysis of the groundwater scheme behavior in terms of simulated water table depth and groundwater-river exchange budget as in Figure 4.15. Only the running averages are drawn for GW12, GW05, SIM, and the four sensitivity experiments. $\tau -75\%$ favors the groundwater-river water exchanges and so decreases both interannual and seasonal variations of the water table, and conversely for $\tau +75\%$. This result confirms the previous discharge analysis and also reveals that the sensitivity to τ is more pronounced for water table variations than for river discharges.

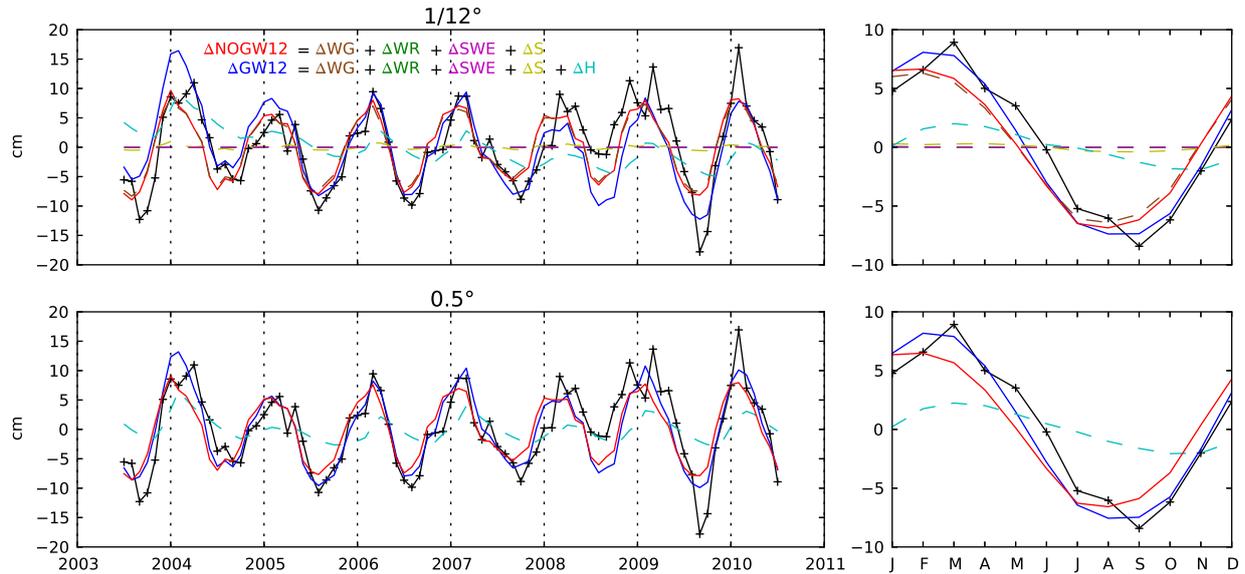


FIG. 4.16: Comparison of the ISBA-TRIP and GRACE monthly Δ TWS averaged over all the TRIP aquifer domains. Δ TWS for NOGW12 is in red (Δ NOGW12), Δ TWS for GW12 in blue (Δ GW12), and Δ GRACE in black. Also shown are the various Δ TWS components in dashed lines: total soil moisture Δ WG(brown), vegetation interception Δ WR (green), snow water equivalent Δ SWE (magenta), surface storage Δ S (yellow), and groundwater Δ H (cyan). (right) Mean annual cycles.

	NOGW12 (%)	NOGW05 (%)	GW12 (%)	GW05 (%)
WG	89.6	92.8	68.4	66.7
H	—	—	26.4	30.2
S	9.4	6.1	4.8	2.7
SWE	0.9	1.0	0.04	0.04
WR	0.1	0.1	0.0	0.0

TAB. 4.4: TWS contributions of each soil-column reservoir

4.2.5 Discussion

In this study, the hourly surface runoff and deep drainage produced by the ISBA land surface model driven by the SAFRAN meteorological analysis have been used to feed the TRIP river routing model in order to simulate the daily discharges of the main French river basins at high and low resolution. Besides control experiments based on the TRIP version of Decharme et al. (2010), parallel simulations have been performed in which a simple groundwater scheme has been coupled with TRIP in order to represent the groundwater dynamics and its interaction with the river flow. After spin-up, this new model leads to an improved simulation of daily river discharges over the 1970-2010 period, whatever the model resolution used. Indeed, results obtained at low resolution confirm the robustness of the model and its suitability for regional or even global applications.

As expected, the main improvement is found over the Seine watershed. This is due to the presence of a chalk aquifer over a large area, which is connected to the rivers in the valleys and so delays the base flow contribution to the river discharges. Groundwater acts as a buffer reservoir over this region and consequently the base flows simulated during summer are more realistic (Alkama et al., 2010; Fan et al., 2007; Rousset et al., 2004; van den Hurk et al., 2005). The river discharges simulated over the Rhone are also slightly improved, but the base flow remains underestimated during summer. The main reason is that the model does not consider the numerous dams used for hydroelectric power in the Alps, which tend to sustain the summer

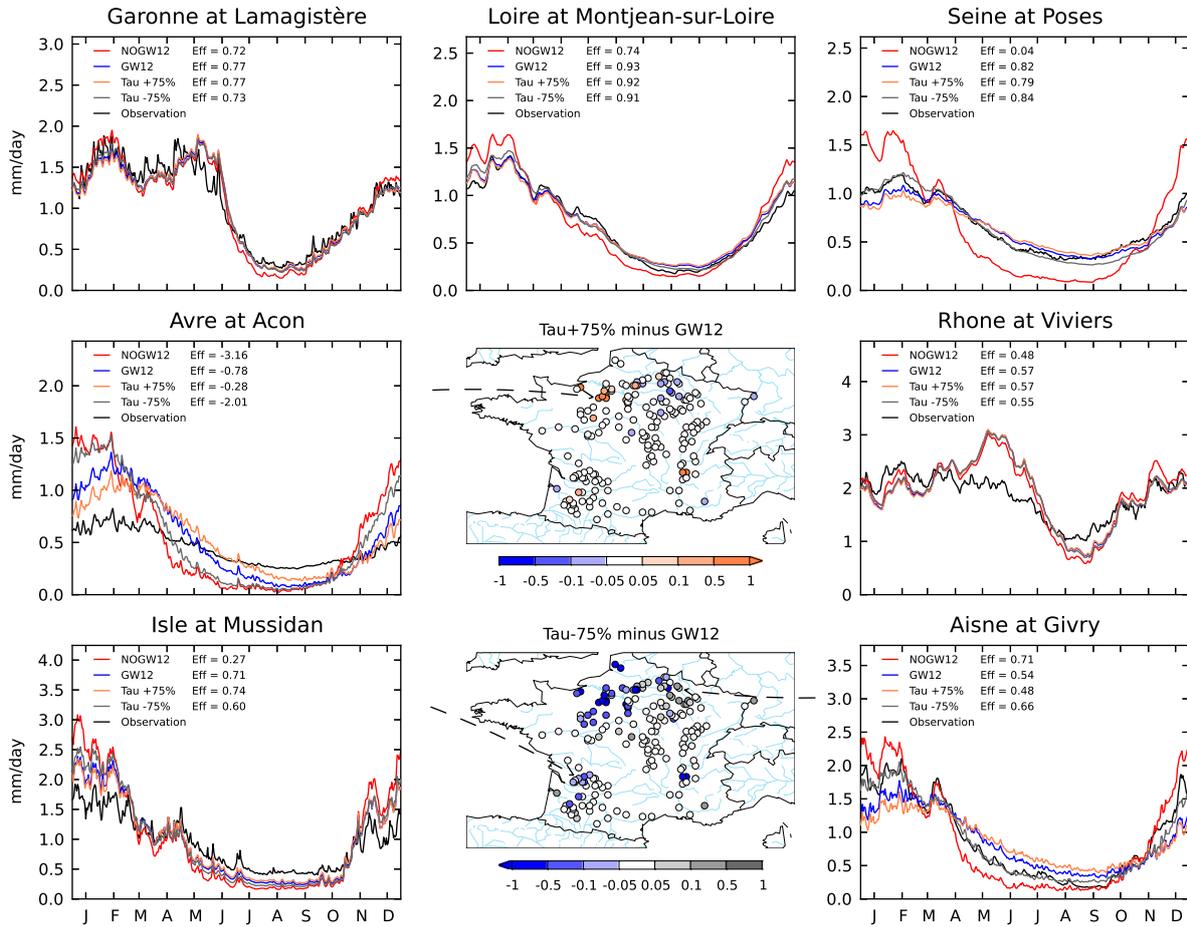


FIG. 4.17: Monthly mean annual cycles of simulated and observed river discharges at eight gauging stations. Observations are in black, NOGW12 in red, GW12 in blue, and $\tau \pm 75\%$ in orange and gray, respectively. Efficiency scores are given for each simulation. The spatial distribution of the efficiency differences between the sensitivity tests and GW12 for 176 gauging stations are also shown

flow (Habets et al., 2008). As mentioned in Habets et al. (2008), aquifers are widespread in France and the Seine and the Rhone basins are not the only ones that benefit from the introduction of a groundwater reservoir. The new model also improves the discharge scores over regions where groundwater processes are not yet represented in the operational SIM model: the Somme basin, the northern part of the Aquitaine basin, and especially the Loire basin. It is interesting to note that the positive impact found over these regions compared to SIM is also clear at low resolution (Figure 4.10d).

The comparison between simulated and observed piezometric heads indicates that the simple methodology proposed in this study is sufficient to capture the interannual and seasonal variations of the water table over France as a whole. In contrast to the simulated river discharges, however, water table variations seem to be more sensitive to horizontal resolution. The main reason for this is that the hydraulic gradients between adjacent cells (Equation 4.3) are lower at 0.5° resolution than at $1/12^\circ$ resolution. This lower diffusive system favors the seasonal variations of the water table to the detriment of the long-term variability (Figures 4.14 and 4.15). In a recent study, Lam et al. (2011) found that the lateral flows could be neglected at the resolutions and time scales of climate models. However, in this study, the spatial average of the absolute value of the lateral groundwater flow balance is $0.23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for GW12 and $0.83 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for GW05. Even though the groundwater diffusion is lower at 0.5° because of the largest size of the cells, the mass of water transferred between the grid cells appears non-negligible. Therefore, neglecting lateral groundwater flow remains questionable. Nevertheless, these findings need to

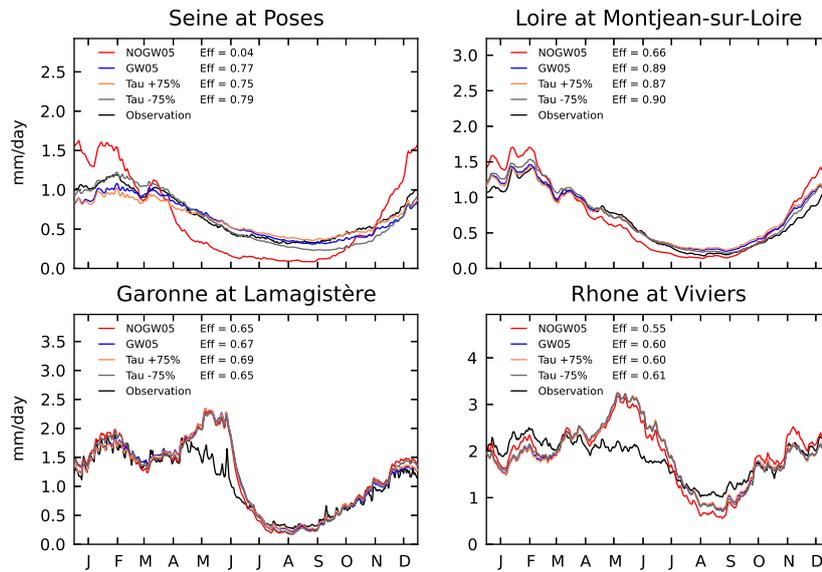


FIG. 4.18: Monthly mean annual cycles of simulated and observed river discharges at the same stations as in Figure 4.11 but here for NOGW05, GW05, and the low-resolution sensitivity tests. Colors are as in Figure 4.17

be confirmed in future global hydrological and/or climate applications since the French domain is small compared to the largest river basins of the world.

The comparison between simulated and observed piezometric head variations in Figure 4.13 also suggests some deficiencies, especially over the chalk aquifer of the Somme valley and the limestone aquifer of Beauce. In-situ observations show a weak annual cycle while TRIP simulates larger seasonal variations. For at least two reasons, this can be related to the fact that each grid cell in TRIP is considered as a river cell. First, the unconfined aquifers over these regions are connected to a river network that is sparser than in most of the other aquifer basins of France (Martin, 2000). Secondly, the piezometric gauges may be located relatively far from the river network. It is well known that, the nearer the observed piezometers are to the river, the larger are their seasonal variations because the water table variations are constrained by the seasonal variations of the river water height.

In addition, several studies have pointed out the impact of the unsaturated zone, which can be relatively deep in local plateaus, on the groundwater dynamics through the delay it introduces in the transfer of water between surface and groundwater (Habets et al., 2010; Pinault et al., 2005; Price et al., 2000). Such a process, not represented in TRIP, could explain some difference between observed and simulated piezometric head as shown over the Somme basin by Habets et al. (2010). Finally, the simple estimation of specific yield could also play a non-negligible role. Nevertheless, over the alluvial plains of the Rhone and the Rhine, the RMSE scores between the observed and simulated piezometric head evolution highlight the suitability of the chosen parameterization to represent water table variations as well as groundwater-river exchanges. The piezometric level is constrained by the river, leading to a more realistic amplitude of the water table variations (Figure 4.13).

These groundwater-river exchanges are controlled by the river conductance. Its simple parameterization using the τ parameter is obviously very empirical. In addition, since each TRIP grid cell is considered as a river cell, the system behavior is more sensitive to this parameter than to the geological characteristics of the aquifer formations. Our results show, however, that the choice of the τ value has a limited impact on the model results relative to the general improvement due to the representation of the groundwater processes in TRIP. Globally speaking, τ could be tuned so as to improve the discharge scores over some regions where discrepancies between the simulations and the observations are large. For global hydrological applications, such tuning is certainly not advisable for at least two reasons. First, this strategy would not

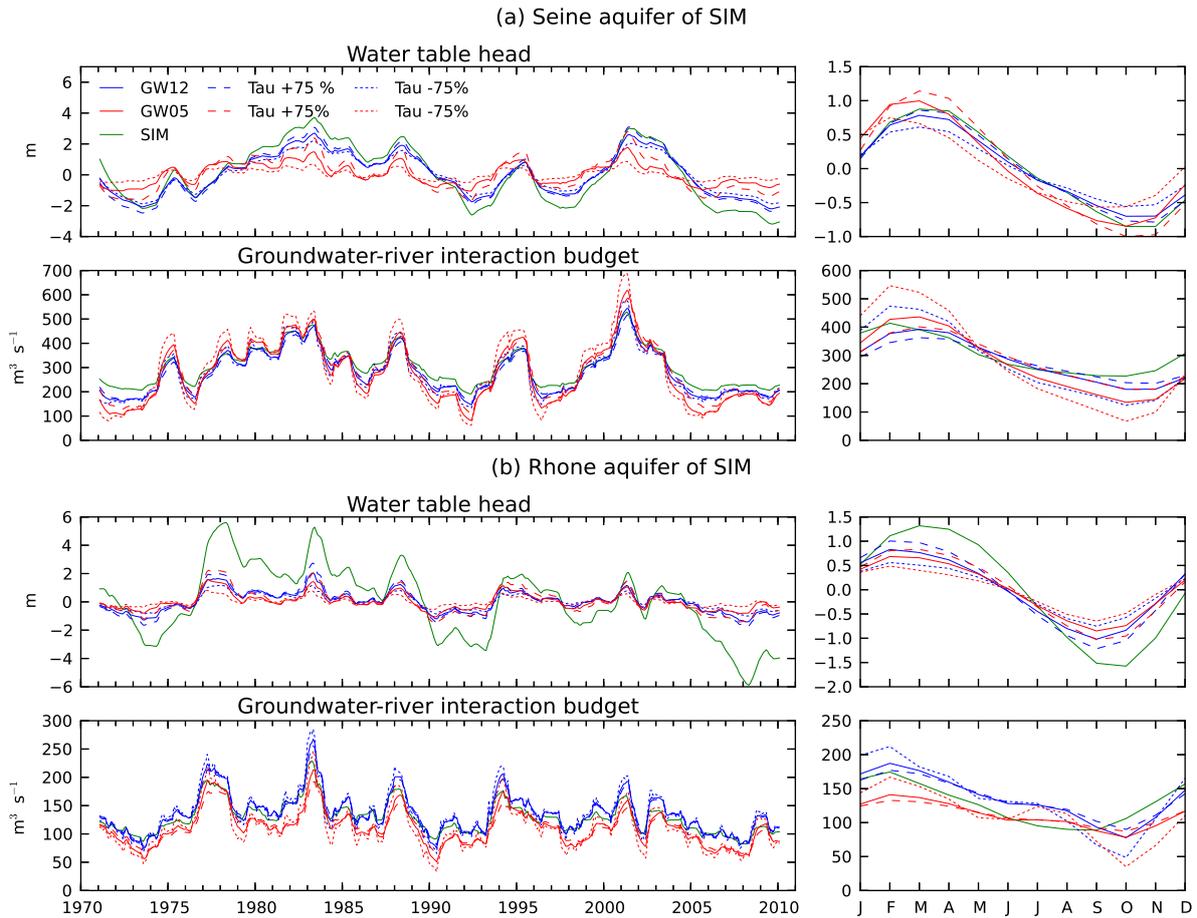


FIG. 4.19: Monthly mean simulated piezometric head variations and monthly groundwater-river fluxes low-pass filtered with a 12-month running average for the SIM (a) Seine and (b) Rhone aquifer domains. SIM is in green, GW12 in blue, GW05 in red, and the sensitivity experiments $\tau \pm 75\%$ at high (blue) and low (red) resolution in dashed lines

be efficient over many regions of the globe where in-situ observations are too sparse to usefully constrain the model. Secondly, this tuning could also compensate for systematic biases in the land surface model and/or uncertainties in the prescribed atmospheric forcings (especially precipitation). Another way to limit the impact and the tuning of the τ parameter could be to explicitly represent the unsaturated zone in TRIP.

The methodology used to define the geometry of the aquifers also shows some limitations by embracing the entire basin without distinction between confined and unconfined aquifer zones. This is especially true over the Aquitaine basin where the BDRHF hydrogeological database indicates that shallow, unconfined aquifers are only defined along the rivers while confined aquifers are present elsewhere. This could explain the score deteriorations observed over some gauging stations in the south of the Aquitaine basin. The same limitation appears in the eastern part of the Paris basin (as mentioned in section 4.2.4d) where the standard TRIP model simulates more realistic river discharges than GW12 or GW05. This result is confirmed by the comparison with the fine-tuned SIM simulation (Figures 4.9 and 4.10).

However, the proposed simple definition of the aquifer geometry appears acceptable, especially in the perspective of global applications. Thanks to the WHYMAP hydrogeological resources map, it allows the major unconfined aquifers to be distinguished from the shallow, local aquifers located over old platforms composed of rocks with low permeability, such as metamorphic or crystalline rocks. This observation is confirmed by the good results obtained with NOGW12 over mountains and old basement massifs such as the Massif Central and Brittany.

Such a distinction was also used with success at fine resolution by (Fan et al., 2007), who considered two kinds of geological domains in order to calibrate their model: bedrock and regolith.

Finally, the aquifer parameters have been estimated using a simple methodology potentially applicable at the global scale given the required inputs. For example, Dürr et al. (2005) compiled a global lithological map and, more recently, Gleeson et al. (2011) proposed a map of permeability covering the whole surface of the Earth.

While the direct evaluation of low resolution simulations against local water table observations remains questionable because of the heterogeneity of the geology and the topography inside the cell, the successful comparison with GRACE TWS estimates confirms the suitability of this satellite product for evaluating water table variations at the global scale, in line with the studies by Niu et al. (2007), Lo et al. (2008), and Decharme et al. (2010).

4.2.6 Conclusion

This study describes a simple groundwater scheme that has been coupled to the TRIP river routing model for global hydrological and climate applications. Here, it is evaluated over France using off-line simulations over the 1970-2010 period at high ($1/12^\circ$) and low (0.5°) resolution. This scheme accounts for the groundwater-river exchanges and the water table dynamics explicitly. The simulated river discharges are evaluated against 318 in-situ gauging measurements distributed all over France, while the simulated water table heads are compared to more than 500 piezometers. The simulated Δ TWS are also compared to the GRACE satellite-derived Δ TWS estimates.

Without a groundwater scheme, and whatever the horizontal resolution used, the standard TRIP model shows significant deficiencies in simulating daily discharges compared to observations, with overestimated river flows during winter and underestimated base flows during summer. These problems are mainly due to the absence of an explicit coupling between the groundwater and the river and are partly overcome by the new model, which is able to capture the spatio-temporal variability of both river discharges (especially the summer base flow) and water table variations over the main French river and aquifer basins. These positive results are obtained by using a simple methodology based on geological data available at the global scale.

Nevertheless, some deficiencies appear throughout the model evaluation, for which there are several possible explanations: uncertainties in the SAFRAN meteorological forcing, errors in the ISBA land surface model, possible anthropogenic influences on the observed discharges and piezometric heads, but also obvious deficiencies in the modified TRIP hydrogeological model. Besides uncertainties in the standard TRIP parameters (river geometry and slope), some aspects of the groundwater scheme are obviously questionable, such as the simple method to delimit the aquifer boundaries or estimate the values of certain parameters, such as the transmissivities or the porosities. The groundwater-river exchange coefficient is potentially tunable region by region. However, such tuning is not yet an option for at least two reasons. First, it might be sensitive to the experimental conditions, especially the quality of the prescribed atmospheric forcing or the land surface parameterization. Second, it could, to some extent, compensate for the absence of hydrological processes, such as floods or water capillary rises in the soil, in ISBA.

While the model skill could be improved through a calibration of these parameters, the reasonable scores obtained in the present study and their limited sensitivity to the empirical parameter, τ , suggest that the groundwater scheme is robust and is suitable for global hydrological and climate applications. The positive impacts found on the simulated river discharges over France will have also to be confirmed over the other large river basins of the world. As already suggested, TRIP will be explicitly coupled with the ISBA land surface model in order to simulate the interaction between the deep water table dynamics and the overlying unsaturated soil. The goal will be to represent the impact of water capillary rise on the land surface energy and water budgets. The ultimate objective will be to introduce this new land surface component into the CNRM global climate model (Voldoire et al., 2012) in order to assess the relevance of groundwater processes for the simulation of both recent and future climates.

4.3 Compléments

4.3.1 Compléments sur le développement du schéma numérique

Afin de prendre en compte la sphéricité de la Terre, l'équation 1.18 a été réécrite en coordonnées sphériques (r, θ, ϕ) , r l'altitude, θ la longitude et ϕ la latitude. Selon les hypothèses établies dans la section 1.3.2 du chapitre 1, on se ramène à un problème plan en supposant les lignes d'égaux charges verticales et parallèles entre elles. Dès lors, $H(r, \theta, \phi)$ ne dépend plus de l'altitude r . L'équation 1.18 en coordonnée sphérique ne dépend plus que de la longitude θ et la latitude ϕ . En prenant un rayon r égale au rayon de la Terre, on obtient après plusieurs étapes algébriques l'équation 4.3 en coordonnées sphériques à partir de la forme généralisée de l'équation 1.18.

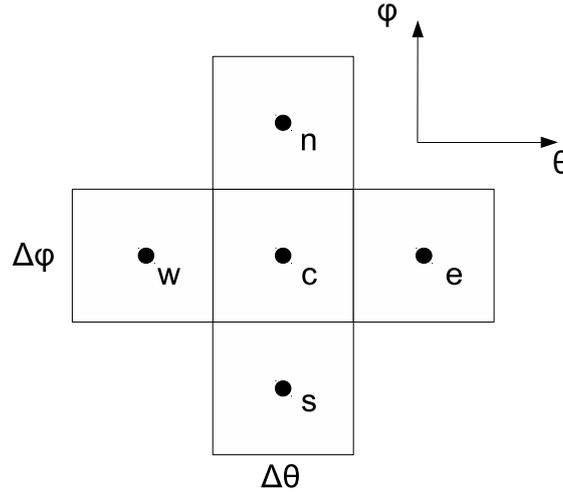


FIG. 4.20 – Cinq mailles voisines sur une grille régulière en latitude/longitude

Cette équation est discrétisée en différences finies et résolue via un schéma numérique implicite utilisant la méthode itérative de Gauss-Seidel utilisée dans MODCOU (Ledoux et al., 1989). Cette forme discrétisée est obtenue en suivant plusieurs étapes algébriques. La figure 4.20 montre cinq mailles voisines du domaine en longitude/latitude. Le terme correspondant aux échanges latéraux le long de l'axe des latitudes est discrétisé de la manière suivante :

$$\frac{\partial}{\partial \phi} \left(T_{\phi} \cos(\phi) \frac{\partial H}{\partial \phi} \right) = \frac{Q_{ec} - Q_{wc}}{\Delta \phi} \quad (4.10)$$

avec Q_{ec} et Q_{wc} les approximations du terme $T_{\phi} \cos(\phi) \frac{\partial H}{\partial \phi}$ respectivement entre les noeuds e et c, et w et c (cf. figure 4.20) :

$$\begin{cases} Q_{ec} = T_{ec} \cos(\phi_{ec}) \frac{H_e - H_c}{\Delta \phi} \\ Q_{wc} = T_{wc} \cos(\phi_{wc}) \frac{H_c - H_w}{\Delta \phi} \end{cases} \quad (4.11)$$

Les coefficients T_{ec} et T_{wc} sont égaux aux moyennes géométriques des valeurs de transmissivité des mailles voisines adjacentes. ϕ_{ec} et ϕ_{wc} correspondent aux latitudes respectives entre les noeuds e et c, et w et c. De même, nous avons pour l'axe des longitudes :

$$\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{T_{\theta}}{\cos(\phi)} \frac{\partial H}{\partial \theta} \right) = \frac{Q_{nc} - Q_{cs}}{\Delta \theta} \quad (4.12)$$

avec

$$\begin{cases} Q_{nc} = \frac{T_{nc}}{\cos(\phi_c)} \frac{H_n - H_c}{\Delta\theta} \\ Q_{sc} = \frac{T_{sc}}{\cos(\phi_c)} \frac{H_c - H_s}{\Delta\theta} \end{cases} \quad (4.13)$$

Comme $\Delta\theta = \Delta\phi$, en combinant les équations 4.10 et 4.12, nous obtenons la forme discretisée de l'équation 4.3 exprimée en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$:

$$\begin{aligned} \omega A_{cell} \frac{H_c - H_c^{t-1}}{\Delta t} = & [T_{ec} \cos(\phi_{ec})(H_e - H_c) + T_{wc} \cos(\phi_{wc})(H_w - H_c)] \\ & + \frac{[T_{nc}(H_n - H_c) + T_{sc}(H_s - H_c)]}{\cos(\phi_c)} + Q_{sb} - Q_{riv} \end{aligned} \quad (4.14)$$

avec $A_{cell} = r^2 \cos(\phi_c) \Delta\theta \Delta\phi$ la surface de la maille considérée, Q_{sb} le drainage provenant d'ISBA et Q_{riv} le flux d'échange nappe/rivière.

En considérant l'équation 4.4 exprimant Q_{riv} en fonction de H_{riv} et H_c , l'équation 4.14 se réécrit de la manière suivante :

$$\begin{aligned} Q_{sb} + \frac{\omega A_{cell}}{\Delta t} H_c^{t-1} = & RC H_{riv} + T_{ec} \cos(\phi_{ec}) H_e + T_{wc} \cos(\phi_{wc}) H_w \\ & + \frac{T_{sc}}{\cos(\phi_c)} H_s + \frac{T_{nc}}{\cos(\phi_c)} H_n - \left(\frac{\omega A_{cell}}{\Delta t} + \sum_{i=1}^4 T + RC \right) H_c \end{aligned} \quad (4.15)$$

avec $\sum_{i=1}^4 T$ la somme des transmissivités dans les quatre directions n, s, e et w.

Cette équation peut aussi s'écrire sous la forme matricielle linéaire $AH = B$, avec $H = (H_1, H_2, \dots, H_n)$ le vecteur des charges piézométriques à l'instant t pour un domaine de n mailles, A une matrice contenant les coefficients de la partie gauche de l'équation 4.15, et B le vecteur des termes $Q_{sb} + \frac{\omega A_{cell}}{\Delta t} H_c^{t-1}$. Cette forme est ensuite résolue via la méthode itérative de Gauss-Seidel.

4.3.2 Le comportement du schéma d'aquifère sur la France

Les figures 4.22a et 4.22b montrent les moyennes du bilan des flux latéraux d'eaux souterraines en chaque point de grille du domaine aquifère simulé par GW12 et GW05. Ces flux sont également exprimés par unité de surface sur les figures 4.22c et 4.22d. Ils représentent la convergence ou la divergence de l'eau dans chaque maille. Une valeur positive (bleu) signifie un flux net vers l'intérieur de la maille ; celle-ci s'humidifie. À l'inverse, une valeur négative (rouge) correspond à un flux net vers l'extérieur ; la maille s'assèche. En terme de quantité, les quantités d'eau échangées sont du même ordre de grandeur aux deux résolutions. Cela vient du fait que les valeurs de transmissivité utilisées pour GW12 et GW05 sont similaires ($Q_{cell} = T\Delta H$ en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ pour les deux simulations). La moyenne spatiale des bilans des flux pris en valeur absolue donne $0.23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour GW12 et $0.83 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Exprimé par unité de surface, le ratio est inversé avec $0.35 \text{ mm jour}^{-1}$ pour GW12 et $0.035 \text{ mm jour}^{-1}$ pour GW05. Les flux latéraux d'eau souterraine par unité de surface sont donc plus faibles à basse résolution qu'à fine résolution du fait que les aires des mailles à 0.5° soient logiquement plus grandes que celles à $1/12^\circ$. Ces résultats semblent être en partie contradictoires avec l'étude menée par Lam et al. (2011). À basse résolution, les flux latéraux par unité de surface sont certes plus faibles, mais la quantité d'eau transférée entre chaque maille est aussi importante qu'à fine résolution. De ce fait, même si la transmissivité jouera un rôle moins important sur les débits à 0.5° comparé aux autres paramètres (porosité, coefficients d'échange nappe/rivière), négliger les flux latéraux à basse résolution reste discutable. De telles affirmations nécessitent cependant d'être confirmées à plus grande échelle, et notamment sur des bassins comportant beaucoup plus de mailles à 0.5° .

Les profondeurs de nappe calculées par rapport à la topographie Z sont également tracées sur les figures 4.22e et 4.22f aux deux résolutions. La comparaison avec les flux latéraux décrits précédemment montre que les zones où la nappe est la plus profonde peuvent être associées aux flux moyens divergents décrits précédemment sur les figures 4.22a et 4.22c. De même, les nappes proches de la surface correspondent aux zones à flux convergent. Si le comportement de la nappe est le même aux deux résolutions, la plage de variation des profondeurs moyennes est plus importante à fine résolution. À certains endroits, la nappe peut plonger jusqu'à plus de 50 m pour GW12, alors qu'elle reste au minimum 7 m en dessous de la topographie pour GW05. Ces différences sont dues à une description plus détaillée de la topographie, du réseau de drainage et des paramètres d'aquifère, qui entraîne du même coup une variabilité spatiale de la nappe supérieure à $1/12^\circ$. Une comparaison plus détaillée de ces résultats avec les observations permettrait sans doute d'évaluer leur réalisme et de corriger les éventuels défauts. Cette démarche relève cependant de la calibration à fine échelle du modèle, ce qui paraît superflu au regard de l'objectif visé, à savoir les applications climatiques à grande échelle. De plus, cela contribuerait sans doute à corriger des biais systématiques indépendants du schéma d'aquifère.

Sur la France, la profondeur du sol d'ISBA n'excède pas 3 m. À fine résolution, 64 % des hauteurs de nappe simulées se trouvent entre 0 et 3 m en-dessous de la topographie. Ce chiffre passe à 59 % à basse résolution. Ces pourcentages permettent d'avoir une première estimation de la fraction du domaine où les processus de reprise évaporative de la nappe sur le sol d'ISBA peuvent avoir un impact. Un examen plus approfondi de ces profondeurs révèle également des valeurs élevées localisées sur le tracé des principaux fleuves (Loire, Seine, Garonne, Rhône). Ces résultats s'expliquent par la façon dont les profondeurs de rivière h_c sont déterminées. Celles-ci sont calculées à partir des largeurs de rivière W grâce à l'équation 3.4. Ces mêmes largeurs de rivière sont calculées via l'équation 3.1 et dépendent d'un coefficient β fixé à 15 sur la France. Il en résulte des profondeurs de rivière h_c de l'ordre de 7 à 9 m sur les mailles correspondant aux grands fleuves, et de 2 à 3 m sur les mailles adjacentes (cf. figure 3.7).

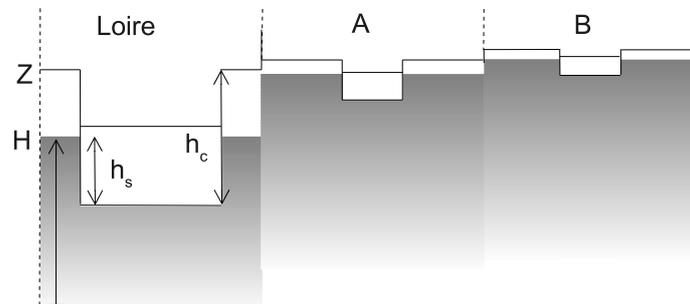


FIG. 4.21 – Schéma de la géométrie des rivières aux abords de la Loire. Z correspond à la topographie, H à la hauteur de la nappe, h_s au niveau de la rivière et h_c à la profondeur de rivière.

Le schéma de la figure 4.21 illustre la situation qui se produit, par exemple, sur le bassin de la Loire à $1/12^\circ$. Sur ce bassin versant, la nappe est très souvent connectée à la rivière, et suit donc le niveau moyen de h_s . La différence entre h_c et h_s est cependant plus importante dans la maille « Loire » que dans les mailles voisines « A » et « B ». Il en résulte un gradient de hauteur de nappe élevé entre les mailles « A » et « Loire », et donc une profondeur de nappe plus grande dans la maille « Loire ». À l'échelle de la France, les différences entre h_c et la hauteur de rivière moyenne \bar{h}_s sont représentées sur les figures 4.22g et 4.22h. Sur le tracé des grands fleuves, cette différence est plus importante qu'ailleurs. En se référant au schéma de la figure 4.21, comme la nappe suit le niveau moyen de h_s , si ce niveau est bas, la nappe l'est aussi. On retrouve ce comportement sur l'ensemble des grands fleuves à $1/12^\circ$ et à 0.5° . Il reste malgré tout discutable de simuler de telles profondeurs sur ces mailles. De tels résultats remettent donc partiellement en cause la paramétrisation introduite dans TRIP par Decharme et al. (2012) pour le calcul du h_c .

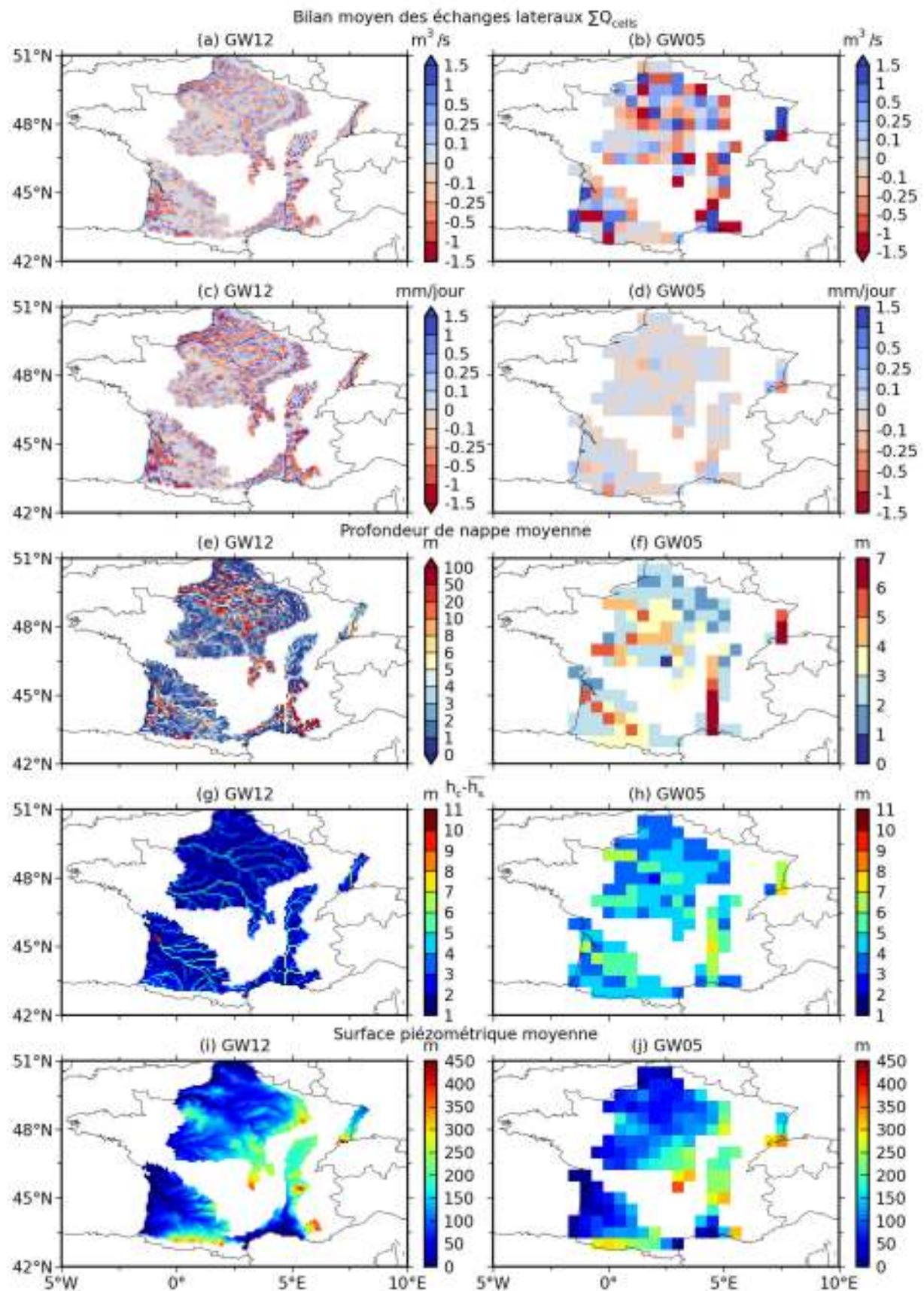


FIG. 4.22 – (a, b) Bilan moyen des flux latéraux exprimés en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ à haute et basse résolutions, (c, d) les mêmes flux en mm jour^{-1} divisés par l’aire de la maille, (e, f) les profondeurs de nappe par rapport à la topographie Z , (g, h) les différences entre les profondeurs de rivière h_c et les hauteurs moyennes en rivière h_s , et (i, j) les surfaces piézométriques moyennes de la nappe.

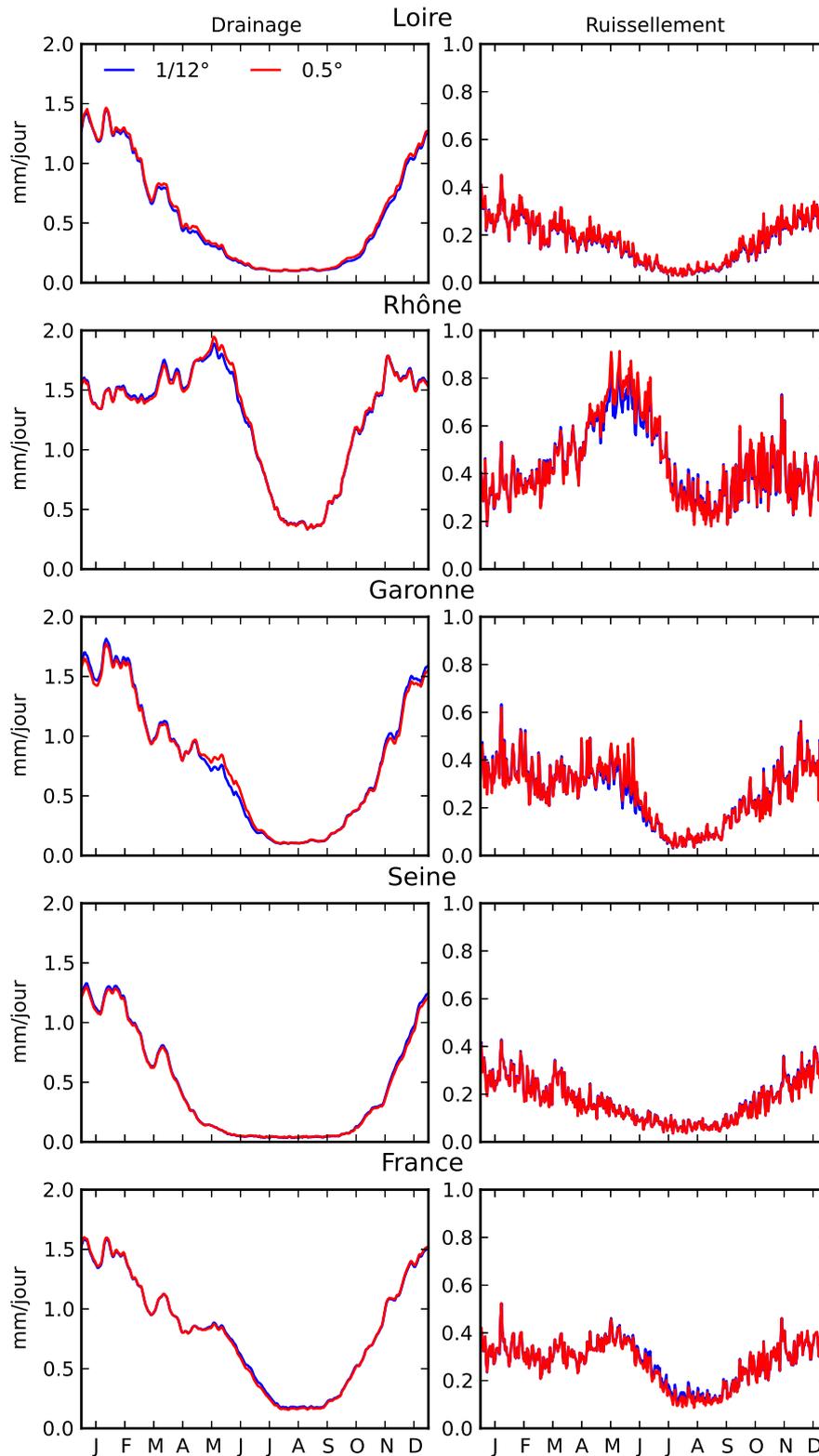


FIG. 4.23 – (gauche) Cycles annuels moyens journaliers du drainage profond et (droite) du ruissellement de surface moyennés sur les bassins de la Loire, du Rhône, de la Garonne, de la Seine, et sur l'ensemble de la France à 0.5° (rouge) et $1/12^\circ$ (bleu).

S'il est difficile d'établir avec certitude le réalisme des profondeurs de nappe simulées, la surface piézométrique moyenne de la nappe, présentée sur les figures 4.22i et 4.22j, présente en revanche un aspect cohérent ; elle suit la topographie et laisse apparaître le tracé des fleuves. De plus, ces défauts potentiels n'affectent pas directement la simulation des débits. Il conviendra en revanche d'en tenir compte lors de l'interprétation des résultats du couplage de la nappe avec le sol d'ISBA qui sera décrit et évalué au chapitre 6.

En lien avec la figure 3.5 du chapitre 3, la figure 4.23 présente les cycles annuels moyens journaliers du drainage profond et du ruissellement de surface provenant d'ISBA, moyennés aux deux résolutions sur les bassins de la Loire, du Rhône, de la Garonne, de la Seine et sur la France. Peu de différences apparaissent sur les bassins de la Seine et de la Loire, ainsi qu'à l'échelle de la France. En revanche, une légère surestimation du ruissellement total apparaît aux mois de Mai et Juin sur le bassin du Rhône. Cette surestimation est encore plus marquée sur la Garonne. Comme stipulé précédemment, celle-ci est liée à une maille superflue située en bordure de ces bassins à 0.5° : une partie des précipitations de cette maille ne devrait en théorie pas s'écouler dans ces bassins. Ce pic se retrouve dans les débits simulés sur la Garonne et, dans une moindre mesure, sur le Rhône (cf. figure 4.11). Ce type d'approximation est dû au faible nombre de mailles à 0.5° sur les bassins versants français. De telles erreurs devraient logiquement avoir moins de conséquences sur les grands bassins mondiaux.

4.4 Bilan et perspectives

L'introduction dans TRIP d'un schéma d'aquifère explicite a permis de démontrer l'importance de la prise en compte des eaux souterraines dans la simulation des débits. Ce schéma résout l'équation de diffusion 4.3 des écoulements souterrains en deux dimensions et en coordonnées sphériques (longitude/latitude). Le système de modélisation établi sur la France à basse (0.5°) et haute ($1/12^\circ$) résolutions se base sur l'utilisation de cartes hydrogéologiques et lithologiques couvrant l'ensemble du territoire. Ces données ont permis d'une part d'identifier les régions concernées par les processus diffusifs d'écoulements souterrains, et d'autre part d'estimer les paramètres d'aquifère en fonction de la géologie du sous-sol. Les simulations prenant en compte le schéma d'aquifère nouvellement développé montrent une nette amélioration des résultats par rapport à la version initiale de TRIP. Cette amélioration se concrétise essentiellement par une meilleure estimation des débits d'étiage par rapport aux observations et aux sorties du modèle SIM finement calibré. La comparaison des hauteurs de nappes simulées avec celles observées révèle la bonne cohérence des hauteurs d'eau simulées. Enfin, la bonne comparaison des stocks d'eau simulés avec les estimations de GRACE démontre la faisabilité d'évaluer le schéma d'aquifère grâce à cet outil satellitaire.

4.4.1 Apport du schéma d'aquifère par rapport au réservoir linéaire

Au final, par rapport au pseudo-réservoir souterrain de TRIP, le nouveau schéma confirme la nécessité de prendre en compte une représentation explicite des variations de hauteurs de nappe si l'on veut correctement simuler les débits. Les figures 4.24a et 4.24b comparent les distributions cumulées des efficacités journalières de chaque simulation présentée dans ce chapitre à fine et basse résolutions. Dans les deux cas, ces distributions mettent en évidence un net avantage des simulations avec le schéma d'aquifère par rapport aux simulations initiales, que ce soit avec ou sans le pseudo-réservoir linéaire souterrain. Ainsi, à $1/12^\circ$, si environ 80 % des débits simulés par CST12 et GW12 présentent des efficacités supérieures à 0.1, ces pourcentages tombent respectivement à 50 % (CST12) et 60 % (GW12) pour des efficacités supérieures à 0.5. Cet écart entre GW12 et CST12 se traduit par une meilleure représentation des débits d'étiage par GW12, comme le révèle la comparaison des cycles annuels moyens journaliers des figures 4.3 et 4.11, du moins pour les exutoires de la Seine et de la Loire. De plus, GW12 se compare mieux avec SIM que CST12. La représentation dynamique de la nappe permet donc de corriger les

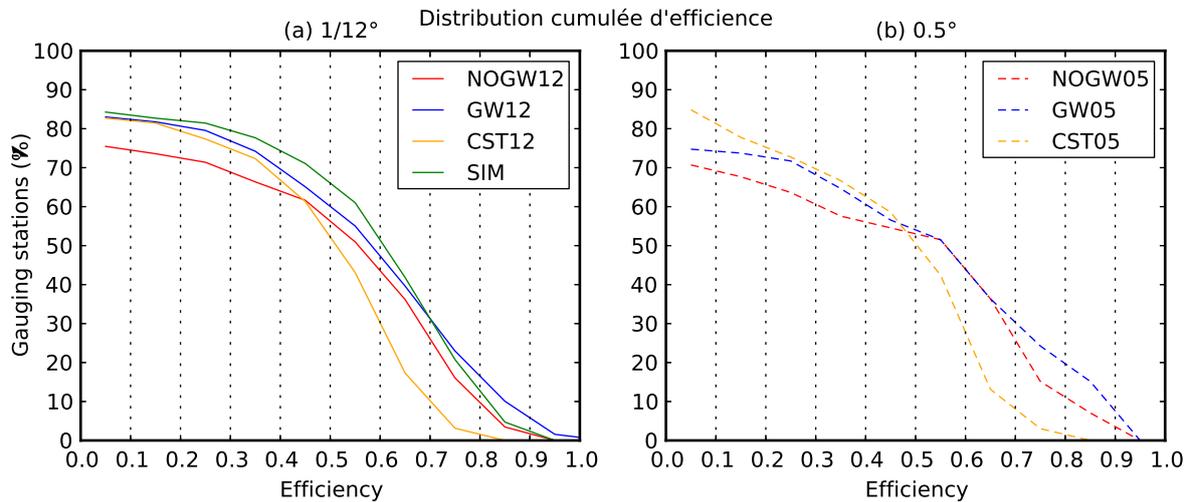


FIG. 4.24 – (a) Distributions cumulées des efficacités journalières à fine résolution pour NOGW12, GW12, CST12 et SIM (318 stations) et (b) à basse résolution pour NOGW05, GW05 et CST05 (99 stations)

déficiences rencontrées avec CST12 et, de plus, elle ne dégrade pas les débits par rapport à NOGW12.

À basse résolution, l'avantage de GW05 sur NOGW05 et CST05 reste présent, même si celui-ci est moins marqué. Ces résultats sont sans doute en partie biaisés du fait que seules 99 stations de mesures sont exploitables à 0.5°. De plus, il reste discutable de comparer les observations situées à l'amont des bassins sur des mailles de résolution 0.5°. Afin d'avoir une meilleure idée des différences entre les simulations des deux résolutions, la figure 4.25 présente les distributions cumulées des efficacités journalières pour NOGW12, GW12, NOGW05 et GW05 sur les 72 stations communes aux deux résolutions. On constate un avantage d'environ 10 % pour les simulations à haute résolution. Cet écart est essentiellement dû aux plus faibles scores obtenus sur les mailles amonts à 0.5°. L'amélioration apportée par les aquifères est néanmoins présente pour les deux résolutions. À noter également que la simulation GW05 présente des scores similaires à NOGW12, ce qui constitue un résultat important compte tenu de la différence de résolution entre les deux simulations.

La simulation CST12 présentée en début de chapitre a été réalisée en considérant la présence d'un réservoir souterrain sur l'ensemble de la France. Il serait intéressant de comparer nos résultats avec une simulation CSTGW12 dont la configuration serait la même que CST12, excepté que le réservoir souterrain n'est activé que sur le domaine aquifère défini pour GW12. La figure 4.26 compare les efficacités de GW12 et CSTGW12 sur l'ensemble des 176 stations localisées sur le masque aquifère. Une nouvelle fois, l'avantage du schéma d'aquifère se fait ressentir par rapport au réservoir souterrain. Toutefois, si l'on s'intéresse aux distributions d'efficacité de la figure 4.26a, on s'aperçoit que CSTGW12 se rapproche de la courbe GW12. Ce comportement traduit le fait qu'une grande partie des détériorations de CST12 étaient localisées sur des régions où le modèle n'est pas censé représenter des réservoirs souterrains. De ce fait, ces résultats renforcent l'idée d'utiliser un masque basé sur des informations hydrogéologiques permettant de définir les bassins aquifères majeurs. Par ailleurs, les différences d'efficacités à l'est du bassin parisien sur la figure 4.26b sont en effet nulles. Cela prouve que les déficiences de GW12 sur ces régions se retrouvent avec CSTGW12, ce qui tend à confirmer l'importance de bien définir les limites des bassins aquifères.

Terminons cette comparaison avec l'évaluation des stocks d'eaux continentaux issus de l'ensemble des simulations réalisées dans ce chapitre. Les séries temporelles mensuelles et les cycles annuels moyens mensuels sont comparés sur la figure 4.27 avec les estimations de GRACE sur la période 2003-2008. Ces séries correspondent aux moyennes spatiales sur toute la France, comme

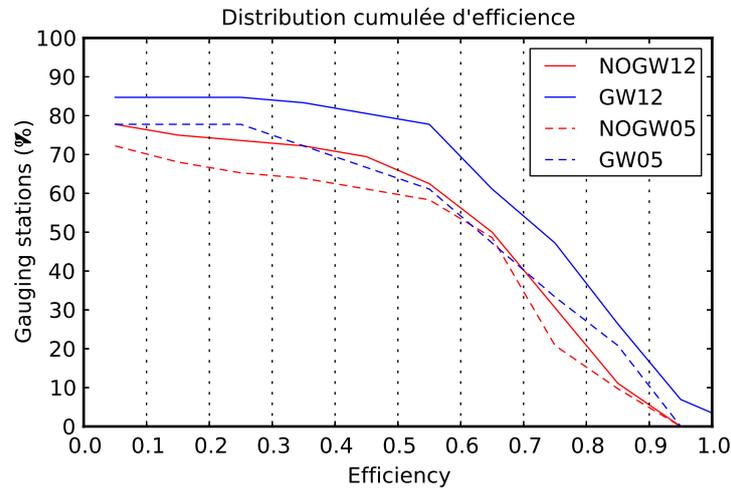


FIG. 4.25 – Distributions cumulées des efficacités journalières sur les 72 stations communes aux deux résolutions pour les simulations NOGW12, GW12, NOGW05 et GW05

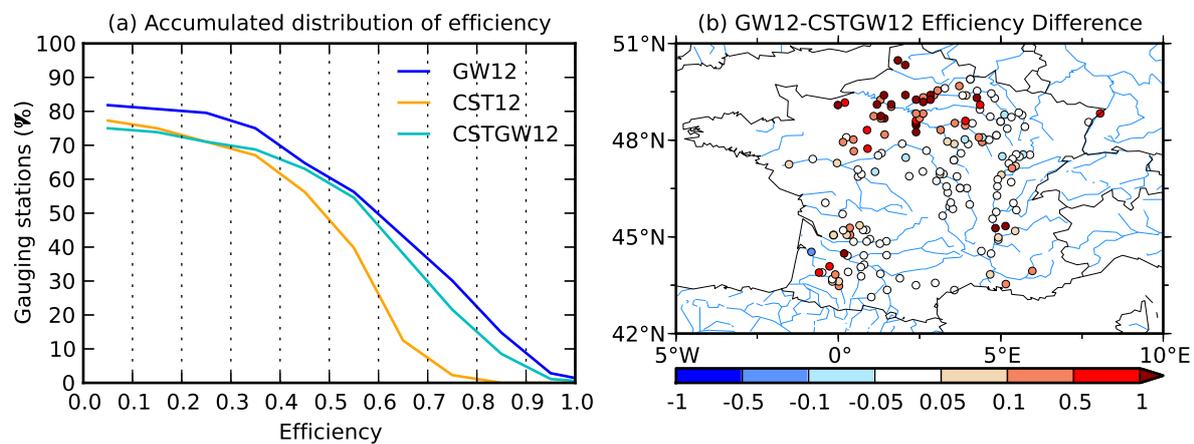


FIG. 4.26 – (a) Les distributions cumulées d'efficacités journalières des débits simulés par GW12, CST12 et CSTGW12 et (b) les différences d'efficacités entre GW12 et CSTGW12 pour l'ensemble des 176 stations localisées sur le masque aquifère.

c'était déjà le cas pour la figure 4.4. Les cycles annuels semblent être mieux représentés par GW12 et GW05. Toutefois, la différence reste en général faible, et il reste difficile d'affirmer laquelle des simulations semble le mieux s'accorder aux estimations de GRACE, du moins sur la France.

4.4.2 Critiques et perspectives

Bien que l'objectif principal du schéma d'aquifère soit atteint, à savoir l'amélioration des débits d'étiage sans dégradations globales des résultats, des défauts persistent du fait des hypothèses simplificatrices réalisées pour bâtir le système de modélisation sur la France. Certaines d'entre elles restent par exemple discutables ; l'estimation grossière des paramètres d'aquifère, la prise en compte d'une seule couche, ou encore le fait de considérer chaque maille comme étant une maille rivière. Ces défauts se retrouvent principalement en amont des grands bassins versants, notamment sur la Seine, ainsi que sur le bassin de la Garonne. L'étude de sensibilité réalisée sur le coefficient régissant les échanges nappe/rivière τ prouve qu'une calibration plus fine des paramètres, associée à une meilleure définition des limites d'aquifères, pourrait éventuellement en corriger une partie. Cependant, le but fixé ici n'est pas d'obtenir la meilleure

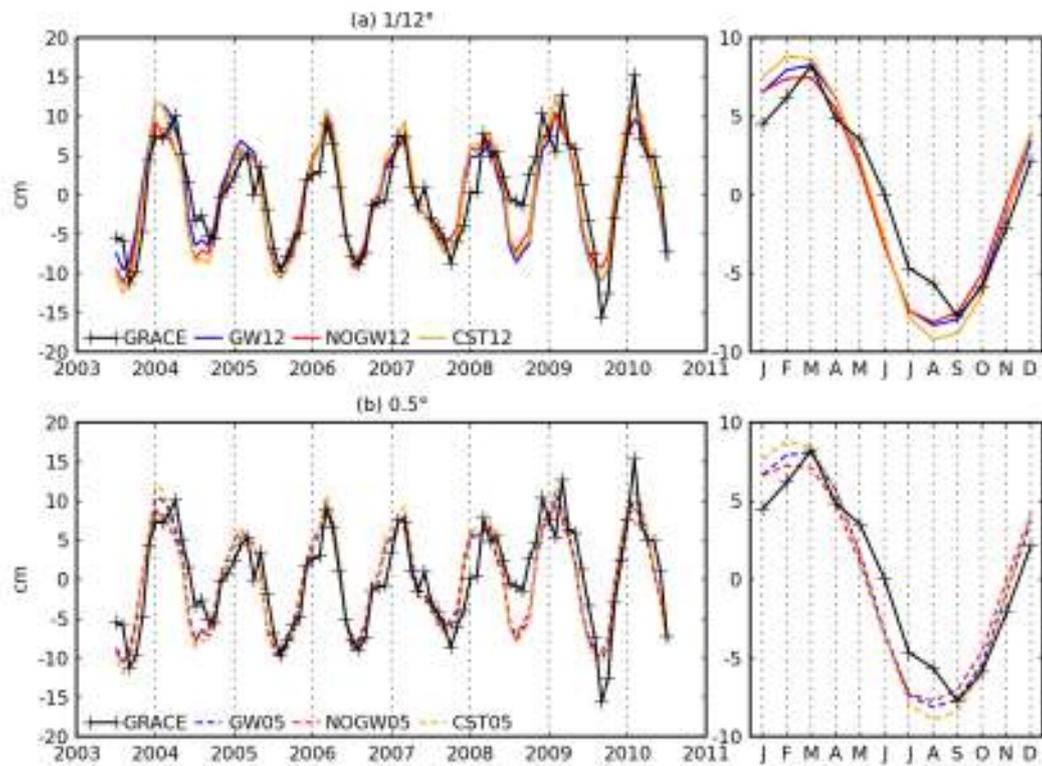


FIG. 4.27 – Même chose que la figure 4.4, mais avec les simulations GW05 et GW12 en plus.

simulation possible à fine résolution, mais plutôt de s'assurer que le modèle soit utilisable aux résolutions caractéristiques des applications climatiques globales. La comparaison des résultats à fine ($1/12^\circ$) et basse (0.5°) résolutions montre une faible sensibilité de TRIP à la résolution en terme de débit et de hauteur de nappe, excepté sur certaine mailles amonts difficilement représentable à basse résolution. Ces conclusions restent toutefois à confirmer à plus grande échelle. Il s'agit de l'objectif du prochain chapitre.

Chapitre 5

Introduction du schéma d'aquifère dans ISBA-TRIP

Dans le chapitre précédent, un nouveau schéma d'aquifère a été développé et testé sur la France avec succès à fine et basse résolutions. Le présent chapitre a pour objectif de confirmer la capacité de ce schéma à simuler les écoulements d'eau souterraine à grande échelle et à basse résolution. Les applications à l'échelle globale des versions initiales d'ISBA-TRIP, avec ou sans le pseudo-réservoir souterrain, seront d'abord introduites dans une première partie. Ces premiers résultats seront notamment l'occasion de rappeler de manière succincte les conclusions de Decharme et al. (2010) sur l'évaluation d'ISBA-TRIP, en insistant sur la nécessité de prendre en compte une représentation plus réaliste des aquifères. La deuxième partie de ce chapitre s'attachera, dans un premier temps, à décrire l'adaptation du schéma d'aquifère dans ISBA-TRIP à l'échelle globale. Cette adaptation s'effectuera à nouveau en mode off-line, c'est-à-dire sans remontées capillaires de la nappe vers ISBA, et en utilisant le ruissellement total issu d'une simulation d'ISBA-3L réalisée par Alkama et al. (2010), et correspondant à la version actuellement utilisée dans le modèle de climat au CNRM. Un accent sera mis sur l'utilisation des informations lithologiques et hydrogéologiques dont nous disposons, et qui ont déjà été présentées au chapitre 3. Les débits simulés par TRIP avec et sans aquifères seront ensuite comparés à un vaste réseau de mesures sur la période 1960-2008, tout comme les stocks d'eau simulés seront évalués par rapport aux estimations de GRACE. Enfin, la dernière partie aura pour but de résumer les principales conclusions et les critiques des résultats obtenus en comparant les résultats des différentes simulations réalisées à l'échelle globale. Signalons enfin que l'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre concerne des séries temporelles mensuelles, que ce soit en terme de débit ou de stock d'eau.

Sommaire

5.1	Résultats préliminaires à l'échelle globale	114
5.2	Article publié dans <i>Hydrological Earth System Sciences</i>	116
5.2.1	Introduction	116
5.2.2	Experimental Design	118
5.2.3	Results	121
5.2.4	Discussion	131
5.2.5	Conclusion	134
5.3	Le comportement du schéma d'aquifère à l'échelle globale	135
5.3.1	Résultats	135
5.3.2	Discussion	137
5.4	Bilan, critiques et perspectives	141

5.1 Résultats préliminaires à l'échelle globale

Deux simulations préliminaires ont été réalisées à l'échelle globale : l'une sans le pseudo-réservoir linéaire (NOGW), et l'autre avec (CST). Comme stipulé dans le chapitre 3, le ruissellement total utilisé pour forcer TRIP s'étend de janvier 1950 à décembre 2008. Il provient d'une simulation d'ISBA-3L réalisée par Alkama et al. (2010) grâce aux réanalyses atmosphériques établies par Sheffield et al. (2006). En consacrant une période de dix ans à la mise à l'équilibre du modèle, la période d'évaluation de TRIP s'étend de 1960 à 2008 pour la totalité des simulations de ce chapitre. Sur cette période, plus de 3500 stations de débit ont été sélectionnées conformément aux critères établis au chapitre 3 (cf. figure 3.12).

La figure 5.1 montre d'une part la distribution spatiale des efficacités mensuelles à la fois pour NOGW et CST en chacune de ces stations, et d'autre part les différences d'efficacité entre CST et NOGW. On constate d'emblée l'apport du pseudo-réservoir linéaire en terme d'efficacité sur la simulation des débits, avec notamment 52 % des scores améliorés (différence d'efficacité supérieure à 0.05) grâce à la prise en compte du réservoir linéaire. Toutefois, ces améliorations sont à relativiser puisque la majorité des scores négatifs obtenus avec NOGW (cf. figure 5.1a) le restent avec CST (cf. figure 5.1b).

Ces résultats préliminaires laissent sous-entendre que l'inclusion d'un pseudo-réservoir linéaire suivant la méthode proposée par Arora et al. (1999) semble être intéressante pour améliorer la qualité des débits à l'échelle globale. Ces résultats doivent cependant être interprétés avec prudence compte tenu des défauts révélés lors de l'étude à fine échelle réalisée dans le chapitre 4. En effet, sur la France, le ruissellement total qui a été utilisé pour forcer TRIP (simulations NOGW12 et GW12) provient d'une version d'ISBA intégrée à SIM, qui a été finement calibrée sur le territoire français, et dont la qualité est bien meilleure que celle de la version d'ISBA-3L utilisée à l'échelle globale pour les modélisations climatiques. Cette différence de qualité justifie l'attribution des déficiences rencontrées dans le cas de la France sur les débits journaliers aux limites du pseudo-réservoir souterrain linéaire. À l'échelle globale, les incertitudes sur les forçages atmosphériques et les paramétrisations d'ISBA sont plus importantes. Dès lors, il reste difficile de savoir si CST a effectivement un impact positif sur les débits, ou bien ne fait que compenser les erreurs dues au forçage. Nous reviendrons plus en détail sur les incertitudes liées au forçage ISBA au chapitre 6.

Une telle approche apparaît également limitée pour des études climatiques à grande échelle, comme le suggère Decharme et al. (2010). En climat humide, les remontées de nappes d'eau souterraine interagissent directement avec l'humidité du sol. Des études ont montré qu'elles pouvaient avoir un impact sur l'évapotranspiration, particulièrement en période sèche (Fan et al., 2007; Gutowski et al., 2002; Miguez-Macho et al., 2007; York et al., 2002). Ce type d'interaction est impossible à obtenir avec un réservoir linéaire puisqu'aucune variation de nappe n'est explicitement simulée. Il apparaît donc essentiel d'inclure une représentation plus physique des eaux souterraines dans TRIP à l'échelle globale, prenant en compte la redistribution de l'eau sur tout le bassin, et autorisant un couplage avec la surface.

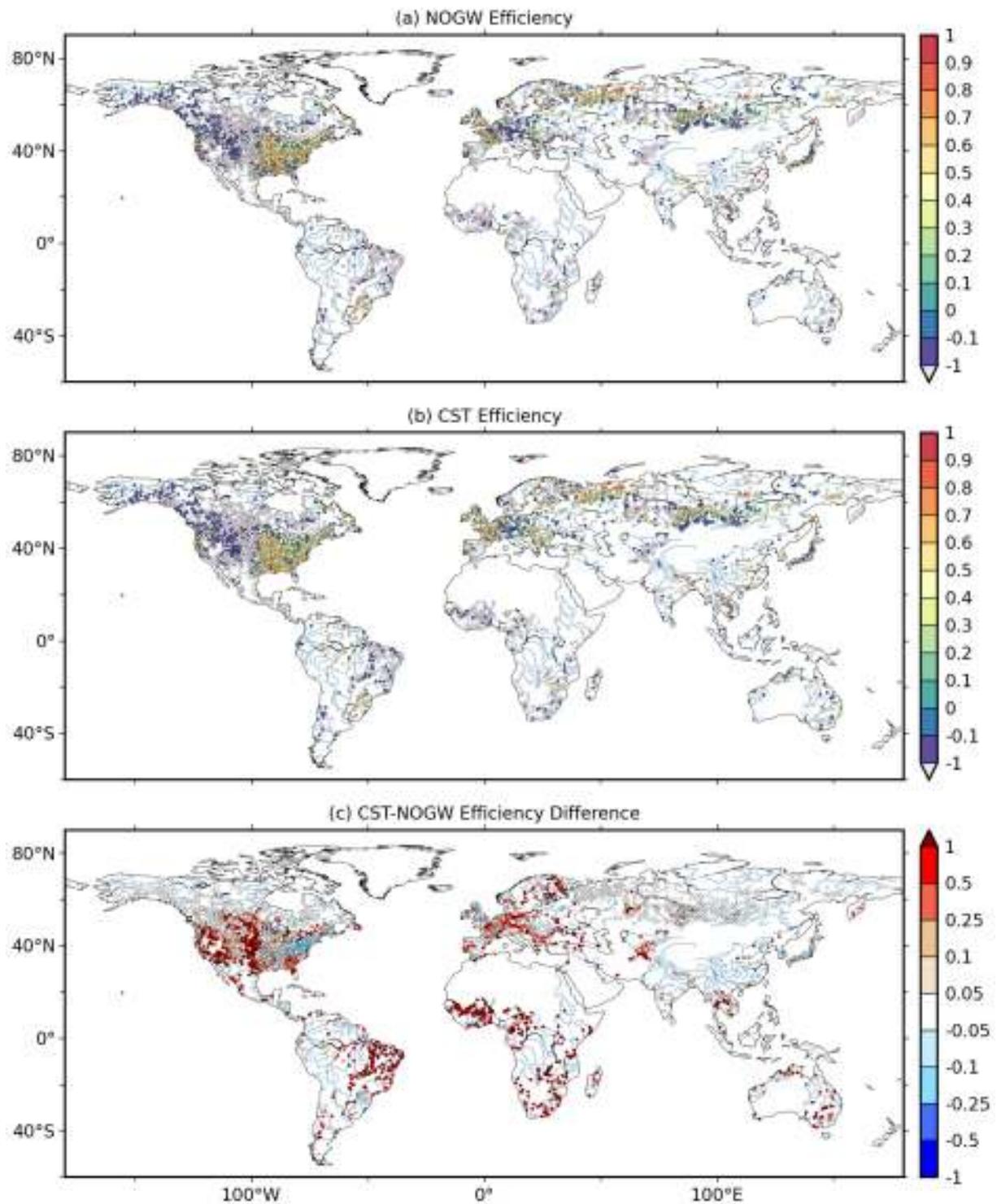


FIG. 5.1 – (a) Les efficacités mensuelles pour les débits simulés par NOGW aux 3500 stations de mesure, (b) les efficacités mensuelles pour CST et (c) les différences d'efficacités entre CST et NOGW.

5.2 A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model: global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges (Vergnes et Decharme, 2012)

Abstract

Groundwater is a non-negligible component of the global hydrological cycle, and its interaction with its overlying unsaturated zones can influence water and energy fluxes between the land surface and the atmosphere. Despite its importance, groundwater is not yet represented in most climate models. In this paper, the simple groundwater scheme implemented in the Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) river routing model is applied in off-line mode at global scale using a 0.5° model resolution. The simulated river discharges are evaluated against a large dataset of about 3500 gauging stations compiled from the Global Runoff Data Centre (GRDC) and other sources, while the Terrestrial Water Storage (TWS) variations derived from the GRACE satellite mission helps to evaluate the simulated TWS. The forcing fields (surface runoff and deep drainage) come from an independent simulation of the ISBA land surface model covering the period from 1950 to 2008. Results show that groundwater improves the efficiency scores for about 70 % of the gauging stations and deteriorates them for 15 %. The simulated TWS are also in better agreement with the GRACE estimates. These results are mainly explained by the lag introduced by the low-frequency variations of groundwater, which tend to shift and smooth the simulated river discharges and TWS. A sensitivity study on the global precipitation forcing used in ISBA to produce the forcing fields is also proposed. It shows that the groundwater scheme is not influenced by the uncertainties in precipitation data.

5.2.1 Introduction

Land surface processes considerably influences the global climate system (Dirmeyer, 2000, 2001; Douville, 2003, 2004; Koster et al., 2000, 2002). They can affect the water and energy exchanges between land surface and atmosphere, the ocean temperature and salinity at the outlet of the largest rivers (Durand et al., 2011), and the climate at least at regional scales (Alkama et al., 2008; Douville et al., 2000a; Gedney et al., 2000; Lawrence et Slater, 2008; Molod et al., 2004). In climate models, these land surface processes are parameterized in the Continental Hydrological Systems (CHSs), which are composed of Land Surface Models (LSMs) generally coupled with River Routing Models (RRMs). Land Surface Models (LSMs) provide the lower boundary conditions of temperature and moisture for atmospheric processes in Atmospheric Global Circulation Models (AGCMs), while RRM convert the total runoff provided by LSMs into river discharges in order to evaluate the simulated water budget and transfer the continental fresh water to oceans, thereby closing the global hydrological cycle.

Despite its long response time, groundwater is an important component of the continental part of the global hydrological cycle. It represents about 30 % of the continental fresh water reservoir, and its interaction with the soil surface is likely to influence the soil moisture in unsaturated zones and thus the water and energy exchanges with the lower atmosphere (Anyah et al., 2008; Fan et al., 2007; Shiklomanov et Rodda, 2003). Moreover, it helps to sustain river base flows during the dry season in temperate zones, whereas it receives seepage from rivers in arid regions (Brunke et Gonser, 1997).

However, these groundwater processes are not yet included in most of the land surface parameterizations used in climate models. Considering their importance, the need to introduce them in CHSs has received increasing attention during recent years (Alkama et al., 2010; Decharme et al., 2010; Maxwell et Miller, 2005; van den Hurk et al., 2005; Yeh et Eltahir, 2005a). The slow component of groundwater is thought to play an important role in climate models since they suffer from a lack of persistence in their land surface parameterizations (Fan et al., 2007; Lam et al., 2011; Weisheimer et al., 2011). For example, Fan et al. (2007) analyzed a large dataset of

water table observations over the United States and found that the groundwater reservoir had the potential to increase soil moisture memory. Alkama et al. (2010) compared global hydrological outputs from the Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere-Total Runoff Integrating Pathway (ISBA-TRIP) CHS to observed river discharges and Terrestrial Water Storage (TWS) variations estimated from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite mission. They concluded that the underestimation of the simulated continental evaporation and the overestimation of the simulated annual discharges could be due to the lack of a groundwater reservoir. More recently, Lam et al. (2011) demonstrated that groundwater was a source of dry season evaporation and river base flow because it introduced a memory effect in land surface processing.

In this context, some attempts have been made to incorporate groundwater processes in CHSs. Two-dimensional diffusive groundwater models have been employed, but at smaller scales and mostly for regional applications (Gutowski et al., 2002; Habets et al., 2008; Miguez-Macho et al., 2007; York et al., 2002). Such models are generally made for fine resolution grids using many parameters calibrated by in-situ measurements, and so are not yet suitable for large scale application. Several studies have proposed adding a simple pseudo-groundwater reservoir into RRM for global applications using a time delay factor only to delay the flow to the river, but without explicit groundwater dynamics (Arora et al., 1999; Decharme et al., 2010). Other approaches have proposed introducing a very deep soil layer in one-dimensional LSMs to act as a groundwater component but neglect lateral diffusive flows. (Chen et al., 2004; Gedney et al., 2003; Liang et al., 2003; Lo et al., 2010; Maxwell et al., 2005; Ngo-Duc et al., 2007; Niu et al., 2007; Yeh et al., 2005a). However, validating a groundwater model is not always feasible because in situ observations are lacking at global scale. Moreover, the observed water table depth presents great spatial variability due to heterogeneities in geological structures and the use of groundwater for human activities. Today, the GRACE satellite mission provides time-variable gravity field solutions which allow direct evaluation of the simulated TWS variations, i.e. the evolution of the sum of snow, ice, surface water, soil moisture, and groundwater reservoirs. Previous studies pointed out the possibility of using the GRACE data to estimate TWS from basin (Crowley et al., 2006; Seo et al., 2006) to continental scale (Schmidt et al., 2006; Tapley et al., 2004), as well as groundwater storage variations (Rodell et al., 2007, 2009; Yeh et al., 2006) or hydrological fluxes (Chen et al., 2006; Ramillien et al., 2006; Swenson et al., 2006; Syed et al., 2005). GRACE can also be used to evaluate simulated water storage (Alkama et al., 2010; Decharme et al., 2010; Güntner, 2008; Ngo-Duc et al., 2007; Ramillien et al., 2008; Swenson et al., 2006) or water table depth (Lo et al., 2010; Niu et al., 2007) in LSMs.

At the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), the ISBA-TRIP CHS is used in the CNRM-CM earth system model (Voldoire et al., 2012). A simple representation of groundwater has been developed in the TRIP RRM and tested with success over France in off-line mode (see chapter 4). A simple methodology has been constructed to estimate the groundwater parameters and delineate the aquifer limits. The main advantage of this methodology is that it uses lithological and hydrogeological information available at global scale, which allows global applications of the groundwater scheme. This study underlines the impact of groundwater processes on the simulated river discharges, and demonstrates the feasibility of using this scheme at the resolution and time scales of climate models.

The main goals of the present study are to present the global evaluation of TRIP including explicit groundwater processes. This evaluation is carried out at 0.5° resolution using in-situ river discharges provided by the GRDC completed with other national or regional datasets, and GRACE TWS variation estimates over the largest river basins of the world. The model is forced by surface runoff and deep drainage derived from a pre-existing ISBA simulation performed on the 1950–2008 period. The precipitation dataset fed into ISBA to produce these forcing fields comes from the Global Precipitation Climatology Center (GPCC). Supplementary experiments using precipitation data from the CRU are also presented in order to explore the model's sensitivity to precipitation.

5.2.2 Experimental Design

Parameters

The elevation (Z in Equation 4.7) is derived from the Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010) provided at 30 arc-seconds resolution (Danielson et Gesch, 2011) (cf. figure 3.8a). A first step consists in constructing this elevation at the intermediate resolution of $1/12^\circ$: the elevation of each grid cell is computed as the mean value of the first decile of the actual 30 arc-seconds resolution topographic values within the grid cell, ranked in ascending order. This global elevation is then calculated at 0.5° by taking the average of all the $1/12^\circ$ topographic values within each 0.5° grid cell. It helps us to compute the river bed elevation Z_{bed} and reflect the altitude of the river in the grid cell. Previous results over France show that using such intermediate resolution allows us to construct low-resolution elevation that gives more realistic simulated river discharges (see chapter 4).

The river width W is a parameter of primary importance because it is used in the river flow velocity computation and in the calculation of the river conductance RC in Equation 4.7. It is estimated over each basin via a geomorphological relationship using the mean annual discharges at each river cross section. More details about the W calculation can be found in (Decharme et al., 2012).

In chapter 4, a method for constructing the geometry of the aquifers and estimating the groundwater parameters was tested with success at coarse resolution over France. Here, a similar method is used to define these parameters. The main advantage of this method is that it uses lithological and hydrogeological information available at global scale. Only major regional groundwater basins concerned by diffusive groundwater movements are taken into account because of the coarse resolution of the model at this scale. The global map of the groundwater resources of the world from the World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme (WHYMAP; <http://www.whymap.org>) is used as the primary information to delineate such domains (cf. figure 3.10). This map is divided into three main hydrogeological units. The “major groundwater basins” concern the sedimentary basins of permeable porous and fractured rocks, and also the alluvial plains with high permeability materials such as gravel or sand, and are therefore to be simulated. The “local and shallow aquifers” correspond to the old geological platforms or shields characterized by crystalline rocks with scattered, superficial aquifers, and are not considered. Finally, the “complex hydrogeological structures” group together complex aquifer systems. For example, karstic areas or orogens belong to this category, but are generally not concerned by regional groundwater flow and are assumed not to be simulated. Conversely, alluvial aquifers formed by the deposition of weathered materials can be found in this category. Such formations contain regional and continuous aquifer that must be taken into account, as it is the case for example over the Rhone river basin in France (see chapter 4).

As a consequence, to deal with this category, two supplementary digital maps are used. First, a slope criterion is applied to squeeze out the mountainous cells. More details on the computation of this criterion can be found in chapter 4. Secondly, the global map of lithology from Dürr et al. (2005) helps us to refine the limits of the aquifers by keeping or removing some of these complex areas (cf. figure 3.9). The final aquifer map at 0.5° resolution is shown in Figure 5.2a (gray-shaded areas). Note that the aquifer mask constructed over France from chapter 4 was incorporated into the final global map. In addition, a more precise hydrogeological map over the United States (USGS; <http://www.nationalatlas.gov/index.html>) was used to refine the geometry of the aquifers because of the lower accuracy of WHYMAP in this region (cf. figure 3.11). In particular, we chose to keep only the sandstone aquifers in the region located under the Great Lakes, embracing a part of the Mississippi watershed. The carbonate-rock aquifers were removed since they tend to create karstic topography with rapid flow of water. Finally, the fraction of the whole continents covered by the final aquifer map is about 43 %, after removing Antarctica and Greenland.

The coefficient τ varies arbitrarily from 30 days in major river streams to 5 days in the upstream grid cells, through a linear relationship with the river stream order SO given by the

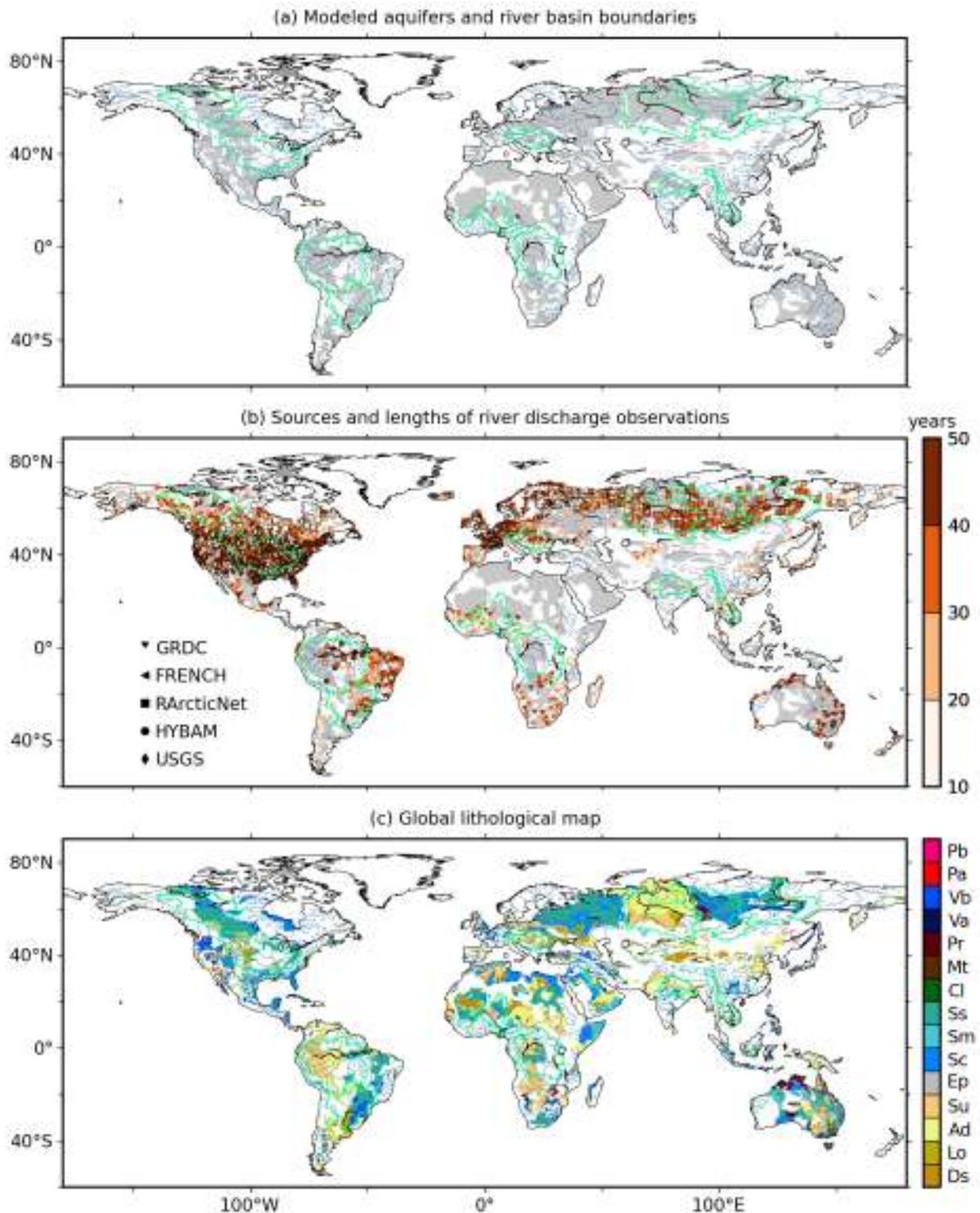


FIG. 5.2: (a) Sources and time length of the in-situ gauging stations with the aquifers defined at 0.5° in gray-shaded zones, and (b) global lithological map of Dürr et al. (2005) over these aquifers. The green contours delineate the major river basins of the world.

TRIP river network in each grid cell of a given basin (cf. equation 4.9). This parameterization is introduced in order to take account of the supposed smaller thickness of riverbed sediments in upstream grid cells, which tends to make the groundwater-river exchanges quicker than for downstream, large rivers. Finally, transmissivity and effective porosity are estimated by taking mean values from the literature and chosen to be physically consistent for each unit of lithology encountered over the aquifers (Figure 5.2). These values are summarized in Table 5.1. Note that the values defined for the “Other rocks” type are given for information only since these

	Rock type	Porosity	Transmissivity	Fraction of aquifer (%)
Consolidated sedimentary rocks	Siliciclastic rocks (Ss)	0.07	0.02	23
	Mixed siliciclastic-carbonate rocks (Sm)	0.02	0.001	6
	Carbonate rocks (Sc)	0.03	0.005	14
Unconsolidated sedimentary rocks	Unconsolidated to semi-consolidated rocks (Su)	0.05	0.01	15
	Alluvial deposits (Ad)	0.1	0.05	26
	Loess (Lo) Dunes sands (Ds)	0.2	0.1	6
Other rocks (Igneous (Pa, Pb, Va, Vb) or metamorphic rocks (Mt), Precambrian basement (Pr), Complex lithology (Cl))		0.01	0.001	10

TAB. 5.1: Transmissivity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and effective porosity values by type of lithology. The percentage of modeled aquifers at global scale covered by the different lithologies are also given. More information about the definition of each unit of lithology can be found in Dürr et al. (2005)

rock types hardly appear in Figure 5.2b.

Experiments

An off-line hydrological simulation with the groundwater scheme (GW) was compared to a control experiment without groundwater (NOGW). TRIP was integrated at 0.5° resolution using a 60-min time step over the 1950-2008 period. The total runoff, i.e. surface runoff and deep drainage, came from a long-term ISBA simulation evaluated in Alkama et al. (2011). This simulation was forced by the global meteorological forcing from Princeton University (<http://hydrology.princeton.edu>) (Sheffield et al., 2006), where the precipitation is hybridized with the Global Precipitation Climatology Center (GPCC) datasets since the GPCC climatology certainly appears to be the best dataset for global hydrological applications (Decharme et Douville, 2006b) (cf. figure 3.14). A second ISBA simulation was used in this study. It was performed over the same period using the same meteorological forcing except for precipitation, which was hybridized with the Climate Research Units (CRU) precipitation dataset. The resulting additional total runoff forcing enabled a supplementary TRIP simulation with groundwater (GWCRU) to be produced in order to explore the sensitivity of the groundwater scheme to precipitation.

TRIP computes water table heads and river discharges for every day. In order to start the model at equilibrium, a simplified version of the groundwater scheme resolving Equation 4.3 at steady state was used to compute an equilibrium state of the water table. This equilibrium state was reached using the annual average for 1950-1959 of the deep drainage from ISBA and the river water height h_s (Equation 4.7c) from NOGW. An additional spin-up was performed by TRIP over the same period and then the model was evaluated over the period from 1960 to 2008 period. The monthly TWS variations simulated by ISBA-TRIP were calculated in terms of anomalies (ΔTWS in cm) as the sum of total soil moisture ΔW , snow water equivalent ΔW_s , vegetation interception ΔW_r , stream water content ΔS and groundwater reservoir ΔH , if necessary:

$$\Delta TWS = \Delta W + \Delta W_s + \Delta W_r + \omega \Delta H \quad (5.1)$$

The groundwater head variations ΔH needed to be multiplied by the specific yield ω to be converted into groundwater storage variations. The TWS evaluation was then carried out from

August 2002 to August 2008.

Evaluation datasets

A list of about 3500 gauging stations distributed over the globe was drawn up to evaluate the monthly simulated river discharges, with 1900 of them potentially impacted by the groundwater scheme (Figure 5.2a). The majority of these in-situ measurements were provided by the Global Runoff Data Centre (GRDC) (“The Global Runoff Data Centre”, 56068 Koblenz, Germany) and completed with other sources of data: the United State Geological Survey (USGS) stream flow data (<http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>) for the U.S. river basins, the R-ArcticNet database (University of New Hampshire; <http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/index.html>) for the high latitude basins, the HYBAM observations for the Amazon basin (<http://www.ore-hybam.org>) and the French Hydro database (<http://www.eaufrance.fr>). Only the stations with observed periods of at least 10 years were selected. Moreover, when several gauging stations were located in one grid cell, the one with the largest observed drainage area was kept.

The simulated TWS were compared to the GRACE estimates using a similar method to that in Alkama et al. (2010). TWS are provided by GRACE in terms of monthly anomalies (ΔTWS) based on highly accurate maps of the earth’s gravity fields over spatial scales of about 300 km (Swenson et al., 2003; Wahr et al., 2004). The present study used 74 months (from August 2002 to August 2008, excluding the June 2003 product, which was not available) of the Release 04 data produced by the Center for Space Research (CSR at the University of Texas at Austin) (Landerer et Swenson, 2012), 73 months (June 2003 and January 2004 were not available) of the Release 4.1 data produced by the Jet Propulsory Laboratory (JPL), and 71 months (September and December 2002, June 2003, and January 2004 products were not available) of the GeoForschungZentrum (GFZ) Release 04.

The GRACE TWS estimates provided here were first filtered in order to remove noise and errors in the gravity field measurements. Several studies have shown that this filtering may modify the signal by reducing the seasonal amplitude of the final TWS signal. Such modification could lead to erroneous interpretation of the GRACE TWS estimates when compared to simulated TWS. In order to correct for this bias, the GW and NOGW TWS were smoothed using the same 300 km-width Gaussian filter as in Alkama et al. (2010), which is similar to the one used for the GRACE data products.

5.2.3 Results

River Discharges

The popular skill scores widely used in hydrology are used to evaluate the simulated river discharges against measurements of gauging stations. The annual discharge ratio ($Ratio = Q_{sim}/Q_{obs}$) and the efficiency (Eff) criterion (Nash et Sutcliffe, 1970), which measures the ability of the model to capture the daily discharges dynamics, are used. Eff can be negative if the simulated discharge is very poor, and is above 0.5 for a reasonable simulation. The Root Mean Square Error (RMSE) score is also given at each gauging stations. This score helps to see how effectively the model is able to predict the river discharges. The nearer RMSE is to zero, the better the simulation is.

Figure 5.3 shows the global distribution of the differences between the GW and NOGW river discharges in terms of annual ratio, efficiency, and monthly anomaly RMSE. All these scores are computed in term of monthly values. The simulated NOGW discharges are globally overestimated at 36 % of the gauging stations with a NOGW ratio higher than 1.3 mainly located in the western part of North America, in Africa, in Australia, and in South America (Tocantins and Sao Francisco river basins; Figure 5.3a). In Figure 5.3b, a negative value of the annual ratio difference $|GW - 1| - |NOGW - 1|$ means that the GW ratio is better than

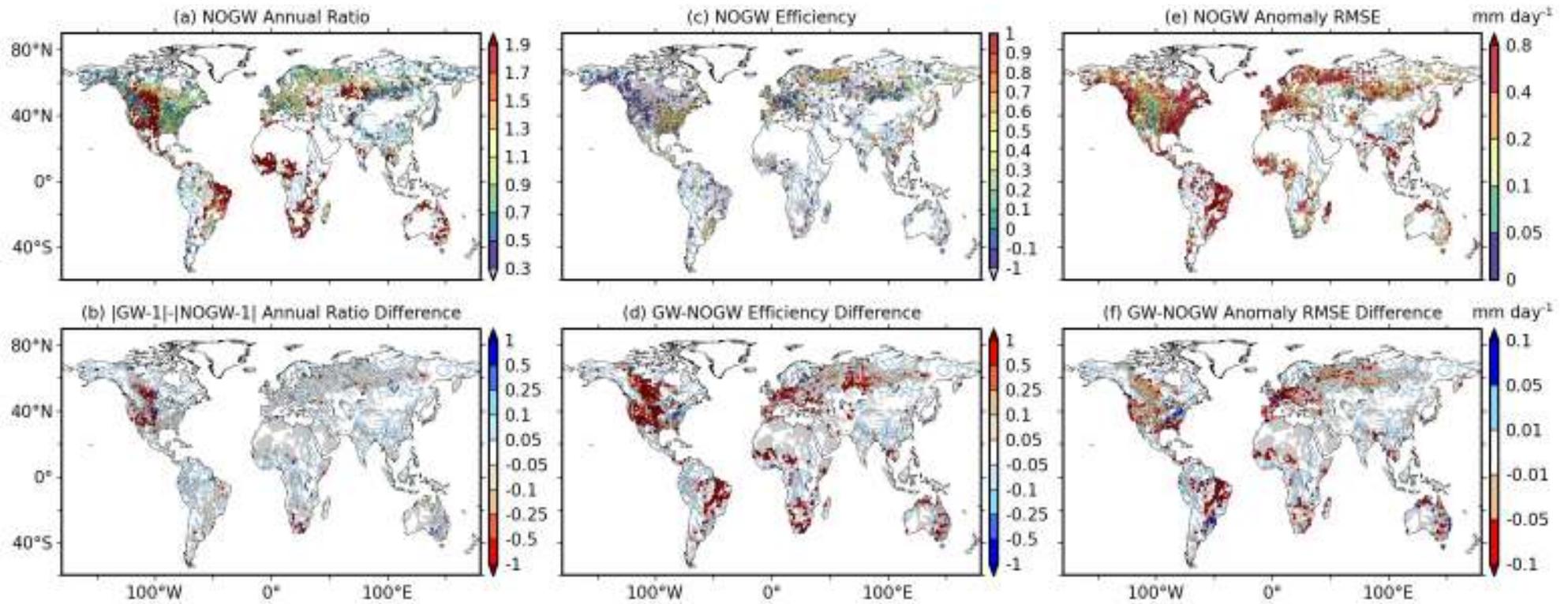


FIG. 5.3: Evaluation of the simulated monthly discharges with (GW) and without (NOGW) the groundwater scheme. (a) The NOGW annual ratio and (c) efficiency in terms of absolute values as well as (e) the RMSE in terms of monthly anomalies are given at each of the 3500 gauging stations. (b, d, f) The difference with the GW scores is also shown at each of the 1900 gauging stations potentially impacted by the aquifers. The gray-shaded zones in (b, d, f) represent the TRIP aquifer domain.

NOGW. The annual ratios were generally not significantly impacted by groundwater, except in some regions, such as the western part of North America, where the NOGW overestimated annual ratios tended to be improved by GW (22.6 % of the scores lower than -0.05). Figure 5.3c points out some weaknesses in TRIP, with about 60 % of negative efficiency scores for NOGW. Not surprisingly, these scores are located approximately in the places where the ratios are also overestimated. Conversely, 18 % of the scores are above 0.5, mostly in the eastern part of North America (Mississippi river basin), in the Paraná river basin, and in some other places in Europe such as the Danube river basin or the East European Plain.

These scores were improved for 73 % of the 1900 stations potentially impacted by groundwater in terms of efficiency (efficiency difference greater than 0.05; Figure 5.3d) and monthly anomaly RMSE (RMSE difference less than -0.01; Figure 5.3f). Conversely, about 10 % of these scores were deteriorated, mainly in the upstream parts of the largest rivers, such as the Mississippi river basin or the Paraná basin. Nevertheless, more than 50 % of the efficiency scores still remained negative. This was mainly the case over basins where the annual ratios were overestimated. For example, Figure 5.3a shows ambivalent results for North America, with an eastern part associated with good ratios and efficiencies opposed to a western part with overestimated ratios and negative efficiencies. These poor scores persisted despite the positive impact of groundwater. These problems are probably due to deficiencies in TRIP such as the absence of hydrological processes or uncertainties in parameter estimations that will be discussed later.

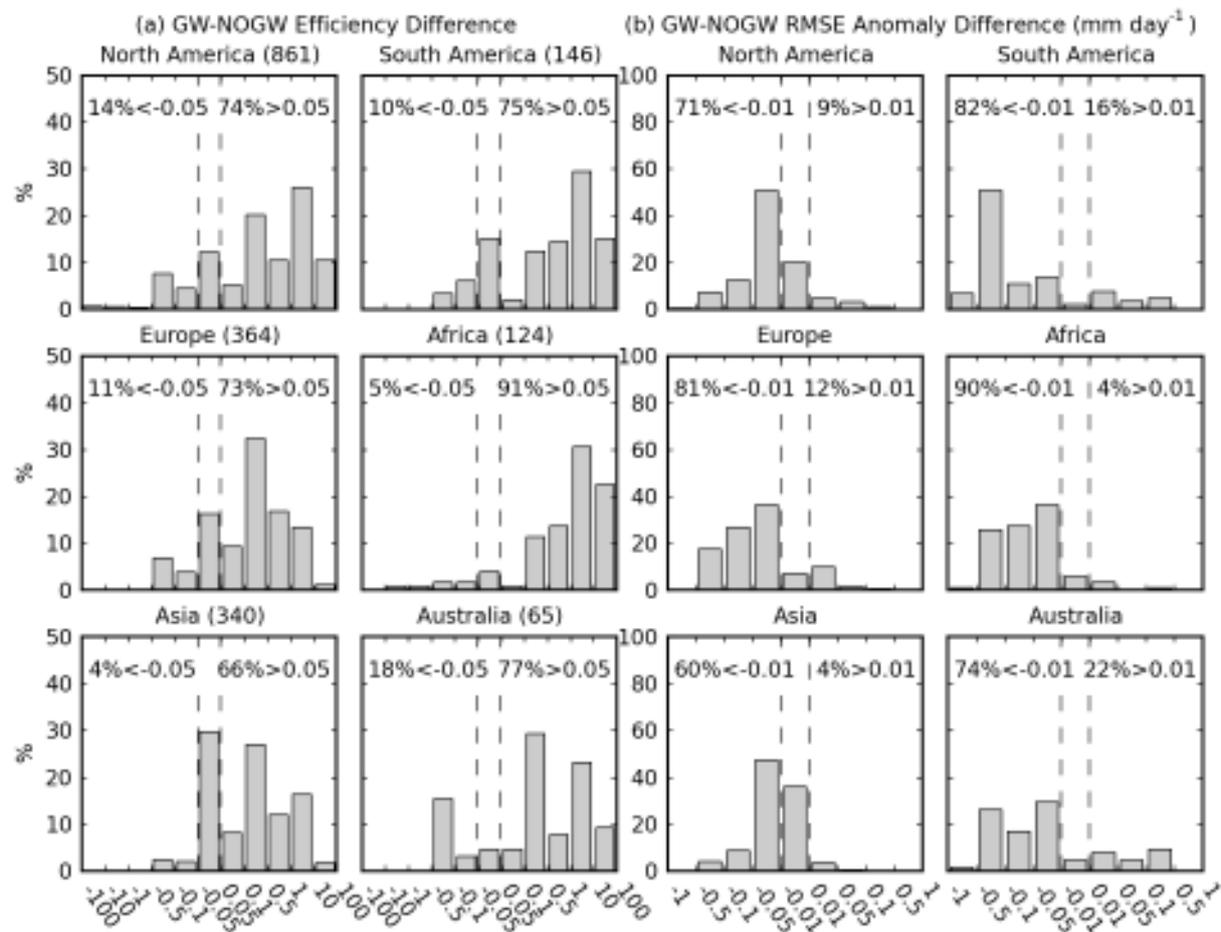


FIG. 5.4: Histogram of the differences between GW and NOGW in terms of (a) efficiency and (b) monthly anomaly RMSE for six continental regions

The unequal distribution of stations over the globe introduced some uncertainties in the conclusion of Figure 5.3. For example, 6 % of the 1900 gauging stations were located in Africa, while this percentage increased to 45 % in North America (Figure 5.2a). In order to have a better representation of the impact of groundwater, Figure 5.4 gives the distribution of the score differ-

Basins	Downstream station	Area (km ²)	Lat (°N)	Lon (°E)	Period	Source
Amazon	Obidos	4 618 750	-1.95	-55.51	1968-2008	HYBAM
Paraná	Timbues	2 346 000	-32.67	-60.71	1960-1994	GRDC
Congo	Kinshasa	3 475 000	-4.3	15.3	1960-2008	GRDC
Niger	Niamey	700 000	13.52	2.08	1960-2006	GRDC
Meckong	Pakse	545 000	15.12	105.8	1960-1993	GRDC
Ganges	Farakka	835 000	25	87.92	1960-1973	GRDC
Mississippi	Vicksburg	2 964 255	32.32	-90.91	1960-2008	GRDC
Danube	Ceatal Izmail	807 000	45.22	28.72	1960-2008	GRDC
Ob	Salekhard	2 950 000	66.63	66.6	1960-1999	R-ArcticNet
Yenisei	Igarka	2 440 000	67.43	86.48	1960-1999	R-ArcticNet
Lena	Kusur	2 430 000	70.68	127.39	1960-2000	R-ArcticNet
Mackenzie	Mackenzie	1 660 000	67.45	-133.74	1972-2008	GRDC

TAB. 5.2: Characteristics of the 12 largest river basins of the world shown in Figure 5.5 and Figure 5.8. The name, location, drainage area, coordinates, observation periods and data source are given

ence between GW and NOGW in terms of efficiency (Figure 5.4a) and monthly anomaly RMSE (Figure 5.4b) over each continent. It confirms the relevance of using groundwater processes to simulate river discharges at continental scale. The continent where the simulated discharges were the least impacted by groundwater processes was Asia, where 30 % of the efficiency differences were between -0.05 and 0.05, and where 34 % of the monthly anomaly RMSE differences were between -0.01 and 0.01. Conversely, in Africa the scores were almost all improved. Some precautions must be exercised when interpreting these results. First, the stations are not always equally spatially distributed over each continent, and the percentage presented in Figure 5.4 can be underestimated or overestimated relative to the actual situation. Secondly, the efficiency scores of a large number of stations remain negative since the improvements in terms of efficiency are small compared to the negative scores of Figure 5.3. Nevertheless, for each continent, Figure 5.4 confirms the global improvement previously shown in Figure 5.3.

Figure 5.5 compares the monthly anomalies and the annual cycles of the simulated and observed river discharges at the stations closest to the mouths of the largest river basins delineated in green in 5.2 and presented in Table 5.2. Monthly anomalies are computed by removing the monthly mean annual cycles from the time series of river discharges. Statistics are summarized in Table 5.3. The comparison between the GW and NOGW curves for each basin shows that groundwater globally tends to smooth the signal in terms of both annual cycle and monthly anomaly. Thus, the scores are improved over the tropical basins (Amazon, Paraná, Niger and Ganges) except the Mekong river basin. Groundwater shifts the signal by about one month over the Amazon basin but this effect seems to be too strong over the Ganges, where the base flow is overestimated after (and before) the monsoon season. Over temperate basins, the scores are improved for the River Danube, while no significant changes affect the Mississippi river. Nevertheless, base flow is slightly overestimated with groundwater for the Mississippi case, which is related to the deterioration already observed over North America in Figure 5.3. Over the Arctic rivers, the scores are also improved for each stations presented here. In cases with or without groundwater, the peak due to the spring snow melt is of one month late. Moreover, this peak is also overestimated for the Ob and Mackenzie rivers, and underestimated for the Yenisei and Lena rivers. This is partly due to the absence of flooding in this TRIP version and deficiencies in the meteorological forcing (Decharme et al., 2012).

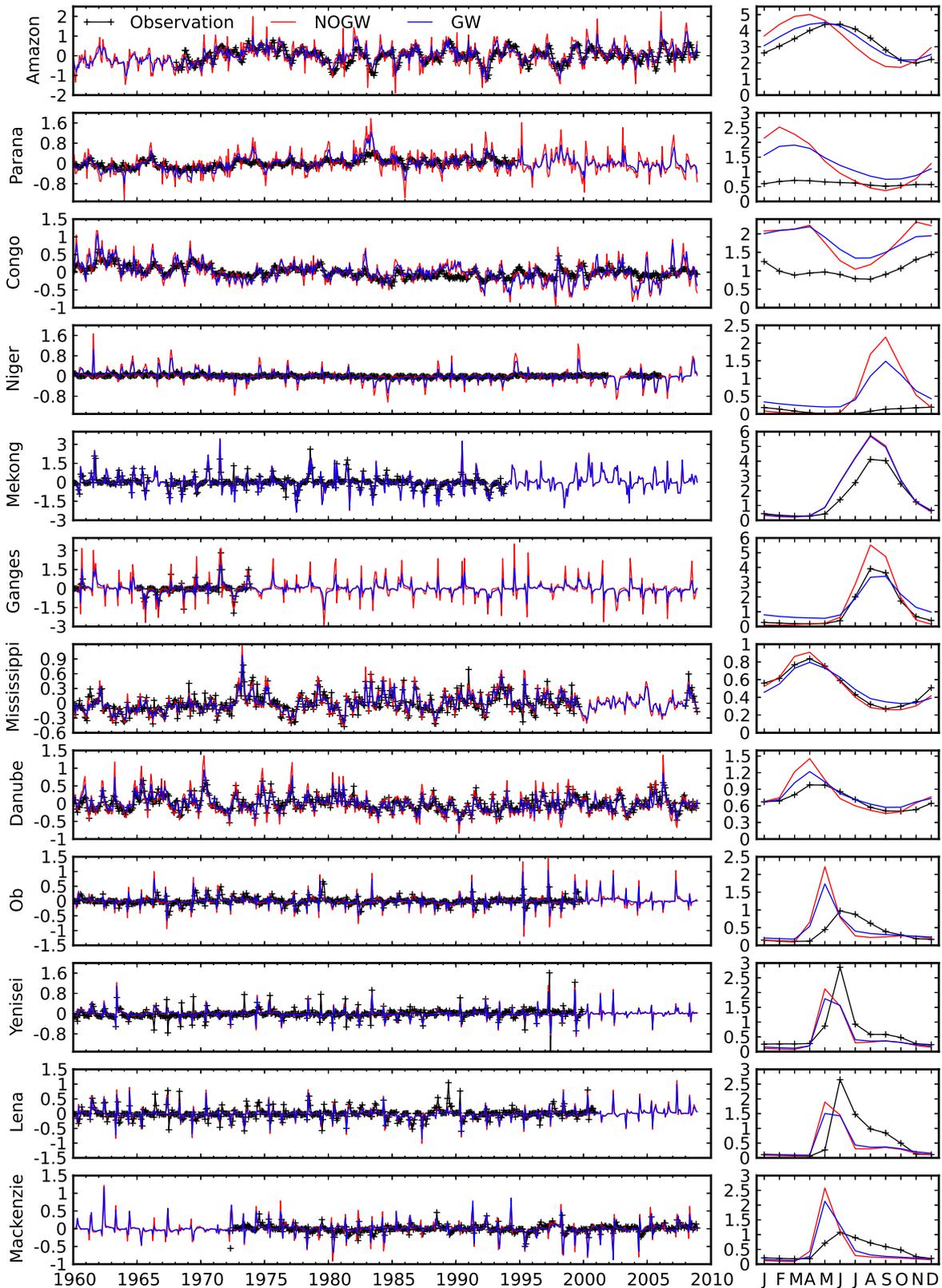


FIG. 5.5: Basin-scale comparison (mm day^{-1}) between the (right) annual cycle and (left) monthly-mean anomalies of simulated and observed discharges. Statistics for each station are shown in Table 5.3

Basin	Experiment	Efficiency	Ratio	Correlation	RMSE	Anomaly	
						Correlation	RMSE
Amazon	NOGW	-0.44	1.05	0.57	1.01	0.47	0.44
	GW	0.71		0.88	0.45	0.73	0.25
Paraná	NOGW	-35.79	2.08	0.51	0.84	0.58	0.27
	GW	-20.67		0.68	0.65	0.77	0.15
Congo	NOGW	-11.54	1.78	0.66	0.89	0.58	0.25
	GW	-10.58		0.54	0.86	0.66	0.19
Niger	NOGW	-123.46	5.56	0.19	0.84	0.13	0.23
	GW	-62.69		0.33	0.60	0.21	0.16
Mekong	NOGW	0.62	1.29	0.95	0.73	0.69	0.38
	GW	0.64		0.71	0.37		
Ganges	NOGW	0.63	1.20	0.94	0.39	0.67	0.29
	GW	0.83		0.26	0.73	0.17	
Mississippi	NOGW	0.78	0.99	0.92	0.12	0.84	0.10
	GW	0.80		0.90	0.11	0.85	0.09
Danube	NOGW	-0.16	1.11	0.80	0.28	0.78	0.19
	GW	0.57		0.85	0.17	0.81	0.13
Ob	NOGW	-2.78	1.20	0.22	0.55	0.04	0.22
	GW	-1.08		0.33	0.41	0.09	0.17
Yenisei	NOGW	0.37	0.73	0.68	0.53	0.52	0.18
	GW	0.52		0.76	0.46	0.56	0.16
Lena	NOGW	0.11	0.70	0.49	0.67	0.50	0.17
	GW	0.31		0.60	0.59	0.53	0.15
Mackenzie	NOGW	-2.89	1.01	0.44	0.54	0.25	0.17
	GW	-1.37		0.57	0.42	0.37	0.14

TAB. 5.3: Statistics of NOGW and GW calculated over the observation period of each station shown in Figure 5.5. Efficiency, ratio, correlation and RMSE (mm day^{-1}) are given, as are correlation and RMSE (mm day^{-1}) of the monthly anomalies.

Terrestrial Water Storage

Figure 5.6 shows the spatial distribution of the climatological ΔTWS simulated by ISBA-TRIP and estimated by GRACE from August 2002 to August 2008. ΔTWS without groundwater is shown in column (a), ΔTWS with groundwater in column (b) and the GRACE estimates in column (c). The zonal averages are also given in column (d). Generally speaking, the ΔTWS zonal average amplitudes are overestimated by TRIP in December-February (DJF) and June-August (JJA) compared to the GRACE estimates, and underestimated in March-May (MAM) and September-November (SON). These biases are partially corrected by the use of the groundwater scheme, particularly in MAM and SON. The most important changes occur principally over tropical regions. In MAM and SON, the pattern of the spatial seasonal mean ΔTWS is better reproduced by GW than NOGW compared to GRACE in the Amazon basin, in Africa and over the coast of the Bay of Bengal. This is confirmed by the zonal average (column d) with a better agreement in the amplitudes of the GW and GRACE peaks between latitudes -30° and 30° . In addition, the scores given in columns (a) and (b) show that the spatial correlation and RMSE are better for GW in DJF and JJA, while they are similar in MAM and SON.

Figure 5.7 summarizes the comparison between simulated and GRACE ΔTWS using the

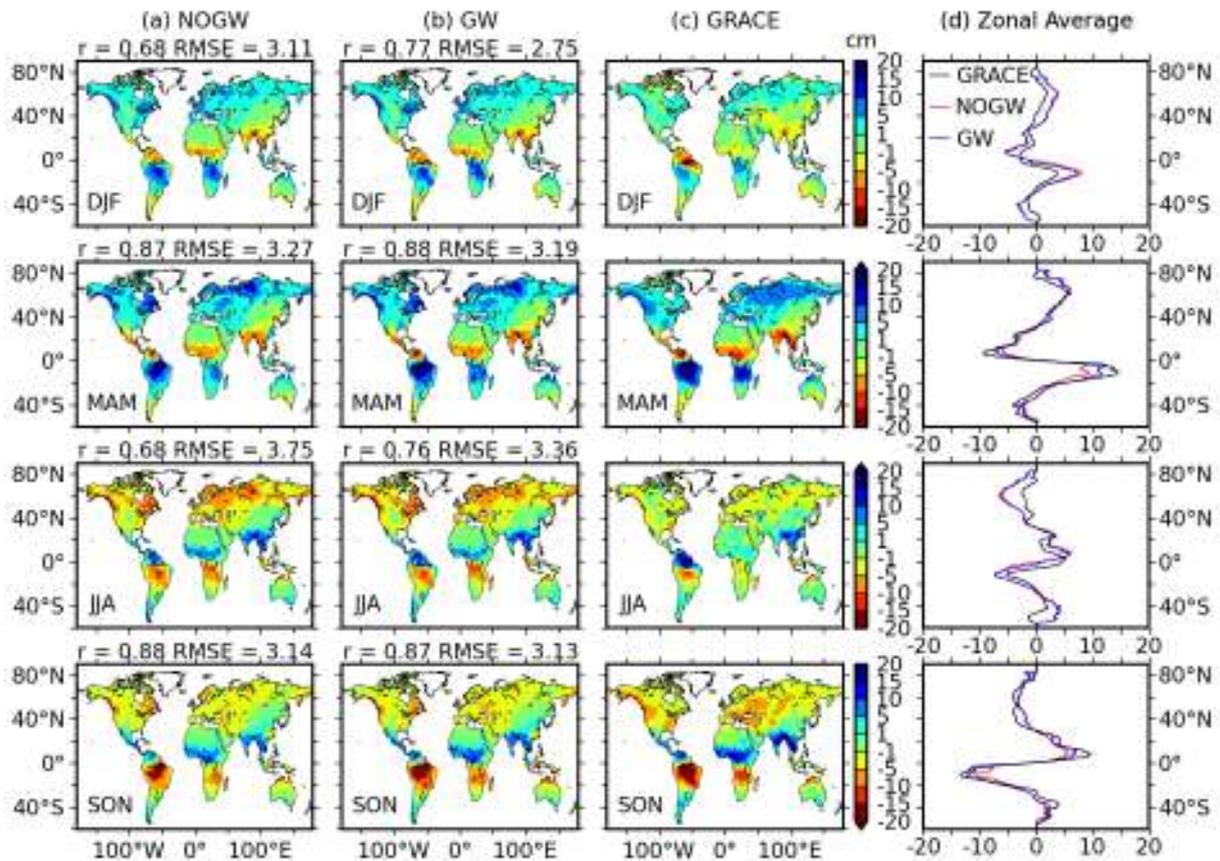


FIG. 5.6: Climatological comparison of total ΔTWS (a) without and (b) with groundwater, and (c) the mean GRACE product for (top to bottom) DJF, MAM, JJA, and SON. The spatial correlation and RMSE are given for each period. (d) The zonal averages are also shown in the right panel: GRACE (black), NOGW (red) and GW (blue).

time correlation and RMSE. NOGW is well correlated with GRACE in tropical regions (Amazon, Congo or Brahmaputra-Ganges river basins), in the Siberian Plains, in Europe and over some places in North America, while correlation is weak over desert regions such as the Sahel or the Gobi desert (Figure 5.7a). Conversely, the RMSE scores are poor over tropical regions, while arid regions present relatively good scores (Figure 5.7b). Figure 5.7c shows the correlation difference between the GW and NOGW simulated ΔTWS . GW is globally better, especially over the Paraná, the Amazon and the Congo river basins, and also in Europe and over the downstream part of the Mississippi river basin. Deteriorations are, however, found in Arctic regions along the Ob, Lena and Mackenzie river basins, and also in a small region in the western part of the United States. These conclusions also apply to the correlation differences of the ΔTWS monthly anomalies (Figure 5.7e). These results suggest some defect in the groundwater parameterization, which will be discussed later. In Figure 5.7d, groundwater improves the RMSE over the downstream Amazon, in Central Asia and also in Europe. Conversely, the RMSE scores are deteriorated over the Congo, Ganges and upstream Amazon river basins. Elsewhere, no significant changes appear. The same conclusions can be drawn for the monthly anomaly RMSE differences shown in Figure 5.7f, even though the improvements are globally less pronounced.

Figure 5.8 compares the monthly anomalies and the annual cycles of the simulated ΔTWS with the GRACE estimates over the same 12 river basins as in Figure 5.5. In addition, the temporal correlation scores and RMSE calculated over the whole GRACE period are given in Table 5.4. In general, groundwater increases the memory of the system by shifting the ΔTWS signal. Thus, annual cycles are better reproduced over tropical basins, in particular for the Amazon and Ganges river basins and, to a lesser extent, over temperate basins. However,

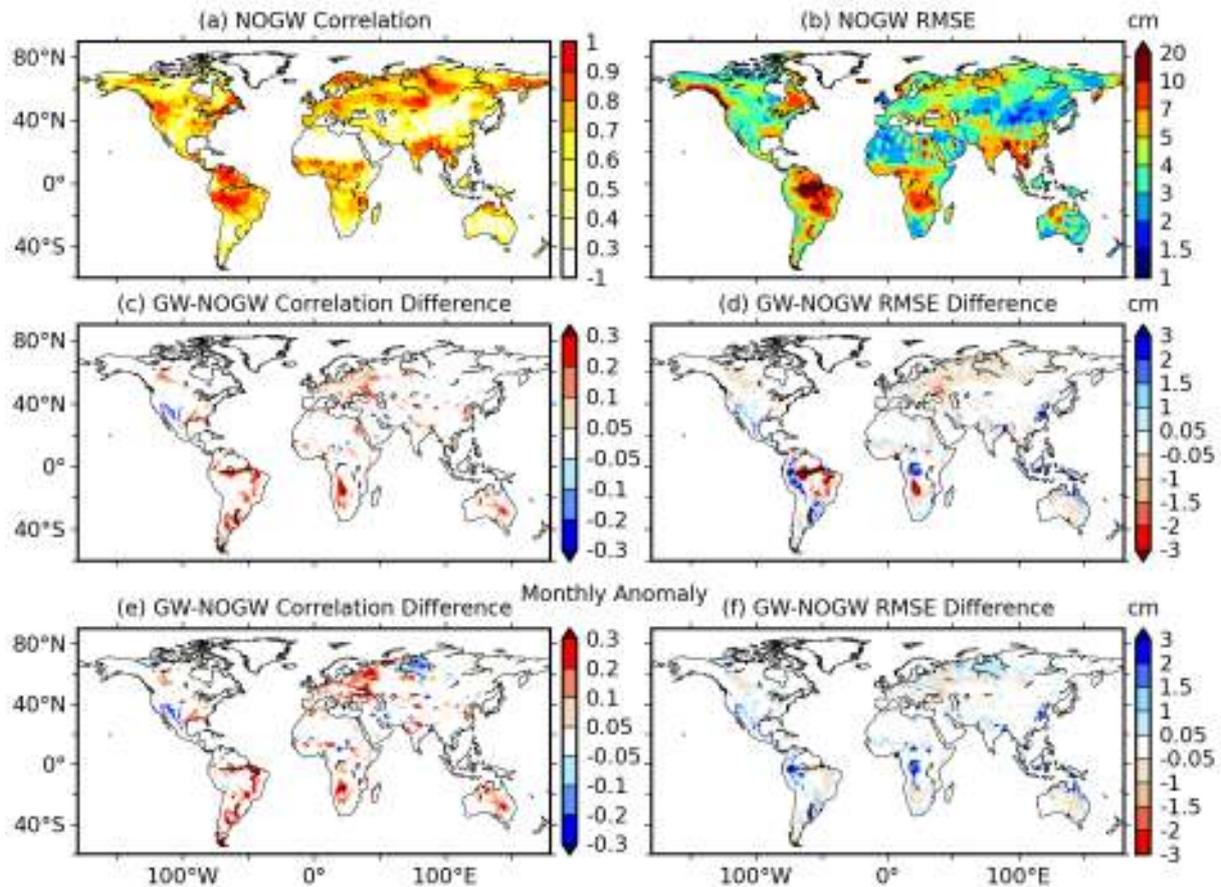


FIG. 5.7: Comparison of the simulated TWS with (GW) and without (NOGW) groundwater: (a) monthly correlation and (b) RMSE of the simulated NOGW Δ TWS over the whole GRACE period, (c) differences between GW and NOGW in terms of correlation and (d) RMSE. (e) The monthly anomaly differences are also shown in terms of correlation and (f) RMSE.

groundwater deteriorates the annual cycles slightly over northern river basins (Ob, Yenisei, Lena and Mackenzie) since the Δ TWS amplitudes are more underestimated for GW than for NOGW compared to GRACE. These results agree with Figure 5.5. Statistics in Table 5.4 show that correlations are improved in terms of both Δ TWS and Δ TWS monthly anomalies for almost all tropical and temperate river basins, while no significant improvements appear for the Mekong and arctic river basins. Finally, the RMSE is improved for the Amazon, Ganges, Mississippi and Danube, while no obvious conclusions emerge for the remaining watersheds.

Sensitivity to precipitation

In order to explore the sensitivity of TRIP to the precipitation forcing used in ISBA to produce deep drainage and surface runoff, two supplementary experiments using TRIP with (GWCRU) and without (NOGWCRU) groundwater were performed with the CRU precipitation dataset and compared with the GW and NOGW simulations forced by the GPCC precipitation dataset. Such comparison is of interest in groundwater modeling because the precipitation determines, as well as topography and geology, the temporal and areal distribution of inputs to the groundwater system (Dingman, 1994). Figure 5.9 shows the global distribution of differences between the discharges simulated with the CRU and GPCC datasets in terms of annual ratio and efficiency. The main differences between the CRU and GPCC experiments appear in the western part of North America, in South America, in South Africa, and in the Ob river basin. The ratios are impacted by the choice of the precipitation dataset (Figures 5.9a and 5.9b). To some extent, this reflects the differences in the spatial distribution of precipitation between the

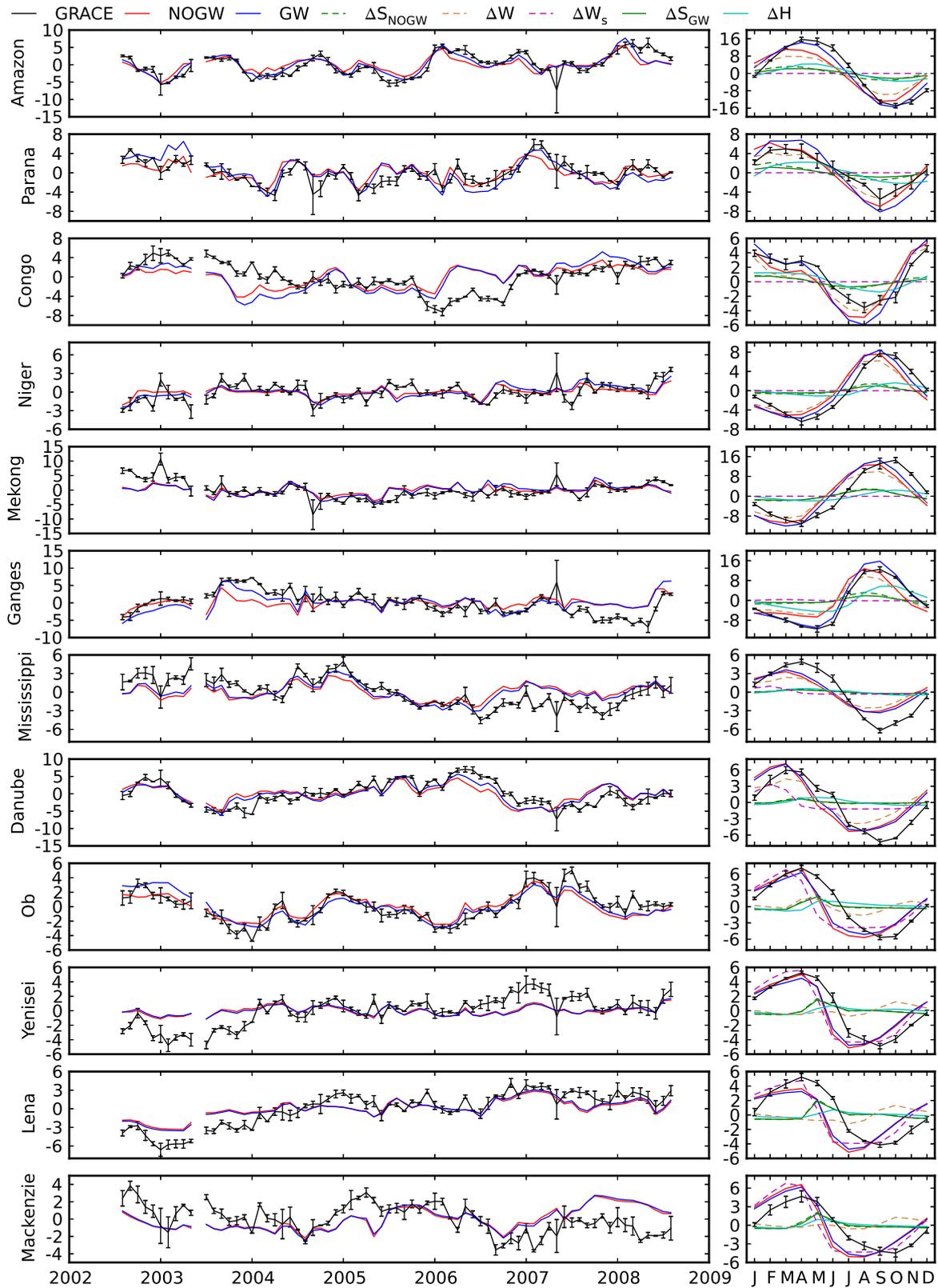


FIG. 5.8: Basin-scale comparison between the (right) mean annual cycle and (left) monthly anomalies of simulated NOGW (red) and GW (blue) Δ TWS, and the mean GRACE product (black) with its associated error bars. Annual cycles of each TWS component, except ΔW_r , are also shown in dashed lines: ΔW (brown), ΔW_s (magenta) and ΔS_{NOGW} (green). The GW specific components ΔS_{GW} (green) and ΔH (cyan) are plotted in solid lines. Statistics for each basin are shown in Table 5.4.

Basin	Experiment	Correlation	RMSE	Anomaly	
				Correlation	RMSE
Amazon	NOGW	0.89	5.42	0.74	2.16
	GW	0.96	3.17	0.85	1.69
Paraná	NOGW	0.87	2.41	0.65	1.74
	GW	0.91	2.89	0.73	1.84
Congo	NOGW	0.63	3.45	0.28	3.04
	GW	0.69	3.58	0.36	3.21
Niger	NOGW	0.87	2.50	0.53	1.19
	GW	0.93	1.91	0.57	1.16
Mekong	NOGW	0.83	5.35	0.53	2.58
	GW	0.88	4.64	0.49	2.67
Ganges	NOGW	0.86	4.72	0.45	2.88
	GW	0.95	3.18	0.59	2.65
Mississippi	NOGW	0.80	2.80	0.51	1.91
	GW	0.87	2.40	0.68	1.64
Danube	NOGW	0.79	3.59	0.70	2.40
	GW	0.87	2.94	0.82	1.94
Ob	NOGW	0.84	2.76	0.85	1.08
	GW	0.86	2.47	0.84	
Yenisei	NOGW	0.80	2.47	0.56	1.72
	GW	0.81	2.38	0.55	1.73
Lena	NOGW	0.73	2.94	0.83	1.69
	GW	0.77	2.77	0.86	1.57
Mackenzie	NOGW	0.73	3.02	0.08	1.94
	GW	0.76	2.76	0.13	1.93

TAB. 5.4: Correlation and RMSE (cm) of the spatial mean Δ TWS of NOGW and GW calculated over the whole GRACE period for each river basin shown in Figure 5.8. Statistics are also shown for the monthly anomalies.

two meteorological products (Figure 5.10). The histograms shown in Figures 5.9a and 5.9b are symmetric and give no advantage to one or the other simulation. However, the simulated river discharges seem to be better reproduced with the GPCC dataset when the efficiency difference scores are considered (52 % of the efficiency differences lower than -0.05 with or without groundwater in the histograms shown in Figures 5.9c and 5.9d). Moreover, the spatial distribution of the score differences are similar with (Figures 5.9c and 5.9d) or without (Figures 5.9a and 5.9b) groundwater. On one hand, this shows that the groundwater scheme does not seem to be affected by the precipitation forcing, and on the other hand that precipitation seems to have a larger impact on the signal than the deep water transfer simulation.

Figure 5.11 compares the simulated Δ TWS of the CRU and GPCC experiments. As for the river discharges, the GPCC product gives some better scores in terms of correlation than the CRU product. Moreover, the spatial distribution of the correlation differences is similar with or without groundwater (Figures 5.11a and 5.11b). Conversely, the monthly anomaly RMSE is more impacted by meteorological forcing when groundwater is taken into account. Thus, the anomaly RMSE differences are more pronounced in Figure 5.11d than in Figure 5.11c. In particular, the changes introduced by groundwater using the GPCC dataset (see the GW results in Figure 5.7) are amplified with CRU over the Amazon and Ganges river basins. Conversely, GWCRU gives better results than GW in terms of anomaly RMSE over the Congo river. Apart

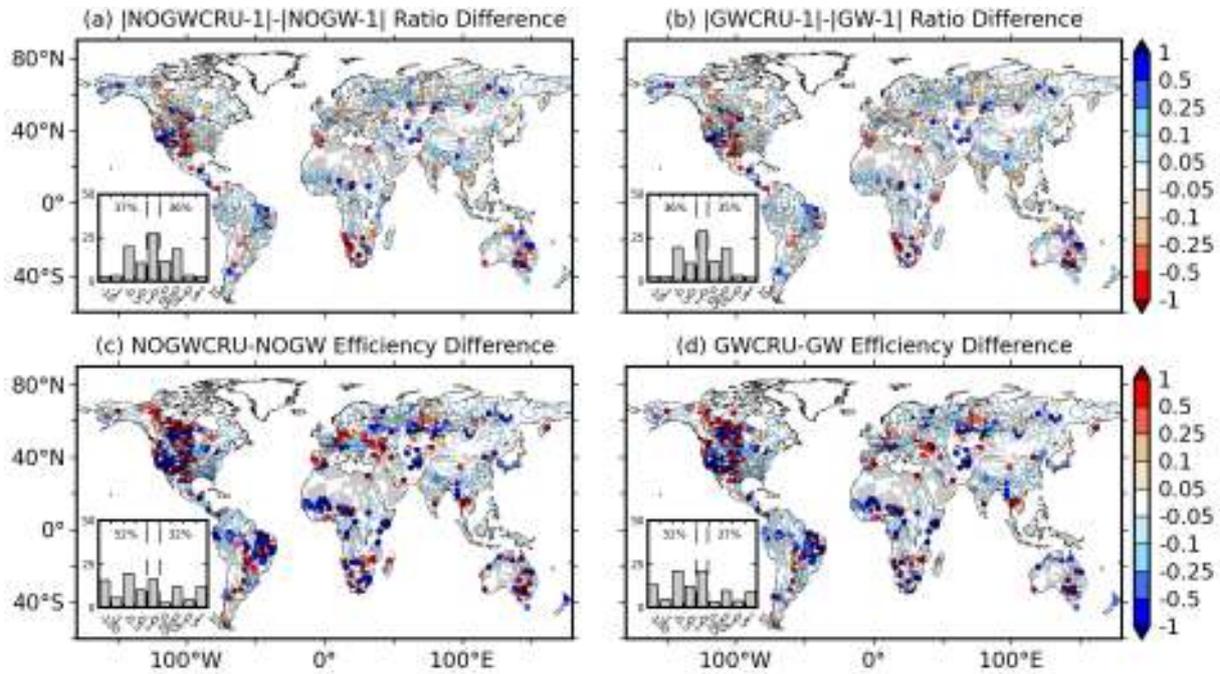


FIG. 5.9: Statistical comparison of the simulated discharges inferred from the CRU and GPCC precipitation datasets. The annual ratio differences (a) without and (b) with groundwater are given, together with the efficiency differences (c) without and (d) with groundwater.

from these differences, the sensitivity to the meteorological fields is generally the same whatever the TRIP version used. Moreover, the comparison between GWCRU and GW shows that precipitation forcing can impact the simulated river discharges and TWS. It constitutes a non-negligible source of uncertainties in simulated hydrological outputs.

5.2.4 Discussion

The results presented in this study confirm the relevance of taking groundwater into account in CHS for simulating river discharges and TWS at the global scale (Alkama et al., 2010; Liang et al., 2003; Lo et Famiglietti, 2011; Maxwell et Miller, 2005; Yeh et Eltahir, 2005a). The groundwater scheme introduces a new reservoir which delays and smoothes the hydrological and TWS response. It impacts surface storage variability and thus simulated river discharges, and improves the skill scores. About 73 % of the 1900 stream flow measurements potentially impacted by groundwater are improved by the groundwater scheme over the 1960-2008 evaluation period. In temperate and tropical river basins, water surplus is transferred from winter to summer, which results globally in better simulated base flows during dry periods, in particular over the Amazon and Danube river basins. Another consequence of groundwater is to smooth the simulated river discharges, which results in better agreement between the amplitudes of the simulated and observed discharges in terms of annual cycle and monthly anomalies. These results show that the low-frequency variability of groundwater increases the memory of the simulated surface storage to the benefit of the river discharges (Fan et al., 2007; Lam et al., 2011; Maxwell et Miller, 2005).

Groundwater has a positive impact on the simulated Δ TWS when compared to the GRACE estimates over the 2002-2008 period. These positive impacts come with changes in surface storage and groundwater reservoirs. The groundwater component appears to be as important as the surface storage component in the total TWS signal and helps to improve the seasonal mean variability of Δ TWS. Thus, the time response introduced by groundwater is particularly beneficial over tropical basins, such as those of the Amazon and Ganges rivers. This good comparison between the GW and GRACE Δ TWS shows the relevance of using the GRACE estimates to

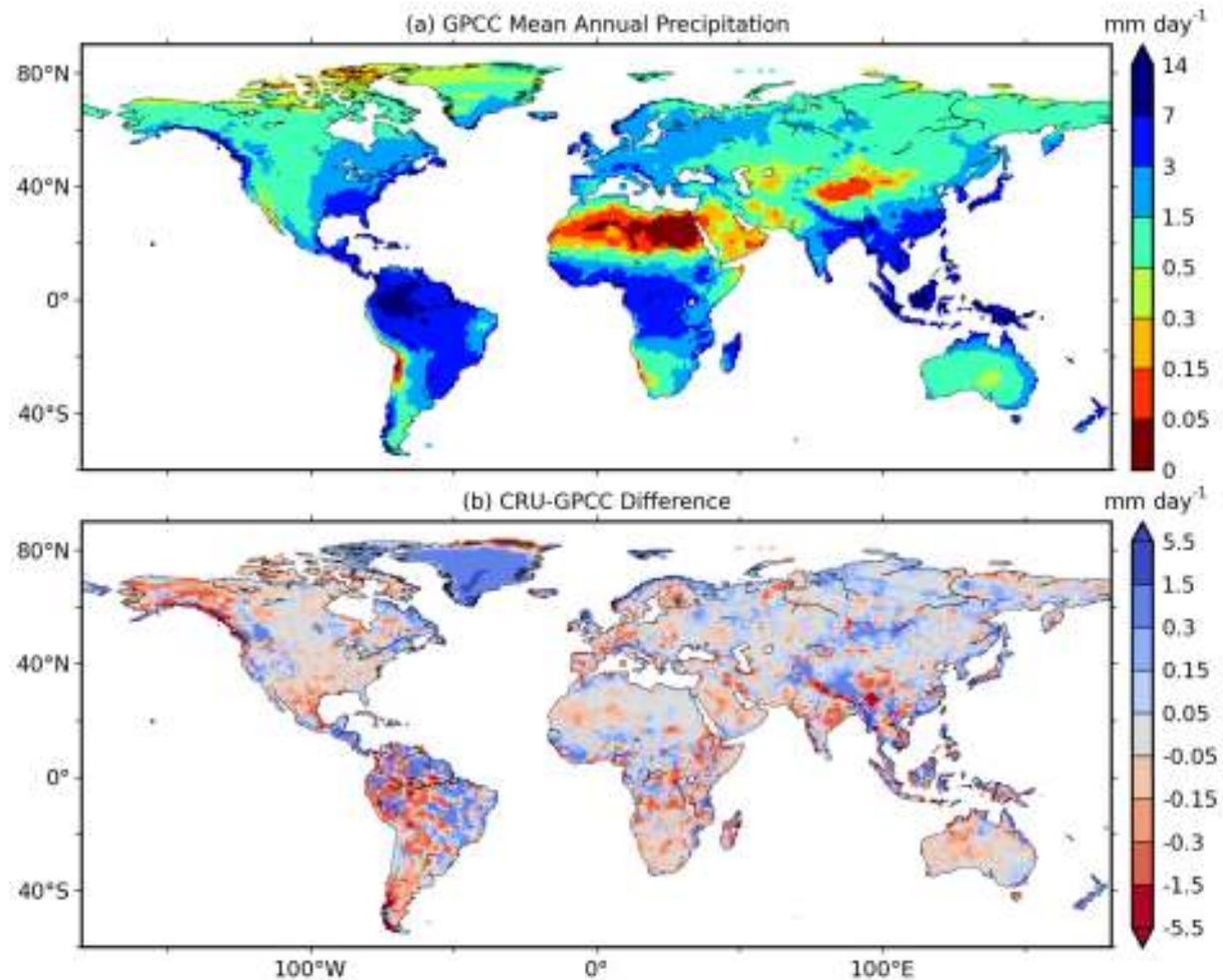


FIG. 5.10: (a) The GPCP mean annual precipitation and (b) the difference between the CRU and GPCP mean annual precipitations.

evaluate groundwater models (Niu et al., 2007). Even though GRACE constitutes only an indirect way to evaluate the water table variability, it suggests that the proposed groundwater scheme can provide a reasonable estimation of the spatio-temporal variability of water table head. The good results in terms of both simulated river discharges and TWS confirm the suitability of the proposed methodology for simulating groundwater dynamics at a global scale with a coarse resolution suited to climate modeling as already suggested in chapter 4.

Nevertheless, some deficiencies appear throughout this evaluation. Groundwater can deteriorate the river discharge results and Δ TWS over a few regions where aquifers are normally defined, and even if the NOGW scores were initially acceptable. For example, the efficiency scores of Figure 5.3d are deteriorated in the eastern part of the Mississippi river and in the upstream part of the Amazon and Paraná river basins. These deficiencies point out some limitations in our simple method for defining the geometry of the aquifer and the geological parameters. Although WHYMAP is useful for determining the major aquifers, its low accuracy does not take account of the complex structures encountered locally (karstified areas, confined aquifers, etc.) and sometime leads to an overestimate of the size of the aquifer. Moreover, the coarse estimation of the geological parameters (transmissivity and porosity) and the basic classification of the lithological map (Dürr et al., 2005) used here are other potential sources of error. These uncertainties could explain the problems encountered in the upstream part of the Amazon or Mississippi rivers, as was the case for the Seine river basin in chapter 4. In particular, the deteriorations over North America are mainly located in the sandstone Pennsylvanian aquifers. Our tests (not presented here) show that, without simulating aquifers over these regions, the simulated river discharges in the upstream part of Mississippi river are better reproduced with

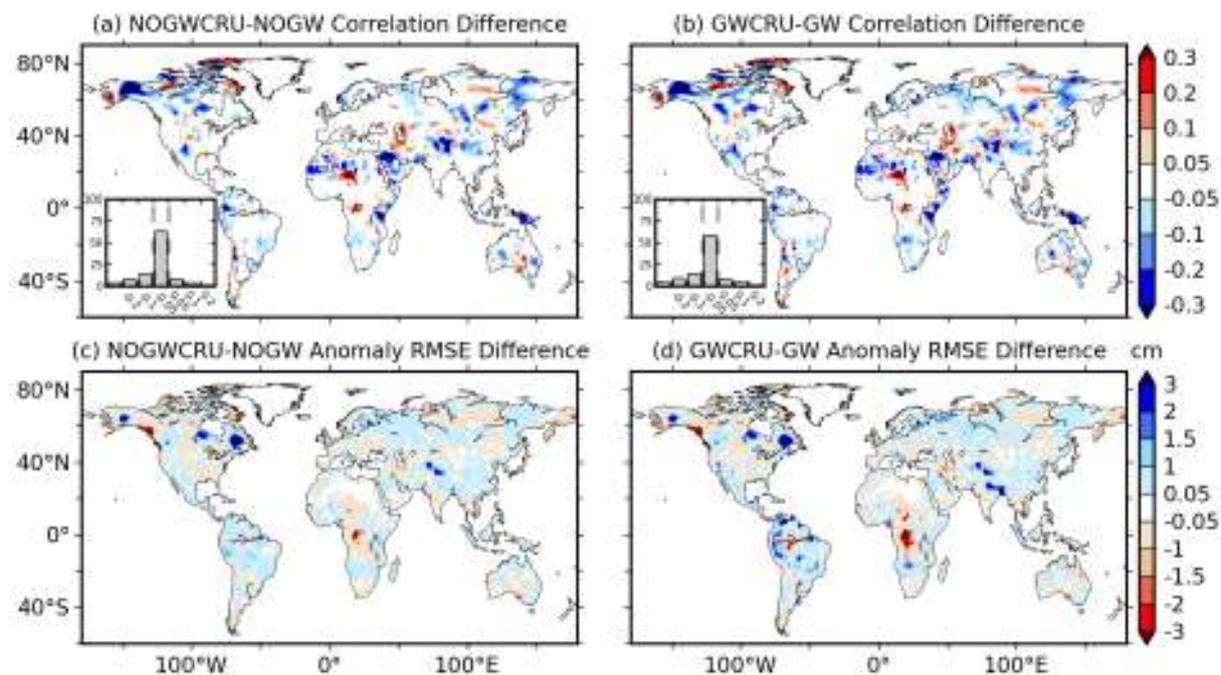


FIG. 5.11: Score differences between the CRU and GPCC simulated TWS. Correlation differences are shown (a) without and (b) with groundwater, together with monthly anomaly RMSE differences (c) without and (d) with groundwater.

groundwater. Nevertheless, the USGS aquifer map used to refine the mask of WHYMAP (see previous section) does not show any significant reasons to remove these sandstone aquifers, as also justify by the description of this rock type from Miller (1999). It is the reason why we choose to keep them.

Other causes can be related to some important processes not represented in this version of TRIP. First, the overestimated annual ratios over the Niger and Paraná basins are partly due to the absence of flooding, which introduces a supplementary reservoir to store water and increase evaporation (Decharme et al., 2012). Over arctic river basins, Decharme et al. (2012) demonstrates that the temporal gap between the peaks of the simulated and observed river discharges during spring is filled in when flood storage is present in TRIP. Moreover, the underestimation of simulated discharges over the West Siberian basins could be attributable to the presence of permafrost not represented in ISBA, which prevents deep drainage and favors the formation of surface water bodies (Decharme et al., 2012). The groundwater modeling in this region is also questionable since permafrost induces weak interactions between river and groundwater (Kane, 1997; Yang et al., 2002). It could explain the Δ TWS deteriorations observed with GW in Figure 5.3 over the Lena and Ob river basins. These results point out that groundwater processes could be neglected over these basins, at least for low-resolution and large-scale studies.

Secondly, only one layer is modeled in the groundwater representation of TRIP while, in reality, multi-layer aquifers can be present. Combined with the hypothesis of TRIP to consider each grid cell as a river cell, this could explain some deteriorations of the simulated discharge scores. For example, the well-known Guarani aquifer over the Paraná basin forms a complex multi-layer system comprising confined and unconfined aquifers (Wendland et al., 2004). Such a complex system is poorly represented by the one-layer simple groundwater scheme presented in this study. This may explain the errors observed for this watershed in terms of both TWS and river discharges. Finally, the capillary rise of the water table in the surface soil column of ISBA has not yet been implemented, although several studies have pointed out that it can affect soil moisture, evaporation or even precipitation (Anyah et al., 2008; Lo et Famiglietti, 2011; Maxwell et Miller, 2005; York et al., 2002). This could have a certain influence on the partition of precipitation between deep evaporation, surface runoff and deep drainage, and so could affect

the simulated river discharges and water tables.

Anthropogenic influences are also not considered in TRIP. For example, the intensive use of water for human activities explains the overestimation of simulated river discharges over the Colorado river basins in the south-west of the United States (Milliman et al., 2008). Man-made irrigation can alter the river flow and increase the continental evapotranspiration, especially over South Asia or the Mississippi river (Alkama et al., 2010; Sacks et al., 2009; Thenkabail et al., 2009). Moreover, groundwater pumping can induce significant changes in the Δ TWS monthly anomalies. For example, Rodell et al. (2009) show that groundwater depletion over the Ganges-Brahmaputra river basin is probably due to human activities. Since such human groundwater pumping is not represented in TRIP, the decreasing trend of the Δ TWS monthly anomalies for the Ganges river basin in Figure 5.8 is not captured by the model.

Some shortcomings of the model can also be explained by the uncertainties of the meteorological forcing fields, especially precipitations, used to produce the deep drainage and surface runoff fed into TRIP. In order to explore the sensitivity of TRIP to these precipitation inputs, supplementary simulations with the CRU precipitation dataset were performed. The results show that the GPCC products give better overall results than CRU either with or without groundwater. This is in agreement with Decharme et Douville (2006b), who show that the GPCC climatology appears to be a better product than CRU for global hydrological applications even though some deficiencies in the GW experiment are corrected with GWCRU. For example, the deterioration of TWS obtained with GW over the Congo basin in Figure 5.7f is partially corrected with the CRU dataset in Figure 5.11d. The score comparison between GPCC and CRU experiments also shows significant differences. It confirms that the simulated TWS and river discharges, and thus the quality of global hydrological simulations, can be drastically affected by the uncertainties of the prescribed precipitation datasets (Decharme et Douville, 2006b; Fekete et al., 2004; Szczypta et al., 2011). This could lead to a misinterpretation of results and the attribution of errors to the model rather than to the forcing. It is important to clarify that the results were obtained without calibration, as porosity and transmissivity are set according to the rock type. Even though potential tuning of the TRIP parameters is possible, it could to some extent compensate for the uncertainties introduced by the prescribed precipitation. Finally, the groundwater scheme is not to be sensitive to the precipitation forcing since the score differences between the CRU and GPCC experiments are similar with or without groundwater (Figure 5.9 and Figure 5.11). As a consequence, it shows that precipitation seems to dominate the TWS and river discharge signals rather than lateral transfer of groundwater flow.

5.2.5 Conclusion

In this study, a methodology based on Vergnes et al. (2012) has been used to construct a global groundwater model to investigate the effects of groundwater processes on river discharges and TWS variations at global scale. This groundwater model is implemented in the TRIP river routing model used for global hydrological and climate applications. The simulations are performed in off-line mode at 0.5° by 0.5° resolution by using deep drainage and surface runoff coming from an independent ISBA simulation. The simulated river discharges are computed by TRIP and evaluated over the 1960-2008 period against a dense network of about 3500 in-situ river discharge gauges distributed all over the globe. The TWS simulated by ISBA-TRIP are computed from snow mass, soil moisture, vegetation interception, river water content, and groundwater if necessary. The TWS variations are then compared to the GRACE satellite-derived TWS estimates for 2002-2008.

The results presented in this study confirm the relevance of introducing groundwater in CHS for simulating river discharges and TWS in a climate model at global scale. The groundwater scheme of TRIP improves river discharges by introducing more memory into the system through its buffering effect. Thus, it contributes in some extent to simulated more realistic base flows. Nevertheless, this buffering effect is too strong over some large river basins (Ganges, Mississippi). It reveals some deficiencies of our approach that will be discussed later. In the regions where the ratios are improved, it contributes storage for some of the surplus of water and improves the

simulated mean annual river discharges, even though they are still overestimated. The simulated GRACE TWS are also improved with the new groundwater scheme, especially over tropical basins (Amazon, Ganges, Niger). These results are mainly explained by the lag introduced by the low-frequency variations of groundwater, which tend to shift and smooth the simulated river discharges and TWS. These results suggest that the groundwater scheme could be able to provide a reasonable estimation of the spatio-temporal variability of water table head, at least for a large-scale, simple model. Such affirmation needs nevertheless to be tempered, since the water table evaluation is only made indirectly by comparison between satellite-based and simulated TWS.

As previously suggested, this global evaluation points out some shortcomings in the proposed groundwater scheme. First, the lack of important hydrological processes could be partly responsible for the deteriorations of the simulated hydrological outputs. The most important of them is certainly the absence of a flooding scheme which results in overestimated river discharges and unrealistic peak flows, especially over arctic river basins. Other processes related to groundwater and not taken into account by the model can be invoked: capillary rise of groundwater or presence of multi-layer aquifer. Moreover, the impact of human activities can be strong in certain regions with the presence of irrigation, water pumping or reservoirs and dams for hydroelectric power. Secondly, the methodology for defining the groundwater model at global scale is also questionable with regard to the coarse definition of the groundwater parameters (transmissivity, porosity and river-groundwater coefficient) and the uncertainties in the delineations of aquifers. Another source of error could be the precipitation forcing used to produce the total runoff. The present study compares the results obtained with two precipitation datasets coming from GPCC and CRU. It shows that the uncertainties in the precipitation datasets can significantly change the resulting hydrological responses and lead to misinterpretation of the results. Thus, even though the standard TRIP parameters (river geometry and slope) and/or groundwater parameters could be tuned to improve the results, some precautions must be taken since it could compensate the errors introduced by the prescribed precipitation.

The next step of this work will be to couple the groundwater scheme with the ISBA LSM in order to simulate the interactions between the deep water table dynamics and the overlying unsaturated soil. The goal will be to represent the impact of water capillary rise on the land surface energy and water budgets. The ultimate objective will be to introduce this new land surface component into the CNRM global climate model (Voltaire et al., 2012) in order to assess the relevance of groundwater processes for the simulation of both recent and future climates.

5.3 Le comportement du schéma d'aquifère à l'échelle globale

Lors de l'étude précédente, l'accent a été principalement mis sur la validation de TRIP avec aquifère par rapport aux débits observés et aux stocks d'eau estimés par GRACE. Cependant, le fonctionnement même du schéma d'aquifère n'a que peu été abordé. Cette section se propose donc de revenir plus en détail sur les diagnostics propres au schéma d'aquifère dans le but de mettre en évidence ses avantages et ses inconvénients.

5.3.1 Résultats

Le bilan moyen des flux latéraux est représenté sur la figure 5.12a pour chaque maille du domaine aquifère. Un filtre gaussien de largeur 100 km a été appliqué dans le but d'évaluer les directions des flux souterrains. Une couleur rouge indique un flux moyen divergent, une couleur bleue un flux moyen convergent. Bien qu'il soit difficile d'évaluer leur pertinence, ces flux ont au moins le mérite d'être cohérents avec le réseau des principales rivières tracées sur la même figure. En règle générale, les mailles proches des cours d'eau sont humidifiées au détriment des mailles situées en amont qui, au contraire, s'assèchent. Ce comportement est particulièrement marqué sur les bassins tropicaux tels que l'Amazonie ou le Paraná. On constate également que

les transits latéraux sont quasi-nuls sur l'ensemble des régions arides, ce qui semble cohérent avec le fait que ces régions subissent de très faibles précipitations (cf. figure 3.14).

La figure 5.12b représente les profondeurs moyennes de nappe par rapport à la topographie corrigée calculée à partir de GMTED2010 (cf. figure 3.15). Cette carte donne un aperçu des zones où la nappe se trouve proche de la surface (profondeur inférieure à 10 m). Sans surprise, ces zones correspondent aux régions de fortes précipitations et sont à mettre en relation avec

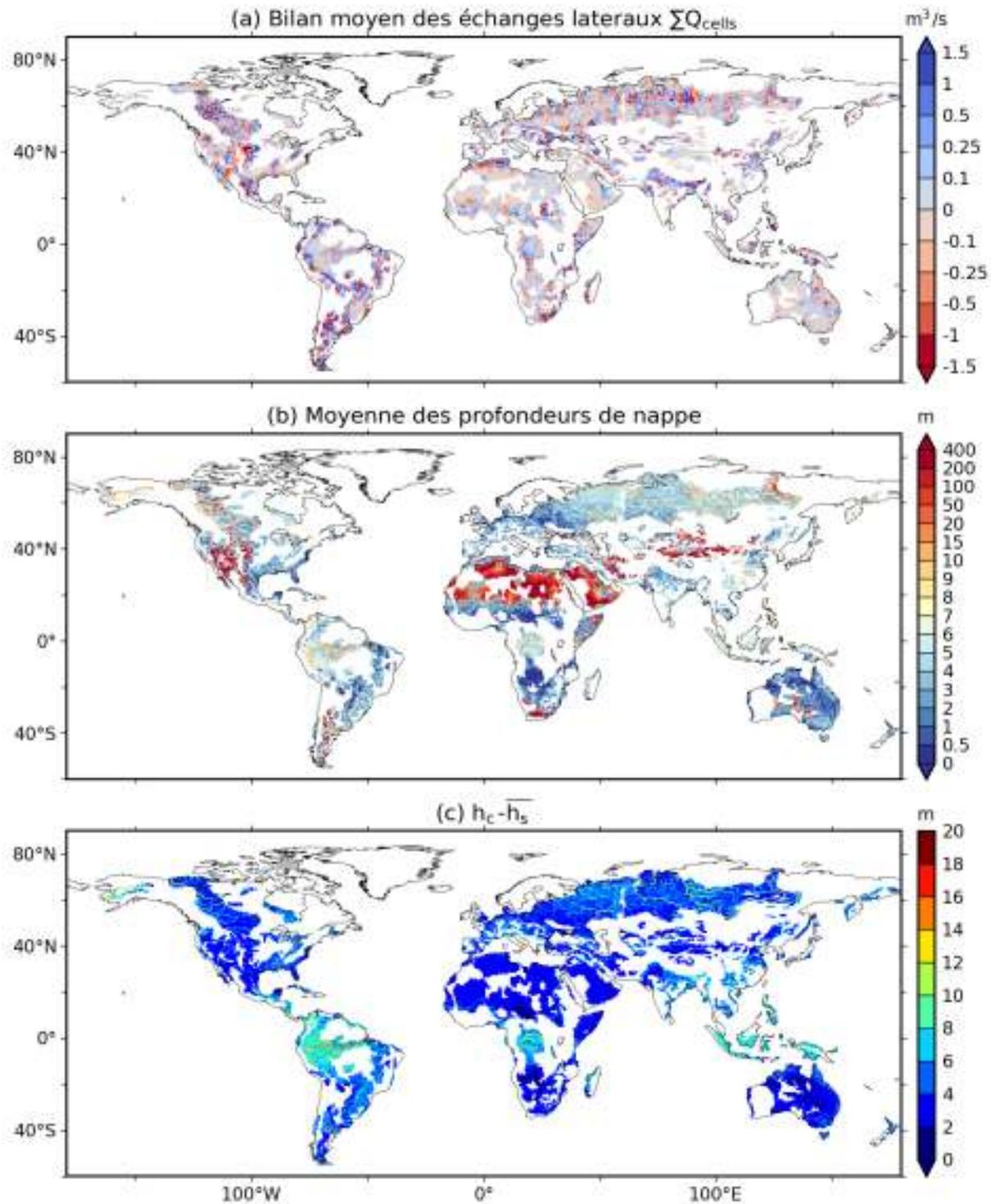


FIG. 5.12 – (a) Bilan moyen des flux latéraux filtrés avec un filtre Gaussien de largeur 100 km, (b) moyenne des profondeurs de nappe et (c) différences entre la profondeur de rivière h_c et le niveau moyen des rivières \bar{h}_s .

les forts échanges latéraux observés sur la figure 5.12a. À l'inverse, l'ensemble des régions où les profondeurs de nappe sont importantes correspondent aux régions arides caractérisées par des échanges latéraux très faibles, voire quasi-nuls. La carte des profondeurs de nappe fait également ressortir le tracé du réseau hydrographique sur la plupart des grands bassins versants tropicaux (Amazone, Congo, Paraná) et boréaux (Ob, Lena, Yenisei). En effet, sur les mailles des grands fleuves, la nappe oscille en moyenne entre 10 et 15 m de profondeur, alors qu'elle se trouve en général en deçà de 7 m de profondeur sur les mailles voisines. Ces écarts s'expliquent par les valeurs importantes de profondeur de rivière relevées sur ces mailles (cf. figure 3.15). La figure 5.12c nous montrent les écarts entre h_c et $\overline{h_s}$, ce qui revient à estimer la profondeur à laquelle le niveau de la rivière se trouve par rapport à la topographie Z dans la maille. Ces profondeurs deviennent rapidement supérieures à 10 m sur les mailles des grands fleuves tropicaux et boréaux. Étant donné que le niveau de la nappe oscille généralement autour du niveau moyen de la rivière $\overline{h_s}$, les profondeurs de nappe deviennent du même coup rapidement élevées sur ces mailles. Ce mécanisme avait déjà été décrit au chapitre 4 lors de l'application du schéma d'aquifère sur la France à fine et basse résolution (cf. figures 4.22g et 4.22h). Une description détaillée en est d'ailleurs proposée sur la figure 4.21.

Les climatologies de ces profondeurs de nappes sont tracées sur la figure 5.13 pour les saisons Décembre-Février (DJF), Mars-Mai (MAM), Juin-Août (JJA) et Septembre-Novembre (SON). Les profondeurs de nappes supérieures à 10 m ont été grisées, de manière à mettre en évidence les régions susceptibles d'intégrer avec le sol d'ISBA. Les plus forts contrastes inter-saisonniers apparaissent sur l'Amérique du Sud (Amazone, Paraná), à l'est des États-Unis (Mississippi), en Europe, sur la plaine indo-gangétique et en Australie. À l'inverse, les profondeurs de nappes semblent peu varier d'une saison à l'autre sur les grands bassins arctiques. Dans les régions tropicales et tempérées, les nappes sont en général plus proches de la surface pendant les périodes sèches (MAM et JJA) que pendant les périodes humides (SON et DJF). De plus, les remarques de la figure 5.12b s'appliquent également ici : les profondeurs de nappe sont plus importantes sur les bassins amazoniens et congolais, ainsi que sur l'ensemble des plaines sibériennes.

Enfin, la figure 5.14 illustre l'évolution temporelle des variations de profondeur sur six grandes régions du monde (Amérique du Nord, Amérique du Sud, Europe, Afrique, Asie et Australie) et à l'échelle globale. Les courbes de tendances superposées sur chaque graphe ont été obtenues en appliquant une moyenne glissante de 12 mois de largeur sur chaque série temporelle. En Amérique du Nord, la tendance est à la hausse sur l'ensemble de la période. Cette tendance ne se retrouve pas en Amérique du Sud et en Asie, où le comportement de l'aquifère est assez stable dans le temps. À l'échelle globale, on observe également un pic en 1975, que l'on perçoit également sur l'Amérique du Sud et sur l'Australie. Ce pic traduit une anomalie du forçage Princeton sur cette période sur laquelle nous n'insisterons pas ici.

5.3.2 Discussion

Ces résultats montrent que les variables hydrologiques simulées par le schéma d'aquifère restent cohérentes avec le comportement global du modèle. Les échanges latéraux souterrains convergent vers les zones de basse latitude où se trouvent les grandes rivières, et divergent en amont. Il est à noter que les valeurs des flux latéraux présentées sur la figure 5.12 sont du même ordre de grandeur que celles trouvées à 0.5° sur la France (cf. figure 4.22). En règle générale, les profondeurs de nappes sont inférieures à 10 m dans les régions à fortes précipitations et fort drainage (cf. figure 3.14 et 3.13). C'est par exemple le cas sur les bassins du Mississippi, de l'Amazone ou encore du Gange. Ces régions ont par ailleurs fait l'objet de plusieurs études démontrant l'impact des aquifères sur les flux évaporatifs (Anyah et al., 2008 ; Fan et Miguez-Macho, 2010). Le couplage avec le sol d'ISBA, qui sera abordé dans le dernier chapitre, devrait permettre d'évaluer cet impact, en particulier en période sèche où la nappe est la plus proche de la surface (cf. figure 5.13).

Toutefois, de nombreuses incertitudes demeurent quant au réalisme des flux simulés. Par exemple, les transmissivités contrôlant la quantité d'eau échangée entre chaque maille ont été

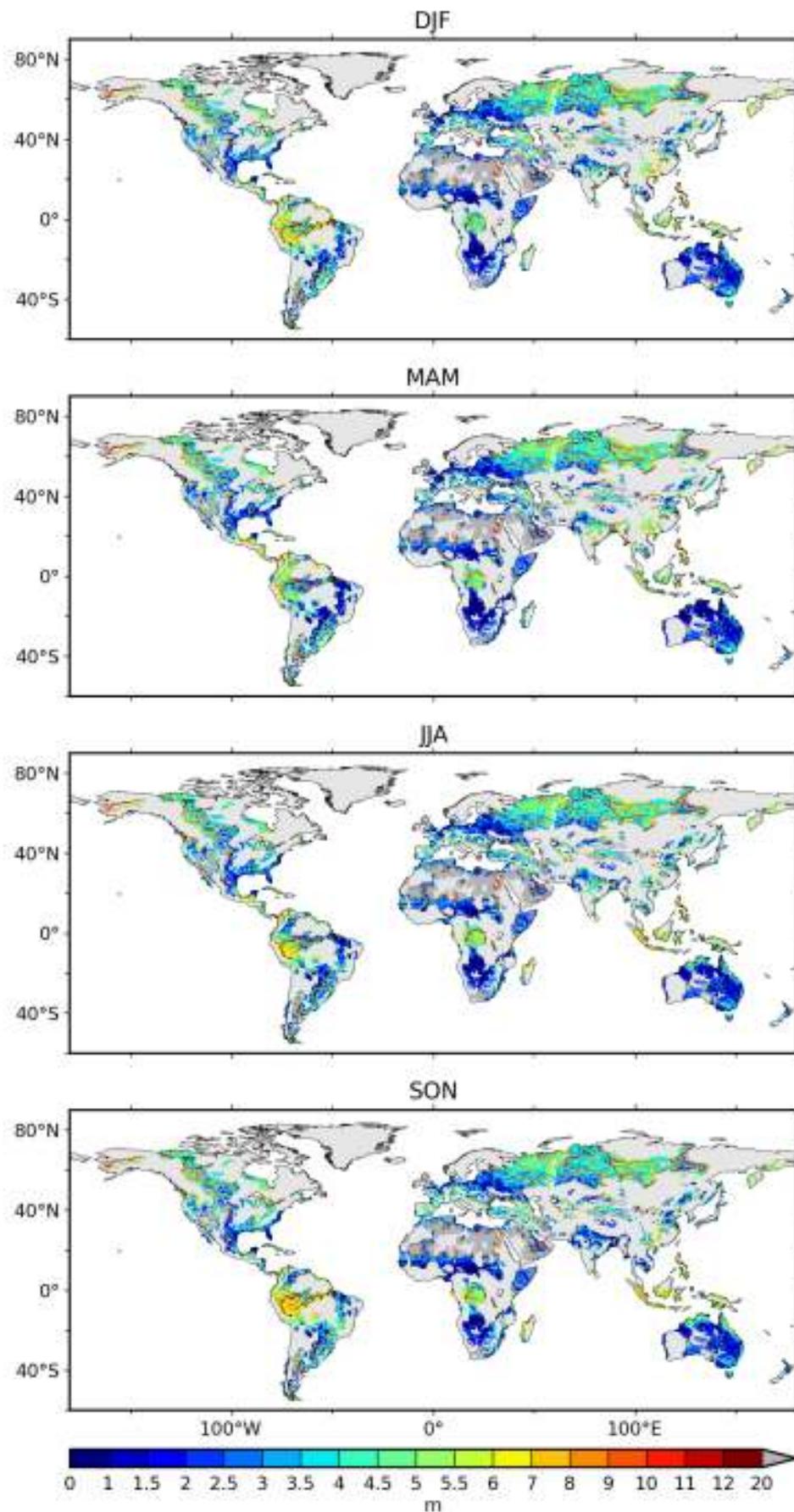


FIG. 5.13 – Climatologie des profondeurs de nappes moyennes simulées par GW sur la période 1960-2008.

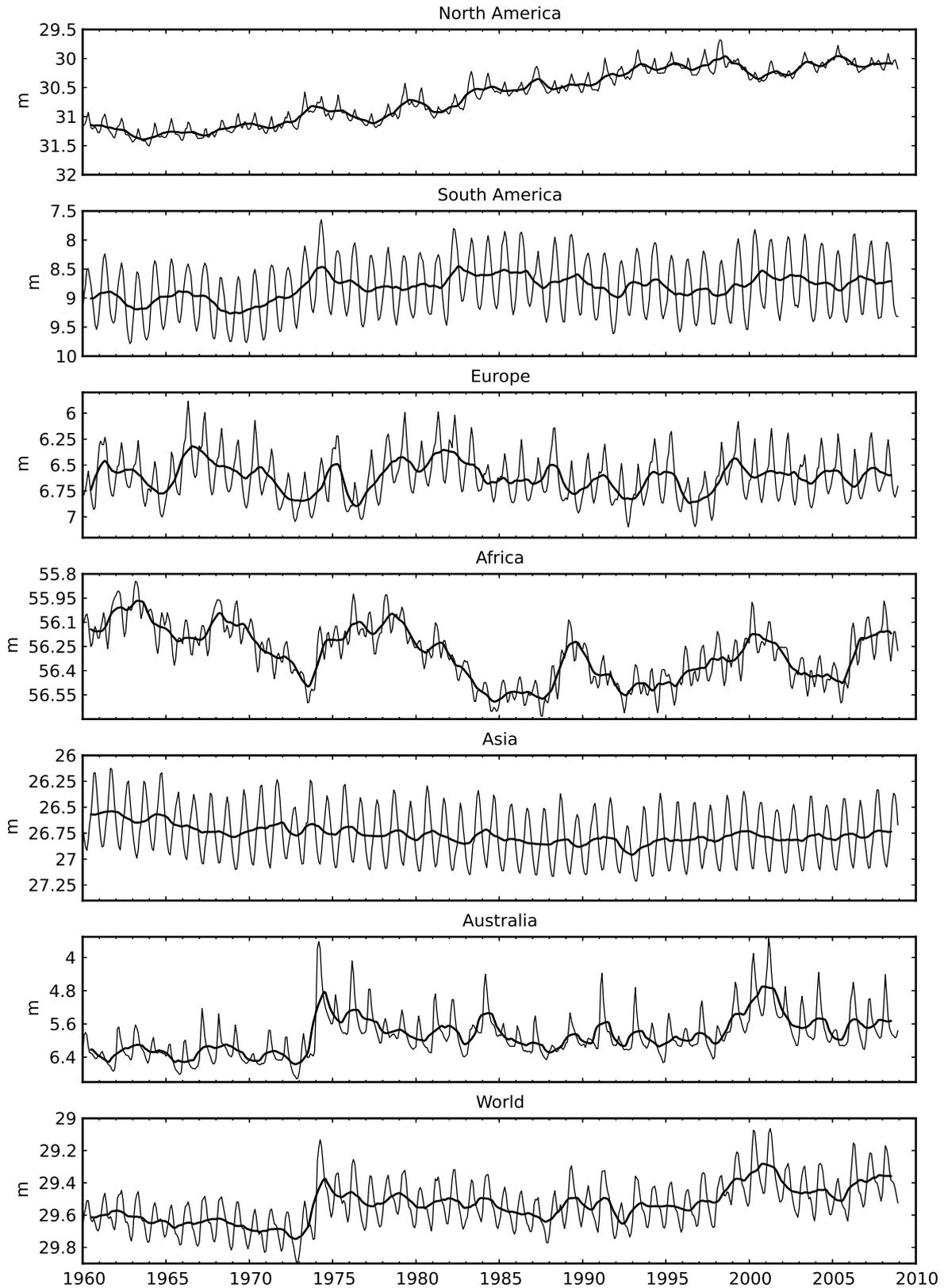


FIG. 5.14 – Variations temporelles des profondeurs de nappe moyennées sur chaque continent et à l'échelle globale.

choisies de manière arbitraire selon les valeurs rencontrées dans la littérature et dans les applications de modèles hydrogéologiques tels que SIM sur la France (cf. tableau 5.1). De même pour la porosité, qui contrôle l'amplitude des variations de hauteurs de nappe. Bien qu'une certaine cohérence ait été respectée entre ces valeurs et le type de sol rencontré, un travail plus approfondi de leur estimation serait sans doute nécessaire.

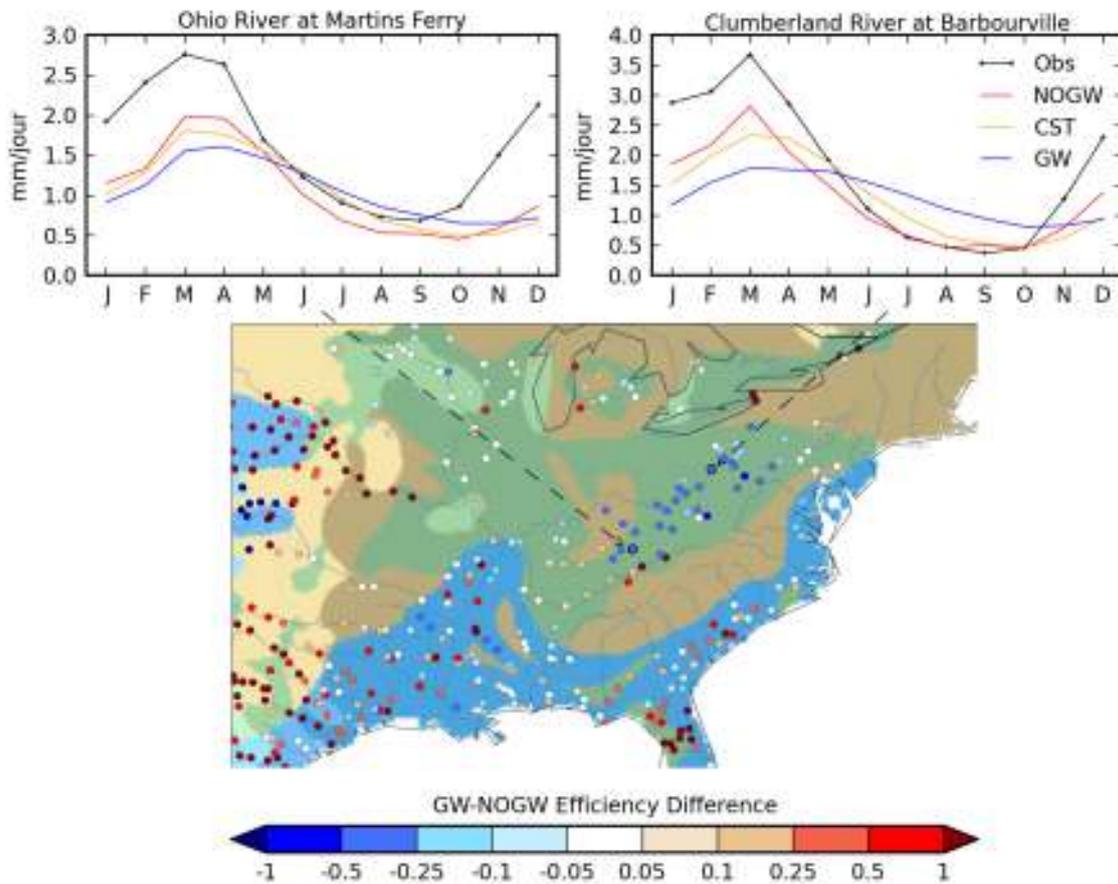


FIG. 5.15 – Exemple de cycles annuels moyens mensuels sur deux stations de mesure de débits localisées en Amérique du Nord.

Les détériorations constatées en Amérique du Nord constituent un bon exemple de la difficulté à évaluer le réalisme des paramètres et des délimitations des aquifères. Elles concernent principalement les aquifères de grès localisés au sud des Grands Lacs. La figure 5.15 fournit deux exemples de cycles annuels mensuels sur cette région. En règle général, GW sous-estime l'amplitude du signal par rapport à NOGW. Il semble ici que l'effet tampon de l'aquifère soit trop important. Une solution radicale serait de supprimer ces régions, classifiées comme « structures hydrogéologiques complexes » dans WHYMAP. Aucune raison valide n'a cependant été trouvée dans la littérature justifiant une telle décision (Miller, 1999). C'est pourquoi ces régions restent pour l'instant présentes dans le modèle. Bien qu'une partie du problème vienne sans doute des incertitudes liées au forçage atmosphérique dans ces régions, cet exemple prouve la nécessité d'un travail plus approfondi sur l'estimation des paramètres et de la géométrie des aquifères. Ce travail doit cependant être effectué sur un système complet, c'est-à-dire en rajoutant le couplage de la nappe avec le sol d'ISBA, de manière à prendre en considération les éventuels impacts des remontées capillaires sur les débits et sur les flux à l'interface sol-végétation-atmosphère.

Le fait de simuler des profondeurs de nappes élevées par rapport à la topographie Z reste également discutable et, tout comme dans le cas de la France, suggère une remise en cause du calcul du paramètre h_c . Ainsi, dans une récente étude, Miguez-Macho et Fan (2012b) ont obtenu des niveaux de nappes proches de la surface (entre 0 et 2 m de profondeur) le long du fleuve Amazone en utilisant un modèle d'aquifère à fine résolution. Dans notre cas, ces profondeurs

avoisinent un peu plus de 10 m sur le fleuve. Bien que la différence de résolution entre les deux modèles soit importante, le réalisme de notre simulation reste discutable. La figure 5.12c montre que sur ces mailles, le niveau moyen de la rivière reste bas par rapport à la topographie, $h_c - \bar{h}_s$ augmentant de 10 à plus de 20 m d'amont en aval sur l'Amazonie (cf. figure 5.12c et figure 4.5 pour un rappel de la géométrie de la rivière). Le problème rencontré ici est donc similaire à ce qui avait déjà été évoqué sur la Loire au chapitre 4 (cf. figure 4.21). Par ailleurs, le coefficient β de l'équation 3.1 impliqué dans le calcul des largeurs de rivière W n'est pas constant sur tout le globe et présente des valeurs plus importantes sur les bassins boréaux et tropicaux. Ces valeurs impliquent donc nécessairement des profondeurs de rivières h_c plus élevées sur ces régions et accentuent le mécanisme déjà décrit précédemment. L'une des pistes permettant de pallier à ce type de défaut serait de revoir la paramétrisation des paramètres h_c et W , en jouant par exemple sur le coefficient β définissant la largeur de rivière W .

5.4 Bilan, critiques et perspectives

L'étude menée dans ce chapitre a démontré qu'il était possible d'exploiter le schéma d'aquifère développé et testé sur la France au chapitre 4 à l'échelle globale et à basse résolution. L'originalité de ce schéma, par rapport aux autres études qui ont pu être menées à grande échelle (Fan et al., 2007; Miguez-Macho et al., 2007; Niu et al., 2007), est d'accorder une place plus importante à l'aspect « hydrogéologique » via l'utilisation des cartes hydrogéologiques et lithologiques. Son apport principal au modèle de routage TRIP est d'avoir introduit un effet tampon sur les variables hydrologiques simulées. Cela se traduit sur les débits par un transfert du surplus d'eau en période hivernale au profit des débits d'étiage en période sèche. La figure 5.18 résume les résultats obtenus à l'exutoire des principaux bassins versant du monde pour NOGW, CST et GW. Les efficacités mensuelles des simulations sur l'ensemble de la période d'évaluation (1960-2008) sont indiquées sur chacun des graphes. Dans chacun des cas, GW (en bleu) décale le cycle en transférant l'eau des périodes humides vers les périodes sèches par rapport à NOGW (en rouge) et CST (en orange). Cet effet a pour conséquence d'améliorer les efficacités pour chacune des stations de mesure, excepté sur le Mékong où les aquifères modélisés n'ont que peu d'influence sur les débits simulés du fait qu'ils ne couvrent dans notre modèle qu'une faible partie du bassin versant.

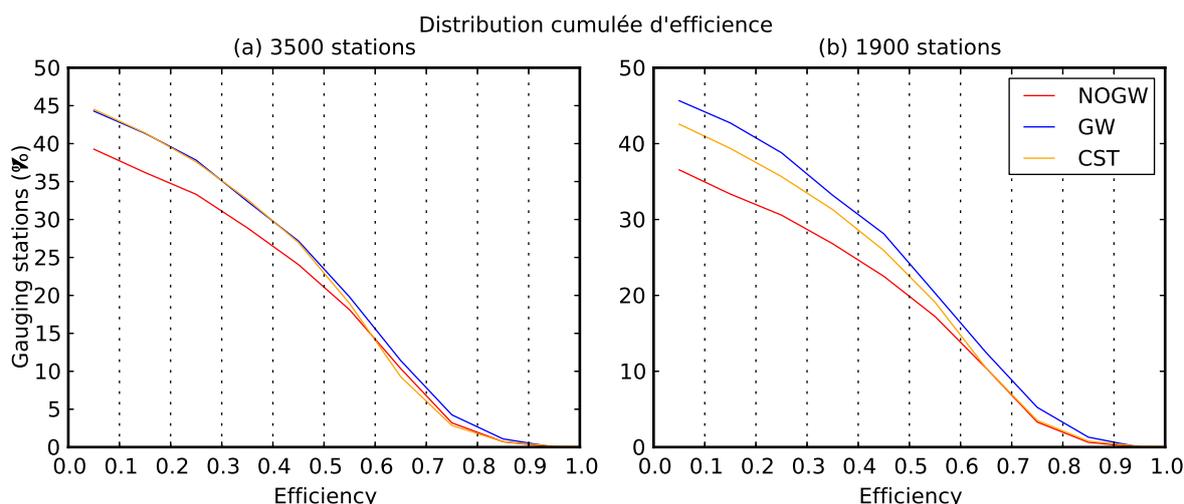


FIG. 5.16 – Distributions cumulées des efficacités mensuelles des débits simulés par NOGW, GW et CST pour (a) l'ensemble des 3500 stations de mesure et (b) les 1900 stations situées sur les aquifères.

À l'échelle globale, les distributions cumulées d'efficacité présentées sur la figure 5.16 confirment l'apport du schéma d'aquifère sur les débits simulés. La figure 5.16a concerne l'ensemble des 3500

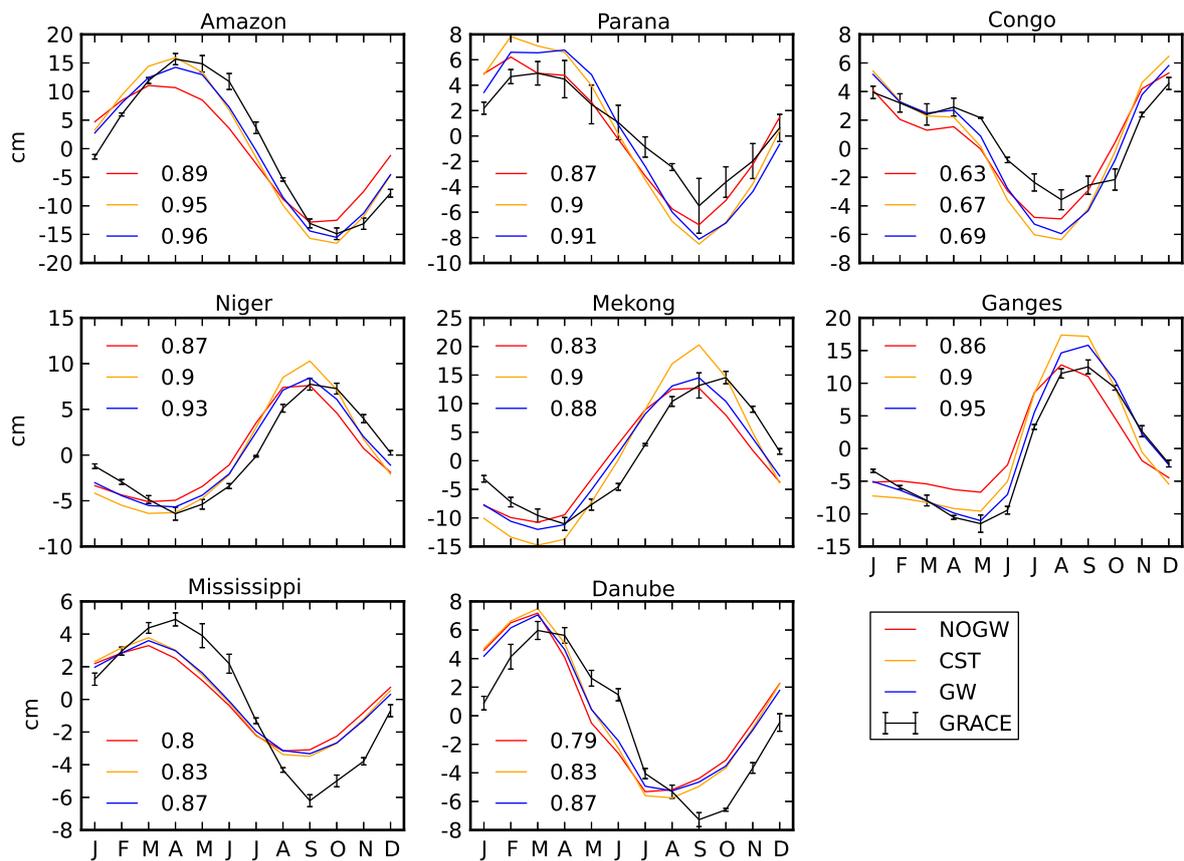


FIG. 5.17 – Les cycles annuels moyens mensuels des stocks d'eau moyennés sur chaque grand bassin versant pour NOGW, CST et GW. Les corrélations mensuelles calculées sur la période d'août 2002 à août 2008 sont indiquées pour chaque simulation.

stations, tandis que la figure 5.16b uniquement les 1900 stations de mesure influencées par les aquifères. Si dans les deux cas, GW reste au-dessus de CST, l'écart pour des efficacités inférieures à 0.5 est bien moindre sur la figure 5.16a que sur la figure 5.16b. Ce résultat traduit le fait que, là où GW ne simule aucun aquifère, le temps de résidence introduit par CST agit positivement sur les débits, ce qui compense les améliorations introduites par GW sur les bassins aquifères simulés. Nous avons toutefois précisé en début de chapitre que les améliorations apportées par CST devaient être considérées avec prudence du fait qu'elles pouvaient compenser, d'une manière ou d'une autre, les erreurs du forçage utilisé.

Cet effet tampon joue également de manière positive sur les stocks d'eau simulés par GRACE. De même que pour les débits, la figure 5.17 résume l'ensemble des résultats obtenus sur les principaux bassins versants du monde en comparant les cycles annuels moyens mensuels des estimations de stocks d'eau continentale issues de GRACE avec les stocks d'eau simulés par NOGW, CST et GW. Ces cycles ont été obtenus sur la période allant d'août 2002 à août 2008, et moyennés spatialement sur chaque bassin versant. La corrélation mensuelle des simulations est indiquée sur chaque graphe. CST et GW exhibent de meilleurs scores que NOGW pour chaque bassin. Toutefois, excepté sur le bassin du Mékong, GW reste globalement meilleur en terme de corrélation et reproduit plus fidèlement les cycles annuels moyens que CST et NOGW. Ces résultats confirment que le schéma d'eau souterraine peut être apte à fournir une estimation raisonnable de la variabilité spatio-temporelle des hauteurs de nappe, du moins pour un modèle simple à grande échelle. Une telle affirmation doit cependant être prise avec prudence étant donné que l'évaluation des hauteurs de nappe est faite de manière indirecte par comparaison entre stocks d'eau continentale simulés et estimés par satellite. En effet, si GRACE constitue un moyen intéressant pour la validation du stock d'eau total, il ne permet en revanche pas d'évaluer

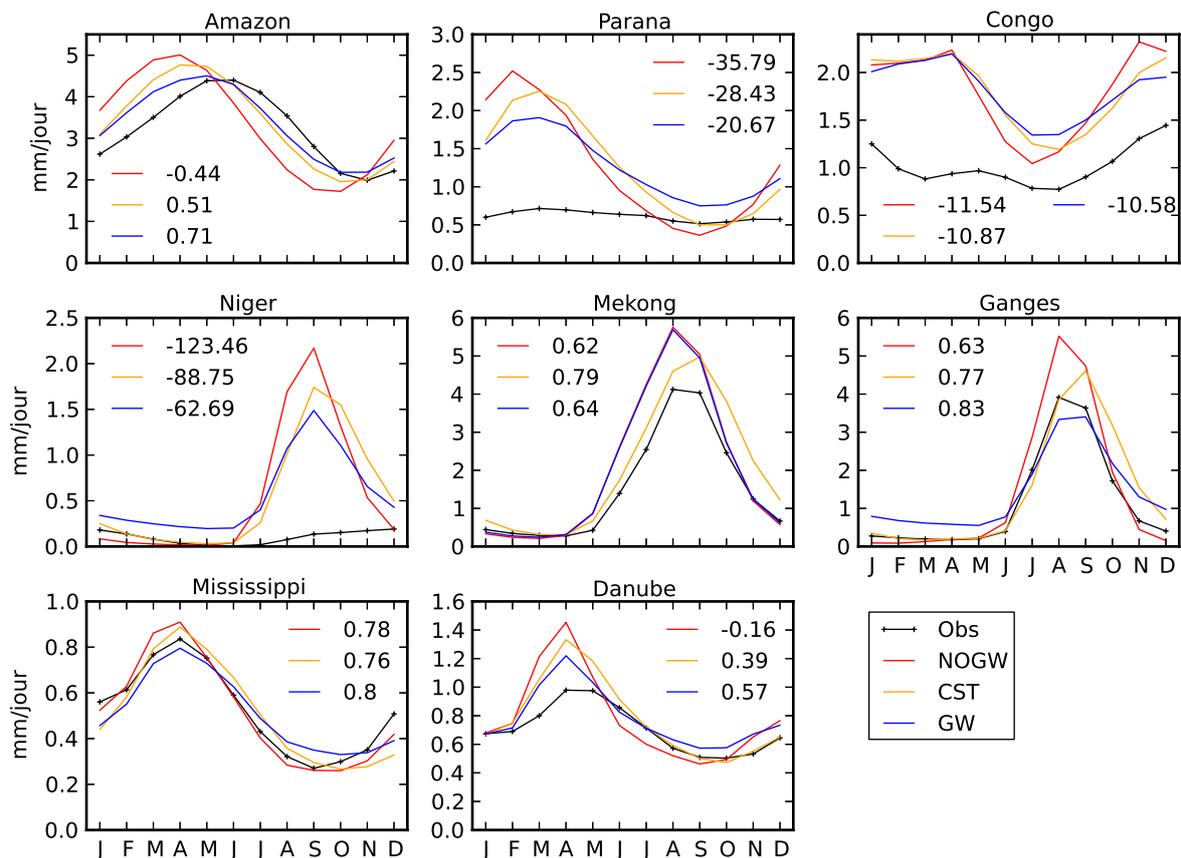


FIG. 5.18 – Les cycles annuels moyens mensuels aux stations les plus proches de l'exutoire des grands fleuves mondiaux pour NOGW, CST et GW. Les scores d'efficacité mensuelle pour l'ensemble de la période 1960-2008 sont indiquées pour chaque simulation.

la répartition verticale de ces stocks.

Ces améliorations ne doivent toutefois pas masquer un certain nombre d'incertitudes et de défauts dus à la fois aux paramétrisations de TRIP et au schéma d'aquifère. Un examen de la figure 5.19a montre qu'une grande majorité des efficacités restent négatives malgré les améliorations apportées par GW par rapport à NOGW (cf. figure 5.3). De plus, même si les différences d'efficacité tracées sur la figure 5.19b confirment l'ascendant de GW sur CST, GW présente les mêmes déficiences que CST sur la partie est des États-Unis, ce qui confirme la difficulté à correctement estimer les paramètres et la géométrie des aquifères. Enfin, les profondeurs de nappe élevées dans les bassins tropicaux et boréaux semblent mettre en évidence des défauts concernant la paramétrisation de la géométrie des rivières dans TRIP.

D'autres sources d'erreur peuvent être invoquées. Comme le montre l'étude de sensibilité réalisée à la section 5.2, les forçages atmosphériques présentent d'importantes incertitudes pouvant jouer sur la variabilité des variables hydrologiques simulées (Decharme et Douville, 2006b; Fekete et al., 2004; Szczypta et al., 2011). Certains processus ne sont également pas pris en compte dans la version de TRIP utilisée ici. Par exemple, l'étude menée par Decharme et al. (2012) a montrée l'incidence des inondations sur les débits simulés par TRIP, avec notamment un impact important sur le décalage des pics de débit dans les régions boréales, et une amélioration des scores de ratios. De plus, l'influence des activités d'origine anthropique (barrage, pompage, irrigation...) n'est à l'heure actuelle pas prise en compte. Enfin, bien qu'une calibration des paramètres d'aquifère serait éventuellement envisageable, elle pourrait compenser d'une certaine manière d'autres sources d'erreur. Avant d'investiguer les défauts du schéma d'aquifère, il convient d'abord d'avoir développé et évalué un système complet, en prenant en compte la reprise évaporative du sol d'ISBA.

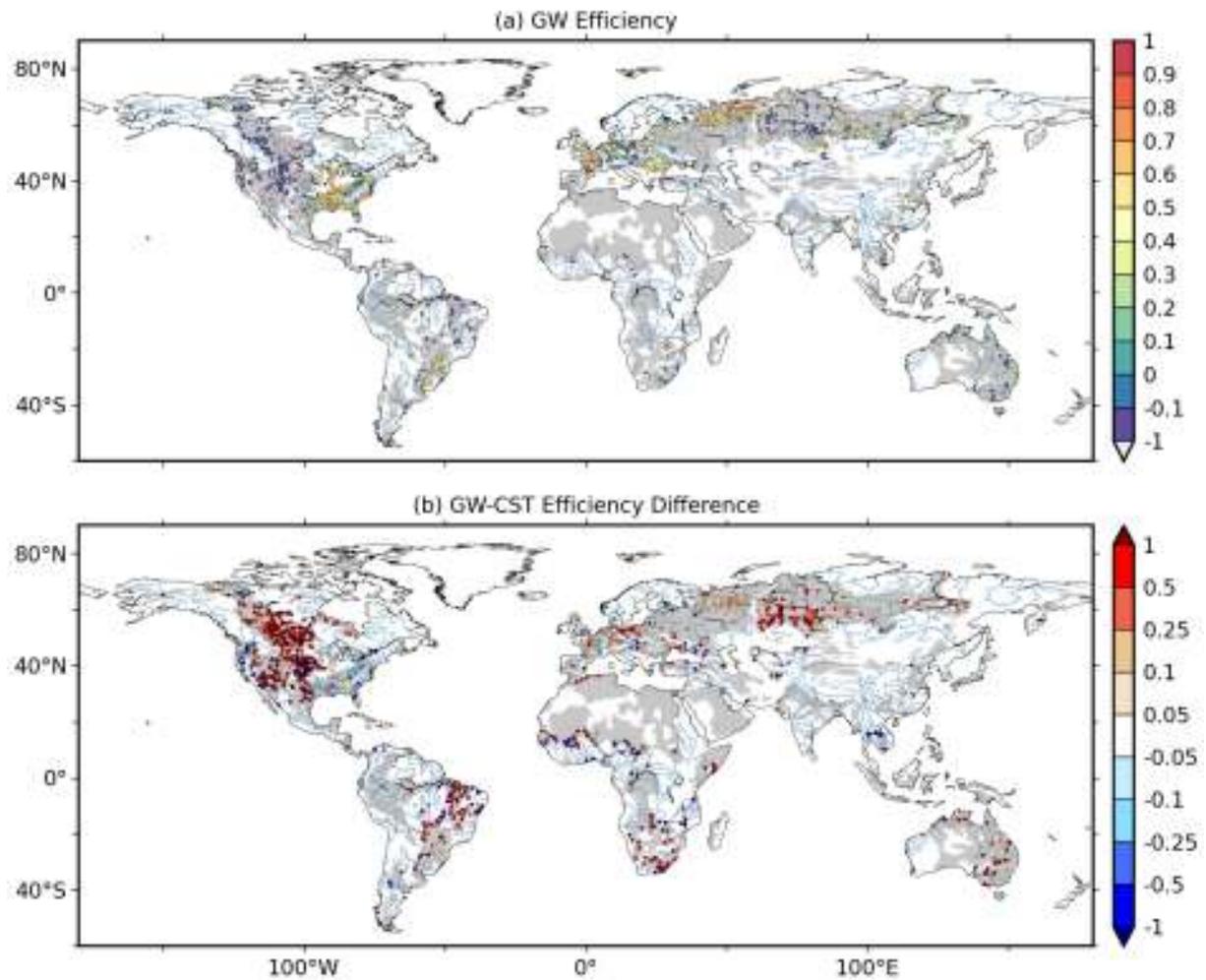


FIG. 5.19 – (a) Les efficacités mensuelles pour les débits simulés par GW aux 1900 stations de mesure potentiellement influencées par les eaux souterraines et (b) différences d'efficacité entre GW et CST.

Chapitre 6

Vers la nouvelle physique d'ISBA-TRIP

Dans les chapitres précédents, l'évaluation du schéma d'aquifère a montré, d'une part, l'importance de prendre compte les eaux souterraines dans la simulation des débits à grande échelle et, d'autre part, la faisabilité de représenter les aquifères à basse résolution. Cependant, de nombreuses incertitudes demeurent, tant sur le forçage ISBA utilisé que sur la représentation des eaux souterraines. Ce chapitre se propose, d'une part, de revenir sur les incertitudes liées aux différentes versions du schéma de sol d'ISBA utilisées pour forcer TRIP et, d'autre part, d'évaluer l'influence du couplage de la nappe avec le sol d'ISBA sur les variables hydrologiques simulées. Cette étude sera réalisée sur le territoire français et reprendra donc le cadre expérimental du chapitre 4, avec toutefois quelques modifications dont la description fera l'objet de la première section. Nous nous attacherons ensuite à décrire les différences entre les résultats obtenus au chapitre 4 grâce au forçage SIM, avec les résultats obtenus sur la France en via la version ISBA-3L implémentée dans le CHS ISBA-TRIP, et utilisée à l'échelle globale (cf. chapitre 5). Cette comparaison servira à évaluer l'effet des incertitudes du forçage sur les débits simulés par TRIP. Nous aborderons ensuite le couplage de la nappe avec ISBA. La prise en compte des remontées capillaires de la nappe dans le sol nécessite l'utilisation du schéma de sol explicite d'ISBA, ISBA-DF, décrit dans le chapitre 3, et qui repose sur une physique différente de celle d'ISBA-3L. C'est pourquoi la troisième section de ce chapitre sera consacrée à la comparaison des résultats obtenus sur la France avec ces deux schémas de sol. Le développement et l'évaluation, sur la France, du couplage de la nappe avec ISBA fera ensuite l'objet d'une quatrième section. Finalement, en guise de perspectives, nous présenterons les premières l'application d'ISBA-TRIP entièrement couplé avec le schéma d'aquifère à l'échelle globale.

Sommaire

6.1	Le cadre expérimental sur la France	146
6.2	Les incertitudes liées au forçage ISBA	147
6.3	Les incertitudes liées au schéma de sol d'ISBA	152
6.3.1	Le bilan hydrique d'ISBA	152
6.3.2	Les variables hydrologiques simulées par TRIP	154
6.3.3	Discussion	163
6.4	Le couplage de la nappe avec le sol d'ISBA	165
6.4.1	Formalisme	166
6.4.2	Résultats	167
6.4.3	Discussion	174
6.5	Applications à l'échelle globale	177
6.5.1	Les débits simulés	177
6.5.2	Les stocks d'eau continentale simulés	181
6.5.3	L'évapotranspiration	183
6.5.4	Conclusion	183
6.6	Bilan et perspectives	186

6.1 Le cadre expérimental sur la France

Dans un souci d'économie de temps de calcul, toutes les simulations réalisées sur la France dans ce chapitre couvrent une période de 30 ans allant d'août 1979 à août 2009. Sur cette période, ISBA est forcé à fine et basse résolutions par les réanalyses atmosphériques SAFRAN présentées au chapitre 3. Ces réanalyses sont également utilisées pour forcer la version d'ISBA intégrée au système hydrométéorologique SIM. Elles ont donc indirectement servi à produire les résultats du chapitre 4. Au total, 12 expériences ont été réalisées sur la France, avec et sans aquifères, et à fine ($1/12^\circ$) et basse (0.5°) résolutions. Leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 6.1. Pour chacune d'elle, une mise à l'équilibre d'une durée de vingt ans a été effectuée en répétant deux fois la période 1979-1989. Cette mise à l'équilibre est particulièrement nécessaire à ISBA-DF pour initialiser le contenu en eau de chaque couche. L'évaluation des résultats sera donc réalisée sur une période de 20 ans allant d'août 1989 à août 2009.

Dans le tableau 6.1, les simulations couplées sont désignées par le préfixe « CPL ». Les simulations en mode « off-line », c'est-à-dire sans couplage, sont désignées selon le schéma de sol utilisé : « DIF » pour le schéma de sol ISBA-DF, et « 3L » pour le schéma de sol ISBA-3L. Enfin, les quatre simulations du chapitre 4 sont également listées dans le tableau 6.1. Elles serviront dans la section 6.2 pour l'étude des incertitudes liées au forçage de TRIP. À noter que les forçages issus de SIM ont été nommés SIM12 à $1/12^\circ$ et SIM05 à 0.5° , de manière à faciliter leur comparaison avec les autres simulations d'ISBA.

Expérience	Aquifère	Forçage ISBA	Résolution	Schéma de sol
Expériences réalisées dans ce chapitre	NOGW12.3L	-	$1/12^\circ$	ISBA-3L
	GW12.3L	off-line		
	NOGW05.3L	-	0.5°	
	GW05.3L	off-line		
	NOGW12.DIF	-	$1/12^\circ$	ISBA-DF
	GW12.DIF	off-line		
	NOGW05.DIF	-	0.5°	
	GW05.DIF	off-line		
CPL12	couplé	-	$1/12^\circ$	ISBA-DF
CPL05		0.5°		
Expériences du chapitre 4	NOGW12	-	$1/12^\circ$	SIM (ISBA-3L
	GW12	off-line		
	NOGW05	-	0.5°	finement calibré)
	GW05	off-line		

TAB. 6.1 – Liste de l'ensemble des simulations réalisées sur la France dans ce chapitre.

Les paramétrisations du modèle TRIP et du schéma d'aquifère des chapitres 3 et 4 sur la France ont été reprises dans ce chapitre. En revanche, du fait que la période d'évaluation soit différente, le nombre de stations de mesure de débit sélectionnées est différent du fait que certaines d'entre elles n'aient pas, ou trop peu, de données après 1989. À $1/12^\circ$, 278 stations ont été sélectionnées, dont 157 potentiellement influencées par les aquifères. À 0.5° , ce sont 80 stations qui ont été retenues, dont 46 influencées par les eaux souterraines. De même que pour les débits, ce sont cette fois-ci 428 piézomètres qui ont été retenues. Enfin, les stocks d'eau continentale simulés par ISBA-TRIP seront comparés aux estimations de GRACE selon le même protocole qu'au chapitre 4, excepté que cette fois la période d'évaluation commence en juillet 2003 et se termine en juillet 2009.

6.2 Les incertitudes liées au forçage ISBA

Jusqu'à présent, les ruissellements totaux forçant TRIP ont été obtenus à partir d'ISBA-3L pris dans deux versions différentes ; l'une finement calibrée sur la France ; l'autre à l'échelle globale, utilisée en modélisation climatique, et n'ayant pas bénéficié d'une calibration aussi fine. Ces différences peuvent avoir un impact important sur les ruissellements totaux produits par ISBA et les débits simulés par TRIP.

Ainsi, dans le chapitre 4, TRIP a été forcé sur la période 1958-2010 avec un forçage provenant du système hydrométéorologique SIM (Vidal et al., 2010a ; Vidal et al., 2010b). La version d'ISBA utilisée dans SIM correspond à la version ISBA-3L « force-restore » à trois couches. Sa particularité est d'avoir été finement calibrée et validée ce qui, combiné avec les réanalyses SAFRAN, fournit un forçage de très bonne qualité sur la France (Habets et al., 2008 ; Quintana-Seguí et al., 2008, 2009). Ce forçage a donc permis de s'affranchir d'une partie des incertitudes liées au modèle de surface. En revanche, dans les simulations du chapitre 5 réalisées à l'échelle globale, la version d'ISBA-3L utilisée dans ISBA-TRIP n'a pas bénéficié d'une calibration aussi fine. Les incertitudes sur les ruissellements totaux fournis à TRIP sont donc ici plus importantes. Il convient donc de les quantifier et d'estimer leur impact sur les variables hydrologiques simulées.

La figure 6.1 compare les cycles annuels moyens journaliers du ruissellement de surface et du drainage des simulations SIM12, SIM05, 3L12 et 3L05 moyennés sur chaque grand bassin versant français, ainsi que sur la France entière. Les valeurs moyennes de ces variables sont présentées dans le tableau 6.2 pour chaque bassin versant. ISBA-3L simule plus de ruissellement de surface que SIM sur tous les bassins aux deux résolutions. Les valeurs de ruissellement de surface sur tous le domaine sont plus élevées pour 3L12 ($0.33 \text{ mm jour}^{-1}$ sur toute la France) et 3L05 ($0.35 \text{ mm jour}^{-1}$) que pour SIM12 et SIM05 ($0.27 \text{ mm jour}^{-1}$). Le drainage moyen simulé par SIM est quant à lui supérieur à ISBA-3L sur le Rhône et la Loire, et équivalent sur la Seine et la Garonne. De plus, en période estivale, le drainage de SIM est plus important sur la Loire et la Garonne. Cette différence sur le drainage s'explique par la présence d'un drainage résiduel dans SIM (cf. équation 2.13) sur les régions où aucun aquifère n'est simulé par MODCOU. Ce drainage résiduel n'est en revanche pas activé dans ISBA-3L, d'où les écarts constatés en période estivale.

		3L12	SIM12	3L05	SIM05
Drainage	Loire	0.48	0.51	0.49	0.52
	Rhône	1.13	1.19	1.11	1.19
	Garonne	0.67	0.67	0.67	0.67
	Seine	0.44	0.42	0.43	0.4
	France	0.74	0.76	0.74	0.76
Ruissellement de surface	Loire	0.22	0.17	0.26	0.17
	Rhône	0.54	0.42	0.55	0.42
	Garonne	0.31	0.24	0.33	0.24
	Seine	0.21	0.17	0.24	0.17
	France	0.33	0.27	0.35	0.27

TAB. 6.2 – Moyennes du ruissellement de surface et du drainage sur la période 1989-2009 pour 3L12, SIM12, 3L05 et SIM05. Les valeurs sont calculées pour chaque bassin versant et sur la France entière.

La figure 6.1 est également l'occasion d'évaluer la sensibilité du forçage à la résolution. SIM05, qui a été obtenue en agrégeant les champs de SIM12, est logiquement très proche de ce dernier, que ce soit en terme de variabilité annuelle ou de valeur moyenne. En revanche, des différences plus notables existent entre 3L12 et 3L05. Ainsi, sur tous les bassins, le ruissellement de surface simulé par 3L05 est en moyenne supérieur à celui produit par 3L12. Les différences sont moins importantes pour le drainage, même s'il tend à être légèrement supérieur à fine résolution sur le Rhône (1.13 et $1.11 \text{ mm jour}^{-1}$ pour 3L12 et 3L05) et la Seine (0.44 et $0.43 \text{ mm jour}^{-1}$).

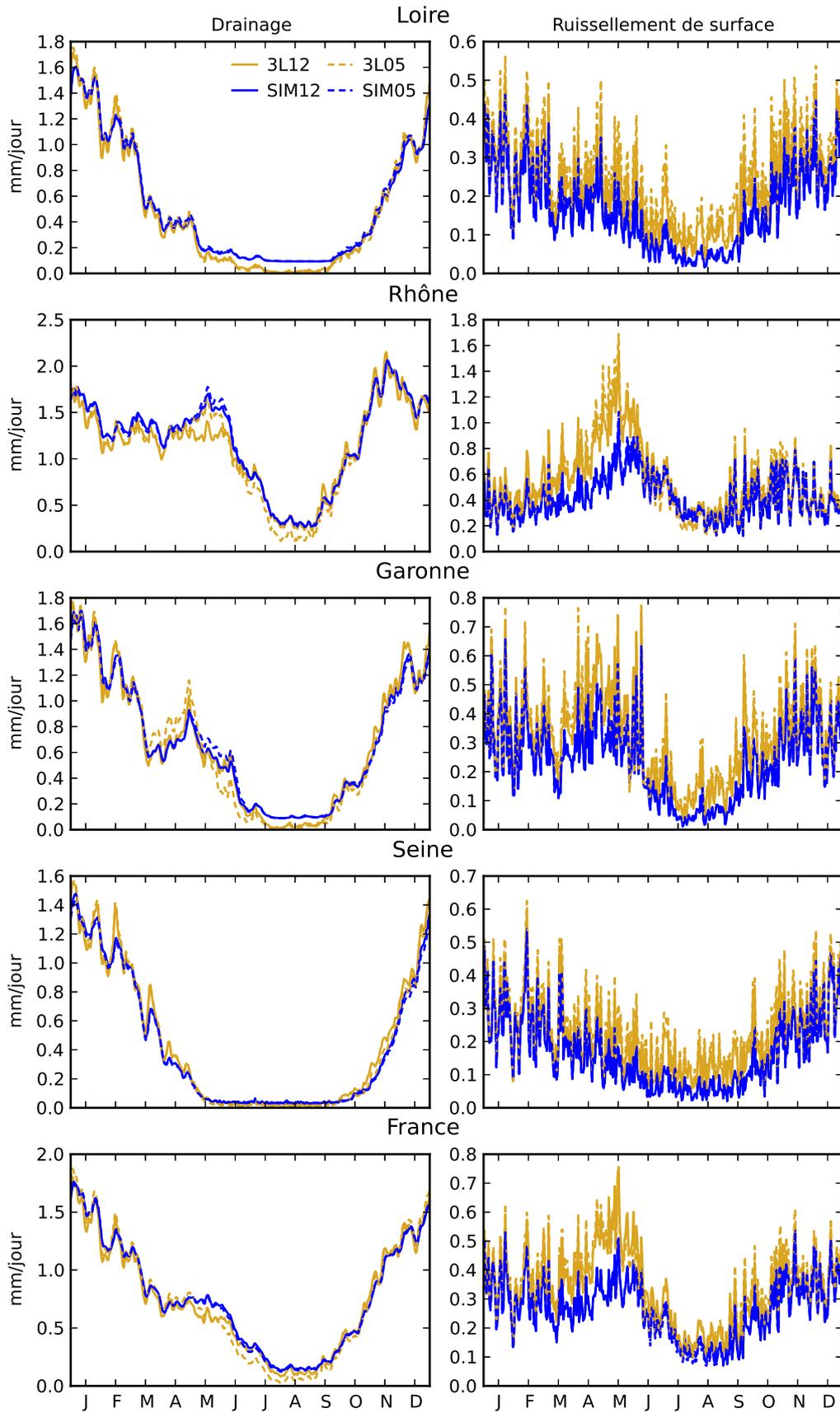


FIG. 6.1 – (à gauche) Cycles annuels moyens journaliers du drainage et (à droite) du ruissellement de surface pour 3L12, SIM12, 3L05 et SIM05.

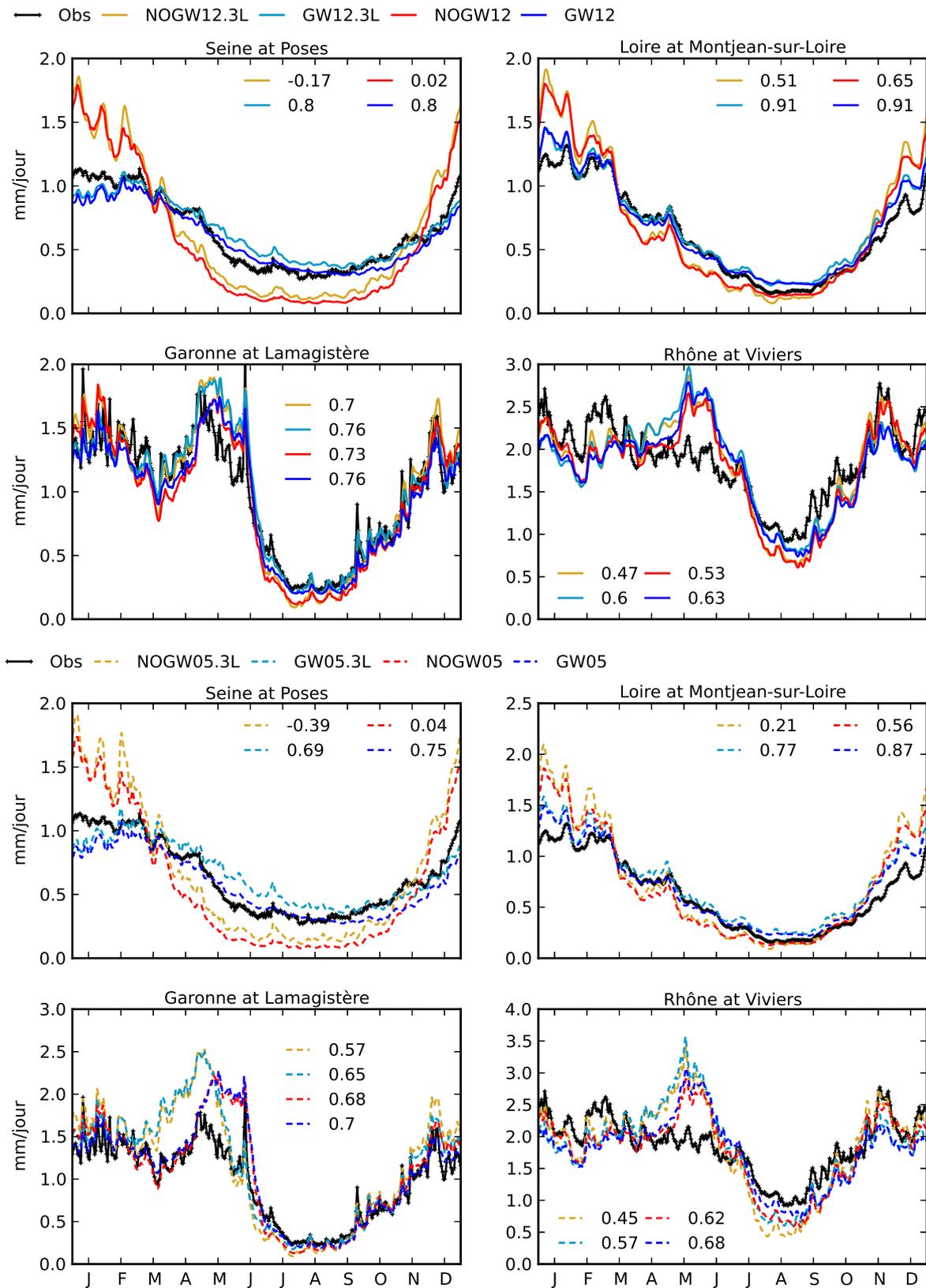


FIG. 6.2 – Cycles annuels moyens journaliers aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne et du Rhône, pour les simulations NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12 et GW12. Les mêmes courbes sont tracées pour NOGW05.3L, GW05.3L, NOGW05 et GW05. Les efficacités de chaque simulation sont également indiquées.

	Expérience	Efficience	Ratio	Corrélation	RMSE
Seine	NOGW12.3L	-0.17	1.04	0.86	0.51
	GW12.3L	0.8	1.06	0.91	0.21
	NOGW12	0.02	0.94	0.86	0.47
	GW12	0.8	0.97	0.91	0.21
	NOGW05.3L	-0.39	1.08	0.84	0.56
	GW05.3L	0.69	1.09	0.84	0.26
	NOGW05	0.04	0.93	0.86	0.46
	GW05	0.75	0.94	0.87	0.24
Loire	NOGW12.3L	0.51	1.1	0.94	0.4
	GW12.3L	0.91	1.11	0.97	0.17
	NOGW12	0.65	1.07	0.94	0.34
	GW12	0.91	1.08	0.96	0.17
	NOGW05.3L	0.21	1.19	0.91	0.51
	GW05.3L	0.77	1.19	0.93	0.28
	NOGW05	0.56	1.11	0.93	0.38
	GW05	0.87	1.11	0.95	0.21
Garonne	NOGW12.3L	0.7	1.03	0.87	0.53
	GW12.3L	0.76	1.02	0.87	0.47
	NOGW12	0.73	0.94	0.87	0.5
	GW12	0.76	0.94	0.88	0.47
	NOGW05.3L	0.57	1.17	0.89	0.63
	GW05.3L	0.65	1.17	0.88	0.57
	NOGW05	0.68	1.08	0.86	0.54
	GW05	0.7	1.08	0.85	0.53
Rhône	NOGW12.3L	0.47	1.05	0.86	0.64
	GW12.3L	0.6	1.05	0.84	0.56
	NOGW12	0.53	1.02	0.87	0.6
	GW12	0.63	1.02	0.84	0.53
	NOGW05.3L	0.45	1.06	0.91	0.65
	GW05.3L	0.57	1.05	0.87	0.57
	NOGW05	0.62	1.02	0.91	0.54
	GW05	0.68	1.01	0.87	0.49

TAB. 6.3 – Scores statistiques simulés aux exutoires des quatre principaux fleuves français pour les simulations NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12, GW12, NOGW05.3L, GW05.3L, NOGW05 et GW05.

Les différences entre les ruissellements totaux produits par ISBA-3L et SIM se répercutent directement sur les débits simulés. La figure 6.2 présente les cycles annuels moyens journaliers des débits simulés par NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12 et GW12 aux stations les plus proches des exutoires des quatre grands bassins français (cf. figure 4.9). Les scores d'efficience, de ratio, de corrélation et de RMSE associés sont indiqués dans le tableau 6.3. À $1/12^\circ$, les scores de NOGW12 sont meilleurs que NOGW12.3L pour chacun des fleuves, ce qui tend à démontrer la qualité du forçage SIM12. Les scores de GW12 et GW12.3L sont en revanche identiques quelle que soit la station de mesure considérée. Les simulations forcées par 3L12 surestiment les débits par rapport à celles forcées par SIM12, en particulier sur la Seine et la Loire en été, et sur le Rhône et la Garonne au printemps. Ces résultats sont la conséquence logique des surestimations du ruissellement de surface par 3L12 constatées sur la figure 6.1. Les écarts entre les simulations forcées par SIM05 et les simulations forcées par 3L05 sont logiquement plus importants que ceux relevés à $1/12^\circ$. En effet, SIM05 n'est autre que SIM12, mais agrégée à 0.5° , donc la qualité de la fine résolution est conservée à basse résolution. En revanche, 3L05

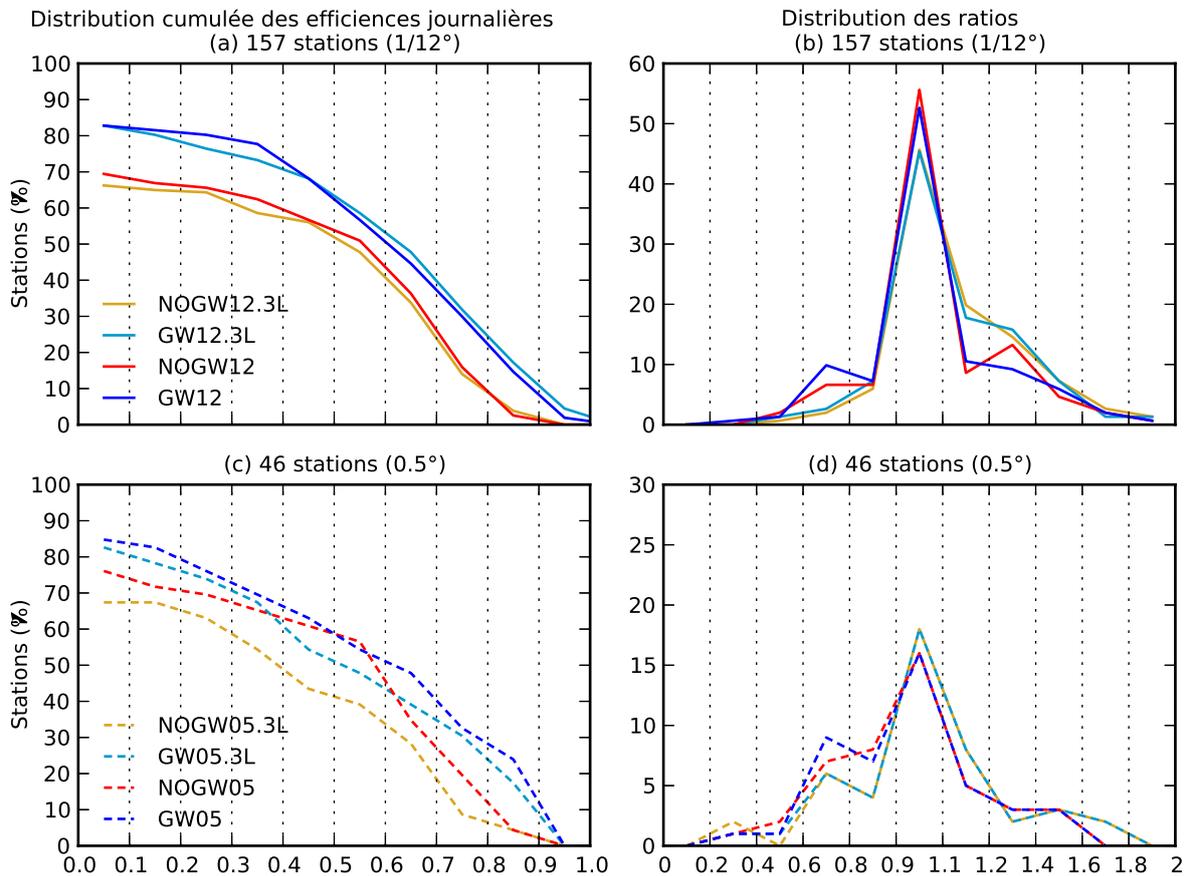


FIG. 6.3 – (a) Distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12 et GW12 aux 157 stations de mesure à $1/12^\circ$ influencées par les aquifères, (b) distributions des ratios à ces mêmes stations, (c) distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par NOGW05.3L, GW05.3L, NOGW05 et GW05 aux 46 stations sélectionnées à 0.5° et (d) distributions des ratios à ces mêmes stations.

correspond à une simulation ISBA-3L directement réalisée à 0.5° . De ce fait, cette simulation est influencée par la désagrégation des forçages atmosphériques à 0.5° . Plusieurs études ont en outre démontré qu'une diminution de la résolution dans les modèles de surface tendait à dégrader le bilan de surface simulé (Boone et al., 2004; Decharme et Douville, 2006a,b; Vérant et al., 2004). Ceci confirme la prudence avec laquelle il convient d'interpréter les résultats obtenus avec ISBA-3L; une détérioration constatée avec le schéma d'aquifère à 0.5° pouvant être en réalité due à la sensibilité du schéma de surface à la résolution.

Les distributions cumulées des efficacités journalières des simulations NOGW12, GW12, GW12.3L et NOW12.3L sont représentées sur la figure 6.3a pour les 157 stations de mesure potentiellement influencées par les aquifères simulés à $1/12^\circ$. Que ce soit avec ou sans aquifères, les distributions des simulations forcées par SIM sont très proches de celles forcées par ISBA-3L, même si on dénote un léger avantage de NOGW12 sur NOGW12.3L. Les distributions des ratios sont également représentées sur la figure 6.3b à $1/12^\circ$. Chaque simulation est caractérisée par un pic de ratio compris entre 0.9 et 1.1, ce qui rassure quant à la cohérence générale des débits simulés. Ce pic est plus élevé pour NOGW12 et GW12 que pour NOGW12.3L et GW12.3L. De plus, les distributions des simulations NOGW12.3L et GW12.3L sont décalées vers les valeurs élevées de ratios par rapport à NOGW12 et GW12. Ce décalage est la conséquence logique de la surestimation du ruissellement de surface dans ISBA-3L. Les résultats obtenus à 0.5° sont représentés sur les figures 6.3c et 6.3d. Seules 46 stations de mesure ont cette fois été prises en compte du fait de la grande taille des mailles impliquées. De même qu'à $1/12^\circ$, les ratios des simulations NOGW05.3L et GW05.3L sont supérieurs à ceux des simulations NOGW05 et

GW05.

En conclusion, quel que soit le ruissellement total utilisé pour forcer TRIP, l'effet du schéma d'aquifère sur les débits simulés est qualitativement équivalent, et ce, que l'on considère les simulations à $1/12^\circ$ ou à 0.5° . Le comportement du schéma semble donc être peu sensible au ruissellement total utilisé, pour peu que celui-ci soit réaliste. Cette conclusion rejoint celle de l'étude de sensibilité aux données de précipitations du chapitre 5, où le choix des précipitations n'avait que peu d'influence sur les débits simulés avec les aquifères.

Cette étude préliminaire montre également que les incertitudes d'ISBA-3L doivent être prises en compte lors de l'interprétation des résultats d'ISBA-TRIP. La comparaison avec le forçage SIM de très bonne qualité montre des différences importantes dans les ruissellements totaux produits par ISBA-3L, qui tendent à s'accroître avec l'augmentation de la résolution. Ces différences se retrouvent sur la qualité des débits simulés par TRIP. Ainsi, si ces derniers restent peu sensibles à la résolution des paramètres de TRIP (topographie, géométrie de la rivière, . . .), ils sont en revanche influencés par la résolution à laquelle le ruissellement total a été produit avec ISBA-3L. Plus cette résolution est basse, plus le ruissellement de surface augmente, et plus la qualité des débits simulés sera détériorée.

6.3 Les incertitudes liées au schéma de sol d'ISBA

Comme stipulé dans le chapitre 1, et rappelé en début de chapitre, l'approche de type « bucket » utilisée dans ISBA-3L ne permet pas la prise en compte explicite des remontées capillaires de la nappe dans le sol. C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser la version ISBA-DF d'ISBA intégrant un schéma de sol multicouche pour introduire ce couplage. D'abord utilisé pour calibrer les processus de gel et de dégel dans ISBA-3L, ISBA-DF a également été validé localement (Decharme et al., 2011) et à l'échelle du bassin versant (Boone et al., 2009; Habets et al., 2003). Cette section se propose de décrire les différences entre ISBA-3L et ISBA-DF sur la France à fine et basse résolutions, et d'évaluer leurs conséquences sur les débits et hauteurs de nappe simulés. D'après le tableau 6.1, 3L12 et 3L05 désignent les simulations ISBA-3L à $1/12^\circ$ et 0.5° , et DIF12 et DIF05 les simulations ISBA-DF à $1/12^\circ$ et 0.5° . Comme dans les chapitres précédents, le schéma d'aquifère est utilisé en mode off-line.

6.3.1 Le bilan hydrique d'ISBA

La figure 6.4 compare les climatologies moyennes du ruissellement de surface simulé par 3L12, 3L05, DIF12 et DIF05 sur les périodes Décembre-Février (DJF), Mars-Mai (MAM), Juin-Août (JJA) et Septembre-Novembre (SON). La moyenne spatiale de chaque champ est également indiquée sur chacun des graphes. Pour 3L12 (cf. figure 6.4a), le ruissellement de surface est important en DJF, modéré en MAM et SON, et faible en JJA. Les cartes sont similaires en MAM et SON, excepté sur les régions montagneuses où la fonte des neiges augmente le ruissellement de surface en MAM, ce qui explique la valeur plus élevée du ruissellement de surface moyen ($0.43 \text{ mm jour}^{-1}$) par rapport à SON (0.3 mm jour^{-1}). Les différences entre DIF12 et 3L12, présentées sur la figure 6.4b, montrent que DIF12 produit en moyenne moins de ruissellement que 3L12 en MAM ($-0.12 \text{ mm jour}^{-1}$), JJA ($-0.06 \text{ mm jour}^{-1}$) et SON ($-0.04 \text{ mm jour}^{-1}$). En DJF, l'inverse se produit, même si l'augmentation reste modérée pour DIF12 ($+0.02 \text{ mm jour}^{-1}$). Les climatologies moyennes calculées pour 3L05 (cf. figure 6.4c) sont similaires en terme de variabilité spatiale à celles simulées par 3L12. Les valeurs moyennes de ces climatologies sont toutefois supérieures à 3L12 d'environ $+0.04 \text{ mm jour}^{-1}$ en DJF, MAM et SON. De même, la variabilité spatiale des différences entre DIF05 et 3L05, présentée sur la figure 6.4d à 0.5° , est similaire à celle de la figure 6.4a à $1/12^\circ$. DIF05 sous-estime le ruissellement de surface en MAM et JJA par rapport à 3L05. Les écarts sont cependant plus faibles qu'à $1/12^\circ$ et, en SON, c'est même DIF05 qui produit le plus de ruissellement de surface.

De la même manière, la figure 6.5 compare les climatologies moyennes des drainages simulés par 3L12, 3L05, DIF12 et DIF05. Le drainage simulé par 3L12 (cf. figure 6.5a) est important en

DJF, modéré en MAM et SON, et très faible en JJA. La comparaison entre DIF12 et 3L12 (cf. figure 6.5b) montre des différences plus importantes sur le drainage simulé, par rapport à ce qui avait pu être observé pour le ruissellement de surface. Le drainage diminue pour DIF12 en DJF ($-0.21 \text{ mm jour}^{-1}$ en moyenne) et SON ($-0.17 \text{ mm jour}^{-1}$). À l'inverse, il augmente en MAM ($+0.18 \text{ mm jour}^{-1}$) et JJA ($+0.06 \text{ mm jour}^{-1}$). Le drainage produit par 3L05 est proche de celui produit par 3L12 (cf. figure 6.5c). Les moyennes sont toutefois supérieures en DJF et en MAM, et inférieures en JJA et SON. De même, la variabilité spatiale des différences entre DIF05 et 3L05 est similaire à celle constatée entre DIF12 et 3L12 (cf. figure 6.5d). En revanche, la diminution du drainage en DJF et SON est encore plus flagrante à 0.5° , de même que les augmentations en MAM et JJA plus importantes. Ces résultats mettent en évidence un transfert d'eau des périodes DJF et SON vers les périodes MAM et JJA plus marqué pour le drainage d'ISBA-DF que pour le drainage d'ISBA-3L. ISBA-DF semble être en outre plus sensible à la résolution qu'ISBA-3L.

Les cycles annuels moyens mensuels du ruissellement de surface et du drainage simulés par 3L12, 3L05, DIF12 et DIF05 sont comparés sur la figure 6.6 pour les bassins (a) de la Loire, (b) du Rhône, (c) de la Garonne et (d) de la Seine, ainsi que (e) sur la France entière. En règle générale, 3L12 crée plus de ruissellement de surface que DIF12, et ce, plus particulièrement au printemps et en été, ce qui est en accord avec les climatologies de la figure 6.4. À 0.5° , DIF05 génère plus de ruissellement de surface que 3L05 en période hivernale sur l'ensemble des bassins, et l'inverse se produit au printemps et en été. Les cycles annuels tracés pour le drainage confirment la diminution très nette du drainage simulé par ISBA-DF par rapport à ISBA-3L au printemps et en été, au profit des périodes hivernales. Cet effet est surtout présent sur les bassins de la Loire, de la Garonne, de la Seine, et sur l'ensemble de la France.

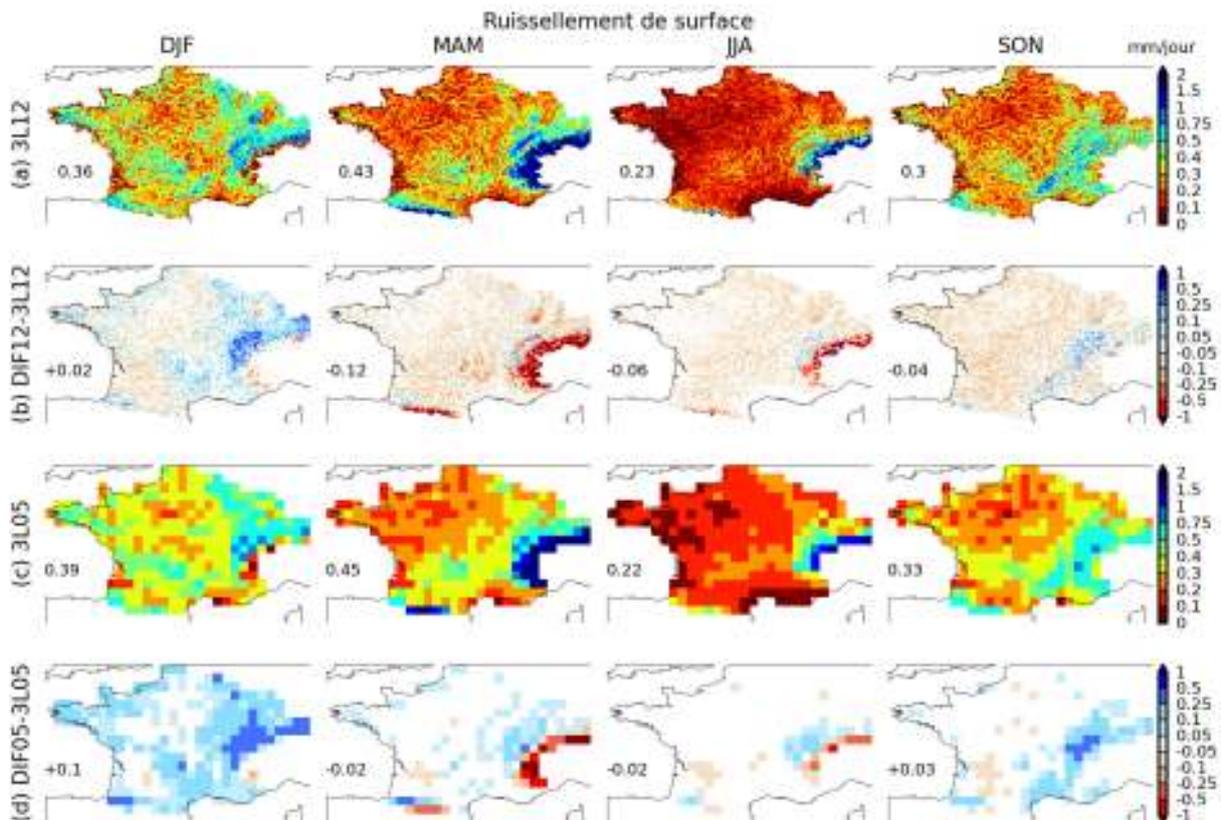


FIG. 6.4 – (a) Climatologies moyennes du ruissellement de surface (en mm jour^{-1}) simulé par 3L12, (b) différences entre DIF12 et 3L12, (c) climatologies moyennes du ruissellement de surface simulé par 3L05 et (d) différences entre DIF05 et 3L05. Les saisons DJF, MAM, JJA et SON sont présentées de gauche à droite. La moyenne spatiale de chaque champ est également indiquée sur chaque graphe.

La colonne de droite de la figure 6.6 montre les différences des flux entre DIF05 (3L05) et DIF12 (3L12). Ces différences ont été calculées à partir des ratios $100(\bar{Q}/\bar{P})$ exprimés en pourcentage pour chaque simulation, avec \bar{Q} le flux moyen (drainage ou ruissellement de surface) sur le domaine considéré, et \bar{P} les précipitations mensuelles moyennes dudit domaine. Ces biais permettent d'évaluer l'influence de la résolution sur les schémas de sol ISBA-3L et ISBA-DF. De manière générale, 3L05 produit plus de ruissellement de surface que 3L12 à hauteur d'environ 1 %. Le drainage simulé ne diminue quant à lui que légèrement sur le Rhône et la Seine. Les différences entre DIF05 et DIF12 sont en revanche plus importantes. Le ruissellement de surface de DIF05 est de 3 à 4 % plus important que celui de DIF12 sur tous les bassins, tandis que le drainage est inférieur de 2 à 3 %. Les cycles annuels nous montrent que cette sous-estimation du drainage de DIF05 par rapport au drainage de DIF12 est surtout importante en période automnale et hivernale. Ces résultats montrent à nouveau qu'ISBA-DF semble beaucoup plus sensible à la résolution qu'ISBA-3L.

6.3.2 Les variables hydrologiques simulées par TRIP

Les débits simulés

La figure 6.7 compare les cycles annuels journaliers des débits simulés aux mêmes stations que la figure 6.2, mais cette fois-ci pour les simulations réalisées avec ISBA-DF et ISBA-3L à $1/12^\circ$ et 0.5° . Le tableau 6.4 résume les scores statistiques calculés pour ces simulations. À $1/12^\circ$, les efficacités de NOGW12.DIF sont supérieures à NOGW12.3L dans chacun des cas. Ces améliorations traduisent le transfert d'eau des périodes hivernales vers les périodes printanières causé par l'effet tampon introduit par ISBA-DF sur le drainage simulé (cf. figure 6.6). Si NOGW12.DIF améliore de manière significative les efficacités par rapport à NOGW12.3L, ces dernières sont en revanche similaires entre GW12.3L et GW12.DIF, voire même dégradées par GW12.DIF à l'exutoire de la Garonne et de la Seine. Ces dégradations sont dues à une sous-estimation du

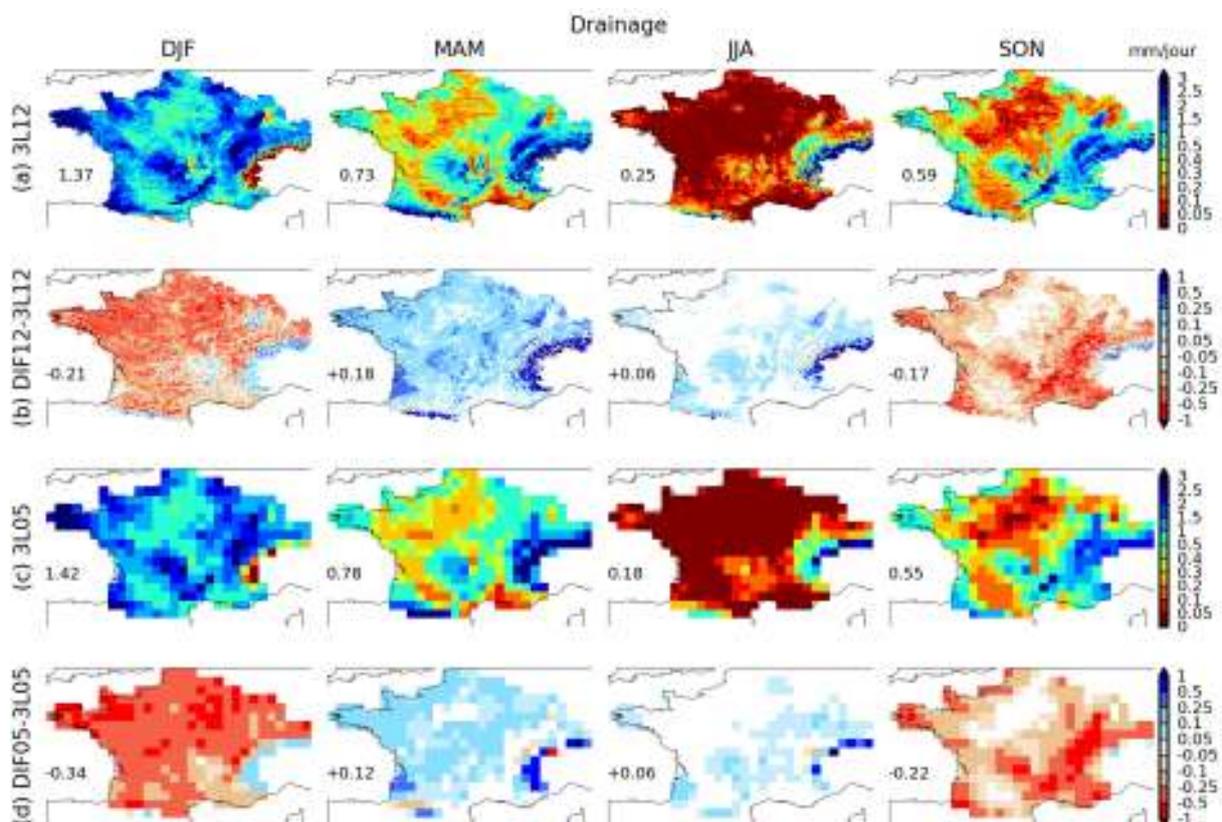


FIG. 6.5 – Même chose que la la figure 6.4, mais pour le drainage simulé

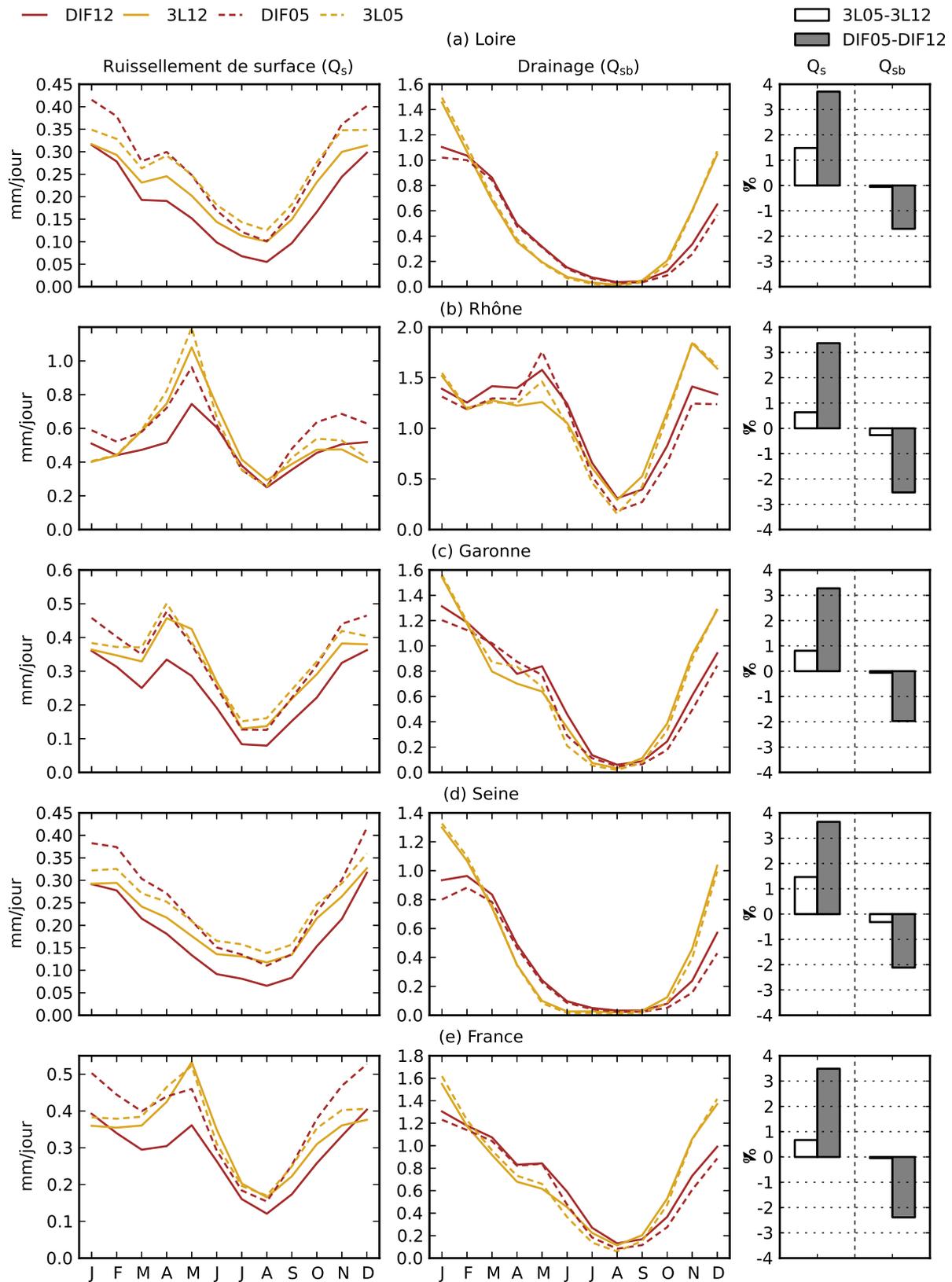


FIG. 6.6 – Cycles annuels moyens mensuels du ruissellement de surface et du drainage simulés par DIF12, 3L12, DIF05 et 3L05 moyennés sur les bassins versants (a) de la Loire, (b) du Rhône, (c) de la Garonne, (d) de la Seine, et (e) sur l'ensemble de la France. Le panel de droite montre les biais du ratio en pourcentage du ruissellement de surface et du drainage sur les précipitations mensuelles moyennes entre 3L12 et 3L05 d'une part, et entre DIF12 et DIF05 d'autre part.

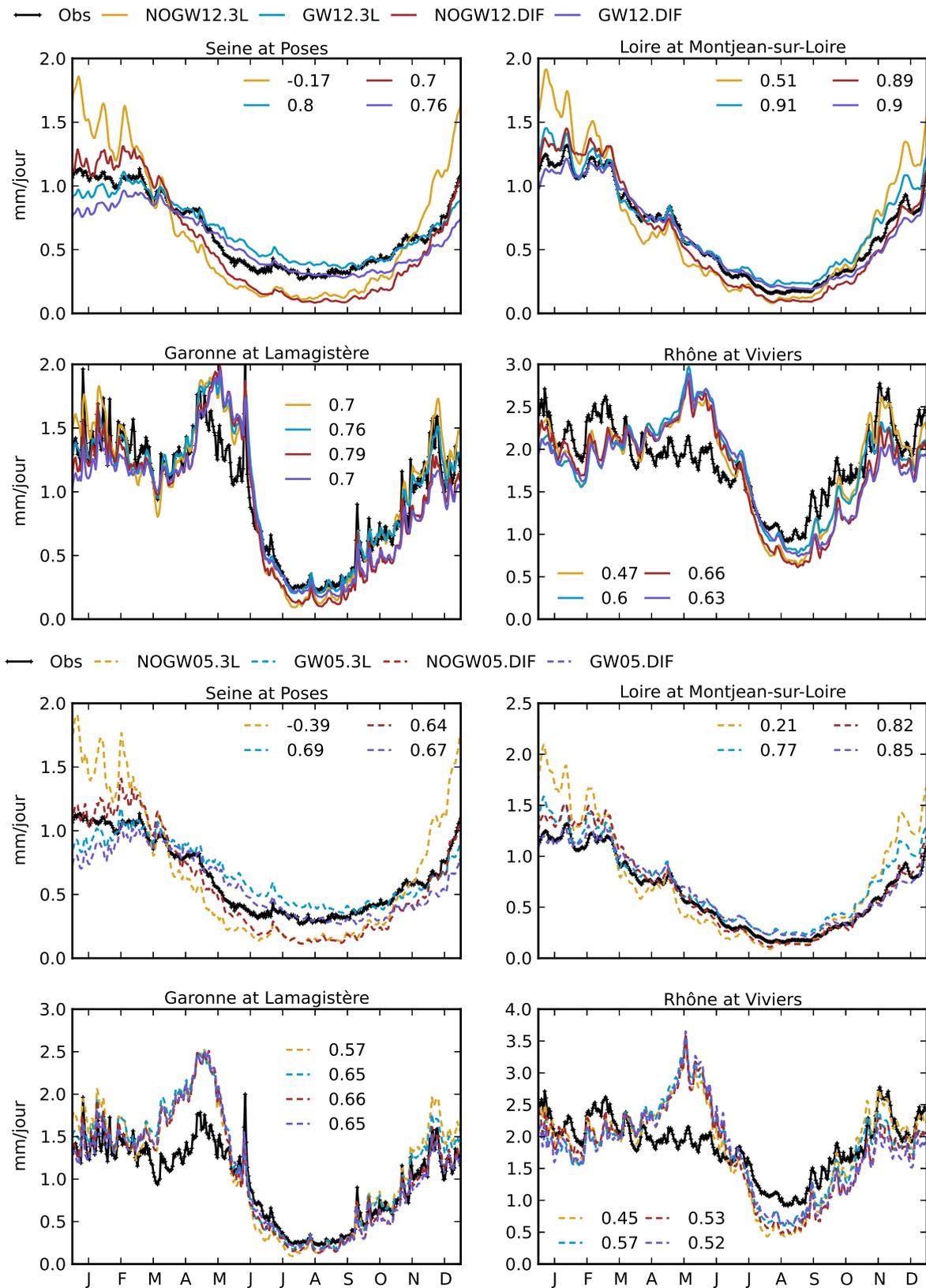


FIG. 6.7 – Cycles annuels moyens journaliers aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne et du Rhône, pour les simulations NOGW12.DIF, GW12.DIF, NOGW12.3L et GW12.3L. Les mêmes courbes sont tracées pour NOGW05.DIF, GW05.DIF, NOGW05.3L et GW05.3L. Les efficacités de chaque simulation sont également indiquées.

	Expérience	Efficience	Ratio	Corrélation	RMSE
Seine	NOGW12.DIF	0.7	0.88	0.92	0.26
	GW12.DIF	0.76	0.91	0.89	0.23
	NOGW12.3L	-0.17	1.04	0.86	0.51
	GW12.3L	0.8	1.06	0.91	0.21
	NOGW05.DIF	0.64	0.94	0.9	0.28
	GW05.DIF	0.67	0.94	0.82	0.27
	NOGW05.3L	-0.39	1.08	0.84	0.56
	GW05.3L	0.69	1.09	0.84	0.26
Loire	NOGW12.DIF	0.89	0.97	0.96	0.19
	GW12.DIF	0.9	0.98	0.95	0.19
	NOGW12.3L	0.51	1.1	0.94	0.4
	GW12.3L	0.91	1.11	0.97	0.17
	NOGW05.DIF	0.82	1.07	0.94	0.25
	GW05.DIF	0.85	1.07	0.92	0.23
	NOGW05.3L	0.21	1.19	0.91	0.51
	GW05.3L	0.77	1.19	0.93	0.28
Garonne	NOGW12.DIF	0.79	0.92	0.89	0.45
	GW12.DIF	0.7	0.92	0.84	0.53
	NOGW12.3L	0.7	1.03	0.87	0.53
	GW12.3L	0.76	1.02	0.87	0.47
	NOGW05.DIF	0.66	1.09	0.86	0.56
	GW05.DIF	0.65	1.09	0.84	0.57
	NOGW05.3L	0.57	1.17	0.89	0.63
	GW05.3L	0.65	1.17	0.88	0.57
Rhône	NOGW12.DIF	0.66	1.0	0.88	0.51
	GW12.DIF	0.63	1.0	0.83	0.54
	NOGW12.3L	0.47	1.05	0.86	0.64
	GW12.3L	0.6	1.05	0.84	0.56
	NOGW05.DIF	0.53	1.02	0.87	0.6
	GW05.DIF	0.52	1.02	0.82	0.61
	NOGW05.3L	0.45	1.06	0.91	0.65
	GW05.3L	0.57	1.05	0.87	0.57

TAB. 6.4 – Scores statistiques simulés aux exutoires des quatre principaux fleuves français pour les simulations NOGW12.DIF, GW12.DIF, NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW05.DIF, GW05.DIF, NOGW05.3L et GW05.3L.

débit simulé par GW12.DIF en période hivernale par rapport à GW12.3L, qui est elle-même la conséquence de la diminution du ruissellement total produit par ISBA-DF. Elle se traduit sur les débits par des ratios inférieurs à 1 pour ISBA-DF sur la Seine et sur la Garonne. À 0.5°, le comportement d'ISBA-DF par rapport à ISBA-3L est similaire ; NOGW05.DIF présente de meilleurs scores que NOGW05.3L ; les scores sont similaires en GW05.3L et GW05.DIF ; et les ratios restent sous-estimés avec ISBA-DF sur la Seine et la Garonne. Les scores statistiques calculés à 0.5° restent cependant en général inférieurs à ceux calculés à 1/12°.

La distribution spatiale des efficacités de NOGW.3L est représentée sur la figure 6.8a. Sans surprise, on retrouve les défauts de NOGW12 déjà constatés sur la figure 4.9a, à savoir des efficacités négatives sur la Seine, en amont de la Garonne, et dans les Alpes. De même, les différences d'efficacité entre GW12.3L et NOGW12.3L, représentées sur la figure 6.8b, confirment la nette amélioration des scores due à la prise en compte du schéma d'aquifère, ainsi que la persistance des défauts présents en amont du bassin de la Seine. Les efficacités de NOGW12.DIF, présentées sur la figure 6.8c, montrent des problèmes similaires à ceux rencontrés pour NOGW.3L. Là encore,

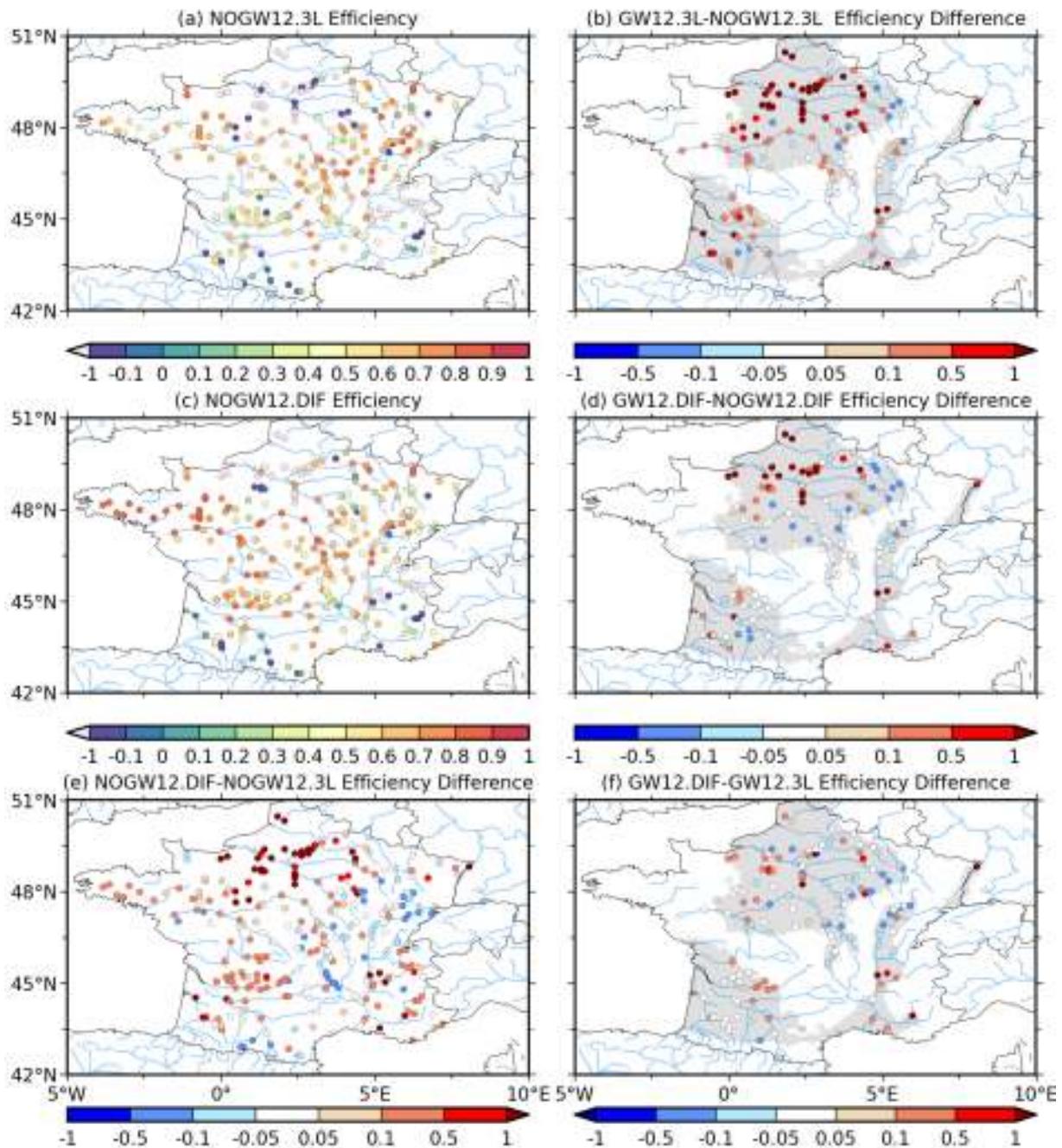


FIG. 6.8 – (a) Distribution spatiale des efficacités journalières de NOGW12.3L aux 278 stations de mesure sélectionnées à $1/12^\circ$, (b) différences entre GW12.3L et NOGW12.3L aux 157 stations de mesure potentiellement influencées par les aquifères, (c) distribution spatiale des efficacités journalières de NOGW12.DIF, (d) différences entre GW12.DIF et NOGW12.DIF, (e) différences entre NOGW12.DIF et NOGW12.3L et (f) différences entre GW12.DIF et GW12.3L.

les différences de scores entre GW12.DIF et NOGW12.DIF tracées sur la 6.8d confirment l'apport bénéfique du schéma d'aquifère, même si ces améliorations sont moins importantes qu'avec l'utilisation d'ISBA-3L. De plus, les défauts rencontrés avec ISBA-3L en amont des bassins sont accentués avec ISBA-DF. La figure 6.8e montre les différences de score entre NOGW.DIF et NOGW.3L. On note que le schéma de sol ISBA-DF corrige une partie des défauts rencontrés sur les débits avec ISBA-3L. De même, la comparaison des efficacités de GW12.DIF et GW12.3L tracée sur la figure 6.8f est en faveur de GW12.DIF sur la plupart des régions, excepté en amont des bassins où la dégradation des scores est accentuée avec GW12.DIF.

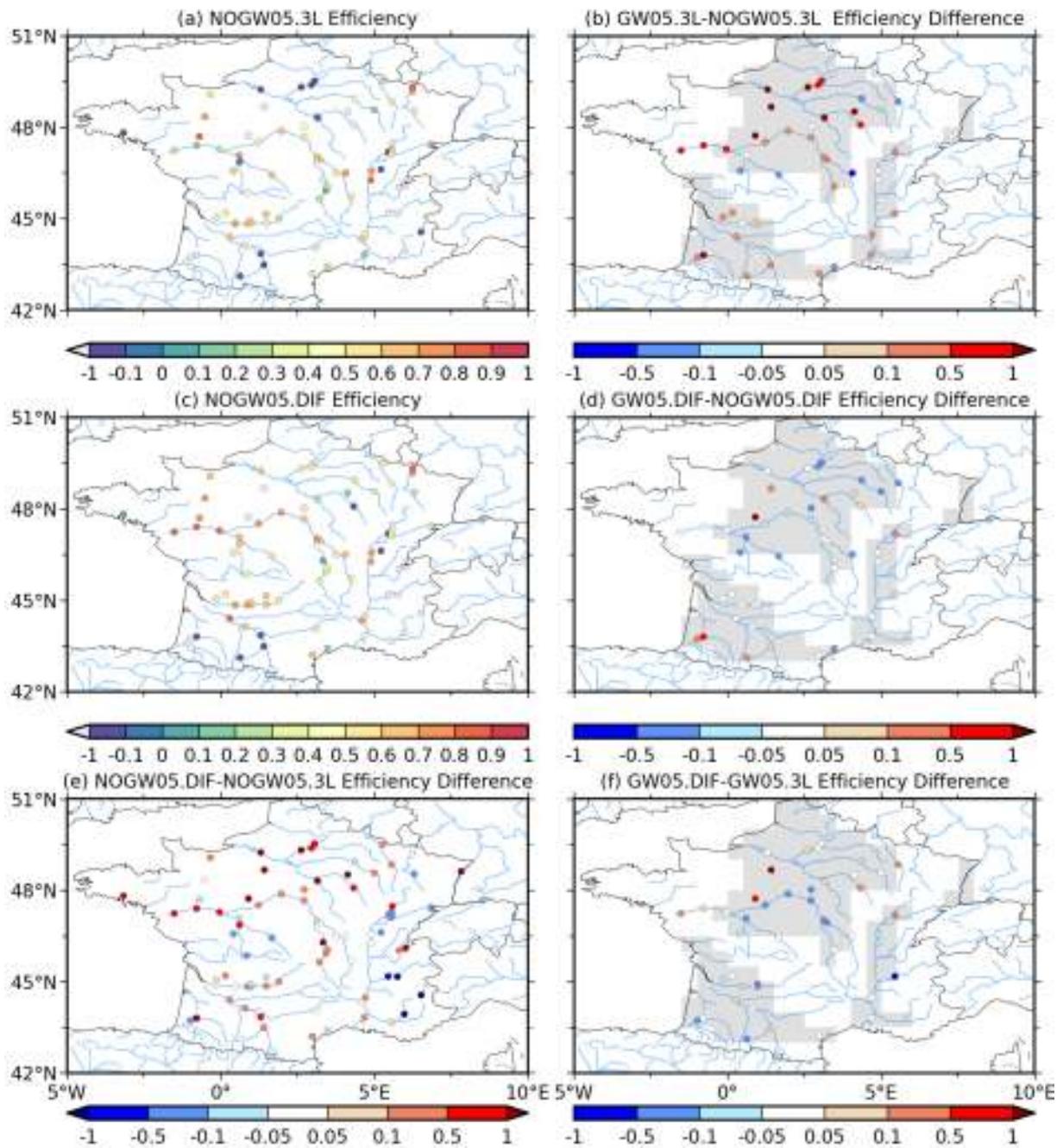


FIG. 6.9 – Même chose que la figure 6.8, mais à 0.5° .

Les efficacités des débits simulés par NOGW05.3L, GW05.3L, NOGW05.DIF et GW05.DIF sont comparées sur la figure 6.9. Bien que le nombre de stations de mesure ne soit pas le même aux deux résolutions, les commentaires des résultats de la comparaison de NOGW12.3L et GW12.3L s'appliquent également à la comparaison entre NOGW05.3L et GW05.3L (cf. figures 6.9a et 6.9b). En revanche, par rapport aux résultats à $1/12^\circ$, la comparaison de GW05.DIF avec NOGW05.DIF présentée sur la figure 6.9d met en évidence une dégradation plus importante des scores sur le bassin de la Seine lorsque les eaux souterraines sont prises en compte. Si la comparaison entre NOGW05.DIF et NOGW05.3L, tracée sur la figure 6.9e, confirme à 0.5° l'avantage d'ISBA-DF sur ISBA-3L, celle proposée sur la figure 6.9f entre GW05.DIF et GW05.3L montre une dégradation des scores encore plus marquée qu'à $1/12^\circ$.

La figure 6.10 résume l'ensemble des résultats précédemment décrits. Les distributions cumulées des efficacités journalières et les distributions de ratios sont tracées pour, d'une part, les

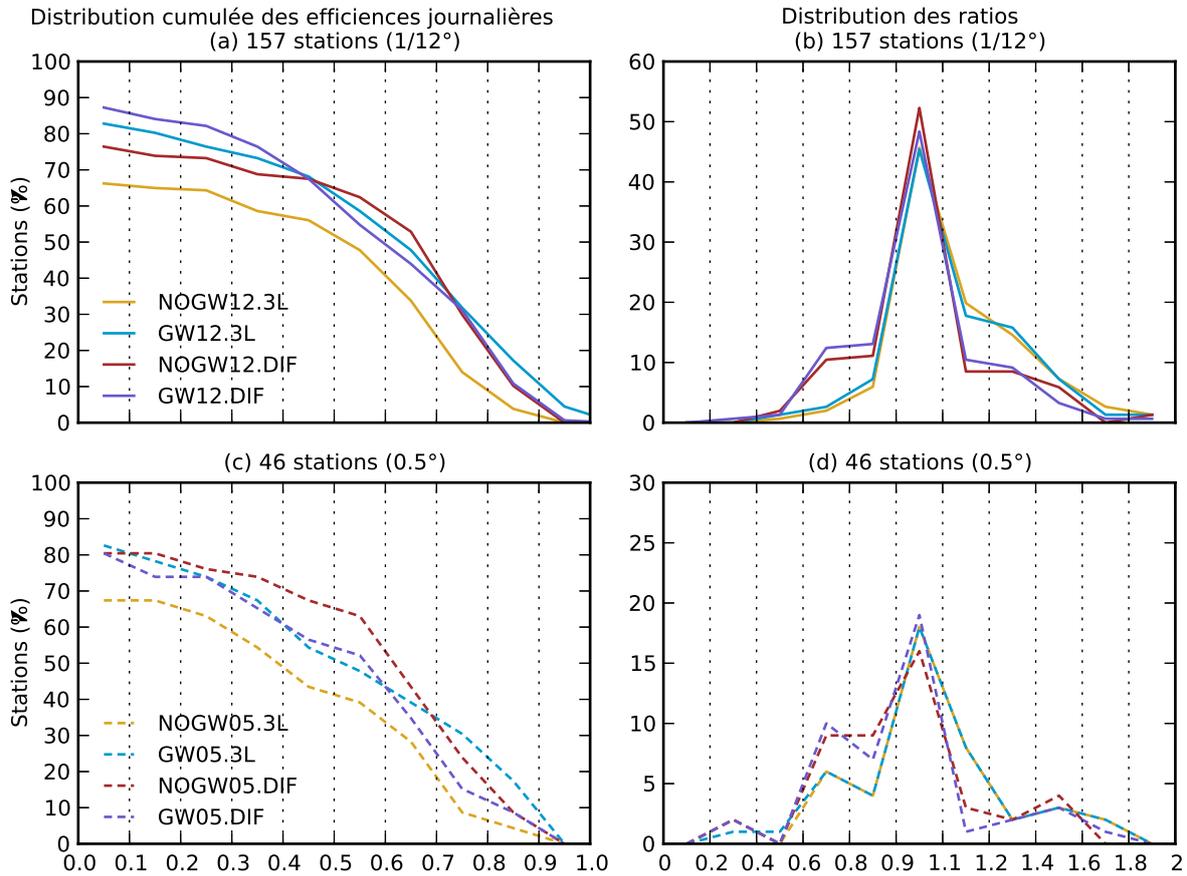


FIG. 6.10 – (a) Distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par NOGW12.DIF, GW12.DIF, NOGW12.3L et GW12.3L aux 157 stations de mesure à $1/12^\circ$ influencées par les aquifères, (b) distributions des ratios à ces mêmes stations, (c) distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par NOGW05.DIF, GW05.DIF, NOGW05.3L et GW05.3L aux 46 stations sélectionnées à 0.5° et (d) distributions des ratios à ces mêmes stations.

débits simulés aux 157 stations de mesure potentiellement influencées par les aquifères à $1/12^\circ$ et, d'autre part, les débits simulés aux 46 stations de mesure potentiellement influencées par les aquifères à 0.5° . En terme de distributions cumulées d'efficacité (cf. figure 6.10a), NOGW12.DIF est nettement au-dessus de NOGW12.3L. Les courbes de GW12.DIF et GW12.3L restent quant à elles très proches. L'écart en faveur de NOGW12.DIF constaté entre 0.5 et 0.7 d'efficacité est à mettre en relation avec les scores moins bons de GW12.DIF en amont des bassins sur la figure 6.8d. En terme de ratios, environ 50 % des débits simulés présentent un ratio compris entre 0.9 et 1.1. Les débits obtenus à partir d'ISBA-3L sont en majorité surestimés du fait que le ruissellement de surface soit plus important. À l'inverse, ils ont tendance à être sous-estimés avec ISBA-DF. À 0.5° , la comparaison des distributions cumulées d'efficacité montre également un net avantage de NOGW05.DIF sur NOGW05.3L, et des résultats proches pour GW05.DIF et GW05.3L. Les scores de GW05.DIF sont moins bons que NOGW05.DIF du fait d'une sensibilité à la résolution accrue avec ISBA-DF. Environ 20 % des débits ont un ratio compris entre 0.9 et 1.1. Une nouvelle fois, les débits simulés via ISBA-DF semblent être sous-estimés par rapport à ISBA-3L. Il convient néanmoins d'interpréter l'ensemble de ces résultats avec précaution compte tenu du faible nombre de stations de mesure retenu.

Les hauteurs de nappe simulées

Les figures 6.11a et 6.11c comparent les variations de hauteur de nappes simulées par GW12.3L avec les observations en terme de corrélation et de RMSE. Les anomalies sont calcu-

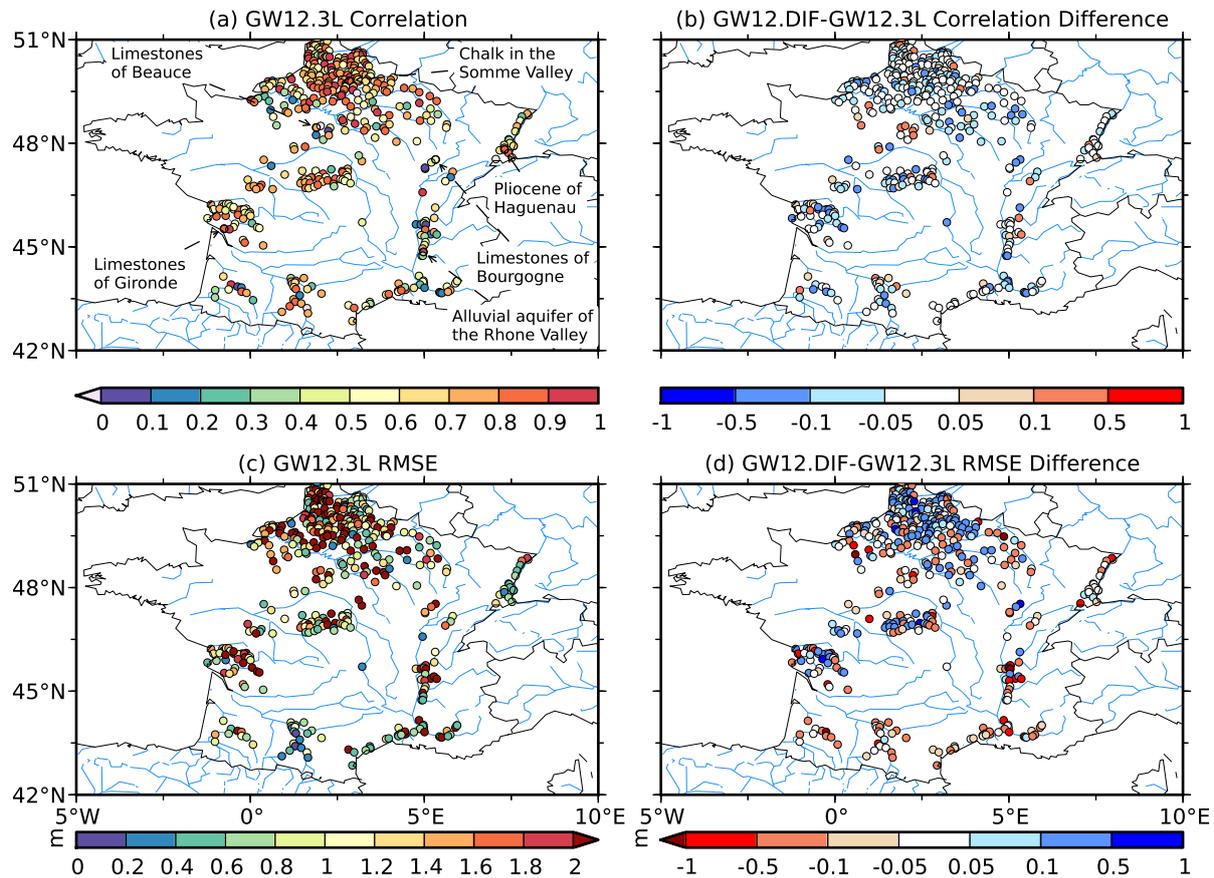


FIG. 6.11 – (a) Comparaison des hauteurs de nappe mensuelles simulées par GW12.3L avec les observations en terme de corrélation aux 428 piézomètres sélectionnés, (b) différences de corrélation entre GW12.DIF et GW12.3L, (c) RMSE calculés pour GW12.3L et (d) différences de RMSE entre GW12.DIF et GW12.3L.

lées par rapport à la moyenne annuelle sur la période 1989-2009. Les scores ont été obtenus pour des séries temporelles mensuelles. Le comportement des nappes reste cohérent avec les résultats du chapitre 4. Les scores de corrélation sont supérieurs à 0.5 pour 76 % des hauteurs de nappe simulés par GW12.3L, et les RMSE inférieurs à 2 m pour environ 73 % d'entre eux. La figure 6.11b présente les différences de corrélation entre GW12.DIF et GW12.3L. Seuls 10 % des scores sont améliorés par GW12.DIF, et 38 % détériorés. De même, les différences de RMSE représentées sur la figure 6.11d donnent l'avantage à GW12.DIF pour 37 % des piézomètres, tandis que 41 % de ces scores sont en faveur de GW12.3L. GW12.3L se compare donc globalement mieux aux observations que GW12.DIF en terme de hauteurs de nappe simulées, et ce, plus particulièrement sur le bassin de la Seine.

Les séries temporelles mensuelles de hauteur de nappe des six piézomètres localisés sur la figure 6.11a sont tracées sur la figure 6.12 pour les simulations GW12.3L et GW12.DIF. Ces piézomètres correspondent également à ceux présentés sur la figure 4.13 lors de l'évaluation de GW12 au chapitre 4. De manière générale, les variations de hauteur de nappe de GW12.3L et GW12.DIF restent proches sur ces courbes. Des différences notables apparaissent toutefois dans la vallée de la Somme et sur les calcaires de Beauce. Notons également que la majorité de ces séries temporelles donne l'avantage en terme de scores statistiques (corrélation et RMSE) à GW05.3L. Ces écarts restent toutefois relativement faibles.

Les figures 6.13a et 6.13b comparent les variations de hauteur de nappe mensuelles et les bilans moyens des échanges nappe/rivière de GW12.DIF et GW12.3L moyennés spatialement sur les deux aquifères SIM de la Seine et du Rhône. Les variations de hauteur de nappe sont calculées en terme d'anomalies par rapport à la moyenne annuelle sur la période 1989-2009. Une

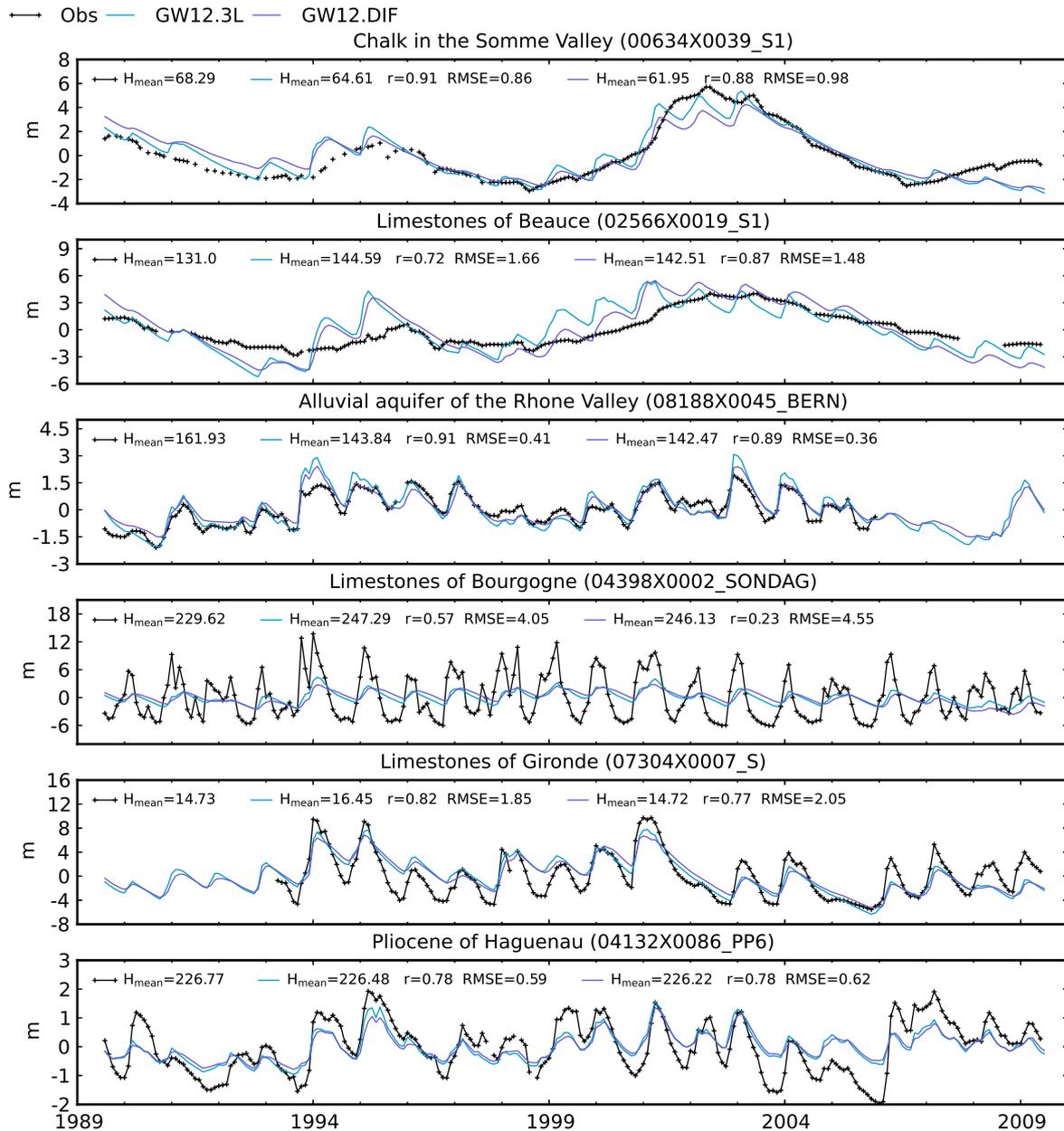


FIG. 6.12 – Variations de hauteur de nappes simulées et observées pour les six piézomètres localisés sur la figure 6.11. Les variations sont données en terme d'anomalies par rapport à la moyenne. Les moyennes annuelles du niveau des nappes et les scores de corrélation et de RMSE pour chaque simulation sont également indiqués.

moyenne glissante d'une période de 12 mois a également été appliquée sur chaque courbe de manière à capturer la variabilité annuelle. Enfin, les courbes de la simulation SIM de référence sont également tracées. La variabilité interannuelle des courbes est semblable pour GW12.DIF et GW12.3L sur les deux domaines. En revanche, l'amplitude des variations du cycle annuel moyen des hauteurs de nappe de GW12.DIF est inférieure à celle de GW12.3L. De plus, la hauteur de nappe moyenne simulée par GW12.DIF est plus basse que celle de GW12.3L dans les deux cas. Cette diminution induit un gradient moins important entre les hauteurs de nappe et le niveau de la rivière qui a pour conséquence une diminution des flux entre la rivière et les eaux souterraines. On retrouve cette diminution sur les cycles annuels moyens mensuels du bilan des échanges nappe/ri vière, où les courbes de GW12.DIF se trouvent en deçà de GW12.3L. La variabilité annuelle et l'allure des cycles annuels moyens de ces échanges sont néanmoins conservées entre les deux simulations.

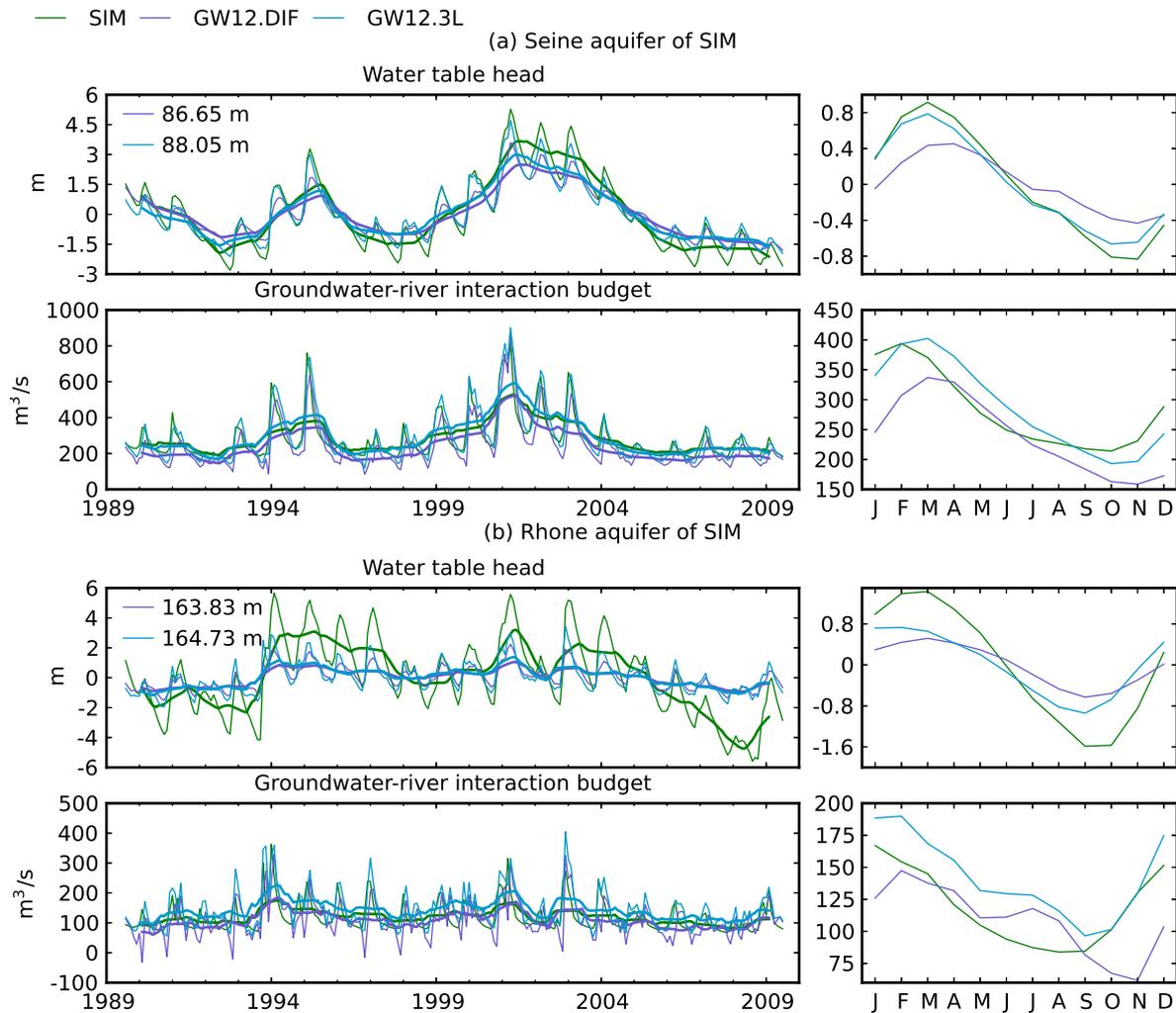


FIG. 6.13 – Anomalies mensuelles des hauteurs de nappe par rapport à la moyenne annuelle et échanges nappe/rivière moyennés sur les domaines aquifères Seine (a) et Rhône (b) définies dans SIM pour les simulations GW12.DIF et GW12.3L. Les courbes en gras correspondent à la moyenne glissante de largeur 12 mois. Les valeurs des moyennes annuelles sont également indiquées pour chaque simulation sur les graphes de variations de hauteurs de nappe.

Les stocks d'eau simulées

La figure 6.14a compare les anomalies de stocks d'eau continentale simulées par NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12.DIF et GW12.DIF avec les estimations de GRACE moyennées sur l'ensemble des aquifères définies dans TRIP. L'apport du schéma de sol ISBA-DF sur la simulation des stocks d'eau continentale se fait surtout ressentir sur la simulation des cycles annuels moyens mensuels. Visuellement, NOGW12.DIF est plus en accord avec la courbe de GRACE que NOGW12.3L. La comparaison des courbes GW12.DIF et GW12.3L donne également l'avantage à GW12.DIF, avec toutefois une amplitude de variation plus importante pour cette dernière. La figure 6.14b présente les mêmes courbes pour les simulations à 0.5° . De même qu'à $1/12^\circ$, les simulations réalisées avec ISBA-DF sont en meilleures accord avec GRACE.

6.3.3 Discussion

Les résultats de l'évaluation sur la France du schéma de sol ISBA-DF, directement intégré dans ISBA-TRIP, ont été comparés à ceux obtenus avec ISBA-3L sur la période 1989-2009. L'utilisation d'un schéma de sol explicite multicouche induit un certain nombre de changements

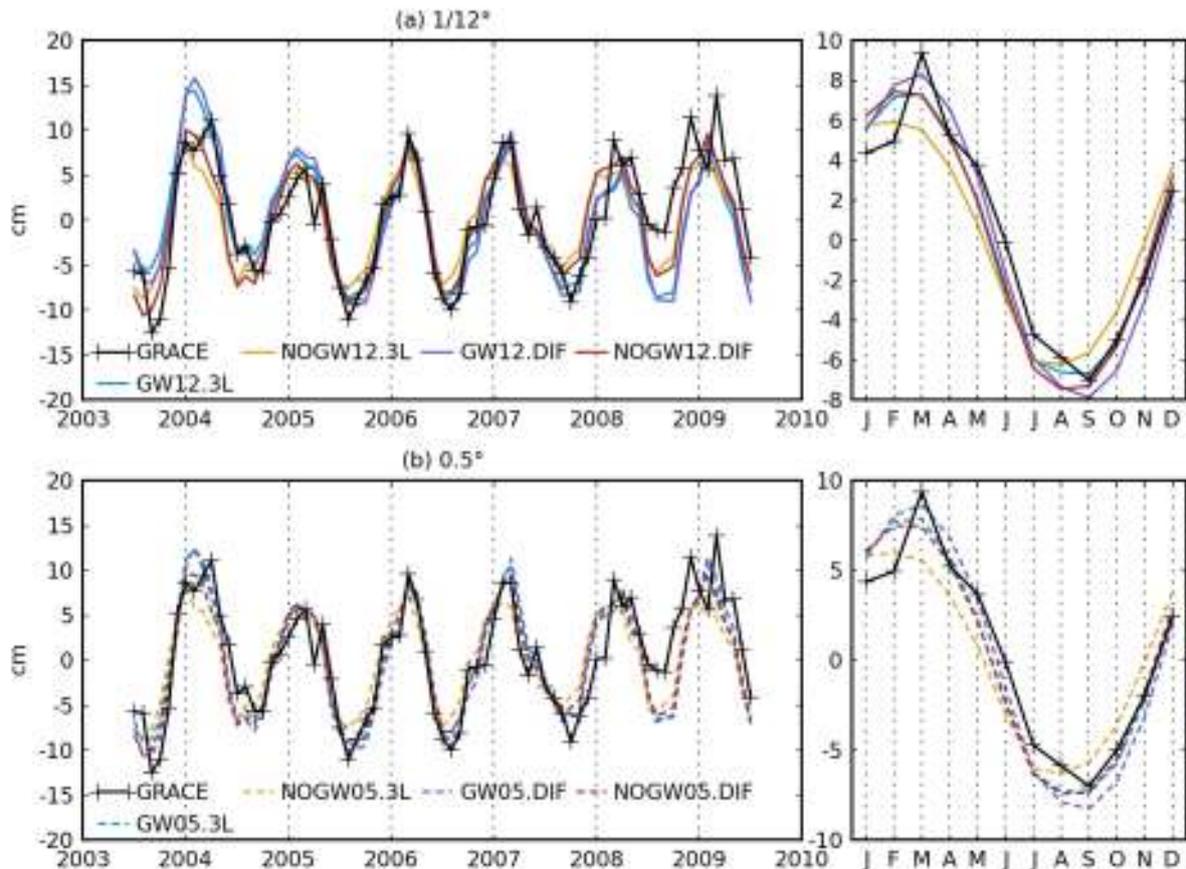


FIG. 6.14 – (a) Comparaison des anomalies de stocks d'eau continentale simulées par NOGW12.3L, GW12.3L, NOGW12.DIF et GW12.DIF avec les estimations de GRACE moyennées sur les aquifères de TRIP et (b) mêmes courbes à 0.5° pour GW05.3L, NOGW05.3L, GW05.DIF et NOGW05.DIF. Les séries temporelles et les cycles annuels moyens mensuels calculés sur la période allant de juillet 2003 à juillet 2009 sont représentés.

dans la simulation des variables hydrologiques par rapport à l'ancienne version ISBA-3L « force-restore » à trois réservoirs. L'effet majeur d'ISBA-DF est d'augmenter la mémoire hydrologique du sol, ce qui a pour conséquence une diminution du drainage simulé en période hivernale au profit des périodes printanières et estivales. Cet effet, déjà relevé dans Decharme et al. (2011), permet la simulation d'un drainage résiduel plus réaliste en période sèche par rapport au drainage résiduel calibré dans ISBA-3L (Decharme et al., 2011; Etchevers et al., 2001; Habets et al., 1999c). Ainsi, le schéma de sol explicite joue un rôle bénéfique sur les débits simulés sur la quasi totalité du territoire français en transférant une partie de l'eau des périodes humides vers les périodes sèches. De même, les anomalies de stocks d'eau simulées avec ISBA-DF sont plus en accord avec les estimations de GRACE que celles simulées par ISBA-3L. En contrepartie, la simulation du drainage en automne et en hiver paraît moins réaliste avec ISBA-DF.

L'effet bénéfique du schéma d'aquifère sur les débits est toujours présent avec ISBA-DF. Cependant, l'apport de ce dernier paraît au premier abord moins impressionnant qu'avec ISBA-3L. L'explication vient du fait que, dans ISBA-3L, le schéma d'aquifère assurait en totalité le stockage de l'eau en hiver nécessaire à l'obtention de débits d'été réalistes. En revanche, dans ISBA-DF, une partie de cet effet tampon est déjà pris en compte dans la simulation du drainage par le schéma de sol. L'apport du schéma d'aquifère se ressent donc moins sur les débits simulés. Cela prouve néanmoins que celui-ci se comporte de manière similaire quel que soit le schéma de sol considéré.

Toutefois, ces résultats mettent également en évidence des défauts imputables au schéma de sol multicouche. Les ratios des débits simulés ont ainsi tendance à être sous-estimés avec ISBA-

DF. De plus, les défauts du schéma d'aquifère, déjà relevés sur les débits simulés en amont des bassins de la Loire et de la Seine, sont ici encore plus marqués. Ces défauts traduisent un manque de réactivité dans les débits simulés, que l'on retrouve aussi à l'exutoire de la Seine avec une sous-estimation des débits en hiver et une surestimation en été. Ce manque de dynamique pourrait être lié aux incertitudes sur les paramètres du schéma d'aquifère. Cependant, plusieurs éléments tendent à attribuer ce manque de dynamique au schéma de sol ISBA-DF. Comme nous l'avons déjà souligné précédemment, NOGW12.DIF et NOGW05.DIF sous-estiment les débits moyens annuels simulés par rapport aux observations. De plus, les amplitudes des variations de hauteur de nappes simulées avec ISBA-DF sont moins importantes que celles simulées avec ISBA-3L, en particulier sur le bassin de la Seine où les scores de RMSE et de corrélation sont moins bons pour GW12.DIF que pour GW12.3L. Enfin, le fait que le schéma d'aquifère ait été validé au chapitre 4 avec un forçage de très bonne qualité rend l'hypothèse d'un manque de dynamique imputable à ISBA-DF encore plus plausible pour expliquer l'accentuation des défauts rencontrés avec GW12.DIF. Ainsi, dans une récente étude, Decharme et al. (2011) ont montré qu'un sol trop profond dans ISBA-DF pouvait être responsable d'une sous-estimation du drainage simulé. Ce résultat suggère que la profondeur du sol, variant de 1 à 3 m sur la France dans ISBA-DF, pourrait être un élément sur lequel jouer pour corriger les défauts rencontrés.

La comparaison des résultats à $1/12^\circ$ et 0.5° montre que le schéma de sol ISBA-DF est plus sensible à la résolution qu'ISBA-3L. Les deux schémas de sol surestiment le ruissellement de surface produit à basse résolution par rapport à celui produit à fine résolution. Cette surestimation est cependant beaucoup plus importante pour ISBA-DF. De plus, le drainage d'ISBA-DF est sous-estimé à $1/12^\circ$, et l'est encore plus à 0.5° . Les défauts d'ISBA-DF décrits précédemment semblent donc être accentués lorsque la résolution augmente. Le sol est en effet plus humide plus longtemps en hiver, accroissant du même coup l'effet tampon d'ISBA-DF, ce qui explique les dégradations plus marquées des scores des débits simulés avec la prise en compte des aquifères. Il convient néanmoins de tempérer ces propos du fait du faible nombre de stations de mesure de débit à 0.5° .

Ces résultats montrent que le changement du schéma de sol dans ISBA induit de nouvelles améliorations, et rajoute en même temps de nouvelles incertitudes sur le ruissellement total fourni à TRIP. Ces incertitudes sont liées à la fois à la paramétrisation du schéma de sol multicouche et à la résolution à laquelle ISBA est utilisée. De plus, les incertitudes d'ISBA liées à la résolution, déjà décrites dans la section précédente, sont ici plus importantes pour ISBA-DF. Il conviendra donc de prendre en compte ces remarques lors de l'interprétation des résultats du couplage de la nappe avec le sol.

6.4 Le couplage de la nappe avec le sol d'ISBA

Toutes les simulations présentées jusqu'ici ont été réalisées en mode « off-line », c'est-à-dire sans couplage de la nappe avec le sol d'ISBA. Il a cependant été évoqué à plusieurs reprises, dans l'introduction et dans les chapitres précédents, que les remontées capillaires de la nappe dans le sol pouvait avoir un impact significatif sur le bilan hydrique à l'interface sol-végétation-atmosphère (Fan et Miguez-Macho, 2010; Fan et al., 2007; Gutowski et al., 2002; Jiang et al., 2009; Koster et Suarez, 2001; Levine et Salvucci, 1999; Lo et Famiglietti, 2011; Miguez-Macho et Fan, 2012b; Miguez-Macho et al., 2007; Salvucci et Entekhabi, 1995; Yeh et Eltahir, 2005a; Yeh et al., 1998; York et al., 2002; Yuan et al., 2008). Il semble donc essentiel de prendre en compte ce type de processus afin d'évaluer son impact sur la répartition des précipitations entre évaporation, ruissellement de surface, et drainage, ainsi que sur les débits et hauteurs d'eau simulés. Ce couplage nécessite cependant de pouvoir interagir de manière explicite avec le sol d'ISBA, ce qui ne peut être réalisé avec l'approche de type « force-restore » à trois réservoirs utilisée dans ISBA-3L. C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser la version du schéma de sol ISBA-DF pour réaliser le couplage avec le schéma d'aquifère. Par rapport à ISBA-3L, ISBA-DF décrit de manière dynamique l'évolution du potentiel hydrique sur la verticale en résolvant l'équation de Richards 1.13, ce qui permet un couplage explicite avec la nappe lorsque la hauteur

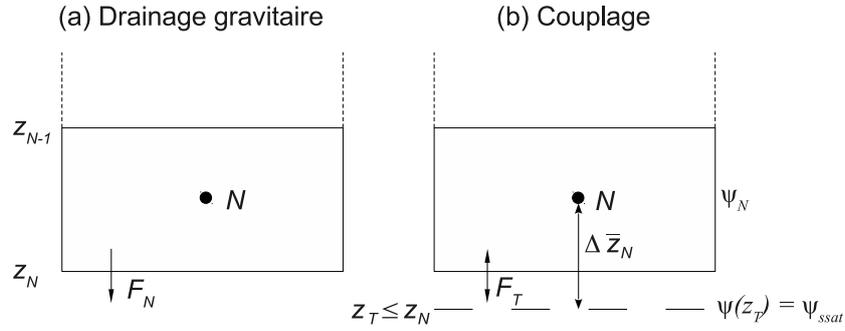


FIG. 6.15 – (a) Cas d'un drainage gravitaire F_N à la base du sol et (b) prise en compte du couplage F_T avec l'aquifère. z_{N-1} et z_N correspondent aux profondeurs des couches $N-1$ et N , ψ_N au potentiel hydrique au nœud N , $\psi(z_T)$ au potentiel hydrique de la nappe supposé égal au potentiel à saturation ψ_{sat} et $\Delta\bar{z}_N$ à la distance entre le nœud N et la profondeur z_T de la nappe.

piézométrique de celle-ci atteint le sol d'ISBA. Dans cette section, les simulations GW12.DIF, GW05.DIF, CPL12 et CPL05 sont comparées sur la France et sur la période 1989-2009 (cf. tableau 6.1).

6.4.1 Formalisme

Jusqu'à maintenant, la condition aux limites fixée à la base du sol d'ISBA-DF considérait un flux F_N constant du sol vers la nappe quelle que soit la situation (cf. équation 2.20). Cette condition supposait le gradient du potentiel hydrique entre la dernière couche et la nappe du sol négligeable. Il s'agit de la situation représentée sur la figure 6.15a correspondant à un drainage gravitaire du sol vers le sol profond.

Il est cependant possible de modifier cette condition aux limites pour prendre en compte l'éventuelle présence d'une nappe d'eau. Les remontées capillaires de la nappe peuvent en effet être importantes lorsque la profondeur de nappe z_T (m) est proche du sol ISBA situé à la profondeur z_N (m). En considérant que le potentiel hydrique de la nappe $\psi(z_T)$ est égal au potentiel à saturation ψ_{sat} (cf. figure 6.15b), le flux F_T à la base du sol s'écrit alors :

$$F_T = k_N \left[\frac{(\psi_N - \psi_s)}{\Delta\bar{z}_N} + 1 \right] \quad (6.1)$$

avec k_N la conductivité hydraulique de la dernière couche du sol N et ψ_N le potentiel hydrique au nœud N . L'épaisseur de sol $\Delta\bar{z}_N$ sur laquelle le gradient de potentiel hydrique est calculé est égale à :

$$\Delta\bar{z}_N = \max(z_T, z_N) - \frac{(z_N + z_{N+1})}{2} \quad (6.2)$$

La profondeur de nappe z_T est égale à la topographie Z moins la hauteur de nappe H simulée par TRIP (cf. figure 4.5). Elle est contrainte à rester supérieure ou égale à z_N . La prise en compte du gradient du potentiel hydrique entre la dernière couche de sol d'ISBA et la nappe autorise un flux négatif de la nappe vers le sol. Ce flux ne correspond donc plus vraiment à un « drainage » au sens propre du terme. Dans un souci de cohérence avec la description du modèle ISBA employé jusqu'ici, nous continuerons à utiliser ce terme dans la suite de ce chapitre. Il conviendra néanmoins de garder en mémoire qu'il s'agit d'un terme diffusif regroupant les processus de drainage gravitaire et de remontées capillaires dans le sol. Dans le cas où z_T devient suffisamment profond par rapport à z_N , l'épaisseur $\Delta\bar{z}_N$ devient grande et le flux F_T de l'équation 6.2 correspond à nouveau au simple drainage gravitaire F_N de l'équation 2.20.

Ce formalisme est bâti sur l'idée que les remontées capillaires sont prises en compte sur l'ensemble de la maille. Ce comportement paraît cependant peu réaliste sur des mailles à $1/12^\circ$, et encore moins sur des mailles à 0.5° . À de telles résolutions, il est difficile d'imaginer que la nappe interagisse avec le sol sur toute la superficie de la maille. En effet, les remontées capillaires auront lieu préférentiellement sur les zones de vallées où la nappe est plus proche de la surface, à l'inverse des zones de crêtes. En toute logique, seule une fraction f_{wtd} de la maille sera concernée par les remontées capillaires. Dans ISBA-TRIP, cette fraction varie linéairement de 0 à 1 de la profondeur de la rivière h_c jusqu'à la surface du sol et dépend de la profondeur de la nappe dans la maille :

$$f_{wtd} = \begin{cases} 0 & \text{si } z_T < h_c \\ 1 - \frac{z_T}{h_c} & \text{si } h_c \leq z_T \leq 0 \end{cases} \quad (6.3)$$

Ce formalisme se base sur l'idée qu'une maille où la nappe est déconnectée de la rivière dans le modèle correspond à un sol sec, même aux abords des rivières. Les remontées capillaires n'ont donc a priori pas lieu d'être sur ce type de maille, et l'hypothèse d'un drainage gravitaire sur toute la maille semble plausible. À l'inverse, lorsque la nappe est connectée à la rivière dans le modèle, les zones proches des rivières sont préférentiellement concernées par les remontées capillaires. Dans le modèle, ces zones correspondent à la fraction f_{wtd} où la condition aux limites F_T est définie. Sur le reste de la maille, la condition aux limites F_N reste établie. En définitive, le flux à la base du sol F s'écrit alors :

$$F = f_{wtd}F_T + (1 - f_{wtd})F_N \quad (6.4)$$

Dans ISBA-TRIP, la profondeur de nappe z_T et la fraction f_{wtd} sont directement calculées dans TRIP et mises à jour dans ISBA au pas de temps journalier.

6.4.2 Résultats

Bilan hydrique

La figure 6.16 compare les climatologies moyennes DJF, MAM, JJA et SON de l'évapotranspiration simulée par DIF12, CPL12, DIF05 et CPL12. La figure 6.16a représente l'évapotranspiration simulée par DIF12. Les flux sont importants en JJA, modérés en MAM et SON, et faibles en DJF. La comparaison entre CPL12 et DIF12 est tracée sur la figure 6.16c. L'effet du couplage est surtout visible en MAM, JJA, et SON avec des augmentations moyennes respectives de $+0.03 \text{ mm jour}^{-1}$, $+0.09 \text{ mm jour}^{-1}$ et $+0.02 \text{ mm jour}^{-1}$. Les pics d'évapotranspiration sont atteints en JJA lors de la période sèche. À 0.5° , les climatologies moyennes de l'évapotranspiration simulée par GW05.DIF, représentées sur la figure 6.16c, sont proches de celles décrites pour DIF12. Une baisse des valeurs moyennes d'évapotranspiration est néanmoins constatée en DJF, MAM et SON. La figure 6.16d compare l'évapotranspiration simulée par CPL05 avec celle simulée par DIF05. Comme à $1/12^\circ$, le couplage augmente l'évapotranspiration en MAM, JJA et SON. En revanche, cette augmentation concerne surtout la période JJA ($+0.04 \text{ mm jour}^{-1}$), tandis qu'elle reste faible en MAM et SON. Pour les deux résolutions, signalons également que ces changements n'apparaissent que sur les aquifères, ce qui est logique vu que le couplage ne concerne que ces domaines.

Les climatologies moyennes du drainage simulé par ces mêmes simulations sont représentées sur la figure 6.17. Rappelons ici que ce drainage correspond en réalité aux deux processus de drainage gravitaire et de remontées capillaires. Le drainage de DIF12 est tracé sur la figure 6.17a, et la différence entre CPL12 et DIF12 sur la figure 6.17b. Le couplage diminue le drainage sur l'ensemble des périodes, et en particulier en DJF ($-0.06 \text{ mm jour}^{-1}$ en moyenne) et MAM ($-0.07 \text{ mm jour}^{-1}$). De la même manière, les climatologies du drainage simulé par DIF05 sont représentées sur la figure 6.17c, et les différences entre CPL05 et DIF05 sur la figure 6.17d. La

diminution du drainage simulé par CPL12 se retrouve également avec CPL05, avec toutefois des valeurs moyennes bien plus faibles en DJF ($-0.04 \text{ mm jour}^{-1}$) et en MAM ($-0.03 \text{ mm jour}^{-1}$).

Les cycles annuels moyens mensuels du ruissellement de surface, du drainage, et de l'évapotranspiration simulés par DIF12, DIF05, CPL12 et CPL05 sont comparés sur la figure 6.18 pour les aquifères (a) du Bassin parisien, (b) de la vallée du Rhin, (c) de la vallée du Rhône, (d) du Bassin aquitain, (e) de la côte méditerranéenne et (f) sur tout le domaine français. De manière générale, le ruissellement de surface n'est que très peu affecté par l'introduction du couplage dans ISBA-DF. Le cycle annuel moyen de CPL12 présente néanmoins des valeurs légèrement plus élevées que celui de DIF12. Les différences sont en revanche quasiment nulles entre CPL05 et DIF05. De janvier à octobre, le couplage diminue le drainage simulé sur l'ensemble des aquifères, et plus particulièrement sur le Bassin parisien. Pour CPL12, celui-ci devient même négatif sur ce bassin en été; cela signifie que les remontées capillaires de la nappe vers le sol sont plus élevées que le drainage gravitaire de l'eau du sol vers la nappe. En revanche, cette diminution est moins importante pour CPL05. Enfin, les cycles annuels d'évapotranspiration montrent tous une augmentation des flux en période JJA, en particulier sur le Bassin parisien, sur la vallée du Rhône et sur le Bassin aquitain.

La colonne de droite de la figure 6.18 montre les différences des flux entre CPL05 (DIF05) et CPL12 (DIF12). Comme sur la figure 6.6, ces flux sont exprimés en pourcentage des précipitations mensuelles moyennes. Nous retrouvons ici la sensibilité à la résolution d'ISBA-DF déjà discutée dans la section précédente. Avec l'introduction du couplage, les différences de ruissellement de surface entre basse et fine résolutions sont en général moins importantes pour le ruissellement de surface et le drainage simulés. De plus, là où le drainage moyen de DIF05 était inférieur à DIF12, celui de CPL05 est supérieur à celui de CPL12 sur le Bassin parisien et dans la vallée du Rhône. Il est cependant difficile d'interpréter ce résultat du fait que les moyennes de

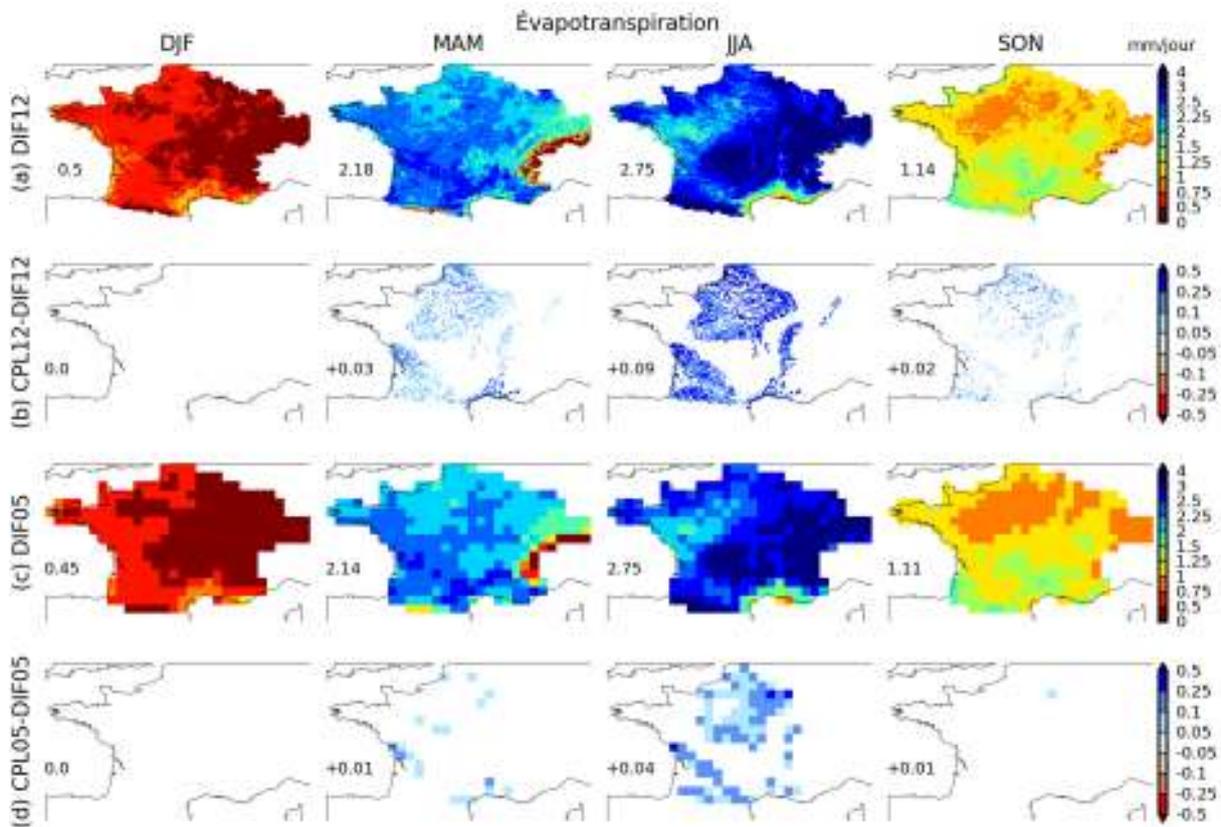


FIG. 6.16 – (a) Climatologies moyennes de l'évapotranspiration (en mm jour^{-1}) simulées par DIF12, (b) différences entre CPL12 et DIF12, (c) climatologies moyennes de DIF05, et (d) différences entre CPL05 et DIF05. Les saisons DJF, MAM, JJA et SON sont présentées de gauche à droite. Les moyennes spatiales des champs sont également indiquées sur chaque graphe.

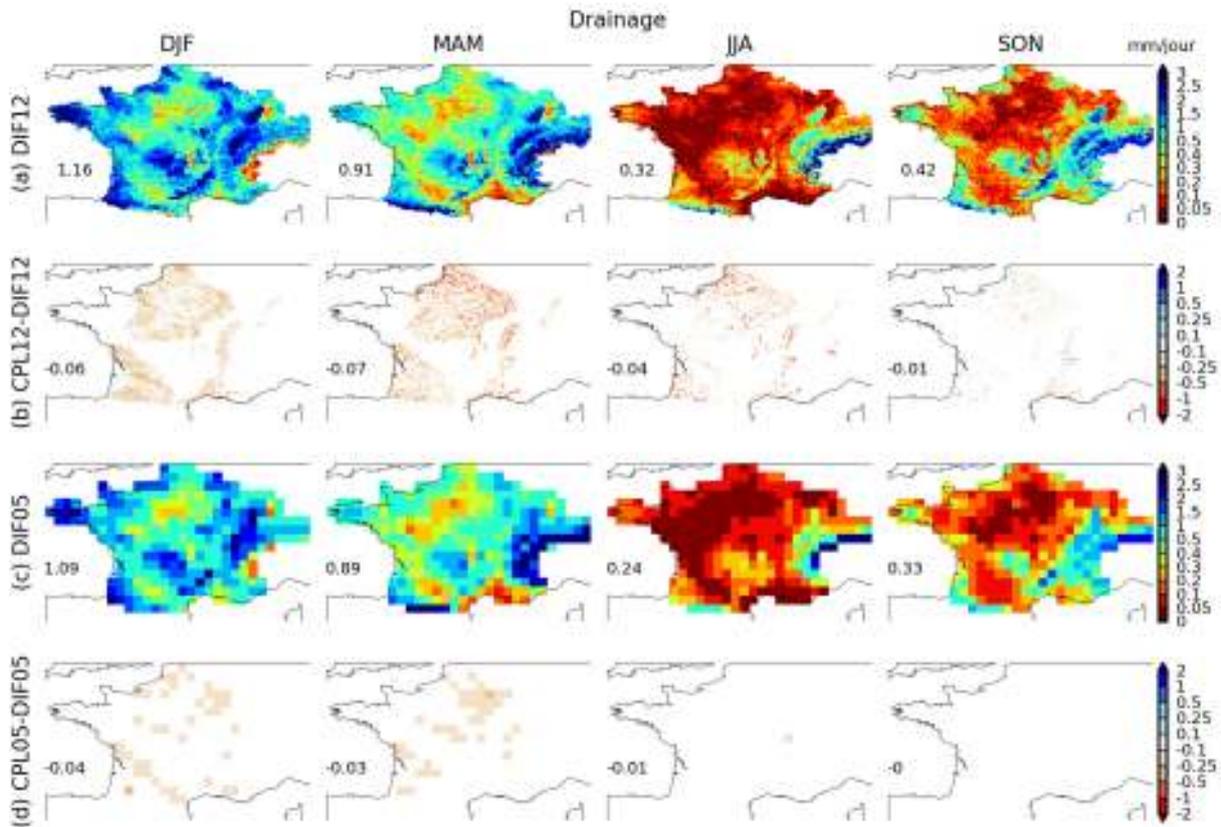


FIG. 6.17 – Même chose que pour la figure 6.16, mais pour le drainage simulé.

Q_{sb} intègrent désormais des flux positifs (drainage gravitaire) et négatifs (remontées capillaires). Enfin, la diminution de la résolution entraîne sur les simulations couplées une diminution de l'évapotranspiration simulée, ce qui rejoint les résultats de la figure 6.16.

La figure 6.19 représente les climatologies moyennes des profils d'humidité du sol de DIF12, CPL12, DIF05 et CPL05, moyennées spatialement sur chaque bassin aquifère défini dans TRIP, ainsi que sur l'ensemble de ces aquifères. Ces profils représentent le contenu en eau du sol moyen des onze couches définies sur la France de 0 à 3 m de profondeur par rapport à la topographie Z . De manière générale, le couplage rend le sol plus humide sur chaque période. En DJF, les remontées capillaires de la nappe humidifient la base du sol sans modifier l'humidité des couches proches de la surface. En MAM, cette humidification se propage vers les couches de surface et en JJA, l'ensemble du sol est humidifié, ce qui aboutit à des profils parallèles entre les simulations couplées et non-couplées. Enfin, en SON, les profils des simulations couplées tendent à se rapprocher des simulations non-couplées, tandis que la base du sol reste humide. Pour chacun des domaines aquifères considérés, les profils de DIF12 et DIF05 sont quasiment superposés, excepté sur les aquifères côtiers de Méditerranée où l'on observe des écarts importants. En revanche, le sol est dans tous les cas plus humide avec CPL12 qu'avec CPL05. L'effet du couplage sur le contenu en eau du sol est donc plus important à $1/12^\circ$ qu'à 0.5° .

Les débits et hauteurs d'eau simulés

Les cycles annuels moyens journaliers des débits simulés par GW12.DIF, GW05.DIF, CPL12 et CPL05 aux exutoires des quatre grands bassins versants français sont représentés sur la figure 6.20. Les scores statistiques associés à ces courbes sont décrits dans le tableau 6.5. Aucun changement significatif n'apparaît dans la simulation des débits à l'exutoire de la Loire, du Rhône et de la Garonne. En revanche, les scores d'efficacité calculés pour CPL12 sont légèrement dégradés par rapport à ceux calculés pour GW12.DIF. De plus, les scores de ratio, déjà sous-estimés sans couplage, le sont un peu plus avec couplage.

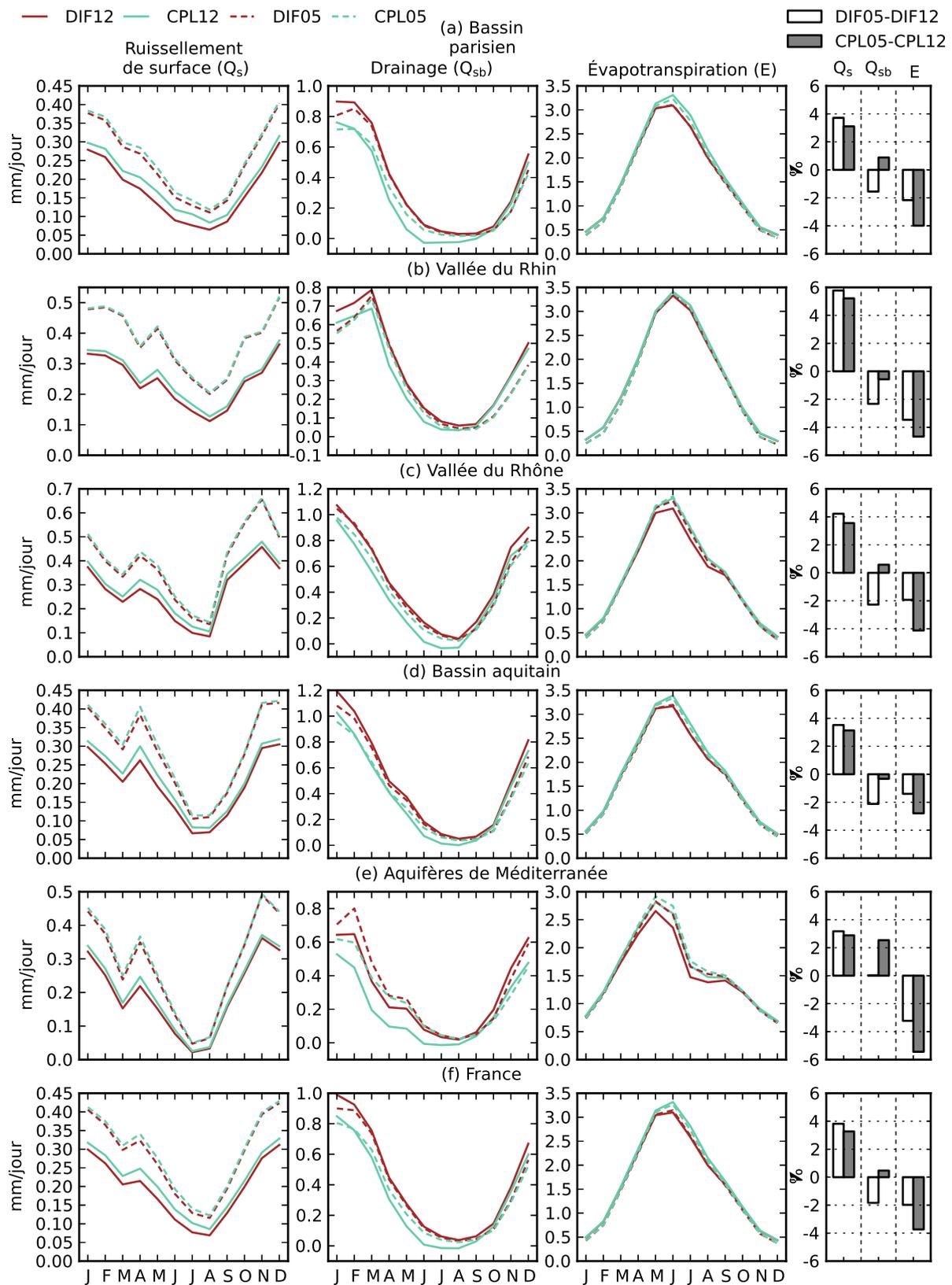


FIG. 6.18 – Cycles annuels moyens mensuels du ruissellement de surface, du drainage et de l'évapotranspiration simulés par DIF12, DIF05, DPL12 et CPL05 pour les aquifères TRIP (a) du Bassin parisien, (b) de la vallée du Rhin, (c) de la vallée du Rhône, (d) du Bassin aquitain, (e) des côtes méditerranéennes et (f) sur le domaine aquifère entier. Les comparaisons entre DIF05 et DIF12 d'une part, et CPL05 et CPL12 d'autre part, sont représentées sur le panel de droite en pourcentage des précipitations moyennes mensuelles.

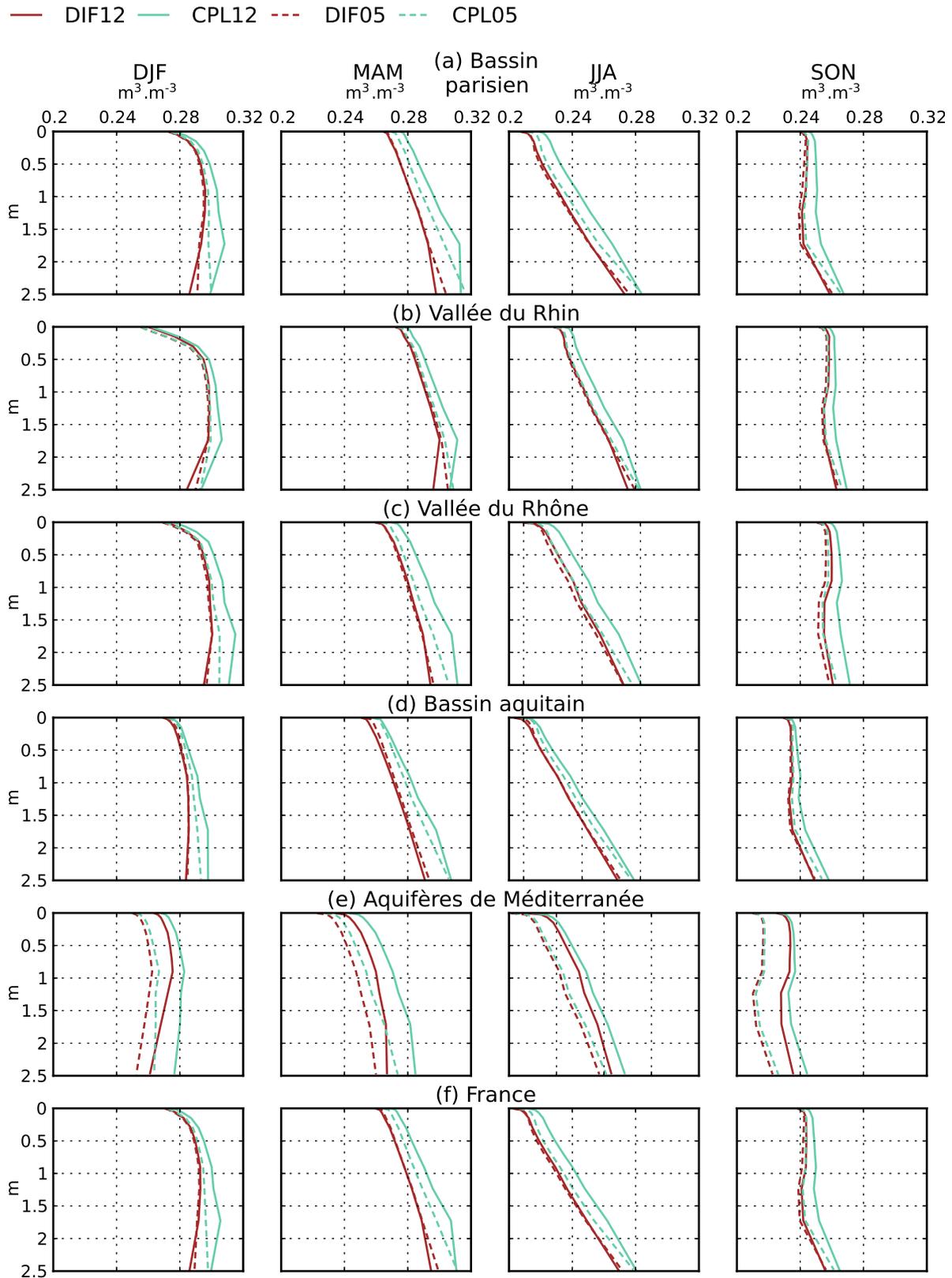


FIG. 6.19 – Climatologies moyennes des profils d'humidité du sol moyennées sur les aquifères TRIP (a) du Bassin parisien, (b) de la vallée du Rhin, (c) de la vallée du Rhône, (d) du Bassin aquitain, (e) des côtes méditerranéennes et (f) sur le domaine aquifère entier. Les climatologies DJF, MAM, JJA et SON sont représentées de gauche à droite.

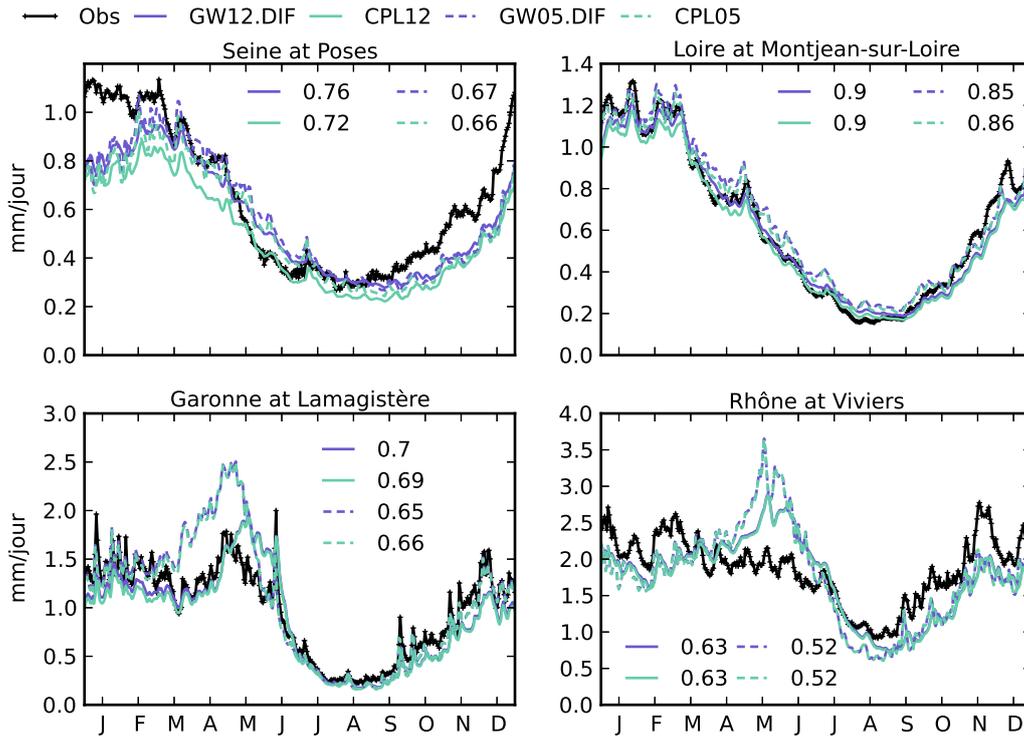


FIG. 6.20 – Cycles annuels moyens journaliers des débits simulés par GW12.DIF, GW05.DIF, CPL12 et CPL05 aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne et du Rhône. Les scores d'efficacité sont également indiqués sur chaque graphique.

	Expérience	Efficacité	Ratio	Corrélation	RMSE
Seine	GW12.DIF	0.76	0.91	0.89	0.23
	GW05.DIF	0.67	0.94	0.82	0.27
	CPL12	0.72	0.79	0.91	0.25
	CPL05	0.66	0.88	0.82	0.28
Loire	GW12.DIF	0.9	0.98	0.95	0.19
	GW05.DIF	0.85	1.07	0.92	0.23
	CPL12	0.9	0.93	0.96	0.18
	CPL05	0.86	1.04	0.93	0.22
Garonne	GW12.DIF	0.7	0.92	0.84	0.53
	GW05.DIF	0.65	1.09	0.84	0.57
	CPL12	0.69	0.89	0.84	0.53
	CPL05	0.66	1.07	0.84	0.56
Rhône	GW12.DIF	0.63	1.0	0.83	0.54
	GW05.DIF	0.52	1.02	0.82	0.61
	CPL12	0.63	0.99	0.83	0.53
	CPL05	0.52	1.01	0.82	0.61

TAB. 6.5 – Scores statistiques simulés aux exutoires des quatre principaux fleuves français par GW12.DIF, GW05.DIF, CPL12 et CPL05.

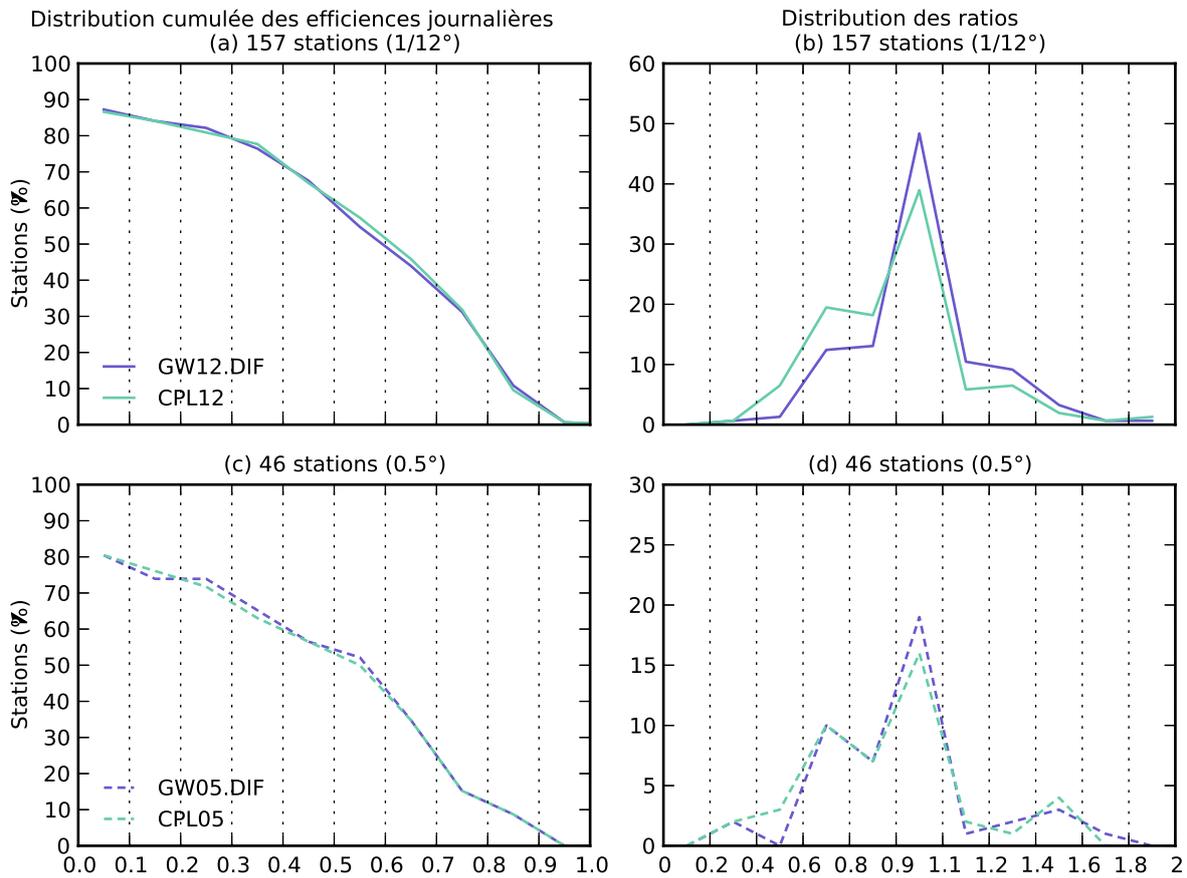


FIG. 6.21 – (a) Distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par GW12.DIF et CPL12 aux 157 stations de mesure à $1/12^\circ$ influencées par les aquifères, (b) distribution des ratios à ces mêmes stations, (c) distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par GW05.DIF et CPL05 aux 46 stations sélectionnées à 0.5° et (d) distributions des ratios à ces mêmes stations.

La figure 6.21 généralise ces résultats à l'ensemble des stations de mesure de débit influencées par les aquifères aux deux résolutions. Les distributions cumulées des efficacités journalières présentées sur les figures 6.21a à $1/12^\circ$ et 6.21c à 0.5° ne montrent pas de changements significatifs apportés par le couplage sur les efficacités des débits simulés. En revanche, les distributions des ratios à $1/12^\circ$, présentées sur la figures 6.21b, montrent une sous-estimation des débits moyens simulés par CPL12 par rapport à ceux simulés par GW12.DIF. Aucun changement significatif n'apparaît en revanche concernant les distributions des ratios des simulations à 0.5° tracées sur la figure 6.21d.

La figure 6.22 compare les scores de corrélation et de RMSE calculés pour les anomalies mensuelles de hauteur de nappe simulées par CPL12 et GW12.DIF. Les figures 6.22a et 6.22c montrent la distribution spatiale de ces scores pour les 426 piézomètres sélectionnés, tandis que les figures 6.22b et 6.22d montrent les différences de score entre les simulations CPL12 et GW12.DIF. En général, l'influence du couplage sur les scores calculés à chaque piézomètre est faible. On note néanmoins quelques améliorations sur la plupart des bassins aquifères, excepté sur la Seine où une partie des scores sont dégradés avec l'introduction des aquifères.

Les figures 6.23a et 6.23b comparent les variations de hauteur de nappe mensuelles et le bilan moyen des échanges nappe/rivière de GW12.DIF et CPL12 moyennés spatialement sur les deux aquifères SIM de la Seine et du Rhône. Les variations de hauteur de nappe sont calculées en terme d'anomalies par rapport à la moyenne annuelle sur la période 1989-2009. Une moyenne glissante d'une période de 12 mois a également été appliquée sur chaque courbe de manière à capturer la variabilité annuelle. Enfin, les courbes de la simulation SIM de référence présentée

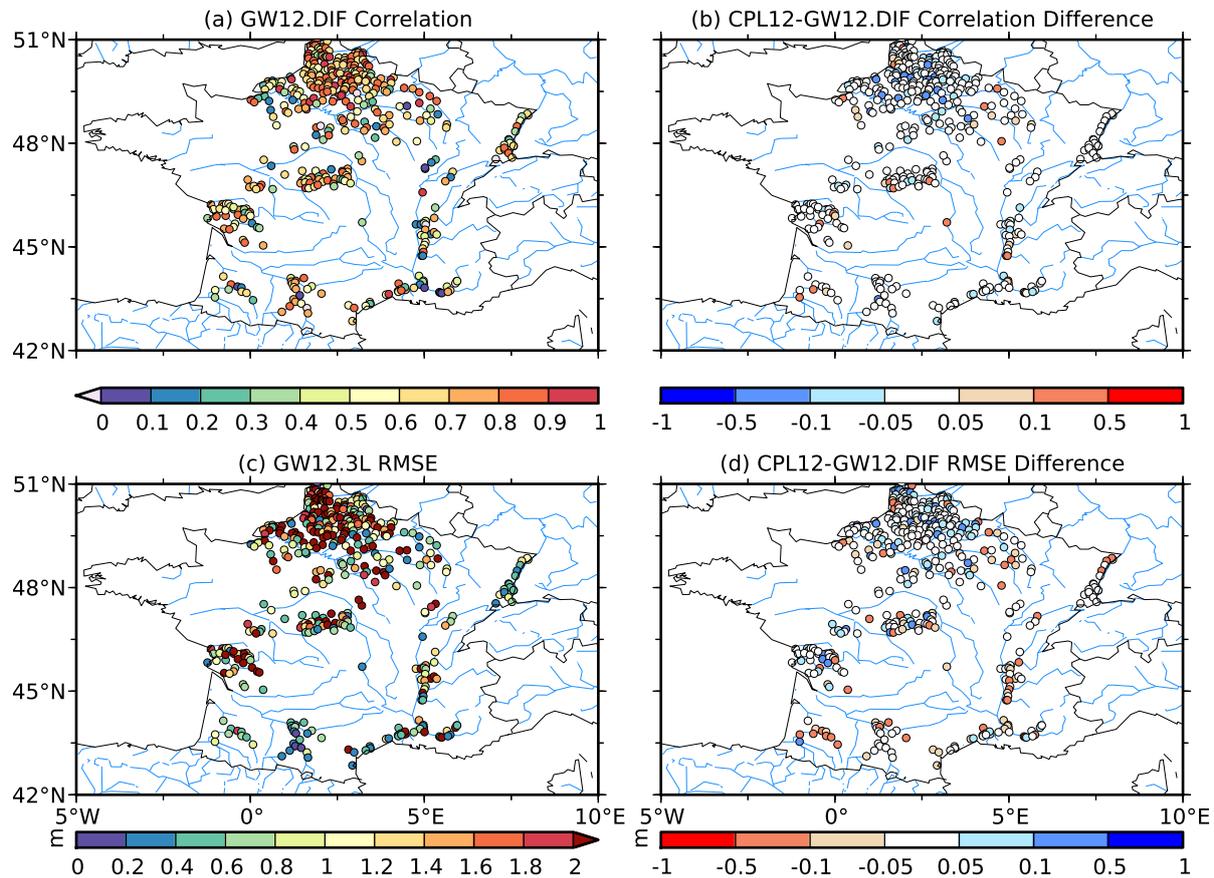


FIG. 6.22 – (a) Comparaison des hauteurs de nappe mensuelles simulées par GW12.DIF avec les observations en terme de corrélation aux 428 piézomètres sélectionnés, (b) différences de corrélation entre CPL12 et GW12.DIF, (c) RMSE calculés pour GW12.DIF et (d) différences de RMSE entre CPL12 et GW12.DIF.

sur la figure 4.15 du chapitre 4 sont également tracées. En terme de variations de hauteur de nappe, les courbes des simulations GW12.DIF et CPL12 restent très proches les unes des autres. En revanche, les hauteurs de nappe moyennes indiquées sur chaque graphe montrent que les nappes sont plus basses avec CPL12 du fait que le drainage gravitaire des basses couches de sol soit moins important. Cette diminution du niveau des nappes engendre du même coup une diminution du gradient entre la hauteur de nappe et le niveau de la rivière. Ce phénomène est responsable de la baisse des échanges entre la nappe et la rivière constatée sur les courbes des échanges nappe/rivière.

Les stocks d'eau simulés

La figure 6.24a compare les anomalies de stocks d'eau continentale simulés par GW12.DIF et CPL12 avec les estimations de GRACE moyennées spatialement sur l'ensemble des aquifères définis dans TRIP. La figure 6.24b présente les mêmes courbes pour les simulations GW05.DIF et CPL05. Dans les deux cas, le couplage n'agit quasiment pas sur la simulation des stocks d'eau continentale. Seule une très légère augmentation de l'amplitude du signal est observée, mais celle-ci reste malgré tout négligeable.

6.4.3 Discussion

Le formalisme introduit dans le but de prendre en compte les remontées capillaires de la nappe dans ISBA-TRIP repose sur une modification des conditions aux limites à la base du

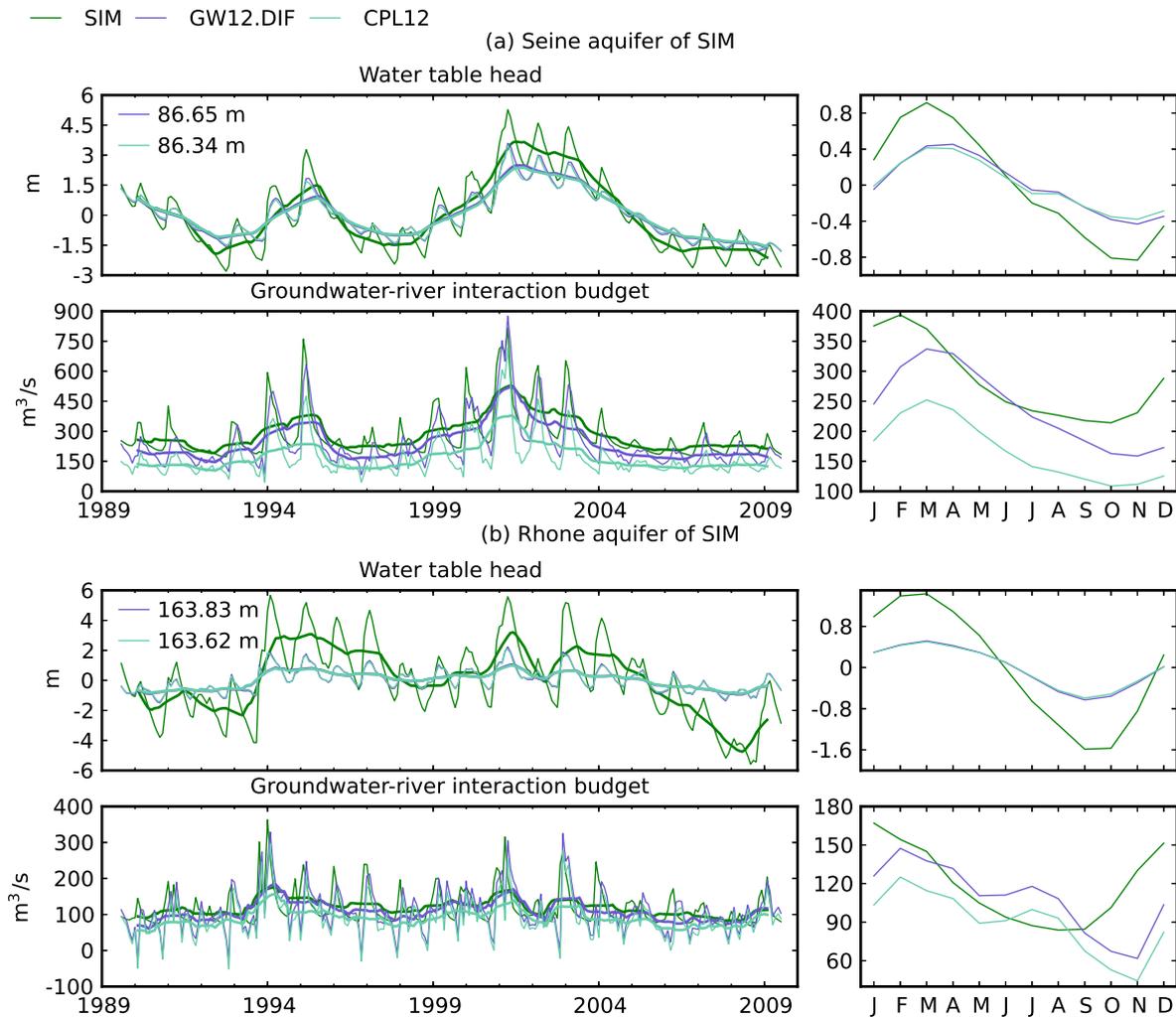


FIG. 6.23 – Anomalies mensuelles des hauteurs de nappe par rapport à la moyenne annuelle et échanges nappe/rivière moyennés sur les domaines aquifères Seine (a) et Rhône (b) définie dans SIM pour les simulations GW12.DIF et CPL12. Les courbes en gras correspondent à la moyenne glissante de largeur 12 mois. Les valeurs des moyennes annuelles sont également indiquées pour chaque simulation sur les graphes de variations de hauteur de nappe.

sol. Celles-ci passent d'une condition aux limites à flux constant du sol vers la nappe à un flux dépendant du gradient du potentiel hydrique entre la nappe et la dernière couche de sol d'ISBA-DF. Afin de tenir compte des hétérogénéités de la topographie dans la maille, une paramétrisation linéaire simple a été introduite de manière à calculer la fraction de la maille concernée par les processus de remontées capillaires. Ce couplage a été testé sur la France à $1/12^\circ$ et 0.5° sur la période 1989-2009.

Les principaux effets du couplage sont d'augmenter l'évapotranspiration en période sèche, de diminuer le drainage en période humide, et d'augmenter le contenu en eau du sol. Ces résultats confirment les conclusions de plusieurs autres études réalisées sur le sujet (Anyah et al., 2008; Chen et Hu, 2004; Fan et Miguez-Macho, 2010; Leung et al., 2011; Liang et al., 2003; Miguez-Macho et Fan, 2012b; Niu et al., 2007; Yuan et al., 2008). Par exemple, en utilisant une approche similaire, Fan et Miguez-Macho (2010) ont montré avec un modèle à fine résolution appliqué sur les États-Unis, qu'un couplage de la nappe avec le sol d'un LSM humidifiait le sol là où la nappe était proche de la surface, ce qui avait pour conséquence l'augmentation de l'évapotranspiration. Les débits simulés dans notre étude sont quant à eux très peu affectés en terme d'efficience. En revanche, les ratios sont légèrement dégradés par rapport aux simulations sans couplage. Cette dégradation est à relier au manque de dynamique du schéma de sol explicite ISBA-DF,

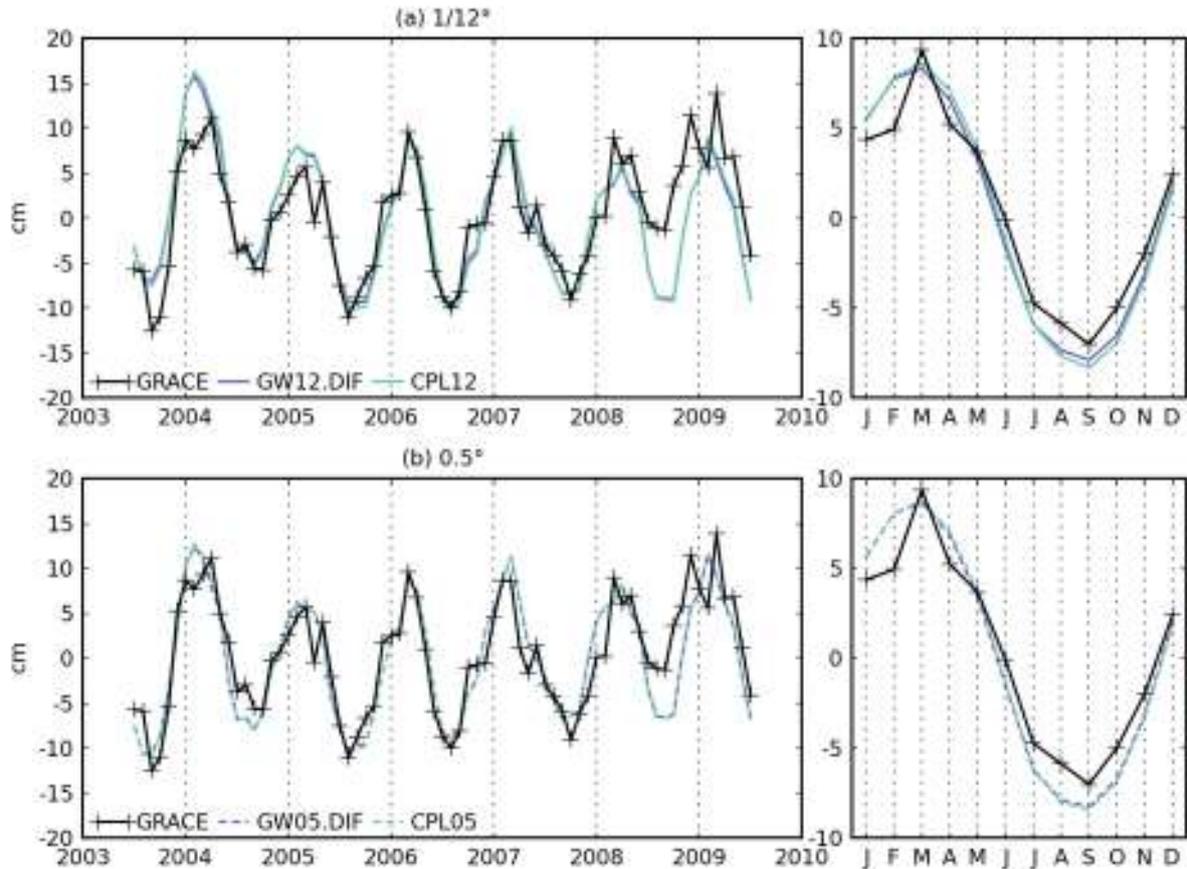


FIG. 6.24 – (a) Comparaison des anomalies de stocks d'eau continentale simulés par GW12.DIF et CPL12 avec les estimations de GRACE moyennées sur les aquifères de TRIP et (b) mêmes courbes à 0.5° pour GW05.DIF, et CPL05. Les séries temporelles et les cycles annuels moyens mensuels calculés sur la période allant de juillet 2003 à juillet 2009 sont représentés.

déjà discuté dans la section précédente. L'hypothèse la plus plausible expliquant ce manque de dynamique est un stockage trop important et trop long de l'eau dans le sol avec le schéma de sol explicite. Le couplage n'arrange donc pas les choses puisqu'il augmente nécessairement l'humidité du sol en humidifiant les basses couches.

Les résultats montrent cependant une forte sensibilité du couplage à la résolution. L'impact de ce dernier sur le bilan hydrique est en effet moins important à 0.5° qu'à $1/12^\circ$. Ainsi, les sols sont moins humides et les changements affectant l'évapotranspiration et le drainage moins importants avec CPL05 qu'avec CPL12. Les moyennes de fractions f_{wtd} tracées à $1/12^\circ$ sur la figure 6.25a sont plus importantes sur le tracé des grands fleuves que sur le reste du domaine. Ce résultat est en accord avec l'hypothèse de remontées capillaires plus importantes le long des cours d'eau, et moins importantes ailleurs. En revanche, à 0.5° , les fractions sont en moyenne inférieures à 0.3 sur la plupart des mailles et restent homogènes sur l'ensemble du domaine. Ces résultats s'expliquent par le fait qu'à 0.5° , les nappes sont en majorité plus profondes qu'à $1/12^\circ$, comme en témoigne la figure 6.25b.

Le profil linéaire adopté pour décrire l'évolution des fractions reste également discutable. Les mailles présentant une topographie peu escarpée devraient en effet être beaucoup plus concernées par les échanges avec la surface que les mailles au relief escarpé. Ainsi, la fraction d'une maille au relief plat devrait rapidement atteindre 1 lorsque la nappe s'approche de la surface. À l'inverse, la fraction ne devrait atteindre que très rarement, voir jamais, la valeur 1 sur des mailles au relief très escarpé. La prise en compte de la topographie sous-maille pourrait être une manière d'améliorer le réalisme de ces fractions.

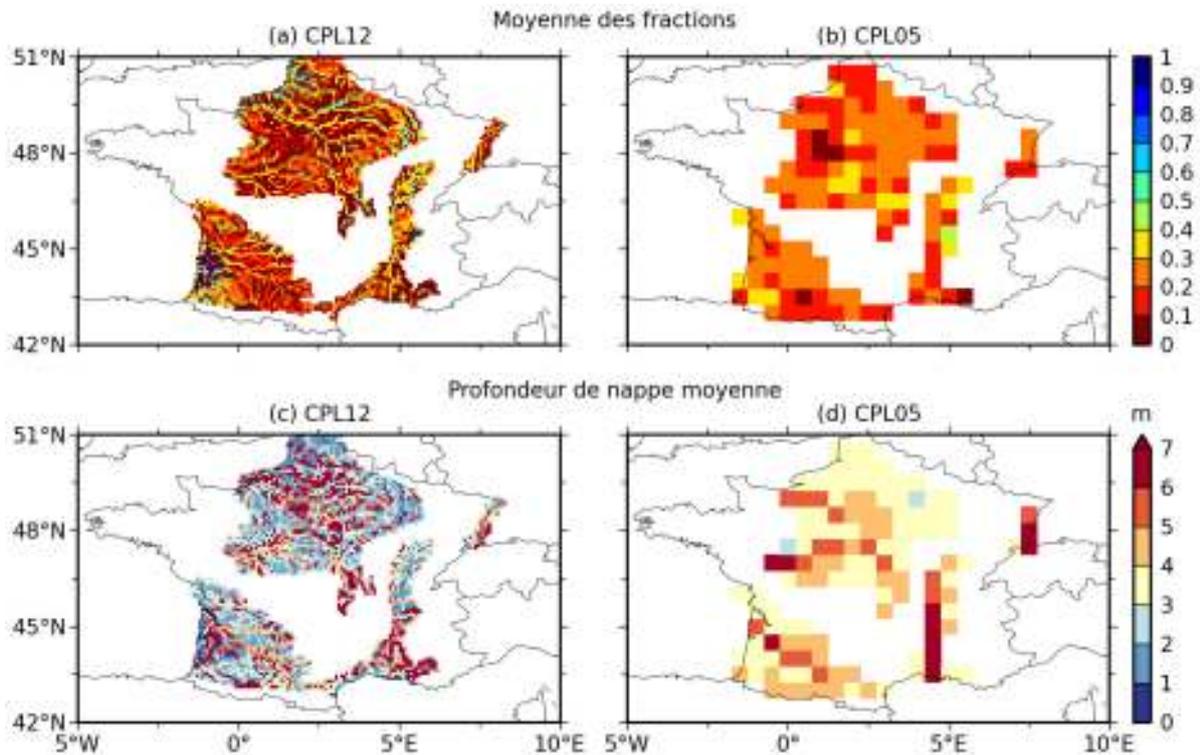


FIG. 6.25 – (a) Moyenne des fractions de maille concernées par les remontées capillaires sur la période 1989-2009 pour CPL12 et (b) moyenne des fractions pour CPL05.

6.5 Applications à l'échelle globale

En guise de perspective, cette section se propose de présenter les premières applications à l'échelle globale de la nouvelle version d'ISBA-TRIP intégrant ISBA-DF. Trois simulations ont été réalisées :

- NOGW.DIF sans aquifères,
- GW.DIF avec aquifères en mode off-line,
- CPL avec aquifères couplé avec ISBA.

Ces simulations reprennent le cadre expérimental du chapitre 5, à ceci près que la période d'évaluation des débits simulés s'étend de janvier 1989 à janvier 2008. De plus, les simulations sont forcées par le forçage atmosphérique Princeton. Le nombre de stations de mesure disponibles sur cette période s'élève à 1963 et, parmi elles, 1142 sont directement influencées par les aquifères. L'évaluation des stocks d'eau continentale simulés s'effectuera en reprenant les trois produits GRACE JPL, CSR et GFZ disponibles sur la période d'août 2002 à décembre 2008.

6.5.1 Les débits simulés

La comparaison des débits simulés par GW.DIF et NOGW.DIF est proposée sur la figure 6.26 en terme de ratios, d'efficacités, et de RMSE des anomalies par rapport aux cycles annuels mensuels. Les ratios, les efficacités et les RMSE de NOGW.DIF, présentés sur les figures 6.26a, 6.26c et 6.26e, illustrent les défauts déjà relevés pour NOGW sur la figure 5.3 : les ratios sont surestimés et des efficacités négatives en Afrique, en Amérique du Sud, en Arctique et sur l'est des États-Unis. De la même manière, la comparaison des scores de GW.DIF et NOGW.DIF (cf. figure 6.26b, 6.26d et 6.26f) confirme l'apport du schéma d'aquifère sur les débits simulés dans ces régions, et la dégradation des scores à l'est des États-Unis, en amont de l'Amazone et du Paraná, et sur quelques stations en Europe.

La figure 6.27 compare les cycles annuels moyens mensuels et les anomalies mensuelles des débits simulés et observés à l'exutoire des principaux grands bassins versants du monde pour

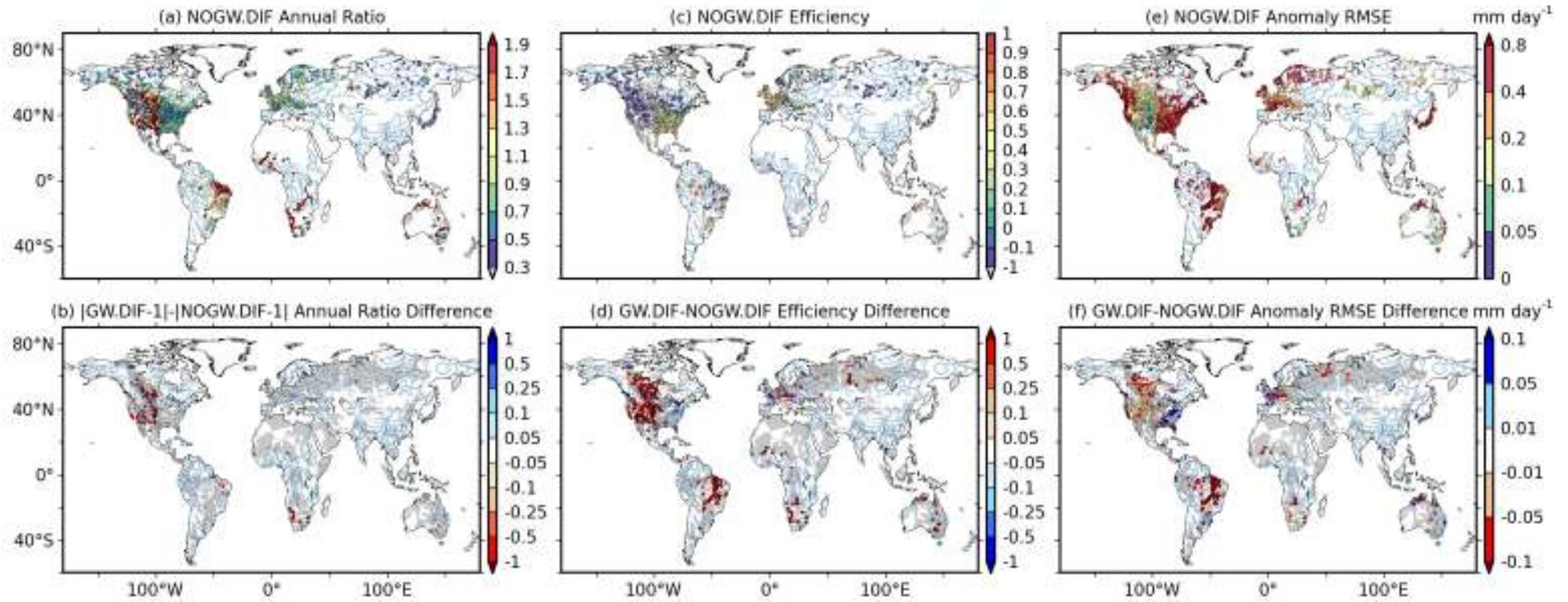


FIG. 6.26 – Comparaison des débits mensuels observés et simulés par NOGW.DIF et GW.DIF. (a) Les ratios annuels, (c) les efficacités et (e) les RMSE en terme d’anomalies pour NOGW.DIF aux 1963 stations de mesure sélectionnées sur la période 1989-2009. (b, d, f) Les différences avec GW.DIF pour les 1142 stations de mesure potentiellement influencées par les aquifères. Les zones grises sur les figures (b, d, f) représentent les domaines aquifères TRIP.

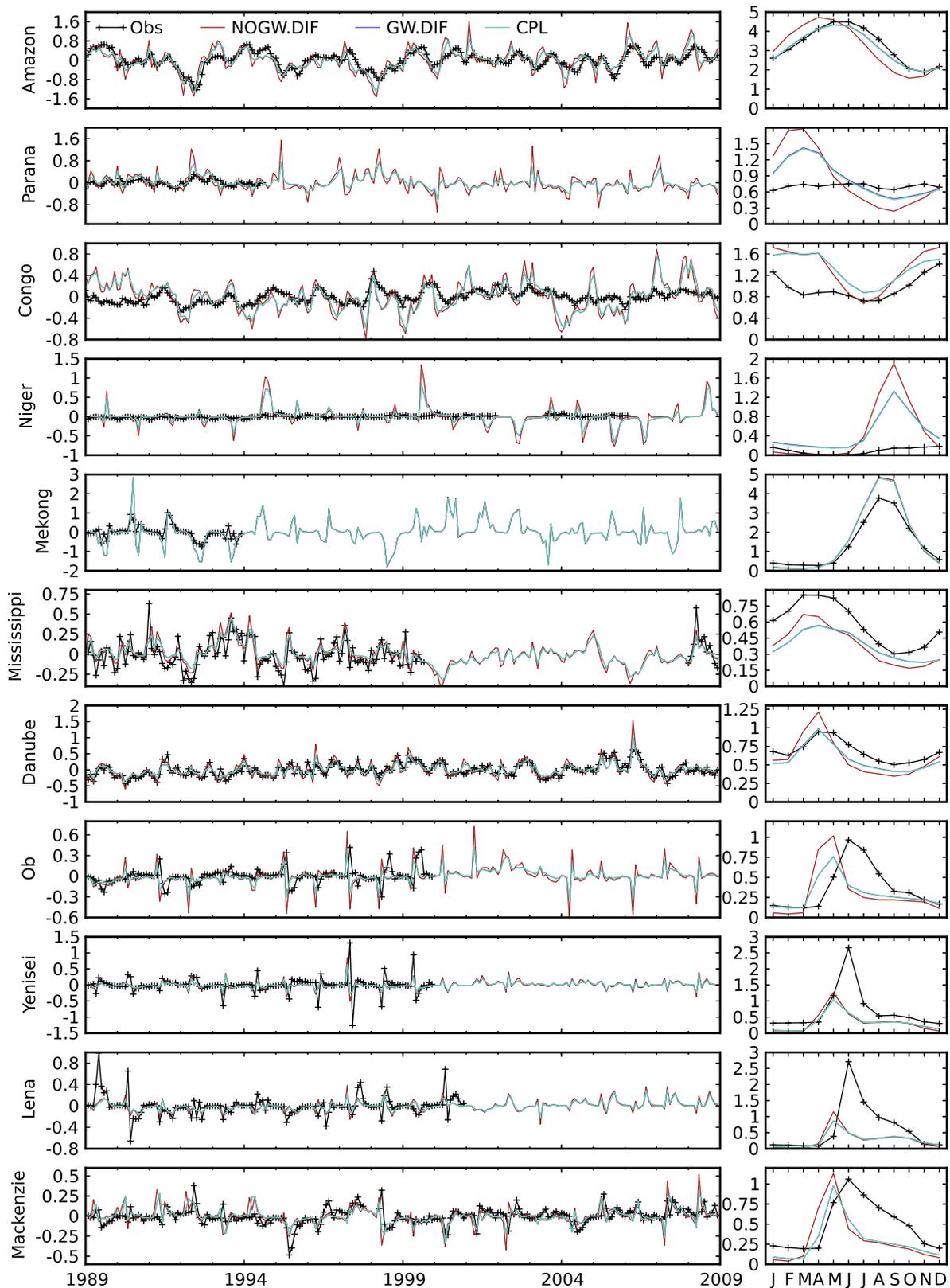


FIG. 6.27 – Comparaison entre (à droite) les cycles annuels moyens mensuels et (à gauche) les anomalies mensuelles des débits simulés et observés à l'exutoire des principaux grands bassins versants du monde pour NOGW.DIF, GW.DIF et GW.CPL.

Bassin	Expérience	Efficience	Ratio	Corrélation	RMSE	Anomalie	
						Corrélation	RMSE
Amazonie	NOGW.DIF	0.45	0.97	0.81	0.73	0.63	0.38
	GW.DIF	0.89		0.95	0.32	0.77	0.25
	CPL	0.88	0.96	0.33			
Paraná	NOGW.DIF	-24.13	1.33	0.23	0.31	0.45	0.13
	GW.DIF	-9.45	1.32	0.40	0.20	0.66	0.07
	CPL	-8.82	1.29				
Congo	NOGW.DIF	-3.48	1.37	0.64	0.51	0.43	0.27
	GW.DIF	-2.91		0.51	0.48	0.42	0.23
	CPL	-2.86	0.52				
Niger	NOGW.DIF	-105.19	5.03	0.36	0.66	0.11	0.21
	GW.DIF	-53.90	5.00	0.45	0.47	0.12	0.15
	CPL	-51.81	4.86		0.46	0.11	
Mékong	NOGW.DIF	0.84	1.03	0.96	0.26	0.73	0.21
	GW.DIF	0.85			0.25		
	CPL						
Mississippi	NOGW.DIF	0.43	0.73	0.89	0.15	0.76	0.09
	GW.DIF	0.32	0.72	0.85	0.17	0.77	
	CPL	0.30	0.71		0.78		
Danube	NOGW.DIF	0.09	0.88	0.79	0.23	0.78	0.15
	GW.DIF	0.52	0.85	0.85	0.17	0.82	0.12
	CPL	0.50	0.84				
Ob	NOGW.DIF	-0.94	0.74	0.13	0.31	-0.15	0.14
	GW.DIF	-0.10	0.73	0.32	0.23	-0.01	0.10
	CPL						
Yenisei	NOGW.DIF	-0.02	0.46	0.52	0.52	0.21	0.19
	GW.DIF	0.05	0.45	0.64	0.50	0.33	0.17
	CPL						
Léna	NOGW.DIF	-0.12	0.42	0.32	0.64	0.45	0.13
	GW.DIF	-0.06	0.40	0.45	0.62	0.55	0.12
	CPL						
Mackenzie	NOGW.DIF	-0.53	0.64	0.43	0.38	0.38	0.12
	GW.DIF	0	0.60	0.65	0.31	0.50	0.09
	CPL						

TAB. 6.6 – Scores statistiques simulés par NOGW.DIF, GW.DIF et CPL à l'exutoire de chaque grand bassin versant. Les RMSE sont données en mm jour^{-1}

les simulations NOGW.DIF, GW.DIF et CPL. Ces stations de mesure correspondent à celles décrites dans le tableau 5.2, excepté celle localisée à l'embouchure du Gange pour laquelle aucune donnée n'est disponible sur la période 1989-2008. Les scores statistiques calculés pour chaque simulation et chaque station sont indiqués dans le tableau 6.6. Nous retrouvons sur ces courbes les résultats du chapitre 5 : l'effet tampon de l'aquifère a pour conséquence de décaler les cycles annuels et de lisser l'amplitude des débits, ce qui améliore les scores d'efficacité, de corrélation et de RMSE sur l'Amazonie, le Paraná, le Congo et le Danube. De plus, les efficacités des simulations ISBA-DF sont supérieures aux efficacités des simulations ISBA-3L sur les bassins tropicaux et tempérés (cf. tableau 5.3), que ce soit avec ou sans aquifères. Seules les efficacités des bassins boréaux sont moins bonnes pour les simulations ISBA-DF. En revanche, les ratios calculés sont pour la plupart inférieurs aux ratios des simulations NOGW et GW d'ISBA-3L (cf. tableaux 5.3 et 6.6). ISBA-DF semble stocker plus d'eau dans le sol et/ou augmenter l'évapotranspiration, au détriment du ruissellement total produit. Cet effet a pour conséquence la sous-estimation des débits simulés sur le Mississippi et le Danube, ce qui rejoint les résultats de la section 6.3 sur la France, où les ratios étaient également sous-estimés sur la Seine, du fait qu'ISBA-DF soit moins dynamique. Ainsi, l'amélioration des scores sur le Niger et le Congo avec ISBA-DF est peut-être due à de mauvaises raisons.

Il convient également d'être très prudent avec l'interprétation des résultats sur les bassins boréaux. En effet, les ratios sont largement sous-estimés sur ces bassins. Ce comportement s'explique en partie par le traitement du bilan d'énergie en surface lorsque on utilise ISBA-DF avec le schéma de neige explicite décrit au chapitre 3 (Boone et Etchevers, 2001). Dans une maille, la température de surface de ce bilan d'énergie représente le composite sol-végétation-neige. De ce fait, la fraction de sol qui n'est pas recouverte de neige reçoit une partie importante du rayonnement solaire au début du printemps. Ce processus est d'autant plus vrai que l'on se trouve en présence de végétation dense (forêts boréales). En effet, dans ISBA, la fraction enneigée de la maille est inversement proportionnelle à la rugosité de la végétation. La conséquence est que, sous l'action du rayonnement solaire, la température du sol augmente et l'eau du sol gelé dégèle avant que la neige en surface ne fonde, ce qui ne correspond pas à la réalité où l'inverse se produit. Cette eau issue de la fonte de la neige, plutôt que de ruisseler en surface sur le sol encore gelé, et contribuer à la composante rapide du débit des fleuves, s'infiltre au contraire dans le sol pour soit y rester stockée, soit s'évaporer au détriment du drainage. Plusieurs actions sont en cours au CNRM pour corriger ce problème. Enfin, précisons également que les précipitations solides de GPCC ont tendance à être sous-estimées en période hivernale sur les régions boréales, ce qui contribue naturellement à la sous-estimation des ratios simulés (Brun et al., 2012).

Ces résultats montrent également que le couplage de la nappe avec le sol d'ISBA n'a quasiment pas d'influence sur les débits simulés. Ainsi, les courbes de CPL et GW.DIF se superposent sur la figure 6.27, et les scores simulés présentés dans le tableau 6.6 sont très proches, voire identiques.

6.5.2 Les stocks d'eau continentale simulés

La figure 6.28 compare les climatologies moyennes des stocks d'eau continentale simulés par NOGW.DIF et GW.DIF avec les estimations de GRACE. Les moyennes zonales sont également tracées sur le panel de droite. GW.DIF s'accorde mieux avec GRACE que NOGW.DIF aux latitudes proches de l'équateur, en particulier en MAM et SON. Enfin, les statistiques des simulations sont indiquées sur les graphes. Les corrélations et RMSE spatiaux de GW.DIF sont meilleurs que NOGW.DIF en DJF et JJA. Les corrélations sont en revanche similaires en MAM et SON, et les RMSE légèrement dégradés avec GW.DIF. Enfin, si l'on compare la figure 6.28 avec la même figure 5.6 tracée pour les simulations ISBA-3L, ces scores sont nettement améliorés avec ISBA-DF, ce qui montre l'effet bénéfique du schéma de sol plus physique.

Les corrélations de NOGW.DIF présentées sur la figure 6.29a confirment ce résultat. Elles sont en effet nettement supérieures à celles de NOGW.3L présentées sur la figure 5.7a, en particulier en Europe, en Amérique du Nord, en Amérique du Sud et en Afrique. En revanche, les RMSE semblent dégradés par rapport à NOGW.3L sur certaines régions, en particulier sur les

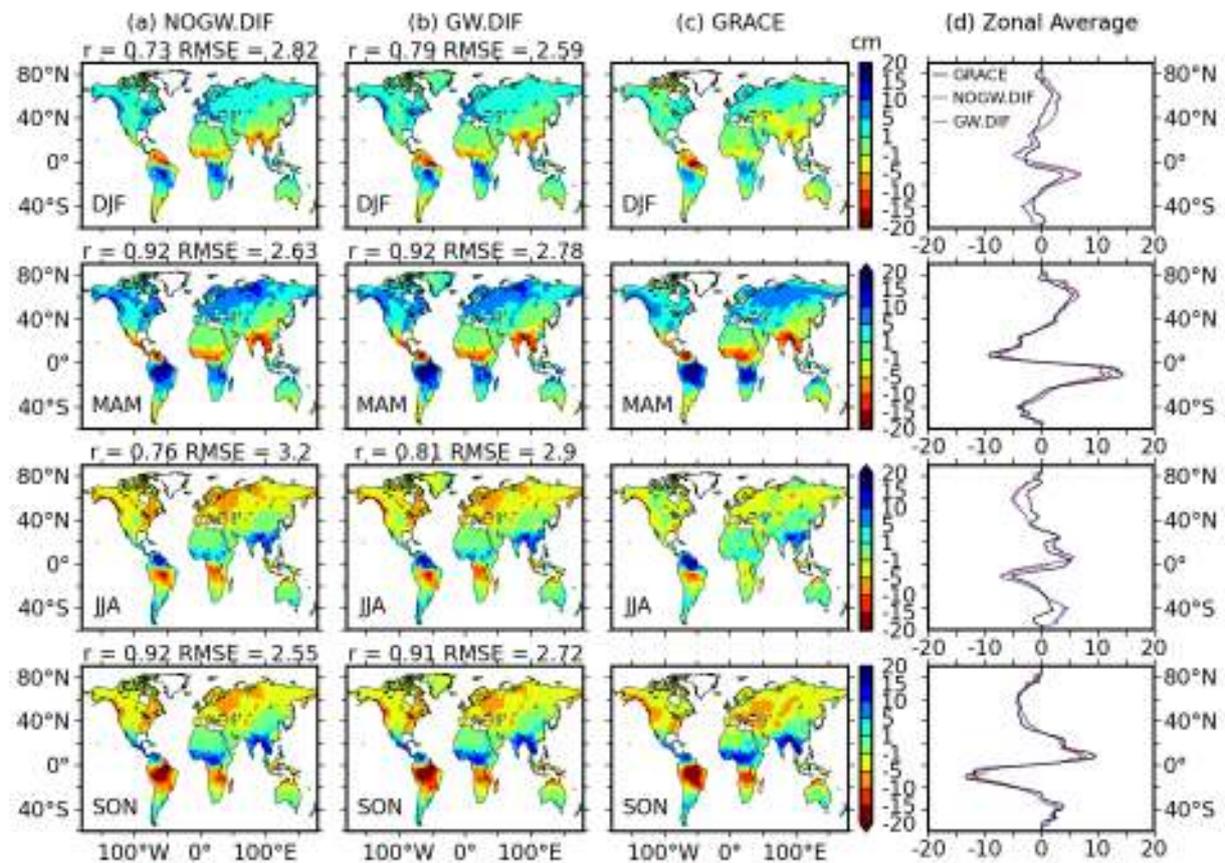


FIG. 6.28 – Comparaison des climatologies moyennes des stocks d'eau continentale pour (a) NOGW.DIF et (b) GW.DIF, et la moyenne des produits GRACE pour les périodes (haut bas) DJF, MAM, JJA et SON. Les corrélations et RMSE spatiales sont donnés pour chaque période. (d) Les moyennes zonales sont également tracées sur le panel de droite.

zones de hautes latitudes. Les figures 6.29c et 6.29d comparent les scores de corrélation et de RMSE entre GW.DIF et NOGW.DIF. Les figures 6.29e et 6.29f proposent les mêmes comparaisons, mais cette fois en terme d'anomalies mensuelles. GW.DIF améliore les corrélations en Amérique du Sud et en Afrique du Sud, ainsi qu'en Europe Centrale et en Sibérie orientale. Sur l'Amazonie, les RMSE sont améliorés en amont, et dégradés en aval. Ces résultats restent proches de ceux obtenus avec ISBA-3L sur la figure 5.7. Les différences entre GW.DIF et NOGW.DIF sont cependant moins impressionnantes que celles entre GW et NOGW.

La figure 6.30 compare les cycles annuels mensuels et les anomalies mensuelles des stocks d'eau continentale de NOGW.DIF, GW.DIF et CPL avec les estimations de GRACE moyennées sur chaque grand bassin versant présenté sur la figure 5.2. Les scores statistiques de corrélation et de RMSE sont décrits dans le tableau 6.7. Les scores de la simulation CPL ne sont pas indiqués car ils sont identiques à ceux de GW.DIF. L'effet tampon du schéma d'aquifère, déjà présent sur les débits, se retrouve sur les stocks d'eau continentale simulés. Ainsi, sur la majorité des bassins, les courbes de GW12.DIF sont en meilleur accord avec les estimations de GRACE, et les scores sont en général meilleurs avec GW.DIF. Les amplitudes de GW.DIF tendent cependant à être supérieures à celles de GRACE, ce qui explique le fait que les RMSE soit dégradés par GW.DIF sur certaines régions (cf. figure 6.29). La comparaison des scores des simulations ISBA-3L du tableau 5.4, avec les scores des simulations ISBA-DF du tableau 6.7, montre clairement l'avantage d'ISBA-DF sur ISBA-3L sur tous les bassins, excepté le Yenisei. De plus, les amplitudes des cycles annuels moyens mensuels sont plus importantes pour NOGW.DIF que pour NOGW, ce qui montre que les variations de stocks d'eau dans le sol d'ISBA-DF sont plus élevées que dans le sol d'ISBA-3L. Enfin, de même que pour les débits, l'introduction du couplage de la nappe avec le sol d'ISBA ne semble pas affecter les stocks d'eau simulés, les courbes CPL et GW.DIF

étant superposées.

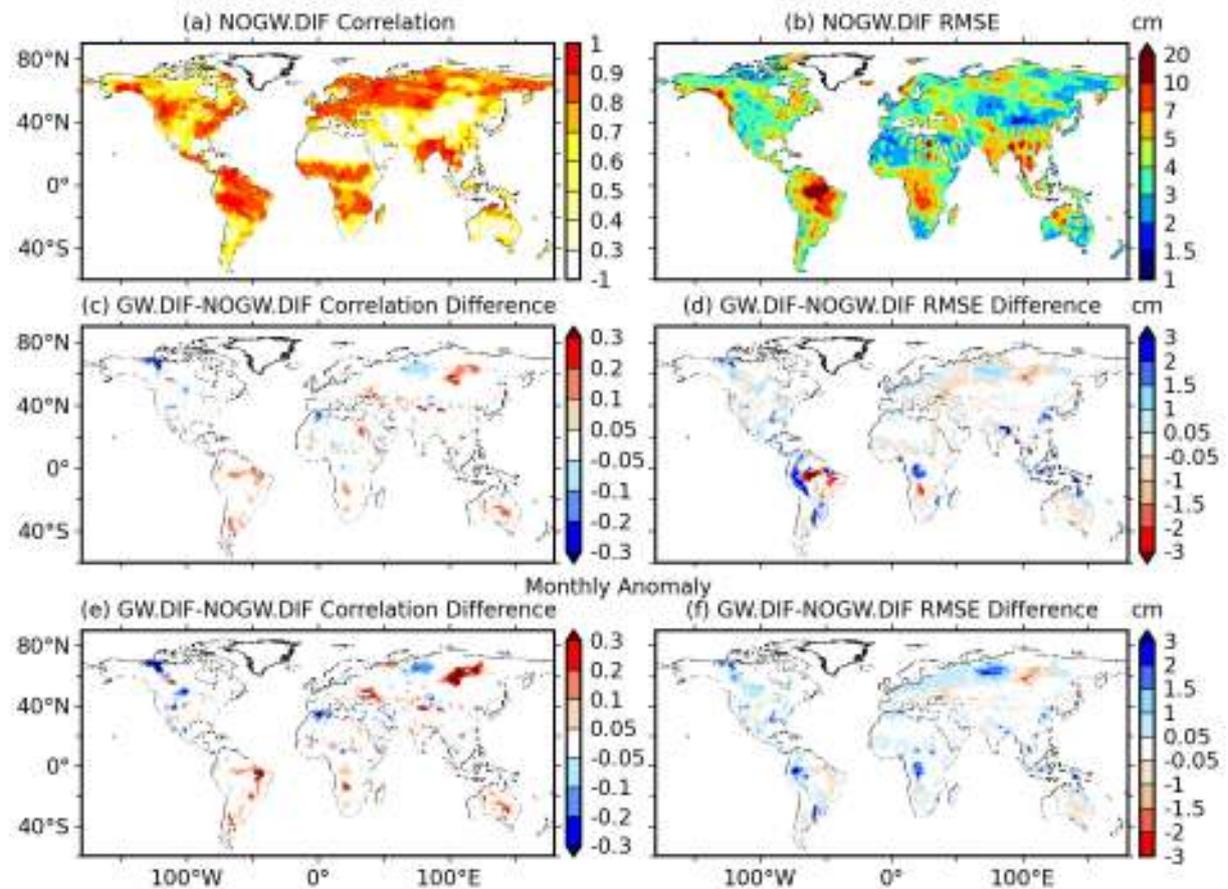


FIG. 6.29 – Comparaison des stocks d'eau continentale simulés par GW.DIF et NOGW.DIF avec GRACE : (a) corrélations mensuelles et (b) RMSE pour NOGW.DIF, (c) différences de corrélation entre GW.DIF et NOGW.DIF et (d) différences de RMSE. Les différences d'anomalies mensuelles sont également tracées en terme de (e) corrélations et (f) RMSE.

6.5.3 L'évapotranspiration

La figure 6.31 compare les climatologies moyennes de l'évapotranspiration simulée par CPL et par GW.DIF. Cette figure permet d'estimer l'impact du couplage de la nappe avec le sol sur le bilan hydrique simulé à l'échelle globale. Le principal effet est ici d'augmenter l'évapotranspiration simulée. Cette augmentation a lieu en DJF et SON sur la bande équatoriale, et en MAM et JJA dans les régions de moyennes latitudes au nord (Mississippi, Europe) et au sud (Amazonie, Australie). Les augmentations constatées restent cependant relativement faibles sur la plupart des régions.

6.5.4 Conclusion

Ces premières applications de la nouvelle physique d'ISBA-TRIP à l'échelle globale montre la bonne cohérence des variables hydrologiques simulées via le schéma de sol ISBA-DF. Elles montrent aussi que le schéma d'aquifère, évalué avec ISBA-3L au chapitre 5, se comporte de manière similaire avec ISBA-DF. L'effet tampon introduit par les aquifères décale les cycles annuels des débits et des stocks d'eau continentale simulés, et améliore leur comparaison avec les observations in-situ et satellitaire; Les mêmes défauts persistent à l'échelle globale avec ISBA-DF : scores dégradés sur l'est des États-Unis et en amont de certains bassins, et efficacités toujours négatives malgré la présence des aquifères.

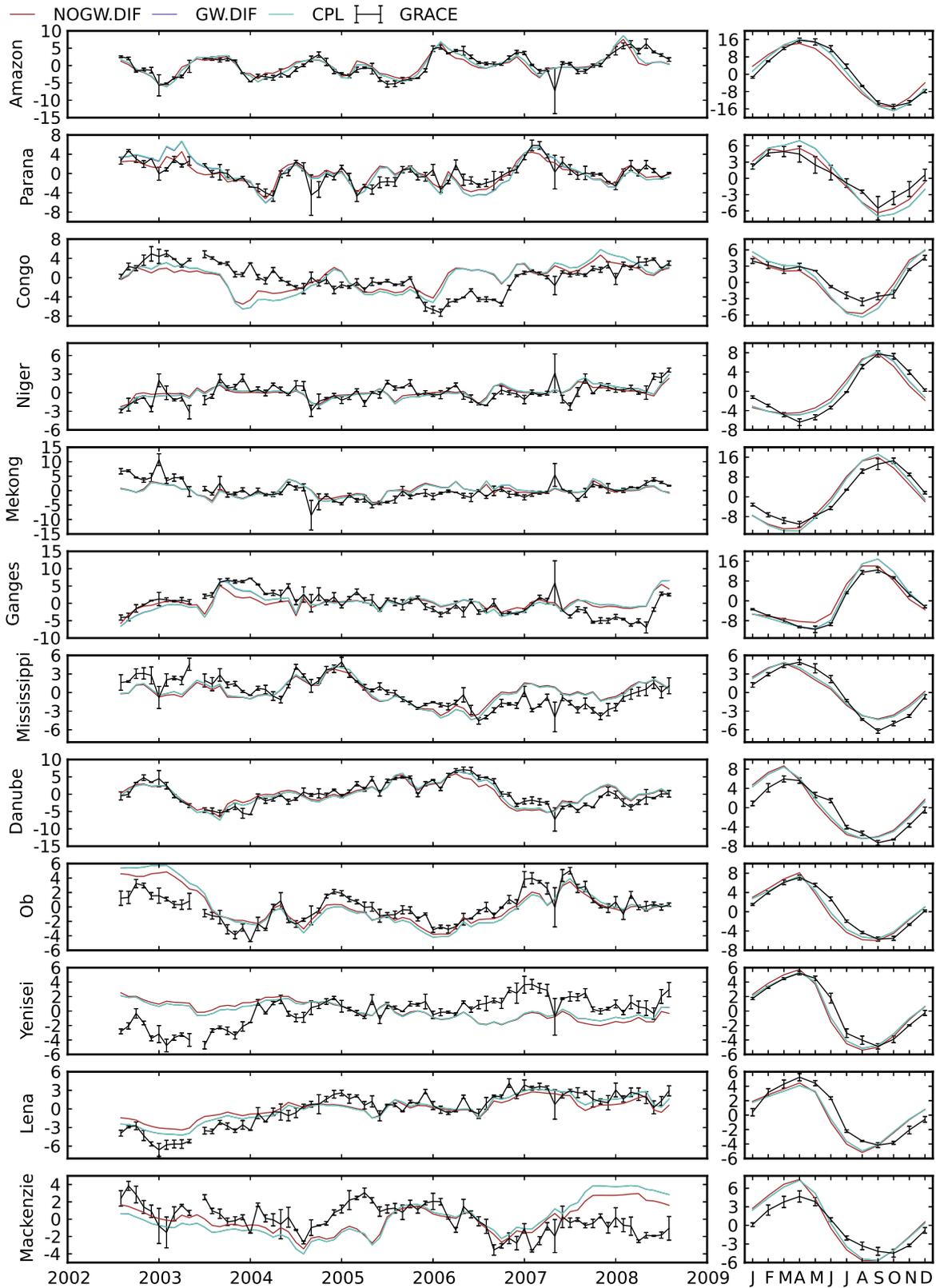


FIG. 6.30 – Comparaison entre (à droite) les cycles annuels mensuels et (à gauche) les anomalies mensuelles des stocks d'eau continentale simulées par NOGW.DIF et GW.DIF, et estimées par GRACE avec les barres d'erreur associées.

Bassin	Expérience	Corrélation	RMSE	Anomalies	
				Corrélation	RMSE
Amazonie	NOGW.DIF	0.94	3.91	0.81	1.85
	GW.DIF	0.98	2.49	0.87	1.60
Paraná	NOGW.DIF	0.92	1.99	0.77	1.51
	GW.DIF	0.91	2.68	0.79	1.73
Congo	NOGW.DIF	0.67	3.56	0.32	3.12
	GW.DIF	0.70	3.79	0.37	3.32
Niger	NOGW.DIF	0.89	2.21	0.55	1.17
	GW.DIF	0.93	1.79	0.58	1.15
Mékong	NOGW.DIF	0.90	4.49	0.49	2.66
	GW.DIF	0.92	4.39	0.46	2.73
Gange	NOGW.DIF	0.93	3.48	0.57	2.65
	GW.DIF	0.95	3.34	0.58	2.67
Mississippi	NOGW.DIF	0.87	2.20	0.63	1.74
	GW.DIF	0.89	2.01	0.68	1.66
Danube	NOGW.DIF	0.88	2.91	0.83	1.87
	GW.DIF	0.92	2.52	0.87	1.67
Ob	NOGW.DIF	0.91	2.25	0.74	1.55
	GW.DIF	0.90	2.30	0.70	1.90
Yenisei	NOGW.DIF	0.74	2.98	-0.43	2.74
	GW.DIF	0.78	2.66	-0.32	2.49
Léna	NOGW.DIF	0.87	2.13	0.86	1.59
	GW.DIF	0.91	1.79	0.91	1.23
Mackenzie	NOGW.DIF	0.81	2.89	0.13	2.12
	GW.DIF	0.78	3.15	-0.04	2.63

TAB. 6.7 – Corrélation et RMSE (cm) des moyennes spatiales de stocks d'eau sur chaque grand bassin versant, sur toute la période GRACE, et pour NOGW.DIF et GW.DIF. Les statistiques des anomalies mensuelles sont également montrées.

Outre ces aspects, les scores obtenus avec ISBA-DF sont en général meilleurs que ceux obtenus avec ISBA-3L, que ce soit en terme de débits ou de stocks d'eau continentale simulés. Ces résultats démontrent l'intérêt d'utiliser un schéma de sol plus physique et plus réaliste dans les applications hydrologiques globales Decharme et al. (2011). Quelques défauts persistent néanmoins, notamment le manque de dynamique du schéma de sol multicouche qui avait déjà été évoqué sur la France. ISBA-DF tend à stocker plus d'eau dans le sol plus longtemps, ce qui a pour effet de diminuer le ratio des débits, et d'augmenter les amplitudes de variation de GRACE. La conséquence est une sous-estimation des débits simulés par rapport aux débits observés sur plusieurs bassins tempérés (Mississippi, Danube). Sur des bassins tels que le Niger ou le Paraná, où les débits étaient déjà très surestimés avec ISBA-3L, l'augmentation du stock d'eau dans le sol a forcément des effets bénéfiques. Ce processus semble cependant compenser des déficiences du modèle causées soit par l'absence de certains processus tels que les plaines d'inondation (Decharme et al., 2012), ou les activités anthropiques (irrigation, pompage...), soit par les incertitudes pesant sur les forçages atmosphériques ; en particulier les précipitations. De plus, cet effet a pour conséquence une surestimation de l'amplitude des variations de stocks d'eau continentale simulés par GW.DIF par rapport aux estimations de GRACE.

Cette application interroge enfin sur l'impact des remontées capillaires sur le bilan hydrique en surface. Celui-ci n'a que très peu d'effet sur les débits et les stocks d'eau simulés. Il tend en

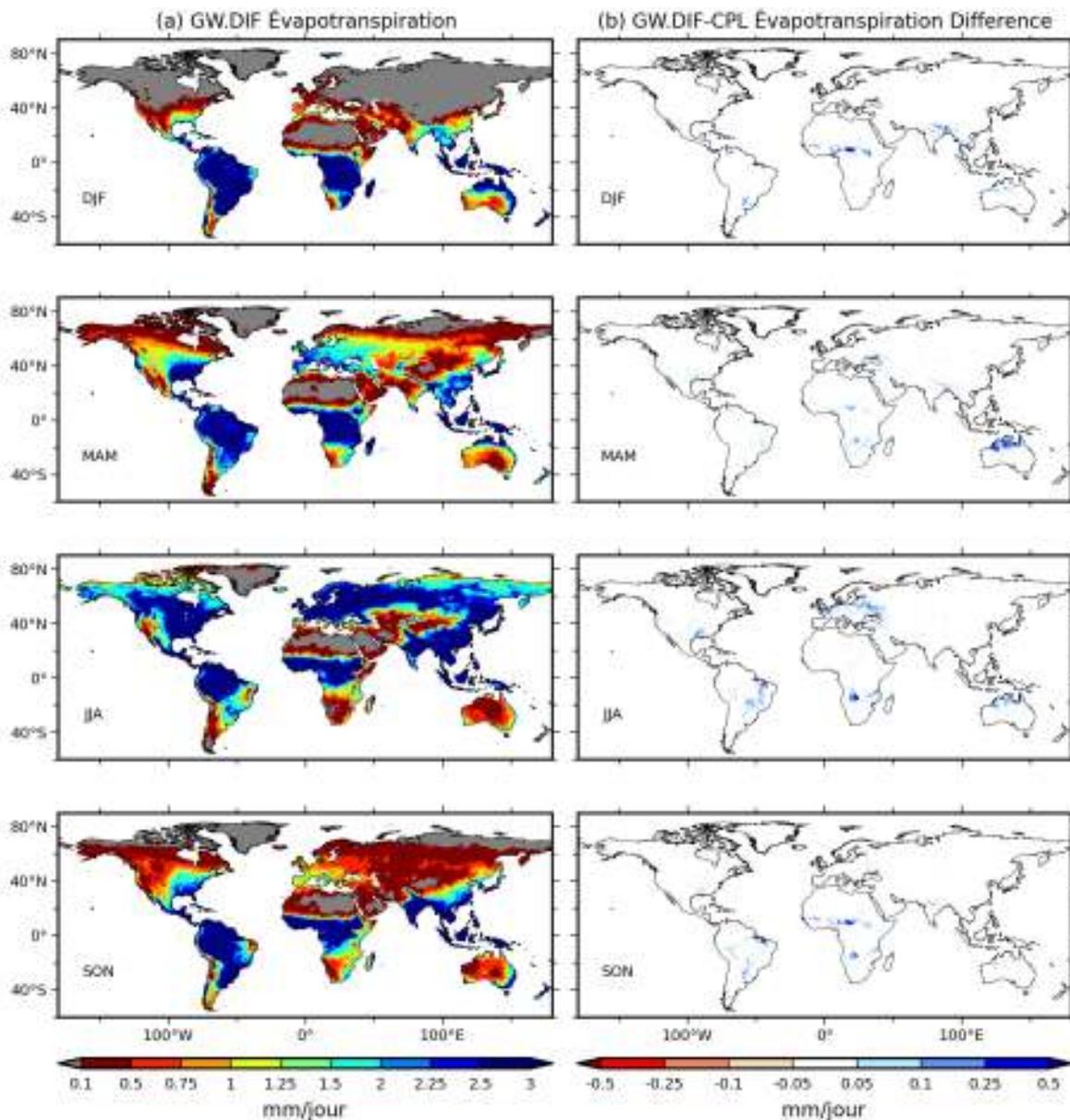


FIG. 6.31 – (a) Climatologies moyennes de l'évapotranspiration simulée par GW.DIF et (b) différences entre CPL et GW.DIF

revanche à augmenter l'évapotranspiration dans les régions humide où la nappe est proche du sol. Si ce comportement est cohérent avec ce qui était attendu, il reste difficile de savoir si cet effet est trop, ou pas assez, important. En effet, sur la France, l'effet du couplage était moins important à basse résolution qu'à fine résolution. De plus, les critiques faites sur le caractère linéaire de la fraction f_{wtd} dans la section précédente s'appliquent également ici. De ce fait, la reprise évaporative de la nappe sur le sol semblerait être sous-estimée en certaines régions.

6.6 Bilan et perspectives

En dépit des améliorations apportées par le schéma d'aquifère, de nombreux défauts persistent dans les simulations hydrologiques d'ISBA-TRIP. Il reste difficile d'établir leurs causes du fait des incertitudes qui pèsent sur les forçages utilisés, sur les paramétrisations employées, ainsi que sur la physique même du modèle. Par exemple, l'approche conceptuelle de certains processus hydrologiques, voire même leurs absences, peut jouer sur les résultats. Les simulations réalisées dans ce chapitre, d'abord sur la France à fine et basse résolutions, puis à l'échelle

globale, permettent de lever le voile sur une partie de ces défauts et de mieux comprendre les incertitudes liées au schéma de sol d'ISBA et au schéma d'aquifère développé dans cette thèse.

Dans un premier temps, les débits des simulations TRIP du chapitre 4, réalisées en mode off-line sur la France, et forcées par une version d'ISBA intégré à SIM de très bonne qualité, ont été comparés aux débits des simulations TRIP forcées par la version d'ISBA-3L implémentée dans ISBA-TRIP. Cette comparaison a mis en évidence une surestimation du ruissellement de surface dans ISBA-3L, qui tend à dégrader les scores des débits simulés avec les aquifères. Ces résultats montrent que les défauts liés au schéma de sol d'ISBA-3L peuvent avoir des conséquences non-négligeables sur les débits. De plus, il semble que ces conséquences s'accroissent lorsque la résolution augmente.

Le schéma d'aquifère semble donc être bien plus sensible à la résolution du schéma de sol d'ISBA qu'à la résolution du modèle de routage TRIP. Cette remarque pose également la question du réalisme des processus physiques simulés par ISBA. Ainsi l'approche conceptuelle de type « bucket » d'ISBA-3L n'autorise pas la prise en compte des remontées capillaires de la nappe avec le sol d'ISBA. L'intégration de ces processus dans ISBA-TRIP nécessite donc d'utiliser le schéma de sol ISBA-DF basé sur une approche multicouche résolvant l'équation de Richards. La comparaison des simulations réalisées avec ISBA-DF et ISBA-3L sur la France et à l'échelle globale montre le bénéfice de la physique plus réaliste d'ISBA-DF sur les variables hydrologiques simulées. Elle met aussi en évidence de nouvelles incertitudes liées à la paramétrisation du schéma de sol explicite et à la résolution à laquelle ISBA est utilisée. La sensibilité à la résolution d'ISBA-DF semble être en effet plus élevée qu'ISBA-3L. De plus, l'évaluation des débits et hauteurs d'eau simulés par TRIP révèle un manque de dynamique dans la simulation du ruissellement total produit par ISBA-DF. Il est encore difficile d'établir avec certitude quelle en est la cause, même si une mauvaise estimation des profondeurs de sol d'ISBA semble être suspectée.

Le couplage introduit dans le but de tenir compte des remontées capillaires de la nappe dans le sol, agit principalement sur le bilan d'eau en surface en humidifiant le sol et en augmentant l'évapotranspiration. Ce comportement correspond au résultat attendu, à savoir une reprise évaporative de la nappe sur le sol d'ISBA en période sèche, et confirme les conclusions des précédentes études sur le sujet (Anyah et al., 2008 ; Chen et Hu, 2004 ; Fan et Miguez-Macho, 2010 ; Leung et al., 2011 ; Liang et al., 2003 ; Miguez-Macho et Fan, 2012b ; Niu et al., 2007 ; Yuan et al., 2008). En revanche, les ratios des débits moyens simulés sur les débits moyens observés sont sensiblement dégradés avec l'introduction du couplage, du fait d'une diminution générale du drainage simulé. Cette diminution des ratios est surtout visible à fine résolution. Elle est la conséquence logique du manque de dynamique déjà présent dans ISBA-DF, et forcément accentué avec la prise en compte du couplage. Il est donc difficile de savoir si il s'agit là d'un comportement normal, ou bien d'une réelle dégradation des résultats. D'une certaine manière, ce processus tend à rajouter une part d'incertitude sur le réalisme des débits simulés. Le formalisme sur lequel repose ce couplage est en outre critiquable, et il conviendra certainement de l'améliorer dans le futur, en prenant par exemple en compte la topographie sous-maille dans le calcul de la fraction f_{wtd} .

Enfin, la nouvelle version d'ISBA-TRIP a également été appliquée à l'échelle globale avec et sans aquifères. Sans surprise, les incertitudes évoquées précédemment demeurent : manque de dynamique du schéma de sol, débits sous-estimés dans certaines régions, et difficulté à évaluer le réalisme du couplage de la nappe avec le sol. De plus, il reste nécessaire d'améliorer les simulations sur les régions boréales du fait d'un défaut de la paramétrisation du sol gelé dans ces régions. Ces premières applications ont toutefois permis de s'assurer de la cohérence des variables hydrologiques simulés avec ISBA-DF. Elles ont de plus démontré les avantages du schéma de sol multicouche ISBA-DF sur le schéma de sol ISBA-3L, et confirment l'apport du schéma d'aquifère sur les simulations à l'échelle globale.

Conclusions et perspectives

Les processus hydrologiques continentaux jouent un rôle essentiel dans le système climatique global en influençant les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Dans les modèles de climat actuels, ces processus sont modélisés au sein des modèles de surface. Les modèles de surface assurent le transfert vertical de l'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère, et fournissent des conditions limites d'humidité et de température aux modèles atmosphériques globaux. Ils sont la plupart du temps couplés avec un modèle de routage permettant d'assurer le transfert horizontal des eaux de surface dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire des bassins versants. S'ils ont connu de nombreuses avancées depuis leur avènement au début des années 70, la plupart, si ce n'est la totalité, des modèles existants ne décrivent que les premiers mètres de sol et ne prennent pas en compte les interactions avec les eaux souterraines. L'impact des processus souterrains sur le bilan d'eau en surface et sur le climat régional a cependant été démontré dans de nombreuses études (Fan et al., 2007; Habets et al., 2008; Koster et Suarez, 2001; Maxwell et Miller, 2005; Niu et al., 2007; van den Hurk et al., 2005; Yeh et Eltahir, 2005a; York et al., 2002). Il semble donc aujourd'hui nécessaire d'inclure ces processus dans les modélisations climatiques globales. Si jusqu'à maintenant le manque de données permettant une évaluation correcte de ces processus à grande échelle constituait un frein à de tels développements, l'avènement de la mission satellite GRACE a changé la donne en fournissant des mesures de variations de stocks d'eau continentale à l'échelle globale et aux résolutions caractéristiques des modèles de climat. Cette thèse s'inscrit dans cette démarche en proposant le développement et l'évaluation d'une modélisation hydrologique à grande échelle incluant la représentation des aquifères.

À Météo France, la modélisation des processus hydrologiques continentaux dans le modèle de climat repose sur le système hydrologique continental ISBA-TRIP. Ce système est constitué du modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton, 1989) et du modèle de routage TRIP (Oki et Sud, 1998). Dans sa version initiale, TRIP ne fait aucune distinction entre le ruissellement de surface, constituant la composante rapide des débits, et le drainage profond censé alimenter les réservoirs souterrains. Une option de TRIP permet néanmoins de retarder la contribution de ce drainage profond au débit en stockant temporairement l'eau dans un réservoir souterrain simplifié et caractérisé par un temps de résidence choisi arbitrairement. Cette approche n'est cependant pas viable pour des études climatiques globales. Son caractère linéaire limite le réalisme des échanges entre réservoirs souterrains et rivières. De plus, aucun échange entre la nappe et le sol ne peut être représenté du fait qu'aucune variation explicite de hauteur de nappe ne soit simulée. L'objectif de cette thèse était donc de développer et d'évaluer un schéma d'aquifères dans ISBA-TRIP, afin de prendre en compte de manière plus réaliste les interactions entre eaux souterraines et rivières, et de permettre à la nappe d'interagir avec le sol d'ISBA.

Dans cette thèse, les développements apportés à ISBA-TRIP ont été évalués sur la France sur deux grilles de résolutions $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ et $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, et à l'échelle globale sur une grille de résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Le choix de la France comme premier domaine de test et d'évaluation à grande échelle n'a pas été fait au hasard. La France dispose en effet d'un important réseau de mesures de débit et de hauteur de nappe. Ce choix est d'autant plus justifié qu'il nous a laissé la possibilité de comparer nos simulations avec les sorties du modèle hydrométéorologique régional SIM (Habets et al., 2008). Enfin, la France possède, sur un territoire de faible superficie, une grande variété de paysages géologiques. L'avantage d'une telle diversité est de permettre l'évaluation du modèle sur des terrains dont les caractéristiques sont, en majorité, représentatives de

ce que l'on rencontre à l'échelle globale. L'adaptation de TRIP à $1/12^\circ$ a nécessité l'utilisation de directions d'écoulement basées sur le calcul d'une topographie bien spécifique. Cette topographie a été élaborée à partir du modèle numérique de terrain à 1 km GTOPO30, puis corrigée à l'aide d'un SIG. La détermination des paramètres d'aquifère s'est basée sur l'utilisation d'une carte lithologique simplifiée couvrant le territoire français et disponible auprès du BRGM. Des valeurs moyennes de porosité et de transmissivité issues de la littérature ont été attribuées à chacune des entités lithologiques présentes sur cette carte. La géométrie des aquifères a été établie en se servant de la carte hydrogéologique globale WHYMAP fournie par l'UNESCO et le BGR, puis affinée sur la France en utilisant la carte géologique IGME fournie par le BGR. Ces données ont permis d'identifier les régions concernées par les processus diffusifs d'écoulement des eaux souterraines. Enfin, TRIP a été forcé sur la période 1958-2010 avec un ruissellement total provenant d'une version d'ISBA intégrée au système hydrométéorologique SIM, finement calibrée sur la France, et utilisée en mode opérationnel à Météo France pour la prévision des crues Habets et al. (2008). À l'échelle globale, les paramètres et la géométrie des aquifères ont été déterminés en utilisant une méthodologie similaire à ce qui a été réalisé sur la France. La carte hydrogéologique globale WHYMAP a permis de délimiter les contours des principaux aquifères à l'échelle globale. La carte lithologique de Dürr et al. (2005) a quant à elle permis de définir les caractéristiques lithologiques des aquifères en utilisant des estimations de valeurs de porosité et de transmissivité issues de la littérature. Enfin, une collaboration a été initiée avec le GRDC pour récupérer un nombre important de mesures de débit à l'échelle globale. Ces données ont été complétées par des mesures provenant d'autres organismes nationaux et régionaux de manière à former un vaste réseau d'observation global. Enfin, que ce soit à l'échelle globale ou sur la France, le schéma d'aquifère a également été validé en comparant les variations de stocks d'eau continentale estimées par GRACE et simulées par ISBA-TRIP.

Le schéma d'aquifère a d'abord été développé et implémenté dans TRIP afin d'évaluer ses effets sur les débits simulés en mode « off-line », c'est-à-dire sans prise en compte des remontées capillaires de la nappe vers le sol d'ISBA. Ce schéma a été développé en reprenant les principales caractéristiques du modèle hydrogéologique MODCOU développé à l'école des Mines de Paris, avec toutefois quelques différences. Ainsi, l'équation de diffusion résolue dans le schéma d'aquifère a été réécrite en coordonnées sphériques de manière à prendre en compte la courbure de la Terre des grilles longitude/latitude utilisées dans les modèles de climat. De plus, seule une couche d'aquifère représentant une nappe libre est simulée. Enfin, une paramétrisation originale dépendant de la séquence de la rivière a été proposée de manière à simuler de manière plus dynamique les échanges nappe/rievière.

L'application de ce schéma sur la France à fine ($1/12^\circ$) et basse (0.5°) résolutions a permis de démontrer l'importance de prendre en compte les eaux souterraines dans la simulation des débits Vergnes et al. (2012). Sans aquifères, et quelle que soit la résolution utilisée, la simulation des débits par la version initiale de TRIP montre des défauts significatifs par rapport aux observations, avec notamment une surestimation du débit en hiver et une sous-estimation du débit d'étiage en été. Ces problèmes sont principalement dus à l'absence d'un couplage explicite entre les eaux souterraines et les rivières. Le schéma d'aquifère permet de résoudre une partie de ces problèmes en capturant la variabilité spatio-temporelle des débits simulés sur les principaux bassins aquifères français. Les débits d'étiage ont ainsi été améliorés sur une large partie du territoire, et en particulier sur le bassin versant de la Seine. Ces résultats ont été obtenus en utilisant une méthodologie basée sur des données hydrogéologiques ayant l'avantage d'être aussi disponibles à l'échelle globale. Qui plus est, la similarité des scores calculés à fine et basse résolutions a montré la faible sensibilité du schéma d'aquifère et des paramétrisations de TRIP à la résolution. Enfin, la bonne comparaison des stocks d'eau simulés avec les estimations de GRACE a démontré la faisabilité d'évaluer le schéma d'aquifère grâce à cet outil satellitaire.

L'implémentation du schéma d'aquifère dans ISBA-TRIP à l'échelle globale, toujours réalisée en mode « off-line », a confirmé l'impact des eaux souterraines sur les débits et les stocks d'eau continentale simulés (Vergnes et Decharme, 2012). Par rapport à la version initiale de TRIP, le principal effet de l'aquifère est d'augmenter la mémoire du système hydrologique en transférant le surplus d'eau en période humide vers les périodes plus sèches. Cet effet tampon a pour

conséquence l'amélioration du débit d'étiage des principaux fleuves mondiaux. Dans les régions où les débits moyens annuels étaient surestimés avec la version initiale de TRIP, les aquifères contribuent au stock du surplus d'eau et à l'amélioration des débits annuels moyens simulés, même si ceux-ci restent malgré tout encore largement surestimés. La comparaison des stocks simulés par ISBA-TRIP avec les estimations de GRACE est également améliorée grâce aux eaux souterraines, et ce particulièrement sur les bassins tropicaux (Amazonie, Ganges, Niger). Ces résultats s'expliquent principalement par le temps de résidence introduit par les variations basses fréquences des eaux souterraines, qui tendent à décaler et à lisser le cycle annuel des débits et des stocks d'eau continentale simulés. Ces résultats confirment que le schéma d'eau souterraine peut être apte à fournir une estimation raisonnable de la variabilité spatio-temporelle des hauteurs de nappe, du moins pour un modèle simple à grande échelle. Une telle affirmation doit cependant être interprétée avec prudence étant donné que l'évaluation des hauteurs de nappe a été faite de manière indirecte par comparaison entre stocks d'eau continentale simulés et estimés par satellite. En effet, si GRACE constitue un moyen intéressant pour la validation des stocks d'eau continentale, il ne permet en revanche pas d'évaluer la répartition verticale de ces stocks.

Bien que l'objectif principal du schéma d'aquifère soit atteint, à savoir l'amélioration les débits d'étiage sans dégradation globale des résultats, des défauts persistent du fait des hypothèses simplificatrices réalisées pour bâtir le système de modélisation sur la France et à l'échelle globale. Certaines de ces hypothèses restent discutables ; l'estimation grossière des paramètres des aquifères, la prise en compte d'une seule couche, ou encore le fait de considérer chaque maille comme étant une maille rivière. Sur la France, ces défauts se retrouvent principalement en amont des grands bassins versants, et en particulier sur la Seine. À l'échelle globale, une grande majorité des scores d'efficacité des débits simulés reste négatifs malgré la présence des aquifères. De plus, les dégradations constatées à l'est des États-Unis illustrent la difficulté à correctement estimer les paramètres et la géométrie des aquifères. L'étude de sensibilité sur le coefficient τ régissant les échanges nappe/rivière réalisée sur la France prouve qu'une calibration plus fine des paramètres, associée à une meilleure définition des limites d'aquifères, pourrait éventuellement améliorer les simulations réalisées avec les eaux souterraines. Une telle démarche paraît cependant inenvisageable car elle pourrait d'une certaine manière compenser les incertitudes liées aux autres composantes du modèle. Par exemple, plusieurs études ont montré que les incertitudes liées au forçage atmosphérique pouvaient avoir des conséquences importantes sur la variabilité des variables hydrologiques simulées (Decharme et Douville, 2006b ; Fekete et al., 2004 ; Szczypta et al., 2011). L'étude de sensibilité réalisée dans cette thèse confirme ces résultats en montrant les écarts non-négligeables constatés sur les débits et les stocks d'eau continentale simulés à l'échelle globale en utilisant des données de précipitation distinctes.

L'absence de certains processus hydrologiques dans TRIP participe également aux incertitudes dont sont entachées les simulations. Par exemple, Decharme et al. (2012) ont démontré à l'échelle globale que l'incidence des plaines d'inondations sur les débits simulés par TRIP était importante, avec notamment un impact significatif sur le décalage des pics de débit dans les régions boréales, et une amélioration des scores de ratio. De plus, TRIP ne tient pas compte à l'heure actuelle des activités d'origine anthropique (barrage, pompage, irrigation...) qui peuvent pourtant influencer les débits de certain fleuve, comme en témoigne l'impact des barrages sur les débits observés sur le Rhône. Enfin, le schéma d'aquifère a permis de mettre en évidence l'incertitude qui pèse sur la définition de la géométrie de la rivière dans la maille TRIP. En effet, les valeurs élevées de profondeur de nappe obtenues sur les mailles des grands fleuves suscitent des interrogations quant à la paramétrisation des largeurs et des profondeurs de rivière de TRIP introduite par Decharme et al. (2012). Ces interrogations laissent le champ ouvert à une remise en cause du calcul de ces paramètres.

Outre ces aspects liés au modèle de routage TRIP, une large part des incertitudes provient également de la physique du sol d'ISBA. Deux versions du schéma de sol ont ainsi été utilisées dans cette thèse : la version « force-restore » ISBA-3L basée sur une approche conceptuelle à trois réservoirs, et actuellement implémentée dans ISBA-TRIP, et la version multi-couche explicite ISBA-DF résolvant l'équation de Richards, et autorisant la prise en compte des remontées capil-

laire de la nappe vers le sol. Les comparaisons des simulations TRIP réalisées avec ces différentes versions du schéma de sol ont permis de lever le voile sur une partie de ces incertitudes. Dans un premier temps, les débits des simulations TRIP forcées par la version d'ISBA-3L intégrée à SIM, finement calibrée, et de très bonne qualité, ont été comparés aux débits des simulations TRIP forcées par la version d'ISBA-3L implémentée dans ISBA-TRIP. Cette comparaison a permis de mettre en évidence une surestimation du ruissellement de surface dans ISBA-3L qui tend à dégrader les scores des débits simulés avec les aquifères. Ces résultats montrent que les défauts liés au schéma de sol d'ISBA-3L peuvent avoir des conséquences significatives sur les débits simulés. De plus, ces conséquences s'accroissent lorsque la résolution diminue. Ces résultats permettent également d'établir que le schéma d'aquifère est bien plus sensible à la résolution et la physique du schéma de sol d'ISBA qu'à la résolution avec laquelle TRIP est utilisé.

Le schéma de sol ISBA-3L lui-même présente certaines limitations. Par exemple, l'approche conceptuelle de type « bucket » d'ISBA-3L n'autorise pas la prise en compte des remontées capillaires de la nappe dans le sol d'ISBA. L'intégration de ces processus dans ISBA-TRIP a donc nécessité l'utilisation du schéma de sol multi-couche ISBA-DF. Ces développements s'inscrivent dans une démarche plus globale ayant pour objectif une modélisation plus physique des processus hydrologiques dans ISBA-TRIP. La comparaison des simulations réalisées avec ISBA-DF et ISBA-3L a ainsi montré les effets bénéfiques de l'introduction du schéma de sol ISBA-DF dans ISBA-TRIP sur les variables hydrologiques simulées. Cependant, elle met aussi en évidence de nouvelles incertitudes liées à la paramétrisation du schéma de sol explicite et à la résolution à laquelle ISBA est utilisé. La sensibilité à la résolution d'ISBA-DF est en effet plus élevée que celle d'ISBA-3L. De plus, l'évaluation des débits et hauteurs d'eau simulés par TRIP a révélé un manque de dynamique dans ISBA-DF qu'il conviendra d'étudier plus en détail dans le futur.

Dans le but d'évaluer l'impact des remontées capillaires de la nappe vers le sol d'ISBA, le couplage du schéma d'aquifère avec ISBA-DF a été développé dans ISBA-TRIP. Ce couplage agit principalement sur le bilan d'eau en surface en humidifiant le sol, en augmentant l'évapotranspiration, et en diminuant le drainage simulé. Ce comportement correspond aux résultats attendus, à savoir une reprise évaporative de la nappe sur le sol en période sèche, et confirme les conclusions des précédentes études sur le sujet (Anyah et al., 2008 ; Chen et Hu, 2004 ; Fan et Miguez-Macho, 2010 ; Leung et al., 2011 ; Liang et al., 2003 ; Miguez-Macho et Fan, 2012b ; Niu et al., 2007 ; Yuan et al., 2008). En revanche, les ratios des débits moyens simulés sur les débits moyens observés sont moins bons avec l'introduction du couplage. Cette dégradation traduit le manque de dynamique déjà présent dans ISBA-DF et qui est logiquement accentué avec la prise en compte des remontées capillaires. Elle montre aussi que l'ajout de ce processus tend à rajouter une nouvelle part d'incertitude sur le réalisme des débits simulés. Le formalisme sur lequel repose ce couplage est en outre critiquable et nécessiterait sans doute d'être en partie corrigé. La prise en compte de la topographie sous-maille dans le calcul des interactions de la nappe avec le sol constitue par exemple une piste à explorer dans le futur.

Enfin, la nouvelle version d'ISBA-TRIP a également été appliquée à l'échelle globale avec et sans aquifères. Sans surprise, les incertitudes évoquées précédemment demeurent : manque de dynamique du schéma de sol, débits sous-estimés dans certaines régions, et difficulté à évaluer le réalisme du couplage de la nappe avec le sol. De plus, il reste nécessaire d'améliorer les simulations sur les régions boréales. Bien qu'il s'agisse encore d'un prototype, ces premiers tests ont toutefois permis de s'assurer de la cohérence des variables hydrologiques simulés avec ISBA-DF, et confirment l'apport du schéma d'aquifère sur les simulations à l'échelle globale.

En dépit de ces incertitudes, il est indéniable que le schéma d'aquifère a apporté une amélioration à la simulation des variables hydrologiques. Par rapport aux modèles d'écoulement souterrain existant à l'heure actuelle à grande échelle, son originalité est d'avoir été bâti sur des informations hydrogéologiques compilées à l'échelle globale. La carte hydrogéologique du programme WHYMAP et la carte lithologique globale de Dürr et al. (2005), bien que limitées par leur faible précision, se sont révélées cruciales dans l'établissement du système de modélisation. La bonne cohérence des résultats avec les débits observés et les estimations de stocks d'eau continentale de GRACE montre qu'il est possible de l'utiliser pour des applications hy-

drologiques et climatiques à grande échelle. Ainsi, les premières simulations à l'échelle globale entièrement couplées avec les eaux souterraines, bien que nécessitant d'être corrigées sur certains points (dynamique du sol, traitement du sol gelé, formalisme du couplage...), présentent des résultats encourageants, et confirment le bénéfice d'une physique plus réaliste sur la simulation des variables hydrologiques.

Dans le futur, de meilleures estimations des paramètres d'aquifères pourraient être envisagées si de nouvelles données à l'échelle globale devenaient accessibles. Par exemple, la carte de perméabilité de Gleeson et al. (2011) pourrait être exploitée pour estimer les transmissivités si les épaisseurs d'aquifère étaient aussi connues à l'échelle globale. De même, une carte globale des zones karstifiées permettrait d'affiner le masque des aquifères défini dans cette thèse. Le schéma d'aquifère pourrait également être complexifié en tenant compte par exemple des aquifères multi-couches ou des échanges d'eau avec l'océan. De plus, avant d'envisager des applications climatiques à l'échelle globale, ISBA-TRIP mériterait d'être amélioré sur plusieurs aspects ; une meilleure définition de la géométrie de la rivière dans la maille TRIP reste nécessaire ; le problème du manque de dynamique d'ISBA-DF doit être traité ; et le système doit être évalué avec la prise en compte des inondations. L'objectif ultime sera ensuite d'introduire cette nouvelle version d'ISBA-TRIP dans le modèle de climat du CNRM (Voltaire et al., 2012) dans le but d'estimer l'impact des processus hydrologiques souterrains sur la simulation du climat récent et futur.

Annexe A

Sensibilité au couplage

Deux expériences supplémentaires d'ISBA-TRIP couplées avec le schéma d'aquifère ont été réalisées sur la France à $1/12^\circ$ (CPL12.F) et 0.5° (CPL05.F). Le cadre expérimental est le même qu'au chapitre 6. Ces expériences considèrent la fraction f_{wta} égale à 1. Autrement dit, le couplage de la nappe avec le sol est actif sur toute la superficie de la maille, quel que soit le niveau de nappe. Les débits aux exutoires des grands fleuves sont tracés aux deux résolutions sur la figure A.1. Les distributions cumulées des efficacités journalières et les distributions de ratio des débits simulés sont représentées sur la figure A.2. Ces figures montrent clairement que CPL12.F et CPL05.F sous-estiment considérablement les ratios et dégradent de manière non-négligeable les scores d'efficacité. Ces résultats confirment la nécessité d'introduire une paramétrisation sous-maille, dépendant de la topographie, et permettant de calculer la fraction de maille réellement concernée par les remontées capillaires, comme décrit au chapitre 6.

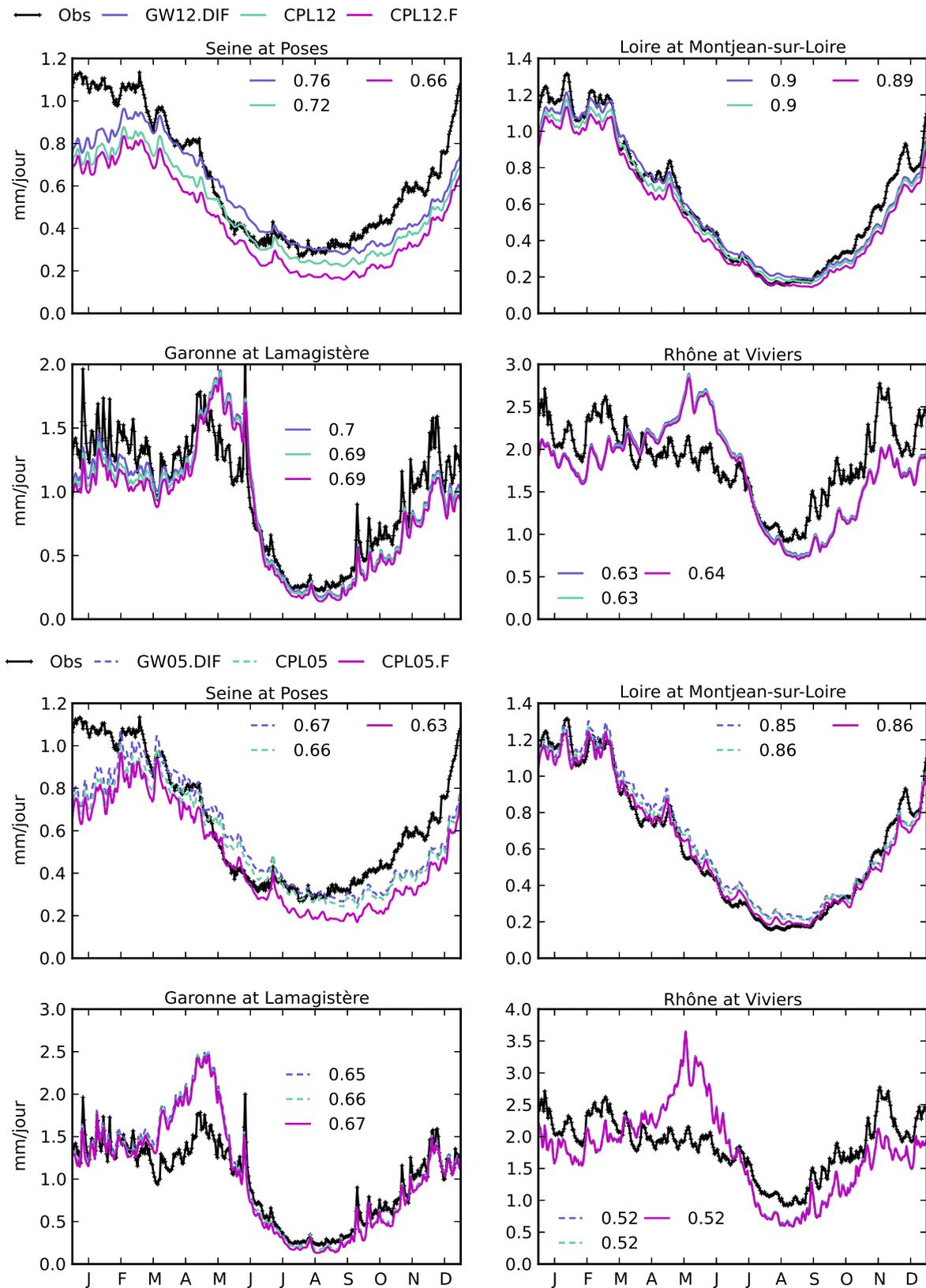


FIG. A.1 – Cycles annuels moyens journaliers aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne et du Rhône, pour les simulations GW12.DIF, CPL12 et CPL12.F. Les mêmes courbes sont tracées pour GW05.DIF, CPL05 et CPL05.F. Les efficacités de chaque simulation sont également indiquées.

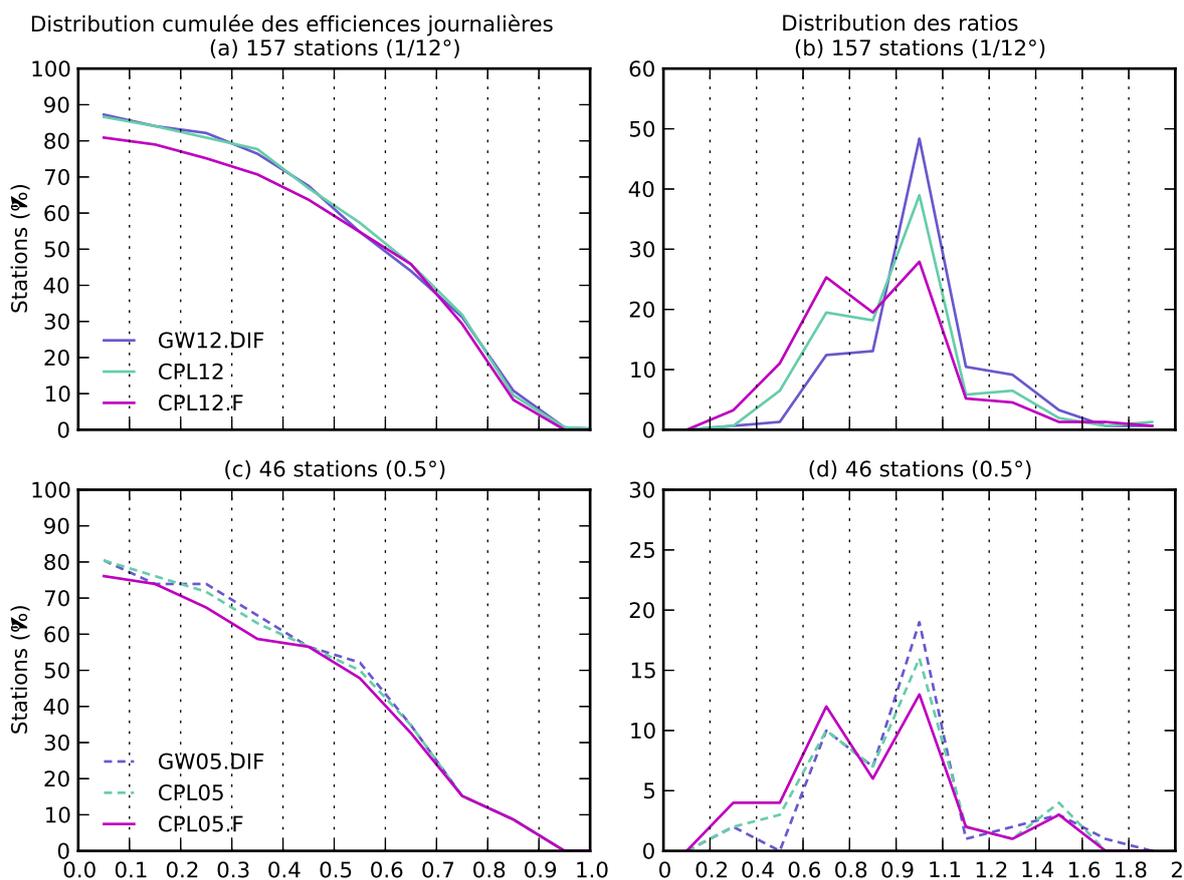


FIG. A.2 – (a) Distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par GW12.DIF, CPL12 et CPL12.F aux 157 stations de mesure à $1/12^\circ$ influencées par les aquifères, (b) distributions des ratios à ces mêmes stations, (c) distributions cumulées des efficacités journalières des débits simulés par GW05.DIF, CPL05 et CPL05.F aux 46 stations sélectionnées à 0.5° et (d) distributions des ratios à ces mêmes stations.

Annexe B

Mise à l'équilibre

Une question demeure en ce qui concerne le schéma d'aquifère : quel niveau de nappe prendre pour initialiser le modèle ? L'idéal serait de partir d'un état moyen traduisant l'équilibre entre les flux moyens sortant et entrant de l'aquifère. Dans cette thèse, deux méthodes ont été employées pour atteindre cet état d'équilibre. La première consiste à prendre comme condition initiale la topographie du domaine, puis de laisser le modèle fonctionner durant un intervalle de temps suffisant (période transitoire) pour que la nappe oscille autour de son état d'équilibre moyen. Cette méthode a été employée sur la France, en prenant 60 ans de période transitoire.

Si une si courte période est suffisante sur la France pour atteindre l'état d'équilibre de la nappe, sur d'autres régions du monde, la question demeure plus problématique. Par exemple, en région aride, la nappe est très profonde. En partant de la topographie, le schéma prendrait des centaines d'années de simulation avant d'atteindre cet état d'équilibre.

Une méthode alternative a donc été employée pour obtenir des conditions initiales correctes en entrée du modèle à l'échelle globale. Il suffit de reprendre l'équation 4.14 et de la résoudre en régime permanent :

$$0 = [T_{ec}\cos(\phi_{ec})(H_e - H_c) + T_{wc}\cos(\phi_{wc})(H_w - H_c)] + \frac{[T_{nc}(H_n - H_c) + T_{sc}(H_s - H_c)]}{\cos(\phi_c)} + Q_{sb} - Q_{riv} \quad (\text{B.1})$$

Cette équation nécessite d'être forcée par le drainage Q_{sb} et le flux d'échange nappe/rivière Q_{riv} , équivalent dans TRIP au niveau de la rivière H_{riv} . Elle permet d'obtenir très rapidement un état d'équilibre moyen en une seule simulation TRIP.

La figure B.1 illustre l'avantage de cette méthode de mise à l'équilibre pour plusieurs régions du monde. Les courbes noires correspondent à une mise à l'équilibre de 600 ans réalisée via l'équation 4.14, en partant de la topographie, et en répétant la période 1950-1959 du forçage ISBA-3L du chapitre 5 60 fois. La courbe bleue correspond quant à elle au régime permanent calculé grâce à l'équation B.1. Cette simulation en régime permanent a été forcée par les moyennes annuelles des variables Q_{sb} et H_{riv} de la simulation NOGW sans aquifères, sur la période 1950-1959. Malgré les 600 ans de simulations, les courbes noires, dites « transitoires », n'ont toujours pas atteint le régime permanent sur l'Amérique du Nord, en Afrique, en Asie et en Australie. Elles semblent en revanche l'avoir atteint en Amérique du Sud et en Europe. La comparaison de ces courbes montre clairement que la résolution de l'équation B.1 pour l'obtention de conditions initiales correctes est rapide et très économe en temps de calcul.

Signalon enfin que sur l'Europe et l'Amérique du Sud, les courbes « transitoires » semblent se mettre à l'équilibre à un niveau plus bas que le régime permanent. Ceci est dû au fait que ce régime permanent a été forcé avec des H_{riv} issus de la simulation NOGW. Or, sans aquifères, ces H_{riv} sont à un niveau supérieur à ce que l'on obtient avec aquifères, d'où l'écart constaté entre les courbes noires et bleues au bout de 600 ans. Ce défaut n'a cependant aucune conséquence sur la

mise à l'équilibre des simulations avec aquifères. Pour s'en convaincre, les 58 ans de simulations GW avec aquifères sont tracées en rouge. GW a été obtenue en prenant comme condition initiale le niveau moyen de la courbe bleue. GW se positionne dès la première année de simulation au même niveau que la simulation « transitoire » au bout de 600 ans.

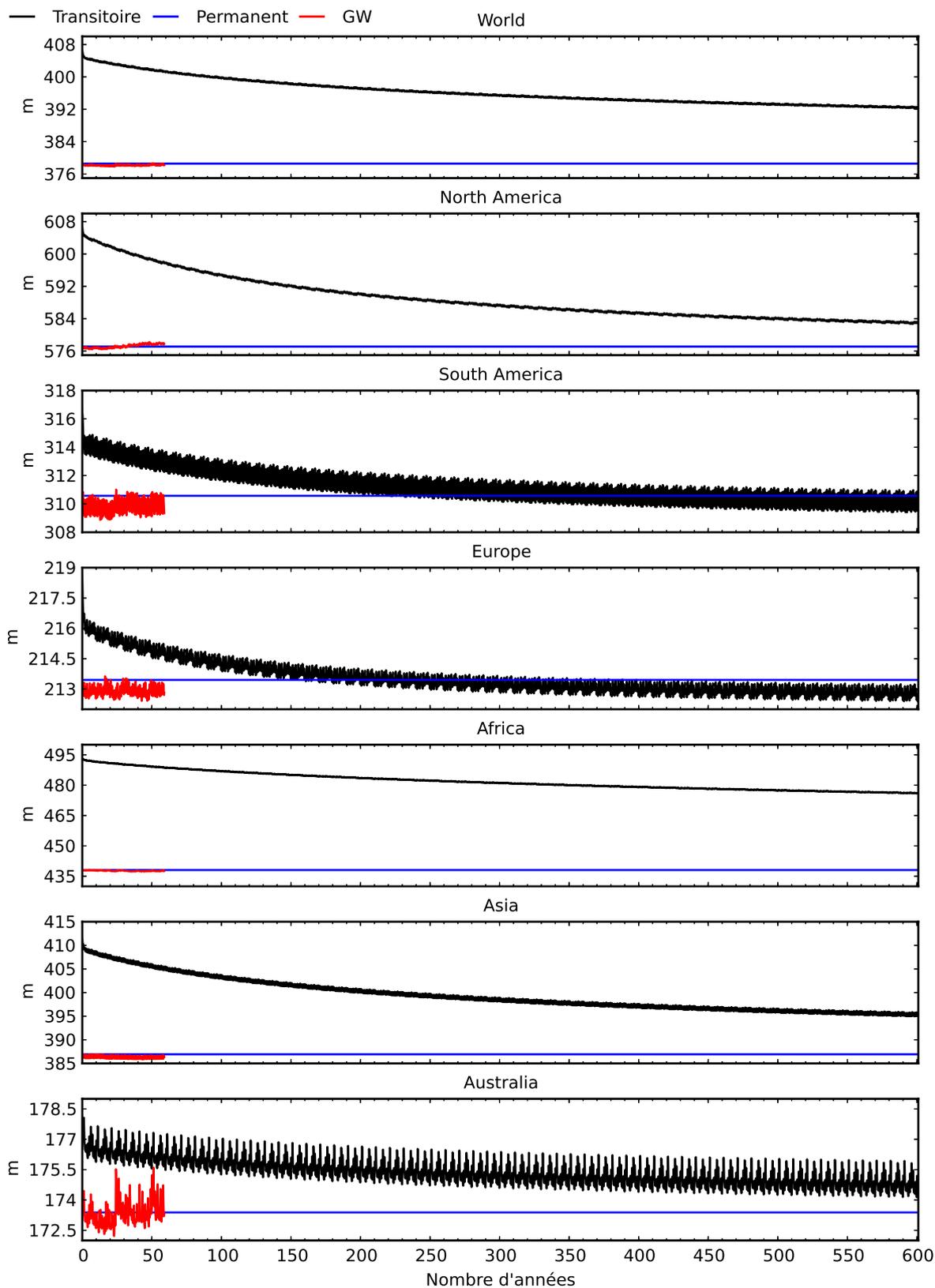


FIG. B.1 – Séries temporelles des hauteurs de nappe moyennées spatialement sur chaque continent et à l'échelle globale. En noir, simulation « transitoire » de 600 ans (années 1950-1959 répétées 60 fois), en bleu : état d'équilibre du modèle, en rouge : simulation GW de 58 ans (1950-2008)

Liste des acronymes

ADES Accès aux Données sur les Eaux Souterraines
AGCM Atmospheric Global Circulation Model
ARPEGE Action de Recherche Petite Échelle et Grande Échelle
BATS Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
BDRHF Base de Données sur le Référentiel Hydrogéologique Français
BGR Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BRGM Bureau des Ressources Géologiques et Minières
CHS Continental Hydrological System
CNES Centre National d'Études Spatiales
CNRM Centre National de Recherches Météorologiques
CRU Climate Research Units
CSR Center for Spatial Research
DEM Digital Elevation Model
DLR Deutsches Zentrum für Luft and Raumfahrt
GFZ GeoForschungZentrum
GMTED2010 Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010
GPCC Global Precipitation Climatology Center
GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment
GRDC Global Runoff Data Centre
HYBAM Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin
IGME International Geological Map of Europe
ISBA Interactions Sol Biosphere Atmosphère
JPL Jet Propulsory Laboratory
LSM Land Surface Model
MODCOU MODèle COUplé
MODFLOW Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model
NASA National Aeronautics and Space Administration
NCEP-NCAR National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research
NGA National Geospatial-Intelligence Agency
ORE Observatoire de Recherche en Environnement
RRM River Routing Model
SAFRAN Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
SIB Simple Biosphere Model
SIG Système d'Information Géographique

SIM SAFRAN-ISBA-MODCOU

SURFEX SURFace EXternalized

SWE Snow Water Equivalent

SVAT Surface Vegetation Atmosphere Transfer

TOPMODEL TOPography based hydrological MODEL

TRIP Total Runoff Integrating Pathways

TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission

TWS Terrestrial Water Storage

USGS United State Geological Survey

WHYMAP World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme

Bibliographie

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig et B. Choudhury (1988). Improved Ground Hydrology Calculations for Global Climate Models (GCMs) : Soil Water Movement and Evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1(9), 921–941. DOI : [10.1175/1520-0442\(1988\)001<0921:IGHCFG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0921:IGHCFG>2.0.CO;2).
- Alkama, R., B. Decharme, H. Douville, M. Becker, A. Cazenave, J. Sheffield, A. Voltaire, S. Tyteca et P. Le Moigne (2010). Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part I : Comparison to GRACE Terrestrial Water Storage Estimates and In Situ River Discharges. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 583–600. DOI : [10.1175/2010JHM1211.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1211.1).
- Alkama, R., B. Decharme, H. Douville et A. Ribes (2011). Trends in Global and Basin-Scale Runoff over the Late Twentieth Century : Methodological Issues and Sources of Uncertainty. *Journal of Climate*, 24(12), 3000–3014. DOI : [10.1175/2010JCLI3921.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3921.1).
- Alkama, R., M. Kageyama, G. Ramstein, O. Marti, P. Ribstein et D. Swingedouw (2008). Impact of a realistic river routing in coupled ocean–atmosphere simulations of the Last Glacial Maximum climate. *Climate Dynamics*, 30(7), 855–869. DOI : [10.1007/s00382-007-0330-1](https://doi.org/10.1007/s00382-007-0330-1).
- Allen, M. B. et C. L. Murphy (1986). A Finite-Element Collocation Method for Variably Saturated Flow in Two Space Dimensions. English. *Water Resources Research*, 22(11), 1537–1542. DOI : [10.1029/WR022i011p01537](https://doi.org/10.1029/WR022i011p01537).
- Anyah, R. O., C. P. Weaver, G. Miguez-Macho, Y. Fan et A. Robock (2008). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 3. Simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability. English. *Journal of Geophysical Research*, 113(D7), D07103. DOI : [10.1029/2007JD009087](https://doi.org/10.1029/2007JD009087).
- Arora, V., F. Seglenieks, N. Kouwen et E. Soulis (2001). Scaling aspects of river flow routing. en. *Hydrological Processes*, 15(3), 461–477. DOI : [10.1002/hyp.161](https://doi.org/10.1002/hyp.161).
- Arora, V. K. et G. J. Boer (1999). A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24), 30,965–30,979. DOI : [199910.1029/1999JD900905](https://doi.org/199910.1029/1999JD900905).
- Arora, V. K., F. H. S. Chiew et R. B. Grayson (1999). A river flow routing scheme for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 104(D12), 14,347–14,357. DOI : [199910.1029/1999JD900200](https://doi.org/199910.1029/1999JD900200).
- Baca, R. G., J. N. Chung et D. J. Mulla (1997). MIXED TRANSFORM FINITE ELEMENT METHOD FOR SOLVING THE NON-LINEAR EQUATION FOR FLOW IN VARIABLY SATURATED POROUS MEDIA. en. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 24(5), 441–455. DOI : [10.1002/\(SICI\)1097-0363\(19970315\)24:5<441::AID-FLD501>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0363(19970315)24:5<441::AID-FLD501>3.0.CO;2-9).
- Berti, W. et al. (2003). Instrument of Grace-GPS Augments Gravity Measurements. *GPS World*, 14(2), 16–29.
- Beven, K. J. et M. J. Kirkby (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69. DOI : [10.1080/02626667909491834](https://doi.org/10.1080/02626667909491834).
- Bhumralkar, C. M. (1975). Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Applied Meteorology*, 14(7), 1246–1258. DOI : [10.1175/1520-0450\(1975\)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2).
- Bierkens, M. F. P. et B. J. J. M. v. d. Hurk (2007). Groundwater convergence as a possible mechanism for multi-year persistence in rainfall. English. *Geophysical Research Letters*, 34(2), L02402. DOI : [10.1029/2006GL028396](https://doi.org/10.1029/2006GL028396).

- Blackadar, A. K. (1976). Modeling the nocturnal boundary layer. *American Meteorological Society*. Boston, 46–49.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers et J. Noilhan (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569. DOI : [10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2).
- Boone, A. et al. (2004). The Rhône-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project : An Overview. *Journal of Climate*, 17(1), 187–208. DOI : [10.1175/1520-0442\(2004\)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2).
- Boone, A. (2000). Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA : Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige. Thèse de doct. Toulouse : Université Toulouse III (Paul Sabatier).
- Boone, A. et P. Etchevers (2001). An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model : Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4), 374–394. DOI : [10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2).
- Boone, A., J.-C. Calvet et J. Noilhan (1999). Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11), 1611–1630. DOI : [10.1175/1520-0450\(1999\)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2).
- Boone, A. et al. (2009). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12), 1865–1880. DOI : [10.1175/2009BAMS2786.1](https://doi.org/10.1175/2009BAMS2786.1).
- Bouysse, P. et D. Palfreyman (2000). Geological map of the world. *CGMW*.
- Braud, I., N. Varado et A. Olioso (2005). Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology*, 301(1–4), 267–286. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2004.06.033](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.033).
- Brooks, R. H. et A. T. Corey (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Am. Soc. Civil Eng.* 17, 187–208.
- Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, B. Decharme, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou et S. Morin (2012). Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalysis. *Journal of Hydrometeorology*, 120914092949009. DOI : [10.1175/JHM-D-12-012.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-012.1).
- Brunke, M. et T. Gonser (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. en. *Freshwater Biology*, 37(1), 1–33. DOI : [10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x).
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso et J.-P. Wigneron (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2), 73–95. DOI : [10.1016/S0168-1923\(98\)00091-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00091-4).
- Cazenave, A., C. Cabanes, K. Dominh et S. Mangiarotti (2001). Recent sea level change in the Mediterranean Sea revealed by Topex/Poseidon satellite altimetry. English. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1607–1610. DOI : [10.1029/2000GL012628](https://doi.org/10.1029/2000GL012628).
- Celia, M. A., E. T. Bouloutas et R. L. Zarba (1990). A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. English. *Water Resources Research*, 26(7), 1483–1496. DOI : [10.1029/WR026i007p01483](https://doi.org/10.1029/WR026i007p01483).
- Chapelon, Douville, Kosuth et Oki (2002). Off-line simulation of the Amazon water balance : a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics*, 19(2), 141–154. DOI : [10.1007/s00382-001-0213-9](https://doi.org/10.1007/s00382-001-0213-9).
- Chen, J. L., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti et M. Rodell (2005). Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. English. *Journal of Geophysical Research*, 110(B8), B08408. DOI : [10.1029/2004JB003536](https://doi.org/10.1029/2004JB003536).
- Chen, J. L., C. R. Wilson et B. D Tapley (2006). Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. en. *Science*, 313(5795), 1958–1960. DOI : [10.1126/science.1129007](https://doi.org/10.1126/science.1129007).

- Chen, X. et Q. Hu (2004). Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. *Journal of Hydrology*, 297(1–4), 285–300. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2004.04.019](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.019).
- Clapp, R. B. et G. M. Hornberger (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. English. *Water Resources Research*, 14(4), 601–604. DOI : [10.1029/WR014i004p00601](https://doi.org/10.1029/WR014i004p00601).
- Coe, M. T. (1998). A linked global model of terrestrial hydrologic processes : Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands. English. *Journal of Geophysical Research*, 103(D8), 8885–8899. DOI : [10.1029/98JD00347](https://doi.org/10.1029/98JD00347).
- Crowley, J. W., J. X. Mitrovica, R. C. Bailey, M. E. Tamisiea et J. L. Davis (2006). Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data. English. *Geophysical Research Letters*, 33(19), L19402. DOI : [10.1029/2006GL027070](https://doi.org/10.1029/2006GL027070).
- Dai, Y. et al. (2003). The Common Land Model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8), 1013–1023. DOI : [10.1175/BAMS-84-8-1013](https://doi.org/10.1175/BAMS-84-8-1013).
- Danielson, J. et D. Gesch (2011). *Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010) : U.S. Geological Survey Open-File Report*. Rap. tech. 1073, 26 p.
- De Marsily, G. (2002). *Cours d'Hydrogéologie*. 2002^e éd. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Deardorff, J. W. (1977). A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology*, 16(11), 1182–1185. DOI : [10.1175/1520-0450\(1977\)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2).
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation. English. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4), 1889–1903. DOI : [10.1029/JC083iC04p01889](https://doi.org/10.1029/JC083iC04p01889).
- Decharme, B. et H. Douville (2006a). Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dynamics*, 26(1), 65–78. DOI : [10.1007/s00382-005-0059-7](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0059-7).
- Decharme, B. et H. Douville (2006b). Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics*, 27(7), 695–713. DOI : [10.1007/s00382-006-0160-6](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0160-6).
- Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker et A. Cazenave (2010). Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 601–617. DOI : [10.1175/2010JHM1212.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1212.1).
- Decharme, B., A. Boone, C. Delire et J. Noilhan (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. English. *Journal of Geophysical Research*, 116(D20), D20126. DOI : [10.1029/2011JD016002](https://doi.org/10.1029/2011JD016002).
- Decharme, B., R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville et C. Prigent (2012). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dynamics*, 38(7), 1389–1412. DOI : [10.1007/s00382-011-1054-9](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9).
- Decharme, B. (2005). Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées. Thèse de doct. Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-sellers, P.-J. Kennedy et M.-F. Wilson (1986). *Biosphere/atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model*. NCAR Technical Report 275. Boulder, Colorado : National Center for Atmospheric Research.
- Dijk, A. I. J. M. v., L. J. Renzullo et M. Rodell (2011). Use of Gravity Recovery and Climate Experiment terrestrial water storage retrievals to evaluate model estimates by the Australian water resources assessment system. English. *Water Resources Research*, 47(11), W11524. DOI : [10.1029/2011WR010714](https://doi.org/10.1029/2011WR010714).
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*. T. 575. New Jersey, USA : Prentice Hall Upper Saddle River.
- Dirmeyer, P. A. (2000). Using a Global Soil Wetness Dataset to Improve Seasonal Climate Simulation. *Journal of Climate*, 13(16), 2900–2922. DOI : [10.1175/1520-0442\(2000\)013<2900:UAGSWD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2900:UAGSWD>2.0.CO;2).
- Dirmeyer, P. A. (2001). Climate Drift in a Coupled Land–Atmosphere Model. *Journal of Hydrometeorology*, 2(1), 89–100. DOI : [10.1175/1525-7541\(2001\)002<0089:CDIACL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0089:CDIACL>2.0.CO;2).

- Douville, H. (2003). Assessing the Influence of Soil Moisture on Seasonal Climate Variability with AGCMs. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1044–1066. DOI : [10.1175/1525-7541\(2003\)004<1044:ATTISM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1044:ATTISM>2.0.CO;2).
- Douville, H. (2004). Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions : is it an initial value problem? *Climate Dynamics*, 22(4), 429–446. DOI : [10.1007/s00382-003-0386-5](https://doi.org/10.1007/s00382-003-0386-5).
- Douville, H., J. F. Royer et J. F. Mahfouf (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12(1), 21–35. DOI : [10.1007/BF00208760](https://doi.org/10.1007/BF00208760).
- Douville, H., S. Planton, J.-F. Royer, D. B. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont et R. A. Betts (2000a). Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ climate experiments. English. *Journal of Geophysical Research*, 105(D11), 14841–14,861. DOI : [10.1029/1999JD901086](https://doi.org/10.1029/1999JD901086).
- Douville, H., P. Viterbo, J.-F. Mahfouf et A. C. M. Beljaars (2000b). Evaluation of the Optimum Interpolation and Nudging Techniques for Soil Moisture Analysis Using FIFE Data. *Monthly Weather Review*, 128(6), 1733–1756. DOI : [10.1175/1520-0493\(2000\)128<1733:EOT0IA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1733:EOT0IA>2.0.CO;2).
- Ducharne, A., R. D. Koster, M. J. Suarez, M. Stieglitz et P. Kumar (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 2. Parameter estimation and model demonstration. English. *Journal of Geophysical Research*, 105(D20), 24823–24,838. DOI : [10.1029/2000JD900328](https://doi.org/10.1029/2000JD900328).
- Ducharne, A., C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux et G. de Marsily (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, 280(1–4), 207–228. DOI : [10.1016/S0022-1694\(03\)00230-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00230-0).
- Durand, F., F. Papa, A. Rahman et S. Bala (2011). Impact of Ganges–Brahmaputra interannual discharge variations on Bay of Bengal salinity and temperature during 1992–1999 period. *Journal of Earth System Science*, 120(5), 859–872. DOI : [10.1007/s12040-011-0118-x](https://doi.org/10.1007/s12040-011-0118-x).
- Durand, Y., E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre et E. Martin (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18, 65–71.
- Dürr, H. H., M. Meybeck et S. H. Dürr (2005). Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. English. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4), GB4S10. DOI : [10.1029/2005GB002515](https://doi.org/10.1029/2005GB002515).
- Etchevers, P., C Golaz et F Habets (2001). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, 244(1–2), 60–85. DOI : [10.1016/S0022-1694\(01\)00332-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00332-8).
- Fan, Y. et G. Miguez-Macho (2010). Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14(10), 2039–2056. DOI : [10.5194/hess-14-2039-2010](https://doi.org/10.5194/hess-14-2039-2010).
- Fan, Y., G. Miguez-Macho, C. P. Weaver, R. Walko et A. Robock (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. English. *Journal of Geophysical Research*, 112(D10), D10125. DOI : [10.1029/2006JD008111](https://doi.org/10.1029/2006JD008111).
- Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, J. O. Roads et C. J. Willmott (2004). Uncertainties in Precipitation and Their Impacts on Runoff Estimates. *Journal of Climate*, 17(2), 294–304. DOI : [10.1175/1520-0442\(2004\)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2).
- Ferguson, I. M. et R. M. Maxwell (2010). Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change. English. *Water Resources Research*, 46(null), W00F02. DOI : [10.1029/2009WR008616](https://doi.org/10.1029/2009WR008616).
- Frappart, F., G. Ramillien, S. Biancamaria, N. M. Mognard et A. Cazenave (2006). Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002–2004). English. *Geophysical Research Letters*, 33(2), L02501. DOI : [10.1029/2005GL024778](https://doi.org/10.1029/2005GL024778).
- Freeze, R. A. (1971). Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin. English. *Water Resources Research*, 7(2), 347–366. DOI : [10.1029/WR007i002p00347](https://doi.org/10.1029/WR007i002p00347).

- Freeze, R. A. et P. A. Witherspoon (1966). Theoretical analysis of regional groundwater flow : 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. English. *Water Resources Research*, 2(4), 641–656. DOI : [10.1029/WR002i004p00641](https://doi.org/10.1029/WR002i004p00641).
- Freeze, R. A. et P. A. Witherspoon (1967). Theoretical analysis of regional groundwater flow : 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. English. *Water Resources Research*, 3(2), 623–634. DOI : [10.1029/WR003i002p00623](https://doi.org/10.1029/WR003i002p00623).
- Freeze, R. A. et P. A. Witherspoon (1968). Theoretical Analysis of Regional Ground Water Flow : 3. Quantitative Interpretations. English. *Water Resources Research*, 4(3), 581–590. DOI : [10.1029/WR004i003p00581](https://doi.org/10.1029/WR004i003p00581).
- Gedney, N. et P. M. Cox (2003). The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1265–1275. DOI : [10.1175/1525-7541\(2003\)004<1265:TSOGCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1265:TSOGCM>2.0.CO;2).
- Gedney, N., P. M. Cox, H. Douville, J. Polcher et P. J. Valdes (2000). Characterizing GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *Journal of climate*, 13(17), 3066–3079.
- Gilli, E., C. Mangan et J. Mudry (2008). *Hydrogéologie : objet, méthodes, applications. 2^{ème} édition*. Sciences Sup. Dunod.
- Gleeson, T., L. Smith, N. Moosdorf, J. Hartmann, H. H. Dürr, A. H. Manning, L. P. H. v. Beek et A. M. Jellinek (2011). Mapping permeability over the surface of the Earth. English. *Geophysical Research Letters*, 38(2), L02401. DOI : [10.1029/2010GL045565](https://doi.org/10.1029/2010GL045565).
- Green, W. H. et G. A. Ampt (1911). Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(01), 1–24. DOI : [10.1017/S0021859600001441](https://doi.org/10.1017/S0021859600001441).
- Güntner, A. (2008). Improvement of Global Hydrological Models Using GRACE Data. *Surveys in Geophysics*, 29(4), 375–397. DOI : [10.1007/s10712-008-9038-y](https://doi.org/10.1007/s10712-008-9038-y).
- Gutowski, W. J. G., C. J. Vörösmarty, M. Person, Z. Ötles, B. Fekete et J. York (2002). A Coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP) : Calibration and validation. English. *Journal of Geophysical Research*, 107(D16), 4283. DOI : [10.1029/2001JD000392](https://doi.org/10.1029/2001JD000392).
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé et D. Vidal-Madjar (1999a). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1–2), 75–96. DOI : [10.1016/S0022-1694\(99\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00019-0).
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé et D. Vidal-Madjar (1999b). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part II : Simulation of streamflows and annual water budget. *Journal of Hydrology*, 217(1–2), 97–118. DOI : [10.1016/S0022-1694\(99\)00020-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00020-7).
- Habets, F. et al. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. English. *Journal of Geophysical Research*, 113(D6), D06113. DOI : [10.1029/2007JD008548](https://doi.org/10.1029/2007JD008548).
- Habets, F. et al. (2010). Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14(1), 99–117. DOI : [10.5194/hess-14-99-2010](https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010).
- Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan et C. Ottlé (1999c). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. English. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24), 31145–31,172. DOI : [10.1029/1999JD901008](https://doi.org/10.1029/1999JD901008).
- Habets, F., A. Boone et J. Noilhan (2003). Simulation of a Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global and Planetary Change*, 38(1–2), 137–149. DOI : [10.1016/S0921-8181\(03\)00016-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00016-X).
- Habets, F., P. LeMoigne et J. Noilhan (2004). On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. *Journal of Hydrology*, 293(1–4), 270–288. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2004.02.004](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.02.004).
- Hagemann, S. et L. Dümenil (1997). A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dynamics*, 14(1), 17–31. DOI : [10.1007/s003820050205](https://doi.org/10.1007/s003820050205).
- Harbaugh, A. W. (2005). *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model-the Ground-Water Flow Process*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16. US Geological Survey Reston, Virginia.

- Harbaugh, A. W., E. R. Banta, M. C. Hill et M. G. Macdonald (2000). The US Geological Survey modular ground water models : User guide to modulization concepts and the ground-water flow process. *US Geological Survey*, 121.
- Hingray, B., C. Picouet et A. Musy (2009). *Hydrologie 2-Une science pour l'ingénieur*. T. 2. PPUR presses polytechniques.
- Jiang, X., G.-Y. Niu et Z.-L. Yang (2009). Impacts of vegetation and groundwater dynamics on warm season precipitation over the Central United States. English. *Journal of Geophysical Research*, 114(D6), D06109. DOI : [10.1029/2008JD010756](https://doi.org/10.1029/2008JD010756).
- Johansen, O. (1975). Thermal Conductivity of Soils. Thèse de doct. Norway : University of Trondheim.
- Kane, D. L. (1997). The impact of hydrologic perturbations on arctic ecosystems induced by climate change. English. *Global Change and Arctic Terrestrial Ecosystems*. Springer-Verlag : New York. T. 124. Ecological Studies, 63–81.
- Kollet, S. J. et R. M. Maxwell (2006). Integrated surface–groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, 29(7), 945–958. DOI : [10.1016/j.advwatres.2005.08.006](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.08.006).
- Kollet, S. J. et R. M. Maxwell (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. English. *Water Resources Research*, 44(2), W02402. DOI : [10.1029/2007WR006004](https://doi.org/10.1029/2007WR006004).
- Koster, R. D. et M. J. Suarez (2001). Soil Moisture Memory in Climate Models. *Journal of Hydrometeorology*, 2(6), 558–570. DOI : [10.1175/1525-7541\(2001\)002<0558:SMMICM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0558:SMMICM>2.0.CO;2).
- Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz et P. Kumar (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model : 1. Model structure. English. *Journal of Geophysical Research*, 105(D20), 24809–24,822. DOI : [10.1029/2000JD900327](https://doi.org/10.1029/2000JD900327).
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, A. N. Hahmann, R. Ijpelaar, L. Tyahla, P. Cox et M. J. Suarez (2002). Comparing the Degree of Land–Atmosphere Interaction in Four Atmospheric General Circulation Models. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3), 363–375. DOI : [10.1175/1525-7541\(2002\)003<0363:CTDOLA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0363:CTDOLA>2.0.CO;2).
- Lam, A., D. Karssenbergh, B. J. J. M. van den Hurk et M. F. P. Bierkens (2011). Spatial and temporal connections in groundwater contribution to evaporation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15(8), 2621–2630. DOI : [10.5194/hess-15-2621-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-2621-2011).
- Landerer, F. W. et S. C. Swenson (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. English. *Water Resources Research*, 48(4), W04531. DOI : [10.1029/2011WR011453](https://doi.org/10.1029/2011WR011453).
- Lawrence, D. et A. Slater (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dynamics*, 30(2), 145–160. DOI : [10.1007/s00382-007-0278-1](https://doi.org/10.1007/s00382-007-0278-1).
- Ledoux, E., G. Girard et G. De Marsily (1989). Spatially distributed modelling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling : Theory and Practice*. Kluwer Academic Publishers. T. 275. NATO Science Series C. H.J. Morel-Seytoux, 435–454.
- Leung, L., M. Huang, Y. Qian et X. Liang (2011). Climate–soil–vegetation control on ground-water table dynamics and its feedbacks in a climate model. *Climate Dynamics*, 36(1), 57–81. DOI : [10.1007/s00382-010-0746-x](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0746-x).
- Levine, J. B. et G. D. Salvucci (1999). Equilibrium analysis of groundwater–vadose zone interactions and the resulting spatial distribution of hydrologic fluxes across a Canadian Prairie. English. *Water Resources Research*, 35(5), 1369–1383. DOI : [10.1029/1999WR900018](https://doi.org/10.1029/1999WR900018).
- Liang, X. et Z. Xie (2003). Important factors in land–atmosphere interactions : surface runoff generations and interactions between surface and groundwater. *Global and Planetary Change*, 38(1–2), 101–114. DOI : [10.1016/S0921-8181\(03\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00012-2).
- Liang, X., Z. Xie et M. Huang (2003). A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. English. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16), 8613. DOI : [10.1029/2002JD003090](https://doi.org/10.1029/2002JD003090).

- Liston, G. E., Y. C. Sud et E. F. Wood (1994). Evaluating GCM Land Surface Hydrology Parameterizations by Computing River Discharges Using a Runoff Routing Model : Application to the Mississippi Basin. *Journal of Applied Meteorology*, 33(3), 394–405. DOI : [10.1175/1520-0450\(1994\)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1994)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2).
- Lo, M.-H. et J. S. Famiglietti (2011). Precipitation response to land subsurface hydrologic processes in atmospheric general circulation model simulations. *Journal of Geophysical Research*, 116, D07103. DOI : [201110.1029/2010JD015134](https://doi.org/201110.1029/2010JD015134).
- Lo, M.-H., P. J.-F. Yeh et J. Famiglietti (2008). Constraining water table depth simulations in a land surface model using estimated baseflow. *Advances in Water Resources*, 31(12), 1552–1564. DOI : [10.1016/j.advwatres.2008.06.007](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.06.007).
- Lo, M.-H., J. S. Famiglietti, P. J.-F. Yeh et T. H. Syed (2010). Improving parameter estimation and water table depth simulation in a land surface model using GRACE water storage and estimated base flow data. English. *Water Resources Research*, 46(5), W05517. DOI : [10.1029/2009WR007855](https://doi.org/10.1029/2009WR007855).
- Lucas-Picher, P., V. K. Arora, D. Caya et R. Laprise (2003). Implementation of a large-scale variable velocity river flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Atmosphere-Ocean*, 41(2), 139–153. DOI : [10.3137/ao.410203](https://doi.org/10.3137/ao.410203).
- Mahfouf, J. F. et J. Noilhan (1991). Comparative Study of Various Formulations of Evaporations from Bare Soil Using In Situ Data. *Journal of Applied Meteorology*, 30(9), 1354–1365. DOI : [10.1175/1520-0450\(1991\)030<1354:CSOVFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1354:CSOVFO>2.0.CO;2).
- Mahfouf, J.-F. et J. Noilhan (1996). Inclusion of Gravitational Drainage in a Land Surface Scheme Based on the Force-Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*, 35(6), 987–992. DOI : [10.1175/1520-0450\(1996\)035<0987:IOGDIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0987:IOGDIA>2.0.CO;2).
- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani et M. DéQué (1995). The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I. Implementation and Preliminary Results. *Journal of Climate*, 8(8), 2039–2057. DOI : [10.1175/1520-0442\(1995\)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2).
- Manabe, S. (1969). Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11), 739–774. DOI : [10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2).
- Manzi, A. et S. Planton (1994). Implementation of the ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM — an annual cycle experiment. *Journal of Hydrology*, 155(3–4), 353–387. DOI : [10.1016/0022-1694\(94\)90178-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90178-3).
- Martin, J. (2000). *Etudes préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce*. Rap. tech. BRGM/RP-50348-FR. BRGM, 94.
- Maxwell, R. M. et N. L. Miller (2005). Development of a Coupled Land Surface and Groundwater Model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 233–247. DOI : [10.1175/JHM422.1](https://doi.org/10.1175/JHM422.1).
- Maxwell, R. M., F. K. Chow et S. J. Kollet (2007). The groundwater–land–surface–atmosphere connection : Soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations. *Advances in Water Resources*, 30(12), 2447–2466. DOI : [10.1016/j.advwatres.2007.05.018](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.05.018).
- McDonald, M. G. et A. W. Harbaugh (1988). *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*. Rap. tech. Chapter A1. U.S. Geological Survey.
- Miguez-Macho, G. et Y. Fan (2012a). The role of groundwater in the Amazon water cycle : 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. English. *Journal of Geophysical Research*, 117(D15), D15113. DOI : [10.1029/2012JD017539](https://doi.org/10.1029/2012JD017539).
- Miguez-Macho, G. et Y. Fan (2012b). The role of groundwater in the Amazon water cycle : 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. English. *Journal of Geophysical Research*, 117(D15), D15114. DOI : [10.1029/2012JD017540](https://doi.org/10.1029/2012JD017540).
- Miguez-Macho, G., Y. Fan, C. P. Weaver, R. Walko et A. Robock (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. English. *Journal of Geophysical Research*, 112(D13), D13108. DOI : [10.1029/2006JD008112](https://doi.org/10.1029/2006JD008112).
- Miller, J. (1999). Introduction and National Summary (chapter A). *Ground Water Atlas of the United States*. U.S. Geological Survey. U.S. Geological Survey.

- Miller, J. R., G. L. Russell et G. Caliri (1994). Continental-Scale River Flow in Climate Models. *Journal of Climate*, 7(6), 914–928. DOI : [10.1175/1520-0442\(1994\)007<0914:CSRFIG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<0914:CSRFIG>2.0.CO;2).
- Milliman, J., K. Farnsworth, P. Jones, K. Xu et L. Smith (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and Planetary Change*, 62(3–4), 187–194. DOI : [10.1016/j.gloplacha.2008.03.001](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.001).
- Milly, P. (1985). A mass-conservative procedure for time-stepping in models of unsaturated flow. *Advances in Water Resources*, 8(1), 32–36. DOI : [10.1016/0309-1708\(85\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0309-1708(85)90078-8).
- Mitchell, T. D. et P. D. Jones (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. en. *International Journal of Climatology*, 25(6), 693–712. DOI : [10.1002/joc.1181](https://doi.org/10.1002/joc.1181).
- Molod, A., H. Salmun et D. W. Waugh (2004). The Impact on a GCM Climate of an Extended Mosaic Technique for the Land–Atmosphere Coupling. *Journal of Climate*, 17(20), 3877–3891. DOI : [10.1175/1520-0442\(2004\)017<3877:TIOAGC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3877:TIOAGC>2.0.CO;2).
- Moody, J. A. et B. M. Troutman (2002). Characterization of the spatial variability of channel morphology. en. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(12), 1251–1266. DOI : [10.1002/esp.403](https://doi.org/10.1002/esp.403).
- Morris, D. et A. Johnson (1967). Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948-1960. *Water Supply Paper*, 1839–D.
- Nash, J. et J. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. DOI : [10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).
- Ngo-Duc, T., K. Laval, G. Ramillien, J. Polcher et A. Cazenave (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. English. *Water Resources Research*, 43(4), W04427. DOI : [10.1029/2006WR004941](https://doi.org/10.1029/2006WR004941).
- Niu, G.-Y. et Z.-L. Yang (2006). Assessing a land surface model’s improvements with GRACE estimates. English. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07401. DOI : [10.1029/2005GL025555](https://doi.org/10.1029/2005GL025555).
- Niu, G.-Y., Z.-L. Yang, R. E. Dickinson, L. E. Gulden et H. Su (2007). Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. English. *Journal of Geophysical Research*, 112(D7), D07103. DOI : [10.1029/2006JD007522](https://doi.org/10.1029/2006JD007522).
- Noilhan, J. et P. Lacarrère (1995). GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling. *Journal of Climate*, 8(2), 206–223. DOI : [10.1175/1520-0442\(1995\)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2).
- Noilhan, J. et S. Planton (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117(3), 536–549. DOI : [10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2).
- Noilhan, J., S. Donier, P. Lacarrère, C. Sarrat et P. L. Moigne (2011). Regional-scale evaluation of a land surface scheme from atmospheric boundary layer observations. English. *Journal of Geophysical Research*, 116(D1), D01104. DOI : [10.1029/2010JD014671](https://doi.org/10.1029/2010JD014671).
- Oki, T. et Y. C. Sud (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1), 1–37. DOI : [10.1175/1087-3562\(1998\)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2).
- Peters-Lidard, C. D., E. Blackburn, X. Liang et E. F. Wood (1998). The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7), 1209–1224. DOI : [10.1175/1520-0469\(1998\)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2).
- Pinault, J.-L., N. Amraoui et C. Golaz (2005). Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. English. *Water Resources Research*, 41(5), W05001. DOI : [10.1029/2004WR003169](https://doi.org/10.1029/2004WR003169).
- Price, M, R. Low et C McCann (2000). Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer. *Journal of Hydrology*, 233(1–4), 54–71. DOI : [10.1016/S0022-1694\(00\)00222-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00222-5).

- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires et W. B. Rossow (2001). Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. English. *Geophysical Research Letters*, 28(24), 4631–4634. DOI : [10.1029/2001GL013263](https://doi.org/10.1029/2001GL013263).
- Quintana-Seguí, P., P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy et S. Morel (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92–107. DOI : [10.1175/2007JAMC1636.1](https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1).
- Quintana Seguí, P., E. Martin, F. Habets et J. Noilhan (2009). Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13(2), 163–181. DOI : [10.5194/hess-13-163-2009](https://doi.org/10.5194/hess-13-163-2009).
- Ramillien, G., A. Cazenave et O. Brunau (2004). Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry. en. *Geophysical Journal International*, 158(3), 813–826. DOI : [10.1111/j.1365-246X.2004.02328.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02328.x).
- Ramillien, G., F. Frappart, A. Güntner, T. Ngo-Duc, A. Cazenave et K. Laval (2006). Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. English. *Water Resources Research*, 42(10), W10403. DOI : [10.1029/2005WR004331](https://doi.org/10.1029/2005WR004331).
- Ramillien, G., J. Famiglietti et J. Wahr (2008). Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE : A Review. *Surveys in Geophysics*, 29(4), 361–374. DOI : [10.1007/s10712-008-9048-9](https://doi.org/10.1007/s10712-008-9048-9).
- Ritter, B. et J.-F. Geleyn (1992). A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2), 303–325. DOI : [10.1175/1520-0493\(1992\)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2).
- Rodell, M., J. S. Famiglietti, J. Chen, S. I. Seneviratne, P. Viterbo, S. Holl et C. R. Wilson (2004). Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. English. *Geophysical Research Letters*, 31(20), L20504. DOI : [10.1029/2004GL020873](https://doi.org/10.1029/2004GL020873).
- Rodell, M., J. Chen, H. Kato, J. Famiglietti, J. Nigro et C. Wilson (2007). Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 159–166. DOI : [10.1007/s10040-006-0103-7](https://doi.org/10.1007/s10040-006-0103-7).
- Rodell, M., I. Velicogna et J. S. Famiglietti (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. en. *Nature*, 460(7258), 999–1002. DOI : [10.1038/nature08238](https://doi.org/10.1038/nature08238).
- Rousset, F., F. Habets, E. Gomez, P. L. Moigne, S. Morel, J. Noilhan et E. Ledoux (2004). Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. English. *Journal of Geophysical Research*, 109(D14), D14105. DOI : [10.1029/2003JD004403](https://doi.org/10.1029/2003JD004403).
- Rushton, K. (2007). Representation in regional models of saturated river–aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology*, 334(1–2), 262–281. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2006.10.008](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.008).
- Rushton, K. et L. Tomlinson (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology*, 40(1–2), 49–65. DOI : [10.1016/0022-1694\(79\)90087-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90087-8).
- Sacks, W., B. Cook, N. Buening, S. Levis et J. Helkowski (2009). Effects of global irrigation on the near-surface climate. *Climate Dynamics*, 33(2), 159–175. DOI : [10.1007/s00382-008-0445-z](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0445-z).
- Salvucci, G. D. et D. Entekhabi (1995). Hillslope and Climatic Controls on Hydrologic Fluxes. English. *Water Resources Research*, 31(7), 1725–1739. DOI : [10.1029/95WR00057](https://doi.org/10.1029/95WR00057).
- Schmidt, R. et al. (2006). GRACE observations of changes in continental water storage. *Global and Planetary Change*, 50(1–2), 112–126. DOI : [10.1016/j.gloplacha.2004.11.018](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.11.018).
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson (2011). The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976–991. DOI : [10.1175/2010MWR3425.1](https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1).
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud et A. Dalcher (1986). A Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 505–531. DOI : [10.1175/1520-0469\(1986\)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2).
- Sellers, P. J. et al. (1997). Modeling the Exchanges of Energy, Water, and Carbon Between Continents and the Atmosphere. en. *Science*, 275(5299), 502–509. DOI : [10.1126/science.275.5299.502](https://doi.org/10.1126/science.275.5299.502).

- Seo, K.-W., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti, J. L. Chen et M. Rodell (2006). Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). English. *Water Resources Research*, 42(5), W05417. DOI : [10.1029/2005WR004255](https://doi.org/10.1029/2005WR004255).
- Sheffield, J., G. Goteti et E. F. Wood (2006). Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling. *Journal of Climate*, 19(13), 3088–3111. DOI : [10.1175/JCLI3790.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3790.1).
- Shiklomanov, I. et J. Rodda (2003). *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge University Press Cambridge, UK.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52–67. DOI : [10.1007/s10040-001-0170-8](https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8).
- Swenson, S. et J. Wahr (2006). Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. English. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08402. DOI : [10.1029/2005GL025285](https://doi.org/10.1029/2005GL025285).
- Swenson, S., J. Wahr et P. C. D. Milly (2003). Estimated accuracies of regional water storage variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). English. *Water Resources Research*, 39(8), 1223. DOI : [10.1029/2002WR001808](https://doi.org/10.1029/2002WR001808).
- Swenson, S., P. J.-F. Yeh, J. Wahr et J. Famiglietti (2006). A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois. *Geophysical Research Letters*, 33, 5 PP. DOI : [200610.1029/2006GL026962](https://doi.org/200610.1029/2006GL026962).
- Swenson, S. C. et P. C. D. Milly (2006). Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry. English. *Water Resources Research*, 42(3), W03201. DOI : [10.1029/2005WR004628](https://doi.org/10.1029/2005WR004628).
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, J. Chen, M. Rodell, S. I. Seneviratne, P. Viterbo et C. R. Wilson (2005). Total basin discharge for the Amazon and Mississippi River basins from GRACE and a land-atmosphere water balance. English. *Geophysical Research Letters*, 32(24), L24404. DOI : [10.1029/2005GL024851](https://doi.org/10.1029/2005GL024851).
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, V. Zlotnicki et M. Rodell (2007). Contemporary estimates of Pan-Arctic freshwater discharge from GRACE and reanalysis. English. *Geophysical Research Letters*, 34(19), L19404. DOI : [10.1029/2007GL031254](https://doi.org/10.1029/2007GL031254).
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, M. Rodell, J. Chen et C. R. Wilson (2008). Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. English. *Water Resources Research*, 44(2), W02433. DOI : [10.1029/2006WR005779](https://doi.org/10.1029/2006WR005779).
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti et D. P. Chambers (2009). GRACE-Based Estimates of Terrestrial Freshwater Discharge from Basin to Continental Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1), 22–40. DOI : [10.1175/2008JHM993.1](https://doi.org/10.1175/2008JHM993.1).
- Syroka, J. et R. Toumi (2001). Scaling and persistence in observed and modeled surface temperature. English. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3255–3258. DOI : [10.1029/2000GL012273](https://doi.org/10.1029/2000GL012273).
- Szczypta, C., J.-C. Calvet, C. Albergel, G. Balsamo, S. Boussetta, D. Carrer, S. Lafont et C. Meurey (2011). Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15(2), 647–666. DOI : [10.5194/hess-15-647-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-647-2011).
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson et M. M. Watkins (2004). GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, 305(5683), 503–505. DOI : [10.1126/science.1099192](https://doi.org/10.1126/science.1099192).
- Thenkabail, P. S. et al. (2009). Global irrigated area map (GIAM), derived from remote sensing, for the end of the last millennium. *International Journal of Remote Sensing*, 30(14), 3679–3733. DOI : [10.1080/01431160802698919](https://doi.org/10.1080/01431160802698919).
- Thierion, C. et al. (2012). Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem. *Journal of Hydrology*, 424–425, 68–83. DOI : [10.1016/j.jhydrol.2011.12.028](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.028).
- Todini, E. (1996). The ARNO rainfall—runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 339–382. DOI : [10.1016/S0022-1694\(96\)80016-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80016-3).
- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795–4812.
- Van den Hurk, B. et al. (2005). Soil Control on Runoff Response to Climate Change in Regional Climate Model Simulations. *Journal of Climate*, 18(17), 3536–3551. DOI : [10.1175/JCLI3471.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3471.1).

- Velicogna, I. et J. Wahr (2006a). Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. en. *Nature*, 443(7109), 329–331. DOI : [10.1038/nature05168](https://doi.org/10.1038/nature05168).
- Velicogna, I. et J. Wahr (2006b). Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica. en. *Science*, 311(5768), 1754–1756. DOI : [10.1126/science.1123785](https://doi.org/10.1126/science.1123785).
- Vérant, S., K. Laval, J. Polcher et M. De Castro (2004). Sensitivity of the Continental Hydrological Cycle to the Spatial Resolution over the Iberian Peninsula. *Journal of Hydrometeorology*, 5(2), 267–285. DOI : [10.1175/1525-7541\(2004\)005<0267:SOTCHC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0267:SOTCHC>2.0.CO;2).
- Vergnes, J.-P. et B. Decharme (2012). A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model : global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16(10), 3889–3908. DOI : [10.5194/hess-16-3889-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-3889-2012).
- Vergnes, J.-P., B. Decharme, R. Alkama, E. Martin, F. Habets et H. Douville (2012). A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications : Description and Offline Evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4), 1149–1171. DOI : [10.1175/JHM-D-11-0149.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0149.1).
- Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, F. Habets, J.-M. Soubeyrou, M. Blanchard et M. Baillon (2010a). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14(3), 459–478. DOI : [10.5194/hess-14-459-2010](https://doi.org/10.5194/hess-14-459-2010).
- Vidal, J., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon et J. Soubeyrou (2010b). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. en. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627–1644. DOI : [10.1002/joc.2003](https://doi.org/10.1002/joc.2003).
- Voldoire, A. et al. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 1–31. DOI : [10.1007/s00382-011-1259-y](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y).
- Vörösmarty, C. J., B. M. Iii, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter et P. A. Steudler (1989). Continental scale models of water balance and fluvial transport : An application to South America. English. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3), 241–265. DOI : [10.1029/GB003i003p00241](https://doi.org/10.1029/GB003i003p00241).
- Wahr, J., M. Molenaar et F. Bryan (1998). Time variability of the Earth’s gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), PP. 30,205–30,229. DOI : [199810.1029/98JB02844](https://doi.org/199810.1029/98JB02844).
- Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki et I. Velicogna (2004). Time-variable gravity from GRACE : First results. English. *Geophysical Research Letters*, 31(11), L11501. DOI : [10.1029/2004GL019779](https://doi.org/10.1029/2004GL019779).
- Walko, R. L. et al. (2000). Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling. *Journal of Applied Meteorology*, 39(6), 931–944. DOI : [10.1175/1520-0450\(2000\)039<0931:CABHMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<0931:CABHMF>2.0.CO;2).
- Weisheimer, A., F. J. Doblas-Reyes, T. Jung et T. N. Palmer (2011). On the predictability of the extreme summer 2003 over Europe. English. *Geophysical Research Letters*, 38(5), L05704. DOI : [10.1029/2010GL046455](https://doi.org/10.1029/2010GL046455).
- Wendland, E., J. Rabelo et J. Roehrig (2004). Guarani Aquifer System - The Strategical Source In South America. *Technology Resource Management & Development*, 3, 192–201.
- Werth, S., A. Güntner, S. Petrovic et R. Schmidt (2009). Integration of GRACE mass variations into a global hydrological model. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1–2), 166–173. DOI : [10.1016/j.epsl.2008.10.021](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.021).
- Wetzel, P. J. et A. Boone (1995). A Parameterization for Land–Atmosphere–Cloud Exchange (PLACE) : Documentation and Testing of a Detailed Process Model of the Partly Cloudy Boundary Layer over Heterogeneous Land. *Journal of Climate*, 8(7), 1810–1837. DOI : [10.1175/1520-0442\(1995\)008<1810:APFLCE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1810:APFLCE>2.0.CO;2).
- Xie, Z., Z. Di, Z. Luo et Q. Ma (2012). A Quasi-Three-Dimensional Variably Saturated Groundwater Flow Model for Climate Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 27–46. DOI : [10.1175/JHM-D-10-05019.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05019.1).
- Yang, D., D. L. Kane, L. D. Hinzman, X. Zhang, T. Zhang et H. Ye (2002). Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. English. *Journal of Geophysical Research*, 107(D23), 4694. DOI : [10.1029/2002JD002542](https://doi.org/10.1029/2002JD002542).

- Yeh, P. J.-F. et E. A. B. Eltahir (2005a). Representation of Water Table Dynamics in a Land Surface Scheme. Part I : Model Development. *Journal of Climate*, 18(12), 1861–1880. DOI : [10.1175/JCLI3330.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3330.1).
- Yeh, P. J.-F. et E. A. B. Eltahir (2005b). Representation of Water Table Dynamics in a Land Surface Scheme. Part II : Subgrid Variability. *Journal of Climate*, 18(12), 1881–1901. DOI : [10.1175/JCLI3331.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3331.1).
- Yeh, P. J.-F., S. C. Swenson, J. S. Famiglietti et M. Rodell (2006). Remote sensing of groundwater storage changes in Illinois using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). English. *Water Resources Research*, 42(12), W12203. DOI : [10.1029/2006WR005374](https://doi.org/10.1029/2006WR005374).
- Yeh, P. J.-F., M. Irizarry et E. A. B. Eltahir (1998). Hydroclimatology of Illinois : A comparison of monthly evaporation estimates based on atmospheric water balance and soil water balance. English. *Journal of Geophysical Research*, 103(D16), 19823–19,837. DOI : [10.1029/98JD01721](https://doi.org/10.1029/98JD01721).
- York, J. P., M. Person, W. J. Gutowski et T. C. Winter (2002). Putting aquifers into atmospheric simulation models : an example from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas. *Advances in Water Resources*, 25(2), 221–238. DOI : [10.1016/S0309-1708\(01\)00021-5](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00021-5).
- Yuan, X., Z. Xie, J. Zheng, X. Tian et Z. Yang (2008). Effects of water table dynamics on regional climate : A case study over east Asian monsoon area. *Journal of Geophysical Research*, 113(D21). DOI : [10.1029/2008JD010180](https://doi.org/10.1029/2008JD010180).