



HAL
open science

Observations et modélisations de la recharge des aquifères dans le Grand-Est de la France à l'aide de données lysimétriques

Antoine Sobaga

► **To cite this version:**

Antoine Sobaga. Observations et modélisations de la recharge des aquifères dans le Grand-Est de la France à l'aide de données lysimétriques. Hydrologie. Université Paris sciences et lettres, 2023. Français. NNT: 2023UPSLE001 . tel-04265216

HAL Id: tel-04265216

<https://theses.hal.science/tel-04265216>

Submitted on 30 Oct 2023

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

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



THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à Ecole Normale Supérieure

**Observations et modélisations de la recharge des
aquifères dans le Grand-Est de la France à l'aide de
données lysimétriques**

Soutenue par

Antoine SOBAGA

Le 23 juin 2023

Ecole doctorale n° 560

STEP'UP

Spécialité

Hydrogéologie

Composition du jury :

Jérôme, FORTIN Directeur de recherche, CNRS	<i>Président</i>
Valérie, PLAGNES Professeure, Sorbonne Université	<i>Rapporteuse</i>
Thierry, PELLARIN Directeur de recherche, CNRS	<i>Rapporteur</i>
Yvan, CABALLERO Chef de Projet, BRGM	<i>Examineur</i>
Isabelle, BRAUD Directrice de recherche, INRAE	<i>Examinatrice</i>
Sarah, FEUILLETTE Responsable Planification, AESN	<i>Examinatrice</i>
Florence, HABETS Directrice de recherche, CNRS	<i>Directrice de thèse</i>
Bertrand, DECHARME Chargé de recherche, CNRS	<i>Directeur de thèse</i>

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier vivement Florence Habets et Bertrand Decharme, qui m'ont fait confiance pour ce projet de thèse et m'ont guidé tout au long de ces trois années.

Je souhaite ensuite remercier les membres de mon comité de suivi de thèse, Isabelle Cousin, Stéphane Ruy et Patrick Lemoigne pour leurs conseils. De même, je remercie Valérie Plagnes, Thierry Pellarin, Isabelle Braud, Yvan Caballero, Sarah Feuillette et Jérôme Fortin d'avoir accepté d'être membre de mon jury de thèse.

Un grand merci à l'ensemble des personnes qui m'ont permis d'accéder aux données lysimétriques, physiquement ou par le biais de réunions. Cela comprend les équipes de Fagnières : Nicolas Beaudoin, Eric Vernet, Joel Léonard ; du GISFI : Pierre Faure-Catteloin, Noële Enjelvin, Cyrielle Boone, Geoffroy Séré, Corinne Leyval ; et de l'OPE : Catherine Galy, Paul-Olivier Redon.

Je souhaite également remercier les équipes du CNRM pour m'avoir formé, ou conseillé afin de prendre en main du modèle ISBA, comme Christine Delire, Simon Munier et Aaron Boone.

J'aimerais également remercier l'ensemble des membres du laboratoire de Géologie de l'ENS pour leur accueil. Je tiens à remercier mes camarades Annemieck, Fan, Rémi, Bar, Hugo, Martin, Arthur, Baptiste, Alexandre, Manon, Simon, Léo, Augustin, Bryan, Clémence, Eliot, Giulia, Johanne, Paul, Navid pour leur soutien incontestable.

Enfin, je remercie chaleureusement Salomé et Thomas pour leur soutien durant ces trois années, et leur relecture acharnée.

Résumé

Le premier objectif de cette thèse est d'analyser des données lysimétriques (mesurant les flux écoulés dans le sol à 2 m de profondeur) afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères, en particulier lors d'événements intenses. Le second objectif est d'améliorer la modélisation de cette recharge dans le modèle de surface ISBA qui est utilisé dans les applications opérationnelles françaises hydrométéorologique SIM et AQUI-FR, qui réalisent le suivi et la prévision saisonnière des sécheresses et des crues mais aussi pour la projection de la ressource en eau sur la France face au changement climatique.

Pour ce faire, dix-sept lysimètres issus de trois sites (GISFI, OPE, Fagnières) localisés dans la région du Grand-Est ont été utilisés. Ces lysimètres donnent accès à la recharge locale des aquifères et à sa dynamique via des mesures de drainage sur une période allant jusqu'à 50 ans, les chroniques, les sites du GISFI et de l'OPE disposant en plus de teneurs en eau et de pressions matricielles ainsi que la masse totale.

Sur ces lysimètres, la dynamique du drainage est analysée en fonction des types d'occupations de sols, puis en sélectionnant des événements de précipitations intenses et de sécheresse. Une méthode reposant sur de l'apprentissage automatique a été utilisée pour évaluer l'impact de ces processus sur le drainage. Les principaux résultats montrent une diminution de la recharge des nappes depuis plus de 50 ans avec plus de sécheresses ces dernières années. Un des résultats non intuitif est que les précipitations intenses n'engendrent que très peu d'écoulements car ils apparaissent surtout en période estivale. Il est possible cependant que ce résultat soit associé à des valeurs de pluies considérées comme intenses bien qu'elles restent modérés en comparaison à d'autres régions de France (moins de 40mm/jour).

Ces observations ont permis d'évaluer le modèle de surface ISBA et sa capacité à bien simuler la dynamique de l'hydrologie des sols et de la recharge. Ce modèle résout l'équation de Richards et utilise l'approche de Brooks and Corey (1966) comme relations de fermeture de cette équation qui relie teneur en eau, pression matricielle et conductivité hydraulique. Cette version d'ISBA simule bien la recharge quand les paramètres hydrodynamiques et les forçages météorologiques sont connus. Cependant, les mesures in-situ montrent que les relations de fermeture de Van Genuchten (1980) majoritairement utilisées en hydrologie semblent plus appropriées. Ces équations engendrent néanmoins des problèmes numériques bien connus pour des sols argileux et dégradent donc les simulations sur ces lysimètres. Des approches qui corrigent ce défaut ont ensuite été intégrées et évaluées avec succès sur les mêmes lysimètres montrant même une amélioration de la dynamique simulée du drainage, en particulier lors d'événements de drainage intense.

Ces lysimètres nous ont permis de distinguer les paramètres hydrodynamiques les plus influents et nous ont apportés des informations sur la variabilité des paramètres hydrodynamiques sur le profil vertical des sols. Les fonctions de pédotransferts usuelles basées sur les textures des sols utilisées dans ISBA échouent à restituer les paramètres estimés in-situ, et donc dégradent

fortement les recharges simulées. La fonction de pédotransferts de Wosten et al. (1999) qui prend en compte la densité et la matière organique des sols apparaît prometteuse pour limiter ce problème.

Dans une dernière partie, les connaissances acquises localement ont été testées à l'échelle régionales. Ainsi, les nouvelles relations de fermeture évaluées dans ISBA sur les lysimètres ont été testées dans les modèles SIM et AQUI-FR. Les débits des rivières et les niveaux piézométriques des aquifères ont été simulés puis comparés à des observations in-situ. Les résultats sont contrastés, avec une part d'amélioration et de dégradation des résultats. Si les nouvelles relations de fermetures n'apportent pas d'améliorations significatives, cela est sans doute lié aux incertitudes dépendant à la fois des forçages météorologiques (surtout les pluies), et des fonctions de pédotransferts, mais aussi à une possible sur-calibration du ruissellement de surface dans ces modèles. De fait, avec une observation intégrée comme un débit, il peut être équivalent pour un modèle de simuler un écoulement de subsurface rapide ou un ruissellement de surface. La comparaison à la piézométrie peut aider à distinguer ces flux, mais, la méconnaissance des paramètres hydrodynamiques des aquifères ne permet pas de trancher aisément.

Cette thèse suggère qu'il est primordial d'améliorer à la fois la représentation des précipitations, notre connaissance verticale des sols, et d'intégrer de nouveaux concepts, comme la prise en compte de l'effet de la matière organique/densité des sols pour modéliser encore plus précisément la dynamique de la recharge à l'échelle de la France. La combinaison d'observations lysimétriques, piézométriques, débitométriques peut y aider.

Mots clés : Infiltration, Lysimètres, ISBA, Evènements intenses.

Abstract

The first objective of this thesis is to analyze lysimetric data in order to understand the mechanisms that control aquifer recharge, especially during intense events. The second objective is to improve the modelling of this recharge in the surface model ISBA which is used in the French operational hydrometeorological applications SIM and AQUI-FR, dedicated to the monitoring and seasonal forecasting of droughts, floods and for the projection of the French water resource according to climate change scenarios.

To do this, seventeen lysimeters from three sites (GISFI, OPE, Fagnières) located in the Grand-Est region were used. These lysimeters give access to the local aquifer recharge of aquifers and their dynamics through drainage measurements on a period up to 50 years, with two sites measuring also total mass, water content and matrix pressure.

On these lysimeters, the dynamics of drainage were analysed according to several types of land use over the full chronicles, then selecting events of intense precipitation and drought. A method based on machine learning was used to evaluate the impact of these processes on drainage. A decrease in groundwater recharge over the last 50 years is found, with more droughts in recent years. Intense precipitation events generate very little drainage as they occur mainly in the summer period.

This version of ISBA simulates recharge well when hydrodynamic parameters and meteorological forcings are known. We have evaluated the closure relations of Van Genuchten (1980) mostly used in hydrology. However, these equations generate well-known numerical problems for clay soils and therefore degrade the simulations on these lysimeters. Approaches that correct this weakness were then successfully validated on the same lysimeters showing even an improvement of the simulated drainage dynamics, in particular during intense drainage events. Such result might although be associated to a moderate intensity of these events, with less than 40 mm/year.

These lysimeters helped to distinguish the most influential hydrodynamic parameters and gave information on the variability of the hydrodynamical parameter on the vertical profile in the soils. Usual pedotransfer functions based on soil textures used in ISBA fail to reproduce the parameters estimated in-situ, and thus strongly degrade the simulated recharges. The pedotransfer function of Wosten et al (1999), which takes into account the density and organic matter of soils, appears promising to limit this problem.

Finally, the new closure relationships in ISBA validated on lysimeters were used at the regional scale in the SIM and AQUI-FR models. River flows and aquifer piezometric levels were simulated and compared to in-situ observations. The new closure relationships do not significantly improve the models due to uncertainties related to meteorological forcing (especially rainfall), pedotransfer functions, and possible over-calibration of surface runoff in these models. Indeed, to represent an integrated observation as riverflow, it might be similar for such model to estimate fast subsurface flow or surface runoff. The simulation of piezometric level might help to

disentangle this fluxes, however, this depends on hydrodynamic parameters of the aquifers that are badly known.

This PhD suggests that it is essential to improve our representation of precipitation, our vertical knowledge of soils, and to integrate new concepts, like the effect of organic matter/density of soils, in order to model the dynamics of recharge at the scale of France even more precisely, together with the combination of lysimeter, piezometer and river flow observations.

Keywords: Infiltration, Lysimeters, ISBA, Intense events.

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé	v
Abstract	viii
1 Introduction générale	1
2 L'hydrologie des sols	7
2.1 Le cycle hydrologique et ses extrêmes	8
2.1.1 Le cycle hydrologique continental	8
2.1.2 Événements intenses et évolutions	10
2.1.3 Facteurs influençant la recharge	12
2.2 Le sol : un milieu poreux	13
2.2.1 La théorie	13
2.2.2 La pratique	16
2.3 Observer la recharge	17
2.3.1 Brève présentation des différentes approches possibles	17
2.3.2 Les lysimètres	20
2.4 Simuler la recharge	22
2.4.1 Brève présentation des différentes approches possibles	22
2.4.2 Le modèle de surface ISBA	23
2.4.3 Le modèle hydrométéorologique SIM	28
2.4.4 Le modèle hydrogéologique AQUI-FR	30
2.4.5 Le modèle hydrologique global ISBA-CTRIP	30
3 Observations lysimétriques	33
3.1 Les lysimètres en hydrogéologie	34
3.2 Présentation des jeux de données	35
3.2.1 OPE	38
3.2.2 GISFI	38
3.2.3 Fagnières	39
3.3 Contexte et évolution de la recharge des aquifères sur Fagnières	44
3.3.1 Une tendance à la baisse de la recharge sur 50 ans	44
3.3.2 Effet des pratiques culturales sur la recharge des aquifères	47
3.4 La réponse du drainage aux événements de précipitations intenses	51
3.4.1 Sélection et caractérisation des précipitations intenses et des drainages associés	51

3.4.2	Occurrence des précipitations intenses	52
3.4.3	Répartition des écoulements lors des précipitations intenses	53
3.4.4	Analyse des différences de réactions aux précipitations intenses	54
3.4.5	Cas de Juin 2016	56
3.4.6	Facteurs déterminant pour la réaction à un événement de précipitation intense	58
3.4.7	Extension de l'analyse sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE	63
3.5	Focus sur la genèse des événements de drainage intense	65
3.6	Analyse des épisodes de sécheresses	66
3.6.1	Sélections des années avec faibles drainages	66
3.6.2	Focus sur cinq années	67
3.6.3	Identification des causes d'une sécheresse	70
3.7	Bilan, critiques, et perspectives	73
4	Modélisation sur les sites de l'OPE et du GISFI	76
4.1	Le forçage météorologique	77
4.1.1	GISFI	78
4.1.2	OPE	80
4.2	Évaluation de l'hydrologie du sol du modèle de surface ISBA en utilisant quatre équations de fermetures et plusieurs lysimètres.	82
4.2.1	Experimental Protocol	85
4.2.2	Estimation of parameters	89
4.2.3	Results	94
4.2.4	Sensitivity model approaches	103
4.2.5	Discussion and Conclusion	108
4.3	Supplément	110
4.4	Complément d'analyse	119
4.4.1	Une analyse multi-modèle	120
4.4.2	Vers des fonctions de pédotransfert plus adaptées	122
4.5	Bilan, critiques, et perspectives	127
5	Modélisation sur le site de Fagnières	130
5.1	État de l'art des modèles appliqués sur ce site	131
5.2	Le forçage météorologique	132
5.3	Estimation des paramètres hydrodynamiques	132
5.3.1	Étude bibliographique	133
5.3.2	Retour d'expérience sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI	133
5.3.3	Évaluation du meilleur set de paramètres hydrodynamiques des sols	135
5.4	Évaluation des équations de fermetures	140
5.5	Simulation du drainage sur des lysimètres avec rotations de cultures	142
5.5.1	Mise en place de rotations de cultures dans le modèle ISBA	142
5.5.2	Illustration sur un lysimètre	143
5.5.3	Généralisation sur l'ensemble des lysimètres	145
5.5.4	Analyse par occupation du sol	146

5.6	Discussion : Retour d'expérience, ISBA versus MRT	150
5.7	Bilan, critiques, et perspectives	151
6	Vers de la modélisation à l'échelle régionale	154
6.1	De l'échelle du lysimètre à l'échelle régionale : Étape de dégradation	155
6.1.1	Méthode	155
6.1.2	Résultats	156
6.2	Application à l'échelle régionale	165
6.2.1	Évaluation sur les débits des rivières	170
6.2.2	Évaluation des simulations AQUI-FR sur les niveaux piézométriques . . .	172
6.3	Bilan, critiques, et perspectives	181
7	Conclusions et Perspectives	183
7.1	Conclusions	184
7.2	Perspectives	187
	Annexes	192
A	Solution method for liquid soil moisture	192
A.1	Solution method for liquid soil moisture	192
A.1.1	Solution method for liquid soil moisture	192
A.1.2	Numerical method	192
A.1.3	Flux derivatives	193
A.1.4	Upper boundary condition	194
A.1.5	Lower boundary condition	194
	References	197

Chapitre 1

Introduction générale

L'eau est la source de toute vie ce qui rend cette ressource unique à la surface de la Terre. De plus, elle est aussi un régulateur essentiel du climat (Boé, 2007; GIEC, 2022). Dans la nature on la retrouve sous trois états distincts : solide, liquide et gazeux. L'eau continentale représente moins de 3% de l'eau sur Terre, dont 30% sont contenus dans les aquifères (Oki & Kanae, 2006). Ces nappes d'eau souterraine représentent l'une des principales ressources d'eau douce utilisable par l'Homme et il est donc primordial de bien comprendre la dynamique de ces réservoirs face aux pressions humaines.

Les nappes d'eau souterraines sont connectées aux autres réservoirs d'eau (sols superficiels, lacs, rivières) et peuvent présenter des variabilités spatio-temporelles (mètre-milliers de kilomètres ; heure-siècle) importantes. La recharge des aquifères peut provenir de différentes sources telles que des échanges nappes-rivières, des échanges entre nappes, ou par les précipitations liquides et la fonte des neiges (recharge diffuse). Cette recharge diffuse est la principale source de alimentation en eau de ces nappes (R. W. Healy, 2010). Lorsque les précipitations réussissent à pénétrer dans le sol, elles peuvent s'infiltrer plus en profondeur vers les nappes d'eau souterraines via la gravité et les forces de pressions exercées dans le sol. Cette recharge diffuse est ainsi modulée par le climat, le type de sol, la topographie, le couvert et les activités humaines (surfaces imperméabilisées et agriculture).

Les aléas climatiques influent sur la recharge ce qui peut engendrer des conséquences dramatiques pour les populations. En contexte de changement climatique, de nombreuses études mettent en évidence une augmentation en intensité et en fréquence des précipitations dans les observations (Myhre et al., 2019; Van Uytven et al., 2020) et dans les projections climatiques (GIEC, 2022; Polade et al., 2017; Westra et al., 2014). Ces événements extrêmes peuvent être à l'origine de la majeure partie de la recharge annuelle des aquifères (J. Zhang et al., 2016), et induire une recharge très rapide des aquifères (Van Oldenborgh et al., 2016). Il est donc nécessaire de comprendre la recharge lors de ces épisodes.

Il est très important de disposer d'observations de bonne qualité pour comprendre les mécanismes régissant l'évolution des différents compartiments en eau et les échanges entre eux. Il est tout aussi important de disposer d'outils numériques de qualité non seulement pour analyser ces mécanismes, de l'échelle du bassin versant aux échelles régionales et globales, mais aussi pour prévoir leur évolution. À l'origine, la modélisation des surfaces continentales via les modèles de surface (LSMs de l'anglais "Land Surface Models") a été introduite dans les modèles de climat pour fournir des conditions aux limites réalistes à l'atmosphère en terme de

température, d'humidité, de quantité de mouvement et d'énergie. Ces LSMs sont des modèles qui visent à décrire autant que possible l'ensemble des processus hydrologiques de surface (Noilhan & Planton, 1989). Ils simulent la répartition des précipitations entre évaporation et ruissellement à la surface des continents, et assurent le transfert vertical de l'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère. Certains LSMs peuvent être connectés à des modèles hydrologiques et fournir à ces modèles une recharge des nappes d'eau souterraines. Cependant, puisque la recharge dépend de nombreux facteurs, ces modèles peuvent révéler certaines faiblesses à simuler cette recharge (Vereecken et al., 2019), en particulier durant les forts évènements précipitants. Plusieurs pistes d'améliorations ont ainsi suggérées :

1. **Améliorer les processus physiques qui décrivent l'infiltration** : Certains processus ne sont pas (ou trop partiellement) représentés dans les LSMs. Prenons quelques exemples. Les vitesses d'écoulement de l'eau dans le sol sont fortement dépendantes des teneurs en eau des sols. Cette vitesse d'écoulement dépend de la conductivité hydraulique du sol, qui d'une part n'est pas simple à modéliser, d'autre part peut varier le long du profil. La présence de racines, de failles ou d'activités biologiques peut générer des macroporosités où des écoulements très rapides peuvent avoir lieu. Ces écoulements, mal observés, appelés écoulements préférentiels (Franzluebbers, 2002; Nissen & Wander, 2003) ne sont pas représentés dans la plupart des LSMs. On observe in situ des hystérésis entre teneurs en eau et pressions matricielle, ie, qu'une valeur de teneur en eau du sol peut avoir plusieurs valeurs de pression matricielle selon les phases d'humidification ou de séchage (Glass et al., 1989; Ibrahim & Brutsaert, 1968). Cela n'est pas non plus représenté dans les LSMs. Prendre en compte ces processus serait susceptible d'améliorer la simulation de la recharge des nappes.
2. **Améliorer la détermination des paramètres nécessaires à la modélisation** : Les LSMs nécessitent de nombreux paramètres d'entrée. Pour avoir accès aux paramètres hydrodynamiques à une échelle régionale ou globale, des fonctions de pédotransferts (FTP) peuvent être utilisées. Ce sont des fonctions qui, à partir des caractéristiques du sol (ex.: texture de sol, densité apparente, pourcentage de matière organique...) peuvent estimer des paramètres. Toutefois, les FTPs utilisées dans les LSMs sont généralement très simples et ne considèrent que des textures de sols, car ce sont des données accessibles à ces échelles (Arrouays et al., 2014; Hengl et al., 2014; Jolivet et al., 2006; Nachtergaele et al., 2010). Des nouvelles FTPs ont vu le jour (Van Looy et al., 2017) prenant notamment en compte la densité des sols, qui pourraient être bénéfiques aux LSMs.
3. **Améliorer la représentation des sols/végétations et leurs hétérogénéités** : Puisque la recharge est locale, il faut tenir compte des hétérogénéités spatiales des sols et des couvertures végétales. C'est toutefois un réel défi que tentent de résoudre de nombreux scientifiques. Des cartes de sol de plus en plus détaillées sont ainsi élaborées (RMQS (Jolivet et al., 2006), SoilGrids (Hengl et al., 2014), Harmonized World Soil Database (Nachtergaele et al., 2010), GlobalSoilMap (Arrouays et al., 2014) afin de représenter au mieux les hétérogénéités spatiales. De plus, des profils de paramètres avec la profondeur ne sont pas assez représentés dans les LSMs, ce qui peut avoir des conséquences sur les

simulations (Decharme & Douville, 2006).

- 4. Améliorer la caractérisation de la partition des précipitations entre infiltration et ruissellement** : Représenter la bonne partition des précipitations entre infiltration et ruissellement est crucial pour l'hydrologie. Les LSMs considèrent généralement deux types de ruissellement (Dunne et Hortonien) (Decharme & Douville, 2006). Le ruissellement de type Dunne apparaît quand le sol est saturé, tandis que le ruissellement Hortonien apparaît quand l'intensité des précipitations dépassent la conductivité hydraulique du sol. Ce dernier dépend fortement de la bonne représentation des précipitations. Pour décrire cette partition dans les LSMs, plusieurs approches sont utilisées (TOPMODEL (Beven et al., 1995), VIC (Dümenil & Todini, 1992), etc.). Ces approches dépendent en général de paramètres très sensibles, choisis arbitrairement, du fait notamment d'un manque d'observations. Améliorer la détermination de ces paramètres permettrait d'améliorer la capacité des LSMs à simuler la recharge des nappes d'eau souterraines.
- 5. Améliorer la représentation des forçages météorologiques** : Les forçages météorologiques sont les données d'entrée des LSMs. S'ils sont de mauvaise qualité, alors les simulations des LSMs ne peuvent qu'être dégradées. Par exemple, une discrétisation de 8 km pour le modèle de réanalyse SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008) est suffisant pour des analyses mensuelles ou hebdomadaires, mais reste insuffisante pour décrire des précipitations journalières, surtout quand elles sont intenses.

En France, au CNRM, le modèle de surface Interactions-Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA) (Noilhan & Planton, 1989) est utilisé pour modéliser les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Il fait partie intégrante du modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) (Habets et al., 2008; Le Moigne, François, et al., 2020; Rousset et al., 2004; Vidal et al., 2010). Il est alors l'interface reliant le modèle SAFRAN (Le Moigne, 2002) qui analyse les variables météorologiques, avec le modèle hydrogéologique MODCOU (Habets, 1998; Ledoux et al., 1989), qui calcule les débits des rivières et les variations des hauteurs de nappes. Plus récemment, la plateforme Aquif-FR (Vergnes et al., 2020) a vu le jour afin de mieux représenter les nappes d'eau souterraines en France. Pour cela, il inclut en plus de SIM, plusieurs modèles hydrogéologiques déjà existants avec une résolution de 100 m à 8000 m. ISBA est aussi utilisé dans les modèles de climat de Météo-France, CNRM-CM-6 (Voldoire et al., 2019) et CNRM-ESM-2 (Séférian et al., 2019), qui sont utilisés pour des applications climatiques ou pour les différents travaux du GIEC. ISBA permet alors de faire l'interface entre l'atmosphère et les aquifères non confinés simulés par CTRIP sur l'ensemble du globe (Decharme et al., 2019; Vergnes et al., 2014).

SIM et Aquif-FR sont dédiés au suivi et à la prévision de la ressource en eau et peuvent donc aider à l'anticipation des sécheresses ou à la prévision des risques d'inondation sur le territoire français. ISBA-CTRIP est plus utilisé pour étudier les projections de la ressource en eau mondiale dans le futur (Costantini et al., 2023) ou étudier les rétroactions climatiques associées à l'évolution de l'hydrologie continentale. Toutefois, certains événements sont mal reproduits par ces outils, comme ce fut le cas en juin 2016 lors d'événements de précipitations intenses sur le bassin versant de la Seine (Philip et al., 2018), où des remontées de nappes très dynamiques

observées n'ont pas été reproduites par Aqui-FR.

Des observations sont donc nécessaires pour évaluer les pistes d'améliorations énumérées plus haut. La communauté scientifique a développé des outils aptes à estimer, observer et simuler la recharge des nappes (Scanlon et al., 2002). Chaque outil a été développé pour des besoins bien particuliers, avec des analyses spatio-temporelles bien spécifiques. Par exemple, les lysimètres sont des cases dont la face supérieure est ouverte à l'atmosphère, et remplies de sol, parfois recouvert de végétation, qui sont isolés du sol environnant. Cet outil est principalement utilisé pour étudier la qualité de l'eau (Huot, Séré, et al., 2015; Tyler & Thomas, 1977; Yin, Beaudoin, et al., 2020) mais il donne aussi accès aux différentes composantes du bilan hydrique, localement et sur de longues périodes, telle que l'évapotranspiration (Gong et al., 2020; Howell et al., 1991), le stockage de l'eau dans le sol (Groh et al., 2020; Seneviratne et al., 2012), et la recharge directe des nappes (Chapman & Malone, 2002; Xu & Chen, 2005; Yin, Beaudoin, et al., 2020). Grâce à des mesures de teneur en eau et de pression matricielle, ils permettent aussi d'estimer localement les paramètres hydrodynamiques caractérisant les transferts d'eau dans la colonne de sol. Les cases lysimétriques permettent ainsi d'évaluer les points 1., 2., et 3. des pistes d'améliorations.

Les articles combinant LSM et observations lysimétriques sont encore assez rares. Boone and Etchevers (2001) et Mölders et al. (2003) se servent de lysimètres pour avoir accès aux écoulements, notamment ceux liés à la fonte de neige. Hurkmans et al. (2008) et Schelde et al. (1997) comparent les cycles annuels d'évapotranspiration observés sur des lysimètres avec les modèles VIC et SIB. Mais marier observations lysimétriques et modèle de surface pour étudier la recharge des nappes d'eaux souterraines fait de cette thèse son originalité.

Le premier objectif de cette thèse est donc d'analyser des données lysimétriques afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères, en particulier lors d'événements intenses. Le second objectif est d'améliorer la modélisation de cette recharge dans le modèle de surface ISBA.

Pour répondre à ces objectifs, le manuscrit est alors organisé en cinq chapitres. Le chapitre 2 introduit le contexte scientifique de cette thèse, en rappelant les principales notions portant sur la recharge des nappes, ainsi que les différentes approches possibles pour observer, déduire ou simuler cette recharge. Le chapitre 3 porte sur une analyse multi-décennale de la recharge des aquifères à partir d'observations lysimétriques. La dynamique du drainage est analysée en fonction des types d'occupations des sols, notamment avec une méthode d'apprentissage artificiel. Un accent est mis sur les événements de précipitations intenses et les sécheresses. Le chapitre 4 évalue le modèle de surface ISBA à l'échelle locale à partir de données lysimétriques sur deux sites expérimentaux localisés dans la région du Grand-Est de la France. Sur ces sites, les forçages météorologiques et les paramètres hydrodynamiques (via des mesures de teneurs en eau et de pressions matricielles) sont connus localement. Une nouvelle condition à la limite inférieure est implémentée dans ISBA, puis évaluée. Des équations physiques sont ensuite implémentées dans ISBA pour mieux reproduire la dynamique lors des événements intenses. L'impact des paramètres mesurés in situ par rapport à ceux estimés par des fonctions de pédotransferts est quantifié. Dans le chapitre 5, j'ai évalué la capacité du modèle ISBA à simuler le drainage sur un

autre site lysimétrique localisé dans le Grand-Est. Sur ce site, les paramètres hydrodynamiques ne peuvent pas être mesurés directement. Une transposition des connaissances acquises dans le chapitre 4 complétée par une étude bibliographique ont permis d'estimer les paramètres hydrodynamiques sur ce site. De plus, les rotations de cultures réalisées sur ces lysimètres ont aussi été implémentées dans le modèle. Le chapitre 6 est une évaluation des bénéfices apportée dans les chapitres 4 et 5 sur la simulation des niveaux piézométriques et des débits à l'échelle régionale dans les modèles Aqui-FR et SIM.

Chapitre 2

L'hydrologie des sols

Avant-propos

L'objectif de ce chapitre est de rappeler les bases théoriques nécessaires à la bonne compréhension des processus hydrogéologiques étudiés dans la suite de ce manuscrit. Après une description succincte du cycle hydrologique en faisant un focus sur les événements intenses et sur la recharge des aquifères, nous nous intéresserons aux processus hydrologiques dans la zone non saturée. Ensuite, je décrirai également les techniques disponibles pour observer la recharge, ainsi que les modèles capables de la simuler.

Sommaire

2.1	Le cycle hydrologique et ses extrêmes	8
2.2	Le sol : un milieu poreux	13
2.3	Observer la recharge	17
2.4	Simuler la recharge	22

2.1 Le cycle hydrologique et ses extrêmes

Sur Terre, l'eau est continuellement en mouvement et peut se retrouver en état gazeux, solide et liquide. Les flux circulent entre différents réservoirs : l'atmosphère, les océans, les glaciers et les eaux souterraines. L'énergie apportée par le soleil est le principal facteur contrôlant ce cycle, en contraignant l'évaporation, qui est la première étape du cycle hydrologique. L'eau issue de l'évaporation des océans et des surfaces continentales se retrouve dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, se condense en gouttelettes dans les nuages, puis se déplace sous l'action des circulations atmosphériques, avant d'être restituée aux océans ou aux continents par des précipitations liquides ou solides. En contexte de changement climatique, ce cycle de l'eau est perturbé, notamment ses valeurs extrêmes.

2.1.1 Le cycle hydrologique continental

Les précipitations continentales vont atteindre directement le sol, ou être interceptées par la végétation. Dans les zones froides, les précipitations solides peuvent être stockées à la surface du sol, ou s'accumuler dans les manteaux neigeux ou les glaciers. L'énergie du soleil engendre alors les processus de sublimation et de fonte de la neige. Le premier phénomène restitue la neige à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, le deuxième permettant quand à lui d'atteindre le sol sous forme liquide. La neige fondue, associée à la pluie non interceptée par la végétation, contribue au ruissellement de surface et alimente les fleuves et les rivières.

Dans les zones perméables, une partie de l'eau peut s'infiltrer et atteindre les couches superficielles du sol. Le contenu en eau du sol peut être retenu par les forces capillaires, ou évoluer suite à plusieurs processus. Il y a tout d'abord une restitution de l'eau du sol vers l'atmosphère sous forme de vapeur, par l'évaporation du sol nu, ou par la transpiration des végétaux. Ces deux phénomènes sont appelés évapotranspiration. Une partie des eaux infiltrée dans le sol peut percoler (appelé aussi drainage) vers les couches les plus profondes et atteindre les nappes d'eau souterraine. L'eau dans ces nappes souterraines se déplace via le relief et peut parfois être en interaction avec les rivières et les fleuves. Le ruissellement de surface et le drainage correspondent au ruissellement total. La grande partie de ce ruissellement retourne vers l'océan.

Les nappes souterraines sont contenues plus particulièrement dans des aquifères, c'est-à-dire une structure géologique perméable contenant de l'eau. Ces aquifères représentent à l'échelle globale un stock d'environ 15.10^6 km^3 d'après Trenberth et al. (2007) avec un temps de résidence variable (de l'heure à des milliers d'années) selon les propriétés des aquifères. Quand la limite supérieure de l'aquifère est en surface libre, i.e. non confinée, on parle alors de nappe libre. Dans ces conditions, il peut alimenter directement les rivières, les sols en eau par capillarité (Vergnes et al., 2014), et donc contribuer à l'évaporation. Sinon, quand l'aquifère est situé entre deux formations de faibles perméabilité, on parle de nappe captive.

Les flux entrants d'un aquifère sont dénommés recharge (des aquifères). En nappe captive, elle se fait surtout par des transferts horizontaux depuis les zones d'affleurements de l'aquifère, ou verticalement en faible volume, en traversant les terrains peu perméables de couverture. En

nappe libre, plusieurs processus sont possibles (Figure 2.1) :

- Recharge par infiltration : lorsque l'eau issue des précipitations arrive à pénétrer dans le sol (infiltration), elle peut être stockée dans le sol, retourner à l'atmosphère par évapotranspiration, ou percoler (drainage) vers les aquifères et générer une recharge des aquifères. On parle de recharge diffuse (ou directe). Il s'agit de la principale recharge des aquifères non fossiles. Cette recharge est ainsi très locale, car elle dépend du sol, de la profondeur de l'aquifère, de l'occupation du sol, et évolue avec le climat.
- Recharge par les eaux de surface : des connexions entre eaux de surface et aquifères existent, et lorsque le niveau de la nappe est inférieur au niveau de la rivière, alors une recharge par les eaux de surface a parfois lieu (recharge indirecte).
- Des échanges entre aquifères multicouches peut aussi exister, mais sont généralement assez faibles.

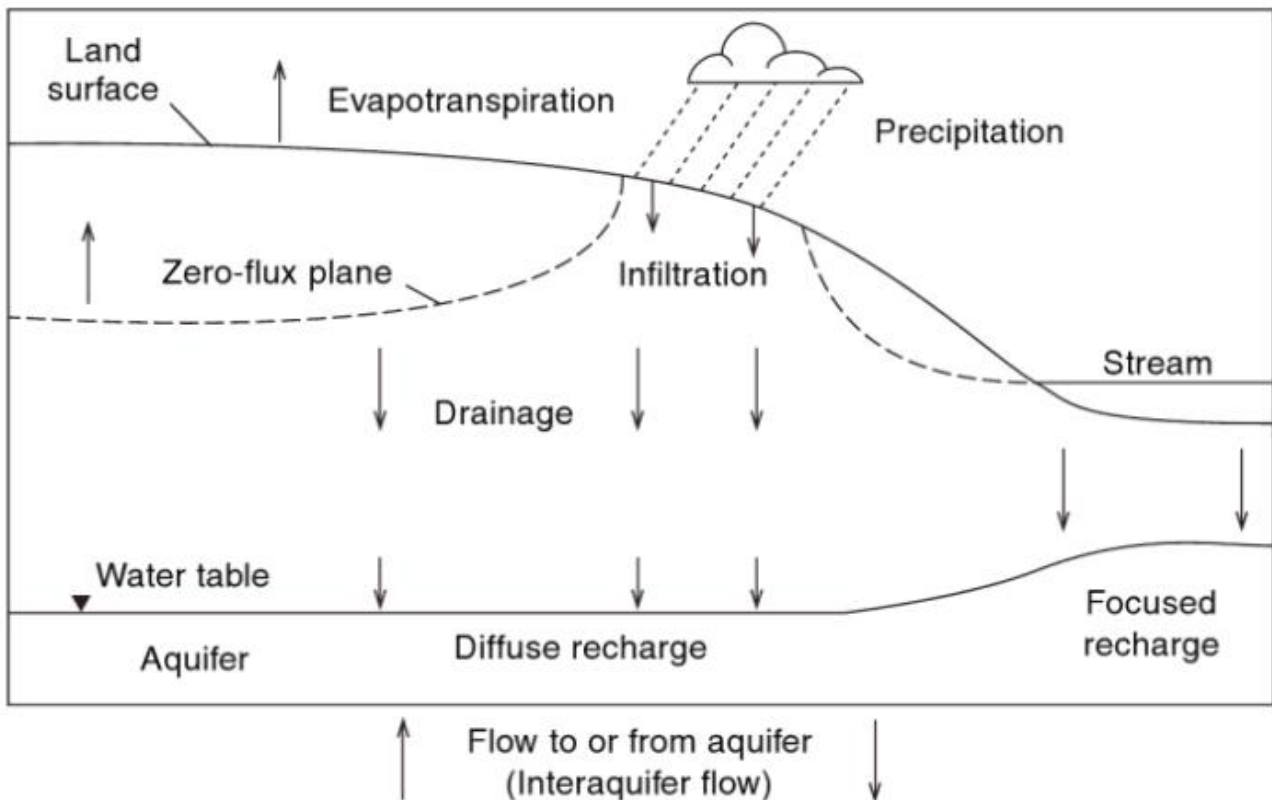


Figure 2.1: Section verticale d'un sol montrant les différents échanges possibles entre l'aquifère et les autres compartiments du cycle de l'eau (R. W. Healy, 2010).

2.1.2 Événements intenses et évolutions

Comme annoncé précédemment, les flux au sein de ce cycle hydrologique varient dans le temps et l'espace. Un événement est dit "intense" lorsque la valeur du flux étudié dépasse une valeur seuil (ex.: quantile) à un endroit précis. Ces événements peuvent avoir des conséquences non-négligeables sur les activités humaines (Ben-Ari et al., 2018; Tirado et al., 2010; Wheeler & Von Braun, 2013) et sont au cœur des préoccupations passées, actuelles et futures (GIEC, 2022). En contexte de changement climatique, dès 2001, le GIEC soulignait qu'un climat plus chaud conduirait très probablement à un accroissement de la fréquence et de l'intensité des événements intenses.

Les précipitations intenses

Les précipitations dépendent de la quantité d'eau atmosphérique et des mouvements de l'atmosphère, notamment les flux ascendants. Sous certaines conditions (précipitations convectives, ou frontales), elles peuvent devenir intenses. Les précipitations dites intenses sont des précipitations qui apportent sur une courte durée une forte quantité d'eau. Elles peuvent être établies par le dépassement d'un quantile journalier sur une zone précise.

On observe une répartition hétérogène des précipitations intenses. En France (Figure 2.2), elles cumulent généralement des quantités plus importantes sur le pourtour méditerranéen, sur les contreforts est et sud des reliefs (des Pyrénées, du Massif central, des Alpes et de la Corse). Elles ont généralement lieu en automne pour deux raisons : i) la mer y est plus chaude que l'atmosphère, et lui fournit donc plus de vapeur d'eau, ii) et les continents se refroidissent, permettant à l'atmosphère de porter plus d'eau. Parfois, des cumuls supérieurs à 500 mm en deux jours peuvent apparaître (<http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/>). Le nord-est de la France et les bassins versants de la Seine et de Loire ne sont pas plus épargnés par les fortes précipitations, comme en Juin 2016 avec un cumul atteignant les 150 mm en trois jours (Philip et al., 2018).

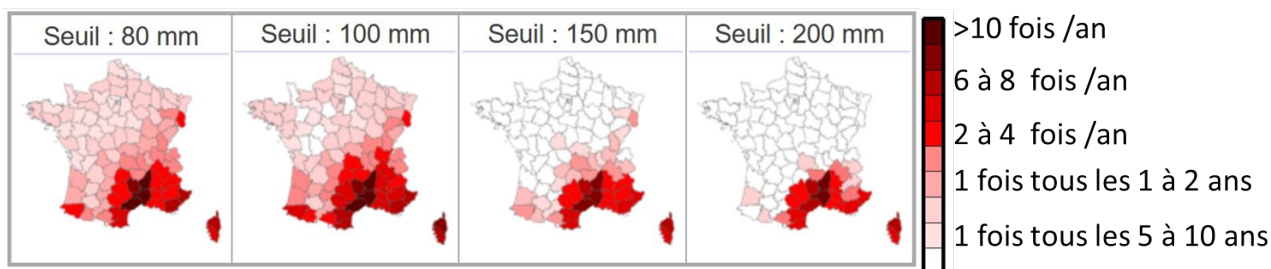


Figure 2.2: Cartes représentant le nombre d'occurrences observées d'épisodes de précipitations ayant apporté plus de 80, 100, 150 ou 200 mm en une journée climatologique sur au moins un point de mesure par département, sur les 50 dernières années. Issue de <http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/>.

Les précipitations intenses vont évoluer avec le changement climatique, notamment du fait de la relation de Clausius-Clapeyron, qui exprime que la quantité de vapeur d'eau que peut porter l'air augmente de 7% pour chaque élévation d'un degré de la température. Du fait de

l'augmentation des températures, l'augmentation d'humidité accroît les cumuls associés aux précipitations intenses, ce qui se vérifie dans les climats actuels et futurs pour les événements les plus intenses notamment dans les zones tropicales (Allen & Ingram, 2002; Boé, 2007; GIEC, 2022; O'Gorman, 2015; Van Uytven et al., 2020). À l'échelle locale, et plus particulièrement en France, l'évolution des précipitations intenses semble encore incertaine. En France, les tendances détectées ne sont pas significatives (Soubeyroux et al., 2015), en particulier parce que les données sont parcellaires. Toutefois, l'étude de Van Uytven et al. (2020) menée à Uccle (Belgique) a mis en évidence des tendances significatives sur des chroniques de plus de cent ans à une fréquence de dix minutes. Les modèles climatiques projettent une augmentation des précipitations intenses sur le bassin méditerranéen Boé (2007) and Goubanova and Li (2007).

Les hautes eaux

Ces événements de précipitations intenses peuvent engendrer du ruissellement et une recharge des nappes parfois très rapide (Philip et al., 2018; Thomas et al., 2016; Zheng et al., 2019) ce qui peut engendrer des remontées de nappes et des crues éclair et donc des inondations importantes avec des dégâts majeurs. Par exemple, les inondations de 2016 ont engendré des dégâts de l'ordre du milliard d'euros sur le bassin versant de la Seine (Feuillette, 2016). En dehors des événements de précipitation intense, des hautes eaux peuvent aussi apparaître suite à des cumuls précipités sur le long terme important. Ces épisodes sont également susceptibles d'augmenter avec le changement climatique dans certaines régions du monde (Arnell & Gosling, 2016).

Les sécheresses

On distingue les sécheresses météorologiques, agricoles et hydrologiques. La première est liée à un déficit de précipitation; alors que la seconde survient lors d'un déficit en eau des sols. Le troisième type de sécheresse se déclare quand les réservoirs en eau de surface sont faibles. Les sécheresses sont souvent déterminées par rapport à des quantiles faibles sur des index sur les précipitations (Standardized Precipitation Index, SPI), sur l'humidité des sols (Standardized Soil Wetness Index, SSWI), ou sur les niveaux piézométriques (Standardized Piezometric Level Index, SPLI). Par exemple, en France des sécheresses exceptionnelles ont eu lieu en 1976, en 1989, en 2003 (Blanchard et al., 2007; Vidal et al., 2010) et plus récemment en 2015, 2017, 2018, 2019 et 2022.

Avec l'augmentation des températures et le déficit d'humidité associés au changement climatique, la demande évaporative devient plus importante, et devrait renforcer l'intensité et la durée des sécheresses des sols. Cette conclusion est vérifiée en France dans les observations (Corzo Perez et al., 2011; Sheffield et al., 2009; Vidal et al., 2010) et dans les projections climatiques (Beniston et al., 2007; Vidal et al., 2012). Par exemple, l'année 2022 est marquée par les trois types de sécheresses décrit plus haut, et, est l'année la plus chaude jamais enregistrée par Météo-France. Comme pour les événements de précipitations intenses, les sécheresses peuvent avoir des conséquences dramatiques, notamment sur l'approvisionnement en eau et l'agriculture (Van der Velde et al., 2010).

2.1.3 Facteurs influençant la recharge

Les impacts de ces événements intenses sur les aquifères peuvent être très différents selon le climat, le sol et l'occupation du sol. De plus, par manque d'observations sur le long terme (Jiménez Cisneros et al., 2014), il est encore difficile d'évaluer l'effet de ces événements intenses et du changement climatique sur les aquifères (GIEC, 2022). Des solutions pour diminuer l'impact négatif de ces événements intenses sont promues localement, notamment par les agences de l'eau (Feuillette, 2016), en ciblant des solutions sur le long terme (GIEC, 2022). Par exemple, des occupations de sol ou des pratiques agricoles plus raisonnées permettraient de réguler l'infiltration, le stockage et la recharge des nappes, et donc, les crues et les étiages. Côté sécheresse, les tensions sur l'eau sont en effet accrues par certaines cultures (Amigues et al., 2006), notamment le blé fortement développées dans le bassin parisien. Pour favoriser l'infiltration et réduire les écoulements rapides de surface, certaines pratiques agronomiques sont préconisées dans la littérature (Figure 2.3).

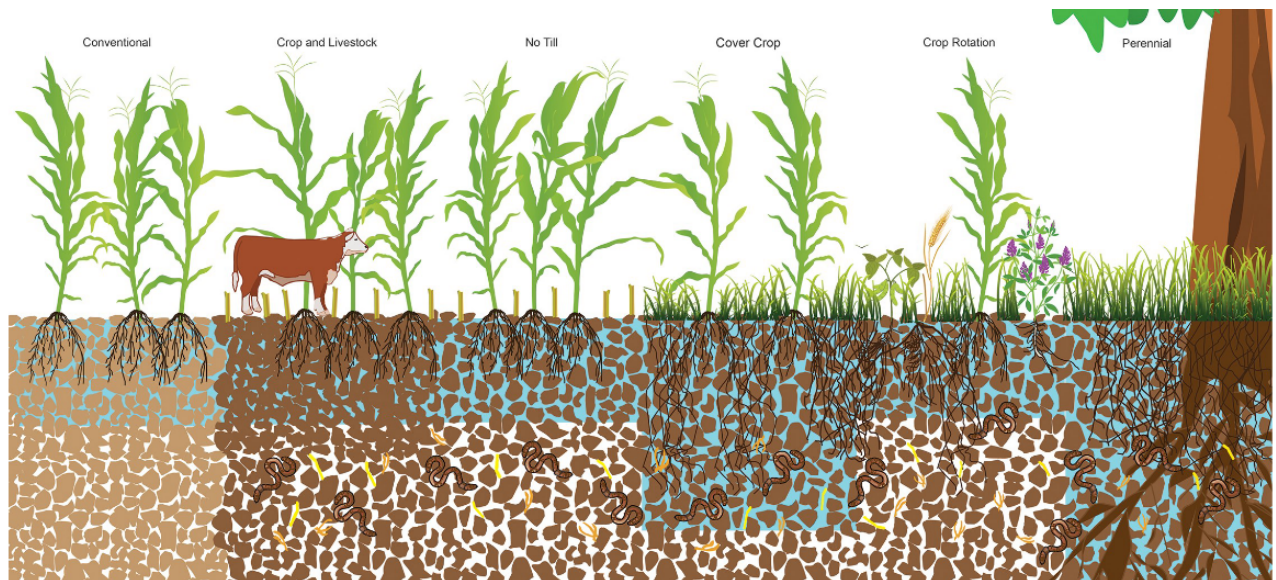


Figure 2.3: Schéma conceptuel des impacts de pratiques agricoles sur l'eau du sol (<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0215702.g002>), (Basche & DeLonge, 2019).

Par exemple, réduire le travail du sol par le labour améliorerait la structure du sol en surface, en particulier la porosité du sol et la conductivité hydraulique à saturation (Alletto & Coquet, 2009; Coquet et al., 2005; Pagliai et al., 2004; Richard et al., 2001), bien que les effets du labour semblent encore assez contrastés et limités (Basche & DeLonge, 2019).

L'apport de matière organique dans les sols est aussi une solution envisagée, car du fait de sa forte capacité de rétention en eau en augmentant la porosité des sols (Glkab et al., 2016; Huntington, 2006), elle peut jouer un effet tampon lors des forts événements précipitant, et diminuer l'évapotranspiration en période de sécheresse.

Promue pour un point de vue qualitatif (Constantin et al., 2010; Yin, Beaudoin, et al., 2020), les cultures intermédiaires entre les rotations principales sont obligatoires sur le bassin versant de la Seine. D'un point de vue quantitatif, elles restent encore controversées. Meyer et al. (2019) estiment une réduction annuelle de la recharge des aquifères de 30mm, principalement quand les cultures intermédiaires sont présentes depuis plus de 4 ans et pour les sols à textures

grossières (Basche & DeLonge, 2019). Aucun consensus ne ressort à l'échelle des précipitations intenses (uniquement un effet positif sur l'érosion des sols et les transferts de nitrate (Kaye & Quemada, 2017)).

Sur une méta-analyse incluant 89 études, Basche and DeLonge (2019) montrent qu'il n'y a pas d'effet de l'augmentation du nombre de rotations sur l'infiltration, mais que des végétations pérennes (herbes, agroforesterie) sont favorables à son augmentation (Figure 2.3).

L'aménagement de haies, joue le rôle d'un obstacle à l'écoulement, ce qui peut ralentir les écoulements de surface et favoriser l'infiltration le long des racines profondes (Holden et al., 2019; Viaud et al., 2005).

La préservation des zones humides est indispensable pour limiter la diminution des niveaux de nappes affleurantes. De plus, ces zones humides permettent aussi de ralentir les écoulements et de favoriser l'infiltration (Bullock & Acreman, 2003; Van der Kamp & Hayashi, 1998).

La restauration hydromorphologique des cours d'eau permet une reconnexion entre les nappes et les rivières, et augmente généralement les surfaces de contacts entre les cours d'eau (Solari et al., 2016).

2.2 Le sol : un milieu poreux

L'eau qui arrive à la surface du sol (précipitations non interceptées pas les plantes, fonte de la neige, etc.) s'infiltré généralement dans le sol sous l'action de la gravité. Cette eau peut être consommée par la végétation ou remonter à la surface si les forces capillaires deviennent supérieure à la force de gravité, c'est ce qu'on appelle les remontées capillaires. Sinon, l'eau s'infiltré encore plus en profondeur et va alors recharger les nappes.

2.2.1 La théorie

Pour étudier le processus d'infiltration, et donc la principale recharge des aquifères, il est nécessaire de considérer le sol comme un milieu poreux. Les sols contiennent un pourcentage de vide qui peut être occupé par de l'eau ou de l'air. Il s'agit de la porosité totale souvent notée ω_{sat} ($m^3.m^{-3}$).

$$\omega_{sat} = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total du sol}} \quad (2.1)$$

Cette porosité dépend du type de sol. Par exemple, les sables peuvent atteindre des porosités de 30 à 40%, alors que des roches consolidées, comme le granite, ont des porosités très faibles. Au sein d'une même catégorie de sol, la porosité peut également être très différentes, selon l'histoire de ce sol et de son environnement. Par exemple, la présence de fractures et de fissures peut créer des vides dans la roche. L'activité biologique (ex.: cryoturbation), humaine (compaction mécanique) peut aussi faire évoluer la porosité.

L'eau présente est quantifiée par son contenu en eau volumique du sol, noté ω ($m^3.m^{-3}$) :

$$\omega = \frac{\text{Volume d'eau dans le sol}}{\text{Volume total du sol}} \quad (2.2)$$

Le contenu en eau du sol varie dans le temps et dans l'espace. Sa valeur maximale correspond à la porosité totale du sol, c'est à dire au contenu en eau volumique à saturation ω_{sat} . Lorsque

la saturation est atteinte, il n'y a plus d'air dans le milieu : c'est ce que l'on définit comme la zone saturée. Si ω est inférieur à ω_{sat} , il y a en plus de l'eau, de l'air dans les pores du sol : c'est ce que l'on appelle la zone non saturée (en eau).

L'eau dans le sol est caractérisée par son potentiel hydrique. Il correspond à la somme de l'énergie cinétique (supposé négligeable) et potentielle de l'eau dans le sol. La charge hydraulique H (m) est ainsi la somme du potentiel gravitationnel z (m) et du potentiel de pression ψ (m) :

$$H = z + \psi \quad (2.3)$$

Le potentiel gravitationnel est égal à la hauteur du point et le potentiel de pression est égal à :

$$\psi = \frac{p}{g\rho_w} \quad (2.4)$$

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.

Dans le milieu poreux, l'eau se déplace selon un gradient de charge hydraulique, de la charge la plus élevée à la plus faible. La loi de Darcy permet de décrire la vitesse de l'écoulement du fluide (\vec{V} en $m.s^{-1}$) selon le gradient de charge hydraulique :

$$\vec{V} = k\vec{\nabla}(H) \quad (2.5)$$

k est la conductivité hydraulique du sol (ou perméabilité, en $m.s^{-1}$). Il s'agit de la capacité d'un fluide à traverser le milieu poreux sous l'effet d'un gradient hydraulique. Ce terme est une caractéristique à la fois du sol et du liquide, et dépend aussi bien de la dimension, de la forme et de l'interconnexion des pores du sol, que de la masse volumique et de la viscosité du fluide. Il est constant dans la zone saturée (conductivité hydraulique à saturation (k_{sat})), et évolue selon la teneur en eau dans la zone non saturée.

En supposant un écoulement unidimensionnel selon la verticale z , le flux d'eau dans le sol q ($m.s^{-1}$), la loi de Richards peut s'écrire :

$$q(z) = k\left[\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1\right] \quad (2.6)$$

D'après le principe de conservation de la masse, la variation de l'humidité du milieu est égale au bilan des flux entrants et sortants. En considérant la conservation de masse avec la loi de Darcy, on obtient l'équation suivante, dite de diffusivité, qui décrit l'écoulement vertical de l'eau dans un milieu poreux homogène :

$$\frac{\partial\omega}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z}\left[k\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1\right)\right] \quad (2.7)$$

Dans la zone non saturée du sol, ω contrôle ψ et k .

En effet, il existe des forces de tension superficielle entre les phases solide, gazeuse et liquide, qui maintiennent l'eau dans les pores malgré la gravité. Ces forces de tension superficielles déterminent la courbure des interfaces entre l'air et le sol selon la loi de Young, et ainsi leur différence de pression. Cette différence de pression est nommée la pression capillaire (ou suction, ou pression matricielle) et dépend du rayon de pores et de la tension superficielle (Equation de Laplace). La pression capillaire est toujours négative, et dépend :

- du milieu poreux : plus le rayon de pore est grand, plus la pression capillaire est faible.
- de la teneur en eau du milieu : pour un même milieu poreux, la répartition des phases air et eau est différente pour des teneurs en eau différentes, les tensions superficielles sont ainsi différentes, et les pressions capillaires aussi (Figure 2.4).
- De la période : pour une même teneur en eau, la pression capillaire peut parfois être différente si le sol s'assèche ou s'humidifie (hystérésis). Plusieurs raisons sont en causes, comme des angles de raccordement différents aux interfaces, des bulles d'air peuvent rester prisonnières, etc.

De ce fait, dans la zone non saturée, le potentiel de pression ψ est négatif et évolue selon la pression capillaire. La conductivité hydraulique du sol dépend de la pression capillaire car cette dernière détermine la taille des pores qui sont remplis d'eau, et donc les écoulements.

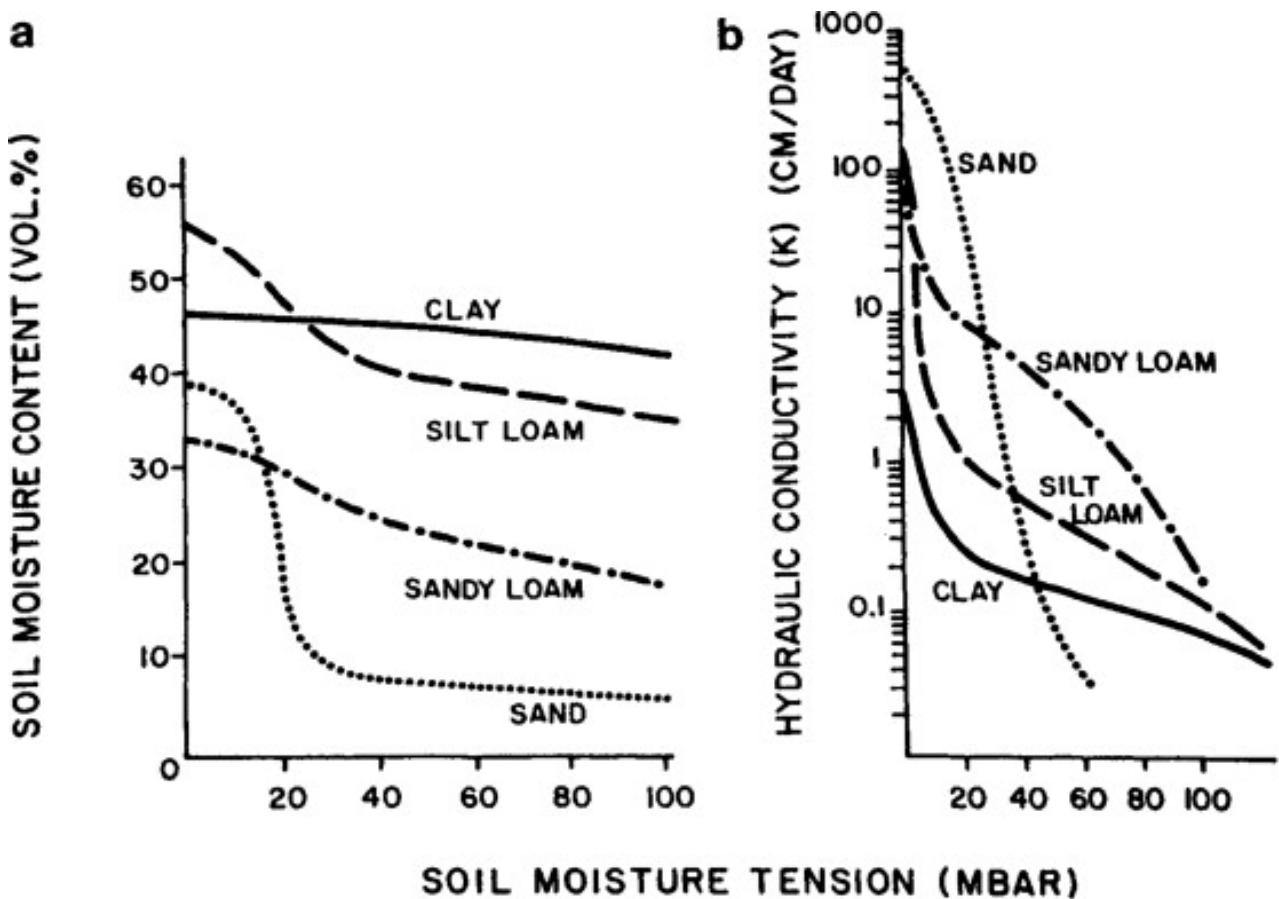


Figure 2.4: Relation entre le potentiel de succion et la saturation volumétrique en eau, puis entre la conductivité hydraulique et le potentiel de succion (Daniel & Bouma, 1974).

2.2.2 La pratique

De nombreuses fonctions mathématiques ont été développées pour décrire les courbes de rétention en eau (SWRC pour soil water retention curve en anglais) et de conductivité hydraulique (HCC en anglais) en fonction du potentiel matriciel. On peut citer les équations de Brooks and Corey (1966) (*BC66*) et de Campbell (1974) (*CA74*) qui sont de simples relations en puissance. Van Genuchten (1980) (*VG80*) proposent des équations plus complexes avec une SWRC en forme de "S" qui permet de reproduire les teneurs en eau à proximité de la saturation. Plus récemment, T. Vogel et al. (2000) (*VOG*) proposent une nouvelle approche en incorporant une entrée d'air explicite dans la SWRC de Van Genuchten (1980), afin de lisser la SWRC proche de la saturation, notamment pour les sols à texture fine. Iden et al. (2015) (*VGC*) suggèrent de tronquer la HCC de Van Genuchten (1980) en introduisant un rayon maximal de pores.

Plusieurs méthodes existent pour estimer les paramètres de ces équations (teneur en eau à saturation, distribution de la taille des pores, pression matricielle à saturation...). Si des mesures locales de pression matricielle et de teneur en eau sont disponibles, ces paramètres sont directement extraits de ces courbes. Sinon, des fonctions de pédotransfert (FPT) sont souvent utilisées. Ces fonctions permettent d'estimer des paramètres par rapport à des propriétés du sol. Globalement, on peut distinguer les fonctions de pédotransfert continues qui utilisent des quantités continues telles que l'argile, le sable ou la teneur en matière organique, des fonctions de pédotransfert de classe qui relient les paramètres à des classes de propriétés du sol.

Ces fonctions de pédotransfert sont généralement développées pour une région particulière et pour des équations de fermetures uniques. Il est ainsi primordial de choisir des fonctions de pédotransfert adaptées pour l'étude souhaitée. Par exemple, Clapp and Hornberger (1978) and Cosby et al. (1984) ont été développées pour des sols de l'Amérique du Nord et pour les équations de *BC66*. De nombreuses études se sont consacrées à développer des fonctions adaptées à des contextes particuliers, certaines jugées plus pertinentes sont énumérées dans McBratney et al. (2002), Van Looy et al. (2017), and Y. Zhang et al. (2018). La prise en compte de nouvelles caractéristiques, comme la densité apparente du sol et la matière organique peut s'avérer pertinente (De Lannoy et al., 2014; Saxton & Rawls, 2006; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten et al., 1999).

N'oublions pas aussi que des écoulements préférentiels peuvent apparaître, i.e. des transferts hydriques dans certaines zones localisées (ex.: fissures, macropores) et très hétérogènes, où l'équation de Darcy n'est pas respectée. Les vitesses d'écoulements y sont connues pour être très rapides (Allaire et al., 2009; Flury et al., 1994; Gerke, 2006).

2.3 Observer la recharge

2.3.1 Brève présentation des différentes approches possibles

Avoir accès à la recharge des aquifères est un réel défi et fait partie des vingt-trois grands enjeux de la communauté hydrologique du XXI siècle (Bloschl et al., 2019). Pour répondre à ce défi, plusieurs méthodes ont été développées avec des objectifs bien spécifiques (Scanlon et al., 2002). Le choix d'une technique va dépendre de l'échelle spatio-temporelle souhaitée, du climat et de la géologie de la zone d'étude.

Dans un premier temps, si on considère comme décrit précédemment les mouvements de l'eau sur Terre dans un cycle, alors un simple **bilan d'eau** peut être appliqué pour estimer la Recharge (R). Par exemple, sur une colonne de sol, si on connaît les entrées (Précipitations (P)), et les sorties (Ruissellement (R_{off}), Evapotranspiration (E), et la variation de stock ΔS), alors la recharge peut être estimée par la différence de ces termes :

$$R = P - R_{off} - ET - \Delta S \quad (2.8)$$

Ce bilan d'eau peut ensuite être appliqué sur des bassins versants, en intégrant de nombreux autres flux, comme les débits des rivières, l'irrigation, la neige, etc. Ce principe de bilan hydrique pour estimer la recharge est utilisé dans de nombreuses études (Eilers et al., 2007; Göbel et al., 2004; Lanini et al., 2016). La façon la plus courante d'estimer la recharge par la méthode du bilan hydrique est l'approche indirecte ou "résiduelle", dans laquelle toutes les variables de l'équation du bilan hydrique sont mesurées (directement ou indirectement) excepté la recharge elle-même. L'un des avantages de la méthode du bilan hydrique est sa flexibilité car elle peut être appliquée sur un large éventail d'échelles spatiales et temporelles. La principale limite de cette approche est que la précision de l'estimation de la recharge dépend de la précision avec laquelle les autres composantes de l'équation du bilan hydrique sont mesurées.

Dans un second temps, selon Scanlon et al. (2002), les techniques pour estimer la recharge peuvent être séparées en fonction du milieu observé : les eaux de surface, la zone non saturée, et la zone saturée. Au sein de ces milieux, les techniques peuvent être divisées en trois approches : physique, traçage, ou numérique. Une liste non exhaustive des différentes approches physiques et de traceurs est présentée ici. Les approches numériques seront décrites par la suite dans la section 2.4.

Pour estimer la recharge des aquifères, les approches reposant sur **les eaux de surface** dépendent du degré de connexion entre les eaux de surface et les eaux souterraines :

- À partir des bilans hydriques décrits plus haut, des **hydrographes de séparation** (Meyboom, 1961; Rutledge, 1997) permettent d'estimer un débit de base, qui est supposé égal à la recharge. Toutefois, le débit de base n'est pas nécessairement directement assimilé à la recharge, car le pompage, la reprise évaporative et les sous-écoulements dans les aquifères profonds peuvent également être significatifs. Généralement, la recharge est surestimée par cette méthode. Cette approche permet d'estimer des recharges sur des surfaces assez larges (100-1000 m²) et sur des périodes assez longues (1-100 ans).

- **La température** des rivières et les transferts de chaleurs peuvent aussi être utilisés pour estimer les échanges nappes-rivières (Constantz et al., 1994; Thiéry et al., 2018). Le taux d'infiltration net minimum qui peut être estimé en utilisant la chaleur comme traceur dépend de la gamme des fluctuations de température de l'eau de surface et de l'échelle de temps considérée. Par cette méthode, la recharge peut être estimée pour des périodes allant de quelques heures à plusieurs années.
- **Des isotopes** sont aussi des outils utilisés pour estimer la recharge. Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène sont par exemple utilisés pour identifier la recharge des eaux souterraines à partir des rivières et des lacs. Dans les régions où les cours d'eau prennent leur source à haute altitude, l'eau des rivières est souvent appauvrie en isotopes stables par rapport aux précipitations locales dans les bassins adjacents. Si les rivières conservent la signature isotopique appauvrie des eaux d'amont, la différence entre les signatures isotopiques stables des rivières et des précipitations locales peut être utilisée pour déterminer la contribution relative de ces deux sources de recharge des eaux souterraines (Koeniger et al., 2016; Stuyfzand, 1989). Cette approche permet d'estimer des recharges sur des surfaces assez larges (100-10 000 m²) et sur des périodes longues (10-10 000 ans).

En étudiant **la zone saturée** : la plupart des techniques relatives aux zones saturées fournissent des estimations ponctuelles de la recharge. Ces techniques intègrent généralement des zones assez larges :

- l'une des méthodes souvent utilisées est la méthode de **fluctuation des nappes phréatiques** (WTF, pour Water Table Fluctuation en anglais). Cette méthode repose sur le principe que l'augmentation du niveau des eaux souterraines dans les aquifères non confinés est due à une recharge de la nappe phréatique.

$$R = S_y * \frac{dh}{dt} \quad (2.9)$$

avec S_y est le coefficient de stockage, h est la hauteur de la nappe, et t le temps. Cette méthode est notamment utilisée en France par le BRGM. La méthode s'applique le mieux sur de courtes périodes dans les régions où les nappes sont peu profondes et où l'on observe des hausses et des baisses brutales des niveaux d'eau. Les difficultés d'application de la méthode sont liées à la détermination d'une valeur représentative du rendement spécifique et à la garantie que les fluctuations des niveaux d'eau sont dues à la recharge et ne sont pas le résultat d'activités humaines (pompage), de changement d'occupation du sol... Les fluctuations du niveau d'eau se produisent en réponse à la recharge moyenne d'un bassin versant, et la zone représentée peut alors varier de quelques dizaines de mètres carrés à plusieurs centaines ou milliers de mètres carrés.

- La méthode de **la loi de Darcy** peut être appliquée en zone saturée, en supposant un flux constant et une absence de pompage (Theis, 1937). Le gradient hydraulique doit être estimé le long d'une trajectoire d'écoulement perpendiculaire aux contours potentiométriques. Le flux volumétrique à travers une section verticale d'un aquifère (A) est égal au taux de recharge (R) multiplié par la surface qui contribue à l'écoulement (S).

$$qA = RS \quad (2.10)$$

La méthode est facile à appliquer si l'on dispose d'informations à grande échelle. Mais les estimations de la recharge basées sur la loi de Darcy sont très incertaines en raison de la grande variabilité de la conductivité hydraulique. Cette technique doit être appliquée pour estimer la recharge sur de grandes surfaces (1-10 000 km²) pour des périodes de quelques années à des centaines d'années.

- Comme précédemment, des **traceurs, environnementaux** ou **historiques**, peuvent par exemple estimer des recharges à un moment précis dans l'histoire sur des vastes zones. Par exemple, la présence de chlorofluorocarbure (CFCs) dans les eaux souterraines peuvent signifier qu'il y a eu une recharge il y a moins de 50 ans. Avec leur concentration, on peut déterminer le moment de la recharge mais aussi l'intensité de cette recharge (Cook et al., 2003; Dunkle et al., 1993).

En étudiant **la zone non saturée**, les échelles spatiales appliquées sont généralement plus fines que les eaux de surface, et on peut y étudier les processus de cette recharge :

- Il existe des **plaques lysimétriques**, qui sont de simples plaques de l'ordre du centimètre (20-50 cm), placées dans le sol (jusqu'à 1 m de profondeur) et permettent de relever les eaux d'infiltration. **Des cases lysimétriques** ont aussi été développées, plus massives, de tailles variables (15 cm-2 m de profondeur), et qui sont remplies par du sol. C'est ce que l'on va appeler ici des lysimètres. Seule la surface du lysimètre est ouverte et permet d'être en interaction avec l'atmosphère, le reste est généralement fermé, et ainsi isolé du milieu environnant. Les lysimètres permettent de mesurer notamment le flux d'eau à la base, qui peut être assimilé à une recharge sous certaines conditions. Des mesures de teneurs en eau/pression matricielle permettent d'estimer les paramètres hydrodynamiques et de suivre à une échelle temporelle très fine les processus d'infiltration. Plus de détails sont donnés par la suite dans la section (2.3.2).
- Avec des mesures de pression matricielle et de teneur en eau, il est possible d'appliquer **des méthodes physiques**, comme la **loi de Richards** (Steenhuis et al., 1985), décrite précédemment dans l'équation 2.6. L'application de la loi de Richards nécessite des mesures du gradient vertical et de la conductivité hydraulique à saturation. De plus, elle considère un gradient unitaire parfois non respecté dans la zone non saturée. Cette méthode fournit une estimation ponctuelle de la recharge sur une large gamme d'échelles de temps et peut-être appliquée tout au long de l'année.
- Comme pour les eaux de surface ou souterraines, des **traceurs** (Chlorures tritium, etc.) peuvent également être utilisés dans la zone non saturée afin d'estimer la recharge (Phillips, 1994).
- Depuis quelques années, la **géophysique** s'est développée dans le domaine de l'hydrogéologie et permet d'avoir accès à des informations telles que la teneur en eau, la profondeur de l'aquifère sur des surfaces assez développées, mais avec peu de suivi temporel (Berthold et al., 2004; Cousin et al., 2009; Sultan et al., 2011).

Finalement, de nombreuses approches permettent d'estimer la recharge des aquifères. Le choix d'un outil approprié va dépendre de l'échelle spatio-temporelle du phénomène que l'on souhaite

étudier.

Dans cette thèse, nous souhaitons étudier le processus d'infiltration des précipitations dans le sol à une échelle temporelle très fine, avec des mesures continues, selon différents types de couverts et de sols. L'outil qui apparaît ainsi le plus pertinent est le lysimètre.

2.3.2 Les lysimètres

La première expérience scientifique de lysimétrie a été réalisée en France entre 1688 et 1703 par Philippe de la Hire (De la Hire, 1703). Il a placé des bacs à différentes profondeurs dans le sol et y a étudié l'infiltration. Depuis lors, de nombreux lysimètres ont été développés et font partie intégrante de projets de recherche (OZCAR-TERENO, OneWater), notamment aux États-Unis (Pauliukonis & Schneider, 2001), en Allemagne (Pütz et al., 2016; Pütz et al., 2018), et en France (Séré et al., 2008; Tremosa et al., 2020; Yin, Beaudoin, et al., 2020).



Figure 2.5: Les lysimètres: a) schéma d'une colonne lysimétrique, b) surface et occupation de sol pour des lysimètres, c) augets basculeurs mesurant le drainage à la base d'un lysimètre.

Les lysimètres sont des cases ou des cylindres de surfaces variables (cm^2 - m^2), qui contiennent des sols d'origines différentes. La mise en place des sols au sein des lysimètres peut s'effectuer

selon plusieurs procédés : soit les sols ont été déplacés, puis mis à l'intérieur en préservant (non remaniés) ou non (remaniés) le matériel d'origine, soit le sol n'a pas été déplacé, et le lysimètre a été construit autour du sol.

En général, seule la face supérieure des lysimètres est ouverte, permettant d'être uniquement en interaction avec les conditions atmosphériques. Toutefois, certains lysimètres peuvent être ouvert par le bas, permettant une continuité entre ces lysimètres et la nappe. Sur la face supérieure, des végétations peuvent être semées (Figure 2.5), et, parfois des rotations de culture peuvent être mises en place (Yin, Beaudoin, et al., 2020). Les lysimètres sont pour la plupart encastrés dans le sol non perturbé pour éviter des artefacts causés par des gradients de température. Le ruissellement de surface est généralement négligeable sur les lysimètres, du fait d'une installation principalement à plat, et d'écoulement vertical descendant. Des débordements peuvent cependant être observés, réduisant alors la capacité d'analyse de ses réservoirs. Certains lysimètres sont équipés de plaques poreuses à pression contrôlée au fond, permettant d'ajuster la pression hydraulique pour qu'elle corresponde à celle du sol environnant (Singh et al., 2018), ce qui permet de ne pas introduire de conditions aux limites pouvant affecter les flux par rapport au milieu naturel.

L'un des grands avantages des lysimètres (Table 2.1), est qu'il est possible d'y installer des sondes de mesures continues à une fréquence parfois très fine (10 mn-j) sur plusieurs profondeurs (ex.: température, teneur en eau, pression matricielle) et surtout des mesures directes du drainage, à la base des lysimètres (Figure 3.2), qui peuvent être assimilées à une recharge des aquifères. C'est l'un des seuls outils nous donnant accès à cette information. Certains peuvent aussi mesurer la masse totale, donnant accès aux variations d'eau totale sur l'ensemble de la colonne.

Avec l'ensemble de ces mesures, les lysimètres permettent d'estimer des transferts chimiques et de polluants (Boulangé et al., 2018; Yin, Beaudoin, et al., 2020), les termes d'évaporation et d'évapotranspiration (C. Liu et al., 2002; Ruth et al., 2018), la recharge des aquifères (Collenteur et al., 2021; Kohfahl et al., 2019; Xu & Chen, 2005), et de pouvoir calibrer, évaluer et/ou améliorer des modèles numériques (Durner et al., 2008; Graham et al., 2018; Tifafi et al., 2017).

Table 2.1: *Avantages et inconvénients des lysimètres, d'après Pütz et al. (2018).*

	Avantages	Inconvénients
Laboratoire	Contrôle-Reproductible-Masse-Pas cher	Artificiel
Lysimètre	Agriculture-Masse-Reproductible	Drainage perturbé-Cher
Champ	Réaliste	Sol variable-Cher

Toutefois, comme pour toutes applications, des limitations sont à considérer avec les lysimètres (Table 2.1). L'effet bordure est le principal obstacle. En effet, la présence d'une paroi en profondeur peut modifier le comportement du drainage. Contrairement à une situation naturelle (en champ), le fond du lysimètre est exposé à la pression atmosphérique, ce qui entraîne le développement d'une zone saturée en eau au niveau de la couche la plus profonde avant

qu'il y ait possibilité de drainage. Cette zone de potentiel nul peut modifier les conditions sol-eau tout au long du profil, en particulier pour les lysimètres peu profonds (Abdou & Flury, 2004; Bergström, 1990). L'effet bordure peut aussi avoir un effet sur le développement de la végétation, qui peut ne pas pousser autour des bordures, et les racines qui ne peuvent pas s'étendre. Les parois peuvent augmenter la conduction thermique et perturber la température à l'intérieur des colonnes, et ainsi provoquer un assèchement du profil du sol (Dugas & Bland, 1991). Séré et al. (2012) et Seneviratne et al. (2012) ont aussi montré une modification durable des propriétés du sol.

Finalement, le lysimètre est un outil expérimental permettant d'étudier les processus environnementaux dans les sols dans des conditions contrôlées mais néanmoins réalistes. Il représente un intermédiaire entre les conditions de laboratoire et les conditions de terrain et il est donc bien adapté à l'étude des processus complexes du sol. En effet, il permet de mesurer tous les termes du bilan hydrique.

2.4 Simuler la recharge

2.4.1 Brève présentation des différentes approches possibles

Les récentes avancées technologiques en informatique ont permis le développement de nombreux modèles numériques pour reproduire la recharge des aquifères. Trois grands types de modèles existent pour simuler la recharge des aquifères (Devia et al., 2015).

- **Les modèles empiriques** : Il s'agit de modèles orientés vers l'observation qui ne prennent que les informations des données existantes sans tenir compte des caractéristiques et des processus du système hydrologique. Ce sont des modèles dont les paramètres sont liés aux coefficients de corrélation avec les variables (C. Kim et al., 1996; Simmons & Meyer, 2000).
- **Les modèles conceptuels** : Ces modèles ont un sens physique, car ils décrivent tous les processus hydrologiques, mais ils ne prennent pas en compte la géométrie du sol ni les équations physiques réelles. En général, ils se composent de réservoirs interconnectés qui représentent les éléments physiques. Ils utilisent des équations semi-empiriques, dont les paramètres sont évalués à partir de données de terrain par le biais d'étalonnage. Un grand nombre de données météorologiques et hydrologiques sont nécessaires pour l'étalonnage. Du fait de ces étalonnages, ces modèles ont du mal à reproduire des perturbations du milieu, comme des changements d'utilisation des sols.
Il y a par exemple les modèles à réservoirs tels que GR4J ou SWM qui peuvent être appliqués pour simuler des recharges (Le Moine et al., 2007). Des modèles sols-cultures comme STICS (Brisson et al., 2003) ou AqYield (Constantin et al., 2015) font aussi parties des modèles conceptuels. Principalement développés pour des aspects qualitatifs, ils peuvent simuler les transferts hydriques.
- **Les modèles physiques** : Ces modèles représentent par des équations mathématiques l'ensemble des processus. Ils utilisent des variables d'état qui sont mesurables et sont des

fonctions du temps et de l'espace. Les processus hydrologiques du mouvement de l'eau sont représentés par des équations aux différences/éléments finis (notamment équation de Richards). Ils ne nécessitent pas de données hydrologiques et météorologiques étendues pour leur calibration, mais l'évaluation d'un grand nombre de paramètres pas toujours mesurables, tels que la teneur en eau du sol, la topographie, la topologie, les dimensions du réseau hydrographique, etc. Ces modèles peuvent fournir une grande quantité d'informations même en dehors des limites et peuvent être appliqués à un large éventail de situations. Parmi ces modèles physiques, on peut distinguer :

- **Les modèles hydrologiques** : Il y a par exemple le modèle Hydrus (Šimůnek et al., 2016) largement utilisé par la communauté des hydrologues pour simuler les transferts hydriques, thermiques et de polluants dans la zone non saturée.
- **Les modèles de surfaces** (Land Surface Model en anglais, (LSM)) : largement utilisés par la communauté du climat, ce sont des modèles qui représentent les processus de surface, comme les flux d'eau et d'énergie sur les continents. Ils ont été développés dans l'objectif de fournir des conditions limites aux modèles atmosphériques. Certains de ces LSMs sont utilisés pour le suivi et la prévision saisonnière des sécheresses et des crues mais aussi pour la projection de la ressource en eau sur la France face aux changements climatique futur. Plusieurs LSMs ont été développés ces dernières décennies (ex: ISBA (Noilhan & Planton, 1989), ORCHIDEE (Ringer et al., 2012)).

2.4.2 Le modèle de surface ISBA

En France, au CNRM, le modèle de surface ISBA a été développé en 1989 (Noilhan & Planton, 1989) dans la volonté de représenter autant de processus physiques que possible. La grande force de ce modèle est qu'il peut être utilisé à l'échelle locale (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011), mais aussi être couplé avec des modèles hydrologiques (MODCOU) et permettre de modéliser les débits des rivières et les niveaux piézométriques à l'échelle régionale comme dans le modèle SIM (Decharme et al., 2013; Habets et al., 2008; Le Moigne, François, et al., 2020).

La première version était basée sur le principe force-restore, i.e. réponse à un forçage et rappel vers un état d'équilibre (Mahfouf & Noilhan, 1996; Noilhan & Planton, 1989). Depuis, il a évolué en intégrant plus de processus physique, notamment la diffusion de la chaleur et de l'humidité dans le sol (Boone & Etchevers, 2001; Decharme et al., 2011), ce qui nécessite des schémas numériques plus complexes. C'est cette dernière version qui est utilisée dans cette thèse.

Le bilan d'énergie

Dans le modèle de surface ISBA, les variations au cours du temps de la quantité de chaleur Ω (J) stockée à l'interface surface-atmosphère sont contrôlées par le rayonnement net en surface R_n ($W.m^{-2}$) qui est la somme du rayonnement solaire net SW_{net} ($W.m^{-2}$) et du rayonnement atmosphérique infra-rouge net LW_{net} ($W.m^{-2}$), le flux de chaleur qui pénètre dans le sol G ($W.m^{-2}$), la quantité de chaleur échangée par convection entre la surface et l'atmosphère H ($W.m^{-2}$), et la quantité d'énergie nécessaire pour évaporer l'eau de la surface terrestre vers l'atmosphère LE ($W.m^{-2}$). Ce bilan d'énergie s'écrit alors :

$$\frac{\Delta\Omega}{\Delta t} = R_n - H - LE - G \quad (2.11)$$

Dans le schéma de diffusion multicouche d'ISBA (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011; Decharme et al., 2019), la température de la première couche du sol est l'écho de ce bilan d'énergie à l'interface surface-atmosphère, puis les transferts thermiques dans le sol sont simulés via la loi de Fourier où une température T_i (K) est définie pour chaque profondeur z_i comme suit :

$$\begin{cases} \frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{1}{C_s} [(SW_{net} + LW_{net} - H - LE)] - \frac{1}{c_{g1}\Delta z_1} (\bar{\lambda}_1 \frac{T_1 - T_2}{\Delta \tilde{z}_1} + L_f Q_{fz_1}) \\ \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{1}{c_{gi}} \frac{1}{\Delta z_i} [\frac{\bar{\lambda}_{i-1}}{\Delta \tilde{z}_{i-1}} (T_{i-1} - T_i) - \frac{\bar{\lambda}_i}{\Delta \tilde{z}_i} (T_i - T_{i+1})] \end{cases} \quad (2.12)$$

Avec T_2 (K) la température du sol de la deuxième couche, Δz_1 (m) l'épaisseur de la première couche, $\Delta \tilde{z}_1$ (m) l'épaisseur entre les points médians ou les nœuds de la première et de la deuxième couche consécutives, $\bar{\lambda}_1$ ($W.m^{-1}.K^{-1}$) la moyenne harmonique pondérée de la conductivité thermique du sol à l'interface entre les premiers et deuxièmes nœuds du sol, c_{g1} ($J.m^{-3}.K^{-1}$) la capacité thermique du sol dans la première couche, et C_s ($J.m^{-2}.K^{-1}$) la capacité thermique du composite sol-végétation à la surface. Notons qu'ici je me suis placé dans le cas où il n'y a pas de neige à la surface du sol.

Toujours dans ce cas sans neige, l'évapotranspiration totale, ou chaleur latente LE , correspond à la somme de l'évaporation du sol nu E_g ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), de la sublimation du gel du sol E_{gi} ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), et de l'évapotranspiration de la végétation, E_v ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) :

$$LE = L_v(E_v + E_g) + L_s * E_{gi} \quad (2.13)$$

L_v ($J.kg^{-1}$) est la chaleur latente de vaporisation et L_s ($J.kg^{-1}$) la chaleur latente de sublimation. L'évaporation du sol nu est l'évaporation issue de la fraction de la maille qui n'est pas couverte par la végétation. Elle est fortement contrôlée par le contenu en eau du sol sur les premiers centimètres et par l'humidité relative à 2 m. E_v est la somme de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée E_c , et la transpiration des végétaux, E_{tr} .

Dans le cas où de la neige est présente à la surface du sol, un schéma multicouche est utilisé pour décrire le manteau neigeux (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2016). La diffusion de la température dans le sol est alors changée comme il se doit (voir Decharme et al., 2019) et l'évapotranspiration totale prend alors en compte la sublimation de la neige. Cette sublimation dépend de la fraction de la surface recouverte par la neige calculée à partir du stock de neige dans la maille et des caractéristiques de végétation de la maille.

Infiltration et ruissellement

L'eau de pluie P_r ($\text{kg.m}^{-2} .\text{s}^{-1}$) non interceptée par la canopée, la part de cette eau qui ruisselle de la canopée d_r ($\text{kg.m}^{-2} .\text{s}^{-1}$), et l'eau issue de la fonte des neiges S_m ($\text{kg.m}^{-2} .\text{s}^{-1}$) peuvent s'infiltrer ou ruisseler. Une infiltration potentielle, I_p ($\text{kg.m}^{-2} .\text{s}^{-1}$) est alors définie :

$$I_p = (1 - veg)P_r + d_r + S_m \quad (2.14)$$

avec veg qui représente la fraction de végétation.

Une part ou l'intégralité de cette infiltration potentielle va s'infiltrer suivant les conditions de ruissellement en surface. Ce ruissellement de surface (Q_s) apparaît selon deux processus : i) le ruissellement de Dunne, lorsque l'eau de pluie ou de fonte atteint un sol totalement saturé en eau. Ne pouvant pas pénétrer dans le sol, cette eau va ruisseler jusqu'à la rivière. Ce mécanisme est calculé (uniquement en 2.D.) dans la version d'ISBA utilisée dans SIM ou Aquifer par un processus sous maille qui consiste à calculer la fraction de la maille saturée f_{sat} selon une adaptation de la capacité variable d'infiltration (Dümenil & Todini, 1992; Habets et al., 1999; Wood et al., 1992) :

$$f_{sat} = 1 - \left(1 - \frac{\omega_2}{\omega_{sat}}\right)^{b/(b+1)} \quad (2.15)$$

avec ω_{sat} la teneur en eau à saturation, ω_2 la teneur en eau dans la zone racinaire, et b un paramètre de forme empirique qui varie généralement entre 0.1 et 0.5 (Dümenil & Todini, 1992; Habets et al., 1999; Wood et al., 1992) et qui est aujourd'hui fixé à 0.25 dans la version d'ISBA utilisée dans SIM ou Aquifer-FR.

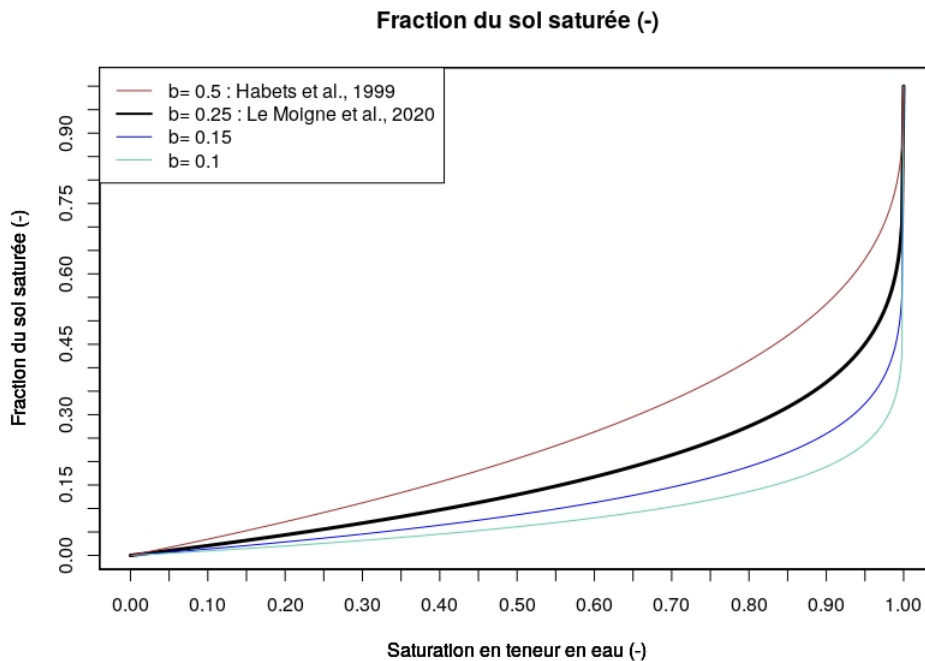


Figure 2.6: Évolution de la fraction de la zone saturée en fonction de la saturation en teneur en eau pour différentes valeurs de paramètre de b , selon l'équation 2.15, avec $\omega_{sat}=0.45$.

La fraction de la maille saturée est très sensible à la valeur de ce paramètre (Figure 2.6). Par exemple, une réduction du paramètre b de 0.25 à 0.15, engendre une réduction de la

fraction de la zone saturée de 32% à une saturation de 0.7. Ce paramètre est très "modèle dépendant" et aucun consensus n'est encore trouvé sur sa valeur optimale dans la littérature. ii) Le ruissellement hortonien, lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, ie, sa conductivité hydraulique. Ce processus reste rare à nos latitudes. Ainsi, le ruissellement de surface est calculé dans ISBA selon ces deux processus (Decharme & Douville, 2006), et permet de calculer l'infiltration réelle I_r , qui va pouvoir pénétrer dans le sol.

$$I_r = I_p - Q_s \quad (2.16)$$

L'eau du sol

Pour décrire l'évolution de l'eau du sol (Figure 2.7), un schéma de diffusion multicouche est implémenté dans ISBA. Il décrit les transferts hydriques via l'équation de Richards sous sa forme mixte (eq. 2.7) où l'humidité du sol est résolue en termes de teneur en eau et le gradient hydraulique en termes de potentiel hydrique. La profondeur du sol est fixée via la profondeur des racines de la végétation Jackson et al. (1996). Un drainage libre ("free-drainage" en anglais) est imposé comme condition à la limite inférieure.

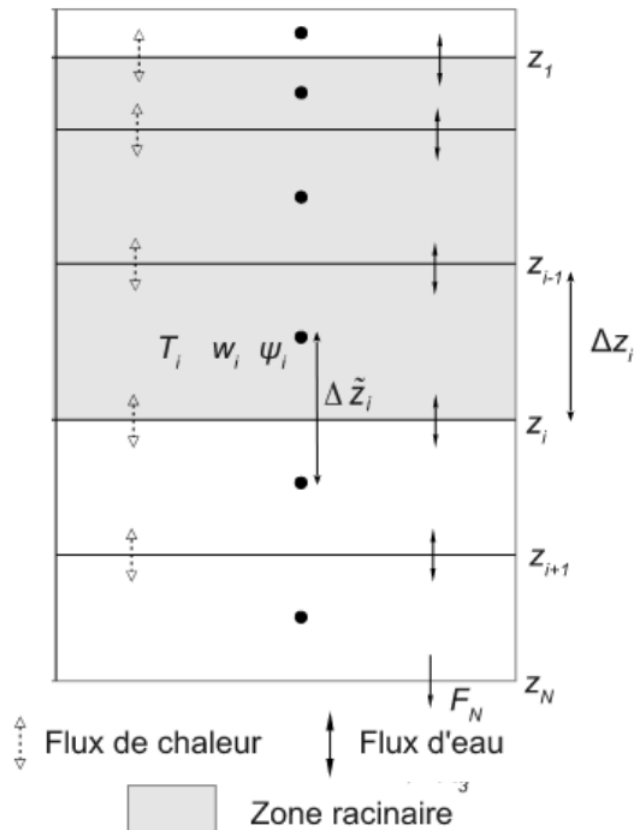


Figure 2.7: Schéma de la discrétisation verticale du sol dans ISBA selon Boone et al. (2000).

Au cours de cette thèse, des ajouts ont été réalisés et sont décrits dans l'Annexe A (également l'Annexe de 4.2). Des nouvelles équations de fermetures sont implémentées, ainsi qu'une nouvelle condition à la limite inférieure (LBC).

La végétation

ISBA utilise 19 types de végétation (Table 2.2). La photosynthèse et la respiration des plantes sont représentées, ainsi que la croissance et la décomposition des plantes. La conductance stomatique simulée dépend de la photosynthèse et contrôle la transpiration. Le couvert végétal est caractérisé par l'indice de surface foliaire (LAI), qui résulte directement du calcul du bilan carbone des feuilles. Le LAI simulé varie au cours de l'année en fonction de l'activité photosynthétique, de la respiration et de la décomposition. Au printemps par exemple, lorsque l'activité photosynthétique est élevée en raison d'un rayonnement solaire important et d'une teneur en eau volumétrique suffisante, le LAI augmente. Le LAI affecte la transpiration et l'évaporation de l'eau sur la canopée associée à la pluie interceptée ou au dépôt de rosée. La photosynthèse et la respiration sont paramétrées selon le modèle semi-empirique de Goudriaan et al. (1985) et mises en œuvre par Calvet et al. (1998) and Jacobs et al. (1996). La croissance et la décomposition des plantes sont basées sur Calvet and Soussana (2001), Gibelin et al. (2006), and Joetzjer et al. (2015). Une description complète du cycle du carbone dans la végétation est disponible dans Delire et al. (2020).

Table 2.2: Les 19 types de végétation disponible dans ISBA.

Numéro	Végétation
1	Nu
2	Nu (rochers)
3	Neige et glace permanentes
4	Feuillus tempérés à feuilles caduques en été
5	Feuillus aiguës persistantes boréales
6	Feuillus tropicaux à feuilles persistantes
7	Types de cultures C3
8	Types de cultures C4
9	Cultures irriguées
10	Prairies (C3)
11	Prairies tropicales (C4)
12	Tourbières, parcs et jardins (herbe irriguée)
13	Feuillus tropicaux à feuilles caduques
14	Feuillus tempérés à feuilles persistantes
15	Feuillus tempérés à feuilles aiguës persistantes
16	Feuillus boréaux à feuilles caduques à froid
17	Feuilles aiguës boréales à feuilles caduques froides
18	Herbe boréale
19	Arbuste

2.4.3 Le modèle hydrométéorologique SIM

À l'échelle régionale, le couplage des modèles hydrogéologiques et des modèles de surface terrestre (LSM) permettent de reproduire la dynamique des niveaux piézométriques et des débits des rivières, tout en considérant les principaux processus physiques pour représenter le cycle de l'eau, comme le stockage de l'eau, l'évaporation, le ruissellement de surface, etc.

Le modèle SIM (Habets et al., 2008) combine trois modèles : SAFRAN, ISBA et MODCOU (Figure 2.8). SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008) effectue une analyse horaire des variables météorologiques proches de la surface telles que la température et l'humidité relative à 2 m, la vitesse du vent, la couverture nuageuse, ainsi qu'une analyse des précipitations à l'échelle 8*8 km (Figure 2.9). La grille est composée de 9892 cellules couvrant la France et est étendue au-delà des frontières pour inclure la partie amont des bassins versants.

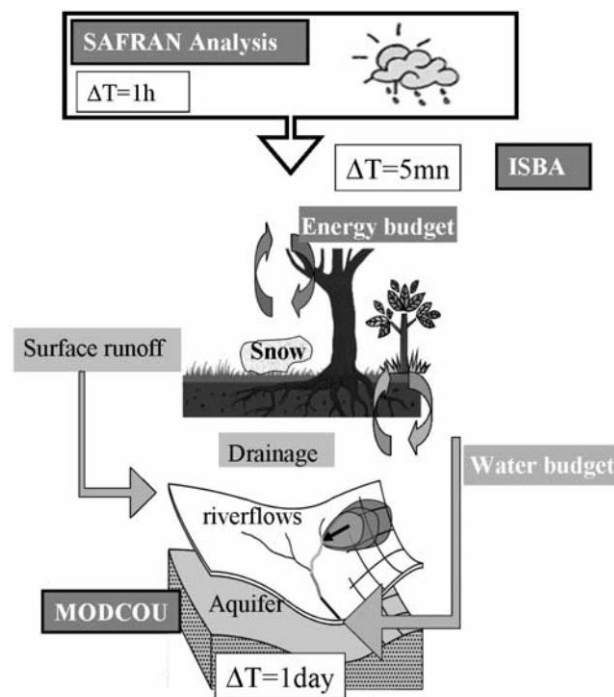


Figure 2.8: Le modèle hydrométéorologique SIM, d'après (Habets et al., 2008).

Le modèle ISBA utilise l'analyse SAFRAN en entrée et calcule les bilans énergétiques et hydriques en surface. Comme décrit précédemment (section 2.4.2), un schéma de diffusion est mis en place avec BC66. Les textures de sols sont issues de la base de données Harmonized World Soil Database (HWSD, FAO and ISRIC, 2012, Figure 2.9) et permettent de restituer les paramètres hydrodynamiques via la fonction de pédotransfert de Clapp and Hornberger (1978) (CH78). La topographie est issue de GTOPO30 ou SRTM90 (Miliareis & Argialas, 1999) et les occupations de sols sont établies avec la carte ECOCLIMAP2 sur une résolution de 1 km (Faroux et al., 2013). Le bilan hydrique d'ISBA garantit que le contenu en eau du sol résulte de l'équilibre entre l'apport d'eau provenant des précipitations entrantes et les pertes d'eau dues à l'évaporation de surface, au ruissellement de surface et à l'infiltration dans le sol.

Ces deux dernières composantes sont introduites dans le modèle hydrogéologique MODCOU (Habets et al., 2008; Ledoux et al., 1989). MODCOU calcule l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique en utilisant l'équation de diffusivité (Ledoux et al., 1989). Il calcule ensuite les échanges entre les aquifères et les rivières, puis il achemine l'eau de surface dans la rivière, en utilisant un algorithme d'isochronisme simple, pour calculer les débits des rivières. Dans SIM, le débit de la rivière est calculé à un pas de temps de 3 heures et l'évolution de l'aquifère est calculée quotidiennement sur des grilles intégrées, dont la taille varie de 1 à 8 km. Les aquifères de deux bassins sont seulement représentés : celui du bassin de la Seine (3 couches), et celui du bassin du Rhône (1 couche).

Le modèle SIM est en constante évolution, jusqu'à récemment (Le Moigne, François, et al., 2020). Il est utilisé à la fois pour le suivi et la prévision saisonnière des sécheresses et des crues, et à la fois pour la projection de la ressource en eau sur la France face aux changements climatiques futurs.

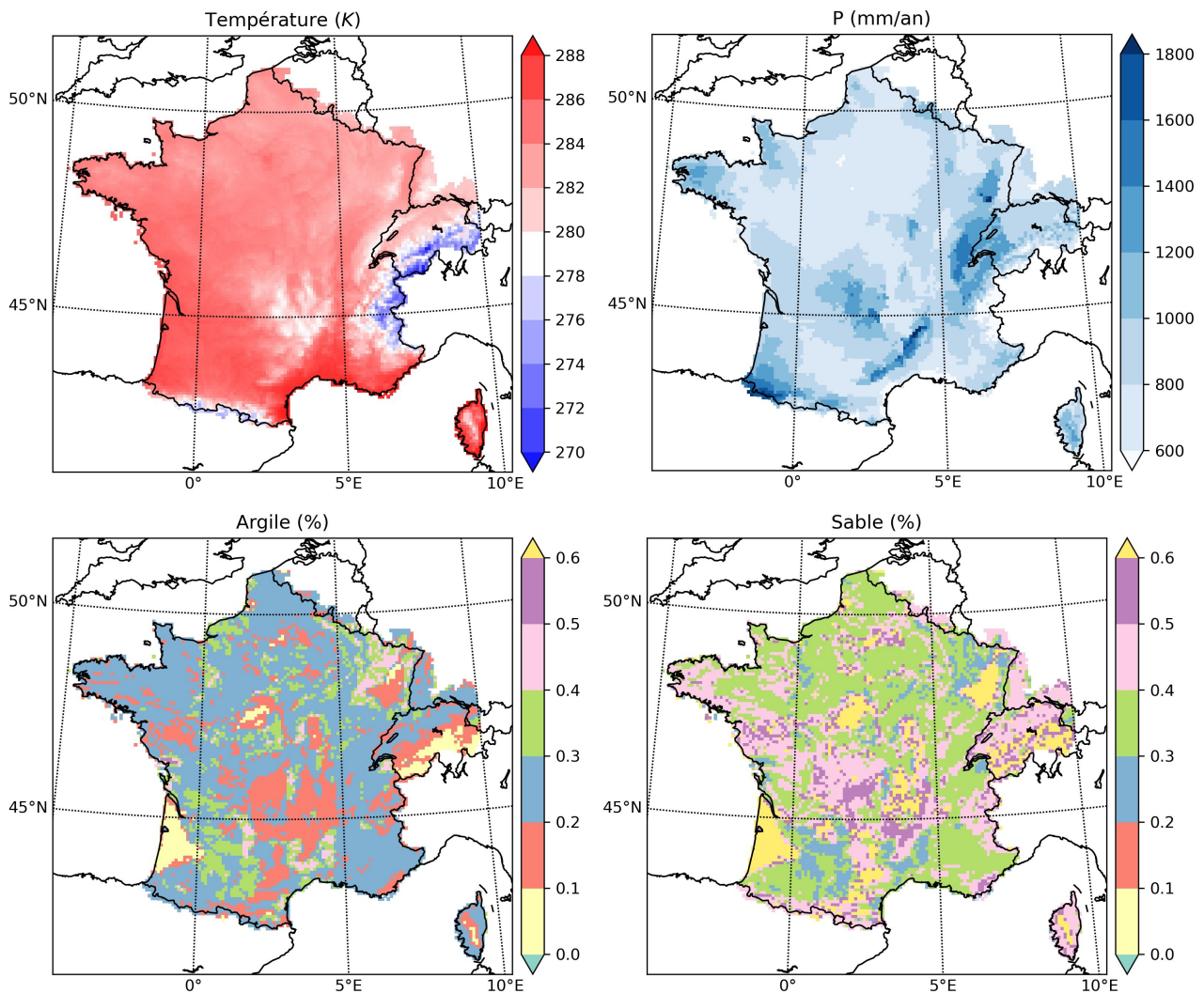


Figure 2.9: Cartes des moyennes annuelles de l'analyse SAFRAN sur la période 1958-2018 de la température de l'air à 2m (Température), des précipitations (P), puis des textures des sols (Argile et Sable) issues de la base de données Harmonized World Soil Database (HWSD, FAO and ISRIC, 2012).

2.4.4 Le modèle hydrogéologique Aquif-FR

Le modèle hydrogéologique Aquif-FR (Vergnes et al., 2020) s'inscrit dans la continuité du modèle SIM, avec une meilleure représentation des aquifères (Figure 2.10). Comme avec SIM, Aquif-FR utilise SAFRAN et ISBA pour représenter la recharge des aquifères. Aquif-FR se distingue par une meilleure caractérisation des aquifères français. En effet, il comprend trois modèles hydrogéologiques (EauDyssée (Saleh et al., 2013), MARTHE (Thiéry, 2015) et EROS (Thiéry, 2018)). Il recouvre onze aquifères sédimentaires et vingt-trois systèmes karstiques pour une superficie d'environ 149 000 km² et pouvant contenir jusqu'à dix couches aquifères superposées. MARTHE et EAUDYSSEE résolvent l'équation de continuité en différences finies, avec une résolution spatiale variable. Les débits sont estimés dans MARTHE par l'équation de Manning Stickler au pas de temps journalier, et dans Eaudyssée par le modèle RAPID, qui utilise les équations de Muskingum au pas de temps semi-horaire.

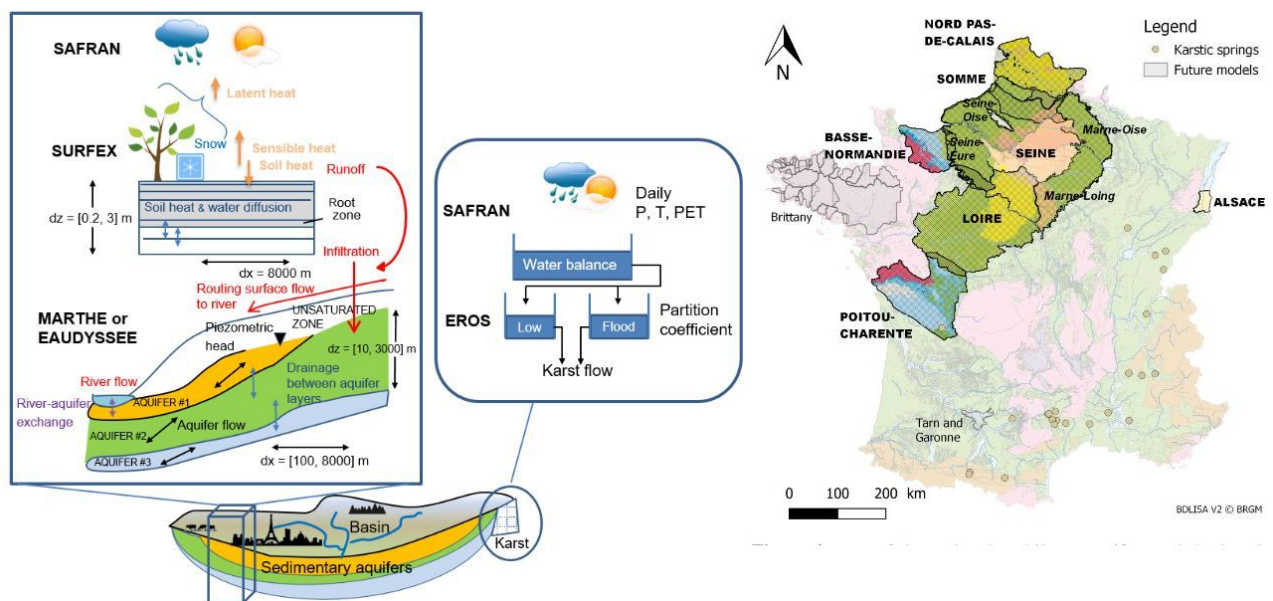


Figure 2.10: Le modèle hydrométéorologique Aquif-FR, d'après Vergnes et al. (2020).

Aquif-FR intègre des prélèvements en nappe, variable dans le temps et dans l'espace. Le principal objectif d'Aquif-FR est d'établir des prévisions saisonnières de l'évolution des eaux souterraines en France, à des échelles de temps allant de la dizaine de jours à la saison, jusqu'aux projections sur plusieurs décennies.

2.4.5 Le modèle hydrologique global ISBA-CTRIIP

ISBA peut aussi être utilisé sur toute la planète, on parlera alors de modélisation à l'échelle globale. A cette échelle, il est couplé au modèle hydrologique CTRIP. CTRIP simule le routage de l'eau en rivière, la dynamique des inondations saisonnières qui surviennent dans bien des bassins du monde (Decharme et al., 2012), et l'évolution des nappes d'eau souterraines dans les plus grands bassins aquifères non confinés du monde via un schéma diffusif adapté de MODCOU (Vergnes & Decharme, 2012). La vitesse d'écoulement de l'eau en rivière est résolue de manière dynamique en utilisant l'équation de Manning (Decharme et al., 2010). Un couplage

aller-retour entre ISBA et CTRIP permet aussi de simuler les flux de capillarité ascendante dans le sol superficiel provenant des nappes d'eau souterraines (Vergnes et al., 2014). Plus de détails sont donnés dans Decharme et al. (2019).

Le système hydrologique ISBA-CTRIP (Figure 2.11) est aussi utilisé dans les modèles de climat de Météo-France, CNRM-CM-6 (Voldoire et al., 2019) et CNRM-ESM-2 (Sférian et al., 2019). ISBA représente alors l'interface entre l'atmosphère et les aquifères non confinés simulés dans CTRIP.

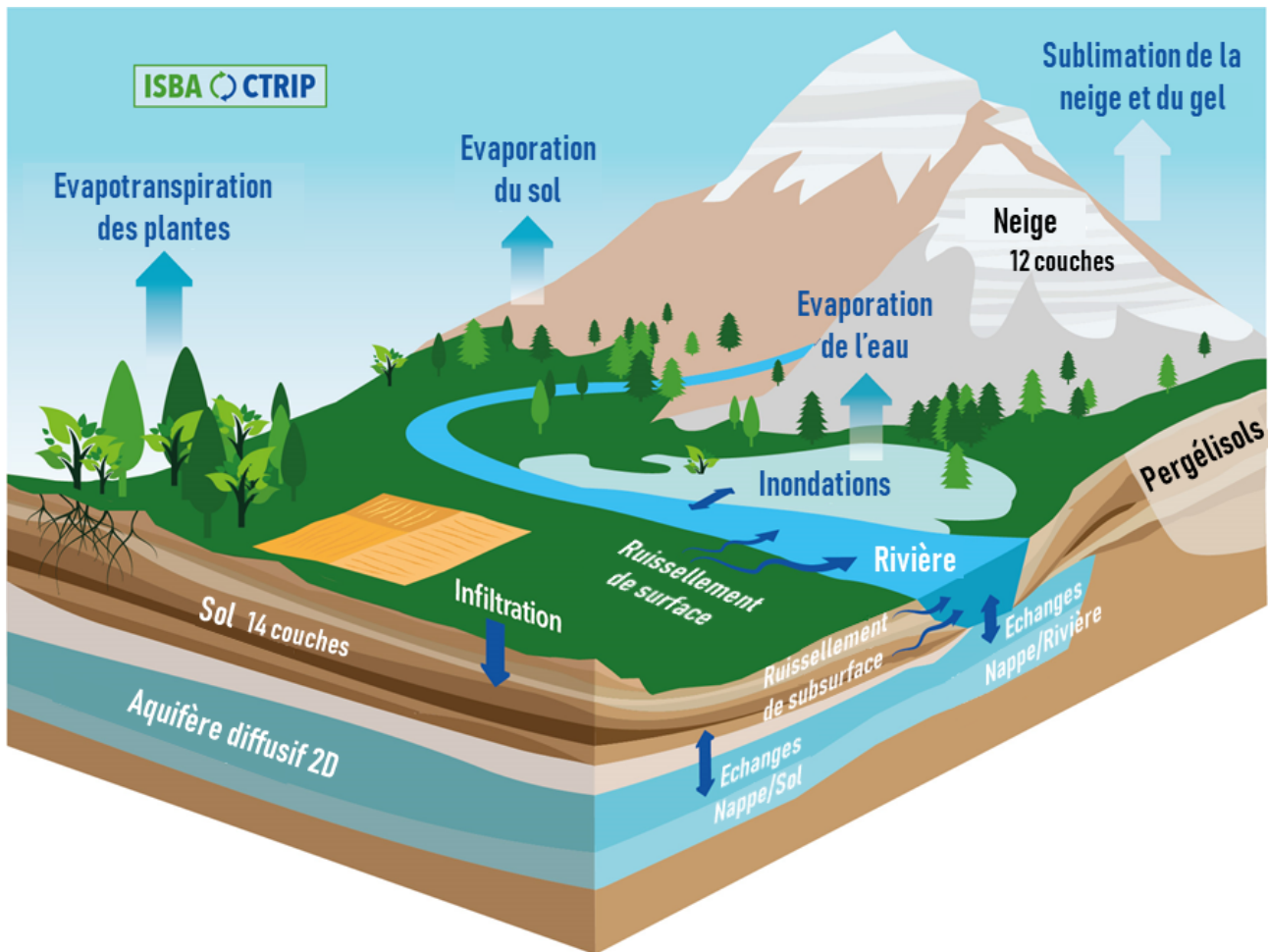


Figure 2.11: Schéma du cycle continental de l'eau simulé par le système de modélisation ISBA-CTRIP utilisé actuellement à Météo-France pour des applications climatiques à l'échelle globale. D'après Decharme et al. (2019).

Chapitre 3

Observations lysimétriques et analyse multi-décennale de la recharge

Avant-propos

L'objectif de ce chapitre est d'analyser des données lysimétriques afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères. Une analyse du drainage est réalisée sur des lysimètres issus de trois sites (Fagnières, GISFI et OPE). Ces observations permettent d'évaluer le comportement du drainage en fonction de plusieurs facteurs : le climat, l'occupation du sol et les pratiques culturales.

La première partie de ce chapitre décrit les principales caractéristiques des lysimètres étudiés. Dans un second temps, une analyse multi-décennale permet d'évaluer l'évolution du drainage sur les chroniques en fonction de l'ensemble de ces facteurs. Puis, une analyse à l'échelle des événements de précipitations intenses et des sécheresses est réalisée. Sur ces événements, des outils statistiques sont utilisés pour mieux analyser l'ensemble de ces données.

Sommaire

3.1	Les lysimètres en hydrogéologie	34
3.2	Présentation des jeux de données	35
3.3	Contexte et évolution de la recharge des aquifères sur Fagnières .	44
3.4	La réponse du drainage aux événements de précipitations intenses	51
3.5	Focus sur la genèse des événements de drainage intense	65
3.6	Analyse des épisodes de sécheresses	66
3.7	Bilan, critiques, et perspectives	73

3.1 Les lysimètres en hydrogéologie

Principalement développés pour des questions relatives à la qualité de l'eau, les lysimètres sont également utilisés pour répondre à des processus quantitatifs.

Ils permettent notamment d'estimer l'évaporation et l'évapotranspiration. Les lysimètres à pesée sont particulièrement adaptés à cet usage car la perte d'eau du sol peut être mesurée avec une grande précision, et ces lysimètres sont souvent utilisés comme référence pour les mesures de l'évapotranspiration. Dans certains articles, les mesures de l'évapotranspiration obtenues à partir de lysimètres à pesée ont été comparées à d'autres méthodes, comme celle de Penman-Monteith (Doležal et al., 2018), la méthode de covariance des tourbillons (Teuling, 2018), etc. Teuling (2018) estiment que la présence d'un couvert en herbe augmente l'évapotranspiration de l'ordre de 200 mm par an par rapport à un sol nu, et que la présence de forêt de conifères augmente d'autant plus cette évapotranspiration (+500 $mm.an^{-1}$).

Les lysimètres ont aussi permis de montrer que la recharge des aquifères avait surtout lieu entre octobre et avril en France (J. Ballif et al., 1996; Tremosa et al., 2020). Sur les lysimètres, la part des précipitations qui est efficace à la recharge des nappes est de l'ordre de 20 à 50 % (Nocco et al., 2018; Ochsner et al., 2018; Tremosa et al., 2020). Ces valeurs dépendent du climat, du sol (Nocco et al., 2018), et de l'occupation du sol (Ochsner et al., 2018). Certaines pratiques culturales, comme la présence de culture intermédiaire, semble réduire le drainage annuel (20 à 30 mm) sur des lysimètres situés dans le sud de Paris (Constantin et al., 2010).

Les lysimètres peuvent être utilisés pour analyser certains événements, comme par exemple la sécheresse de 2003 en Suisse (Seneviratne et al., 2012), ou des événements de précipitations intenses. Feltrin et al. (2011) montrent que les précipitations qui s'infiltrent lors d'un événement pluvieux dépendent surtout de l'état initial du sol. Ils révèlent aussi que ce n'est pas l'intensité d'une précipitation qui augmente le drainage, mais surtout un cumul précipité sur le long terme. Par des mesures sur l'ensemble d'un profil, ils peuvent parfois révéler la présence d'écoulements préférentiels et leurs impacts (Di Pietro et al., 2003; Greve et al., 2010; Jiang et al., 2010).

Par ailleurs, certaines études ont montré une modification des propriétés des sols sur des lysimètres. Séré et al. (2012) démontrent que la pédogenèse est non-négligeable sur des lysimètres contenant des technosols. Seneviratne et al. (2012) reconnaissent une modification des propriétés physiques des sols avec des tassements au cours du temps.

Dans ce chapitre, un ensemble de lysimètres est utilisé pour évaluer les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères. Un accent est mis sur l'effet des rotations et des cultures intermédiaires sur cette recharge. Pour cela, une évaluation sur le long terme est réalisée, ainsi que sur certains événements.

3.2 Présentation des jeux de données

Dans cette étude, dix-sept lysimètres issus de trois sites expérimentaux (OPE, GISFI, Fagnières) sont exploités. Ces sites sont tous les trois localisés dans la région du Grand Est (Figure 3.1), et sont assez proches (< 150 km). Les caractéristiques de ces lysimètres sont synthétisées dans la Table 3.1. Sur chaque site, une station météorologique est présente. Il est à noter que ces lysimètres ont principalement été exploités pour des aspects qualitatifs (Leyval et al., 2018; Yin, Beaudoin, et al., 2020), et rarement pour une analyse quantitative des flux drainés (Tribouillois et al., 2018).

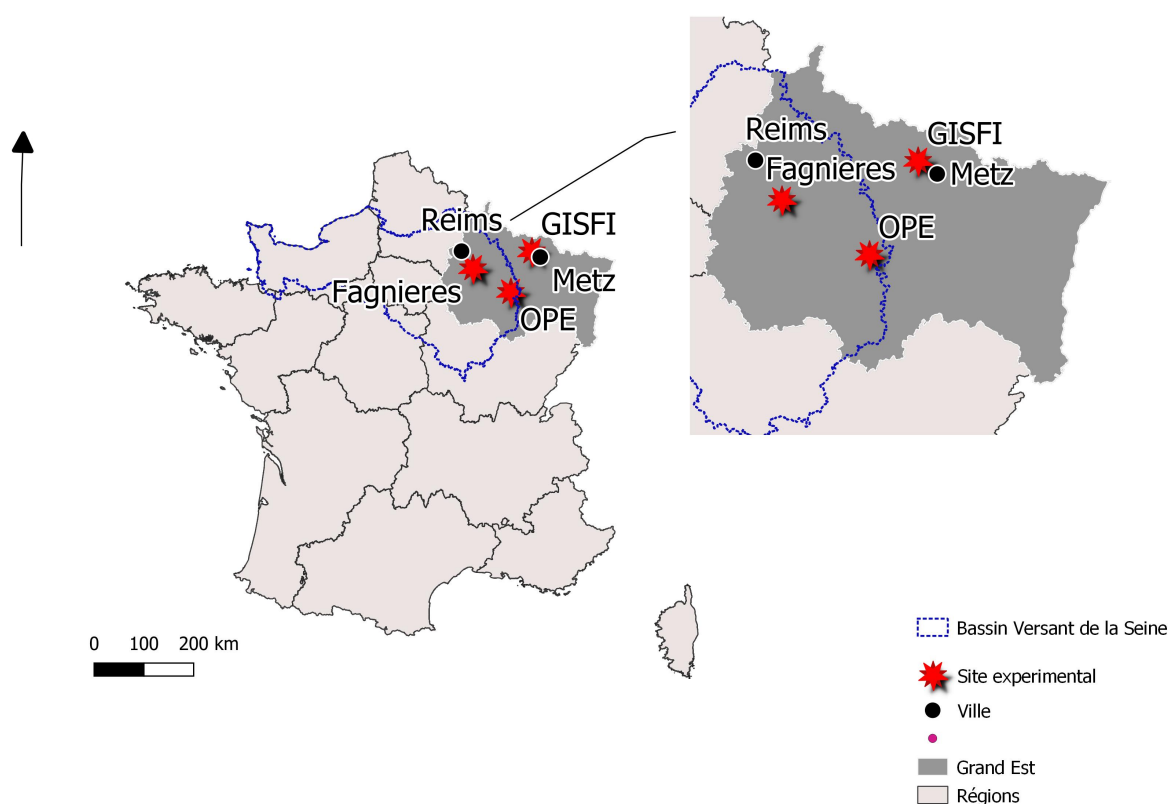


Figure 3.1: Localisation des lysimètres exploités dans cette étude.

Les lysimètres de l'OPE et du GISFI ont des caractéristiques relativement similaires et diffèrent fortement de ceux de Fagnières. En effet, ce sont des cylindres de 2 m de profondeur et de 1 m² de surface provenant du même fournisseur. Ils sont équipés de sondes de succion, de température ainsi que des sondes de réflectométrie à domaine temporel (TDR) pour mesurer la teneur en eau, à 0.50, 1.0 et 1.5 m de profondeur, avec une mesure supplémentaire à 0.2 m pour les lysimètres OPE. Le poids est mesuré en continu avec une précision de 0.1 kg donnant une idée de la variation du volume total d'eau du sol dans la colonne, et le compteur de basculement mesure le drainage à 2 m de profondeur. Les données sont suivies en continu toutes les heures à l'aide d'un enregistreur de données depuis 2009 pour le GISFI, et depuis 2014 pour l'OPE. Les

différences majeures entre l'OPE et le GISFI sont la méthode de mise en place des lysimètres et l'origine des sols. Les lysimètres de Fagnières sont des cases de 2 m de côté et 2 m de profondeur qui mesurent uniquement le drainage depuis 1975. Les sols dans ces lysimètres sont les "plus naturels" car ils n'ont pas été déplacés, ce sont les lysimètres qui ont été construits autour de ces sols. Plus de détails sont donnés par la suite.

Table 3.1: *Caractéristiques des lysimètres des trois sites expérimentaux OPE, GISFI et Fagnières. Dim: dimension des lysimètres "cyl*1*2" pour cylindre de 1 m de surface et 2 m de profondeur, et "car*2*2" pour case de 2 m de coté et 2 m de profondeur; Lysi: nombre de lysimètres utilisés, P: période d'analyse; Type: le type de mise en place des lysimètres: A pour sol conservé et déplacé, B pour sol perturbé et déplacé, C pour sol conservé et non déplacé; Sol; l'origine du sol; H: le nombre d'horizons du sol par lysimètre; Data: les mesures disponibles, avec: q, m, ω ψ et T le drainage à 2 m de profondeur, la masse totale, la teneur en eau, la pression matricielle et la température, respectivement, soit à 20-50-100-150 cm de profondeur (20-150), soit à 50-100-150 cm de profondeur (50-150).*

Site	Dim	Lysi	P	Type	Sol	H	Data
OPE	cyl*1*2	4	2014-2019	A	Cambisol	3	q;m; $(\omega; \psi; T)_{20-150}$
GISFI	cyl*1*2	3	2009-2016	B	Industriel-Cambisol	1-4	q;m; $(\omega; \psi; T)_{50-150}$
Fag.	cas*2*2	10	1975-2022	C	Rendzine	6	q



Figure 3.2: Les lysimètres: a) schéma d'une colonne lysimétrique, b) surface et occupation de sol pour des lysimètres, c) augets basculeurs mesurant le drainage à la base d'un lysimètre.

3.2.1 OPE

Trois lysimètres sur ce site ont été exploités (ci-après O1, O2, O3) (Table 3.2). Un quatrième n’a pas pu être utilisé suite à des défauts de mesures (ex.: lysimètre toujours saturée en eau, débordement, etc.). L’objectif principal du site de l’OPE est de décrire l’environnement avant et après la construction des installations de surface d’un dépôt profond de déchets radioactifs et de suivre son évolution. Ce site fait partie de l’infrastructure de recherche française OZ-CAR (Observatoires de la Zone Critique : Application et Recherche) dédiée à l’observation et à l’étude de la zone critique (Braud et al., 2020; Gaillardet et al., 2018).

Les lysimètres ont été remplis par des monolithes prélevés (Table 3.2). Le lysimètre O2 contient un sol Cambisol, soit caractérisé par l’absence de couches accumulées d’argile, d’humus, de sel soluble ou d’oxydes de fer et d’aluminium. Grâce à leur structure et leur contenu élevé en minéraux, ils sont généralement bien exploitables pour l’agriculture. Le sol des lysimètres O1 et O3 est du Cambisol hypereutrique avec différentes couches de calcaire. Ces trois lysimètres ont gardé leur végétation d’origine (prairie, sol sous forêt), mais aucun entretien ni désherbage n’a été réalisé. D’autres types de végétations sont également présents (Figure 3.2).

Table 3.2: Description des lysimètres de l’OPE : le sol d’origine, la couverture principale, le nombre d’horizons, la densité du sol, les textures moyennes (Sable, Argile, Limon) et teneur en matière organique (MO) à plusieurs profondeurs .

Station Experimentale Lysimètres	OPE		
	O1	O2	O3
Sol	HyCa*	Cambisol	HyCa*
Couverture	Herbe	Herbe	Herbe
Horizons	6	1	6
Densité (kg.m ⁻³)	1700	1700	1700
Texture+MO(%)	S, A, L, MO	S, A, L, MO	S, A, L, MO
Homogène	3.0, 36.0, 61.0 , 3.0	31.0, 41.0, 28.0 , 2.0	18.0, 47.0, 36.0 , 2.2
0.2m	11.0, 4.0, 85.0 , 7.0	50.4, 18.0, 31.6 , 7.3	24.0, 28.0, 48.0 , 3.0
0.5m	0.0, 67.0, 37.0 , 2.2	42.0, 27.0, 31.0 , 1.0	16.0, 53.0, 31.0 , 1.4
1m	0.0, 19.0, 81.0 , 0.6	22.0, 6.0, 72.0 , 0.2	16.0, 53.0, 31.0 , 1.4
1.5m	0.0, 19.0, 81.0, 0.6	22.0, 6.0, 72.0 , 0.2	16.0, 53.0, 31.0 , 1.4

*Hypereutric Cambisol

3.2.2 GISFI

La station expérimentale du GISFI à Homécourt (49°21’N, 5°99’E) possède une dizaine de lysimètres. Pour cette étude, j’ai exploité quatre de ces lysimètres (ci-après G1, G2, G3, G4) correspondant aux sols les plus naturels sur ce site (Table 3.3). Le GISFI se concentre sur la compréhension de l’évolution de la pollution et le développement de solutions de décontamination (Huot, Morel, et al., 2015; Lemaire et al., 2019; Ouvrard et al., 2011; Rees et al., 2020) et participe à l’étude collaborative TEMPOL (Observation sur le long TERMe

de sols POLLués) avec l’infrastructure d’observation allemande TERENO (Terrestrial Environmental Observatories (Zacharias et al., 2011) afin d’étudier in situ les transferts de polluants (Leyval et al., 2018). Trois de ces lysimètres (G1, G2 et G3) contiennent des sols reconstruits (Technosol Spolic Toxic) qui ont été prélevés à Neuves-Maisons, une friche industrielle d’une cokerie présentant une contamination (HAP, hydrocarbures, (Monserie et al., 2009; Ouvrard et al., 2011; Sterckeman et al., 2000)). Ces trois lysimètres ont été remplis en septembre 2007 et le sol a été progressivement et manuellement compacté tous les 0.3 m pour atteindre une densité apparente donnée. Les lysimètres G1 et G2 ont été maintenus en sol nu, tandis que le lysimètre G3 a été recouvert de végétation (luzerne). Le lysimètre G4 a été rempli par un monolithe de Cambisol de Noyelles-Godault et est recouvert d’herbe.

Table 3.3: Description des lysimètres du GISFI : le sol d’origine, la couverture principale, le nombre d’horizons, la densité du sol, les textures moyennes (Sable, Argile, Limon) et teneur en matière organique (MO) à plusieurs profondeurs (en %).

Station Experimentale Lysimètres	GISFI			
	G1	G2	G3	G4
Sol	Technosol	Technosol	Technosol	Cambisol
Couverture	Nu	Nu	Luzerne	Herbe
Horizons	1	1	1	4
Densité (kg.m ⁻³)	1300	1300	1300	1300
Texture+MO(%)	S, A, L, MO	S, A, L, MO	S, A, L, MO	S, A, L, MO
Homogène	61.6, 14.3, 24.1, 11.4	61.6, 14.3, 24.1, 11.4	62.4, 15.2, 22.4, 10.5	32.0, 25.0, 43.0, 10.5
0.2m	””	””	””	20.0, 15.0, 75.0
0.5m	””	””	””	17.0, 26.0, 57.0
1m	””	””	””	34.0, 33.0, 33.0
1.5m	””	””	””	56.0, 24.0, 20.0

3.2.3 Fagnières

La station expérimentale de Fagnières se situe dans le nord-est de la France, en région Champagne (49°95 N; 4°31 E) et a été créée en 1975, principalement pour étudier les transferts d’azote dans la zone non saturée (J. Ballif et al., 1996; Constantin et al., 2010; Sebilo et al., 2013; Yin, Beaudoin, et al., 2020).

Cette station est équipée d’une station météorologique ainsi que de douze lysimètres (J. Ballif et al., 1996). Ces lysimètres sont des cases de 2 m de côté, une sans fond, une de 1.5 m et dix de 2 m de profondeur. Ces lysimètres ont été construits autour des sols originaux sur place (Figure 3.3). Le sol est peu évolué en surface, de type rendzine hyper-calcaire, caractérisé par une litière de type mull où la dégradation est de la matière organique est importante. Cette rendzine repose sur une roche mère calcaire couche, où des zones altérées par des phénomènes de cryoturbation peuvent être présentes (Table 3.4). Ces sols sont riches en calcaire et pauvres en argile, et sont représentatifs de la région.

Sur ce site, plusieurs cultures ont été mises en place (Table 3.5). Les principales cultures sont des rotations alternant du blé d’hiver (B), des betteraves sucrières (BS), de l’orge de printemps (O), du pois (P) et des cultures intermédiaires pièges à nitrate (notamment le radis (CI)).

Trois périodes sont à distinguer. Une première période de 14 ans (P1) (1975-1988) caractérisée par des rotations B-BS. Une seconde période de 14 ans (P2) (1989-2002) où le pois est ajouté

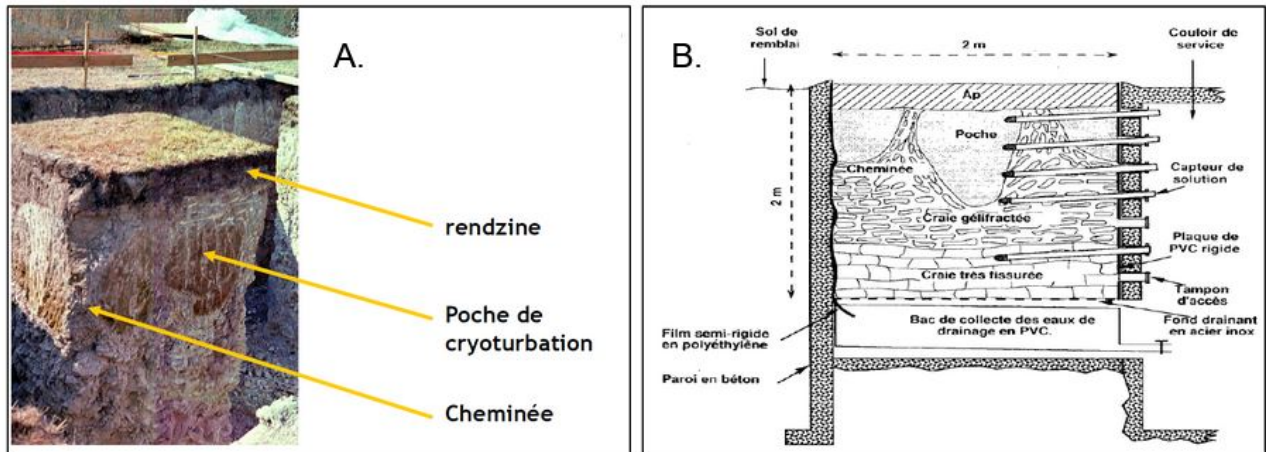


Figure 3.3: A. Photo d'un monolithe de sol découpé sur place avant d'être inclus dans les lysimètres de Fagnières; B. Schéma représentant les horizons pour ces sols d'après J.-L. Ballif et al. (1983).

Table 3.4: Caractéristiques des sols contenus dans les lysimètres de Fagnières. Des mesures de densité apparente, matière organique (MO), limon, argile et sable ont été réalisées dans chaque horizon disponible (en %).

Horizons	Profondeur (cm)	Densité apparente ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	MO ($\frac{\%}{\%}$)	Limon (%)	Argile (%)	Sable (%)
Ap	0-28	1.3	34.4	41.5	32.1	26.4
A1	28-35	1.3	9.3	39.9	17.9	42.2
C1	60-80	1.3	1.35	38.2	11.9	49.9
C2	90-100	1.3	0	34.9	16.1	49
C3	140-150	1.3	2.2	70.9	14.4	14.7
R1	150-160	1.3	0	37.9	27.3	34.8

Table 3.5: Liste des couvertures végétales disponibles sur le site de Fagnières.

Végétations	Nu	Vigne	Luzerne	Herbe	Radis	Blé	Betterave	Pois	Orge
Symboles	Nu	Vigne	Luz	Herbe	CI	B	BS	P	O

(B-BS-P). Une troisième période de 17 ans (P3) (2003-2022) où le pois est remplacé par de l'orge (B-BS-O). La séquence de rotation est alors caractérisée de la manière suivante (Figure 3.4) :

- pour la période P1 (rotation de 2 ans) : la betterave est semée entre avril et novembre, puis le blé d'hiver est présent entre novembre et aout. Ainsi, entre la rotation B-BS, le sol est laissé à nu entre aout et avril.
- pour les périodes P2 et P3 (rotation de 3 ans) : la betterave est semée entre avril et novembre, le blé d'hiver entre novembre et aout, et l'orge ou le pois entre mars/avril et aout. Le sol est laissé à nu entre aout et avril, ou bien recouvert de radis.

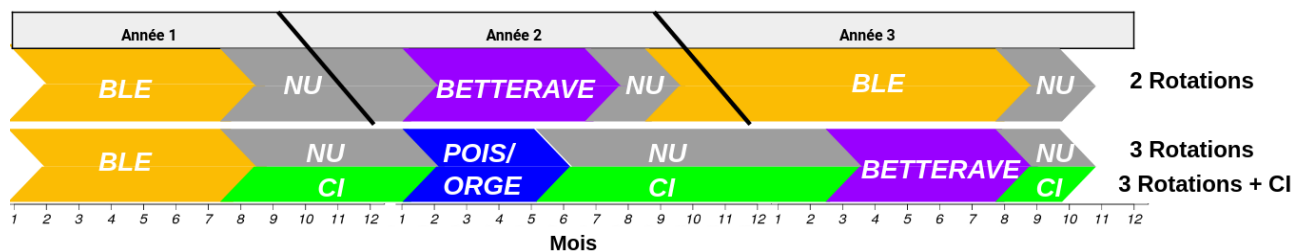


Figure 3.4: Schéma des rotations mis en place sur le site de Fagnières : 2 rotations, 3 rotations, et 3 rotations avec des cultures intermédiaires (noté CI). Un cycle sur 3 années est représenté, les chiffres sur l'abscisse indiquant le mois de l'année (1: Janvier, 12: Décembre)

Pour cette étude, les 10 lysimètres de 2 m de profondeur sont utilisés (Table 3.6). Un lysimètre a été maintenu en sol nu depuis le début (L6), tandis que pour les autres, l'occupation du sol a varié selon les trois périodes décrites précédemment. Trois couples de deux lysimètres ont les mêmes séquences de rotations depuis 1991, sans et avec culture intermédiaire : L1 et L3, L8 et L9, L12 et L11. Chaque couple commence sa rotation avec une année d'écart. Le sol a été travaillé en surface, soit par du labour sur les 20 premiers centimètres du sol sur certains lysimètre (L1, L3, L4, L8, L9, L11, L12), soit par des pratiques culturales simplifiées (TCS) qui visent à limiter le travail artificiel du sol (L2 et L10). Un apport en matière organique (MO) sur le lysimètre L8 a été réalisé. Puis, des apports différents en fertilisant (nitrate) ont été appliqués : conventionnels (selon l'Association Régionale d'Etudes des Productions Végétales en Champagne (AREP)), correspondant à une fertilisation optimale, ou réduits de 40%.

Le drainage à 2 m de profondeur est collecté tous les jours depuis 1975. Les échantillons sont gardés dans un réservoir avant d'être récupérés chaque mois. Des mesures de nitrate et d'ammonium ont aussi été réalisées (Yin, Beaudoin, et al., 2020). Contrairement aux lysimètre de l'OPE et du GISFI, seul le drainage est mesuré sur les lysimètres de Fagnières (Table 3.1).

3.2. PRÉSENTATION DES JEUX DE DONNÉES

Table 3.6: Description des lysimètres de Fagnières sur les périodes P1 (1975-1988), P2 (1989-2002) et P3 (2003-2022). Les principaux couverts disponibles B-BS, B-BS-P, B-BS-O, Herbe, respectivement B-BS, rotations B-BS-P, rotations B-BS-O, herbe, Vigne, et sol nu. La présence de culture intermédiaire (CI) est symbolisée par Yes. Les traitements du sol disponibles sont labour ou techniques culturales simplifiées (TCS). Différentes doses de fertilisant ont été apportés (== : optimal et ↓ réduit à 40%. Un apport de matière organique a été également réalisé sur le lysimètre 8.

Case	Période	Couverts principaux	CI	Traitement du sol	Fertilisant	MO
L1	P1	B-BS	-	Labour	==	
	P2	B-BS-P 1989	-			
	P3	B-BS-O	-			
L3	P1	B-BS	-	Labour	==	
	P2	B-BS-P 1989	Yes			
	P3	B-BS-O	Yes			
L2	P1	Vineyard	-	TCS	==	
	P2	P & B-BS	-			
	P3	B-BS-O	-			
L4	P1	Herbe	-	Labour	==	
	P2	Herbe	-			
	P3	Nu B-BS-O	-			
L6	P1-P2-P3	Nu	-	Nd	Nd	
L8	P1	B-BS	-	Labour	==	x2
	P2	B-BS-P 1991	-			
	P3	B-BS-O	-			
L9	P1	B-BS	-	Labour	==	
	P2	B-BS-P 1991	Yes			
	P3	B-BS-O	Yes			
L10	P1	B-BS	-	TCS	==	
	P2	B-BS	-			
	P3	B-BS-O	-			
L11	P1	B-BS	-	Labour	==	
	P2	B-BS-P 1990	Yes			
	P3	W-S-O	Yes			
L12	P1	B-BS	-	Labour	==	
	P2	B-BS-P 1990	-			
	P3	W-S-O	-			

Bilan de section

Dans cette thèse, une quinzaine de lysimètres vont être analysés. Ils sont localisés dans la région du Grand-Est, et proviennent de trois sites différents : l'OPE, le GISFI et Fagnières. Ils donnent accès à la recharge locale par des mesures de drainage et vont permettre de comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères, en particulier lors d'événements intenses.

- *OPE et GISFI : sur ces sites, des mesures de pressions matricielles et de teneurs en eau vont permettre de suivre l'infiltration à plusieurs profondeurs.*
- *Fagnières : sur ce site, des chroniques de drainage très longues (> 50 ans) sont disponibles. Sur la plupart de ces lysimètres, des rotations de culture sont mises en place.*

3.3 Contexte et évolution de la recharge des aquifères sur Fagnières

Dans cette section, l'analyse est réalisée uniquement sur les lysimètres de Fagnières qui disposent d'une chronique de près de 50 ans. Rappelons que seulement le drainage est mesuré sur ces lysimètres.

3.3.1 Une tendance à la baisse de la recharge sur 50 ans

En étudiant le drainage sur les années hydrologiques (septembre à septembre), on constate que le drainage sur l'ensemble des lysimètres évolue avec une tendance significative à la baisse sur les 50 ans de mesures du site de Fagnières (Figure 3.5).

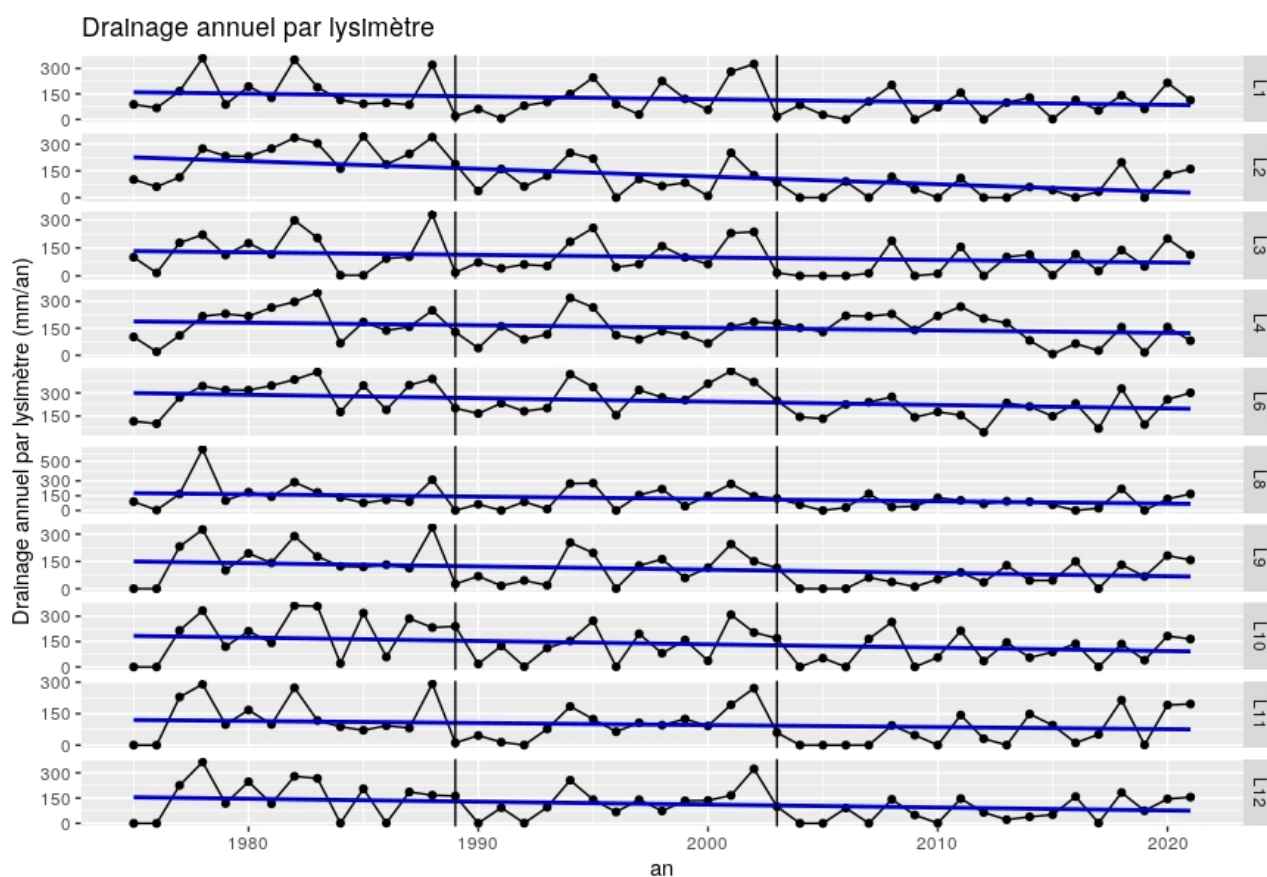


Figure 3.5: Évolution du drainage annuel ($mm.an^{-1}$) pour chaque lysimètre de Fagnière entre 1975 et 2022 (cumul sur les années hydrologiques).

Le lysimètre L6, qui est en permanence maintenu en sol nu, draine en moyenne $250 mm.an^{-1}$, avec des écoulements annuels pouvant atteindre $440 mm.an^{-1}$ en 2001. Calculée avec une régression par les moindres carrés, le drainage sur ce lysimètre a une tendance significative à la baisse ($-24 mm$ tous les 10 ans). Concernant les autres lysimètres, une diminution du drainage annuel est aussi observée, avec une moyenne de $22 mm$ tous les 10 ans. Si ce comportement est similaire à celui du sol nu, la seule attribution aux tendances climatiques est plus difficile du fait des modifications de cultures. Il faut également tenir compte des possibles transformations

des sols contenus au sein de ces lysimètres, comme des phénomènes de tassements (Lepore et al., 2011; Tifafi et al., 2017; Watteau et al., 2018), des appauvrissements/enrichissements en matière organique (Sebilo et al., 2013; Yin, Beaudoin, et al., 2020), qui peuvent accentuer ces tendances observées.

Avec l'analyse combinée des mesures atmosphériques de la station météorologique présente sur le site et du drainage observé sur le seul lysimètre à sol nu, (lysimètre L6), on peut comparer sur les années hydrologiques, le rapport du cumul du drainage sur celui des précipitations ($\frac{Q_{L6}}{P}$)_{annuel} (Figure 3.6). Les précipitations ont une tendance non significative à la hausse (+8.8 mm.10ans⁻¹). Cependant, on constate une diminution significative du ratio ($\frac{Q_{L6}}{P}$)_{annuel} (p-value = <0.001). Cette diminution, sans lien avec les précipitations, ne peut s'expliquer que par une augmentation de l'évapotranspiration (Haidu and Nistor, 2020; Yin, Beaudoin, et al., 2020). Cette tendance à la baisse se retrouve également dans les données piézométriques de l'aquifère superficiel le plus proche du site (piézomètre 01584X0023LV3, Grandes Loges, 7 km de Fagnières, 30 m de profondeur, Craie de du Séno-Turonien) entre 1976 et 2022 sur la valeur moyenne annuelle des niveaux piézométriques (-0.2 m.10ans⁻¹).

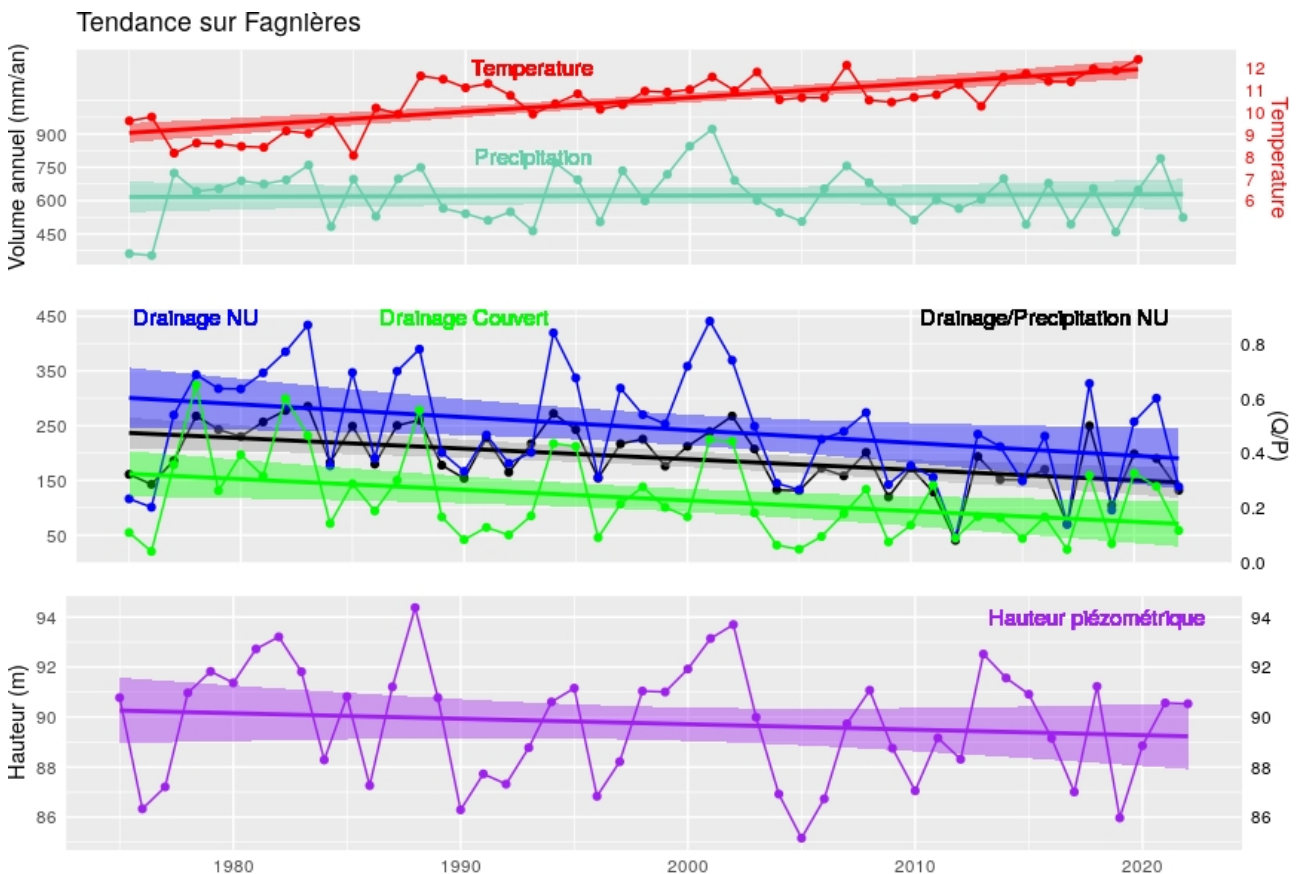


Figure 3.6: Entre 1975 et 2022 sur le site de Fagnières, évolution des températures de l'air à 2 m (rouge), des Précipitations (azur), des Drainages en sol nu (bleu) et sous couvert (vert) sur les années hydrologiques. Le ratio Drainage/Précipitation pour le lysimètre à sol nu est aussi représenté (en noir, échelle de droite), comme le niveau piézométrique moyen (violet) observés sur le piézomètre 01584X0023LV3 (Grandes Loges, 7 km de Fagnières).

3.3. CONTEXTE ET ÉVOLUTION DE LA RECHARGE DES AQUIFÈRES SUR FAGNIÈRES

En réalisant cette analyse par saison (Figure 3.7), on note que l'augmentation des températures est plus importante au printemps et surtout en été. En été, les écoulements sont déjà très limités, et donc il n'y a pas de tendance sur le drainage. La diminution du drainage est sensible en automne et au printemps, pour toute occupation de sol. En hiver, le drainage est surtout dirigé par les précipitations.

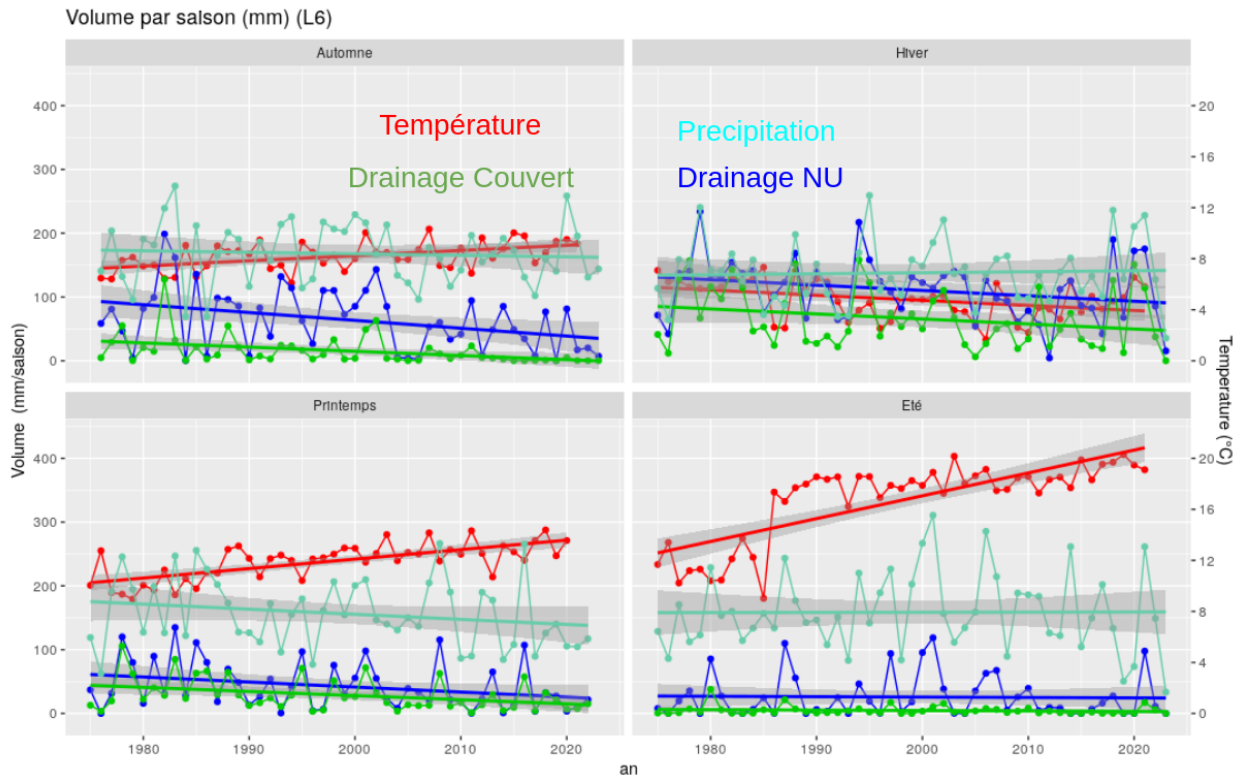


Figure 3.7: Précipitation (azur) et Drainage par saison sur le lysimètre 6 à sol nu (bleu) ou couvert (vert) entre 1975 et 2022 (Fagnières). Les températures sont représentées en rouge.

La forte évolution du drainage semble ainsi plus contrainte par l'évolution de l'évapotranspiration que par celle des précipitations. Il est ainsi difficile de comparer les 3 types de rotations qui s'étendent chacune sur plus de 15 ans (Table 3.6). Une analyse est alors réalisée sur trois périodes différentes : la période P1 (1975-1988), la période P2 (1989-2003), et la période P3 (2003-2022).

3.3.2 Effet des pratiques culturales sur la recharge des aquifères

Une analyse de la variance (ANOVA) est utilisée pour déterminer si les moyennes d'une variable numérique sont différentes selon plusieurs groupes (Table 3.7). Ici, l'analyse se porte sur les volumes drainés et le nombre de jours avec présence de drainage ($> 1 \text{ mm.j}^{-1}$) sur l'ensemble des lysimètres, en fonction des facteurs qui sont disponibles, i.e. les précipitations, l'occupation du sol et la présence de culture intermédiaire. Ainsi, si on considère l'effet de la rotation présente, on remarque des écarts significatifs sur le drainage pour l'ensemble de la période, indépendamment de la saison. Si on cible uniquement la période P1, les différences entre cultures se ressentent surtout en été.

Table 3.7: Tests anova sur les facteurs influants le drainage à l'échelle annuelle (Annuel) et par saison (Aut.: automne, Hiv.: hiver, Ete.: été, Print.: printemps).

Niveau de significativité : * = $p < 0.10$, ** = $p < 0.05$, *** = $p < 0.01$, nx : pas de différence, nd: non disponible. V: Volume drainé annuellement et par saison, N: Nombre de jours de drainage annuellement et par saison (Fagnières).

		Total observation		P1		P2		P3	
		(1975-2022)		(1975-1988)		(1989-2002)		(2003-2022)	
Facteur		V	N	V	N	V	N	V	N
Climat	Annuel	***	***	***	***	***	***	nx	nx
	Aut.	**	**	**	**	nx	nx	nx	nx
	Hiv.		***						
	Ete.		***					nx	nx
	Print.		***						
Culture	Annuel	***	***	***	***	nx	nx	nx	nx
	Aut.		***	nx	nx	nx	nx	nx	nx
	Hiv.		***	nx	nx	nx	nx	nx	nx
	Ete.		***			nx	nx	nx	nx
	Print.		***	nx	nx	nx	nx	nx	nx
CI	Annuel	nx				*	*	nx	nx
	Aut.	**	**			**	**	**	**
	Hiv.	nx	nx	nd	nd	nx	nx	nx	nx
	Ete.	nx	nx			nx	nx	nx	nx
	Print.	nx	nx			nx	nx	nx	nx

Pour mieux comprendre ces différences, les cycles moyens mensuels de drainage sont illustrés par lysimètre et par occupation du sol pour chacune des trois périodes (Figure 3.8). Pour le lysimètre L6, dont les volumes écoulés diminuent au cours des 3 périodes (en accord avec la Figure 3.5), cette diminution se fait principalement ressentir en période hivernale, notamment sur la période P3 entre octobre et février (ex.: : P2 = 55 mm.mois^{-1} à P3 = 38 mm.mois^{-1} en novembre). Ensuite, ce lysimètre se distingue des autres, avec toujours plus d'écoulement mensuel en période hivernale (en moyenne 20 mm.mois^{-1}) et des périodes de drainage plus longues (entre novembre et mai). Le lysimètre L4, recouvert d'herbe, se distingue sur cette période P1.

3.3. CONTEXTE ET ÉVOLUTION DE LA RECHARGE DES AQUIFÈRES SUR FAGNIÈRES

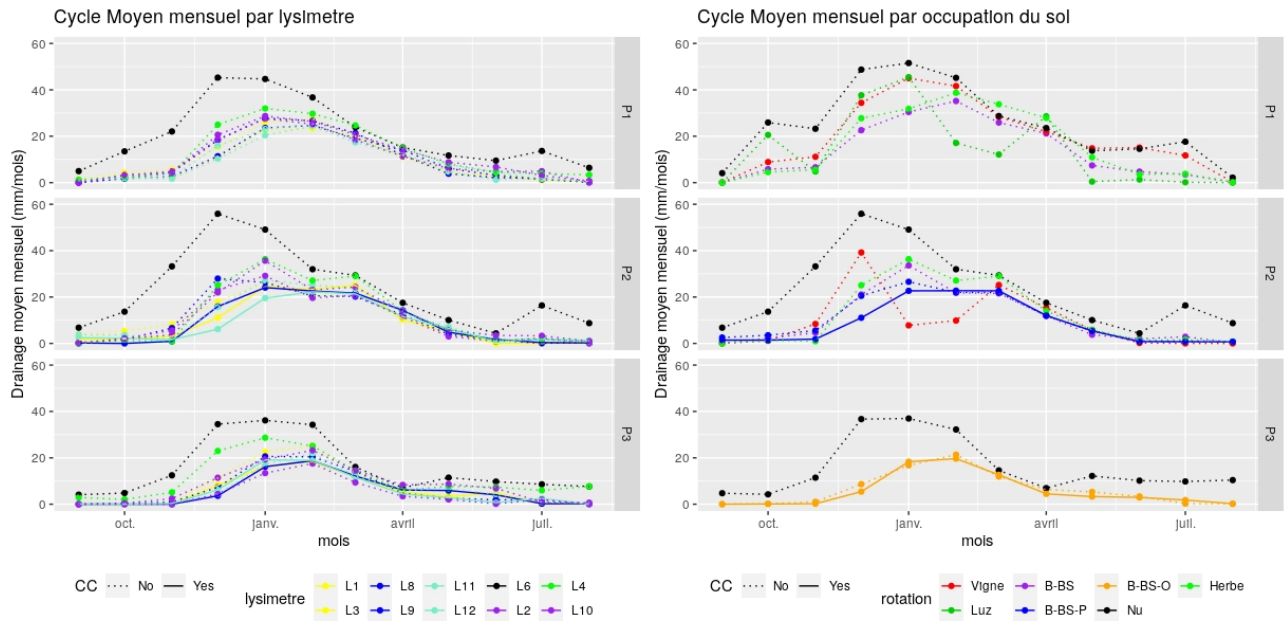


Figure 3.8: Cycle de drainage moyen annuel (octobre à octobre) sur les périodes P1 (1975-1988), P2 (1989-2002) et P3 (2003-2022) par lysimètre (à gauche) et par couverts présents (à droite) à Fagnières.

Si on s'intéresse aux différences de comportement du drainage par occupation du sol et non plus par lysimètre, on note que la présence de végétation diminue les drainages mensuels par rapport à un sol nu (L6, L4 entre 2003-2013) avec des drainages mensuels maximaux qui apparaissent plus tard et qui sont moins importants (max. 55 mm.mois^{-1} en décembre et janvier). La vigne étant peu développée sur la période P1 (L2), elle a un comportement similaire au sol nu, ainsi qu'à l'herbe (L4, P1). Les drainages maximaux sont retardés d'un mois pour les rotations B-BS et B-BS-P en P2, et même de deux mois pour la rotation B-BS-O en P3. De plus, les intensités maximales sont plus faibles pour un sol couvert (-31, -61 et -63% B-BS, B-BS-P, et B-BS-O respectivement.)

Le nombre de jours de drainage et les volumes drainés à l'échelle annuelle sont présentés dans la Figure 3.9. Ils permettent de mieux comprendre les différences de réactions du drainage selon l'occupation du sol. Pour chaque période et chaque couvert, le nombre de cas (année x lysimètre) est indiqué en haut (par exemple, pendant la période P1, il y a un seul lysimètre à sol nu sur 14 ans, idem pour un couvert avec herbe ou vigne sur cette période, alors qu'il y a sept lysimètres avec une rotation B-BS). Notons qu'ici les lysimètres avec ou sans culture intermédiaire ne sont pas distingués. En comparant la réaction d'un sol nu avec les autres couverts sur les mêmes périodes (i.e., comparaison sol nu vs B-BS-O uniquement en P3), il apparaît une réduction du nombre de jours de drainage par an par rapport à un sol nu de 41, 34, 20, 47 et 66% pour respectivement B-BS, Herbe et Vigne sur la période P1, B-BS-P sur la période P2, et B-BS-O sur la période P3. Cela s'explique par des périodes de drainage qui sont réduites lorsque les sols sont couverts (Figure 3.8).

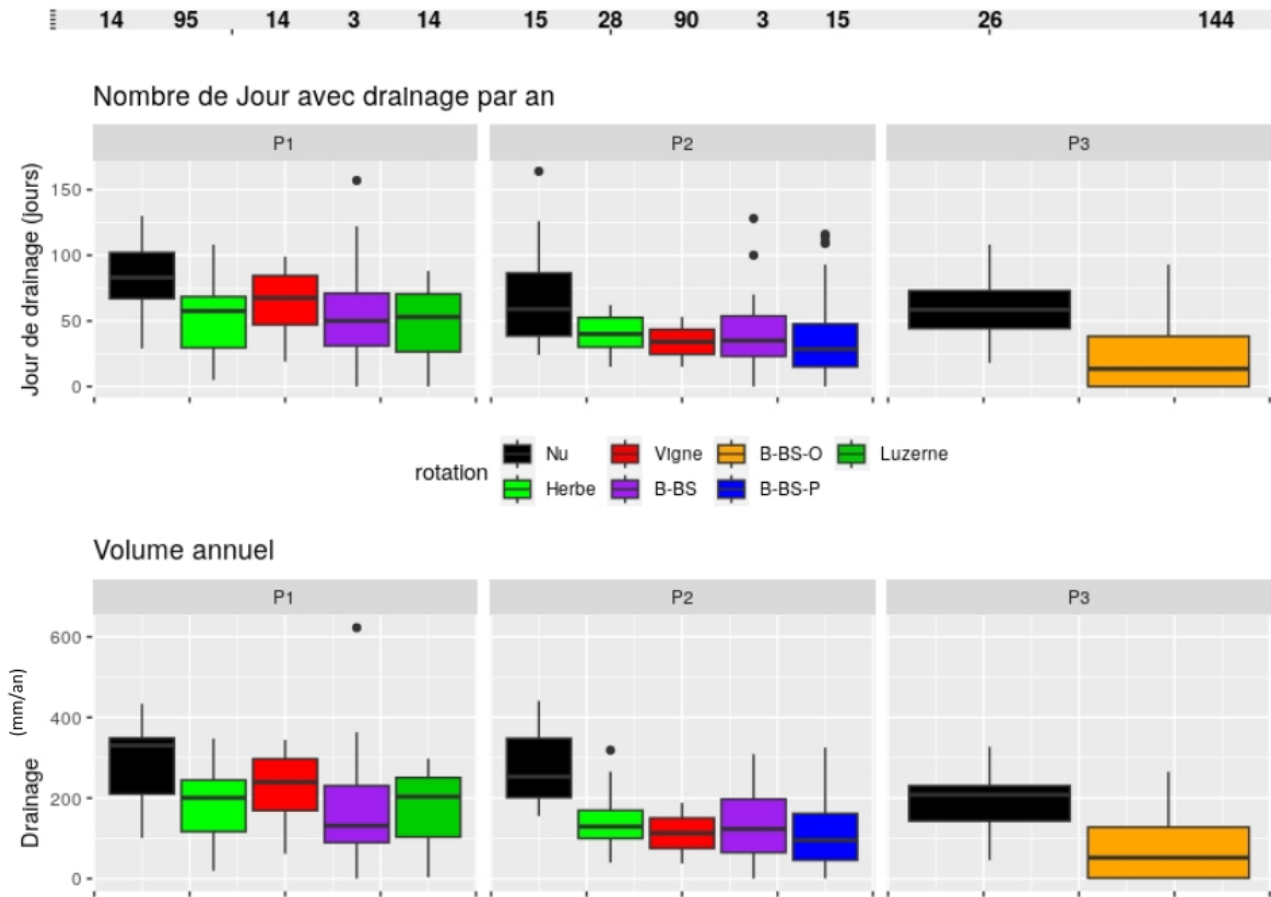


Figure 3.9: Nombre de jours avec drainage ($> 1\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$, en haut) et volume annuel drainé (mm, année hydrologique, en bas), sur les 3 périodes P1, P2 et P3, et pour chaque occupation des sols. Le nombre de cas (année \times lysimètre) utilisé dans le boxplot est indiqué dans la ligne du haut. Chaque boxplot indique la médiane, les premier et troisième quartiles, et les "moustaches" s'étendent de Q1 et Q3 aux points de données les plus extrêmes

On constate également une réduction des volumes drainés par rapport au sol nu de 50, 42, 42.2, 58 et 63% B-BS, Herbe et Vigne sur la période P1, B-BS-P sur la période P2, B-BS-O sur la période P3. Les volumes annuels baissent pour tous les couverts entre les périodes P1 et P3, et l'écart avec le sol nu s'accroît.

La présence de cultures intermédiaires impacte les écoulements en automne (Table 3.7). Pour illustrer ce fait, la Figure 3.10 présente le cycle moyen mensuel de drainage entre lysimètre avec et sans culture intermédiaire pour les rotations B-BS-P (P2), B-BS-O (P3), ainsi que pour le lysimètre à sol nu. L'ajout de culture intermédiaire réduit le drainage annuel de $16.33\text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ en moyenne sur les deux rotations, avec un écart plus marqué sur la période P2, pour la rotation B-BS-P ($20.29\text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$), notamment entre octobre et Janvier jusqu'à ($10\text{ mm}\cdot\text{mois}^{-1}$ en décembre). On retrouve bien une réduction des écoulements avec l'introduction des cultures intermédiaires, plutôt en automne (en pourcentage). Cependant, pour la rotation B-BS-O, on a également une réduction des écoulements en avril et mai, correspondant à une période où les radis peuvent être introduits (Figure 3.4).

3.3. CONTEXTE ET ÉVOLUTION DE LA RECHARGE DES AQUIFÈRES SUR FAGNIÈRES

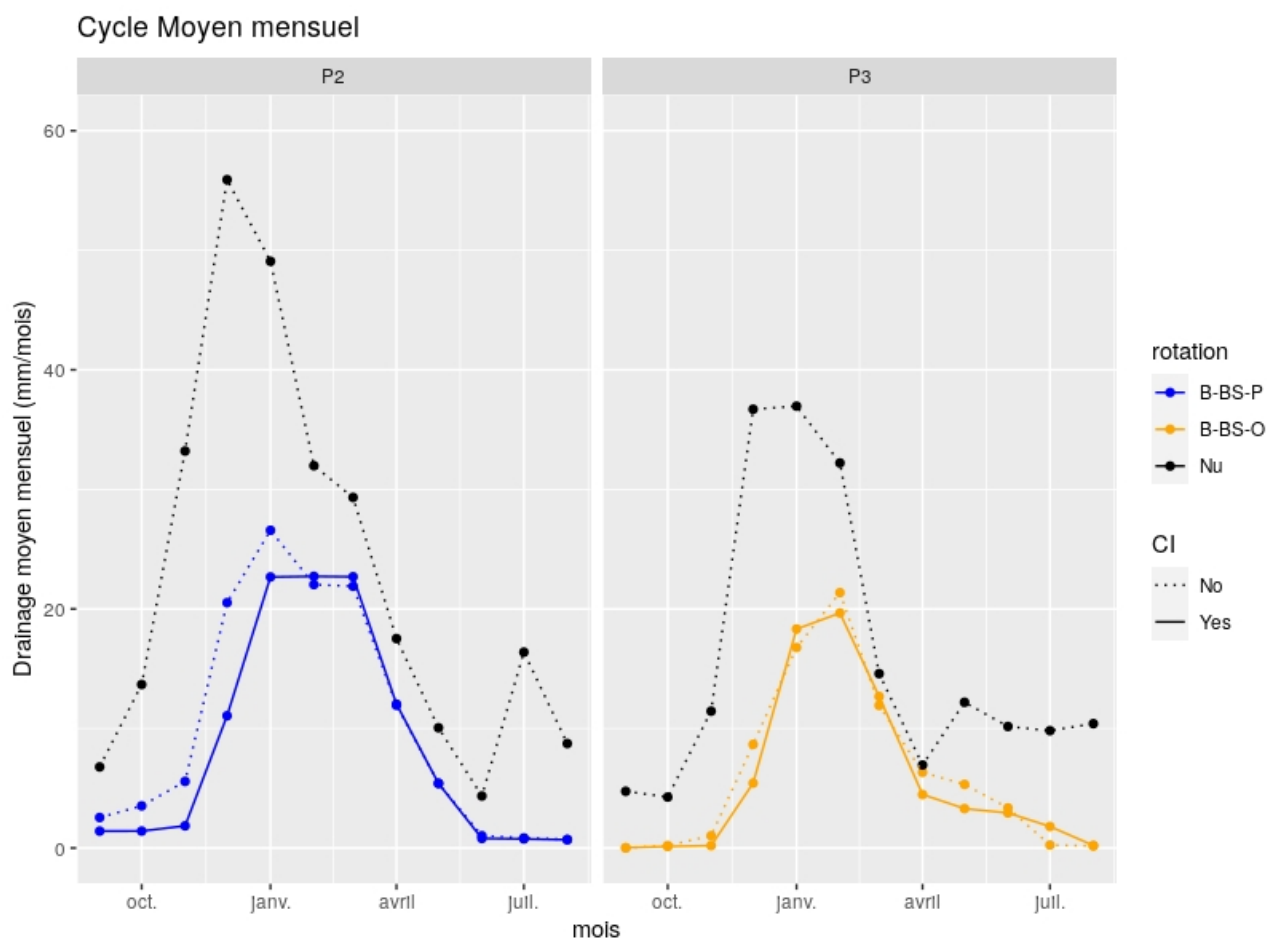


Figure 3.10: Comme dans la Figure 3.8, le cycle moyen annuel est représenté, en différenciant cette fois-ci les rotations sans culture intermédiaire (en trait hachuré) et les rotations avec culture intermédiaire (en trait plein). En guise de comparaison, le cycle annuel du lysimètre à sol nu est aussi représenté.

Bilan de Section

Sur le site de Fagnières avec des chroniques de drainage de plus de cinquante ans, j'ai mis évidence :

- Une tendance à la baisse du drainage, contrainte par l'augmentation de l'évapotranspiration.
- Cette tendance est en cohérence avec l'évolution des niveaux piézométriques observées à proximité.
- La présence d'un couvert réduit les périodes et les volumes de drainage annuels.
- Cette réduction est accentuée par la présence de rotations, et de culture intermédiaires.

3.4 La réponse du drainage aux événements de précipitations intenses

3.4.1 Sélection et caractérisation des précipitations intenses et des drainages associés

Dans cette thèse, les évènements de précipitations intenses sont identifiés comme le quantile 99 des jours de précipitation ($>1 \text{ mm.j}^{-1}$). Sur Fagnières, entre 1975 et 2022, cela représente une intensité de précipitations $\geq 23 \text{ mm.j}^{-1}$, alors que sur le GISFI (2009-2016) et l'OPE (2014-2020), les pluies intenses correspondent à une intensité plus forte (29 mm.j^{-1}).

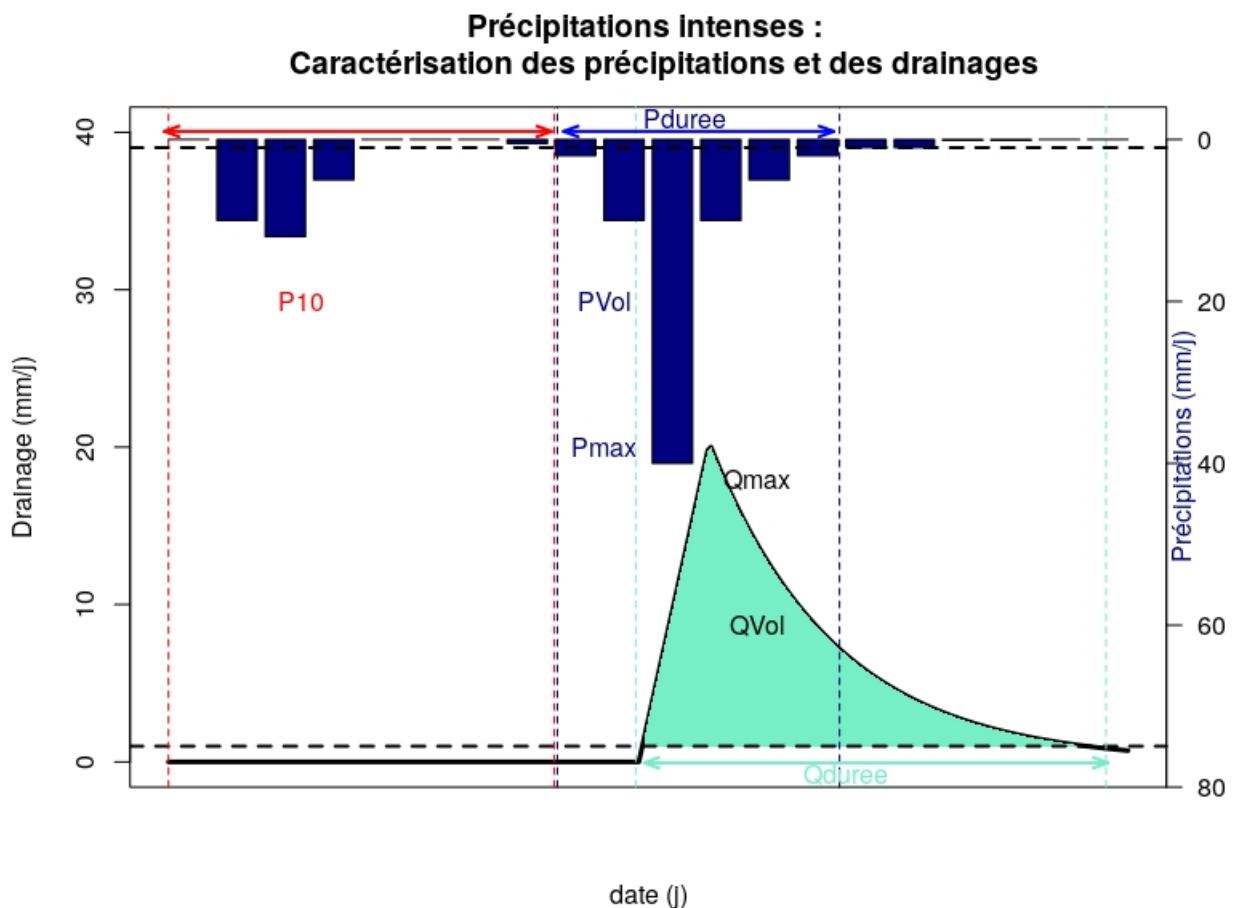


Figure 3.11: Caractérisation d'un évènement de précipitation intense par son intensité maximale (P_{max}), son volume (P_{vol}) et sa durée (P_{duree}). Le volume de pluie antécédent à cet évènement est aussi calculé sur 10 jours (P_{10}). De la même manière, le drainage engendré par une pluie intense est caractérisé (Q_{max} , Q_{vol} et Q_{duree}).

Afin d'étudier l'impact de ces épisodes, il a d'abord fallu caractériser ces évènements (Figure 3.11). De fait, il n'est pas possible d'isoler la réponse à une seule journée de précipitation intense. En effet, l'évènement de précipitation peut durer plusieurs jours, commençant avant et se terminant après la précipitation intense. J'ai ainsi caractérisé l'épisode de précipitation intense par le nombre de jours avec présence de précipitation ($P > 1 \text{ mm.j}^{-1}$ $P_{intDuration}$). Sur cette

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

période, le cumul de précipitation ($P_{int_{Volum}}$) est calculé. Ainsi, un événement de précipitation intense est caractérisé par une intensité maximale de précipitation ($P_{int_{Maximal}}$) correspondant à l'événement de précipitation intense sélectionné par le quantile 99, par les précipitations cumulées sur l'épisode et par la durée de l'événement. De plus, les cumuls de précipitation sur 10 et 30 jours avant l'événement sont aussi déterminés ($P_{int_{Antecedent}}$), permettant d'avoir un proxy sur les conditions initiales du sol.

La réponse du drainage à ces événements de précipitations intenses est également complexe à isoler, puisque la réponse peut durer longtemps après l'épisode, mais également commencer dès le début de l'épisode. La réponse du drainage est caractérisée de la manière suivante : la durée de drainage ($Q_{Duration}$) correspondant à la durée où le drainage est supérieur à 1 mm.j^{-1} , le volume de drainage (Q_{Volum}) sur cet événement, et l'intensité maximale de drainage ($Q_{Maximal}$) pour chaque lysimètre et chaque événement de précipitation intense.

3.4.2 Occurrence des précipitations intenses

Cette méthode a permis de sélectionner plus de cent événements de précipitations intenses sur les trois sites : 11, 13 et 85 événements sur l'OPE, le GISFI et Fagnières respectivement.

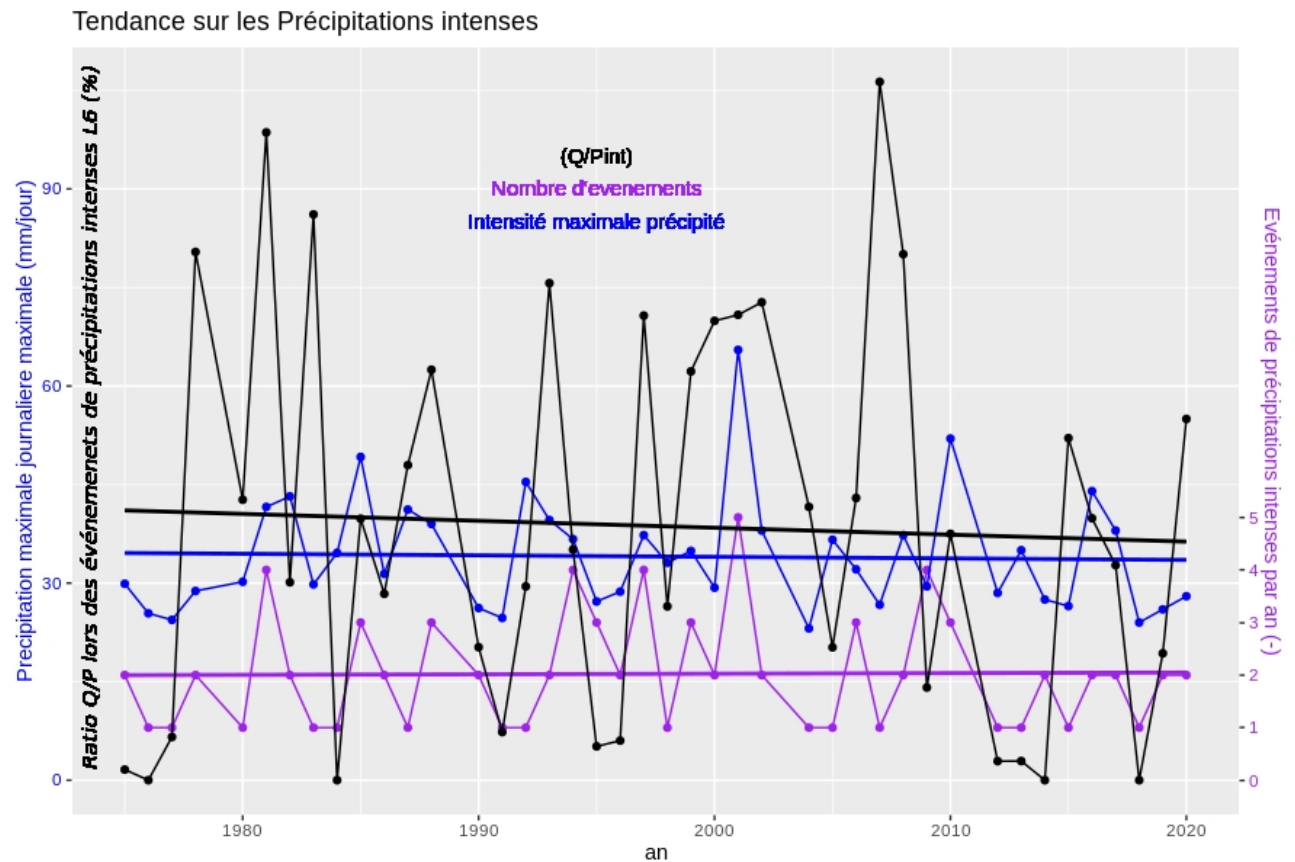


Figure 3.12: Nombre d'événements de Précipitations intenses, intensité maximale de ces précipitations, et ratio moyen Drainage/Précipitation pour ces épisodes sur le lysimètre L6 (en violet, bleu et noir, respectivement) entre 1975 et 2022 sur Fagnières.

Sur l'ensemble des chroniques de précipitations, ils représentent une infime partie des durées de précipitations (4.5 et 2%) mais sont responsables de 15% des précipitations totales et apparaissent majoritairement en été et automne (46 et 26%, respectivement), associées à 30% à des vagues de chaleurs et des orages. L'intensité maximale journalière de précipitation est de 65 mm.j^{-1} le 5 juillet 2001 sur Fagnières, et 72 mm.j^{-1} au GISFI le 30 juin 2016 et à 40 mm.j^{-1} à l'OPE. Le volume maximal précipité sur l'ensemble d'un événement de précipitation intense est de 100 mm sur 8 jours (août 2010 à Fagnières).

Sur Fagnières (1975-2022), on ne détecte pas d'évolution significative de l'intensité des précipitations maximales journalières sur les épisodes de pluies intenses (p-value = 0.814), ni sur le nombre d'événements de précipitations intenses par an (p-value = 0.92) (Figure 3.12). Toutefois, ce résultat peut être relativisé par manque de précisions dans les données. Par exemple, avec des mesures plus fines (10 mm) et plus longues (1901–2000), Van Uytven et al. (2020) détectent à Uccle (Belgique) une tendance nette à la hausse des précipitations intenses, qu'ils associent à l'évolution des températures.

3.4.3 Répartition des écoulements lors des précipitations intenses

Sur le lysimètre L6, lors de ces événements, la part des précipitations qui génère de l'écoulement ($(\frac{Q}{P})_{pintenses}$) diminue, mais, reste de manière non significative (p-value = 0.77) contrairement à l'échelle annuelle (Figure 3.6). Cela est sans doute lié au fait que d'un épisode à l'autre, ces ratios évoluent entre 0% et 100%.

Pour ce lysimètre, le ratio moyen $(\frac{Q}{P})_{pintenses}$ est plus important qu'à l'échelle annuelle (Figure 3.13), indiquant qu'en moyenne, une part plus importante de ces précipitations génère un écoulement pour un sol nu. Ce ratio $(\frac{Q}{P})_{pintenses}$ évolue également entre lysimètres. Il est réduit en moyenne de deux tiers par rapport aux lysimètres à sols nus (L6), et notamment pour les lysimètres L3, L8, L9, L12. Finalement, le lysimètre à sol nu de Fagnières est le seul pour lequel le $(\frac{Q}{P})_{pintenses}$ est supérieur $(\frac{Q}{P})_{anuel}$, à l'exception du L12. Entre 11% (L8) et 18% (L6) des volumes drainés sur l'ensemble de la période sont générés par les précipitations intenses. Ces résultats sont confirmés sur le site du GISFI et de l'OPE. On y constate une réduction du ratio $(\frac{Q}{P})_{pintenses}$ de deux-tiers pour les lysimètres avec végétation (G3 et G4) par rapport aux lysimètres à sol nu (G1 et G2). Comme à Fagnières, $(\frac{Q}{P})_{pintenses}$ est inférieur à $(\frac{Q}{P})_{anuel}$. Notons que sur le lysimètre G3, seulement 7% des volumes drainés sur l'ensemble de la chronique sont générés par les précipitations intenses.

Contrairement à l'idée qu'on aurait pu se faire, la part des précipitations intenses générant un écoulement est relativement similaire à la part des précipitations générant un écoulement à l'échelle annuelle.

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

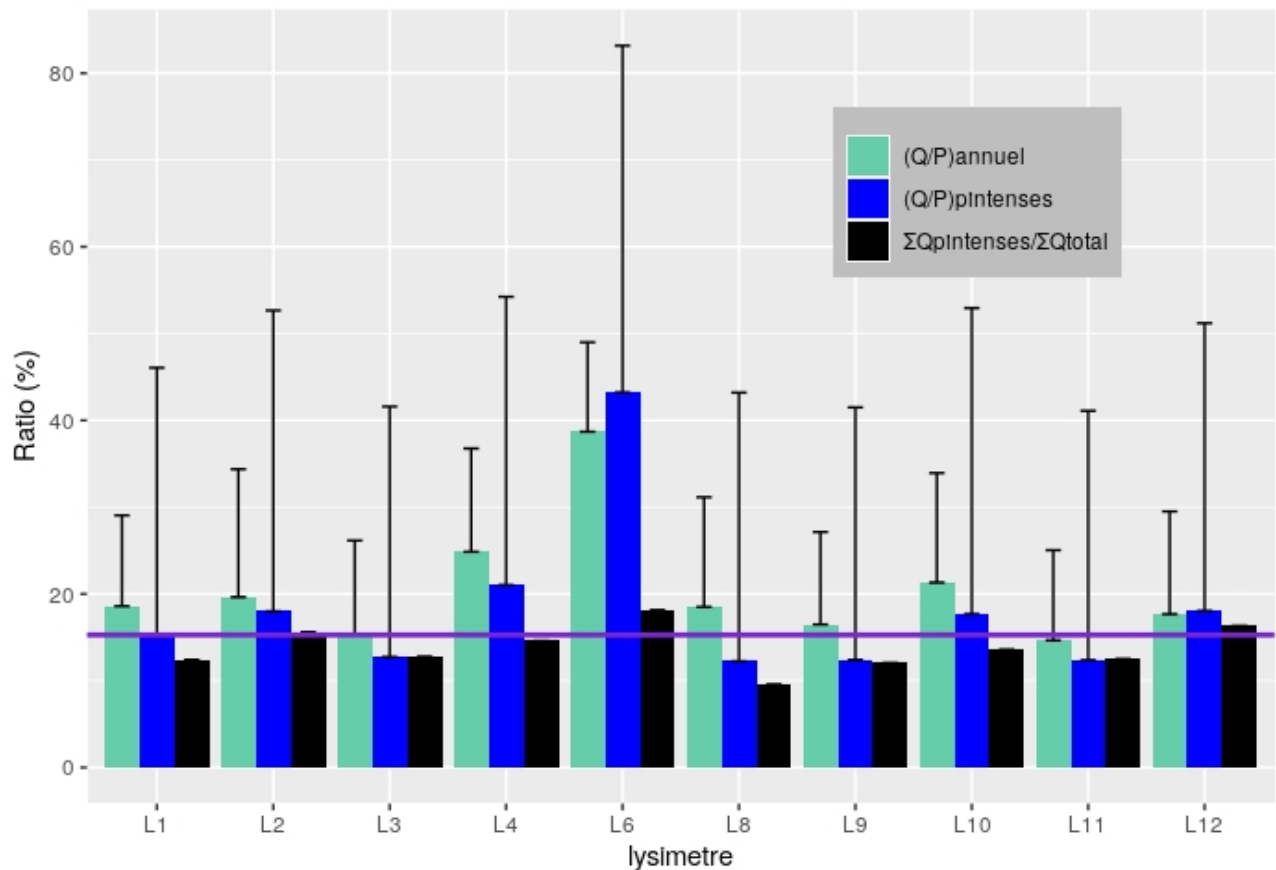


Figure 3.13: ratios moyens du ratio Drainage versus Précipitation (%) $(\frac{Q}{P})_{\text{annuel}}$ (azur), idem lors des événements de précipitations intenses $(\frac{Q}{P})_{\text{pintenses}}$ (bleu foncé) respectivement. Part des écoulements liée aux précipitations intenses sur l'écoulement total $(\frac{\sum Q_{\text{pintenses}}}{\sum Q_{\text{total}}})$ (%), noir). Les barres représentent la variabilité des données estimée par l'écart-type. La part des précipitations intenses sur les précipitations totales est représentée par la ligne violette.

3.4.4 Analyse des différences de réactions aux précipitations intenses

La réponse aux précipitations intenses est ainsi différente selon les lysimètres. Pour mieux comprendre ces différences de comportement, les précipitations intenses moyennes par saisons et par période (P1, P2 et P3) ainsi que les drainages associés par occupation du sol sont présentés pour Fagnières dans la Figure 3.14. Le nombre d'événements de précipitations intenses et le ratio drainage/précipitation pour le lysimètre 6 (en permanence sol nu) sont respectivement indiqués en noir et en rouge pour chaque saison et période. La majeure partie de ces événements a lieu en été et automne (46 et 26%, respectivement). Les épisodes de précipitations durent en moyenne 8 jours, avec un début des précipitations plusieurs jours avant l'intensité de précipitation maximale. Cette intensité maximale moyenne est de 30 mm.j^{-1} (proche du seuil identifié), avec des valeurs plus fortes en hiver lors de la période P2. Il existe une forte connexion entre l'épisode de précipitation et la réaction du drainage en hiver (avec seulement un jour de décalage), contrairement aux autres saisons : 2 à 3 jours au printemps et au moins 2 jours en été/automne,

où les réactions sont très modérées, jusqu'à parfois une absence totale de réaction.

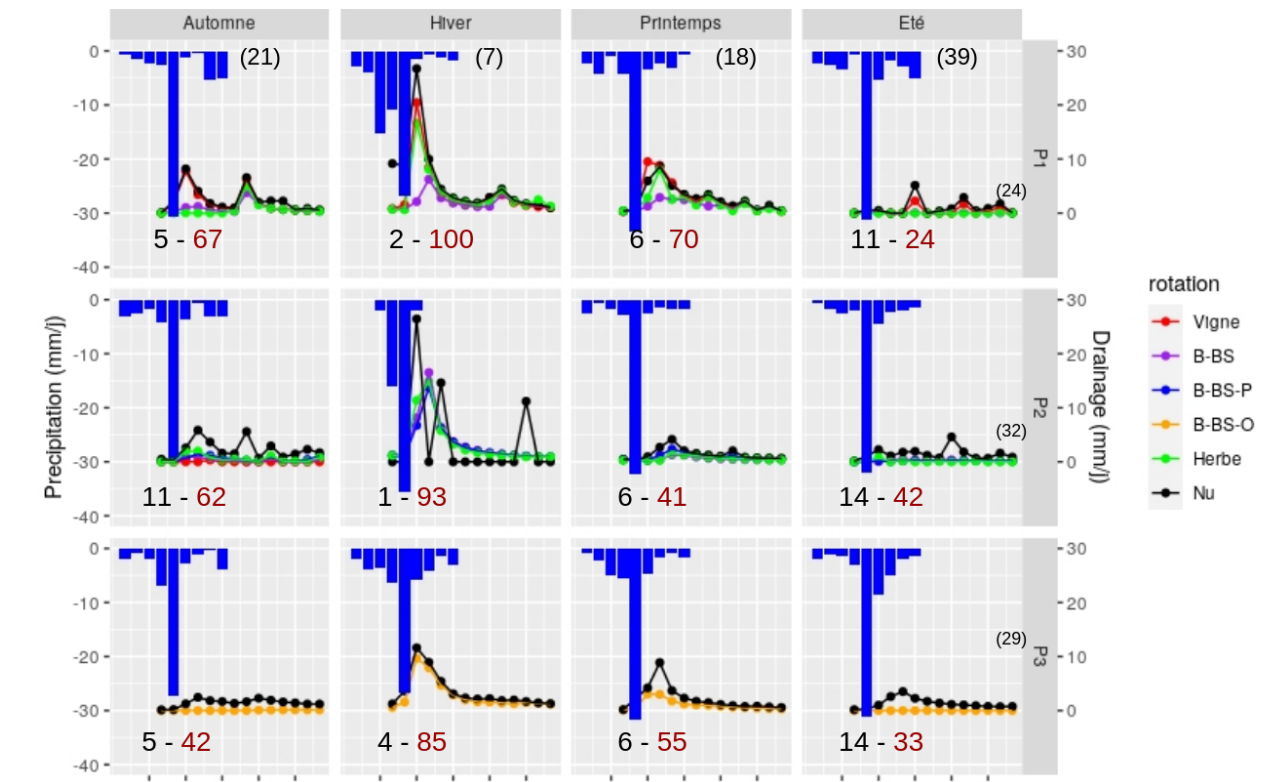


Figure 3.14: caractéristiques moyennes des précipitations intenses (barplot en bleu) et des drainages associés selon les couverts disponibles (ligne en couleur) par périodes (P1, P2 et P3 en vertical) et par saisons (automne, hiver, printemps et été, en horizontal) sur le site de Fagnières. Le nombre d'événements et le ratio drainage/précipitation pour le lysimètre 6 (en permanence en sol nu) sont respectivement indiqués en noir et en rouge sur chaque graphique.

Si le ratio ($(\frac{Q}{P})_{intenses}$) moyen est de 42% sur l'ensemble de la chronique pour le lysimètre L6 (Figure 3.13), il est très variable au cours des saisons : en été il n'atteint en moyenne que 11% lors de la période P1, alors qu'en hiver, il atteint presque 100% en hiver sur la période P1. En dehors du sol nu, la réaction aux précipitations intenses en été et automne sont négligeables.

Afin de déterminer si les cultures intermédiaires impactent la réponse lors des épisodes intenses, l'écart des volumes drainés lors des événements de précipitations intenses entre les couples de lysimètres avec ou sans culture intermédiaire (L3, L9, L11 vs L1, L8, L12) est présenté dans la Figure 3.15, par saison et par rotation principale. La différence de volume avec et sans culture intermédiaire est plus importante pour une rotation B-BS-P que pour une rotation B-BS-O (1.82 et 0.34 mm, respectivement). On retrouve des écarts plus marqués en hiver, avec une tendance à réduire le drainage (-9.72 mm pour B-BS-P), indiquant qu'il n'y a pas d'effet mémoire sur la réaction du drainage aux autres saisons. De plus, j'ai pu déterminer que l'écart des cultures intermédiaires est inversement proportionnel en hiver à l'antécédent de précipitation, c'est à dire que s'il n'a pas beaucoup plu avant, la réaction est proche, et sinon elle peut être différente (P10 (p-value = <0.05, corrélation = 0.46, pente = -0.88)). Les autres caractéristiques sur les précipitations intenses sont non significatives. Aucune étude n'a étudié l'effet des cultures intermédiaires lors des précipitations intenses.

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

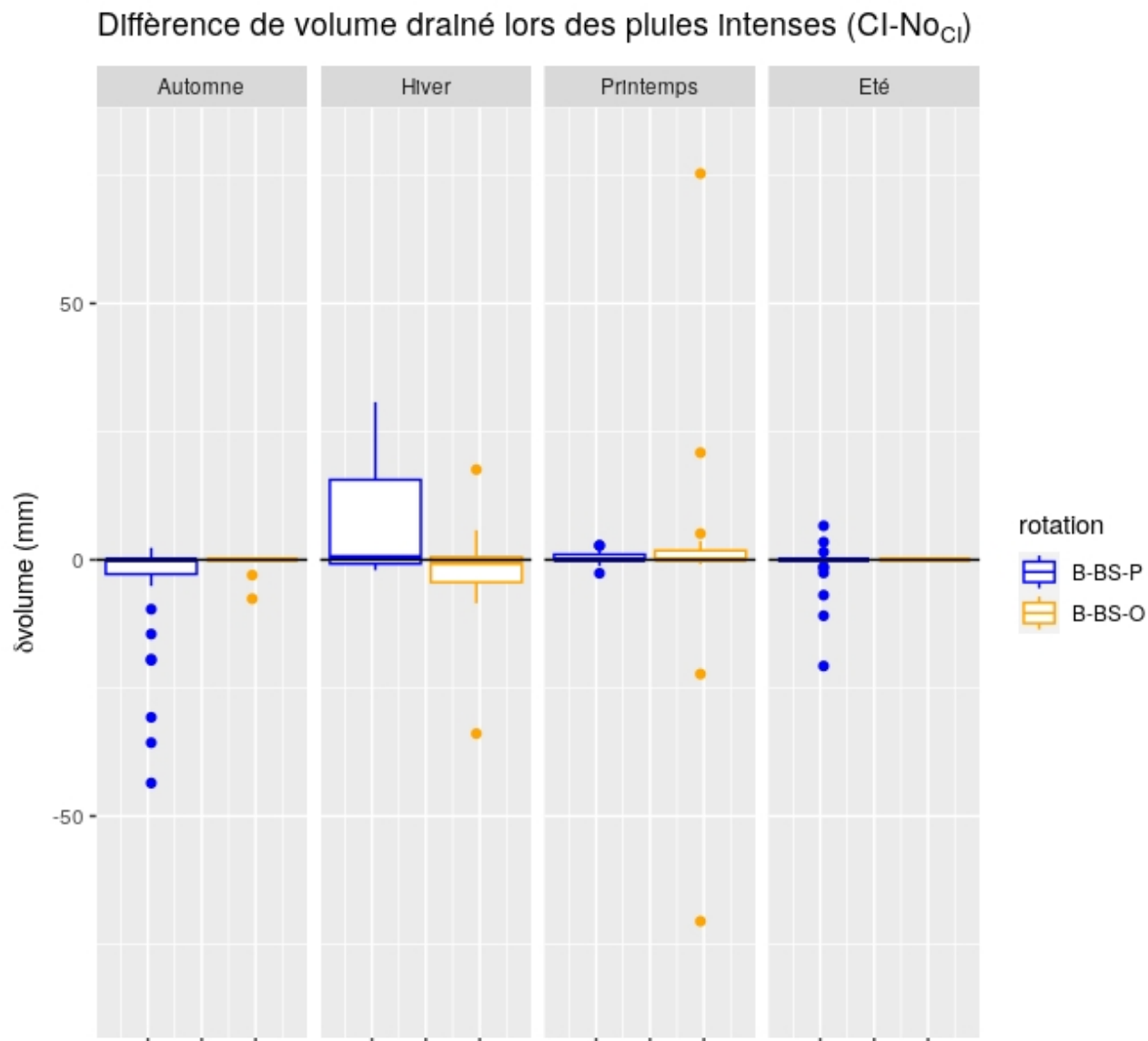


Figure 3.15: Effet des cultures intermédiaires sur l'écoulement lors des précipitations intenses: différences de volumes drainés entre les lysimètres avec culture intermédiaire (L3, L9, L11) et leurs lysimètres associés sans culture intermédiaire (L1, L8, L12) par saison et par rotation. Les boxplots présentent la médiane, les premier et troisième quartiles, les "moustaches" s'étendent jusqu'à Q1 et Q9, et les points représentent les extrêmes.

3.4.5 Cas de Juin 2016

Entre la fin du mois de mai et la mi-juin 2016, la France, l'Allemagne et une partie de l'Europe ont été touchées par des précipitations exceptionnelles et des fortes inondations (Philip et al., 2018; Piper et al., 2016; Van Oldenborgh et al., 2016).

Sur le site de Fagnières, cet événement a duré 8 jours, entre le 26 mai et le 3 juin 2016, avec un cumul précipité de 91.5 mm. L'intensité maximale journalière a été de 44 mm.j^{-1} le 30 mai (Figure 3.16). Le drainage engendré est différent selon l'occupation du sol. Pour toutes les occupations du sol sauf le blé, le drainage maximal journalier a lieu le lendemain du jour

de précipitations maximales avec respectivement une intensité de 22.5, 17(8-25.8), 14(8-16) $mm.j^{-1}$ pour le sol nu, les betteraves sucrières et l'orge. Le blé par contre réagit peu. Cela est peut-être associé à l'état de développement de la culture. Le mois précédent a été froid et humide, limitant le développement de la betterave et de l'orge, contrairement au blé, semé en hiver, et donc déjà bien développé. Cependant, cette information vient d'un constat visuel des observateurs, car il n'y a pas d'observations d'indice foliaire pour confirmer cette hypothèse. Les volumes drainés cumulés sont relativement similaires pour le sol nu et la betterave. Ils sont réduits de 35% pour l'orge, et est quasiment nul pour le blé (70, 62(35-79), 47(44-50), 2(0-6) mm pour les sols nu, betterave sucrière, orge et blé respectivement).

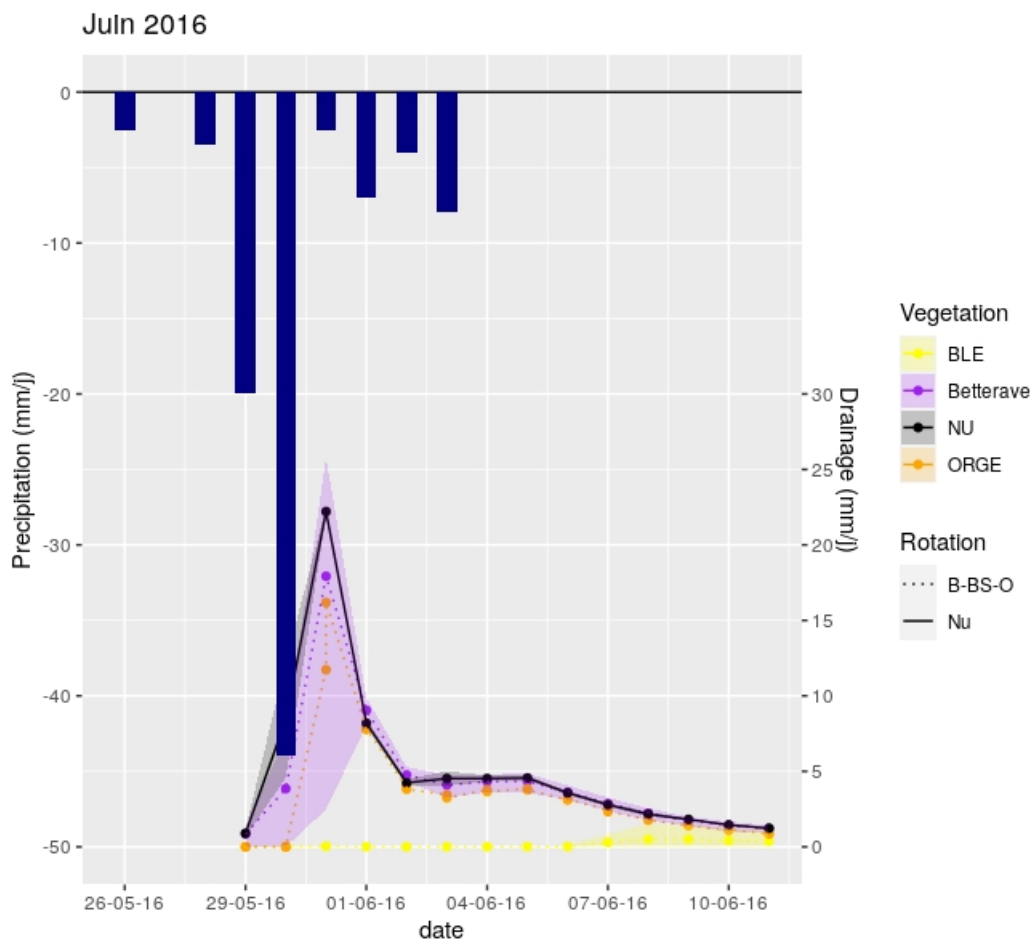


Figure 3.16: Précipitation (barres bleues) et Drainage associé en juin 2016 sur Fagnières selon la végétation présente (Sol nu, betterave, orge et blé en noir, violet, orange et jaune respectivement : Les traits correspondent aux drainages moyens par couvert, et les zones colorées aux valeurs minimales et maximales. Les rotations sont représentées par le type de trait (B-BS-O en pointillé).

L'évènement de juin 2016 a aussi été observé sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI. Comme décrit précédemment, ces lysimètres possèdent également des mesures de masse et de teneurs en eau à plusieurs profondeurs. Dans mon rapport de stage de Master (Sobaga, 2019), j'avais analysé l'évolution de ces composantes, normalisées en SWI pour le lysimètre G2 à sol nu du GISFI (Figure 3.17). On y remarque une réaction assez homogène le long du profil. L'humidité du sol est initialement modérée, et suite à un évènement pluvieux qui commence le 28 mai 2016, l'humidité va progressivement augmenter à 50 cm, puis à 100 et 150 cm de profondeur,

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

en accord avec la variation de masse. Du drainage va ensuite être généré le 30 mai. Ces observations indiquent la propagation d'un front d'humidité homogène et réfutent l'hypothèse d'écoulements préférentiels, même lors des événements de précipitations intenses.

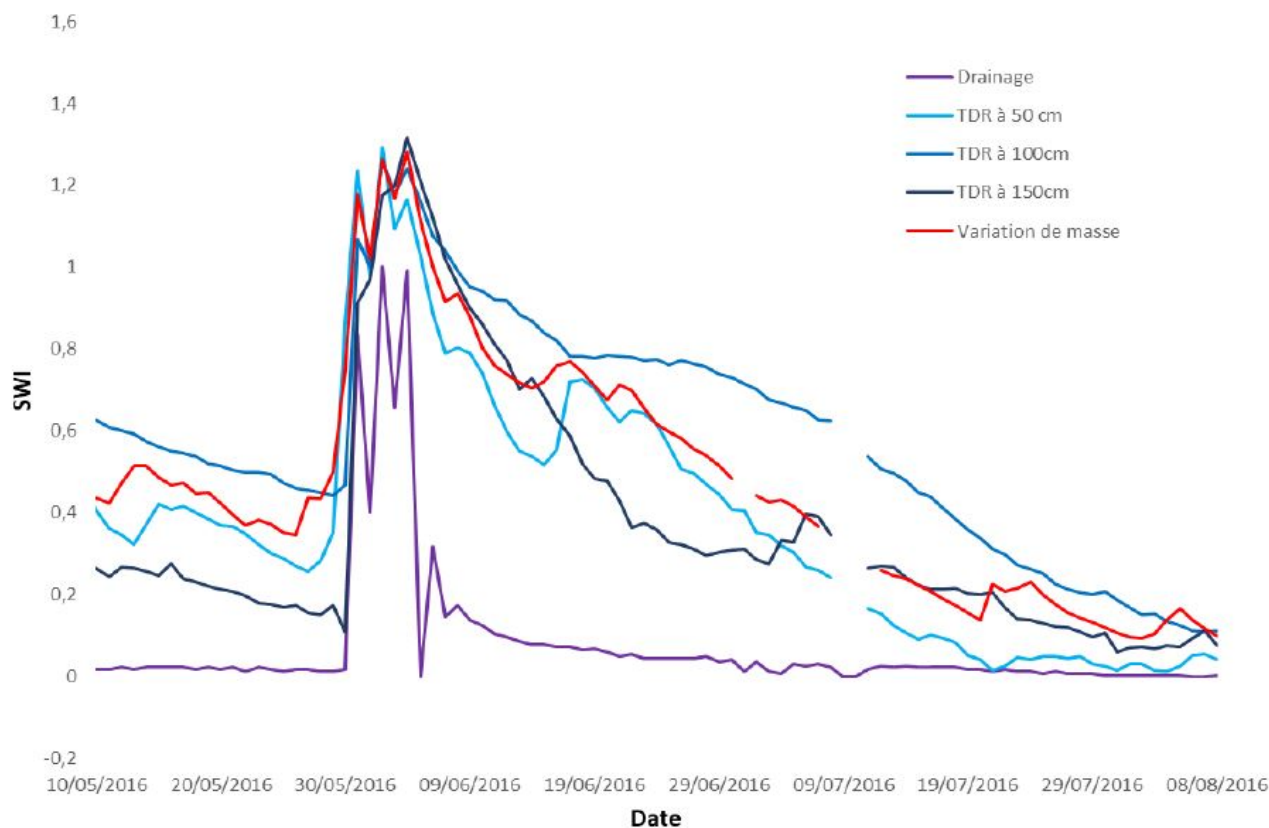


Figure 3.17: Drainage, teneur en eau à 50, 100, 150 cm de profondeur, et la variation de masse, transformés en SWI sur le lysimètre du G2 du GISFI. D'après Sobaga (2019).

3.4.6 Facteurs déterminant pour la réaction à un événement de précipitation intense

La réaction du drainage aux précipitations intenses est ainsi différente entre événements : 67% des cas (85 événements*10 lysimètres) n'engendre aucun écoulement alors que seulement 16% des cas ont des cumuls de drainage supérieurs à 30 mm. De nombreux facteurs modifient cette réponse, comme la saison d'occurrence des précipitations intenses (Figure 3.14) et l'occupation du sol (Figures 3.14, 3.15, 3.16). Étant donné le peu de variables observées disponibles et le grand nombre de cas de végétation, il est difficile d'évaluer la réaction du drainage à un événement.

Afin de discriminer des facteurs explicatifs, l'apprentissage automatisé (ou "machine-learning" en anglais) peut être utilisé pour explorer des jeux de données importants. Parmi les méthodes, les arbres de régression multivariés en sont notamment une branche (MRT : Multivariate Regression Tree, (De'Ath, 2002; Ndong et al., 2020)). Ils permettent de décrire et analyser des relations entre plusieurs groupes et leurs caractéristiques. J'ai utilisé les MRTs avec le logiciel

R, et la librairie `mvpart` (De'ath, 2007). Une procédure de validation des résultats est réalisée directement par la librairie de `mvpart`, qui repose sur la validation croisée du K-means (Hamerly and Elkan, 2003), i.e. qu'elle divise les données en k groupes de façon à minimiser la somme des carrés des distances d'un point à la moyenne des points du groupe. On recherche des éléments qui ont des variations similaires (ACP).

Il est ainsi important de définir les éléments discriminants potentiels, i.e., les variables exploratoires, et les variables d'analyses constituant les variables de réponses. Étant donné les différences de comportement selon les couverts, en particulier par rapport au sol nu, et leur présence à des périodes différentes, les MRT sont appliqués pour chaque type de végétation décrit dans la Table 3.6, en sélectionnant les caractéristiques des précipitations intenses et de drainage associés comme définies dans la section 3.4.1 ainsi que les caractéristiques des sols (Table 3.6) :

1. **des variables exploratoires:** la saison de l'événement, les caractéristiques des précipitations intenses ($P_{int_{Duration}}$, $P_{int_{Volum}}$, $P_{int_{Maximal}}$, $P_{int_{Antecedent}}$), la culture présente dans la rotation (Blé, Betterave, Pois, ou Orge), l'apport de matière organique (MO).
2. **des variables réponses:** les caractéristiques des drainages engendrés par les précipitations intenses ($Q_{Duration}$, Q_{Volum} , $Q_{Maximal}$). Ces variables réponses sont normalisées entre la valeur minimale et maximale au sein de chaque groupe pour pouvoir comparer ces variables (Ndong et al., 2020).

À titre d'exemple, un MRT appliqué sur les drainages engendrés par les précipitations intenses est présenté pour une rotation B-BS-O. Pour cette rotation, 80% des cas ne réagissent pas aux événements de précipitations intenses. Les 20% des cas qui réagissent se situent majoritairement en hiver (17 cas), principalement lorsque le volume précipité est fort (>58 mm). Des fortes réactions peuvent survenir en dehors de l'hiver, seulement si la durée de l'évènement de précipitation intense est supérieur à 7 jours (branche de gauche).

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

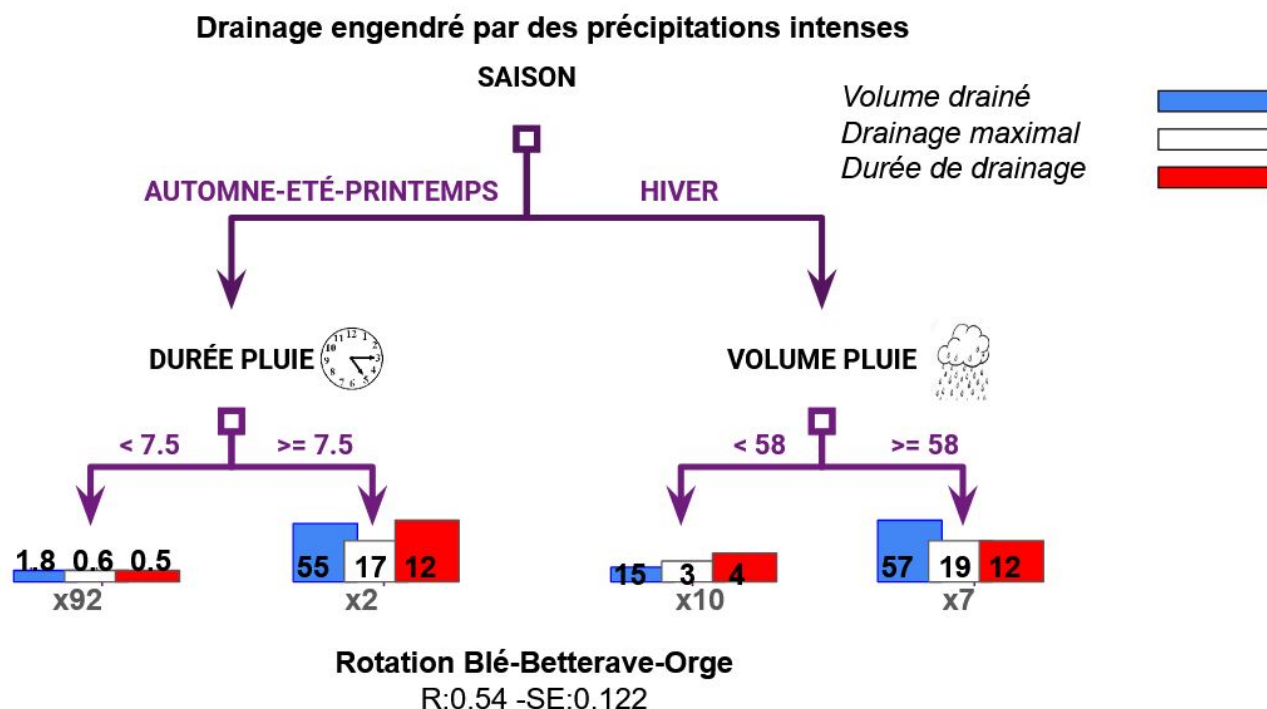


Figure 3.18: *Arbre de régression multivarié (MRT) pour une rotation B-BS-O. Il doit être lu du haut au bas. Il montre les variables explicatives qui ressortent comme facteur limitant ainsi que leurs conditions, les groupes des variables réponses (Volume drainé (mm), Drainage maximal journalier ($\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$), et durée de drainage (j)) et leurs valeurs moyennes associées dans chaque groupe de l'arbre. Dans chaque groupe, le nombre de situations associées est indiqué (chiffre précédé d'un X). Les valeurs moyennes de chaque variable réponse sont indiquées, en bleu le Volume drainé (mm), blanc l'intensité maximale journalière ($\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$), et rouge la durée de drainage (j). Les indices statistiques globaux sont aussi indiqués. Erreur = erreur résiduelle (calculée avec les mêmes données que celles utilisées pour ajuster le modèle), Erreur CV = erreur résiduelle moyenne calculée à la suite d'une procédure de validation croisée à 10 reprises afin d'éviter un ajustement excessif, SE = erreur standard des 10 erreurs CV.*

En appliquant ces MRTs sur l'ensemble des couverts disponibles (Table 3.6), les réactions du drainage ont été analysées selon les caractéristiques des événements de précipitation intense, ainsi que les pratiques culturales. Une forte réaction est caractérisée par le quantile 85 de drainage sur l'ensemble des événements de précipitations intenses, correspondant à un seuil de 30 mm. Les conditions pour avoir une forte réaction sont assez différentes selon l'occupation du sol (Figures 3.19 et 3.20). Quelque soit l'occupation du sol, des forts drainages associés aux précipitations intenses peuvent apparaître en toutes saisons (excepté sur les rotations B-BS - O-CI). Un critère suffisant pour avoir une forte réaction est d'avoir un événement précipitant cumulant plus de 58 mm pour les sols nus, les végétations pérennes ou des rotations courtes, et pour B-BS-O en hiver. Pour un sol nu, des forts événements peuvent toutefois survenir également si les volumes précipités sont plus faibles mais que la durée de l'événement de précipitation est supérieure à 7 jours en dehors de l'été.

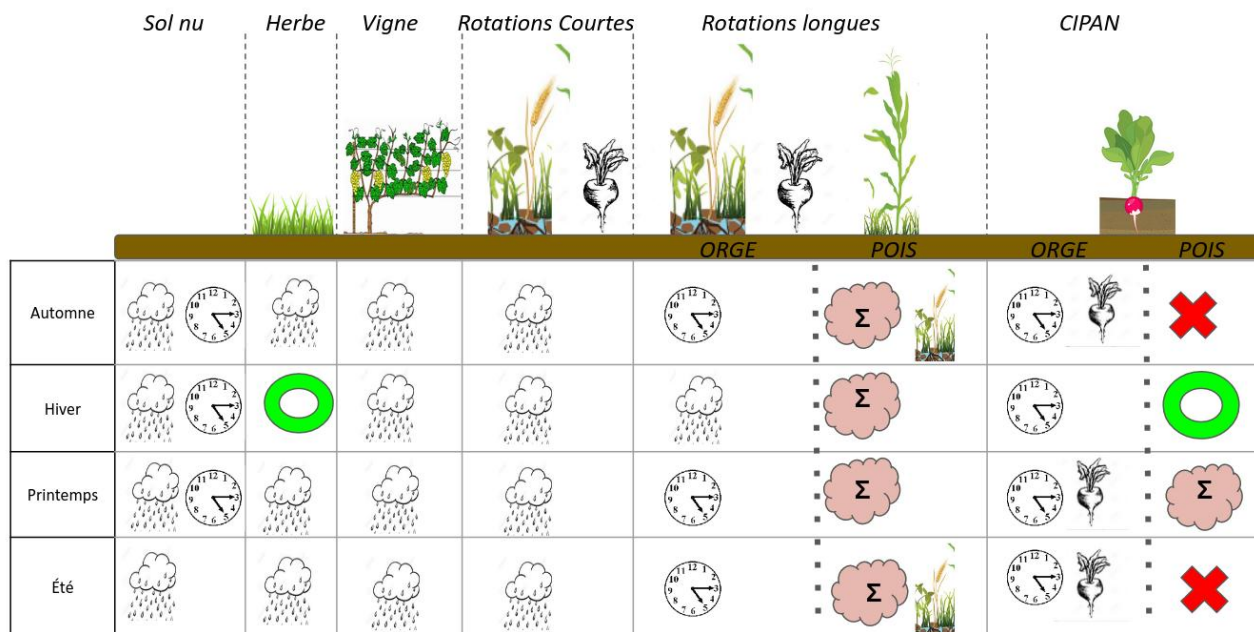


Figure 3.19: Synthèse des conditions obtenues par les MRT pour avoir des forts volumes drainés (>30 mm) pour chaque couvert (en ordonnées) sur Fagnières lors des événements de précipitations intenses. Les différentes conditions sont représentées par des schémas (Nuage avec pluie pour Volume précipité, Nuage rouge pour le cumul précipité sur 10 jours avant l'événement de précipitation intense, Horloge pour la durée de l'événement de précipitation intense, schéma de blé/betterave pour la présence de blé/betterave, un rond vert si aucune condition n'est nécessaire, et une croix rouge s'il n'y a pas de fortes réactions.

Pour les rotations longues (B-BS-P et B-BS-O), le cumul des volumes précipités durant l'événement de précipitation intense n'est plus un facteur suffisant (excepté pour B-BS-O en hiver) pour produire une réaction importante. Il faut de plus que la durée de l'épisode soit d'au moins 7 jours. Avec l'ajout de culture intermédiaire dans cette rotation, la présence de betterave sera une seconde condition pour générer des forts drainages en dehors de l'hiver. Pour la rotation B-BS-P, la condition suffisante est un antécédent de précipitation supérieur à 26 mm. Notons que la présence de blé au sein de cette rotation semble également avoir un impact en automne, pouvant s'expliquer par le fait qu'il ne soit pas développé à cette période. L'ajout de culture intermédiaire dans cette rotation a comme effet de limiter l'apparition des forts drainages uniquement à l'hiver (sans conditions) et au printemps si l'antécédent de précipitation est supérieur à 31 mm (environ 10 mm de plus pour B-BS-P).

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

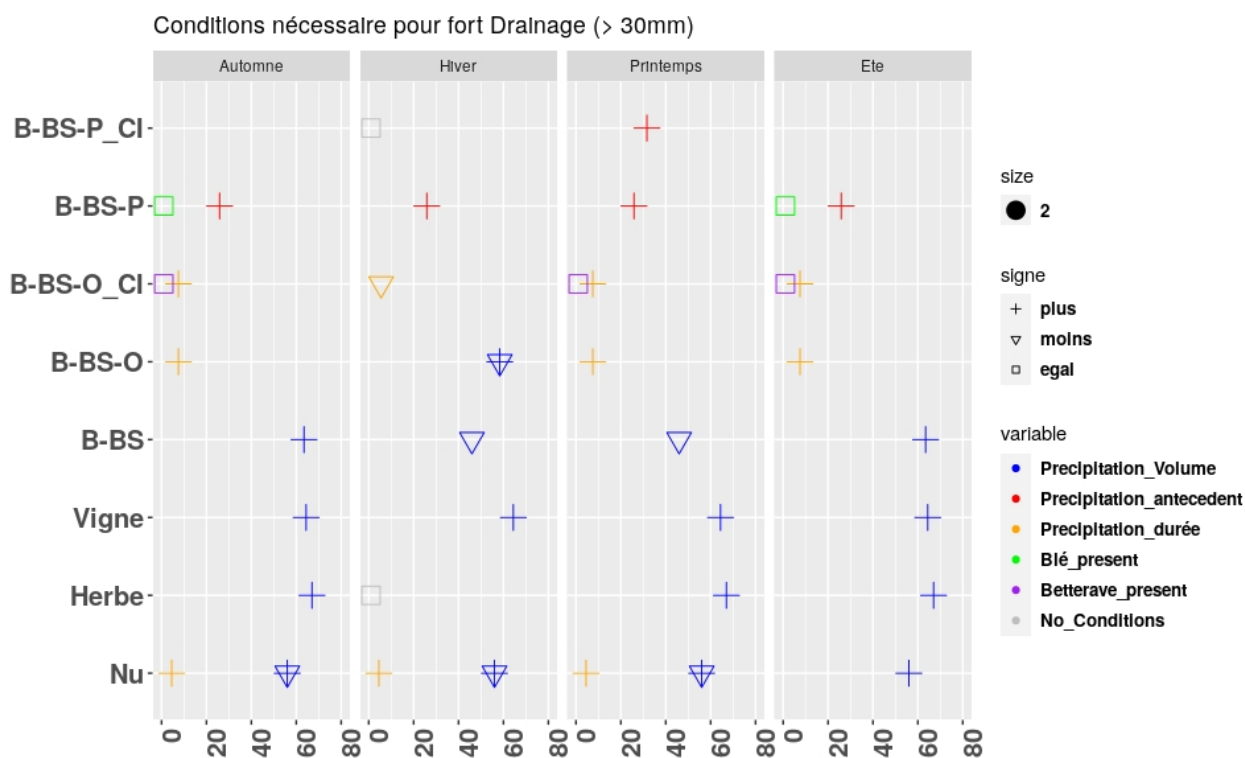


Figure 3.20: Synthèse des conditions obtenues par les MRT pour avoir des forts volumes drainés (>30 mm) pour chaque couvert (en ordonnées) sur Fagnières lors des événements de précipitations intenses. Les différentes conditions sont représentées par des couleurs (Volume précipité, cumul précipité sur 10 jours avant l'événement de précipitation intense, durée de l'événement de précipitation intense, présence de blé ou betterave au moment de l'événement de précipitation intense, absence de conditions, respectivement en bleu, rouge, orange, vert, violet, gris). Les seuils des conditions sont représentés en abscisses. Enfin les signes de ces conditions sont représentés par trois signes distincts : inférieur, égal, supérieur en triangle, carré et croix, respectivement.

Les critères choisis ont l'avantage de pouvoir être connus ou anticipés à l'avance, tels que le couvert présent, les précipitations passées ou futures (estimées par des prévisions météorologiques). Ces MRTs permettent ainsi d'anticiper la réaction du drainage pour un type de sol en fonction de l'occupation du sol. En testant ces conditions à posteriori, les fortes réactions sont détectées par les MRTs avec plus de 77% de réussite, et même 94% pour les rotations B-BS (Figure 3.21). Les fausses alertes, i.e. les cas où les MRTs anticipent une forte réponse en drainage alors que ce n'est pas avéré, sont rares, avec une occurrence de 6%. Les fausses alarmes sont plus faibles pour les lysimètres avec des rotations (ex.: 0% pour B-BS-P-CI) que pour un sol nu (20%). La raison principale est le nombre limité de conditions associées à un grand nombre d'événements qui réagissent en sol nu.

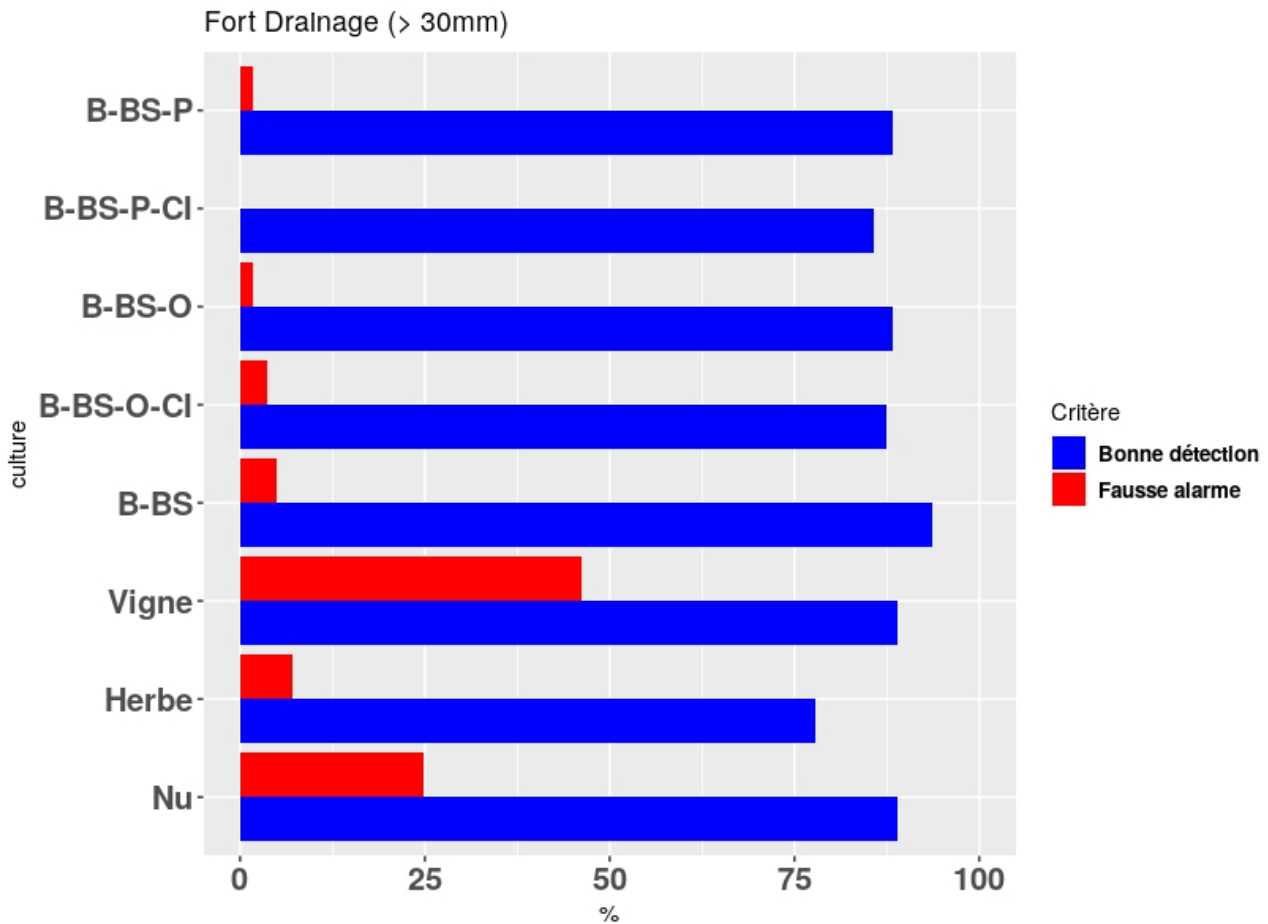


Figure 3.21: Taux de bonne détection et de fausse alarme (%) en bleu et rouge pour les événements de forts drainages selon l'occupation du sol (Fagnières).

L'événement de juin 2016 vu précédemment (section 3.4.5) est finalement bien détecté par les MRT pour l'ensemble du type d'occupation du sol. Cet événement, a eu lieu au printemps, avec les caractéristiques suivantes ($Pint_{Duration} = 8$ jours, $Pint_{Volum} = 91.5$ mm, $Pint_{Maximal} = 44$ $mm.j^{-1}$, et $Pint_{Antecedent} = 29.5$ mm). Pour la rotation B-BS-O (Figure 3.18 et 3.20), l'événement est donc bien retrouvé comme un cas avec une forte réaction. Pour une rotation B-BS-O-CI (Figure 3.20), les conditions sont retrouvées, puisqu'il faut que l'évènement soit caractérisé par une durée de précipitation supérieure à 7.5 jours, et que la culture présente soit de la betterave. Idem pour le lysimètre à sol nu, avec une unique condition sur le volume précipité (> 56 mm).

3.4.7 Extension de l'analyse sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE

J'ai utilisé l'analyse par MRT sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI afin d'identifier les conditions des fortes réactions du drainage après un événement de précipitation intense. Sur ces lysimètres, cinq sont recouverts d'herbe, et deux sont maintenus en permanence en sol nu (au GISFI).

Dans un premier temps, les mêmes variables exploratoires que sur Fagnières sont choisies. Pour l'OPE (seulement en Herbe), la condition principale pour obtenir un fort drainage est identique

3.4. LA RÉPONSE DU DRAINAGE AUX ÉVÉNEMENTS DE PRÉCIPITATIONS INTENSES

que sur les lysimètres de Fagnières ($P_{int_{Volum}} > 64$ mm). Si cette condition n'est pas atteinte, alors il est nécessaire que l'antécédent de pluie soit supérieur à 10 mm pour générer une forte réaction. Sur le GISFI, quel que soit l'occupation du sol, l'antécédent de pluie est le premier facteur qui ressort; contrairement aux autres sites où le volume précipité durant l'événement est le principal facteur. Cette différence peut s'expliquer par des sols moins réactifs et ou plus tassés pour les lysimètres du GISFI. En appliquant ces MRTs sur l'ensemble des trois sites pour une occupation en sol nu ou herbe, les facteurs qui ressortent sont majoritairement ceux de Fagnières, ce qui s'explique par le plus grand nombre de cas sur Fagnières.

Dans un second temps, j'ai ajouté une nouvelle variable exploratoire, qui est la masse initiale avant chaque événement (M_{ini}), seulement disponible sur les sites du GISFI et de l'OPE. Cette observation permet d'évaluer l'influence du contenu en eau initial moyen sur l'ensemble de la colonne, et devrait remplacer, avec plus d'efficacité, les antécédents de pluie. Afin de comparer ces valeurs entre lysimètres, les masses ont été normalisées par rapport aux valeurs minimales (M_{min}) et maximales (M_{max}) sur l'ensemble des chroniques pour chaque lysimètre, via l'usage d'un soil mass index, ou SMI ($\frac{M_{ini} - M_{min}}{M_{max} - M_{min}}$), de façon similaire au Soil Wetness Index (SWI) pour les contenus en eau (par rapport au point de flétrissement et la capacité au champ). Cette nouvelle variable ressort effectivement en premier ordre pour les lysimètres de l'OPE : il faut que le SMI soit supérieur à 0.74 pour obtenir une forte réaction de drainage. Le volume précipité, qui ressortait en premier pour de nombreux couverts, ne ressort qu'en deuxième ($P_{int_{Volum}} > 64mm$). Sur le GISFI, le SMI ressort toujours en seconde place après le $P_{int_{Antecedent}}$. Notons qu'il est nécessaire d'avoir un SMI plus fort pour un sol recouvert avec de l'herbe (0.9) que pour un sol nu (0.6) pour avoir une forte réaction. Cela semble principalement lié au fait que l'amplitude de variation de la masse d'eau est plus faible sur sol nu.

En définitive, une méthode pour détecter une forte réaction du drainage suite à un évènement de précipitation intense a été développée, appliquée, puis généralisée sur les trois sites expérimentaux. Ainsi, comme nous l'avons vu, les précipitations intenses n'engendrent pas toujours des écoulements; et des réactions importantes de drainage ont parfois lieu en dehors des évènements de précipitations intenses.

Bilan de section

J'ai étudié la réponse du drainage associé aux évènements de précipitations intenses sur Fagnières (85 cas), l'OPE (11 cas) et le GISFI (13 cas) :

- *Ces évènements représentent moins de 5% de la durée de précipitations, génèrent 15% des volumes précipités, et ont majoritairement lieu en été (46%).*
- *Il n'existe pas de tendance sur l'évolution des précipitations intenses, ainsi que des drainages associées (Fagnières).*
- *Une grande partie de ces écoulements ne génère pas d'écoulement, en particulier en dehors de l'hiver.*
- *Lors de ces évènements, les réactions sont aussi fortement réduites par la présence d'un couvert, mais la présence d'une culture intermédiaire à un impact limitée.*
- *Les fortes réactions associées à un événement de précipitation intense ont surtout lieu quand le cumul précipité est important et que l'évènement dure un certain temps pour les sols nus, les cultures pérennes ou les rotations courtes. Sinon, pour les rotations longues, l'antécédent de précipitation est un critère à considérer.*

3.5 Focus sur la genèse des événements de drainage intense

Les précipitations intenses ne génèrent pas les valeurs maximales de drainage. Pour étudier les événements de drainages intenses, ils sont sélectionnés par le quantile 99 de drainage journalier sur les chroniques. Les quantiles de drainages sont plus forts sur Fagnières (entre 20 et 40 $mm.j^{-1}$) que sur l'OPE (17 $mm.j^{-1}$) et le GISFI (proche de 10 $mm.j^{-1}$). Avec ces critères, entre 12 et 24 événements par lysimètre sur Fagnières ont été sélectionnés, et entre 6 et 9 sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI. Ces événements ont majoritairement lieu en hiver et en automne contrairement aux événements de précipitations intenses. Bien que rares et courts, ces événements représentent 10% de la recharge totale, et sont donc à prendre en considération. Ces événements apparaissent après des événements de précipitations plus longs et des cumuls précipités plus importants que pour les événements de précipitations intenses (en moyenne : 6 et 4 jours; 64 et 52 mm). L'analyse du SMI (GISFI+OPE) indique que ces événements surviennent lorsque les sols sont très humides (>0.75 dans 95% des cas).

À Fagnières, sur ces événements, on note une tendance à la diminution du volume drainé significative uniquement en hiver pour les sols couverts par rapport à un sol nu (en moyenne 78 mm à 55 mm). La distinction des événements pour chaque occupation du sol (réalisée par les MRTs) relève que les principaux facteurs qui contrôlent la réaction du drainage sont le volume précipité et l'intensité maximale précipitée pour les sols nus, monocultures ou les rotations courtes, à laquelle s'ajoute la durée de l'évènement de pluie pour les rotations longues.

3.6 Analyse des épisodes de sécheresses

La richesse des données du site de Fagnières permet aussi d'étudier les périodes de sécheresse. En France, les années 1976 et 2022 ont été particulièrement affectées par des sécheresses. Des mesures de restriction (ex.: arrêtés préfectoraux) sur la ressource en eau ont notamment été mises en place.

3.6.1 Sélections des années avec faibles drainages

La Figure 3.6 représentant les principales tendances annuelles sur Fagnières a été reprise en sélectionnant les années avec des faibles volumes précipités, drainés, ou caractérisées par des fortes températures (Figure 3.22). Ces années ont été sélectionnées indépendamment par le quantile 15% sur les chroniques de précipitation, de drainage en sol nu/couvert, ou par le quantile 85% sur les chroniques de températures, puis représentées par des points jaunes dans la Figure 3.22. Voici la liste des années hydrologiques (l'année 1975 correspondant à la période septembre 1974-août 1975) sélectionnées pour :

- Drainage Sol nu (8 années) : 1975, 1976, 2005, 2009, 2011, 2017, 2019 et 2022.
- Drainage Sol Couvert (8 années) : **1976**, 1990, 2004, **2005,2009**, 2015, **2017, 2019**. Les années sélectionnées ne sont pas forcément les mêmes que pour le sol nu.
- Précipitations (8 années) : **1975, 1976**, 1984, 1993, 1996, 2015, **2017** et **2019**. Idem, les années sélectionnées ne sont pas forcément les années avec le moins d'écoulement. Toutefois, les années 1976, 2017 et 2019 sont des années sont dans les 3 cas détectés comme années avec peu de volumes.
- Température (7 années) : 1988, 2003, 2007, 2015, 2018, **2019** et 2020.

Au vu des résultats obtenus, je me concentre sur les cinq années qui ont en commun les volumes drainés les plus faibles en sol nu et en sol couvert, i.e. 1976, 2005, 2009, 2017 et 2019. Exceptées pour les années 2005 et 2009, ces années sont aussi des années avec un déficit de précipitation. Sur ces cinq années, seule l'année 2019 a enregistré des températures moyennes importantes. Notons que l'année 2022, caractérisée par une sécheresse exceptionnelle en France (Sorel et al., 2023), ne ressort pas dans notre sélection. Plusieurs raisons sont en cause : ce département a été relativement épargné par la sécheresse, et/ou la végétation n'était pas bien développée cette année.

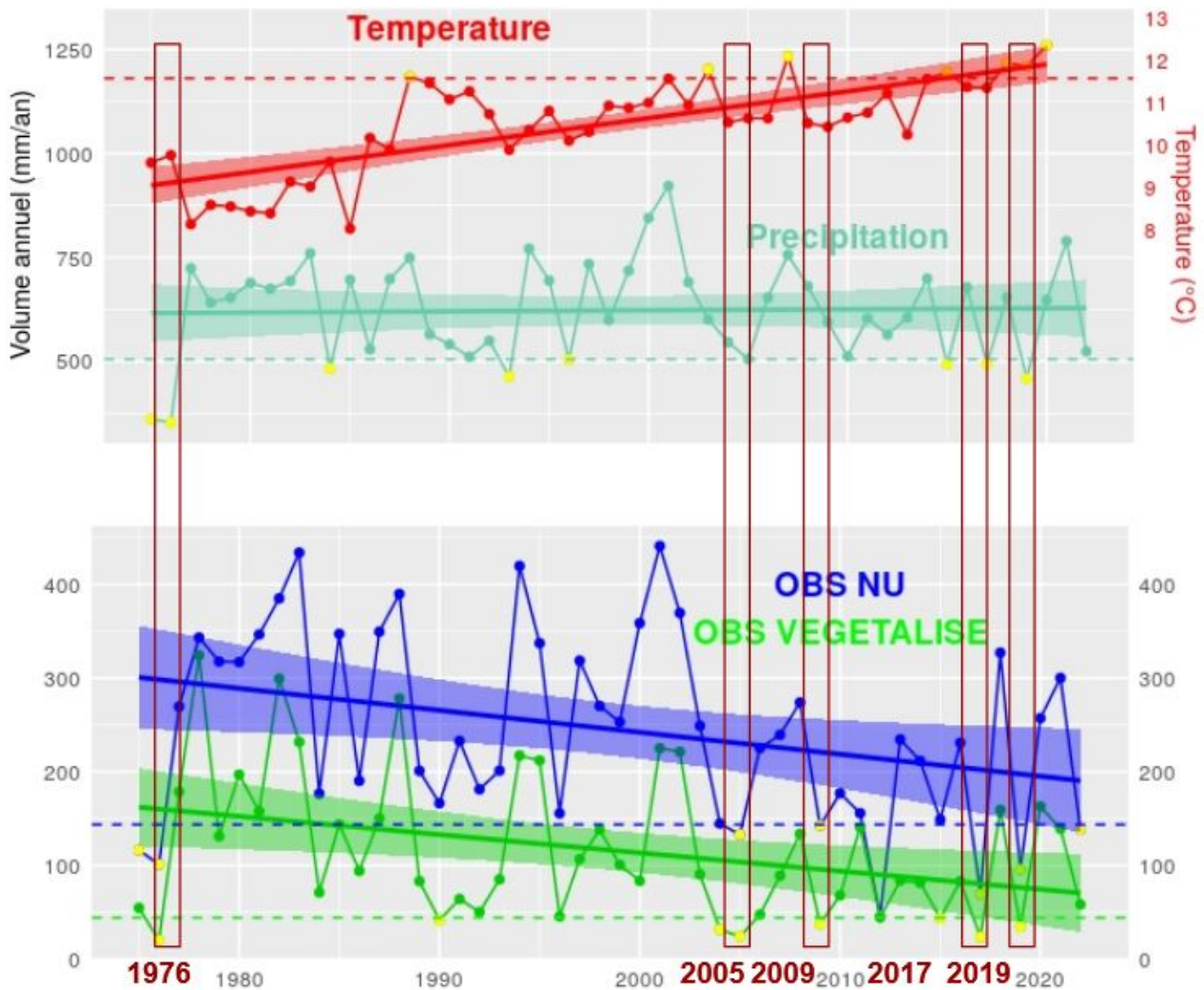


Figure 3.22: À l'échelle de l'année hydrologique, Précipitation et Drainage en sol nu/couvert (respectivement en azur, bleu et vert, en $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$, échelle de gauche), et Température moyenne annuelle (rouge ($^{\circ}\text{C}$), échelle de droite) sont représentés entre 1975 et 2022 (Fagnières). Les points jaunes représentent les années dont les valeurs sont inférieures au quantile 15 (précipitation, drainage en sol nu/couvert), et supérieures au quantile 85 (température). Cinq années particulières sont sélectionnées (1976, 2005, 2009, 2017, 2019)

3.6.2 Focus sur cinq années

Sur l'ensemble des lysimètres, j'ai représenté la distribution des volumes drainés annuels par lysimètre (Figure 3.23) et mis en évidence les années sélectionnées précédemment en rouge. Sur ces années sélectionnées, les lysimètres avec couvert ont des volumes drainés toujours plus faibles que pour le lysimètre à sol nu (L6) (sauf 1976 pour L10, car arrosage). Parfois, aucun écoulement sur une année complète n'apparaît, comme l'année 2005 (sept lysimètres sans drainage).

Plus précisément, commençons par regarder les cumuls précipités (traits pointillés) et les cumuls drainés sur le lysimètre à sol nu (L6) (traits pleins) sur ces cinq années (Figure 3.24).

3.6. ANALYSE DES ÉPISODES DE SÉCHERESSES

Les cumuls de pluies les plus faibles sont en 1976 (bleu, 353 mm), avec des pluies hivernales et printanières très limitées. Au contraire, l'année 2009 (vert, 459 mm), avec des précipitations importantes en été, a le plus de cumul précipité. Les autres années sont des années pluviométriques intermédiaires.

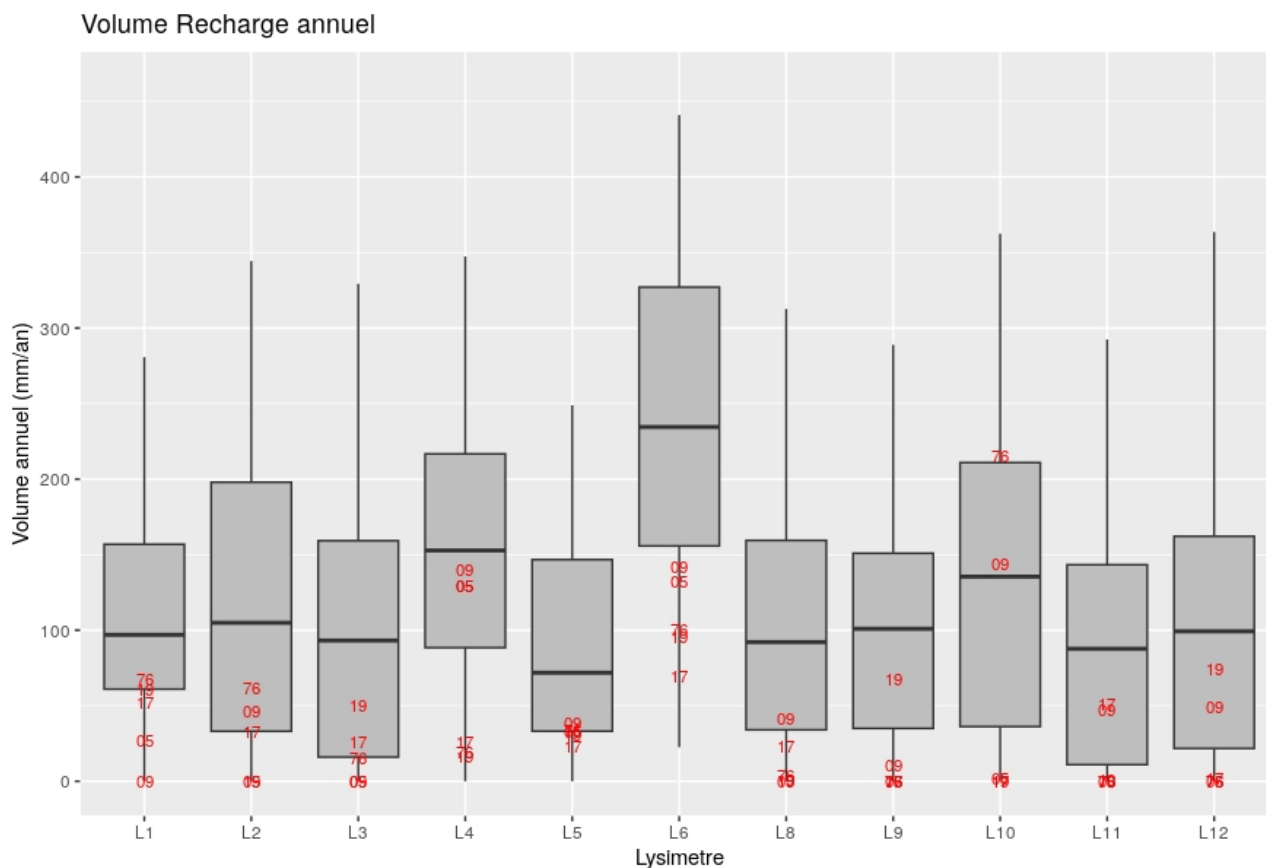


Figure 3.23: Volume drainé annuel par lysimètre ($\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$). La médiane, et les quantiles 25 et 75 sont représentés. Les volumes drainés sur les années sélectionnées sont représentés par les deux dernières chiffres de l'année (76, 05, 09, 17 et 19 pour 1976, 2005, 2009, 2017 et 2019, respectivement).

En termes de drainage sur le sol nu pour ces cinq années (Figure 3.24), 2017 est l'année avec le moins d'écoulement (orange, 70 mm). Les seuls écoulements ont lieu entre fin décembre et mars, puis une légère reprise est visible en août. Les années 1976 (bleu) et 2019 (rouge) ont des cumuls légèrement plus importants mais qui restent limités par rapport à la moyenne interannuelle (101 et 95 mm). En 1976, les écoulements ont principalement lieu en hiver, contrairement à 2019 (printemps). Malgré des écoulements proches, les cumuls précipités sont très différents sur ces deux années (353 et 459 mm). Plusieurs causes expliquent cela : les précipitations hivernales sont plus efficaces à s'infiltrer que les précipitations printanières, puisqu'à cette période, l'évapotranspiration est faible. De plus, les températures plus importantes en 2019 qu'en 1976 limite l'efficacité des précipitations à s'infiltrer. Les années 2005 (bleu ciel) et 2009 (vert) sont des années avec des comportements similaires, car ce sont les seules années qui réagissent à toutes les saisons.

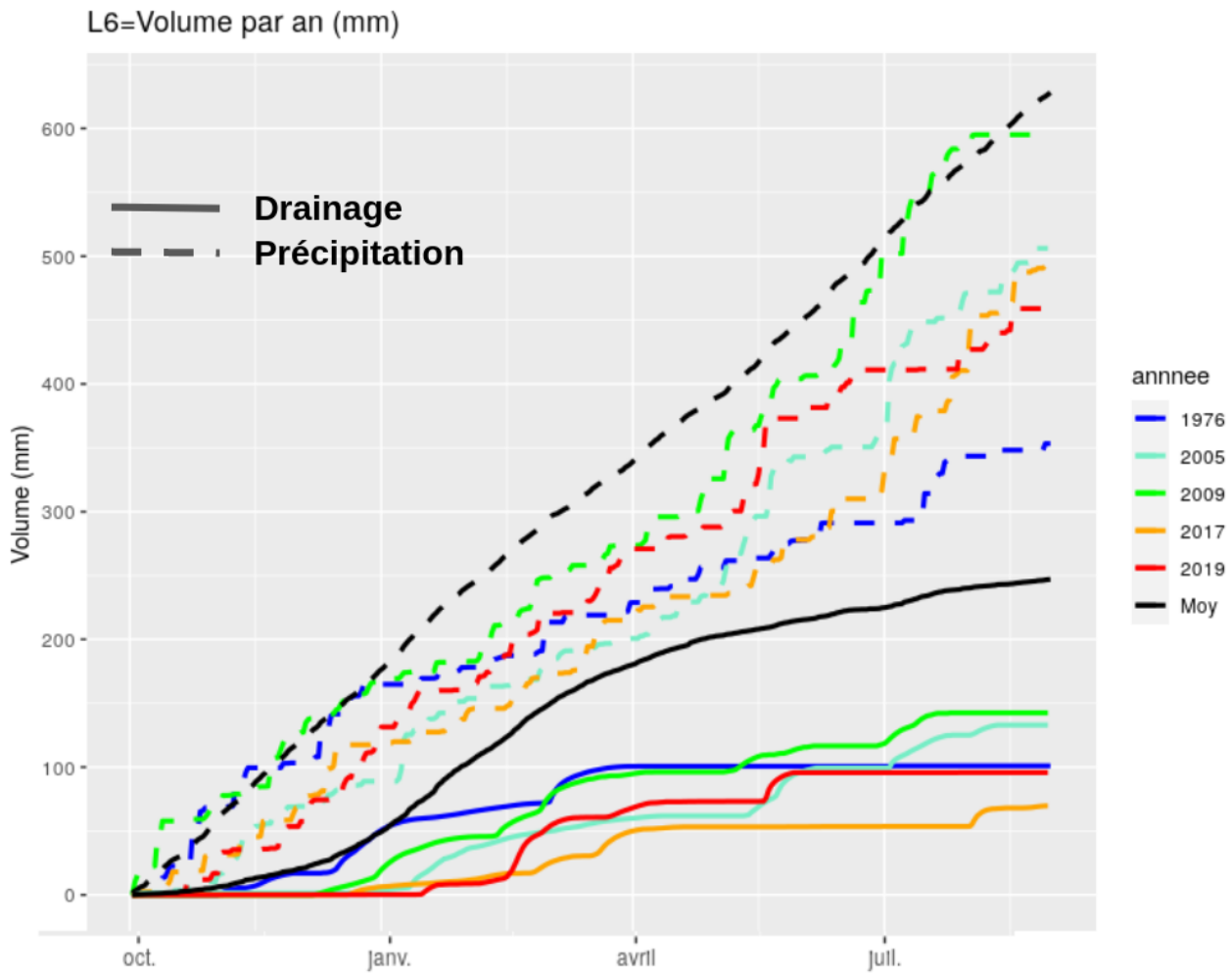


Figure 3.24: Volumes drainés (L6) (traits pleins) et précipités (traits pointillés) sur cinq années et la moyenne inter-annuelle (noir).

Une comparaison entre les volumes drainés sur un lysimètre avec rotation (L1, traits pointillés) par rapport à un lysimètre à sol nu (L6, traits pleins) est réalisée (Figure 3.25). Comme décrit précédemment, les volumes drainés sont diminués sur un lysimètre avec rotation par rapport à un lysimètre maintenu en sol nu, marquées par des périodes de drainages raccourcies. Sur le lysimètre L1, la majeure partie des écoulements a lieu en hiver (sauf 2005 en mai). Ainsi, si le drainage est absent entre janvier/avril (2005, 2009), les cumuls annuels ne dépasseront pas les 30 mm.an^{-1} . 2009 est par exemple une année sans écoulements.

La même analyse est réalisée en comparant un lysimètre sans culture intermédiaire (L1, traits pointillés), par rapport à un lysimètre avec culture intermédiaire (L3, traits tirets) (Figure 3.25). Spécifions que l'année 1976 n'est pas présentée car il n'y avait pas encore de cultures intermédiaires à ce moment. L'ajout de culture intermédiaire diminue d'autant plus le drainage lors de ces années. Les rares écoulements à avoir lieu en dehors de l'hiver pour le lysimètre L1 sont inexistant sur le lysimètre L3. La plus forte réduction de drainage par l'ajout de culture intermédiaire est l'année 2005 (30 à 0 mm). Il y a ainsi deux années sans aucuns écoulements sur le lysimètre L3 (2005 et 2009). Précisons que les rotations de cultures sont les mêmes sur ces années.

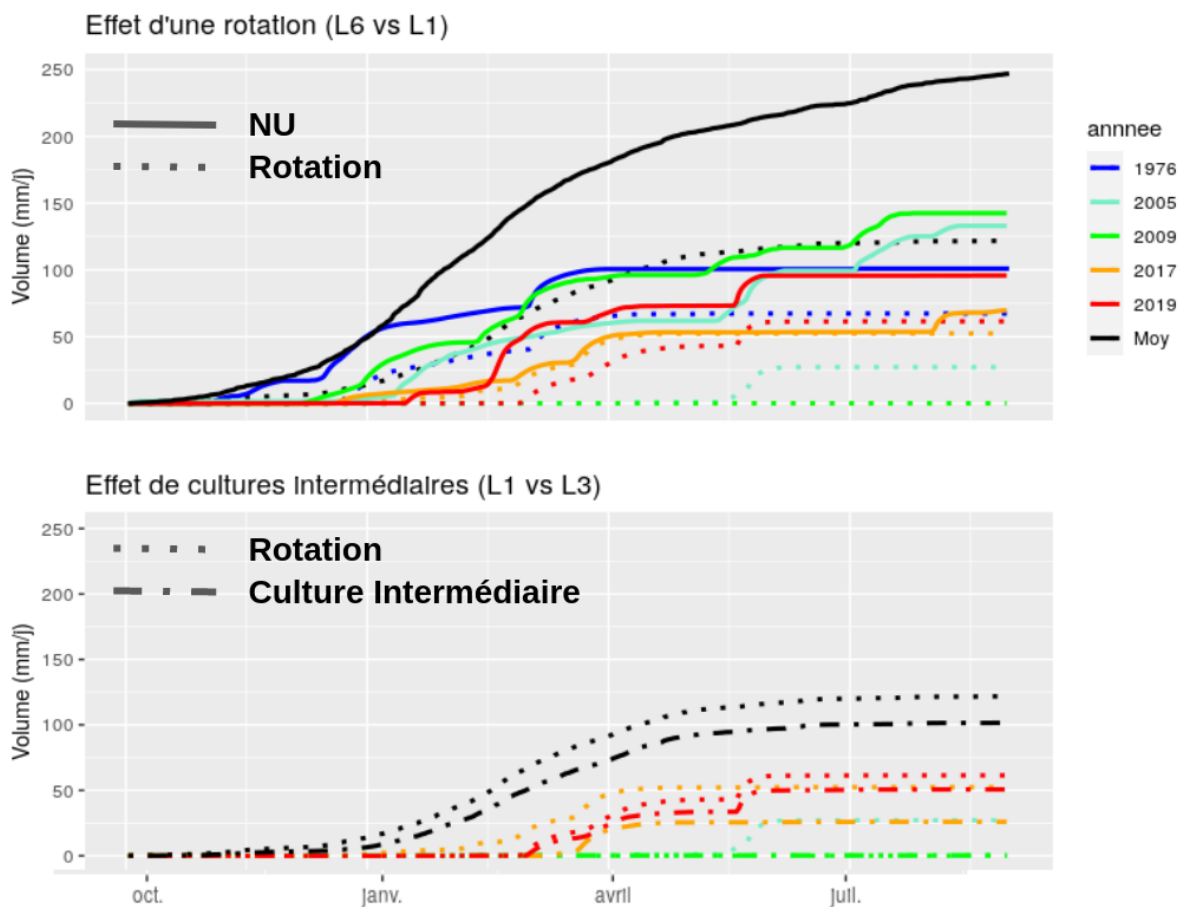


Figure 3.25: Volumes drainés sur le lysimètre L6 (sol nu, trait plein), L1 (rotation, en pointillé), L3 (rotation + cultures intermédiaires, en tiret) sur cinq années et la moyenne inter-annuelle (noir).

3.6.3 Identification des causes d'une sécheresse

Comme pour les évènements de précipitations intenses (section 3.4) et de drainage intense (section 3.5), j'ai utilisé des MRTs pour identifier les causes conduisant à un drainage faible. Les variables exploratoires sont les caractéristiques sur les précipitations (Volume annuel et saisonnier + Nombre de jours sans précipitation annuel), les températures moyennes atmosphériques (annuelle et saisonnière) ainsi que les occupations de sol. Les variables réponses sont les caractéristiques sur le drainage normalisées entre les valeurs minimales et maximales (Volume annuel + Nombre de jours sans drainage).

En réalisant des MRTs pour chaque couvert (Figure 3.27), les conditions pour avoir des années avec des faibles écoulements sont schématisées dans la Figure 3.27. Le volume précipité annuel est sans surprise le facteur qui ressort pour l'ensemble des occupations de sols (sauf gazon). Les seuils sont sensiblement les mêmes (entre 582 mm pour rotation B-B-P à 604 mm pour sol nu). La température apparaît comme un second critère permettant de discrétiser les années avec faibles drainages pour l'herbe (annuel), la vigne (en hiver), et les rotations courtes (au printemps). Le nombre de jours sans pluie par an ressort aussi pour une rotation avec de l'orge (> 217.5 jours). Les autres critères ne sont pas ressortis et ne sont donc pas discriminants.

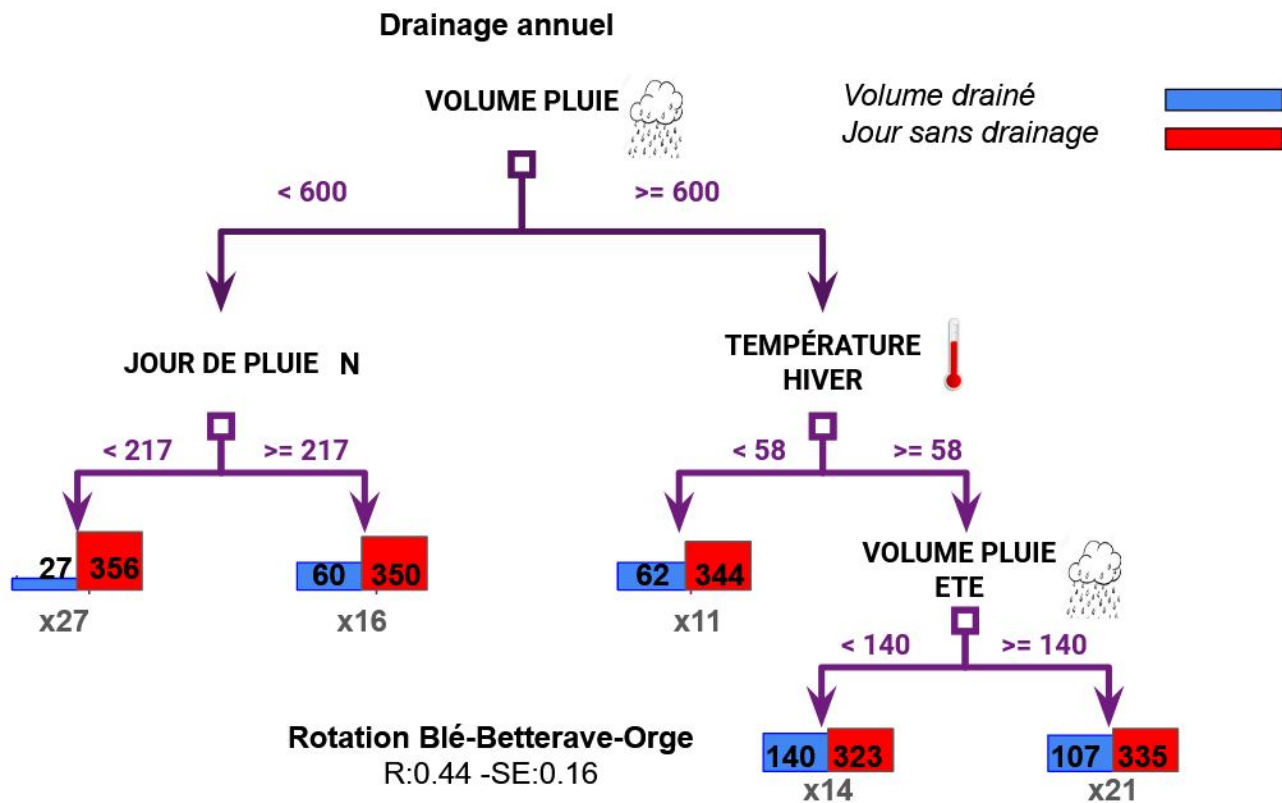


Figure 3.26: Comme pour la Figure 3.18, mais pour une rotation Blé-Betterave-Orge, sur une analyse annuelle et saisonnière.

Sur ces nouveaux MRTs, des taux de fausse alarme et de bonne détection des années les plus sèches sont aussi calculés pour chaque occupation de sol. En moyenne, la capacité de détection des années les plus sèches par ces MRTs est de 75%. Les bonnes détections sont meilleures pour les sols nus (100%), et les rotations avec du pois et des cultures intermédiaires (90%), que pour du gazon (42%) car peu d'années sont traitées en gazon. Les fausses alarmes sont en moyennes de 43%; elles sont nulles si le sol est recouvert de gazon, mais sont importantes pour une rotation avec de l'orge (60%).

3.6. ANALYSE DES ÉPISODES DE SÉCHERESSES

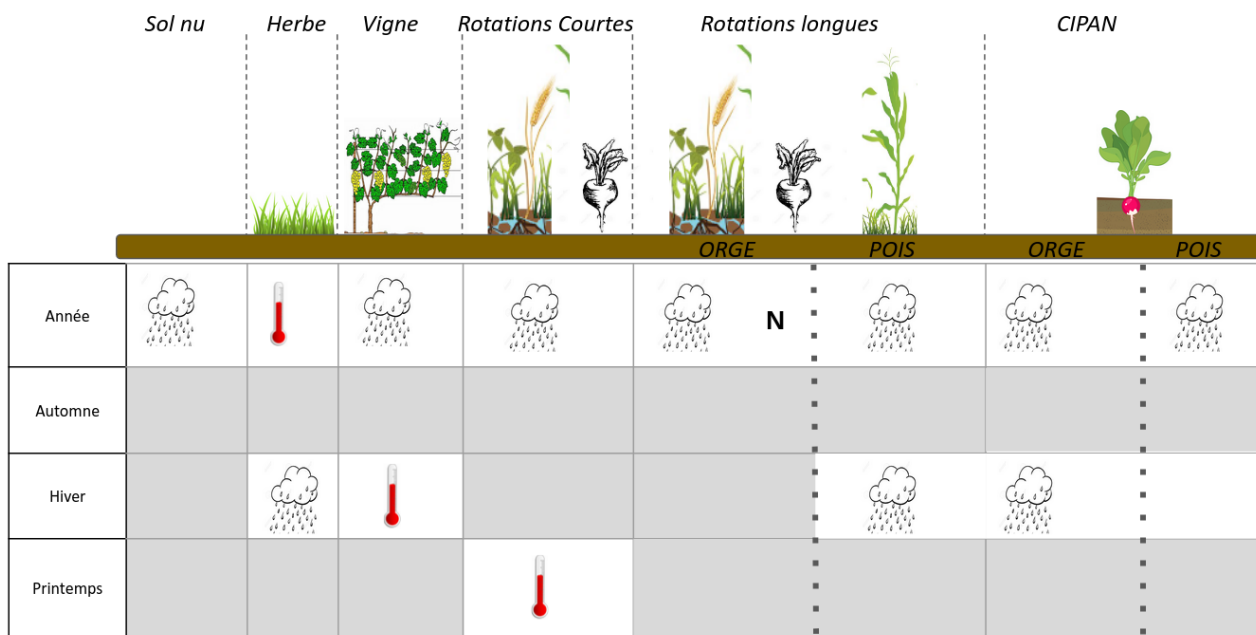


Figure 3.27: Synthèse des conditions obtenues par les MRT pour avoir des années avec peu de drainage pour chaque couvert (en ordonnées) sur Fagnières. Les différentes conditions sont représentées par des schémas (Nuage pour Volume précipité, Thermomètre pour la température moyenne, "N" pour le nombre de jours sans précipitation), le tout sur les années, ou les saisons.

Bilan de section J'ai étudié des années hydrologiques avec des faibles volumes drainés sur Fagnières :

- Les années avec des faibles précipitations ne sont pas toujours les années avec des faibles écoulements.
- Cinq années avec peu d'écoulements ont été sélectionnées (1976, 2005, 2009, 2017 et 2019). Sur ces années, la présence d'un couvert diminue le drainage, avec un fort impact des cultures intermédiaires. En sol couvert, certaines années ne génèrent aucun écoulement.
- Un déficit en précipitation annuelle ou hivernale est la principale cause des déficits de drainage annuels.

3.7 Bilan, critiques, et perspectives

Dans ce chapitre, l'objectif était d'étudier l'infiltration des précipitations dans le sol et les facteurs la contrôlant. Une analyse sur le long terme, lors des évènements de précipitation intenses, de drainages intenses, et des sécheresses a été réalisée.

Dix-sept lysimètres localisés dans la région du Grand-Est ont permis d'observer le drainage. Ces lysimètres sont issus de trois sites expérimentaux (GISFI, OPE, Fagnières) et mesurent le drainage à deux mètres de profondeur. Les lysimètres de l'OPE et du GISFI ont également des mesures de teneurs en eau et de pression matricielle à plusieurs profondeurs. Le site de Fagnières se distingue par des chroniques de drainage depuis plus de cinquante ans, où des rotations de cultures sont établies sur certains de ces lysimètres. Il est à noter une absence de ruissellement sur ces lysimètres.

Sur le site de Fagnières, une diminution de la recharge est observée au cours des cinquante dernières années, et s'explique par une augmentation de l'évapotranspiration. Ces résultats sont en accord avec la littérature (Smerdon, 2017; Yin, Kersebaum, et al., 2020). Certaines pratiques culturales diminuent la recharge, comme la mise en place de rotations longues ou de culture intermédiaire. Par exemple, par rapport à un sol nu, une rotation blé-betterave-orge réduit la période annuelle de drainage et les volumes de prêt de 70%. Ces valeurs restent en cohérence avec la littérature (Ochsner et al., 2018). Bien que promue d'un point de vue qualitatif et obligatoire sur le bassin versant de la Seine, la présence de culture intermédiaire entre les cultures impacte les écoulements en automne, avec une réduction de l'ordre de 20 $mm.an^{-1}$, soit environ 10% de la recharge annuelle. Cette valeur reste légèrement plus faible que celle que l'on peut retrouver dans la littérature (Gabriel et al., 2012; Justes et al., 2012; Meyer et al., 2019; Ndong et al., 2020).

Sur ces sites, les évènements de précipitations intenses apparaissent dans plus de 70% des cas en été et en automne, soit quand les sols sont relativement secs. Par manque de données horaire, aucune tendance sur l'évolution de ces évènements n'a été détectée, ce qui ne permet pas de confirmer les résultats de Van Uytven et al. (2020). Ces évènements ne génèrent que très peu d'écoulements (70% des cas ne réagissent pas), et représentent entre 10% et 20% de la recharge annuelle. Un résultat important de ce chapitre est que même lors de ces évènements, les cultures intermédiaires y réduisent le drainage, en particulier en hiver et lorsque l'antécédent de précipitation est important. En s'inspirant de la méthode utilisée par Ndong et al. (2020), un outil statistique reposant sur de l'apprentissage automatique a été utilisé pour étudier la réponse du drainage sous différentes conditions à ces évènements. Si les occupations du sol et les précipitations sont connues en avance, il est ainsi possible d'anticiper le risque d'une réponse importante de la recharge, et donc d'anticiper les risques associés. Par exemple, les cas qui réagissent le plus sont ceux qui ont lieu en hiver, pour les lysimètres à sol nu quand l'épisode de précipitations intenses dure plusieurs jours et est associé à un volume précipité conséquent.

Sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE, la considération de la masse initiale avant un

événement, représentant l'état initial du sol, révèle que les fortes réactions en terme de drainage apparaissent principalement sur des sols initialement humides. Ce dernier résultat s'accorde avec Feltrin et al. (2011), et est conforté par l'analyse des événements de drainages intenses qui ont surtout lieu en hiver, quand les cumuls de précipitations sont importants et quand les sols sont déjà quasiment saturés en eau.

À l'inverse, les années les plus sèches sont celles marquées par un déficit de précipitations annuel important, en particulier hivernal, ce qui confirme les résultats de nombreuses études (Peters et al., 2006; Vidal et al., 2010). Ainsi, l'année hydrologique 2023, caractérisée par un déficit important de précipitation en hiver, risque d'être une année avec une recharge très limitée. L'effet des rotations et des cultures intermédiaires est très marquée sur ces années, souvent caractérisées par une absence totale d'écoulement associée à une augmentation de l'évapotranspiration, et reste en accord avec la littérature (McGuire et al., 1998; Unger & Vigil, 1998).

De plus, à l'aide des variations de masse et de teneurs en eau sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI, il a été souligné l'absence d'écoulement préférentiel. Sur Fagnières, ces écoulements préférentiels sont négligeables d'après J. Ballif et al. (1996) and Yin, Kersebaum, et al. (2020).

Cette analyse renforce la nécessité d'utiliser des lysimètres en hydrogéologie, et notamment pour étudier la recharge des aquifères et les facteurs qui la dirigent. Toutefois, l'ensemble de ces éléments n'a pas permis de mettre en évidence l'effet du sol d'origine, qui est un facteur à prendre en compte (J. H. Kim & Jackson, 2012). Par ailleurs, les événements de précipitations intenses sur ces sites ne sont pas les plus extrêmes de France (Boé, 2007; Drobinski et al., 2016). Il serait intéressant de développer des lysimètres sur l'ensemble du territoire français pour étudier la recharge passée, en temps réel, et future.

Comme nous allons le voir dans le chapitre suivant, les lysimètres vont aussi permettre d'évaluer et d'améliorer des modèles numériques.

Chapitre 4

Modélisation sur les sites de l'OPE et du GISFI

Avant-propos

Ce chapitre a pour objectif d'évaluer le modèle de surface ISBA à modéliser les transferts hydriques sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI. Comme décrits dans le chapitre précédent, le forçage météorologique, les couverts, et les sols sont connus localement. De plus, les mesures à plusieurs profondeurs de pression matricielle et de teneur en eau permettent d'estimer localement les paramètres hydrodynamiques. Des mesures de masse totale permettent d'accéder à une information sur l'ensemble de la colonne en complément des observations à certaines profondeurs. Ces lysimètres vont finalement permettre de compléter les conclusions de Decharme et al. (2011).

Une description du forçage météorologique locaux et une méthode pour compléter ce forçage sont tout d'abord présentées dans la première partie de ce chapitre. Dans une seconde partie, organisée sous forme d'un article scientifique, la version initiale d'ISBA est évaluée sur ces lysimètres. Les équations de Van Genuchten (1980) et de Iden et al. (2015) sont ensuite implémentées avec la volonté de mieux reproduire la dynamique du drainage. Les paramètres mesurés in-situ sont comparés avec plusieurs fonctions de pédotransferts. Dans un troisième temps, une analyse supplémentaire permet de montrer comment le modèle ISBA a été adapté pour des lysimètres en y ajoutant une condition à la limite inférieure de suintement, modification évaluée à l'aide d'une comparaison avec le modèle Hydrus.

Sommaire

4.1 Le forçage météorologique	77
4.2 Évaluation de l'hydrologie du sol du modèle de surface ISBA en utilisant quatre équations de fermetures et plusieurs lysimètres.	82
4.3 Supplément	110
4.4 Complément d'analyse	119
4.5 Bilan, critiques, et perspectives	127

4.1 Le forçage météorologique

Dans ce chapitre et le chapitre suivant, ISBA étant utilisé en mode forcé, les huit variables représentatives de l'état atmosphérique sont nécessaires au fonctionnement du modèle. Ces variables, listées dans la Table 4.1, sont prescrites au pas de temps de trois heures.

Table 4.1: Liste des variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA en mode forcé.

Variables atmosphériques	Symboles	Unité
Température de l'air à 2 m d'altitude	T_a	C
Humidité spécifique de l'air à 2 m d'altitude	q_a	$kg.kg^{-1}$
Pression atmosphérique à la surface	P_s	Pa
Précipitation	R_R	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
Vitesse horizontale du vent à 10 m d'altitude	V_a	$m.s^{-1}$
Rayonnement atmosphérique	R_A	$W.m^{-2}$
Rayonnement solaire	R_G	$W.m^{-2}$
Concentration atmosphérique en CO_2	CO_2	ppm

Toutes ces composantes sont utilisées comme forçage d'entrée dans le modèle de surface ISBA. Les observations locales sont presque complètes. Cependant, il est nécessaire de transformer l'humidité relative en humidité spécifique (Q_a) à partir de la pression atmosphérique, et d'obtenir le rayonnement atmosphérique (R_a) via la température atmosphérique et l'humidité relative selon la formulation de Prata (1996) (eq. 4.1). La concentration atmosphérique en CO_2 (CO_2) est issue du projet Global Carbon Project (GCP) (Le Quéré et al., 2013).

$$R_a = [1 - (1 + \epsilon)exp(\sqrt{-1.2 + 3\epsilon})] * T_a^4 \text{ avec } \epsilon = 46.5 * \frac{q_0}{T_a} \quad (4.1)$$

Les stations météorologiques présentent parfois des lacunes dans les données. Deux méthodes ont été appliquées pour reconstituer le forçage météorologique, soit en comparant les données disponibles à des stations à proximité, soit en exploitant la ré-analyse SAFRAN :

- Quantile/Quantile : pour chaque variable, on sélectionne les périodes sans lacunes, puis on détermine les quantiles de 0% à 100% (tous les 10%) pour chaque chronique. On calcule ensuite à quel ratio de quantile appartiennent les valeurs de chaque chronique. On utilise ensuite cette connexion pour reconstituer la chronique par un produit en croix.
- Régression : pour chaque variable, on sélectionne les périodes sans lacunes, puis on détermine par la méthode des moindres carrés la meilleure régression possible entre chaque chronique, qu'elle soit linéaire, exponentielle, logarithmique ou polynomiale. On transforme ensuite les données des chroniques aux alentours pour retrouver les données locales manquantes, et ainsi reconstituer les lacunes.

Ces périodes reconstituées permettent d'avoir une continuité dans les simulations, mais ne sont pas prises en compte dans le calcul des scores statistiques. Plus de détails sont donnés dans la suite pour chaque site.

4.1.1 GISFI

Les chroniques du GISFI s'avèrent être incomplètes avec des lacunes de données assez importantes (août-décembre 2011 et mars-septembre 2013). Les données météorologiques du GISFI sont comparées à la station de Doncourt (54171001), localisée à 10 km du site du GISFI (Figure 4.1).

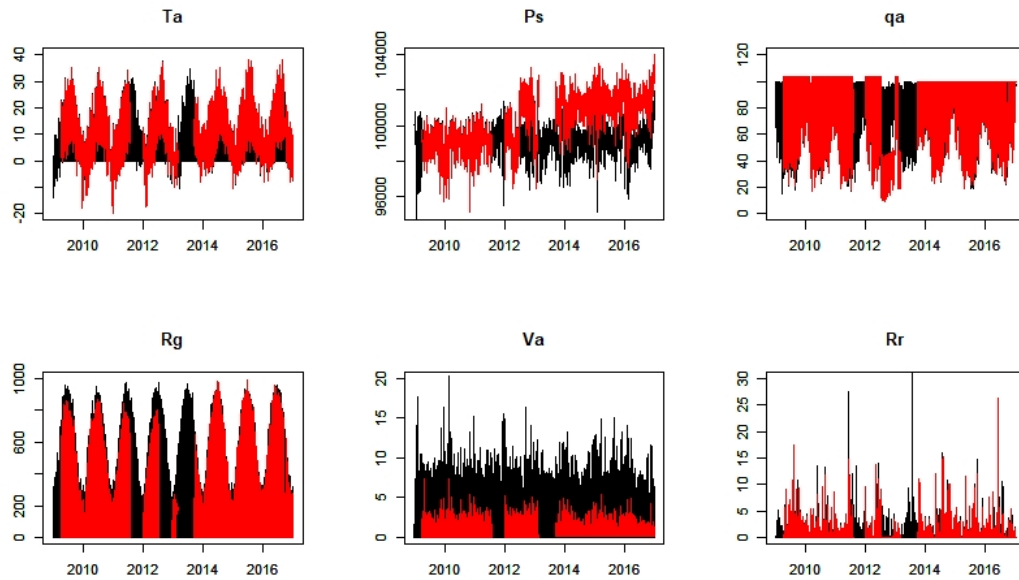


Figure 4.1: Chronique des principales composantes atmosphériques mesurée au GISFI (rouge) et à Doncourt (noir) entre 2009 et 2016.

On remarque des similitudes entre les deux stations, notamment pour les températures et les rayonnements. Les pressions atmosphériques sont similaires avant 2012, et un décrochage apparaît par la suite au GISFI, sans doute lié à un défaut de mesure. Ainsi, la pression atmosphérique mesurée à Doncourt est utilisée pour les simulations.

Par la méthode de régression, on retrouve des relations de type linéaire très bonnes entre les deux stations :

- $Ta_{GISFI} = Ta_{Doncourt} * 1.002$ ($R^2 = 0,99$)
- $Ra_{GISFI} = Ra_{Doncourt} * 0.8852$ ($R^2 = 0,90$)
- $Ps_{GISFI} = Ps_{Doncourt} * 0.665$ ($R^2 = 0,99$)
- $Va_{GISFI} = Va_{Doncourt} * 0.665$ ($R^2 = 0,78$)
- $Hr_{GISFI} = Hr_{Doncourt} * 0.665$ ($R^2 = 0,99$)
- $Rr_{GISFI} = Rr_{Doncourt} * 0.665$ ($R^2 = 0,5$)

En comparant les méthodes de régression et Quantile/Quantile en 2013, où des lacunes sont présentes (Figure 4.2), on retrouve un forçage reconstitué très proche avec les deux méthodes. Le rayonnement reconstitué apparaît légèrement plus fort par la méthode de régression. Sur l'ensemble des périodes reconstituées (11187 jours), on obtient entre les deux méthodes des corrélations supérieures à 0.65 et des NRMSE inférieurs à 0.6 pour l'ensemble du forçage, sauf rayonnement ($r^2 = 0.25$, NRMSE = 1.08).

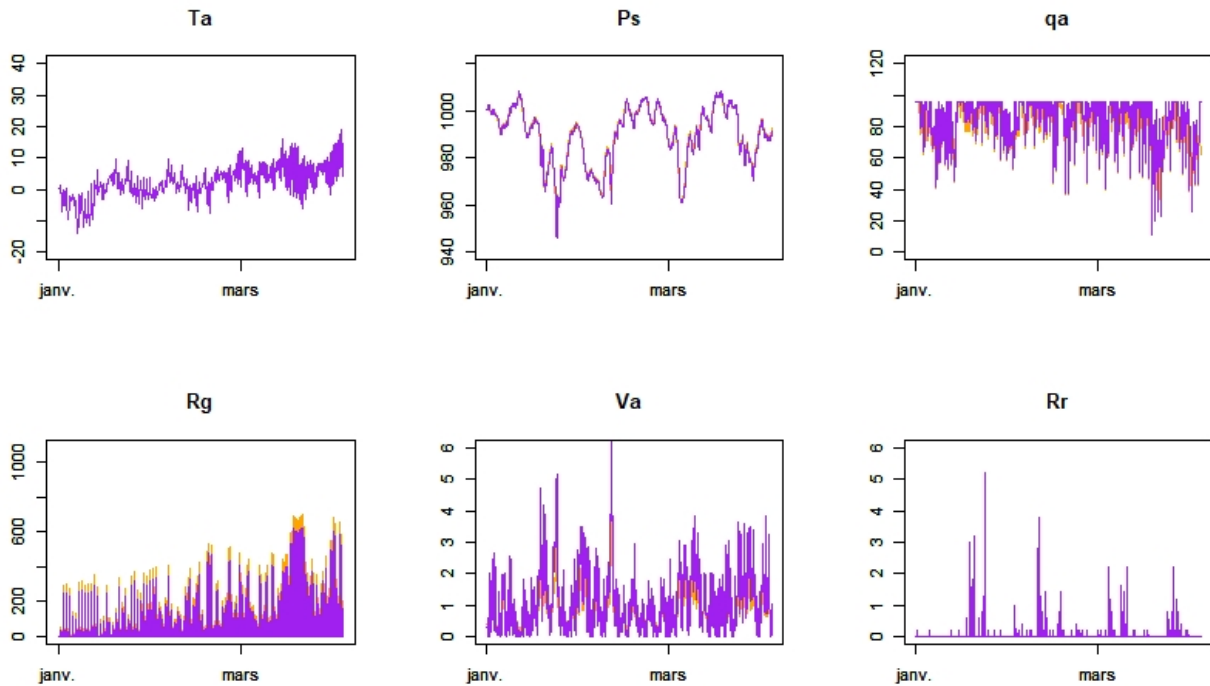


Figure 4.2: Reconstitution des lacunes du forçage en 2013 par la méthode Quantile/Quantile (violet) et la méthode de régression (orange).

J'ai ensuite évalué l'impact du forçage reconstitué par ces deux méthodes sur les simulations pour le lysimètre G2 (Figure 4.3). La comparaison de la masse totale entre les deux simulations révèle que les écarts apparaissent uniquement lors des périodes de reconstitution (sur fond bleu pâle). Le forçage restitué par la méthode par régression conduit à simuler des contenus en eaux légèrement plus secs qu'avec la méthode quantile-quantile, et est plus en accord avec les observations. Cette différence s'explique par un rayonnement reconstitué plus fort par la méthode de régression que par la méthode des quantiles. L'évaporation du sol est alors ainsi plus forte. Toutefois, il n'y a pas d'effet "mémoire", ie, en dehors de ces périodes de reconstitution, les chroniques simulées sont identiques, avec des statistiques identiques (ex.: NSE (0.78, 0.78), CRMSE (14.57, 14.62), par régression ou par quantile).

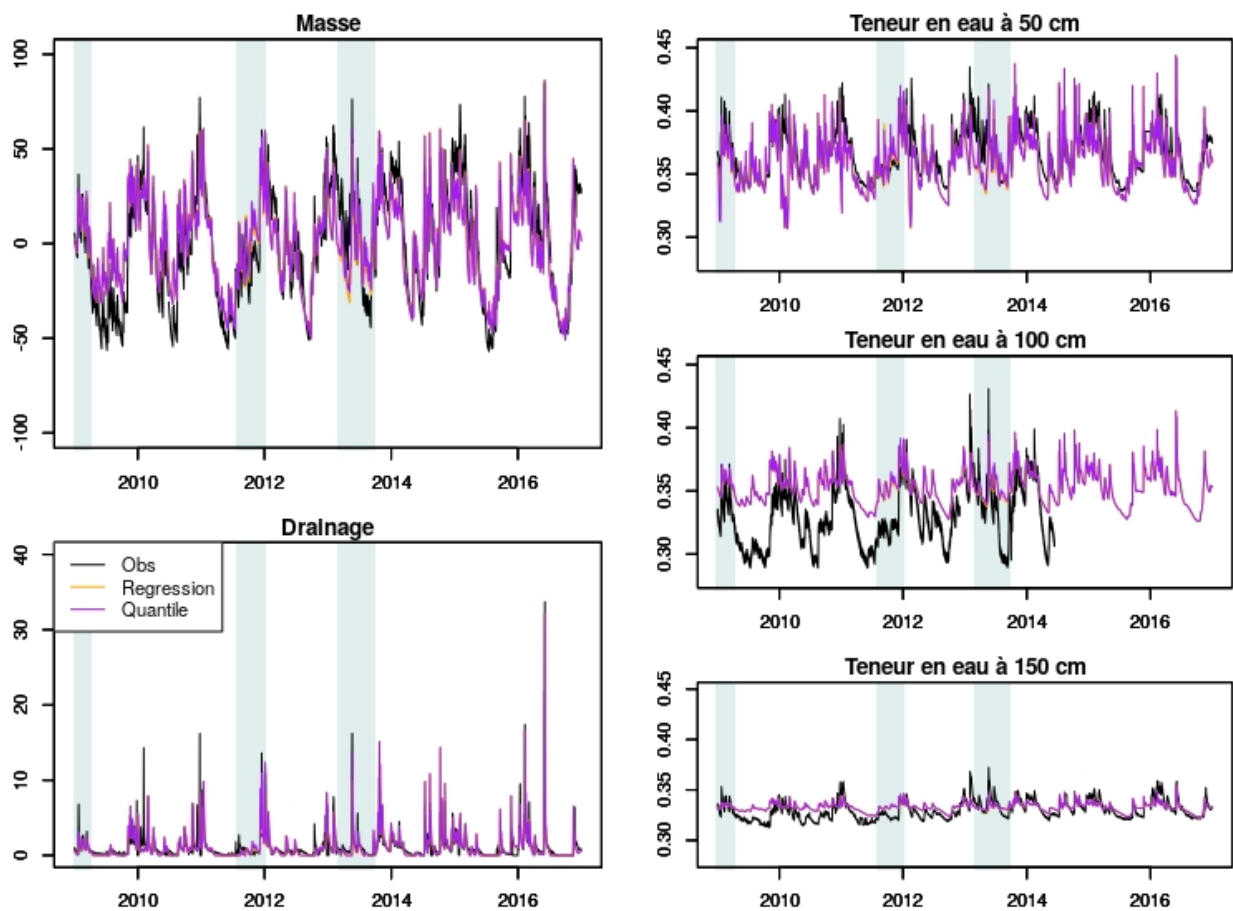


Figure 4.3: Comparaison des simulations de la variation de masse, du drainage, et des teneurs en eau à 50, 100, 150 cm de profondeur pour le lysimètre G2 avec le forçage reconstitué par régression (orange) ou par quantile (violet). Les observations sont représentées en noir.

Concernant les teneurs en eaux à 50, 100 et 150 cm de profondeur, les conclusions sont similaires : des teneurs en eaux simulées plus sèches par la méthode de régression lors des périodes de reconstitution, et des statistiques identiques en dehors de ces périodes reconstituées. Le drainage est ainsi réduit lors de ces périodes par la méthode de régression par rapport à la méthode des quantiles, et les statistiques restent toujours identiques (ex.: NSE (0.56, 0.55), KGE (0.76, 0.76), biais (6.2, 6.5 en %), par régression ou par quantile).

Finalement, au vu de ces résultats très proches entre les deux approches, la méthode par régression est choisie pour reconstituer le forçage sur ce site, car plus simple à appliquer.

4.1.2 OPE

Sur le site de l'OPE, il y a deux stations météorologiques sur place (Figure 4.4) : une au niveau du champ à proximité (noir) du site disponible entre le 01/01/2014 et le 15/06/2017, et une seconde installée dès le 26/10/2015 directement sur le site expérimental (en rouge) ; il y a donc une période commune de près de deux ans sur ces stations, permettant d'avoir des chroniques presque-complète entre 2014 et 2020. Sur cette période commune, on retrouve des valeurs très proches avec des corrélations de type linéaire proche de 1 et des R^2 très satisfaisants.

Notons toutefois que P_s est plus fort sur le site de l'OPE qu'au niveau du champ car mesuré à une altitude plus importante.

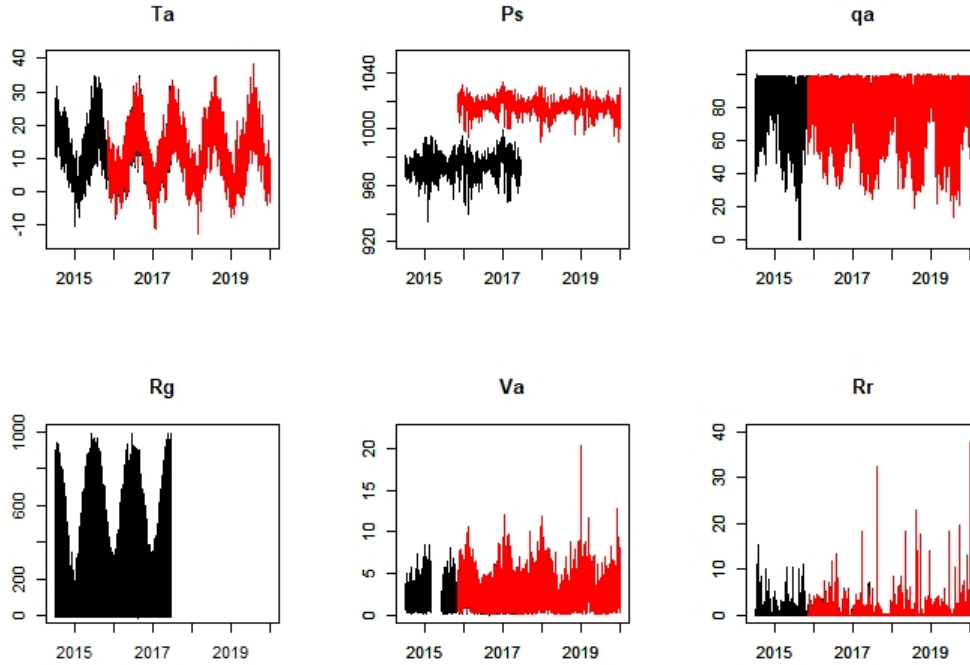


Figure 4.4: Chronique des principales composantes atmosphériques mesurée à l'OPE (rouge) et sur le champ à proximité (noir) entre 2014 et 2020.

Enfin le rayonnement solaire n'étant pas disponible sur l'OPE, il a été établi après 2017 à partir de la réanalyse SAFRAN :

- $Ta_{OPE} = Ta_{champ} * 1.04$ ($R^2 = 0.99$)
- $Ra_{OPE} = Ra_{SAFRAN} * 2.503$ ($R^2 = 0.5$)
- $P_{OPE} = P_{s_{champ}} * 0.6656 + 368.53$ ($R^2 = 0.99$)
- $Va_{OPE} = Va_{champ} * 1.153$ ($R^2 = 0.89$)
- $qa_{OPE} = qa_{champ} * 0.9778$ ($R^2 = 0.98$)
- $Rr_{OPE} = Rr_{champ} * 0.971 - 0.004$ ($R^2 = 0.81$)

Les données sur ces nouvelles chroniques sont dans l'ensemble complètes. Il y a cependant des lacunes de pluviométrie (par exemple, liées à un pluviomètre bouché) sur deux périodes : entre septembre et décembre 2017, puis fin 2019. Ces lacunes sont comblées par une régression avec les précipitations issues de SAFRAN car les stations météorologiques à proximité n'étaient pas disponibles ou de mauvaise qualité.

Bilan de section

A partir de plusieurs bases de données, j'ai reconstitué le forçage météorologique local et complet sur les sites lysimétriques du GISFI et de l'OPE, qui sont indispensables à la modélisation de la recharge à l'échelle locale avec le modèle ISBA.

4.2 Évaluation de l'hydrologie du sol du modèle de surface ISBA en utilisant quatre équations de fermetures et plusieurs lysimètres.

Cet article évalue la performance du modèle ISBA à simuler l'infiltration à l'échelle locale en testant plusieurs équations de fermetures. Cette étude est réalisée sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE, avec le forçage météorologique décrit dans la section précédente. Les paramètres hydrodynamiques ont été estimés via des mesures de pression matricielle et de teneur en eau sur plusieurs profondeurs. L'évaluation est réalisée sur le drainage, les teneurs en eau et les variations de masse sur l'ensemble des chroniques, et sur les événements de drainage intenses.

Cet article est publié dans le journal Hydrology and Earth System Sciences (HESS). Le DOI associé est le suivant <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-248>.

Abstract

Soil water drainage is the main source of groundwater recharge and river flow. It is therefore a key process for water resource management. In this study, we evaluate the soil hydrology and the soil water drainage, simulated by the Interaction-Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) land surface model currently used for hydrological applications from the watershed scale to the global scale. This evaluation is done using seven lysimeters from two long term model approach sites measuring hourly water dynamics between 2009 and 2019 in northeastern France. These 2-meter depth lysimeters are filled with different soil types and are either maintained bare soil or covered with vegetation. Four closed-form equations describing soil water retention and hydraulic conductivity functions, are tested: the commonly used equations from Brooks and Corey (1966) and Van Genuchten (1980), a combination of the van Genuchten soil water retention function with the Brooks and Corey unsaturated hydraulic conductivity function, and, for the very first time in a Land Surface Model (LSM), a modified version of Van Genuchten equations, with a new hydraulic conductivity curve proposed by Iden et al. (2015). The results indicate a good performance by ISBA with the different closure equations in terms of soil volumetric water content and water mass. The drained flow at the bottom of the lysimeter is well simulated using Brooks and Corey (1966) while some weaknesses appear with Van Genuchten (1980) due to the abrupt shape near saturation of its hydraulic conductivity function. The mixed form or the new van Genuchten hydraulic conductivity function from Iden et al. (2015) allows solving this problem and even improves the simulation of the drainage dynamic, especially for intense drainage events. The study also highlights the importance of the vertical heterogeneity of the soil hydrodynamic parameters to correctly simulate the drainage dynamic,

as well as the primary influence of the parameters characterizing the shape of the soil water retention function.

Introduction

Drainage water is the portion of precipitation that flows through the first meters of soil. As it has escaped evapotranspiration, it is the main diffuse source of groundwater recharge (Moeck et al., 2020), and is of crucial importance for estimating the evolution of the aquifer (Bredehoeft, 2002; Döll & Fiedler, 2008). Even where there is no aquifer, this water flux can contribute to the baseflow. Despite their importance, direct observations of drainage water are still rare compared to direct observations of river flow or groundwater level.

Indirect methods based on analysis of baseflow (Meyboom, 1961), or variation of piezometric level for instance using a water table fluctuation method (R. Healy & Cook, 2002) can be applied to estimate groundwater recharge. However, these methods cannot separate the different components of the recharge, such as the exchange between surface water and groundwater (Brunner et al., 2017; Keshavarzi et al., 2016), exchanges between several aquifer layers basins (Tavakoly et al., 2019), and drainage water. Direct measurement at the local scale and high frequency can be made in situ using lysimeter columns, which isolate a small volume of soil from lateral flow and collect drainage water. Most of the time, the lysimeters are disconnected from the soil and avoid the capillary rise from the deeper soil that can have an important influence locally (Vergnes et al., 2014). From such observations, drainage water is known to have large variations in space, due to changes in soil texture and structure (Moeck et al., 2020; Vereecken et al., 2019).

Due to the limited number of observations and the difficulty to indirectly quantify it, the estimation of the groundwater recharge is one of the twenty-three unsolved problems in hydrology (Bloschl et al., 2019). The simulation of recharge in hydrological models can vary significantly, from simplified reservoir approaches to physically based models. The widely used reservoir approach (Alcamo et al., 2003; Harbaugh, 2005) has the advantage of limiting the number of parameters to be calibrated and reducing the numerical cost of simulations. Physically based approaches are more complex and are commonly used in LSMs in which vertical water and energy balances between the land surface and the atmosphere can be calculated (Blyth et al., 2010; Boone et al., 2000; De Rosnay et al., 2003).

Today, LSMs are widely used in hydrological applications in order to study the regional and global water cycle, predict streamflow, and inform water resource management (Gelati et al., 2018; Haddeland et al., 2011; Le Moigne, Besson, et al., 2020; Muñoz-Sabater et al., 2021; Rummler et al., 2022; Schellekens et al., 2017; Vergnes et al., 2020; Vincendon et al., 2016). However, LSMs may have difficulty estimating the dynamics of groundwater recharge, particularly during intense precipitation events. Vereecken et al. (2019) suggested a number of directions for improvement: introduce more physical processes such as preferential flow along the roots and macropores, improve the representation of soil/vegetation and of soil parameters, and improve the spatio-temporal distribution of precipitation. In LSMs, the Richards equation (Richards, 1931) is used to describe the flow of water in the porous soil due to the actions of

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

capillarity and gravity. Mainly used in the hydrology community, this equation has been widely criticized, in particular for the overestimation of the effect of capillarity (Farthing & Ogden, 2017; Nimmo, 2010).

In the Richards equation, two closed-form equations are often used to represent the variations of volumetric water content with the matrix potential and the hydraulic conductivity in the unsaturated zone: Brooks and Corey (1966) and Van Genuchten (1980), hereafter BC66 and VG80 respectively. Historically, the closed-form equations from BC66 are mostly used by the atmospheric community in their LSMs, while the ones from VG80 are mainly used by hydrologists. BC66 proposed simple analytical power curves of soil water retention and hydraulic conductivity based on North American soil observations. However, they do not include an inflection point close to saturation, and are thus not derivable, which leads to problems at the connection with the saturated zone. The consequence is a deviation near saturation of volumetric water content. VG80 proposed an improvement of the BC66 soil water retention curve close to water saturation, using more complex analytical forms based on European soil observations. However, as summarised by Iden et al., 2015, when such S-shaped function is used to describe fine-textured soil or a soil with a wide pore-size distribution, the VG80 hydraulic conductivity curve exhibits an abrupt drop at the transition from saturated conditions to unsaturated conditions. This may lead to underestimate the hydraulic conductivity for very wet conditions, i.e. near saturation, and impact the stability and the accuracy of the numerical solver (Ippisch et al., 2006; T. Vogel et al., 2000). The non linear form also increases the cost of the numerical solvers (Dourado Neto et al., 2011; Ippisch et al., 2006; Van Genuchten, 1980; T. Vogel et al., 2000).

To smooth artifacts associated to the VG80 hydraulic conductivity curve, some studies suggest different solutions: to shift the entire pore-size distribution by an air-entry value (Kosugi, 1994), to truncate the pore-size distribution by introducing a maximum pore radius on the VG80 hydraulic conductivity curve (Iden et al., 2015; Schaap & Van Genuchten, 2006), or to put an explicit air-entry pressure in the VG80 model (Braud et al., 1995; Fuentes et al., 1992; Ippisch et al., 2006; T. Vogel et al., 2000). Fuentes et al. (1992) or Braud et al. (1995), proposed to combine the VG80 soil water retention function with the BC66 hydraulic conductivity curve. Such combination should improve the simulation when the soil water is close to saturation, while preserving the simplicity and numerical stability of the BC66 relationships. It benefits from the many methods that link soil parameters from one relationship to another (Lenhard et al., 1989; Van Genuchten, 1980). Recently, an elegant parameterization was proposed by Iden et al., 2015 which allows to keep the VG80 hydraulic conductivity curve by introducing the concept of maximum pore radius suggested by Durner, 1994.

The goal of this study is to use a state-of-the-art LSM to assess the benefits of BC66 and VG80 relationships and two of its derivatives in reproducing soil water mass, volumetric water content and drainage flux observed in seven lysimeters during more than five years. The two alternative approaches are i) the one proposed by Fuentes et al. (1992) and Braud et al. (1995) that combines the VG80 soil water retention curve with the BC66 unsaturated hydraulic conductivity curve and ii) the new parameterization of the VG80 hydraulic conductivity curve

from Iden et al. (2015) that has never been used in a LSM to the best of our knowledge. The soil hydrodynamic parameters are directly derived from observation and compared with several pedotransfer functions (hereafter PTF) commonly used by LSMs. The LSM used is the multi-layer diffusion version of the Interaction-Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) that solves directly the mixed form of the Richards equation (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). The experimental protocol, including descriptions of both the lysimeters data and the ISBA model, is given in section 2. Soil parameters estimation based on lysimeters observations is described in section 3, while the main results of each model approach are presented in section 4. Finally, a general discussion and the main conclusions are given section 5.

4.2.1 Experimental Protocol

Data

Seven lysimeters of two French experimental sites located in north-eastern France are used in this study: 4 lysimeters from the GISFI experimental station (French Scientific Interest Group on Industrial Wastelands) at Homécourt (49°21'N, 5°99'E, altitude 430m) with data record from 2009 to 2016 (hereafter G1, G2, G3, G4) and 3 lysimeters from OPE experimental station (Perennial Environmental Observatory) close to Osne-le-Val (48°50'92"N, 5°21'19"E, altitude 224m) with data record from 2014 to 2019 (hereafter O1, O2, O3). These two sites are separated by a distance of 97 km. Their soils are classified according to the World reference base for soil resources WRB (Hazelton & Murphy, 2016).

The GISFI experimental station focuses on the understanding of pollution evolution and the development of decontamination solutions (Huot, Morel, et al., 2015; Lemaire et al., 2019; Ouvrard et al., 2011; Rees et al., 2020). It participates in the collaborative study TEMPOL (Observation sur le long TErMe de sols POLLués) with the German observatory infrastructure TERENO (Terrestrial Environmental Observatories, Zacharias et al. (2011)) in order to study in situ the transfer of pollutants (Leyval et al., 2018). Three of the GISFI lysimeters (G1, G2 and G3) contain rebuilt soil of the Spolic Toxic Technosol which was sampled in Neuves-Maisons, an industrial wasteland of a coking plant with contamination (PAH, hydrocarbons, Monserie et al. (2009), Ouvrard et al. (2011), and Sterckeman et al. (2000)). These three lysimeters were filled in September 2007 and soil material was gradually and manually compacted every 0.3 m to reach a given bulk density. Lysimeters G1 and G2 were maintained bare soil, while lysimeter G3 was covered by vegetation (Alfalfa). Lysimeter G4 was filled by a monolith of Cambisol from Noyelles-Godault and covered by grass (Table 4.2).

The main objective of the OPE site is to describe the environment before and after the construction of the surface facilities of a deep radioactive waste repository and to follow its evolution. This site is part of the OZCAR (Observatoires de la Zone Critique: Application et Recherche) French research infrastructure dedicated to the observation and study of the critical zone (Braud et al., 2020; Gaillardet et al., 2018). The lysimeters were filled by monoliths taken closed to the OPE site: lysimeters O1 and O3 were filled with Hypereutric Cambisol with different layers of limestone more or less cracked and lysimeter O2 contains a Cambisol. These three lysimeters had sparse vegetation, composed of C3-type grass (Table 4.2). Monolith-filled lysimeters

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

preserve original soil horizons and are therefore better representative of watershed conditions.

Table 4.2: Description of each lysimeter: filling method, soil type, vegetation cover, number of texture observations, and textures (in % of clay, sand and silt) at different depths.

Experimental station Lysimeters	GISFI				OPE		
	G1	G2	G3	G4	O1	O2	O3
Filling method	Fill	Fill	Fill	Monolith	Monolith	Monolith	Monolith
Soil	Technosol	Technosol	Technosol	Cambisol	HyCa*	Cambisol	HyCa*
USDA soil type	Sandy Clay Loam	Sandy Clay Loam	Sandy Clay Loam	Clay Loam	Clay	Clay Loam	Silty Clay Loam
Soil cover	bare soil	bare soil	Alfalfa	Grass	Grass	Grass	Grass
Layers	1	1	1	4	6	1	6
Bulk density (kg.m^{-3})	1300	1300	1300	1300	1700	1700	1700
Soil texture profile (%)	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt	Sand, Clay, Silt
Homogeneous	61.6, 14.3, 24.1	61.6, 14.3, 24.1	62.4, 15.2, 22.4	32.0, 25.0, 43.0	3.0, 36.0, 61.0	31.0, 41.0, 28.0	18.0, 47.0, 36.0
0.2m	""	""	""	20.0, 15.0, 75.0	11.0, 4.0, 85.0	50.4, 18.0, 31.6	24.0, 28.0, 48.0
0.5m	""	""	""	17.0, 26.0, 57.0	0.0, 67.0, 37.0	42.0, 27.0, 31.0	16.0, 53.0, 31.0
1m	""	""	""	34.0, 33.0, 33.0	0.0, 19.0, 81.0	22.0, 6.0, 72.0	16.0, 53.0, 31.0
1.5m	""	""	""	56.0, 24.0, 20.0	0.0, 19.0, 81.0	22.0, 6.0, 72.0	16.0, 53.0, 31.0

*Hypereutric Cambisol

All the lysimeters are weighable cylinders with a depth of 2 m and an area of 1 m². No suction are imposed at the bottom of each lysimeters contrary to the ones of TERENO-SoilCan (Pütz et al., 2016). They are equipped with suction and temperature probes as well as time-domain reflectometry (TDR) probes to measure the water content, at 0.50, 1.0 and 1.5 m depth, with additional measurement at 0.2 m for the OPE lysimeters. The weight is measured continuously with a 0.1 kg precision giving an idea of the time variations of the total soil water volume in the column, and a tipping counter measures the drainage water at the bottom. Data are continuously monitored on an hourly basis using a data logger. On the GISFI site, TDR probes are RIME-PICO32 sensors with internal TDR-electronics. They are set horizontally and record the water content in $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ on an hourly basis. The calibration is performed on two measurements, one in dry and one in water-saturated condition. At the OPE site, the soil moisture sensors used (UMP-1Umwelt Geräte Technik GmbH) are based on a frequency domain reflectometry (FDR) method and measure local change in dielectric permittivity. Tipping bucket resolution is 0.1 mm.h^{-1} on the two sites.

The sets of atmospheric forcing variables (wind speed, precipitation rate, short-wave incident radiation, air temperature, air humidity, atmospheric pressure) used to force the ISBA LSM are observed in situ at an hourly time step by two local meteorological stations, one at OPE and one at GISFI. The atmospheric forcing is assumed to be identical for all the lysimeters of each site. Annual precipitation is 20 % higher at the OPE site (876 mm.year^{-1}) than at the GISFI experimental station (727 mm.year^{-1}). Long-wave radiations are derived from atmospheric conditions using the equation of Prata (1996). Atmospheric data gaps are filled by regressions on available data using two neighboring meteorologic stations. The gaps represent up to 12 % of the observations for the GISFI site.

All soils for all lysimeters are described in Table 4.2 while all available observations and their characteristics are summarized in Supplement Table S2.

ISBA Model

The ISBA LSM was originally scheduled for use in numerical weather prediction and climate models. These last decades, ISBA has evolved from a simple bucket force-restore model (Noilhan & Planton, 1989) to a more explicit multi-layer diffusion scheme (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). ISBA is currently used in hydrological applications, especially to estimate groundwater recharge when it is associated with hydrologic models at both the regional (Le Moigne, Besson, et al., 2020; Tavakoly et al., 2019; Vergnes et al., 2020) and the global scales (Decharme et al., 2019; Vergnes & Decharme, 2012). Several studies showed the good performance of ISBA to simulate field sites (Boone et al., 2000; Calvet et al., 1998; Decharme et al., 2011; Garrigues et al., 2018; Garrigues, Olios, Carrer, et al., 2015; Joetzjer et al., 2015; Morel et al., 2019).

The surface temperature evolves with the heat storage in the soil-vegetation composite and the thermal gradient between surface and the other layers (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). At depth, the heat transfer is described by the use of the one-dimensional Fourier law. The soil heat capacity is the sum of the water heat capacity and the heat capacity of the soil. The soil thermal conductivity is a function of volumetric water content and porosity. Freezing due to water phase changes in the soil can also be computed by taking into account the effect of the sublimation of frost and the isolation of vegetation at the surface (Decharme et al., 2016).

ISBA includes an interactive vegetation scheme, activated in this study, that represents 16 broad types of vegetation. The scheme represents plant photosynthesis and respiration, plant growth and decay. The simulated stomatal conductance depends on photosynthesis and controls transpiration. The vegetation canopy is characterized by the leaf area index (LAI), which results directly from the leaves carbon balance computation. The simulated LAI varies during the year according to photosynthetic activity, respiration and decay. In spring for instance, when photosynthetic activity is high due to high solar radiation and sufficient volumetric water content, LAI increases. LAI affects transpiration and the evaporation of water on the canopy associated to intercepted rain or dew deposition. Photosynthesis and respiration are parametrized according to the semi-empirical model of Goudriaan et al. (1985) and implemented by Jacobs et al. (1996) and Calvet et al. (1998). Plant growth and decay are based on Calvet and Soussana (2001), Gibelin et al. (2006) and Joetzjer et al. (2015). A complete description of the carbon cycle in vegetation can be found in Delire et al. (2020).

The ISBA soil hydrology uses the following mixed form of the Richards (1931) equation to describe the water mass transfer within the soil via Darcy's law :

$$\frac{\partial \omega(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[-k(z) \left(\frac{\partial \psi(z)}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{S(z)}{\rho_w} \quad (4.2)$$

where ω ($m^3 \cdot m^{-3}$) is the volumetric water content at each depth z (m), ψ (m) the water pressure head, k ($m \cdot s^{-1}$) the soil hydraulic conductivity. S ($kg \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$) is the soil-water source/sink term especially related to water withdrawn by evapotranspiration in each layers. A complete description of the model equations used to simulate water transport can be found in Boone et al. (2000) and Decharme et al. (2011) and Decharme et al. (2019). This soil

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

hydrology is solved numerically using a Crank-Nicholson implicit time scheme where the flux term is linearized via a one-order Taylor series expansion. The resulting linear set of diffusion equations can be cast in a tridiagonal form and solved quickly (cf. Supplement S1 for more details). The soil discretization is adapted to the lysimeter depth and to the measurement depths : 14 soil layers are used, at 0.01, 0.04, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 1.0, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8, 1.95 and 2 *m* depths. Water for soil evaporation is drawn from the superficial layer. The water used for transpiration is removed throughout the root zone in which the roots are asymptotically distributed according to Jackson et al. (1996). ISBA uses the soil infiltration at the surface as upper boundary condition, neglecting surface runoff when simulating local field or lysimeter sites. This soil infiltration is the flux of water reaching the soil surface, i.e. the sum of the precipitation not intercepted by the canopy, the dripping from the vegetation and the snow melt. At the bottom of the soil column, a fine layer of 5 cm is used to simulate a seepage face lower boundary condition (LBC) instead of the usual free drainage LBC used in ISBA (cf. Supplement S1.3). Such seepage face LBC is recommended to simulate lysimeters (Séré et al., 2012; Tifafi et al., 2017). Finally, to compute initial conditions, a spin-up of 1 year is done using the first year of each forcing data in order to ensure an adequate numerical equilibrium for soil water.

Model approaches

In this study, we evaluate four closed-form equations that link volumetric water content, soil matric potential and hydraulic conductivity assuming a residual water content (ω_r) equal to 0. All simulations use the same ISBA configuration and are denoted as follow :

- **BC66** : this first model approach uses the standard version of ISBA, i.e. the closed-form equations of Brooks and Corey (1966) where the soil water retention function, $\psi(\omega)$, and the hydraulic conductivity function, $k(\psi)$, are given by

$$\begin{cases} \psi(\omega) = \psi_{sat} \left(\frac{\omega}{\omega_{sat}} \right)^{-b} \\ k(\psi) = k_{sat} \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}} \right)^{-\frac{2b+3}{b}} \end{cases} \quad (4.3)$$

where b (–) represents the dimensionless shape parameter of the soil water retention function, while ψ_{sat} (*m*) and k_{sat} (*m.s⁻¹*) are the soil matrix potential and hydraulic conductivity at saturation, respectively.

- **VG80** : this second model approach uses the following closed-form equations from Van Genuchten (1980) using Mualem (1976) theory

$$\begin{cases} \psi(\omega) = -\frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\omega}{\omega_{sat}} \right)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n} & \text{with } m = 1 - \frac{1}{n} \\ k(\psi) = k_{sat} \cdot S^l [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 & \text{with } S = [1 + |\alpha\psi|^n]^{-m} \end{cases} \quad (4.4)$$

where α (*m⁻¹*) is the inflection point where the slope of the soil water retention function ($d\omega/d\psi$) reaches its maximum value, n (–) a dimensionless coefficient that characterizes the shape of the retention curve, and l the Mualem (1976) dimensionless parameter that determines the slope of the hydraulic conductivity function.

- **BCVG** : this third model approach (cf. Fuentes et al., 1992 or Braud et al., 1995) uses the combination of the $\psi(\omega)$ function from VG80 with the $k(\psi)$ function from BC66 using Burdine (1953) theory as follow

$$\begin{cases} \psi(\omega) = -\frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\omega}{\omega_{sat}} \right)^{-1/m_b} - 1 \right]^{1/n_b} & \text{with } m_b = 1 - \frac{2}{n_b} \\ k(\psi) = k_{sat} \cdot S_b^{2\lambda_b+3} & \text{with } \lambda_b = (n_b - 2)^{-1} \text{ and } S_b = [1 + |\alpha\psi|^{n_b}]^{-m_b} \end{cases} \quad (4.5)$$

where n_b (–) is the dimensionless coefficient that characterizes the shape of the retention curve using Burdine (1953) theory.

- **VGc** : this last approach uses the usual $\psi(\omega)$ function from VG80 in Eq. (4.4) but the corrected form of the $k(\psi)$ function from Iden et al. (2015) using Mualem (1976) theory as follow

$$k(\psi) = k_{sat} \frac{S^l}{\Gamma^2} \cdot \begin{cases} [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 & \forall \psi \leq \psi_c \\ [1 - (1 - S_c^{1/m})^m + \frac{S - S_c}{|\alpha\psi_c|}]^2 & \forall \psi > \psi_c \end{cases} \quad (4.6)$$

with $S_c = [1 + |\alpha\psi_c|^n]^{-m}$ and $\Gamma = 1 - (1 - S_c^{1/m})^m + \frac{1 - S_c}{|\alpha\psi_c|}$

where ψ_c (m) is the value of the maximum suction near saturation. It is fixed at $-0.01 m$, as suggested by Iden et al. (2015), which is equivalent to use a maximum pore-size only in the capillary bundle model.

Additional sensitivity tests were made (see section 4.2.4) first to compare the impact of prescribing homogeneous soil profiles, which are classically derived from the use of pedological soil maps, versus heterogeneous soil profiles, which are generally observed in situ. Secondly, we test the performances of using soil parameter values derived from usual PTF (Carsel & Parrish, 1988; Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten & van Genuchten, 1988) instead of using soil parameter values observed in situ. Finally, we also assess the impact of using the seepage face LBC compared to the usual free drainage LBC used in ISBA over natural sites and in regional and global scale applications.

4.2.2 Estimation of parameters

Soil parameters

The rich data sets collected by the lysimeters (hourly resolution with 3220 observations on average by lysimeters and by depth) allow to estimate the soil hydrodynamic parameters, such as in previous studies (Brooks & Corey, 1966; Carsel & Parrish, 1988; Van Genuchten, 1980). For instance, Figure 4.5 plots the observed soil water retention curves, i.e. the volumetric water content, ω , as a function of the logarithm of the absolute value of the soil matrix potential, ψ , (dots with different colors for each depth) for lysimeters G2 and O1 (other lysimeters are given in the Supplement Figure S1 and S2). To remove the effect of hysteresis on the observed soil water retention curves, i.e. the difference in soil water retention curve measured under wetting and drying process (Haines, 1930), we have averaged the ω values for each ψ values. This Figure 4.5 reveals an important heterogeneity with depth. From these observed soil water retention curves, ω_{sat} , ψ_{sat} , α , n , n_b , b can be derived at each depth of each soil column (for

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

example, b is the slope of this relation). To this end, we use an objective least squares function which minimizes the sum of the squares of the deviations. This function allows to maximize the likelihood with a normal distribution (function `nls` of `rstudio`). The soil parameters estimates allow to plot soil water retention curves from BC66 and VG80 (red and blue lines, respectively) on Figure 4.5 showing a better fit for VG80 than BC66.

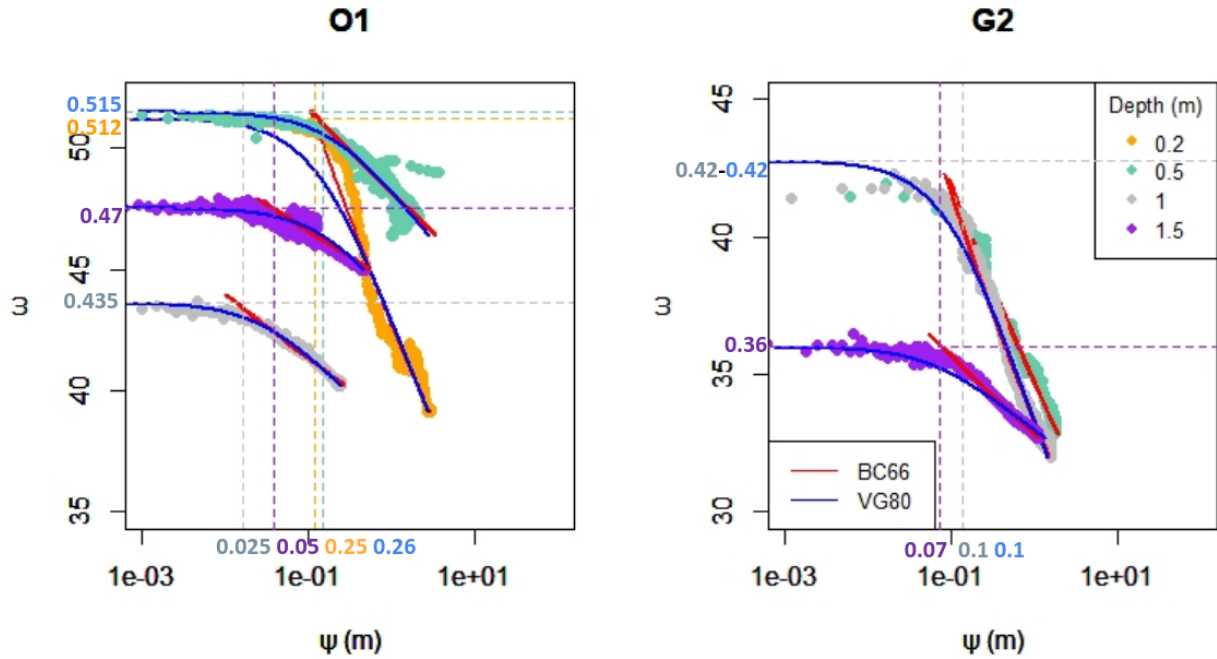


Figure 4.5: Soil water retention curves after removing the effect of hysteresis : volumetric water content (ω) and logarithm of the absolute value of the soil matric potential (ψ) for lysimeters O1 and G2. Observations at 0.2, 0.5, 1.0 and 1.5 m depth are represented by orange, aquamarine, grey and purple diamonds respectively, and estimations by red and blue dots for BC66 and VG80, respectively. The dashed lines are the estimated values via observations for the water content at saturation and matric potential.

Next, we use two steps to evaluate this method and the soil parameters estimates. First, we successfully check that (1) the estimated ω_{sat} is consistent with the 99th percentile of the observed soil volumetric water content at each depth and for each lysimeter ; and that (2) the estimated n , n_b and b or α and ψ_{sat} verify the following well-known relationships defined by Van Genuchten, 1980 :

$$\begin{cases} n \approx 1 + b^{-1} & \text{for Mualem theory} \\ n_b \approx 2 + b^{-1} & \text{for Burdine theory} \\ \alpha \approx |\psi_{sat}|^{-1} \end{cases} \quad (4.7)$$

Although several authors proposed more complex relationships allowing preservation of the capillary effects (Leij et al., 2005; Lenhard et al., 1989; Morel-Seytoux et al., 1996; Sommer & Stöckle, 2010), a comparison of some of these relationships by Ma et al. (1999) has showed that the Van Genuchten (1980) and Lenhard et al. (1989) relationships gave better results. It is interesting to note that the simple relationship $n_b \approx n + 1$ is usually true for our soils (cf. Supplement Table S2). This justifies our choice not to represent the $\omega(\psi)$ relationship

from BCVG (equation 4.5) on Figure 4.5 (and thus Supplement Figure S1 and S2) because it is similar to the $\omega(\psi)$ relationship from VG80 (equation 4.4). Secondly, we compare our estimates to an alternative method to derive soil parameters from observed soil water retention curves based on the package SoilHyP (Dettmann et al., 2022) which uses the Shuffled Complex Evolution (SCE) optimization. Soil parameters values found with this method are very close to our estimates as shown by low mean relative bias between both estimates (5% for b , 1% for n , 2% for ω_{sat} , and 4% for ψ_{sat}). Note that for α even if the mean relative bias seems to be not negligible (11%), both estimates still remain very close (20.64 m^{-1} on average for SoilHyP and 18.46 m^{-1} for this study).

Estimations of the soil hydraulic conductivity function parameters (k_{sat} and l) are more difficult because of the lack of observed hydraulic conductivity profiles in each lysimeter. When the deepest part of each lysimeter is close to saturation, we assume that the soil hydraulic conductivity at saturation, k_{sat} , can be considered equal to the observed hourly drainage at 2m depth. k_{sat} is thus derived empirically from the 99.9 percentile of the hourly drainage distributions. No assumption is done on an hypothetical k_{sat} profile with depth, i.e. k_{sat} is taken homogeneous with depth in each lysimeter. For VG80, a particular attention is also given to the very low n values for which (Eq.4.4) is numerically unstable. In this study, we found that our simulations are numerically stable when $n \geq 1.1$, so the limit of n is fixed at $n = 1.1$. As already said, BCVG (Eq.4.5) and VGc (Eq.4.6) allow to cancel this limitation. The l parameter in Eq. (4.4) for VG80 and Eq. (4.6) for VGc is estimated with a simple calibration via ISBA sensitivity tests with l ranging from -5 to 5. Better scores are obtained for l equal to 0.5, a classical value, for the OPE experimental station. For the GISFI experimental station, better scores are obtained for l equal to 0.5 (G4), -2 (G1,G2) and -5 (G3) which remains consistent with the literature (Schaap et al., 2001; Wosten & van Genuchten, 1988; Wosten et al., 2001). We choose l to be constant over the entire soil profile for each lysimeter.

Figure 4.6 gives an example for lysimeters O1 and G2 of the relative soil hydraulic conductivity, k/k_{sat} , as a function of the soil water content actual saturation, ω/ω_{sat} , derived from the four closed form equations described previously (other lysimeters are given in Supplement Figure S3). The VG80 hydraulic conductivity exhibits an abrupt drop at the transition from saturated conditions to unsaturated conditions, contrary to BC66. This behaviour is well known for fine-textured soil as in our lysimeters (Fuentes et al., 1992; Iden et al., 2015; Ippisch et al., 2006; T. Vogel et al., 2000). This explains why the VG80 hydraulic conductivity function with small n values is strongly unstable near saturation. The comparison with the observed hourly drainage water at 2 m depth (reduced to k_{sat}) versus the actual saturation at 1.5 m depth seems to confirm that VG80 certainly underestimates the actual hydraulic conductivity near saturation for fine-textured soil as underlined by previous studies (Iden et al., 2015; Ippisch et al., 2006; T. Vogel et al., 2000).

All parameter estimates are presented in Figure 4.7 and in the Supplement Table (S2). Parameters vary greatly with depth (especially b , n , ψ_{sat} and α) and, to a lesser extent, between lysimeters. n_b is not shown on Figure 4.7 because it varies like n . Although these heterogeneities can be observed on field sites, they could also be increased by factors like compaction and structuration generally present on lysimeters (Séré et al., 2012; Weihermüller et al., 2007).

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

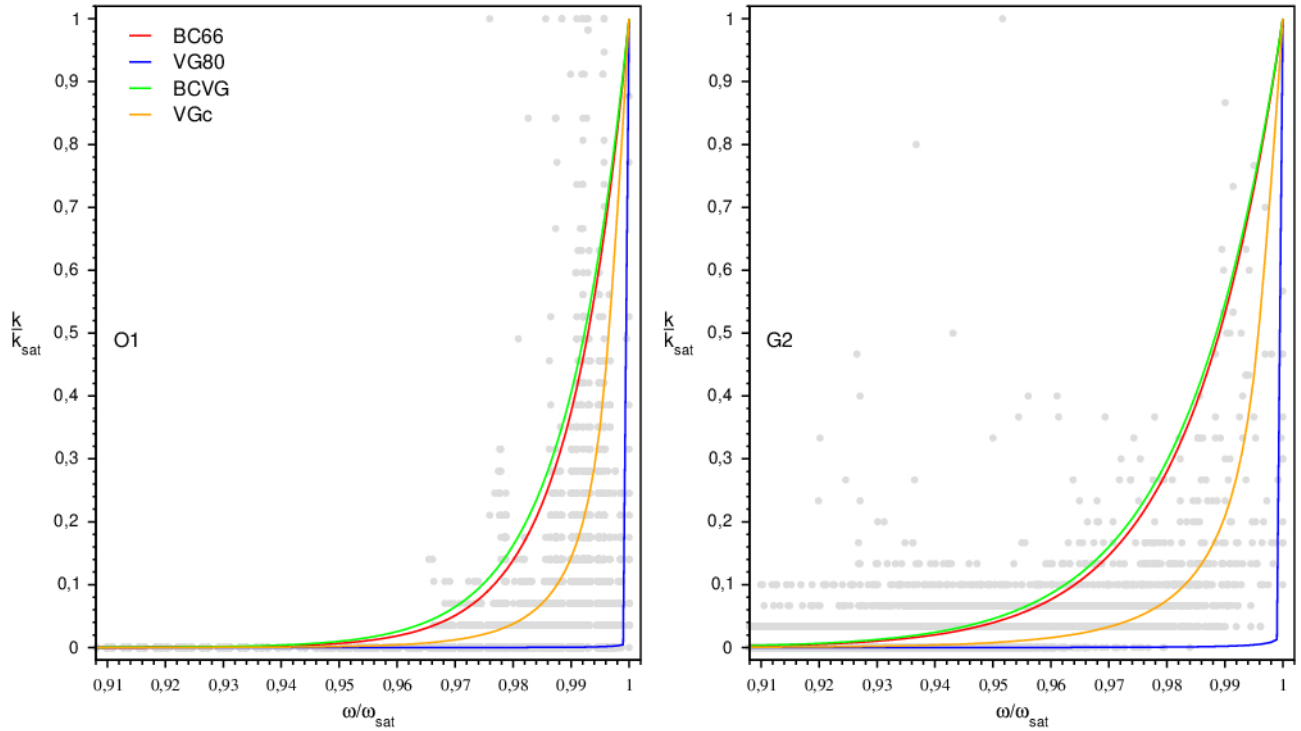


Figure 4.6: Near saturation estimates of the relative soil hydraulic conductivity, k/k_{sat} , as a function of the soil water content actual saturation, ω/ω_{sat} , for lysimeters O1 and G2 at 1.5 m depth. BC66 (red), VG80 (blue), BCVG (green), VGc (orange) are computed using parameter estimates (Supplement Table S2) into Eq.4.3, Eq.4.4, Eq.4.5 and Eq.4.6, respectively. The dots represent the observed hourly drainage water at 2 m depth (reduced to k_{sat}) versus the actual saturation at 1.5 m depth.

The largest differences are found for b (and thus n). For all lysimeters except G1 and G4, b increases with depth (and conversely n decreases). For the OPE lysimeters, b starts from 8 at 0.2 m depth, doubles first at 0.5 m and then at 1 m depth, and reaches 50 at 1.5 m. These variations are less pronounced for the GISFI's lysimeters, with only a variation with depth by a factor of two for G2. Absolute value of ψ_{sat} decreases with depth (and conversely α increases) especially for the OPE lysimeters. Lysimeters were filled with preserved soil columns at the OPE, and manually at the GISFI. Repacked soil columns are generally recognised more homogenous than undisturbed monoliths (Carrick et al., 2017; Weihermüller et al., 2007). The fact that the GISFI lysimeters are filled in a manual way can thus explain weaker soil heterogeneities with depth, although they have been filled to preserve the bulk density of the soil.

Comparing our parameter estimates to PTFs usually used in LSMs (Carsel & Parrish, 1988; Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten & van Genuchten, 1988), we find that b (and thus n) from in situ estimates are quite different from those determined by the PTFs (boxplots). While b ranges from 5 to 12 with the usual PTFs, our estimates range from 8 to 50. ψ_{sat} (and thus α) estimates are slightly different from those determined by usual PTFs. For other parameters, our estimates and the usual PTFs give similar values.

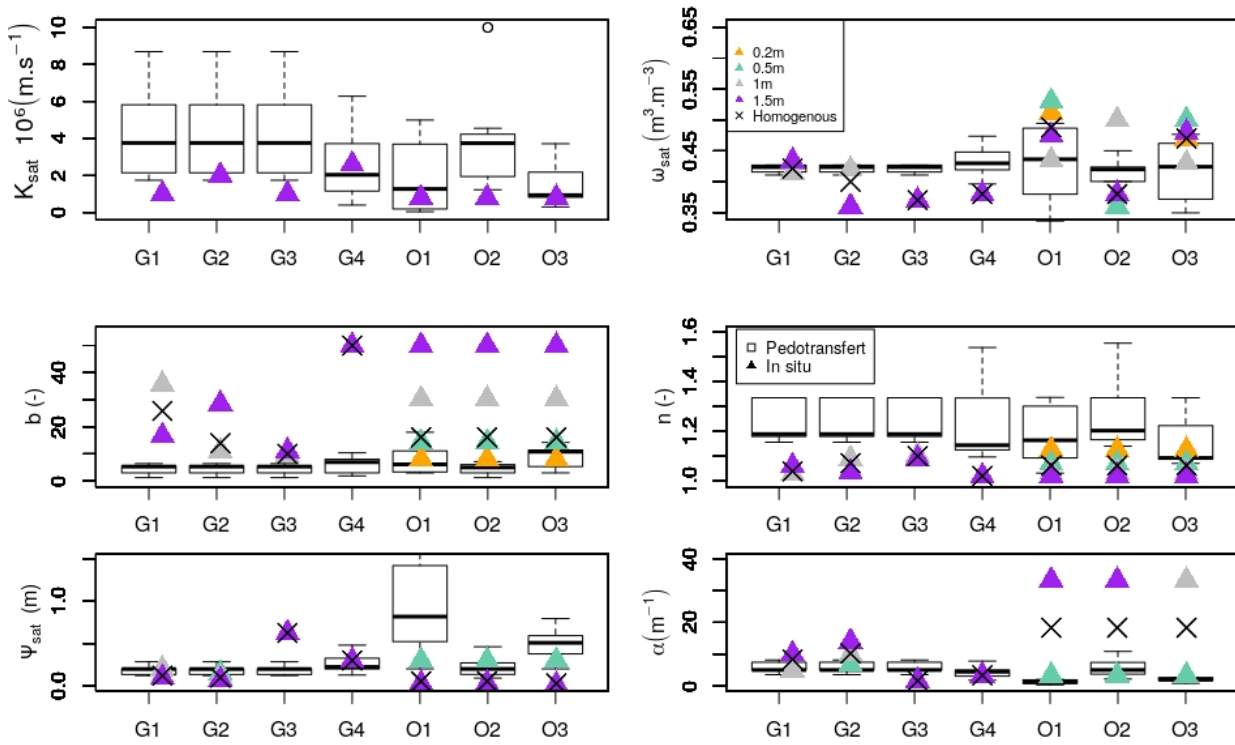


Figure 4.7: from left to right and top to bottom: Hydraulic conductivity at saturation, $k_{sat}(10^6 \text{ m.s}^{-1})$, volumetric water content at saturation $\omega_{sat}(\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$, b and n , matric potential at saturation, $\psi_{sat}(\text{m})$, and alpha (m^{-1}). Estimations from in situ measurements are represented by triangles at 0.2, 0.5, 1 and 1.5 m (orange, aquamarine, grey and purple, respectively), and their mean (homogeneous) values are represented by a star. The values derived from six pedotransfer function are shown by a boxplot presenting the median, 25% and 75% quantiles.

Vegetation parameters

For the lysimeters covered by vegetation (O1, O2, O3, G3 and G4), two additional soil parameters must be determined. The field capacity ω_{fc} and the wilting point ω_{wilt} are computed via matrix pressure at -0.33 bar and -15 bar , respectively. The root depths have also been determined. Although rooting depth was not measured at the sites, it is possible to derive it from the observations of the volumetric water content profile: if the volumetric water content presents a slow decrease in summer at a given depth, it is considered that the roots have not yet reached this depth. The root depth is thus fixed at 2 m for lysimeters G3 and O2, and varies for lysimeters G4, O1 and O3. From 2009 to 2013, root depth in lysimeter G4 reached 1.5 m ; but after June 2013, seeding and harvesting were carried out every year limiting root development that never reached below 0.4 m depth. In lysimeters O1 and O3, the root depth reached 0.8 m from 2014 to 2018, and 2 m thereafter. Standard ISBA values of maximum photosynthesis, leaf nitrogen content and specific leaf area were used for the lysimeters covered by grass, but specific values were derived from the TRY database (Kattge et al., 2020) for alfalfa as this crop is not a standard vegetation type in ISBA.

As there are no measurements of LAI for these lysimeters, the simulation of the LAI can only

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

be compared to the literature. As expected, the simulated LAI is minimal between December and April and maximal in August, and they are variabilities between years (Supplement Figure S4). For soils with grass (G4, O1, O2, and O3), the maximum LAI varies between 3 and 5, and the mean annual LAI varies between 1.3 and 2. These values are similar to those found in other studies (Calvet, 2000; Darvishzadeh et al., 2008). LAI for alfalfa cover (G3) is larger ($LAI_{max} = 7.5$, $LAI_{mean} = 4.8$) which is expected for such well-developed vegetation (Wafa et al., 2018; Wolf et al., 1976).

4.2.3 Results

Here, we present the main results for each model approach described in section 4.2.1 in terms of simulated soil water and drainage water dynamics, water budget and intense drainage water events. We used four skill scores to assess the ability of each model approach to reproduce. The overall bias between simulation and observation, the centred root mean square error ($CRMSE$) computed by subtracting the simulated and observed annual means from their respective time series before computing a standard root mean square error, the coefficient of determination (R^2) or the Pearson correlation (R), and the Nash and Sutcliffe (1970) efficiency criterion ($NASH$) that determines the relative magnitude of the residual variance compared to the measured data variance. These score are summarized in Appendix 4.2.5. Note that the simulated soil temperatures have also been studied and analysed. All model approaches have shown good skill scores ($R^2 > 0.9$) underlying the ability of the ISBA LSM in reproducing observed soil temperatures. Because there are no significant differences between the four model approaches compared to the observations, these results are not presented in this study.

Soil water dynamics

The dataset allows assessing the evolution of the total soil water mass derived from the mass of the lysimeter, of the soil volumetric water content at several depths, and of the drainage water flux at the bottom of the lysimeters. In the following analysis, periods when the meteorological forcing is reconstructed or when data is of poor quality (Supplemen Table S1) are not taken into account in the scores computation. These periods are short, except for the drainage water of lysimeter G3 (23 % of the duration).

Water mass time variations As there is no observations of the weight of the dry soil in each lysimeter that can be serve as reference, we evaluate the ability of ISBA to simulate the temporal variation of water mass around the mean and not around the absolute mass of each lysimeter. These variations are assumed to be equal to the time variations of the total mass of the lysimeter, neglecting the seasonal variations of the vegetation mass. Time variations of the water masses are presented in Figure 4.8 for the seven lysimeters at 1-hour time step. All model approaches (BC66, VG80, BCVG and VGc) are represented.

With soil parameters determined in situ, the evolution of the total soil water mass is well reproduced by ISBA whatever the model approach (Figure 4.8). Skill scores (Figure 4.9) are better for OPE experimental station lysimeters with small $CRMSE$ (below 56 kg; except for O1 with VG80). The comparison of the four model approaches shows that BC66, BCVG, and

VGC exhibit better scores with mean $CRMSE$ of 32 kg, 32 kg and 34 kg respectively compared to 43 kg for VG80. VG80 exhibits also the lower R^2 (0.68) compared to other experiments (0.75, 0.75 and 0.72 for BC66, BCVG and VGC, respectively).

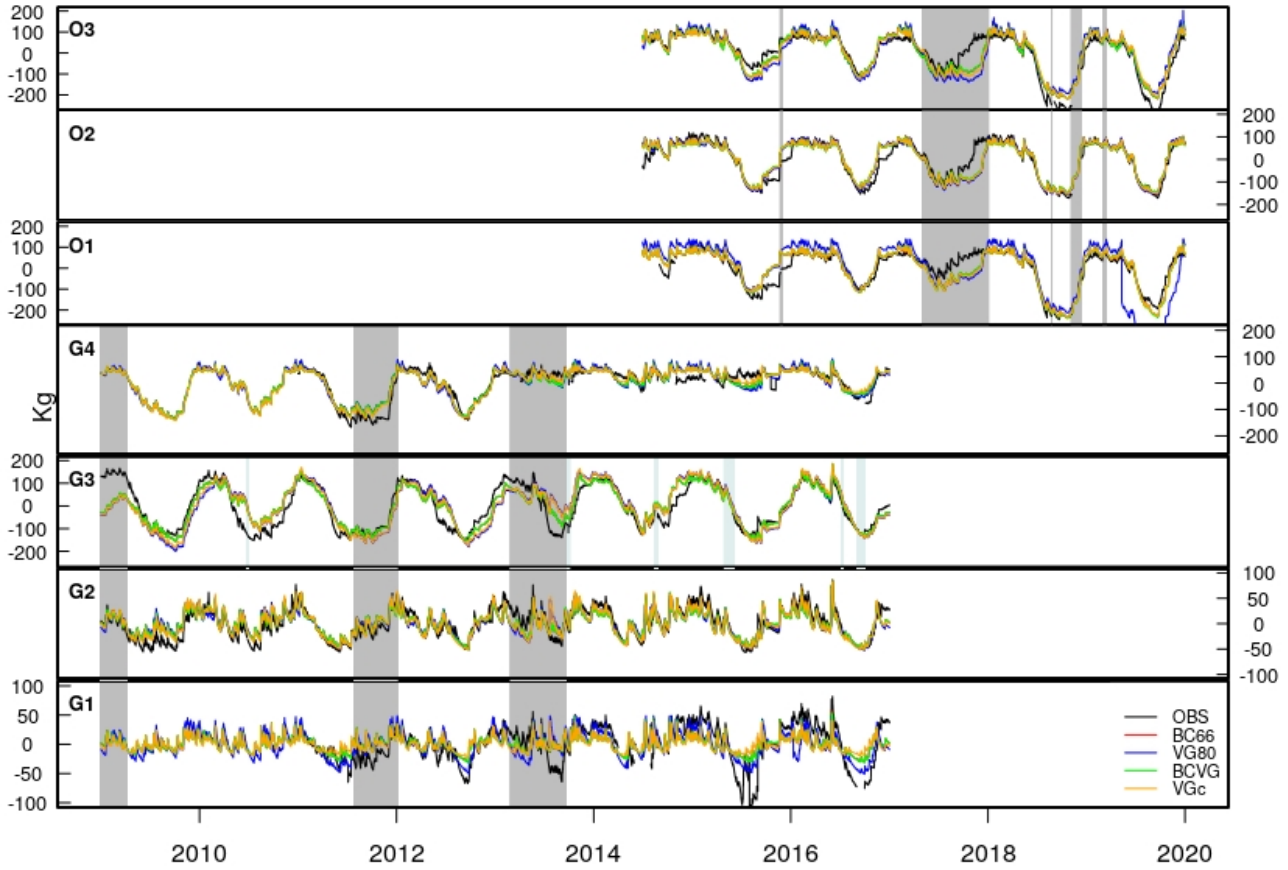


Figure 4.8: Hourly time series of the total water mass variations (kg) around the observed or the simulated means from GISFI (G1, G2, G3, G4) and OPE (O1, O2, O3) lysimeters. Observations are in black, the BC66 model approach in red, VG80 in blue, BCVG in green, and VGC in orange. The grey shaded areas correspond to periods when the meteorological forcing is reconstructed and the blue shaded areas to the periods when data is of low quality.

Water Content Time evolutions of the water content at 0.5 m are shown in Figure 4.10 while the scores are presented for the 2 depths for which there are the most usable observations, i.e 0.5 m and 1 m (Figure 4.9). For lysimeters with vegetation (G3, G4, O1, O2, and O3), the roots draw water in the summer period which reduces the volumetric water content, causing a more pronounced contrast in volumetric water content between winter and summer than for bare soil lysimeters. This behavior is well represented by ISBA: biases are negligible ($< 6 \cdot 10^{-2} m^3 \cdot m^{-3}$) and dynamics are correct ($R^2 > 0.5$, not shown). Still minor differences between BC66, BCVG and VGC appear. VG80 obtains weaker statistical scores in 65 % of the cases, because soil water saturation is reached too rapidly. VGC is clearly a solution to simulate water content when the parameter n is closed to 1, by correcting the default of VG80 for these soils.

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

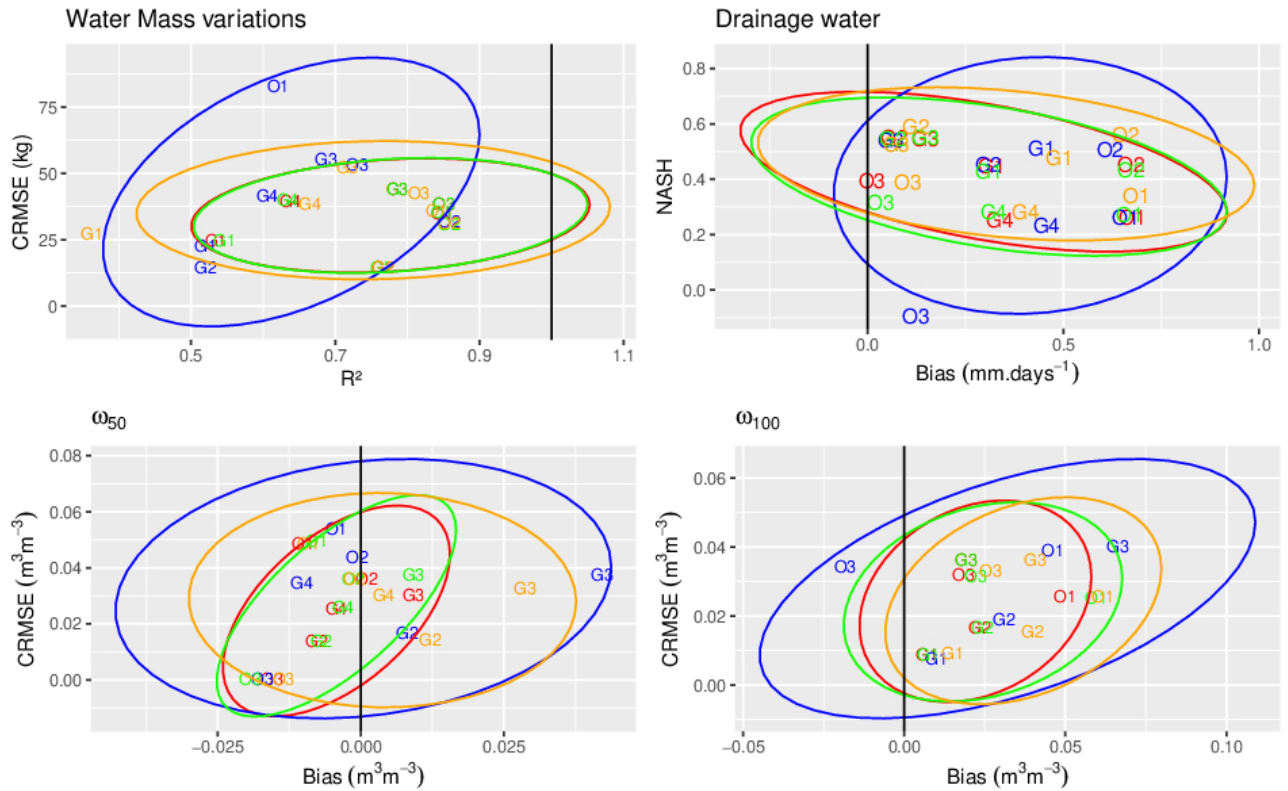


Figure 4.9: Statistical scores on daily chronicles reached by BC66 (red), VG80 (blue), BCVG (green) and VGc (orange). Top left panel shows R^2 vs. CRMSE scores for the total water mass variations. Bottom left and right panels show overall Bias vs. CRMSE scores for the volumetric water content at 0.5 m depth (ω_{50}) and 1 m depth (ω_{100}), respectively. Top right panel shows the overall Bias vs. NASH scores for the drainage flux. All these skill scores are presented in Appendix 4.2.5. Each lysimeter is represented by its identifier. For each model approach, ellipses represent the multivariate Student's t -distribution following Fisher, 1992 .

It should be noticed that agreement between observed and simulated soil volumetric water contents is weaker at the shallow depth available only at OPE (0.2 m) than at the other depths with $R^2 < 0.6$ (not shown). This can be explained by the different processes which can modify the structure of the soil at the surface: the intensity of precipitation can increase the soil surface sealing (Assouline, 2004; H. Liu et al., 2011), and the soil heterogeneity can increase in response to plant or biological activities (Beven & Germann, 1982; Brown et al., 2000). Such processes are not represented in ISBA.

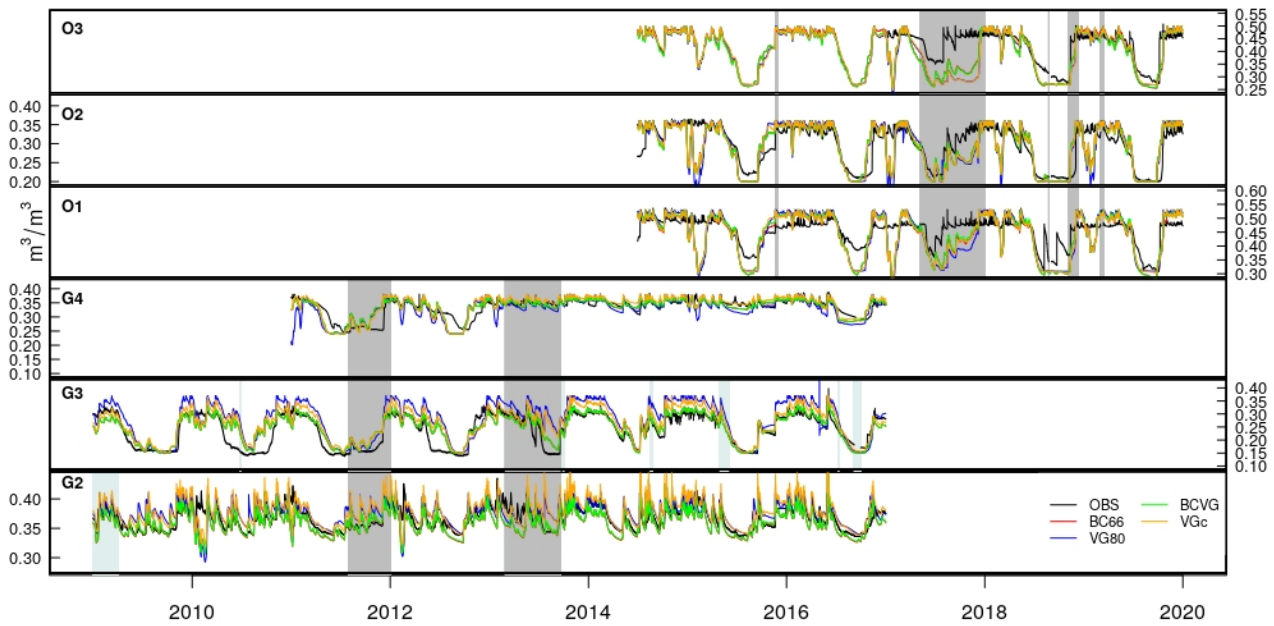


Figure 4.10: Same as figure 4.8 but for hourly volumetric water content ($m^3.m^{-3}$) at 0.5 m depth

Drainage water Drainage at 2 m depth is measured at an hourly frequency. However, to compensate for the measurement limits associated with a $0.1 m.h^{-1}$ threshold, the data is aggregated daily. The annual volume drained varies significantly between lysimeters of the same sites (Supplement Table S2), although it is assumed they are exposed to the same atmospheric conditions. On the GISFI experimental station, the mean annual drained water is maximum on bare soil lysimeters G1 and G2 ($>300 mm.year^{-1}$). The mean annual drained water is two to three times lower for the lysimeters covered by vegetation. At the OPE experimental station, all the lysimeters have a vegetation cover, and the mean annual drained water shows a variation of only 16% from 300 to 363 $mm.year^{-1}$. Such amounts are comparable to the volume drained on the bare soil of the GISFI experimental station, which is mainly due to higher mean annual precipitation at OPE.

Daily mean annual cycles of drainage water are shown in Figure 4.11. At the GISFI experimental station, drainage water occurs almost all year long for bare soil lysimeters G1 and G2. The well developed vegetation cover in G3 causes a decrease in both drainage water intensity and drainage water duration. At the OPE experimental station, the drainage water occurs mainly from October to June (if the year 2016 is excluded, as a large rainfall event occurred in May-June 2016), with similar cycles for the 3 lysimeters. The annual cycle is well simulated, with more discrepancies for the VG80 model approach, which tends to overestimate the drainage water during some recession periods (as for example during spring for G1, G4 and O3).

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

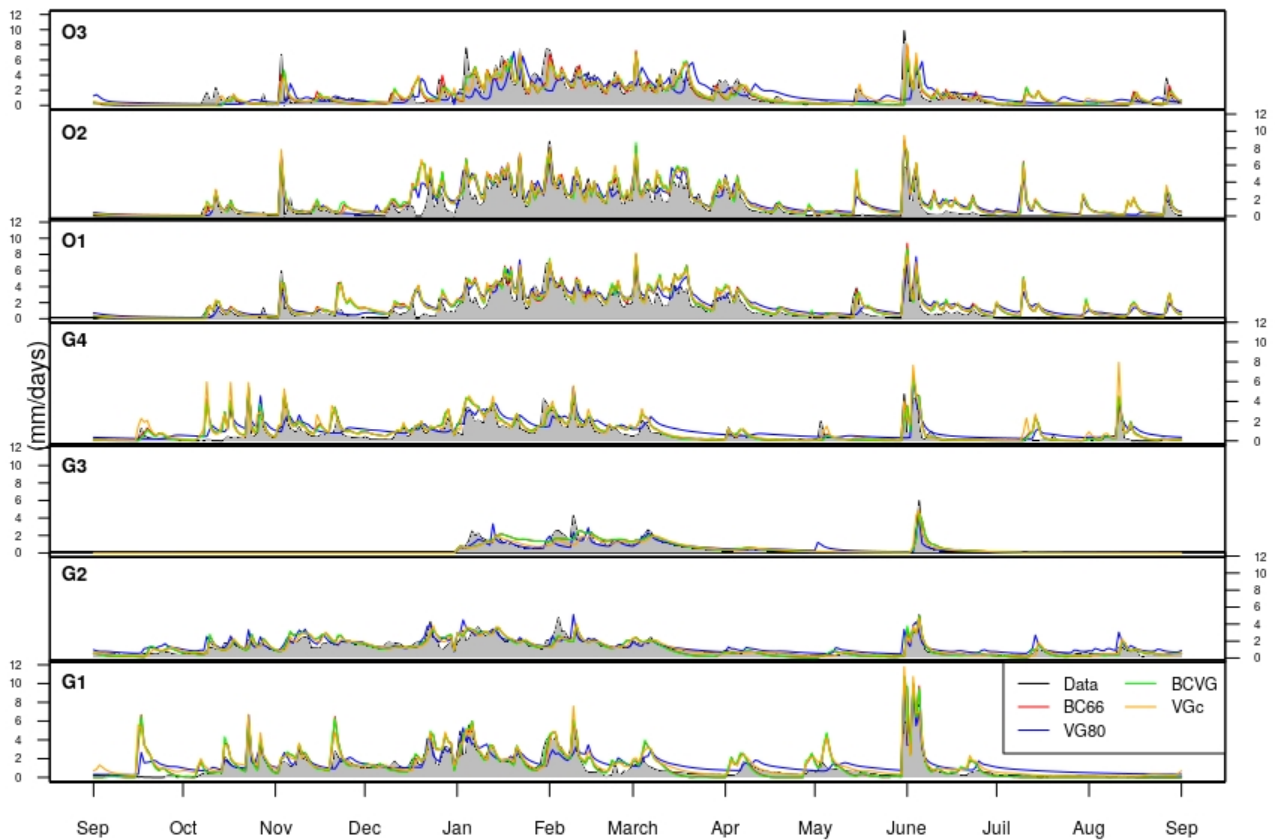


Figure 4.11: Same as figure 4.8 but for daily mean annual cycles of the drainage water time series ($mm.day^{-1}$).

Daily drainage water is shown in Figure 4.12 and the scores are given in Figure 4.9. Even if the annual volume drained is higher at the OPE lysimeters, the maximum drainage water intensities over the observed period are similar at both sites: they vary between 27.4 and 34.0 $mm.day^{-1}$ at OPE experimental station and between 24.0 and 33.0 $mm.day^{-1}$ at the GISFI site. The four model approaches reproduce the daily drainage water with relatively low biases ($<0.7 mm.day^{-1}$), worst biases being obtained by VG80 especially on the GISFI lysimeters and confirming results shown in Figure 4.11. Dynamics are also well reproduced as shown by the *NASH* scores. These scores are similar for BC66, BCGV and VGc with an average *NASH* of 0.42, 0.42 and 0.43, respectively, but slightly lower score, 0.35, for VG80. This worst performance of VG80 to reproduce daily drainage water is especially true for the GISFI lysimeters.

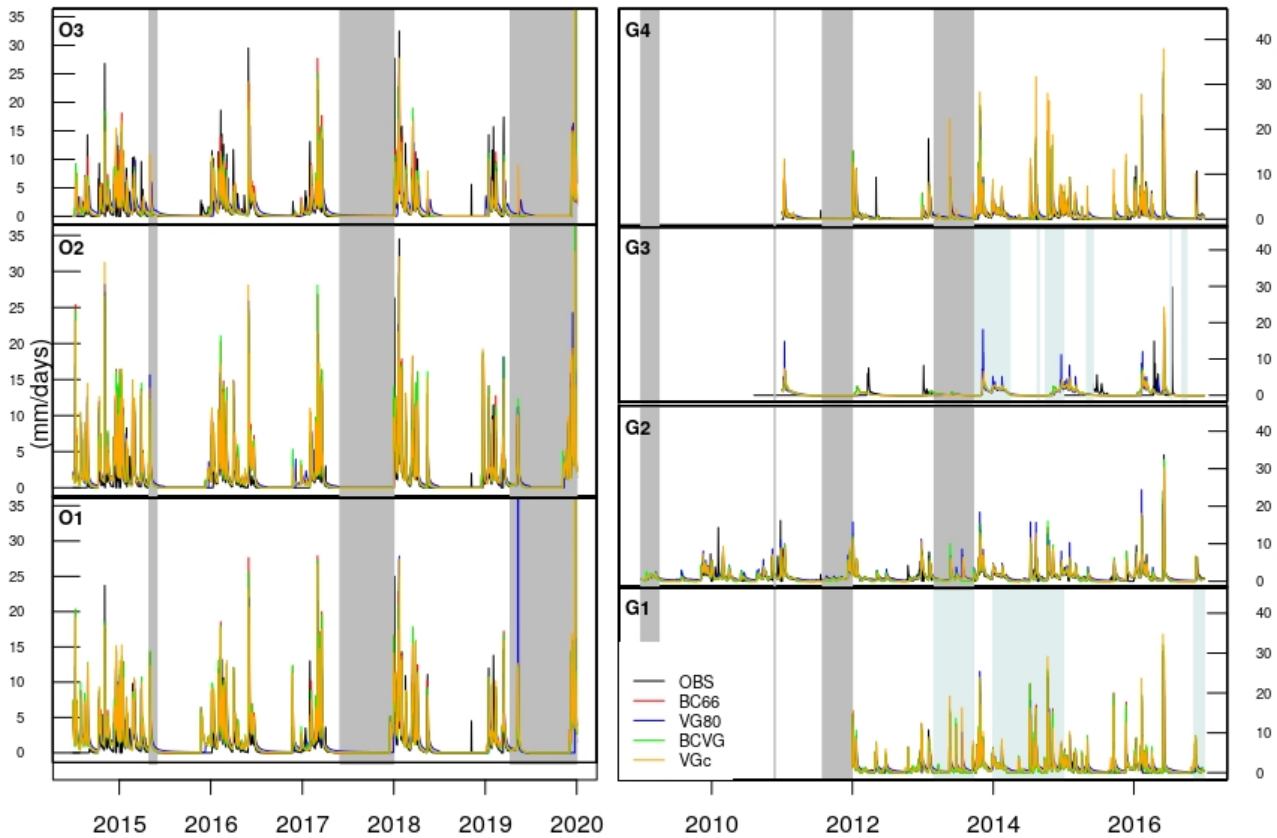


Figure 4.12: Same as figure 4.8 but for daily drainage water ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$).

Water Budget

Lysimeters give access to an estimate of the actual evapotranspiration (Gebler et al., 2015; Schrader et al., 2013). Neglecting lateral runoff (not present in these lysimeters), the following simple water balance equation allows to estimate annual evapotranspiration (E) from annual precipitation (P), annual drainage (Q_{drain}) and a water mass variation negligible (ΔW) for each lysimeter:

$$E = P - Q_{\text{drain}} - \Delta W \quad (4.8)$$

Figure 4.13 presents the water budget observed and simulated over the entire period for all lysimeters. The total evapotranspiration and the drainage water ratios to the total precipitation are expressed in percentage. At the GISFI experimental station, between 50 and 80 % of the annual rainfall is evapotranspired, with maximal uptake on lysimeter G3 with the densest vegetation cover. At the OPE experimental station, evapotranspiration corresponds to nearly 50% of the rainfall.

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

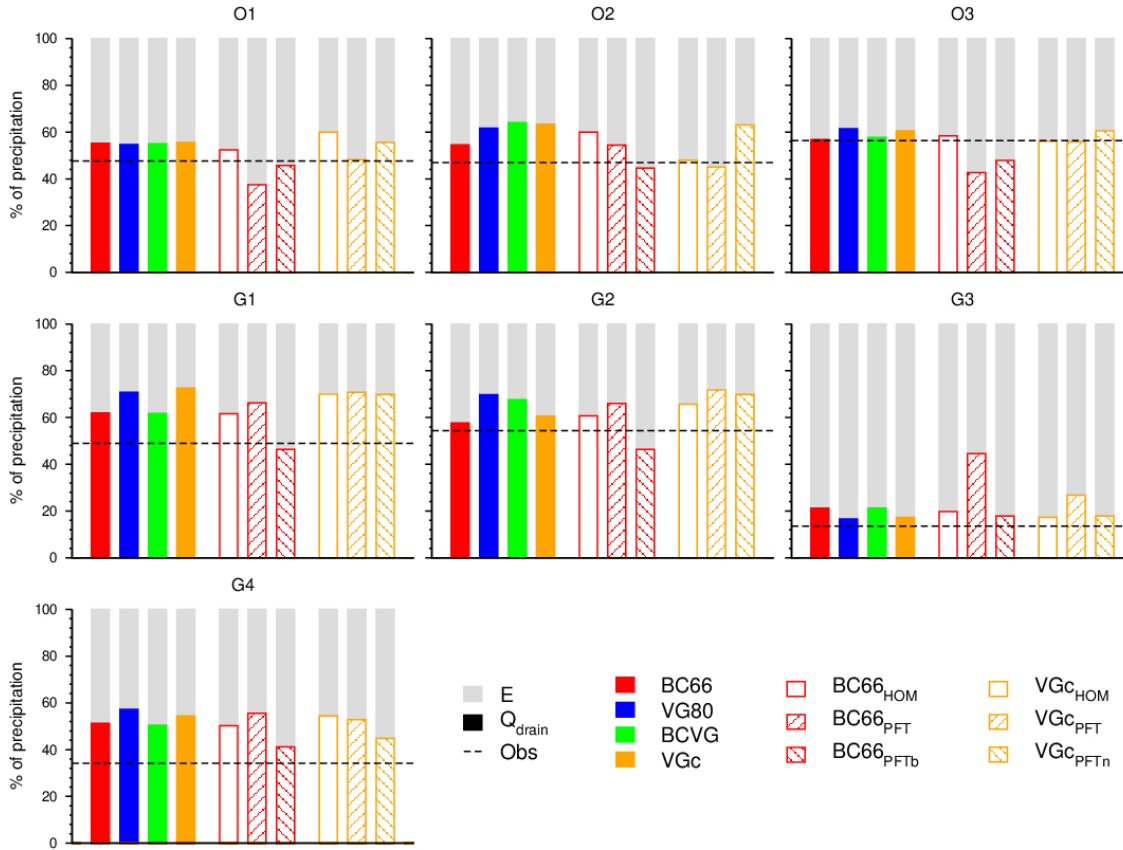


Figure 4.13: Water budget partition of the precipitation into drainage water and evapotranspiration expressed in% for lysimeters of GISFI (G1, G2, G3, G4) and OPE (O1, O2, O3) for each model approach. The observed drainage water ratio to precipitation is represented by the dashed black line. Simulated drainage water is represented by color bars for each model approach while the simulated evapotranspiration (E) is in grey. The BC66 simulated drainage water is in red, VG80 in blue, BCVG in green, and VGc in orange. Drainage water simulated by additional model approaches with an homogeneous soil profile (BC66_{HOM} and VGc_{HOM}), with parameters estimated from usual PTFs (BC66_{PFT} and VGc_{PFT}), and with parameters estimated with usual PTFs except b (BC66_{PFTb}) or n (VGc_{PFTn}) estimated in situ are also shown. These last model approaches are defined in section 4.2.4.

The annual budgets simulated by ISBA are rather close to the observations, but the drainage water is generally overestimated and thus the evapotranspiration underestimated on all lysimeters. The absolute difference averaged over all the lysimeters is lower for BC66 (8.1 percentage point) compared to the other model approaches (10.8 percentage point for BCVG, 11.7 for VGc and 12.9 for VG80). This seems to underline that using closed-form equations from Van Genuchten (1980) could favour drainage water at the expense of evapotranspiration compared to Brooks and Corey (1966), at least over our lysimeters and with the ISBA LSM.

Intense Drainage events

In the previous sections (4.2.3, 4.2.3), drainage water is analyzed on complete chronicles, where strong daily drainage water events were detected. In order to check the ability of the four model approaches to reproduce strong soil water dynamic, a focus is made on intense drainage water events. All daily drainage water fluxes larger or equal to the 99th percentile of the

daily drainage water distribution over the entire period are selected for each lysimeter. These Q99 values are higher for OPE experimental station lysimeters ($>13\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) than for GISFI experimental station lysimeters (5.4 to $9\text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$). A total of 110 events on the set of the 7 lysimeters is selected. 75% of these intense drainage water events appear from October to March, i.e. during the wet period when the soil is near saturation. The remainder occurs in May and June associated with intense precipitation events as generally observed in this region.

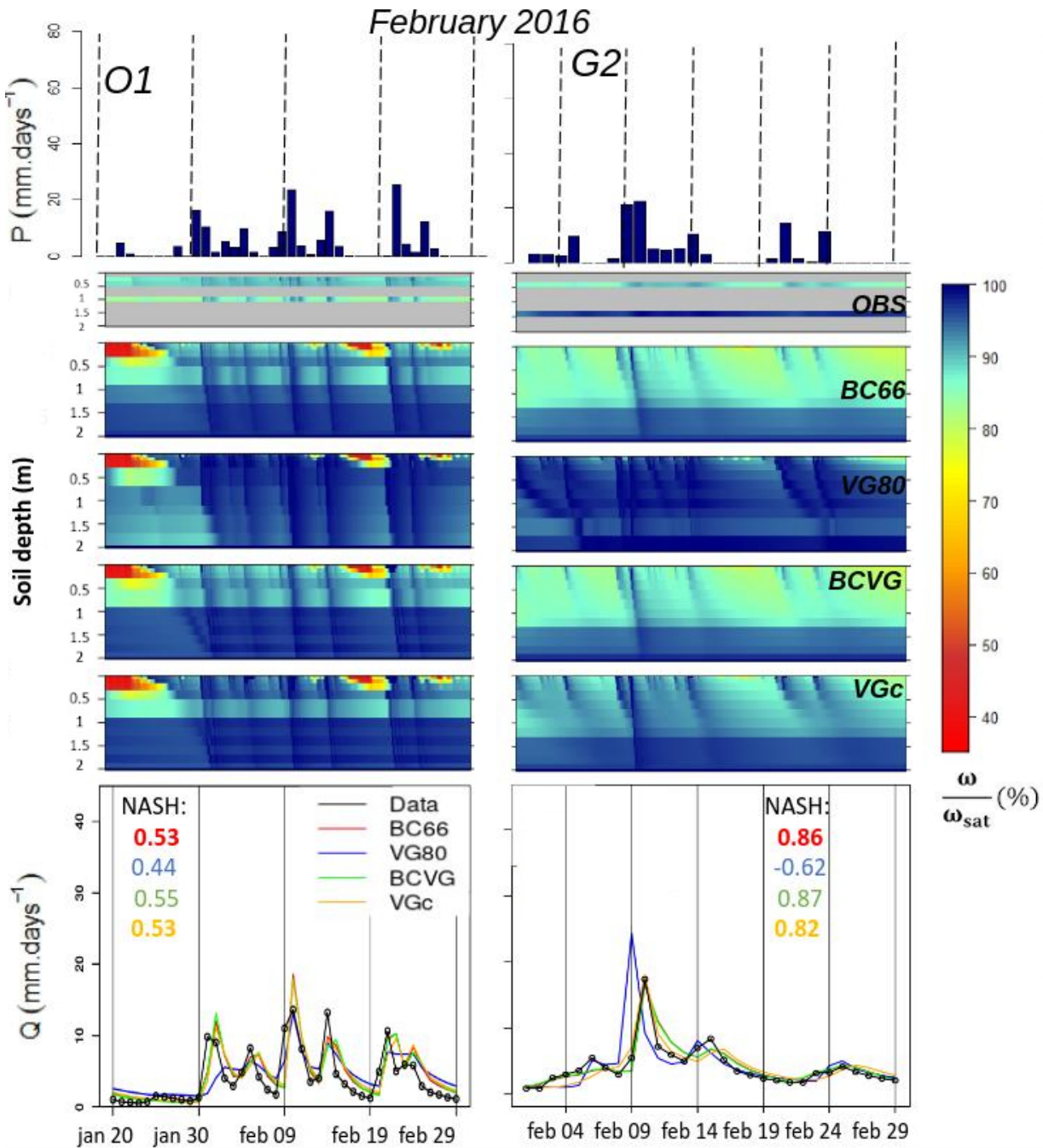


Figure 4.14: Daily precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), hourly effective wetting saturation profile (%) observed (OBS) and simulated by BC66, VG80, BCVG and VGc, and daily drainage water ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) observed (in black), and simulated by BC66 in red, VG80 in blue, BCVG in green, and VGc in orange during intense drainage water in February 2016 for lysimeters O1 and G2. The NASH scores for each simulated drainage water is also given.

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

Figure 4.14 presents winter intense drainage water events in February 2016 for two contrasted lysimeters (O1 with vegetation and G2 with bare soil). February 2016 corresponds to a period of approximately one month (31 days for O1 and 27 days for G2), with some daily precipitations above $20 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$, and an initially wet soil.

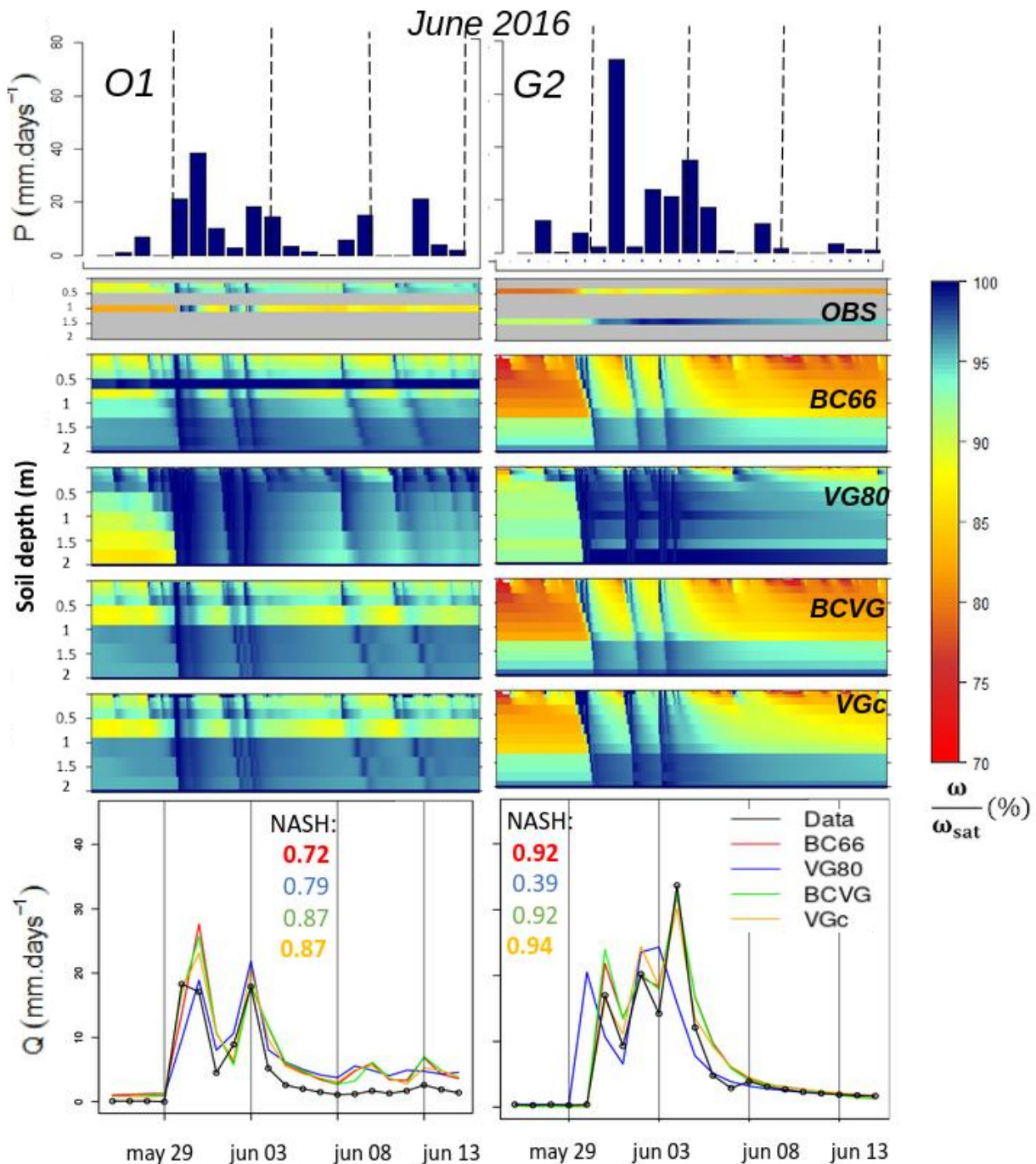


Figure 4.15: Same as figure 4.14 but for June 2016.

Synthesis

Figure 4.15 presents late spring events in June 2016 that led to a flood event of the Seine river (Philip et al., 2018). This event is characterised by large accumulated precipitation (166 mm at

OPE and 210 mm at GISFI in 10 days) and intense daily precipitation with a maximum on May, 30th that reached above 40 $mm.day^{-1}$ and 70 $mm.day^{-1}$ at the OPE and GISFI experimental stations, respectively. Figure 4.14 and 4.15 show observed daily precipitation, hourly observed and simulated soil profile saturation, and daily observed and simulated drainage water. VG80 tends to simulate too wet conditions over the entire soil profile compared to the observations. On these lysimeters, BC66, BCVG and VGc reproduce well soil moisture profiles. The drainage water simulated with VG80 further from observations than with other model approaches. In one case (G2 lysimeter) this VG80 simulated drainage water is occurring too early whatever the season, while in the other case (O1 lysimeter) its dynamic is too smooth during winter. Conversely, the dynamic of these events are well reproduced in phase and maximum intensity by BC66, BCVG and VGc, as highlighted by the good *NASH* scores. When the same comparison is made on the 110 selected intense drainage water events, the scores are significantly better for BCVG and VGc. They exhibit the lowest bias (1.11 and 0.8 $mm.day^{-1}$) compared to the other model approaches (1.3 $mm.day^{-1}$ for BC66 and 1.26 $mm.day^{-1}$ for VG80), as well as highest *NASH* criteria (0.70 and 0.80 for BCVG and VGc compared to 0.70 and 0.56 for BC66 and VG80).

To summarize the results, Taylor diagrams (Taylor, 2001) are used to quantify the degree of correspondence between the modeled and observed behavior in terms of three statistics: the Pearson correlation coefficient, the centred root-mean-square error, and the normalized standard deviation (Figure 4.16). These scores are computed using all the seven lysimeter time series, with a single result for BC66, VG80, BCVG and VGc.

For water mass and volumetric water content (Figure 4.16a and b), scores are calculated at an hourly time-step, while a daily time step is used for the drainage water over both the full period and the 110 drainage water intense events (Figure 4.16 c and d). BC66, BCVG and VGc obtain good results, especially to predict water mass, volumetric water content and drainage water during intense events. Consistently with previous results, VG80 obtains significantly lower scores whatever the observable. VGc exhibits the larger score in term of intense drainage events and the same scores than BC66 and BCVG for other variables. These results highlight the VGc model of Iden et al. (2015) as a very interesting alternative to the VG80 model for hydrological applications with a LSM while maintaining an approach integrally based on closed-form equations from Van Genuchten (1980).

4.2.4 Sensitivity model approaches

Homogeneous soil profile

As LSMs are used on regional to global scales, their soil parameters are usually derived from soil maps that generally consider an homogeneous soil profile. To evaluate the influence of the variation with depth of soil hydrodynamic parameters on our simulations we performed a sensitivity test with uniform soil profile using the BC66 model (BC66_{HOM}) and the VGc model (VGc_{HOM}). This uniform profile is fed with the vertical mean value of each parameter for each lysimeter (cross on Figure 4.7). Using an homogeneous profile in BC66_{HOM} and VGc_{HOM} significantly degrades the scores in terms of water content (Figure 4.16) but have a limited impact on the simulated water budget compared to BC66 and VGc (Figure 4.13).

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

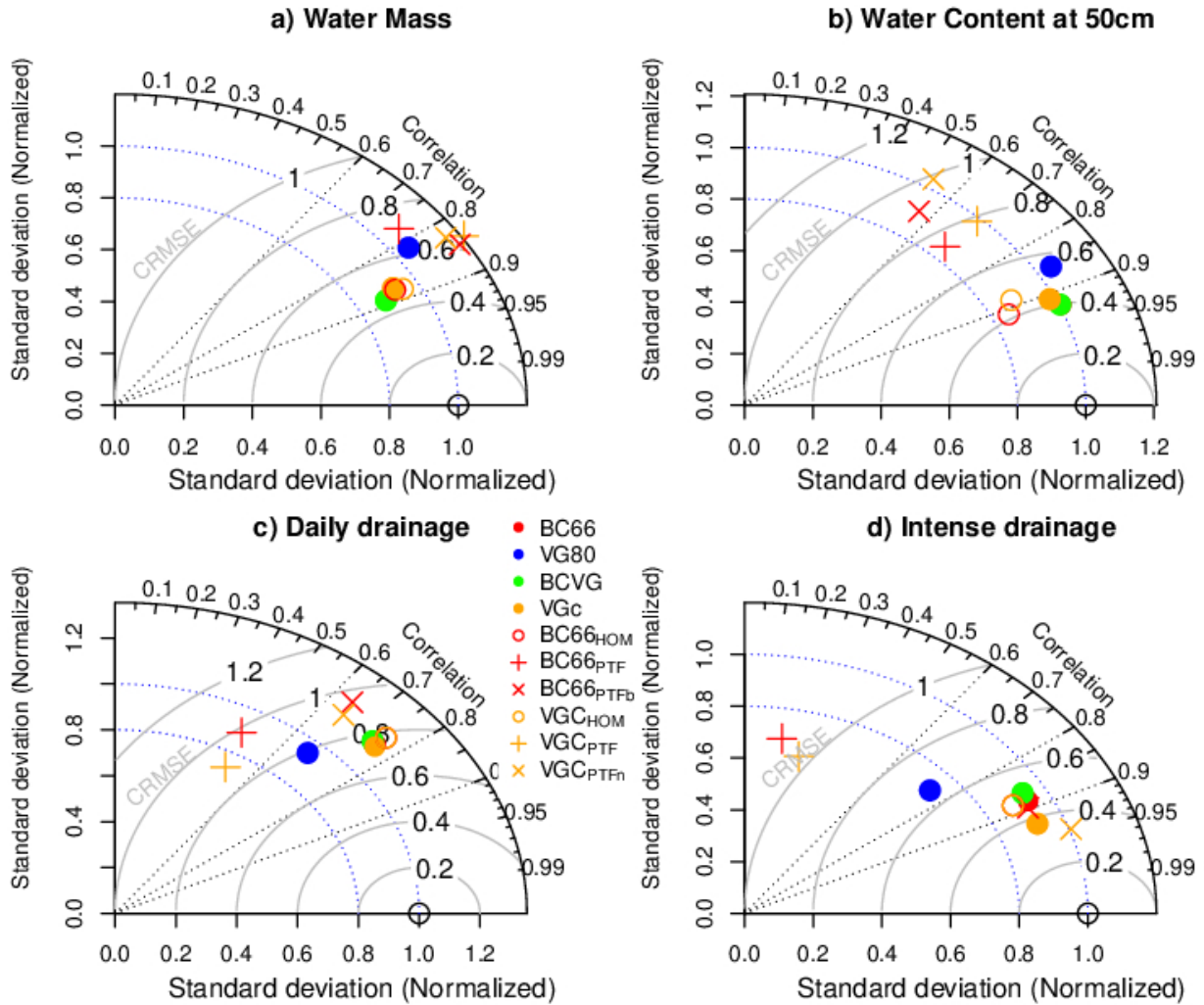


Figure 4.16: Taylor diagrams for hourly Total Water Mass (a), hourly Volumetric water content at 0.5m depth (b), Daily drainage water (c) and Daily intense drainage water events (d). model approach BC66 is plotted in red, VG80 in blue, BCVG in green, and VGc in orange. Additional model approaches with an homogeneous soil profile (BCVG_{HOM} and VGc_{HOM}) are represented as open circles, with parameters estimated from usual PTFs (BCVG_{PTF} and VGc_{PTF}) by pluses, and with parameters estimated with PTF except b (BCVG_{PTFb}) or n (VGc_{PTFn}) estimated in situ by crosses. The Pearson correlation coefficient, the centred root-mean-square error (CRMSE), and the normalized standard deviation are summarized in this diagram (Taylor, 2001).

It has a stronger impact on intense drainage events than on the whole time series (Figure 4.16 and Table 4.3). Figure 4.17 shows very clearly that BC66_{HOM} fails to capture the observed soil moisture profile (drier surface conditions and wetter in depth), conversely to BC66 (Figures 4.14 and 4.15). VGc_{HOM} exhibits the same behavior (Supplement Figure S5). The drainage water dynamics is less impacted during winter than during spring as shown by the BC66_{HOM} NASH scores compared to BC66 (and accordingly for VGc_{HOM} and VGc). Indeed, lysimeters soils simulated with an homogeneous profile appear wetter than observations and reference simulations, especially in spring. This wetter state induces logically a too intense reactivity of the drainage water during this period, reducing the simulated skill scores compared to reference

simulations. This fact underlines that using an homogeneous soil profile fails sometime and for some conditions to correctly simulate the drainage dynamic in the studied lysimeters.

Table 4.3: *NASH scores for the simulated drainage water (Q_{drain}) over the 7 lysimeters and the entire period, and during intense drainage water events (Q_{int}). Model approaches are shown with soil hydrodynamic parameters set with an homogeneous vertical profile ($BC66_{HOM}$ and VGc_{HOM}) or computed using usual PTF ($BC66_{PTF}$ and VGc_{PTF}), or derived from observation ($BC66$, VGc). The *NASH* of the additional model approaches with one parameter (n , ψ_{sat} , ω_{sat} , or k_{sat}) that keeps the reference values are also given.*

<i>NASH</i>	$BC66_{HOM}$		$BC66_{PTF}$		$BC66$ (ref.)	
	Q_{drain}	Q_{int}	Q_{drain}	Q_{int}	Q_{drain}	Q_{int}
	0.34	0.60	-0.08	-0.25	0.42	0.70
b	0.38	0.70	0.29	0.78		
ψ_{sat}	0.35	0.67	-0.10	-0.60		
ω_{sat}	0.34	0.62	-0.10	-0.20		
k_{sat}	NA	NA	-0.10	-0.45		
	VGc_{HOM}		VGc_{PTF}		VGc (ref.)	
	0.41	0.65	0.08	-0.12	0.45	0.80
n	0.43	0.75	0.39	0.85		
α	0.41	0.72	-0.03	-0.46		
ω_{sat}	0.43	0.72	0.08	-0.20		
k_{sat}	NA	NA	0.10	-0.14		

In order to determine which hydro-dynamical parameter via its vertical profile has the largest impact on the simulations, we performed additional sensitivity tests with homogeneous soil profiles for all parameters except for one that keeps its estimated heterogeneous profile. These tests are performed with all parameters homogeneous except one, either ω_{sat} , b , or ψ_{sat} for $BC66$ and ω_{sat} , n , or α for VGc .

Using the seven lysimeters complete drainage water time series and all the selected intense drainage water events as in section 4.2.3, Table 4.3 shows that b and n are the most important parameters as accounting for their heterogeneous profile improve more the *NASH* score compare to the other parameters. Their *NASH* are in addition very close to the $BC66$ and VGc references. These tests demonstrate the importance of b (and therefore n) to accurately simulate the drainage water dynamic and intense drainage water events. This finding is in agreement with previous studies (Ritter et al., 2003) that demonstrated a strong sensitivity of the simulated drainage water to n (and therefore b) and a lower sensitivity to k_{sat} .

Usual pedotransfer functions

LSMs commonly use PTF to derive soil hydrodynamic parameters from soil textural information. As shown in Figure 4.7, the soil parameters estimated from our measurements can be very different from those derived from six usual PTF (Carsel & Parrish, 1988; Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten & van Genuchten, 1988). This is especially true for the b and n parameters.

4.2. ÉVALUATION DE L'HYDROLOGIE DU SOL DU MODÈLE DE SURFACE ISBA EN UTILISANT QUATRE ÉQUATIONS DE FERMETURES ET PLUSIEURS LYSIMÈTRES.

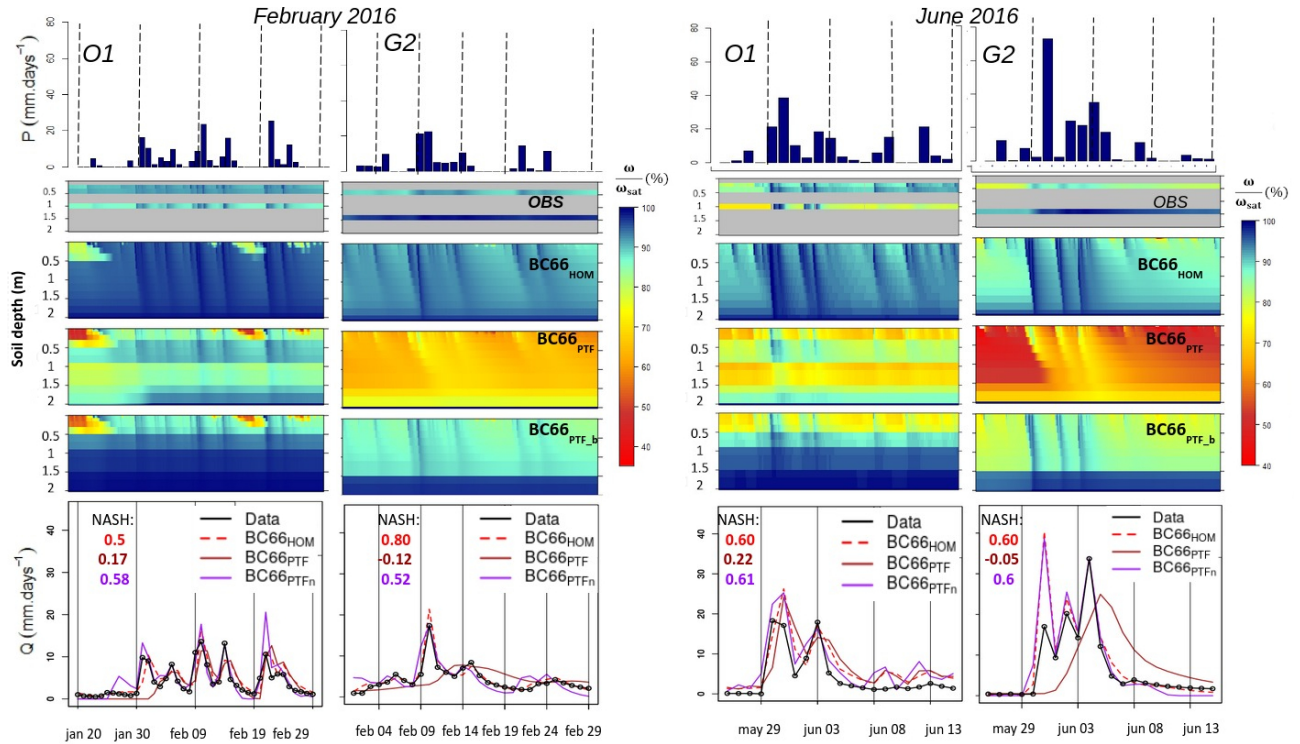


Figure 4.17: Same as Figures 4.14 and 4.15 but for sensitivity model approaches with homogeneous soil profile ($BC66_{HOM}$), with soil parameters from the usual PTFs ($BC66_{PTF}$), and with parameters from the usual PTFs except for b estimated in situ ($BC66_{PTF_b}$).

To investigate the impacts of such differences, sensitivity tests noted $BC66_{PTF}$ and VG_{PTF} are performed in which the soil hydrodynamic parameters in each soil horizon are derived from the mean of these PTFs. Impacts on the simulated water budget are clear but not obvious to comment (Figure 4.13), even if $BC66_{PTF}$ and VG_{PTF} tend to increase drainage water at the expense of evapotranspiration compared to $BC66$ and VG_c over the GISFI lysimeters, while the opposite behavior (lower drainage water and larger evapotranspiration) is found for the OPE lysimeters. All skill scores are drastically degraded in terms of water mass variations, volumetric water content at 0.5m depth, daily drainage water and intense drainage events (Figure 4.16 and Table 4.3). These weaknesses are highlighted over the selected February and June 2016 events (Figure 4.17 and Supplement Figure S5). The soil water profile simulated by $BC66_{PTF}$ and VG_{PTF} is strongly underestimated compared to observations, especially for the G2 lysimeter. This weakness induces a significant delay of the simulated drainage water compared to observations and to other simulations.

Once again, the b and n parameters seem to be the keys to this weakness. Indeed, we performed a set of tests using the $BC66_{PTF}$ and VG_{PTF} configuration except for one parameter, either b (or n), ω_{sat} , ψ_{sat} (or α), or k_{sat} , that keeps its estimated in situ value. The use of the in situ estimated values of b and n tends to balance the water budget toward its partitioning of reference (Figure 4.13), especially with VG_c . It drastically improves all skill scores compared to $BC66_{PTF}$ and VG_{PTF} (Figure 4.16). This is also the case for the simulation of the soil water profile and especially the soil drainage water dynamic (Table 4.3, Figure 4.17, and Supplement Figure S5).

Lower boundary conditions

LSMs commonly use free drainage LBC on field sites or in regional and global scale application. We can wonder if such LBC is able to impact our results compared to the seepage face LBC classically used to simulate lysimeters. Four simulations were performed using the same four model approaches as previously but with a free drainage LBC instead of a seepage face LBC.

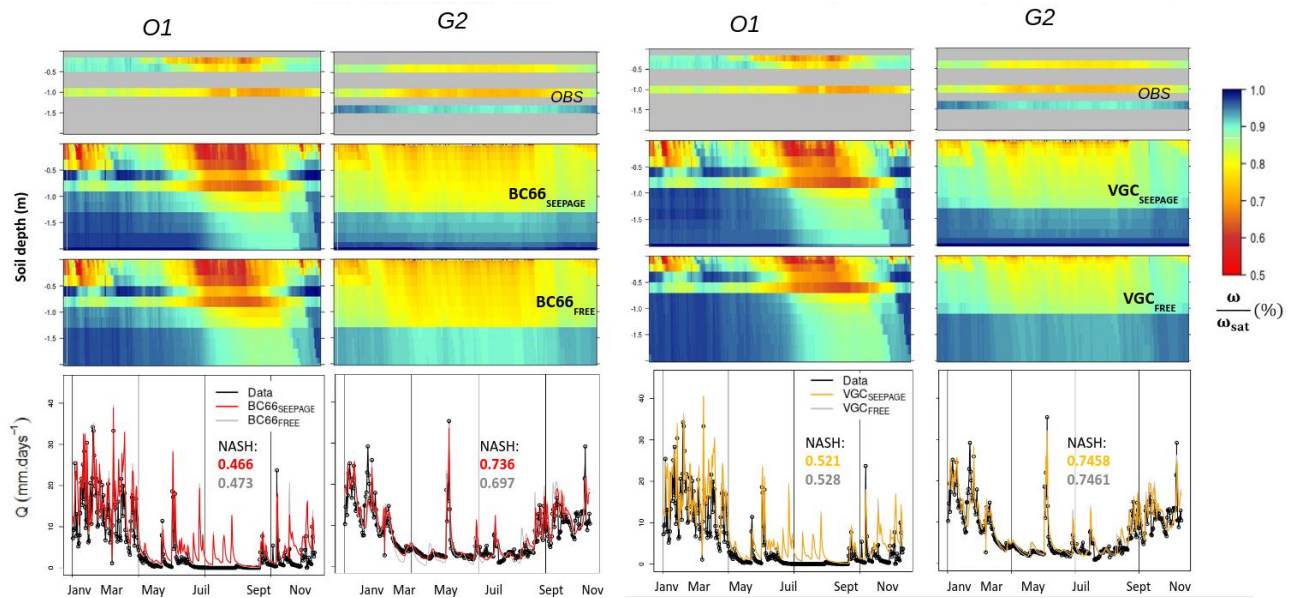


Figure 4.18: Mean annual cycles of hourly effective wetting saturation profile (%) and daily drainage water ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) observed (OBS in black) and simulated by BC66 (left panels) and VGc (right panels) with a seepage face LBC ($\text{BC66}_{\text{SEEPAGE}}$ in red and $\text{VGc}_{\text{SEEPAGE}}$ in orange) and a free drainage LBC ($\text{BC66}_{\text{FREE}}$ and VGc_{FREE} in grey) over lysimeters O1 and G2. The NASH scores for each simulated drainage water is also given.

Figure 4.18 shows the mean daily annual cycles of the soil moisture profile and the drainage water observed and simulated by BC66 and VGc with the two LBC approaches ($\text{BC66}_{\text{FREE}}$ and VGc_{FREE} compared to $\text{BC66}_{\text{SEEPAGE}}$ and $\text{VGc}_{\text{SEEPAGE}}$) for O1 and G2 lysimeters. Soil moisture profiles are sensibly the same even if, logically, the deep layers are slightly drier because the deepest layer is always saturated with a seepage face LBC. This fact is confirmed for all model approaches (BC66, VG80, BCVG and VGc) which exhibit the same skill score in term of water mass variations and volumetric water content at 0.5m whatever the LBC (comparing Figure 4.16 and Supplement Figure S6). The simulated total water budgets are also relatively unchanged (Supplement Figure S7).

In terms of daily drainage, the simulated response is not very different whatever the LBC (Figure 4.18). To use a seepage face LBC seems effectively more adequate to simulate drainage water in our lysimeters during recession periods, especially with BC66 (that explain the larger NASH for $\text{BC66}_{\text{SEEPAGE}}$ compared to $\text{BC66}_{\text{FREE}}$ for the G2 lysimeter). Some peaks of drainage water are also more pronounced with such LBC. Comparing Taylor diagrams (Figure 4.16 and Supplement Figure S6) underlines that all model approaches (BC66, VG80, BCVG and VGc) reproduce daily drainage water and intense drainage events with the same accuracy whatever the LBC.

4.2.5 Discussion and Conclusion

This study uses time series (up to 7 years) from several lysimeters to evaluate the dynamics of water transfer in the unsaturated zone simulated with the land surface model ISBA. These observations allow deriving the heterogeneous profile of soil parameters. Although the original version of ISBA performed well, a set of four water closure relationships, which estimate the evolution of soil hydrodynamic properties with soil moisture are tested. The comparison of these four relationships shows that, when soil parameters and meteorologic forcing are known, ISBA reproduces the evolution of soil hydrology and vegetation processes reasonably well. The choice to use a seepage face LBC in ISBA (as commonly done to simulate lysimeters) instead of its usual free drainage LBC has a very little impact on the results.

The simulation using the VG80 water closure relationships exhibits more difficulty reproducing the soil water profile and the drainage water dynamic, in particular during intense drainage water events, than the original ISBA version using the BC66 equations. It is partly linked to the limitation of the VG80 hydraulic conductivity function for n close to 1. The BCVG model approach that combines the soil matrix potential function from VG80 with the hydraulic conductivity function from BC66, and the VGc model approach of Iden et al. (2015) that includes a maximum pore radius on the VG80 hydraulic conductivity curve solve these problems and even seem to be able to improve the simulation of the soil drainage water dynamic compared to BC66. However, the l parameter in the VG80 hydraulic conductivity (equation 4.4), and thus VGc (equation 4.6), is difficult to set even with direct observation. In our study, it is fixed at the classical 0.5 value for some lysimeters, but can vary drastically in others consistently with the literature (Schaap et al., 2001; Wosten & van Genuchten, 1988; Wosten et al., 2001), underlying the difficulty to estimate this parameter for regional to global scale applications.

The observations show that the soil hydrodynamic parameters in each lysimeter are strongly heterogeneous with depth, while LSMs generally use homogeneous profiles. Using additional sensitivity tests with such homogeneous profiles, we found that even if the simulated soil water and drainage water dynamics remain acceptable compared to the observations, all the skill scores are worsened (especially for the soil water profile) compared to the model approaches with an heterogeneous profile. This finding support the need to account for vertical heterogeneity of soil hydrodynamic parameters (Bauser et al., 2020; Fatichi et al., 2020; Gebler et al., 2017; Hengl et al., 2017; King et al., 1999; Mirus, 2015; H.-J. Vogel, 2019) to improve the simulation of soil water and drainage water dynamics (Decharme et al., 2011; Mohanty & Zhu, 2007; Stieglitz et al., 1997; Vereecken et al., 2019). This is a challenge to simulate groundwater recharge on regional and global scales.

We also found that parameters b and n , which characterizes the shape of the soil water retention function, derived from the observations significantly differ from those derived from PTF commonly used in LSMs (Carsel & Parrish, 1988; Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten & van Genuchten, 1988). Sensitivity tests show that the values of b and n derived from usual PTF are not suitable to simulate the drainage water dynamic, at least over the 7 lysimeters used in this study. In addition,

these parameters exhibit the largest heterogeneity with soil depth. Neglecting this behavior contributes to degrade the simulated drainage water dynamic. Note that this heterogeneous behavior of b and n is still under consideration in the literature. As in our study, some authors observed a decrease of n with soil depth (Jhorar et al., 2004; Ritter et al., 2003; Schwärzel et al., 2006), while some others showed an increase (Groh et al., 2018) or even no change (Schneider et al., 2021). In any case, b and n could be key parameters to correctly simulate drainage water dynamic and groundwater recharge with LSMs. We recognise that this last assumption has to be confirmed over many other experimental field sites. Indeed, this study is based on two experimental sites with similar climatic conditions, with low intensity precipitation events compared to other regions. It would be interesting to conduct additional studies in other contrasting climates.

Finally, this study increases the confidence that LSMs are powerful tools to simulate the recharge of groundwater, in different environmental conditions, with many soils and vegetation covers, and therefore can be used for many applications in hydrology at both the regional and the global scales. The sensibility of our LSM to the soil heterogeneity or the value of some hydro-dynamical parameters underline however that this remains a challenge even with the advent of global databases describing the vertical profile of the soil properties at depths greater than 1m (Poggio et al., 2021).

Appendix: Statistical scores

In this study, we used the following skill scores considering the simulated, S_i , and the observed, O_i , data defined at N discrete points in time :

- The overall bias :

$$Bias = \bar{S} - \bar{O} \quad \text{with} \quad \bar{S} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i \quad \text{and} \quad \bar{O} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i \quad (4.9)$$

- The centred root mean square error :

$$CRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(S_i - \bar{S}) - (O_i - \bar{O})]^2} \quad (4.10)$$

- The Pearson correlation coefficient (or the coefficient of determination) :

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(S_i - \bar{S}) - (O_i - \bar{O})]}{\sigma_s \sigma_o} \quad (4.11)$$

where σ_s and σ_o are the standard deviations of S_i and O_i , respectively. The coefficient of determination, R^2 , is the square of the Pearson correlation.

- The Nash and Sutcliffe (1970) efficiency criterion :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (4.12)$$

4.3 Supplément

Cette section présente le Supplément de l'article décrit dans la section précédente.

Summary of lysimeter characteristics

Table 4.4: Description of the available observations at the both experimental stations and for each lysimeter: observation period, mean annual precipitation (*precip*) and drainage water (*drain*). For each type of data, the available depths are indicated. Quality of measurements is given as percentage of missing data: *meteo gap* for the meteorological forcing, *defect* for the lysimeters measurements.

Experimental station		GISFI				OPE		
Lysimeters		G1	G2	G3	G4	O1	O2	O3
Period		2011 – 2016	2009 – 2016		2011 – 2016	2014 – 2019		
Mean annual	precip (mm.year ⁻¹)	727				876		
	drain (mm.year ⁻¹)	317	337	115	170	312	304	363
Depths (cm)	total water mass	full column				full column		
	volumetric water content	100 – 150	50 – 100 – 150		50	20 – 50 – 100 – 150		
	matric potential	100 – 150	50 – 100 – 150		50	20 – 50 – 100		
	drainage	200				200		
	temperature	50 – 100 – 150				20 – 50 – 100 – 150		
Data quality	meteo gap (%)	12				10		
	defect (%)	16	8	23	0	0		

Table 4.5: Table of parameters estimates for each lysimeter and each depth.

Lysimeters Units	Depth m	ω_{sat} m^3/m^3	ψ_{sat} m	b —	α m^{-1}	n —	n_b —	k_{sat} $10^{-6}m.s^{-1}$	l —
G1	1,0	0,415	0,10	40,0	10,00	1,025	2,025	1,0	-2,0
	1,5	0,434	0,15	17,0	6,67	1,060	2,063	1,0	-2,0
G2	0,5	0,420	0,12	11,0	6,67	1,090	2,090	2,0	-2,0
	1,0	0,420	0,10	11,0	10,00	1,090	2,095	2,0	-2,0
	1,5	0,360	0,07	30,0	14,28	1,035	2,033	2,0	-2,0
G3	0,5	0,373	0,10	9,5	7,69	1,100	2,200	1,0	-5,0
	1,0	0,370	0,15	11,0	6,67	1,090	2,090	1,0	-5,0
	1,5	0,366	0,20	15,0	5,00	1,068	2,071	1,0	-5,0
G4	0,5	0,380	0,30	45,0	3,33	1,022	2,022	2,585	0,5
O1	0,2	0,512	0,25	8,33	4,00	1,120	2,120	0,7	0,5
	0,5	0,515	0,25	20,0	4,00	1,050	2,037	0,7	0,5
	1,0	0,435	0,025	30,0	40,00	1,033	2,038	0,7	0,5
	1,5	0,470	0,05	47,36	20,00	1,023	2,023	0,7	0,5
O2	0,2	0,280	0,30	15,0	3,333	1,149	2,147	0,8	0,5
	0,5	0,362	0,30	15,0	3,333	1,067	2,067	0,8	0,5
	1,0	0,495	0,03	22,12	20,00	1,050	2,058	0,8	0,5
	1,5	0,385	0,05	50,0	15,44	1,020	2,020	0,8	0,5
O3	0,2	0,470	0,30	9,0	3,333	1,111	2,113	0,8	0,5
	0,5	0,500	0,28	15,0	3,571	1,067	2,065	0,8	0,5
	1,0	0,430	0,01	25,0	57,00	1,040	2,040	0,8	0,5
	1,5	0,470	0,01	55,0	57,00	1,020	2,020	0,8	0,5

Soil water retention curves for each lysimeter at several depths

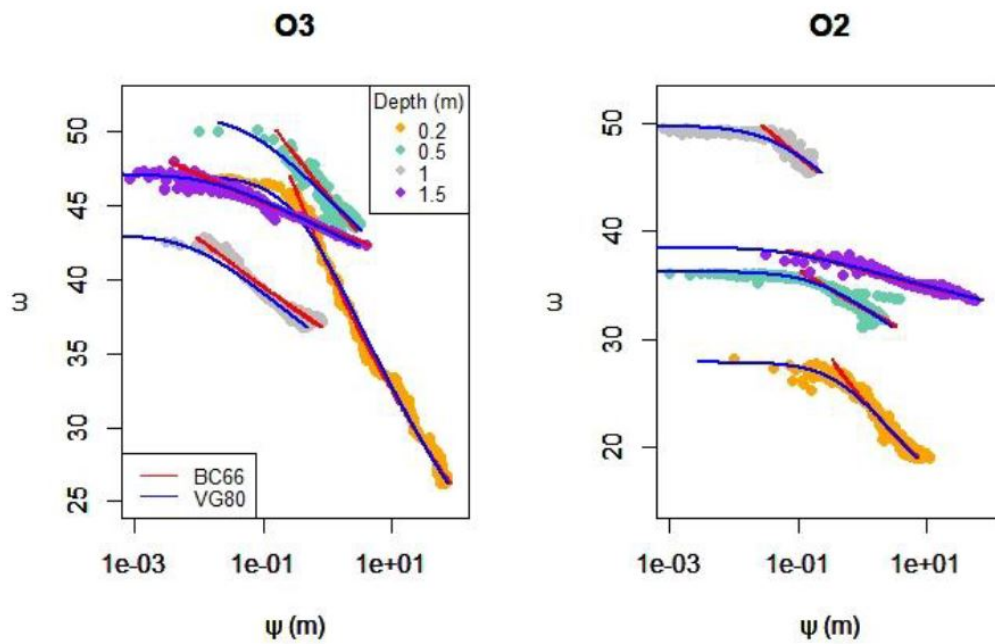


Figure 4.19: Soil water retention curves : volumetric water content (ω) and logarithm of the absolute value of the soil matric potential (ψ) for lysimeters O2 and O3. Observations at 0.2, 0.5, 1.0 and 1.5 m depth are in dot (orange, aquamarine, grey and purple respectively), estimations are in red and blue for BC66 and VG80, respectively. The dashed lines are the estimated values via observations for the water content at saturation and matric potential.

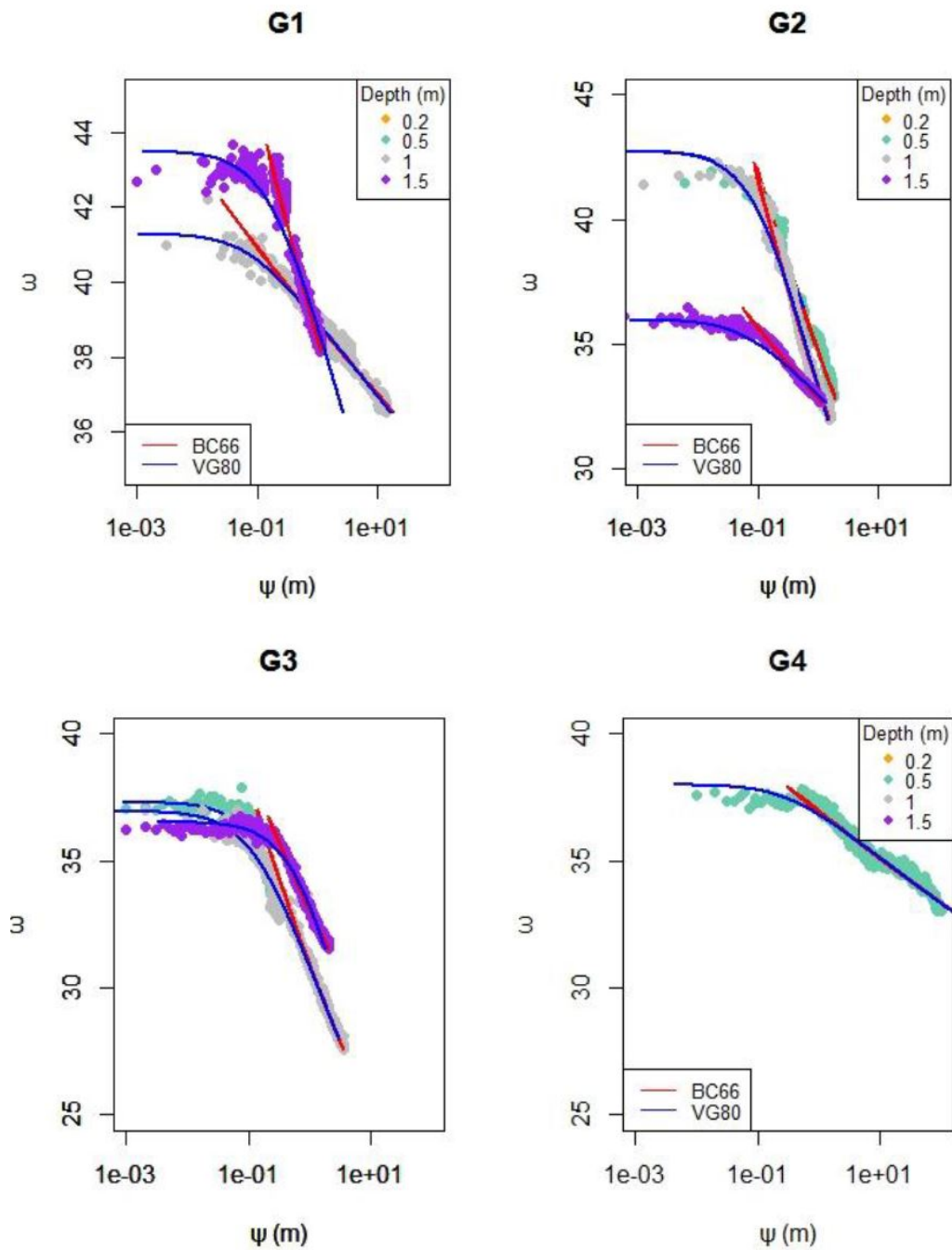


Figure 4.20: Same as 4.20 but for lysimeters G1, G2, G3 and G4.

Hydraulic conductivity curves estimates near the base of each lysimeter

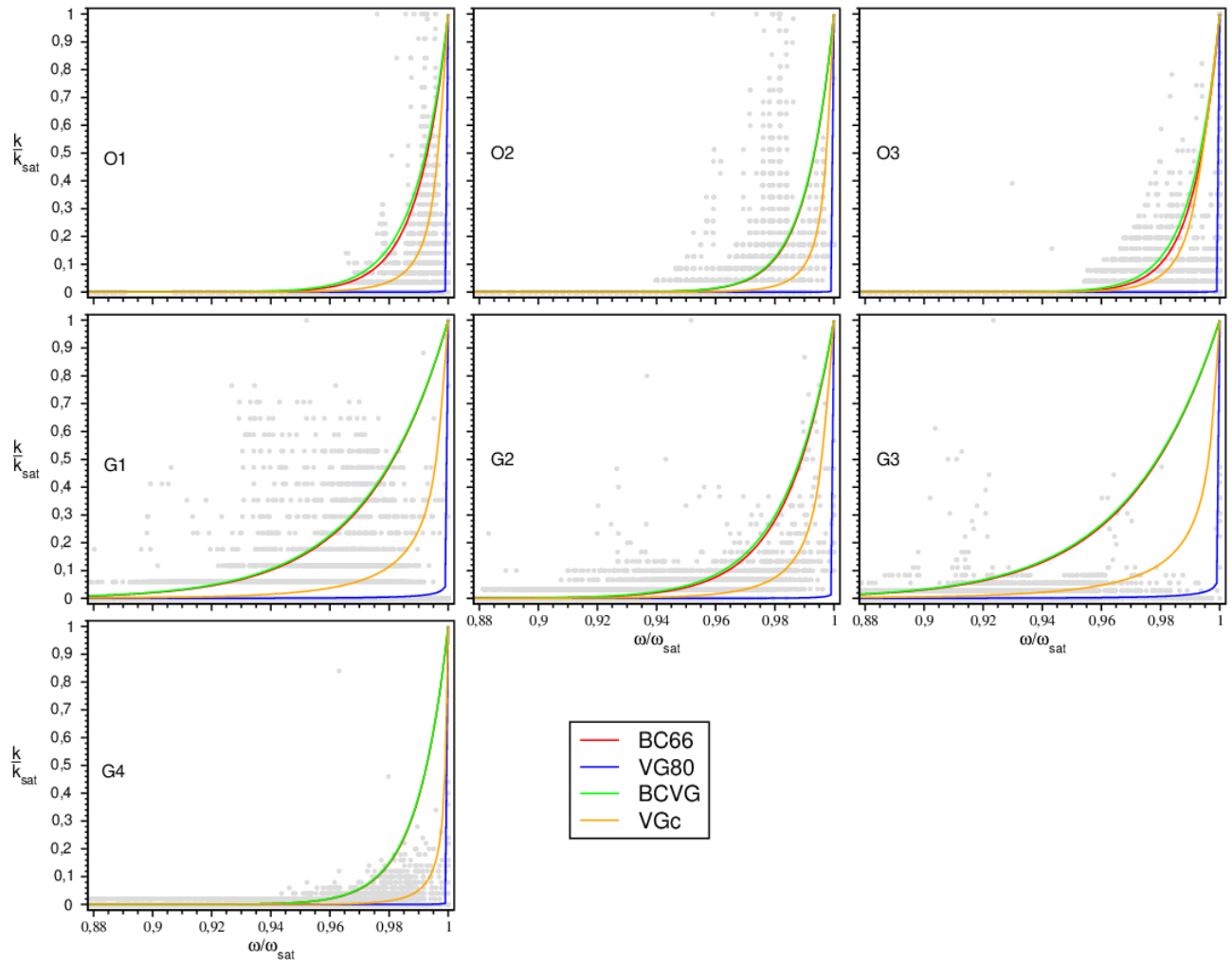


Figure 4.21: Near saturation estimates of the relative soil hydraulic conductivity, k/k_{sat} , as a function of the soil water content actual saturation, ω/ω_{sat} , near the base of all lysimeters. BC66, VG80, BCVG, VGc are given in red, blue, green and orange, respectively. The dots represent the observed hourly drainage water at 2 m depth (reduced to k_{sat}) versus the actual saturation at 1.5 m depth (or 0.5m for G4).

Simulated Leaf Area Index

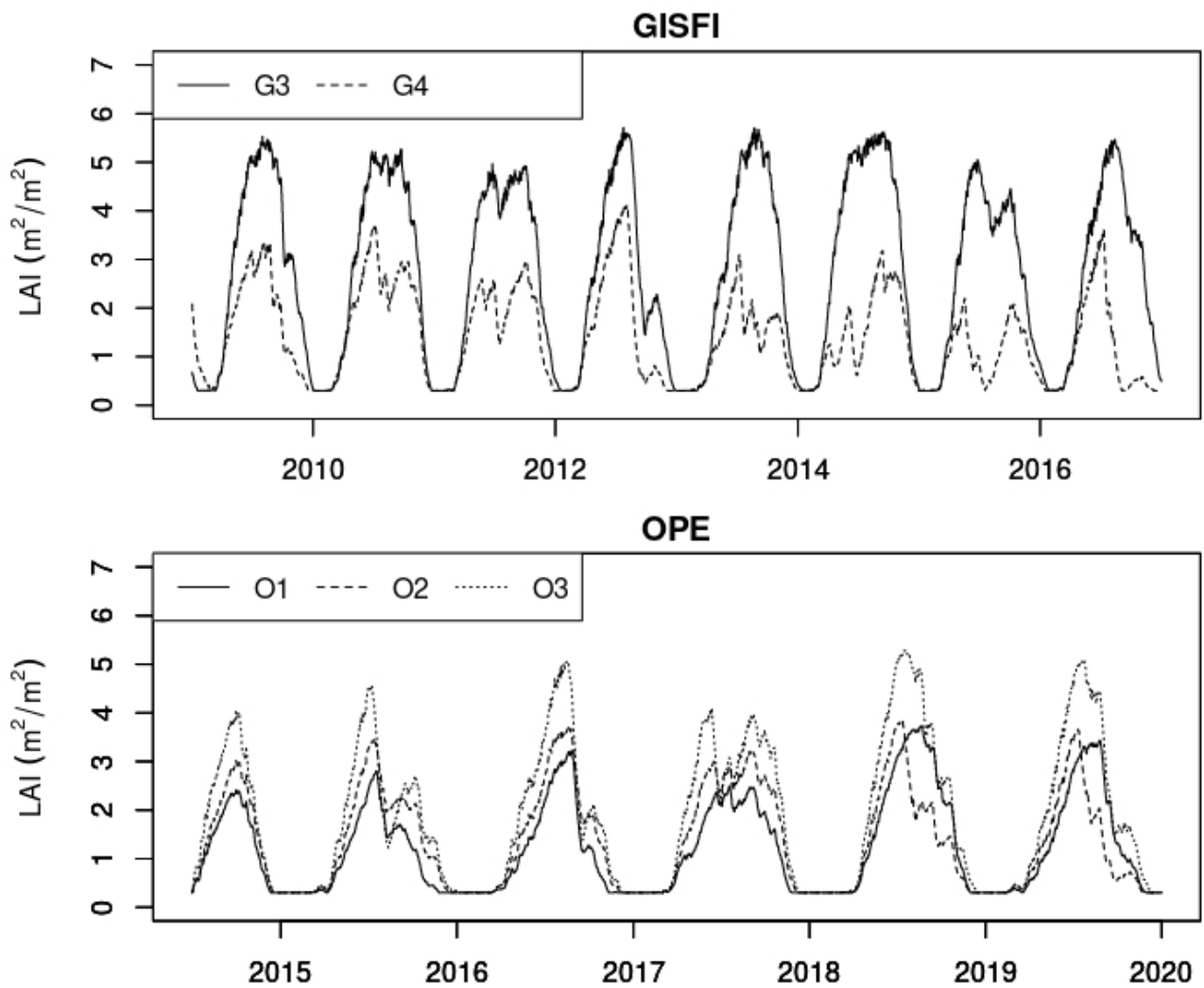


Figure 4.22: Hourly times series of LAI ($m^2 \cdot m^{-2}$) simulated for each lysimeter for BC66.

Vgc model sensitivity to Homogeneous soil profile and usual PFT

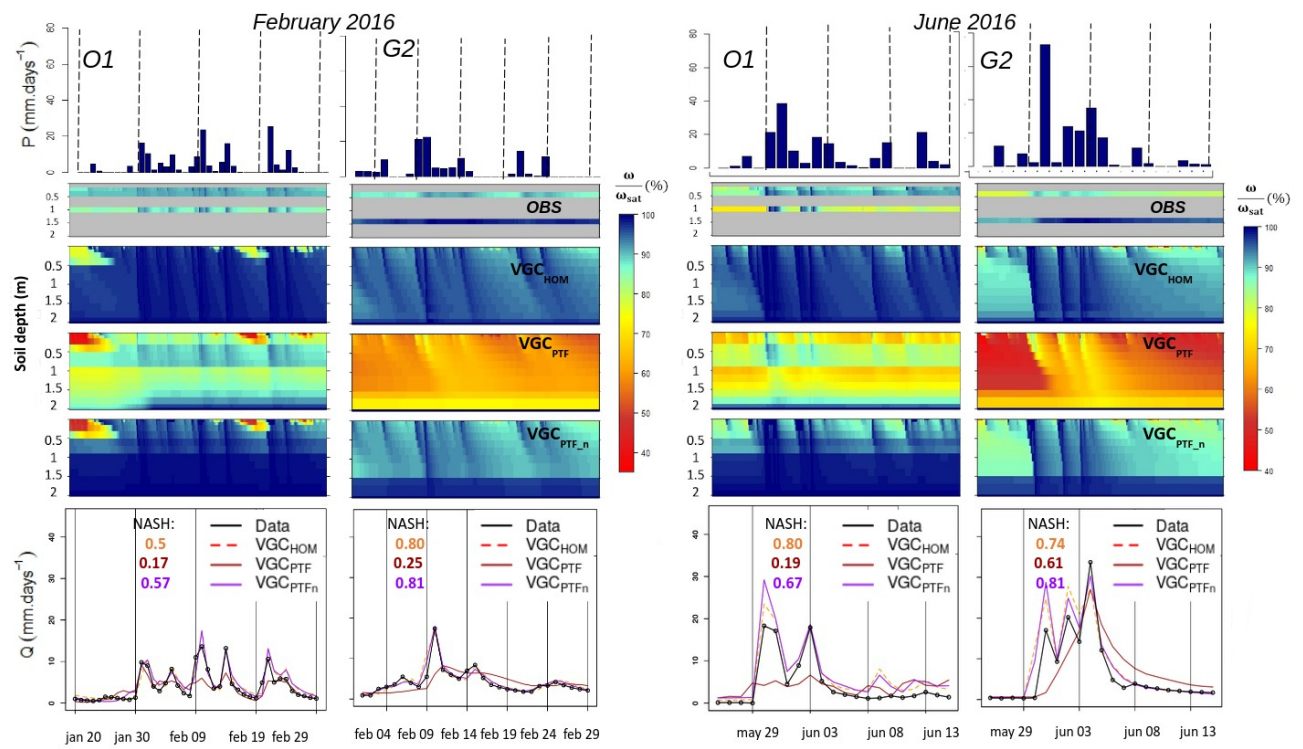


Figure 4.23: Same as Figure 13 but for the VGC model approach

Lower Boundary Condition assessment

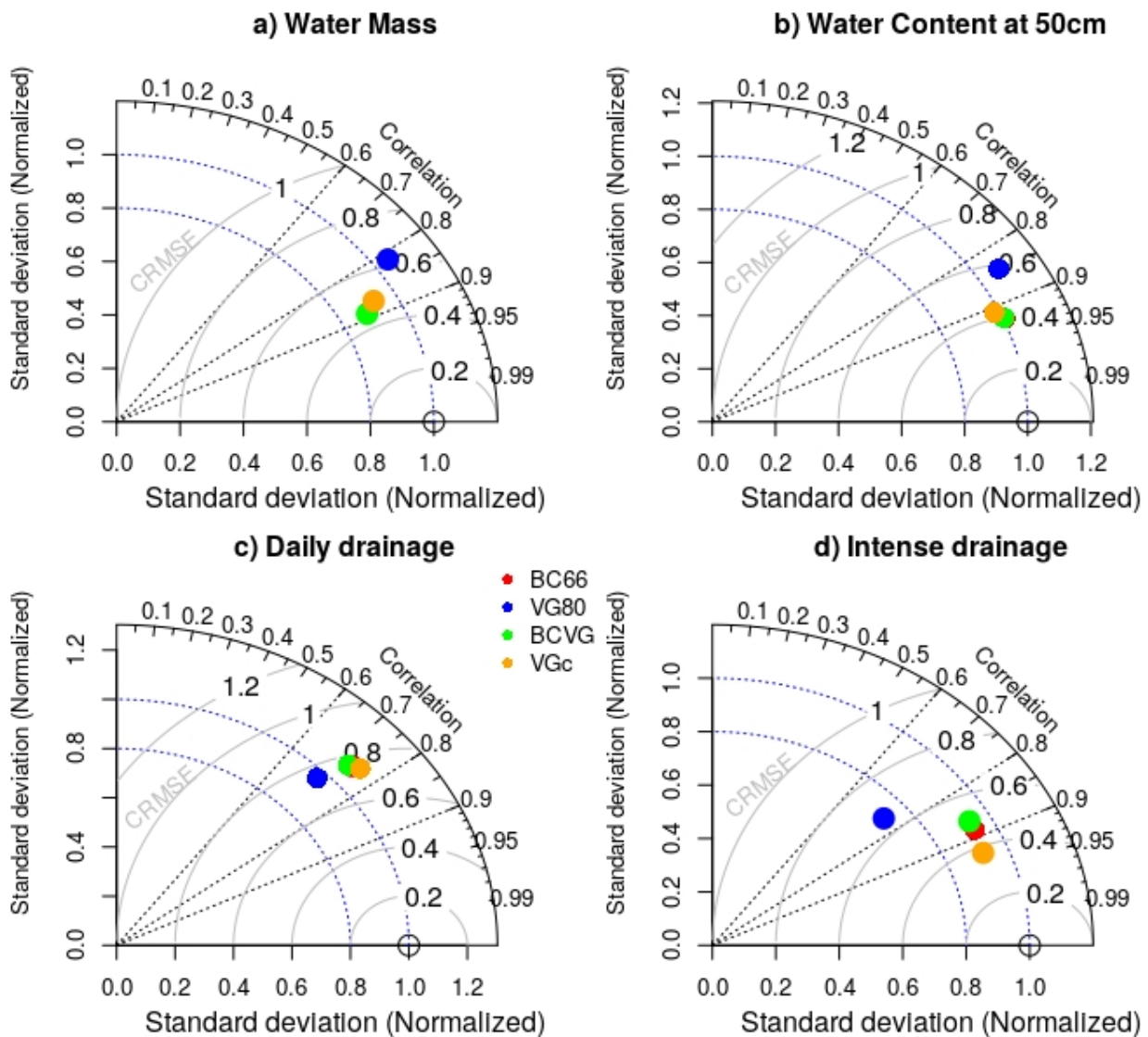


Figure 4.24: For free drainage : Taylor diagram on the masses, on the water contents at 50cm depth, on the drainages, and on the intense drainages, for the 4 experiments in free drainage on the lysimeters of GISFI and OPE: red for BC66, green for BCVGB, blue for VG80, and orange for VGc.

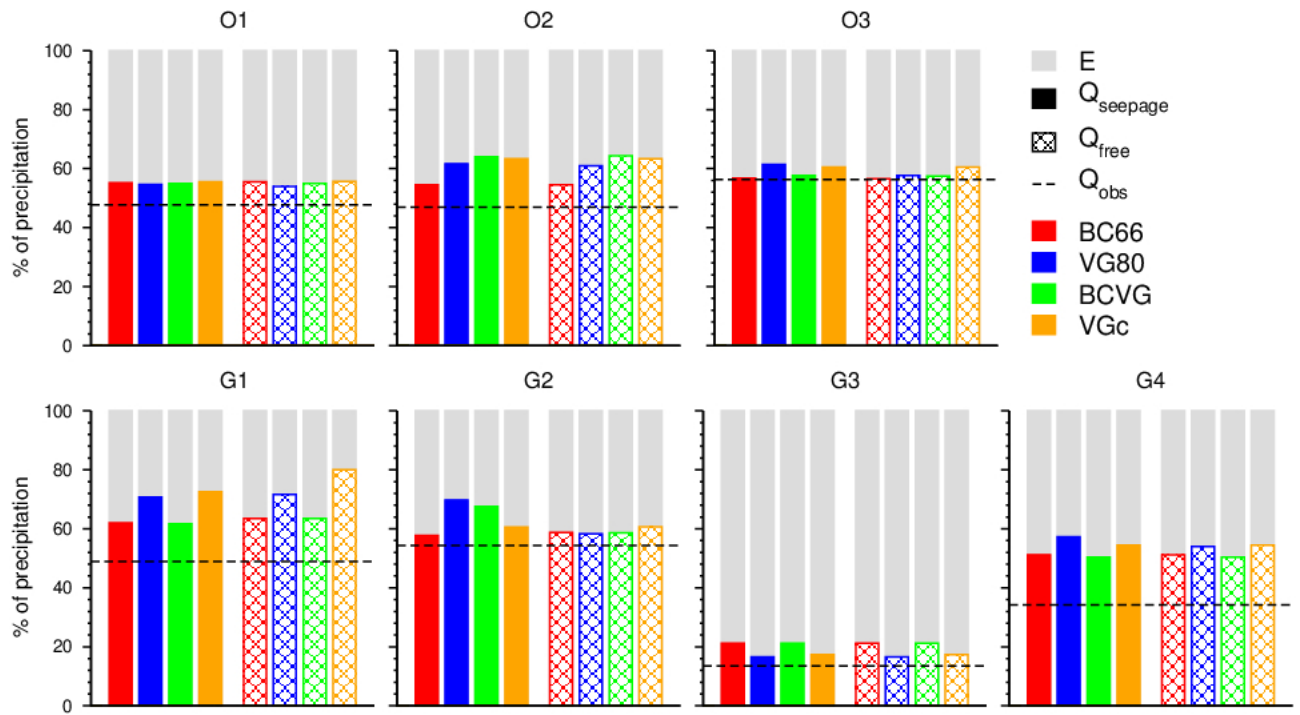


Figure 4.25: Comparison of the water budget partitioning of all model approaches (BC66, VG80, BCVG, and VGc) with a seepage face LBC ($Q_{seepage}$) as in Figure 9 and with a free drainage LBC (Q_{free}).

Bilan de section

- *Les lysimètres ont permis d'évaluer le modèle de surface ISBA et sa capacité à bien simuler la dynamique de l'hydrologie des sols et de la recharge. Ce modèle résout l'équation de Richards et utilise l'approche de Brooks and Corey, 1966 (BC66) comme relations de fermeture de cette équation qui relie teneur en eau, pression matricielle et conductivité hydraulique.*
- *Cette version d'ISBA simule bien la recharge quand les paramètres hydrodynamiques et le forçage météorologique sont connus, et il ne semble ainsi pas nécessaire de complexifier la modélisation pour inclure des transferts préférentiels, même lors d'épisodes de précipitations intenses.*
- *J'ai évalué les relations de fermeture de Van Genuchten, 1980 (VG80) majoritairement utilisées en hydrologie, et plus conforme avec les observations. Ces équations engendrent néanmoins des problèmes numériques bien connus pour ces sols et dégradent donc les simulations de ces lysimètres. Des approches qui corrigent ce défaut ont ensuite été évaluées avec succès (BCVG, VGC (Iden et al., 2015)) sur les mêmes lysimètres montrant une amélioration de la dynamique simulée du drainage, en particulier lors d'événements intenses.*
- *Ces lysimètres ont permis de distinguer les paramètres hydrodynamiques les plus influents et ont apporté des informations sur leur profil vertical dans les sols.*
- *Les fonctions de pédotransferts usuelles basées sur les textures des sols utilisées dans ISBA échouent à restituer les paramètres estimés in-situ, et donc dégradent fortement les recharges simulées.*

4.4 Complément d'analyse

L'article ci-dessus montre que lorsque les paramètres du sol et les forçages météorologiques sont connus, ISBA simule bien l'évolution de l'hydrologie du sol et les processus de végétation. J'ai ajouté des options pour intégrer de nouvelles équations de fermetures. Celles-ci permettent d'améliorer la dynamique du drainage, surtout lors des événements intenses. Dans cette section, je développe des travaux peu détaillés dans l'article. J'ai ainsi implémenté une nouvelle condition à la limite inférieure dans ISBA (Annexe A), nécessaire pour bien reproduire le comportement du drainage dans les lysimètres. Pour mieux comprendre cette limite, j'ai réalisé des tests avec le modèle Hydrus (Šimůnek et al., 2016), qui sont explicités dans la section 4.4.1 ci-dessous. Puis, j'ai mis en évidence que les fonctions de pédotransfert utilisées dans ISBA n'étaient pas capables de restituer les paramètres hydrodynamiques, et donc de reproduire le drainage. Je discute du choix de fonction de pédotransferts plus adaptées dans la section 4.4.2 ci-dessous.

4.4.1 Une analyse multi-modèle

Une analyse multi-modèle est réalisée ici pour implémenter la condition à la limite inférieure en suintement ("seepage" en anglais) dans ISBA. Alors que la condition drainage libre suppose une poursuite de l'écoulement en fonction de la valeur de la conductivité hydraulique de la dernière couche de sol et un gradient de charge unitaire, le suintement suppose que l'écoulement ne peut se produire que lorsque la dernière couche de sol est saturée. Le choix du modèle de référence s'est porté sur le modèle Hydrus (Šimůnek et al., 2016) car il est souvent utilisé par la communauté hydrologique pour simuler les transferts d'eau, de chaleur et de soluté dans la zone non saturée du sol (cf. chapitre 2). Notamment, de nombreuses études ont été réalisées avec Hydrus sur des lysimètres (Durner et al., 2008; Groh et al., 2018; Jiang et al., 2010; Luo & Sophocleous, 2010; Séré et al., 2012). Il résout par élément fini les transferts d'eau avec l'équation de Richards. Cependant, il ne simule pas à la fois les bilans d'eau et d'énergie en surface comme ISBA.

J'ai ainsi réalisé deux simulations avec Hydrus, une en drainage libre, une en suintement, afin de comprendre le comportement de chaque condition à la limite, pour pouvoir ensuite l'implémenter dans ISBA. Les simulations ont été appliquées sur le lysimètre G2 du GISFI (sol nu) entre 2014 et 2016 avec BC66 avec les mêmes valeurs de paramètres hydrodynamiques (Figure 4.26). Les teneurs en eau à 50 cm sont très similaires quel que soit la condition à la limite inférieure. À 200 cm, les teneurs en eau sont souvent saturées en condition de suintement contrairement au drainage libre. C'est la définition même d'une condition à la limite inférieure en suintement. En suintement, il y a du drainage uniquement quand la dernière couche est saturée. En terme de pression matricielle, on obtient également les mêmes constats. Le comportement du drainage selon la condition à la limite inférieure est sensiblement similaire. Il est légèrement plus réactif (pics plus forts) en suintement qu'en drainage libre, et les récessions y sont moins longues du fait d'une réaction uniquement à la saturation. En accord avec les observations, le drainage est bien simulé pour les deux expériences (NSE: 0.62 (libre) et 0.64 (suintement)).

Hydrus a permis d'étudier l'impact de la condition à la limite sur le comportement de l'infiltration. A partir de cette analyse, j'ai implémenté dans le modèle ISBA la condition à la limite en suintement. Pour les deux conditions, ISBA et Hydrus ont des comportements très proches, avec des teneurs en eau et des pressions matricielles similaires. Cela nous permet d'affirmer que la condition à la limite en suintement a été implémentée correctement dans ISBA. De plus, ISBA simule des drainages légèrement plus intenses et est meilleur que Hydrus ($Q_{ISBA_{SUINTEMENT}} NSE = 0.69$, $Q_{ISBA_{LIBRE}} NSE = 0.73$).

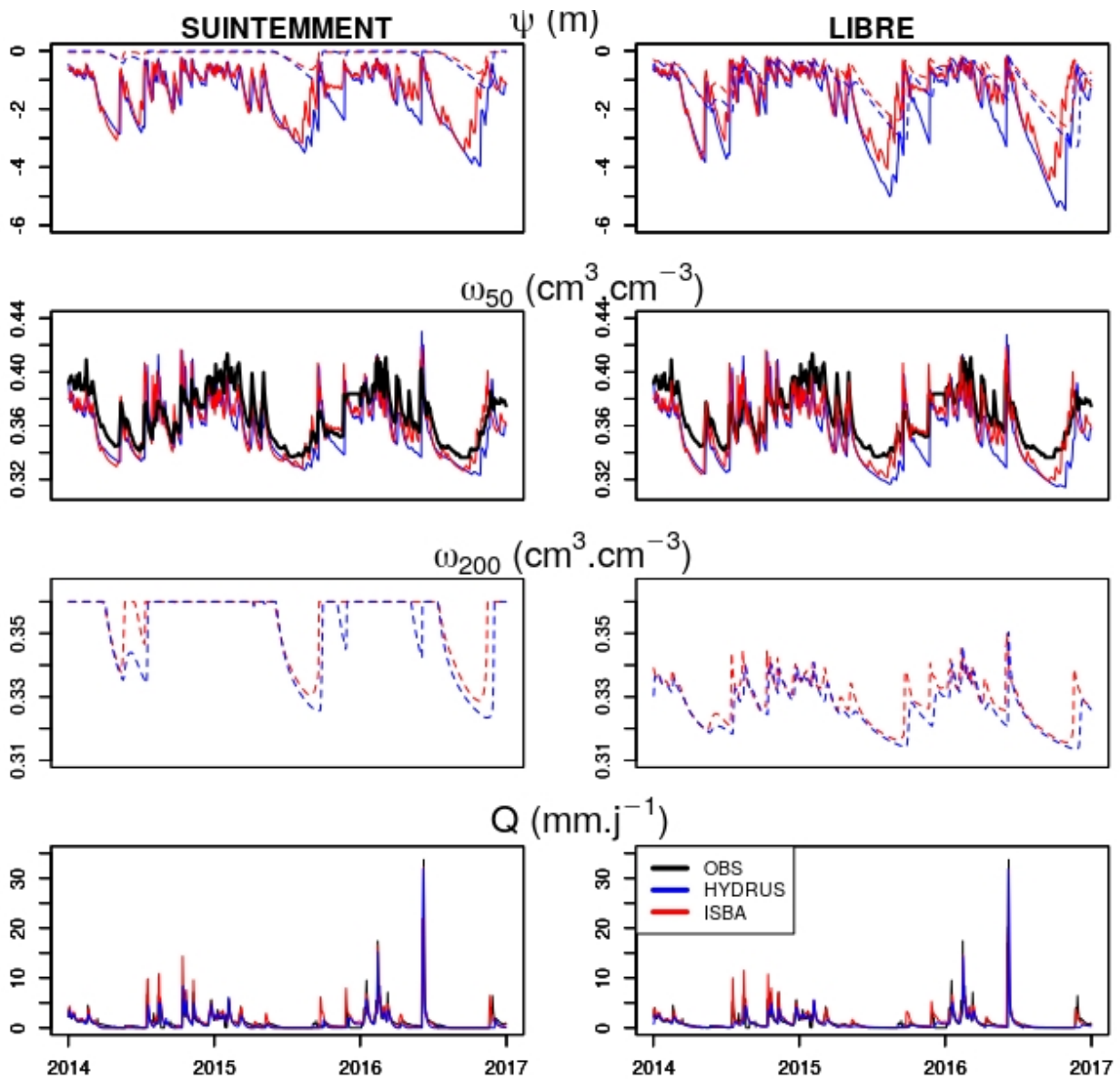


Figure 4.26: Sur le lysimètre G2 (GISFI) en 2014-2016, pour les conditions aux limites inférieures en suintement ou en drainage libre : pressions matricielles (ψ) à 50 cm (trait plein) et 200 cm (pointillé), teneurs en eau (ω) à 50 cm (trait plein) et 200 cm (pointillé), et drainage (Q) avec HYDRUS (bleu) et ISBA (rouge). Les observations sont en noir.

4.4.2 Vers des fonctions de pédotransfert plus adaptées

Les résultats précédents ont mis en évidence que les fonctions de pédotransfert utilisées dans ISBA (Clapp and Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984) n'étaient pas adaptées pour restituer les paramètres hydrodynamiques au sein des lysimètres de l'OPE et du GISFI.

De fait, la prise en compte de certaines caractéristiques, comme la densité apparente, la teneur en matière organique des sols semblent être importantes. Ces caractéristiques sont considérées dans de nombreuses fonctions de pédotransfert (De Lannoy et al., 2014; Saxton and Rawls, 2006; Vereecken et al., 1989; Weynants et al., 2009; Wosten et al., 1999). Notre choix s'est porté sur la fonction de Wosten et al., 1999 pour estimer les paramètres hydrodynamiques sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE pour plusieurs raisons (eq. 4.13). Cette fonction de pédotransfert a été développée i) pour des sols européens ; ii) pour les équations de Van Genuchten (1980) (VG80). Dans la volonté d'utiliser l'équation proposée par Iden et al. (2015) (VGC), qui améliorerait les simulations (section 4.2), cette fonction de pédotransfert s'avère finalement être un choix justifié. Elle nécessite la connaissance de la texture de sol (proportions en argile (X_{clay}), limon (X_{silt}), et sable (X_{sand}), en %) qui est déjà utilisée dans ISBA, mais considère également la densité apparente (ρ_b , en $g.m^{-3}$) et la teneur en matière organique (OM , en %) des sols.

$$\begin{aligned} \ln(n-1) = & -25.23 - 2.195 X_{clay} + 0.74 X_{silt} - 0.1940 OM + 45.5 \rho_b - 7.24 \rho_b^2 + 3.652 X_{clay}^2 \\ & + 0.002885 OM^2 - 12.81 \rho_b^{-1} - 0.001524 X_{silt}^{-1} - 0.01958 OM^{-1} - 0.2876 \ln(100 X_{silt}) \\ & - 0.0709 \ln(OM) - 44.6 \ln(\rho_b) - 2.264 \rho_b X_{clay} - 0.0896 \rho_b OM + 0.718 X_{clay} \Gamma_{soil} \\ & (r^2=0.54) \quad (4.13) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln(l^*) = & 0.0202 + 6.193 X_{clay}^2 - 0.001136 OM^2 - 0.2316 \ln(OM) - 3.544 \rho_b X_{clay} \\ & + 0.283 \rho_b X_{silt} + 0.0488 \rho_b OM \quad (r^2=0.12) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \omega_{sat} = & 0.7919 + 0.1691 X_{clay} - 0.29619 \rho_b - 0.01491 X_{silt}^2 + 0.0000821 OM^2 + 0.0002427 X_{clay}^{-1} \\ & + 0.0001113 X_{silt}^{-1} + 0.01472 \ln(100 X_{silt}) - 0.00733 OM X_{clay} - 0.0619 \rho_b X_{clay} - 0.001183 \rho_b OM \\ & - 0.01664 X_{silt} \Gamma_{soil} \quad (r^2=0.76) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln(\alpha) = & -10.355 + 3.135 X_{clay} + 3.51 X_{silt} + 0.646 OM + 15.29 \rho_b - 0.192 \Gamma_{soil} - 4.671 \rho_b^2 - 7.81 X_{clay}^2 \\ & - 0.00687 OM^2 + 0.0449 OM^{-1} + 0.0663 \ln(100 X_{silt}) + 0.1482 \ln(OM) - 4.546 \rho_b X_{silt} - 0.4852 \rho_b OM \\ & + 0.673 X_{clay} \Gamma_{soil} \quad (r^2=0.20) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln(k_{sat}) = & -8.217 + 3.52 X_{silt} + 0.93 \Gamma_{soil} - 0.967 \rho_b^2 - 4.84 X_{clay}^2 - 3.22 X_{silt}^2 + 1.10^{-5} X_{silt}^{-1} \\ & - 0.0748 OM^{-1} - 0.643 \ln(100 X_{silt}) - 1.398 \rho_b X_{clay} - 0.1673 \rho_b OM + 2.986 X_{clay} \Gamma_{soil} \\ & - 3.305 X_{silt} \Gamma_{soil} \quad (r^2=0.19) \end{aligned}$$

La Figure 4.27 illustre l'évolution du paramètre n de VG80 avec la densité apparente pour plusieurs teneurs en argile pour la fonction de pédotransfert de (Wosten et al., 1999). On remarque que ce paramètre n est fortement dépendant de la densité apparente du sol. Plus la densité est forte, plus n est faible. Avec cette fonction de pédotransfert, les paramètres sont estimés pour l'ensemble des lysimètres du GISFI et de l'OPE sur plusieurs profondeurs à partir des textures de sol, des densités, et de teneur en matière organique décrites dans les Tables 3.2 et 3.3. Sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE, avec des densités apparentes respectives de 1300 et 1700, on retrouve ainsi des paramètres n estimés par Wosten et al. (1999) plus faibles pour les lysimètres de l'OPE que pour ceux du GISFI. Par rapport aux autres fonctions de pédotransferts, celle de Wosten et al. (1999) obtient ainsi des paramètres plus réalistes et en cohérence avec les observations.

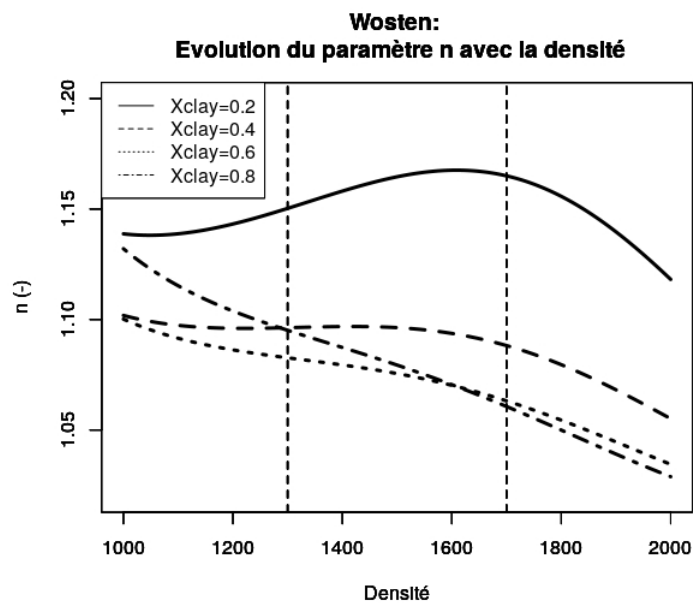


Figure 4.27: Évolution du paramètre n en fonction de la densité apparente du sol et du pourcentage en argile selon (Wosten et al., 1999).

Les écarts de valeurs de ces paramètres par rapport aux mesures in situ sont illustrés dans la Figure 4.28. Généralement, ces écarts se font plus ressentir en profondeur, particulièrement pour les paramètres n (tous les lysimètres), α (G2, O1, O2 et O3), et k_{sat} (G4, O1, O2 et O3).

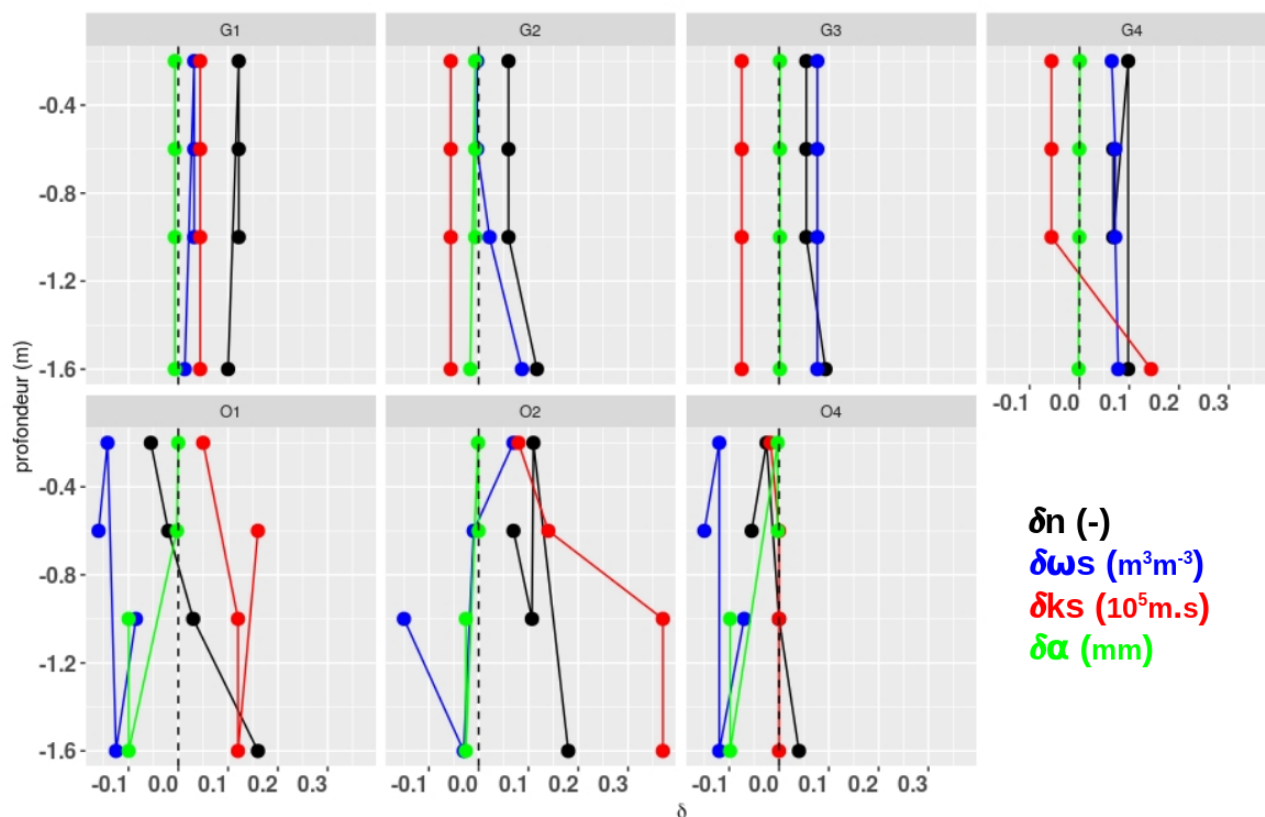


Figure 4.28: Sur les profils de chaque lysimètre, différences des paramètres mesurés *insitu* par rapport à ceux estimés via la fonction de pédotransfert de Wosten.

Avec ces nouveaux paramètres, l'ensemble des lysimètres ont été simulés avec VGC (VGC_{WO99}), et en gardant le paramètre n mesuré *in situ* ($VGC_{WO99,n}$). Ces nouvelles simulations sont comparées à la version VGC avec les paramètres mesurés *in situ* ainsi qu'avec les 5 fonctions de pédotransfert utilisées dans l'article (VGC_{PTF} et $VGC_{PTF,n}$) (Figures 4.29 et 4.30). Les expériences avec VGC_{WO99} obtiennent des saturations plus importantes que pour VGC sur les lysimètres O1 et G2 en février et en juin 2016. Ces différences se font surtout ressentir en profondeur pour le lysimètre G2, car le paramètre α y est moins important que pour VGC, impliquant une succion plus importante, et donc plus d'eau retenue dans les couches les plus profondes. Idem pour le lysimètre O1 sur presque l'ensemble du profil. Sur la dynamique du drainage lors de ces deux événements, la réponse avec VGC_{WO99} n'est pas aussi bonne qu'avec la version avec les paramètres *in situ* (VGC), mais les simulations sont nettement améliorées par rapport aux autres fonctions de pédotransferts (VGC_{PTF}). Avec le paramètre n mesuré *in situ*, on corrige fortement les simulations par des profils moins saturés en profondeur, et une réaction du drainage plus dynamique.

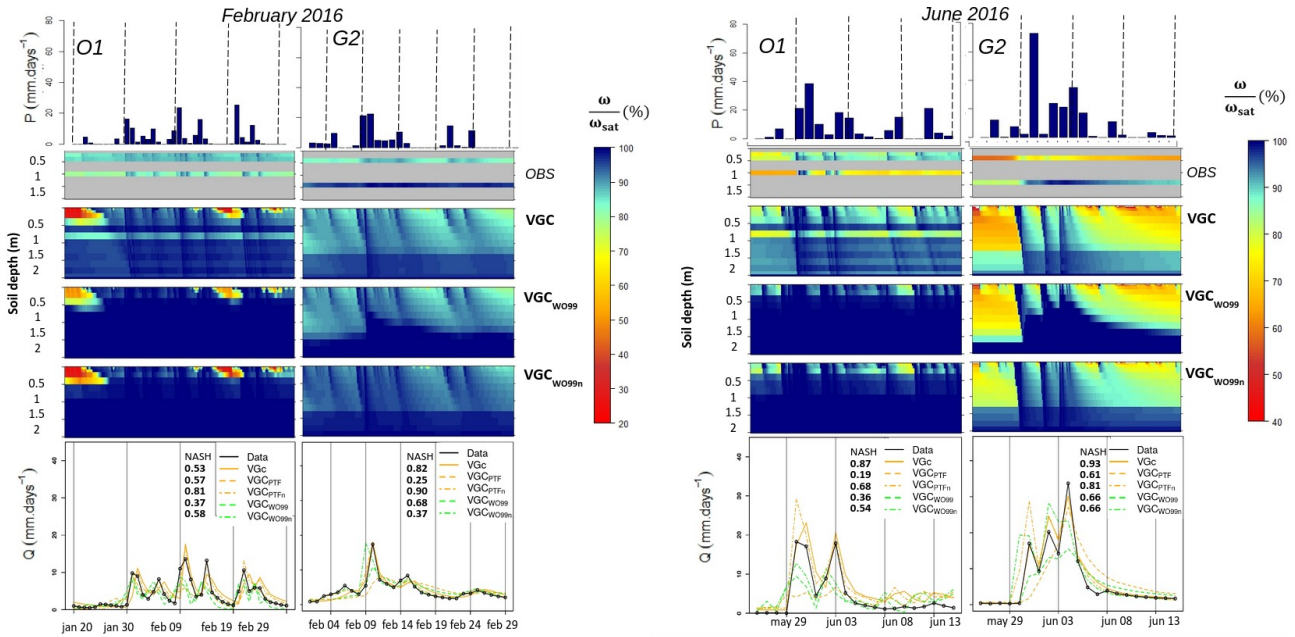


Figure 4.29: Idem que la Figure 4.14, mais pour Février 2016 et Juin 2016, avec pour expériences VGC, VGC_{WO99} et VGC_{WO99n}.

Sur l'ensemble des lysimètres (Figure 4.30), les variations de masses simulées avec Wosten (VGC_{WO99}) sont fortement corrigées par rapport à (VGC_{PTF}), et restent très proches de VGC. Le drainage y est aussi considérablement amélioré par rapport à VGC_{PTF}, que ce soit sur l'ensemble des chroniques ou sur les événements intenses, mais pas encore assez par rapport aux simulations tenant compte d'un paramètre n mesuré in situ (VGC_{PTFn}). VGC_{WO99n} permet d'avoir des simulations aussi correctes que pour VGC alimenté par les valeurs in-situ.

Finalement, sur ces lysimètres, la fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999) permet de correctement simuler le drainage et améliore considérablement les simulations par rapport aux fonctions de pédotransferts habituellement utilisés dans ISBA. Lorsque cette fonction de pédotransfert est combinée avec la connaissance du seul paramètre n , alors les drainages simulés sont aussi bien simulés que les simulations avec l'ensemble des valeurs in-situ.

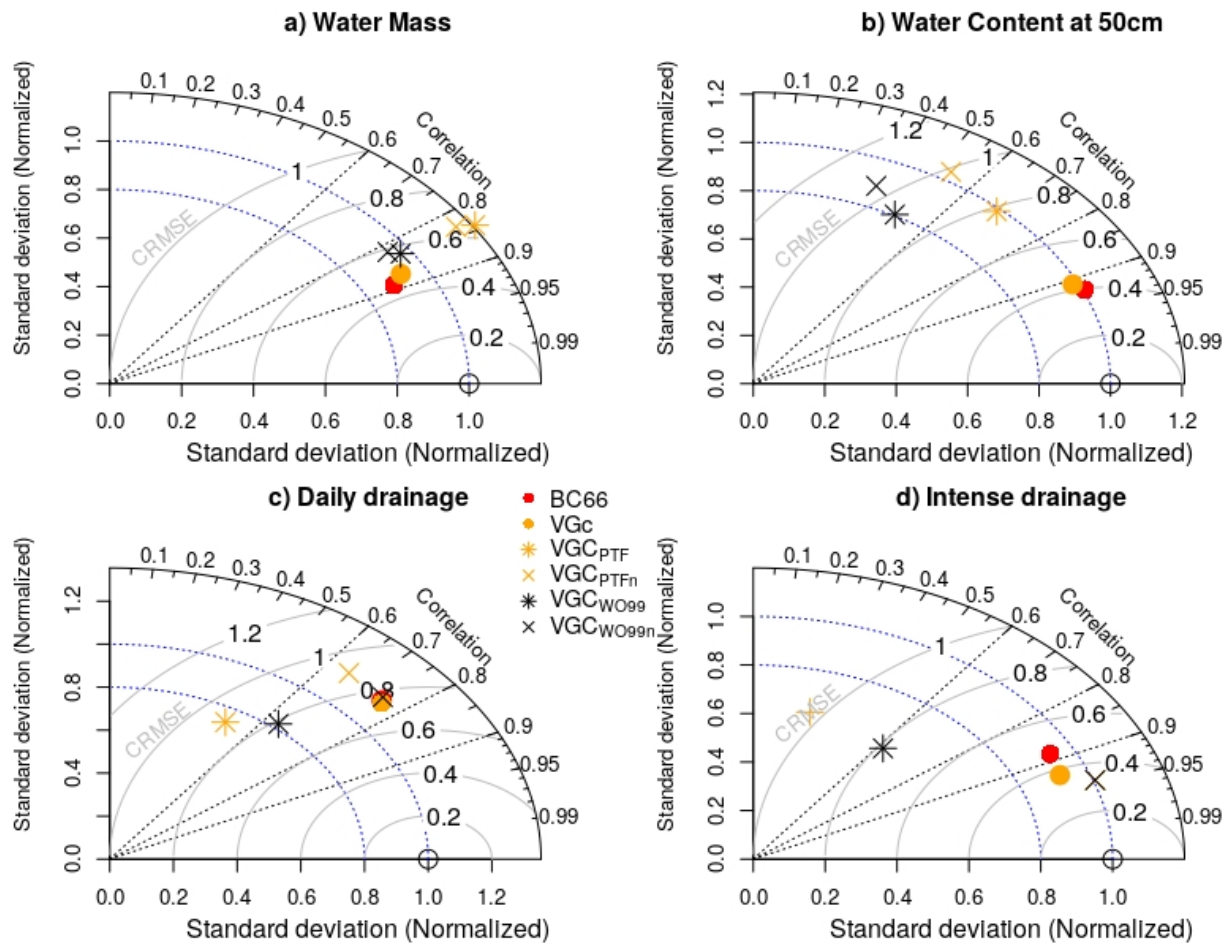


Figure 4.30: *Idem que pour la Figure 4.16, mais pour BC66, VGc, VGcPTF, VGcPTFn, VGcWO99 et VGcWO99n.*

Bilan de section

- Une comparaison avec le modèle Hydrus sur un lysimètre sans végétation a permis de comprendre, puis d'implémenter la condition à la limite inférieure en suintement dans le modèle de surface ISBA. Les deux modèles simulent la dynamique de l'hydrologie des sols et du drainage de manière similaire avec les deux conditions aux limites.
- La fonction de pédotransfert de Wosten et al., 1999, qui prend en compte la densité et la matière organique des sols, apparaît intéressante et doit permettre de mieux reproduire la dynamique du drainage si les profils de densité apparente et de matière organique sont connus.

4.5 Bilan, critiques, et perspectives

Les lysimètres du GISFI et l'OPE ont permis d'évaluer la capacité du modèle de surface ISBA à simuler la dynamique de l'hydrologie des sols à l'échelle locale, en particulier lors d'épisodes intenses.

Le forçage météorologique nécessaire pour la modélisation a été reconstitué en se basant sur une comparaison entre les stations météorologiques locales, à proximité, et la réanalyse SAFRAN. Deux méthodes ont été appliquées : par régression et par quantile/quantile. Bien qu'il n'y ait pas de différence significative sur les simulations entre les deux méthodes, la méthode par régression a été choisie.

Le modèle ISBA résout l'équation de Richards et utilise l'approche Brooks and Corey (1966) comme relations de fermeture de cette équation reliant teneur en eau, pression matricielle et conductivité hydraulique. Cette version d'ISBA simule bien la recharge et confirme les résultats de Decharme et al. (2011). Il n'est pas nécessaire d'introduire d'écoulement préférentiel pour reproduire les observations sur ces lysimètres. Ce résultat peut être lié aux sols et au climat disponible dans cette étude. Cependant, les mesures in-situ montrent que les relations de fermeture de Van Genuchten (1980) majoritairement utilisées en hydrologie semblent plus appropriées pour reproduire les observations proches de la saturation. Ces équations engendrent néanmoins des problèmes numériques bien connus (Iden et al., 2015; Van Genuchten, 1980; T. Vogel et al., 2000) et dégradent donc les simulations sur ces lysimètres. Plusieurs approches ont été intégrées et évaluées avec succès pour corriger ce défaut. L'équation de Iden et al. (2015) s'avère plus pertinente pour simuler la dynamique des drainages, notamment lors des événements intenses.

Certains paramètres mesurés in situ indiquent une hétérogénéité verticale : c'est le cas pour les paramètres b et n , qui correspondent à la distribution de la taille des pores, et qui contrôlent directement la dynamique du drainage. Ces résultats renforcent l'idée de considérer des profils hétérogènes afin de mieux reproduire la recharge des aquifères. A défaut des paramètres in situ, les fonctions de pédotransferts usuelles basées sur les textures des sols utilisées dans ISBA peinent à restituer les paramètres estimés in-situ, et donc dégradent fortement les recharges simulées. La fonction de pédotransfert de Wosten et al., 1999 qui prend en compte la densité et la matière organique des sols apparaît prometteuse pour limiter ce problème.

Une nouvelle condition à la limite inférieure, plus représentative des lysimètres (condition en suintement), a été implémentée dans ISBA. Une comparaison avec le modèle Hydrus implémentant cette condition a été réalisée. La dynamique de l'hydrologie des sols et du drainage est globalement bien simulée par les deux modèles, avec très peu de différences entre eux.

Les observations lysimétriques des sites supposent par construction que les précipitations s'évaporent ou s'infiltrent. Il n'y a pas de ruissellement, contrairement à des lysimètres inclinés pour lequel le ruissellement est analysé (Augenstein et al., 2015; Bonta et al., 2018). Cela n'est pas forcément représentatif de tous les cas. De plus, il n'y avait pas de mesures de la conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}) sur ces lysimètres. Pour s'affranchir de cette limite, j'ai estimé une valeur homogène sur l'ensemble des lysimètres à partir des chroniques de drainage. Considérer un k_{sat} homogène est une forte hypothèse, mais les simulations ont globalement obtenu des scores corrects. Il est suggéré d'utiliser des méthodes inverses (Abbaspour et al., 1999; Schwärzel et al., 2006) ou géophysiques (Doussan & Ruy, 2009) pour améliorer l'estimation de ce paramètre.

Chapitre 5

Modélisation sur le site de Fagnières

Avant-propos

Dans ce chapitre, les drainages sur les lysimètres de Fagnières sont simulés avec le modèle ISBA. Comme précisé dans le chapitre 3, ces lysimètres se distinguent de ceux du GISFI et de l'OPE car ils n'ont que des mesures de drainage et donc pas de mesures de pression matricielle ni de teneur en eau permettant notamment d'identifier les paramètres hydrodynamiques. Ce site se distingue également par la très longue disponibilité des chroniques et la mise en place de plusieurs rotations de cultures.

Les défis ici par rapport au chapitre 4 sont donc de reproduire les flux sans avoir une connaissance des profils de sol, de bien reproduire les rotations de cultures et leurs impacts, et de vérifier la capacité du modèle à reproduire les tendances observées sur ces cases lysimétriques. Un état de l'art est d'abord réalisé sur les modèles déjà utilisés sur ce site. Ensuite, les paramètres hydrodynamiques sont estimés via la fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999), une étude bibliographique, et les précédents résultats obtenus dans le chapitre 4 sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI. Un schéma de rotation de culture est mis en place dans ISBA, puis évalué. Un accent est mis à la fois sur l'effet des cultures intermédiaires, et sur les événements intenses définis dans le chapitre 3.

Sommaire

5.1	État de l'art des modèles appliqués sur ce site	131
5.2	Le forçage météorologique	132
5.3	Estimation des paramètres hydrodynamiques	132
5.4	Évaluation des équations de fermetures	140
5.5	Simulation du drainage sur des lysimètres avec rotations de cultures	142
5.6	Discussion : Retour d'expérience, ISBA versus MRT	150
5.7	Bilan, critiques, et perspectives	151

5.1 État de l’art des modèles appliqués sur ce site

Les lysimètres du site de Fagnières ont des chroniques multi-décennale de drainage, sur des sols et des rotations représentatifs de la région. Des modélisations sur ce site ont déjà été réalisées, pour répondre à des aspects qualitatifs.

Le modèle STICS est l’un d’entre eux. C’est un modèle sol-culture développé par l’INRAE (Brisson et al., 2003) qui simule à la fois le développement des cultures et les effets sur l’environnement. Ce modèle tourne à un pas de temps quotidien, et nécessite des informations sur les caractéristiques initiales du sol (carbone, nitrate, argile, calcium, pH, albédo, densité apparente) et sur les pratiques de gestion des cultures (travail du sol, dates et densité de semis, irrigation, fertilisation par l’azote, dates de récolte, etc). Le sol est divisé en horizons de 1 cm d’épaisseur. Lorsque le contenu en eau dépasse un seuil, un drainage apparaît vers la couche élémentaire inférieure. Il simule également les transferts d’azote. Les transferts préférentiels peuvent être pris en compte. C’est donc un modèle adapté pour simuler des rotations de cultures, et qui est fortement utilisé pour décrire les transferts de nitrate comme à Fagnières, (Beaudoin et al., 2008; Beaudoin et al., 2021; Strullu et al., 2020; Yin, Beaudoin, et al., 2020; Yin, Kersebaum, et al., 2020), mais reste limité pour décrire les transferts hydriques à l’échelle d’un événement.

Le modèle AqYield (Constantin et al., 2015; Tribouillois et al., 2018) est un autre modèle utilisé sur le site de Fagnières pour simuler les bilans hydriques. Ce modèle est un modèle sol-plante piloté par des données climatiques journalières (Pluie, ETP, Température). Comme pour STICS, il simule le bilan hydrique journalier en prenant en compte les pratiques de semis et récolte, le travail du sol, l’irrigation par une approche à réservoir. C’est donc également un modèle plus agricole qu’hydrologique.

Ces modèles, sont prédisposés à simuler les rotations de cultures, mais peinent à simuler le drainage, surtout à une fine échelle, car ils ne reposent pas sur l’équation de Richards. Dans la suite, je vais ainsi évaluer le modèle ISBA à simuler le drainage sur les lysimètres de Fagnières. Ce modèle, rappelons-le, n’est pas prédisposé à distinguer des rotations de culture, mais décrit avec des bases plus physiques les transferts hydriques dans le sol. Précédemment, seules deux études ont utilisé des rotations de cultures dans ISBA : Garrigues, Olioso, Calvet, et al. (2015) et Garrigues et al. (2018). Elles y ont évalué l’évapotranspiration simulée par ISBA sur un champ où des rotations de cultures sont présentes. Sur ce site localisé à Avignon (climat méditerranéen), les caractéristiques des plantes (LAI, taille, biomasse) sont connues, et les paramètres hydrodynamiques sont estimés par des fonctions de pédotransfert. Les résultats de ces études montrent à la fois une évapotranspiration plus importante et une réduction du drainage en sol couvert, avec des drainages principalement en automne et en hiver. Toutefois, l’évapotranspiration est surestimée dans ces études.

5.2 Le forçage météorologique

Sur ce site, le forçage météorologique est aussi partiellement mesuré. Les précipitations sont disponibles à une fréquence horaire à partir de 1999 et journalière avant. J'ai voulu reconstituer les chroniques de précipitations horaires à partir des précipitations journalières. Mais face à l'absence de stations disponibles à proximité, je n'ai pas réussi à reconstituer les précipitations horaires avant 1999. J'ai donc réalisé des simulations sur le site de Fagnières uniquement depuis 1999, i.e. sur une période de plus de 20 ans. Les autres variables du forçage atmosphérique sont complets sur cette période.

5.3 Estimation des paramètres hydrodynamiques

Contrairement aux lysimètres du GISFI et de l'OPE, il n'y a ni mesures de pression matricielle ni de teneur en eau sur les lysimètres de Fagnières. Seule la porosité a été mesurée in situ (J.-L. Ballif et al., 1983).

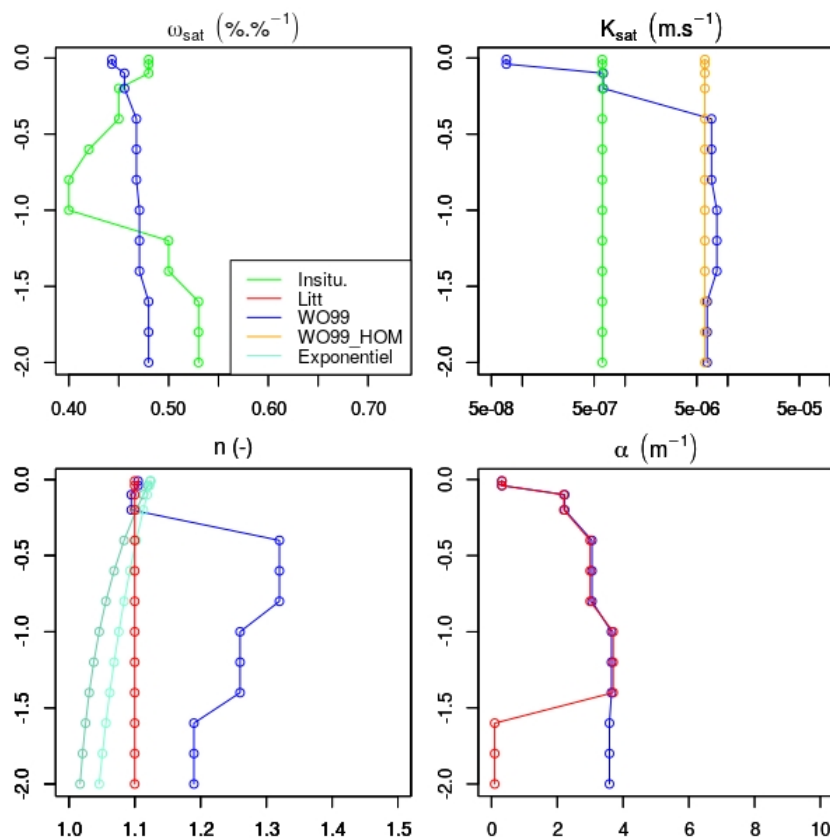


Figure 5.1: Profils de paramètres hydrodynamiques estimés via la texture de sol et la fonction de pédotransfert de Wosten et al., 1999 (bleu), mesurés in situ ou estimés via la littérature (en vert), en tenant compte d'un profil exponentiel décroissant pour le paramètre n avec la profondeur (bleu clair). La teneur en eau à saturation (%.%⁻¹), conductivité hydraulique à saturation (m.s⁻¹), n (-) et la pression d'entrée d'air (m⁻¹), sont respectivement nommées de la manière suivante ω_{sat} , K_{sat} , b et α , selon la profondeur.

Pour estimer les autres paramètres, je me suis basé i) sur les textures de sol résumées dans le chapitre 3 et la fonction de pédotransfert de Wosten et al., 1999 (WO99) qui s'est avéré être pertinente sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI (section 4.4.2), ii) sur plusieurs études reposant sur des sols crayeux, caractérisés par une forte porosité et une faible conductivité à saturation (J. Ballif et al., 1996; Brouyère et al., 2004; Philippe et al., 2011), iii) sur les résultats obtenus dans la section 4.2 avec les lysimètres du GISFI et de l'OPE. Notons également que ces lysimètres ont été construits autour des mêmes sols, distants d'1 mètre, permettant de supposer ici que les sols soient identiques pour l'ensemble de ces lysimètres. Les profils de paramètres sont ainsi illustrés dans la Figure 5.1. Je n'ai pas pu me baser sur les précédentes modélisations sur ce site (section 5.1) car les modèles qui y étaient déployés n'utilisaient pas l'équation de Richards, et donc les paramètres n'étaient pas les mêmes.

5.3.1 Étude bibliographique

La conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}) estimée par Wosten et al., 1999 est relativement faible en surface ($7.10^{-8}m.s^{-1}$) par rapport en profondeur ($6.10^{-6}m.s^{-1}$). Cette variation s'explique par une proportion en matière organique et en argile plus importante en surface. J'ai aussi considéré un profil homogène de k_{sat} issu des valeurs de Wosten et al., 1999, ce qui donne un k_{sat} de $6.10^{-6}m.s^{-1}$. En parallèle, k_{sat} est aussi estimé à travers les chroniques de drainage, via le quantile 99.9, ce qui donne des valeurs de k_{sat} plus faible ($6.10^{-7}m.s^{-1}$). Ces valeurs obtenues restent en accord avec la littérature, avec des sols rendzines caractérisés par un k_{sat} de l'ordre de ($4.0 \cdot 10^{-6}m.s^{-1}$) (Brouyère et al., 2004; Julià et al., 2004; Marin-Lafèche, 1996; Philippe et al., 2011; Upiec, 1985).

La distribution de la taille des pores (n) et la pression d'entrée d'air (α) sont dans un premier temps estimés avec la fonction de Wosten et al., 1999 (Figure 5.1, en bleu), et varient respectivement entre 1.095; 1.320 et 0.31; $3.70 m^{-1}$. n est connu pour être limité à 1.10 dans la craie (Brouyère et al., 2004; Philippe et al., 2011). Avec Wosten, le paramètre α est plus faible en surface qu'en profondeur, du fait de la présence de matière organique. α est ensuite modifié en profondeur au niveau de la craie fracturée, car la présence de micro-fissures, caractérisée par des ouvertures plus larges que dans la matrice, modifie le comportement hydrique, en diminuant α (Brouyère et al., 2004; Philippe et al., 2011).

5.3.2 Retour d'expérience sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI

Sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI, j'ai mis en évidence que le paramètre b augmentait avec la profondeur (et n diminuait).

Plusieurs régressions ont été réalisées pour quantifier ces évolutions (Figure 5.2). Tout d'abord sur l'ensemble des lysimètres, une régression de type linéaire est appliquée (marron) avec une augmentation de b de 2.2 par mètre. Toutefois, les points en surface sont assez mal représentés. Une régression exponentielle (vert) permet de mieux reproduire ces points. Enfin j'ai aussi proposé une régression en $1/\cosinus$, mais le r^2 et le $nrmse$ sont meilleurs pour la relation exponentielle (0.5 et 0.69 respectivement).

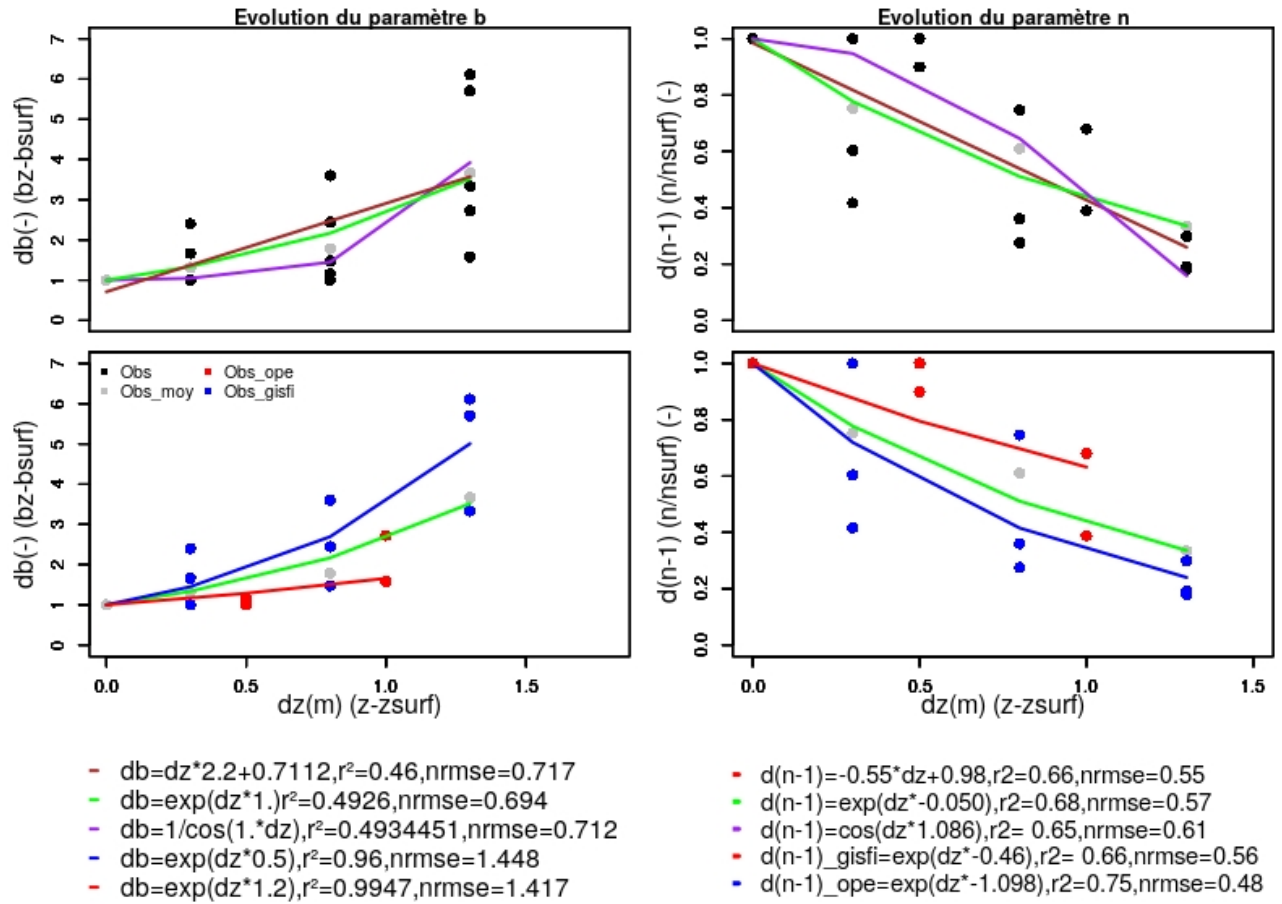


Figure 5.2: Évolution des paramètres b et n estimés à une profondeur donnée par rapport à la valeur en surface pour a) l'ensemble des lysimètres (noir), b) les lysimètres de l'OPE et du GISFI (bleu et rouge, respectivement). Sur chaque image, la moyenne par profondeur (gris) est aussi représentée. Plusieurs régressions sont représentées par des lignes et des couleurs différentes.

En distinguant les sites du GISFI et de l'OPE, on constate que cette variation du paramètre b avec la profondeur est plus marquée sur le site de l'OPE que celui du GISFI. Une des raisons est le fait que les sols du GISFI ont été remaniés, et sont donc plus homogènes. En appliquant une régression de type exponentielle, on passe d'un facteur β de 1.02 m (ensemble des sites) à 0.5 m pour le GISFI et 1.24 m pour l'OPE. En appliquant la même méthode sur les profils de n (en $n-1$), on retrouve également les mêmes conclusions, i.e. une évolution du paramètre n avec la profondeur, mieux représentée avec une régression de type exponentielle (β de -0.5 $r^2 = 0.68$ et $nrmse = 0.57$).

Ainsi, la valeur du n mesuré en surface sur Fagnières est multipliée par un facteur exponentiel avec la profondeur, ce facteur peut être faible, correspondant à la régression issue des sites du GISFI, ou fort, issu de la régression des sites de l'OPE.

5.3.3 Évaluation du meilleur set de paramètres hydrodynamiques des sols

Plusieurs expériences sont réalisées sur le lysimètre L6 en sol nu afin de sélectionner le meilleur set de paramètres et les meilleures équations de fermetures pour simuler le drainage sur l'ensemble des lysimètres de Fagnières (Table 5.1).

Table 5.1: Symboles et couleur des simulations sur le lysimètre L6 : via la texture de sol et la fonction de pédotransfert de Wosten et al., 1999, avec des données mesurées in situ ou estimées via la littérature (VGC_ω , VGC_k , VGC_α , VGC_n), puis en tenant compte d'un profil exponentiel pour le paramètre n sur l'ensemble du profil (VGC_{n^1} et VGC_{n^2}).

L6	Paramètres		
	Expérience	Symbole	Numéro
	WO99	VGC_{WO99}	i)
	WO99 ω_{sat}	VGC_ω	ii)
	WO99 ω_{sat} k_{sat}	VGC_k	iii)
	WO99 ω_{sat} k_{hom}	$VGC_{k_{HOM}}$	iv)
	WO99 ω_{sat} k_{hom} α	VGC_α	v)
	WO99 ω_{sat} k_{hom} α n	VGC_n	vi)
	WO99 ω_{sat} k_{hom} α $n_{profil1}$	VGC_{n^1}	vii)
	WO99 ω_{sat} k_{hom} α $n_{profil2}$	VGC_{n^2}	viii)

Le choix des paramètres hydrodynamiques est réalisé avec VGC sur le lysimètre L6 (en permanence en sol nu). Huit expériences y sont menées de manières successives et résumées dans la Table 5.1 : i) tous les paramètres hydrodynamiques sont issus de WO99 (Bleu dans la Figure 5.1); ii) la porosité est remplacée par celle observée; iii) on remplace la conductivité hydraulique à saturation de WO99 par celle obtenue à partir des observations insitu (drainage Q99.9); iv) puis en prenant la moyenne des k_{sat} estimée par WO99; v) on remplace la pression d'entrée d'air par celle issue la littérature pour la craie; vi) on remplace le paramètre n par celui issu de la littérature pour la craie; vii et viii) et on tient compte d'un profil exponentiel décroissant faible et fort du paramètre n avec la profondeur.

Les simulations issues du protocole précédent sont illustrées en termes de chronique et de composites pour les épisodes de drainages intenses ($\text{Drainage} > 40 \text{ mm.j}^{-1}$) et de précipitations intenses ($\text{Pluie} > 23 \text{ mm.j}^{-1}$) (Figure 5.3). Les statistiques (NSE et Biais relatif) sont présentées dans la Figure 5.4. Sur l'échelle des chroniques, la simulation initiale, i.e. VGC_{WO99} , échoue à reproduire les observations (NSE = 0.2/Biais = 18%). La prise en compte de la porosité observée permet de réduire le biais à l'échelle annuelle mais ne modifie pas le NSE. Le fait d'ajouter k_{sat} observé sur les chroniques (VGC_k), qui est plus faible, ne semble pas être adapté ici car le biais devient plus important à l'échelle annuelle (ex. chronique: Biais = 20%). Un profil de k_{sat} homogène issu de Wosten et al., 1999, i.e. un k_{sat} plus important, réduit le biais.

Ce sont les simulations avec une modification du paramètre n qui modifie le plus la réponse du drainage. Tout d'abord, le fait de remplacer les valeurs de n par la valeur conseillée sur la craie de 1.10 permet de réduire les biais à -5% est d'augmenter le NSE à 0.42. Ensuite tenir compte d'un profil de n avec la profondeur améliore le biais (4%) ainsi que les NSE (0.55, 0.54).

Chronique de drainage : Lysimètre F6

a. Choix des paramètres

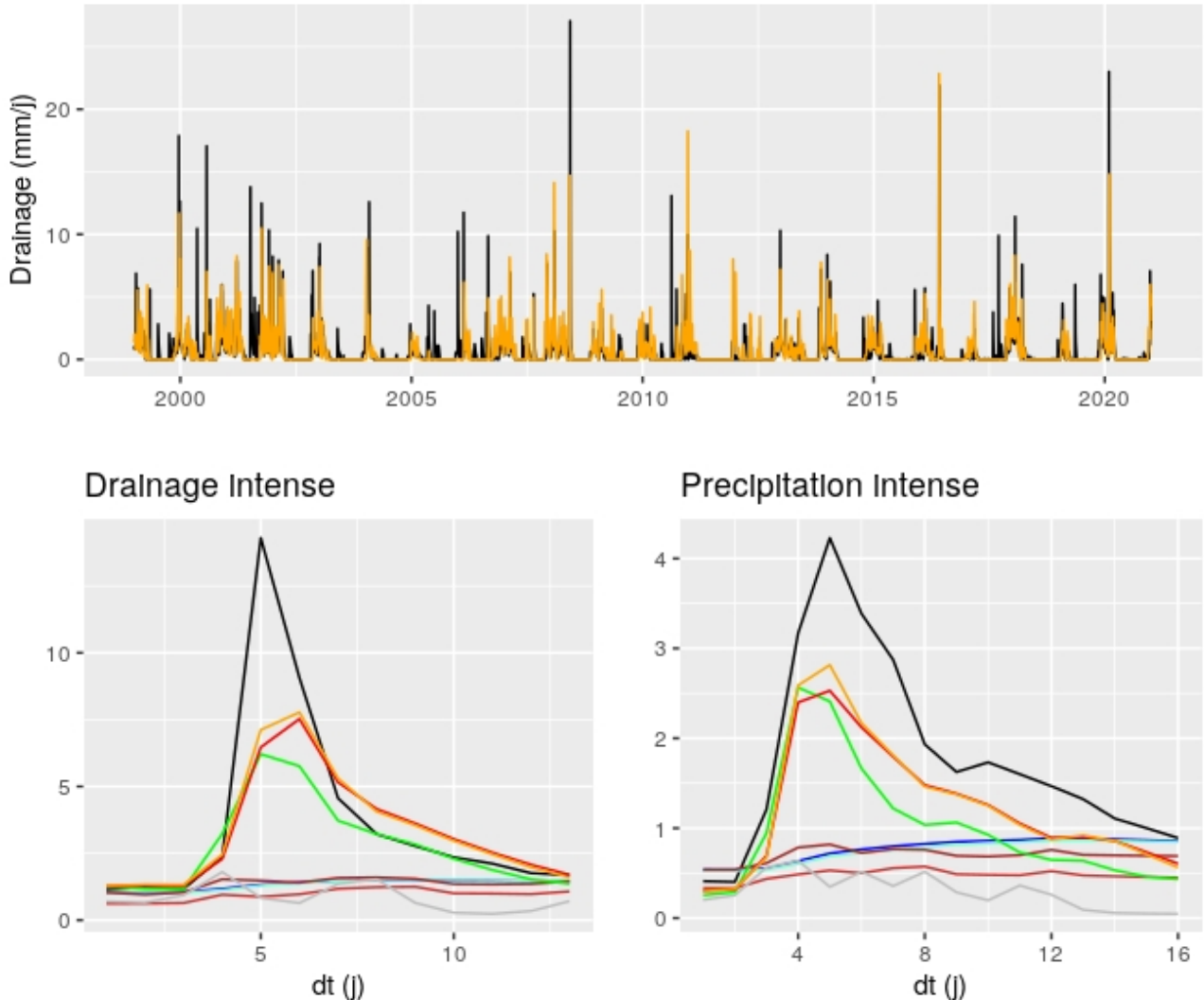


Figure 5.3: Sur le lysimètre L6, a.) chronique de drainage journalier (mm.j^{-1}), b.) drainage journalier lors des drainages intenses (mm.j^{-1}), c.) drainage journalier lors des précipitations intenses (mm.j^{-1}), observé (noir) et simulés (bleu, bleu ciel, marron, vert, rouge, orange, VGC_{W099} , VGC_{ω} , VGC_k , VGC_n , VGC_{n1} , VGC_{n2}).

Lors des événements de précipitations intenses et de drainages intenses, les meilleures simulations sont obtenues avec les expériences tenant compte d'un profil de n , en particulier pour le profil 2 (NSE = 0.7 et 0.52 pour les drainages intenses et précipitations intenses, respectivement). La dynamique y est en effet mieux représentée avec des intensités maximales se rapprochant des observations (Figure 5.3).

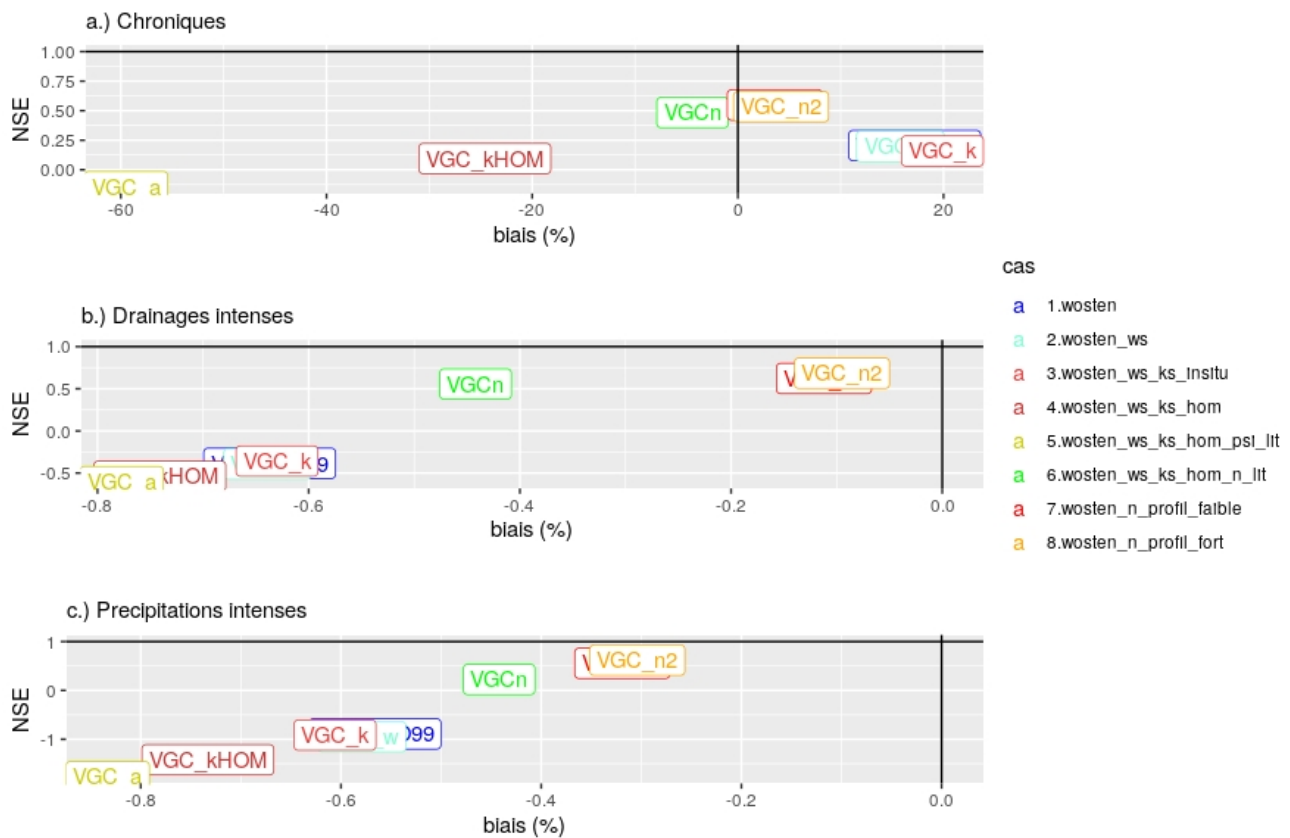


Figure 5.4: NSE et Biais obtenus pour les différentes expériences décrites dans la Table 5.1 pour le lysimètre L6 sur l'ensemble de la chronique, et sur l'ensemble des événements de précipitations intenses, puis de drainages intenses.

C'est finalement la simulation avec un profil de n fort qui est retenue car la dynamique du drainage à l'échelle des chroniques et des événements intenses y est le mieux reproduit.

5.3. ESTIMATION DES PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

Sur cette simulation sur sol nu, la tendance de la recharge annuelle (Figure 5.5) est à la baisse entre 1999 et 2020 ($-69 \text{ mm} \cdot 10\text{ans}^{-1}$) en accord avec les observations ($-86 \text{ mm} \cdot 10\text{ans}^{-1}$). La moyenne annuelle de drainage simulée est de $231 \text{ mm} \cdot 10\text{ans}^{-1}$, et est légèrement plus forte que sur les observations ($224 \text{ mm} \cdot 10\text{ans}^{-1}$). En 2011, le drainage observé est en désaccord avec les autres années comme constaté dans la section 3.6. Sur cette année, le drainage est aussi mal simulé, mais reste en cohérence avec les observations et la simulation sur les autres années. Cela confronte notre analyse avec le fait qu'il y avait des problèmes dans les observations cette année-là. De ce fait, l'année 2011 n'est pas considérée dans notre analyse dans ce chapitre.

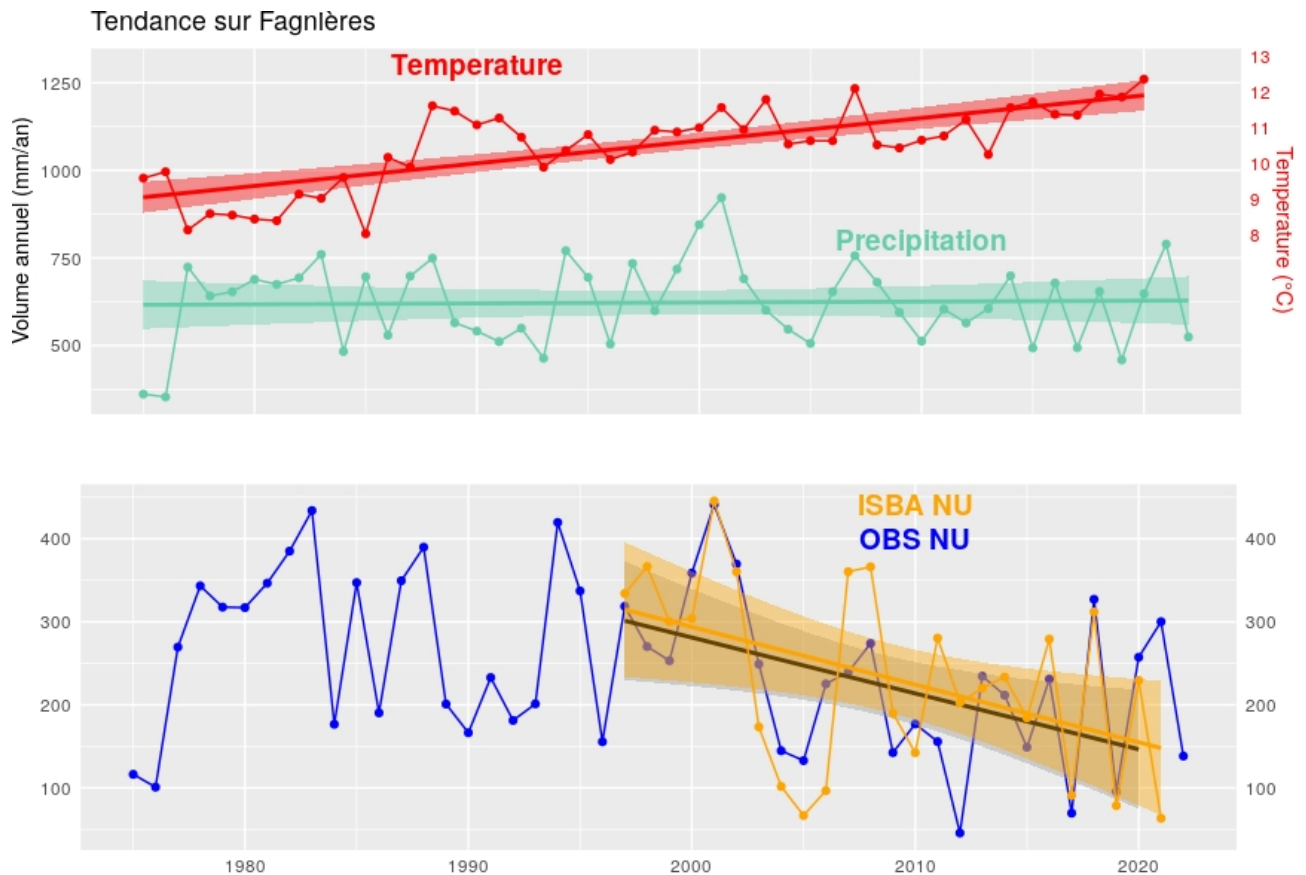


Figure 5.5: Entre 1975 et 2022 sur le site de Fagnières, évolution des températures de l'air à 2 m (rouge), des Précipitations (azur), des Drainages en sol nu (bleu) observé et simulé par VGC_{n2} (orange) sur les années hydrologiques.

Enfin, il est important de noter que la réaction des précipitations intenses en été sur sol nu est assez mal reproduite (Figure 5.6). En effet, les simulations ne simulent aucun écoulement en été, même lorsqu'il y a des réactions de drainage observées, à l'exception de deux cas. Pour les autres saisons, l'accord est bien meilleur.

L6 (1999-2020) : Drainage cumulé lors des événements de Précipitations Intenses

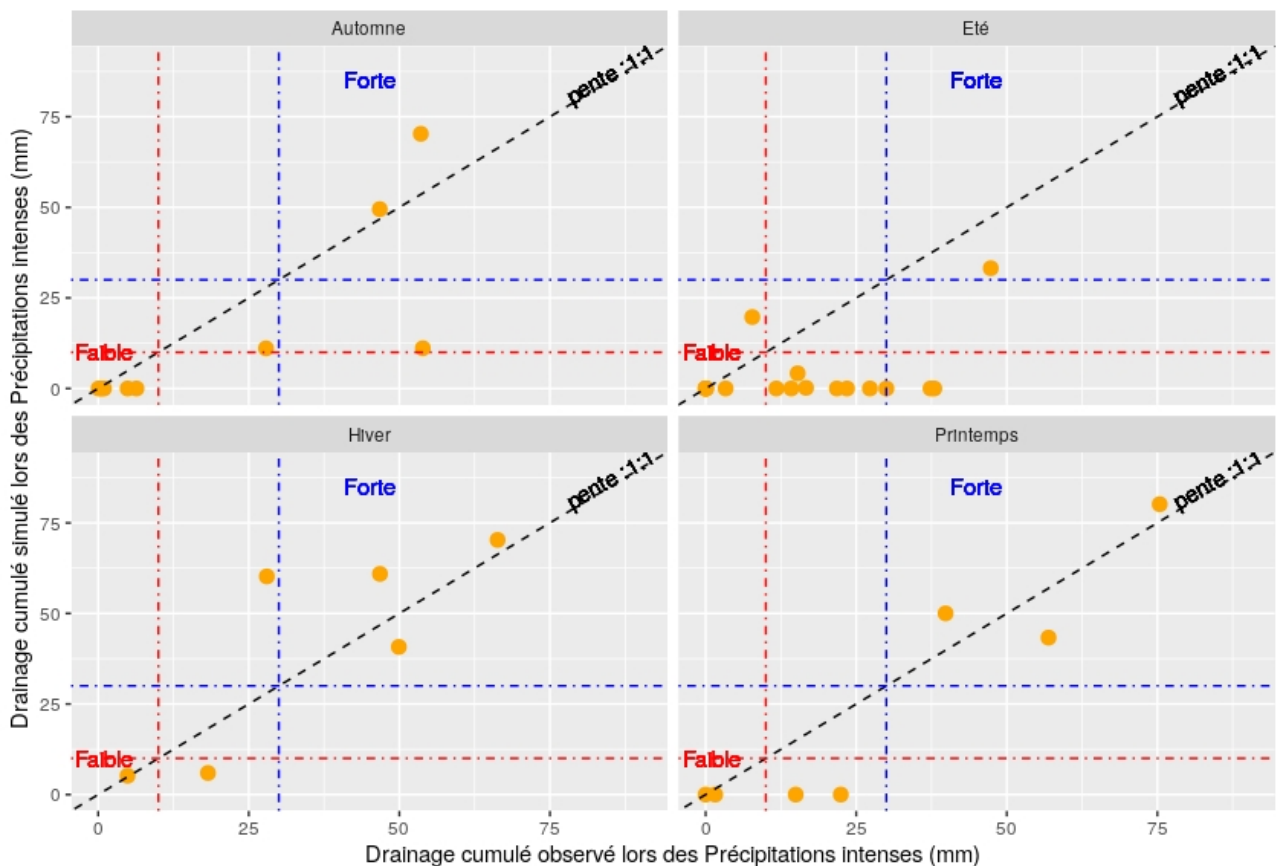


Figure 5.6: Comparaison des drainages cumulés (mm) observés et simulés lors des événements de précipitations intenses selon la saison d'occurrence pour le lysimètre 6, sur la période 1999-2020. Chaque point correspond à un événement.

Bilan de section

Sur un lysimètre maintenu en permanence en sol nu (L6), les paramètres hydrodynamiques ont été estimés à partir de plusieurs étapes de calibration. Cette calibration s'est portée sur une recherche bibliographique, combinée aux précédents résultats trouvés sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE. Cette calibration s'est faite sur la chronique de drainage complète et sur les événements intenses.

La prise en compte d'un profil hétérogène du paramètre n améliore considérablement la dynamique du drainage.

5.4 Évaluation des équations de fermetures

Avec ce set de paramètres retenu, les 3 autres équations de fermetures (BC66, BCVG et VG80) sont également évaluées sur ce lysimètre.

Sur les chroniques (Figure 5.7), BC66 et BCVG obtiennent des scores similaires, mais restent légèrement dégradées par rapport à VGC (biais = 7.7% et NSE = 0.481). VG80, augmente fortement le biais (37.7%), avec une surestimation du drainage, car le paramètre n est limité à 1.10 (cf. section 4.2), et de ce fait les périodes de récession sont trop importantes.

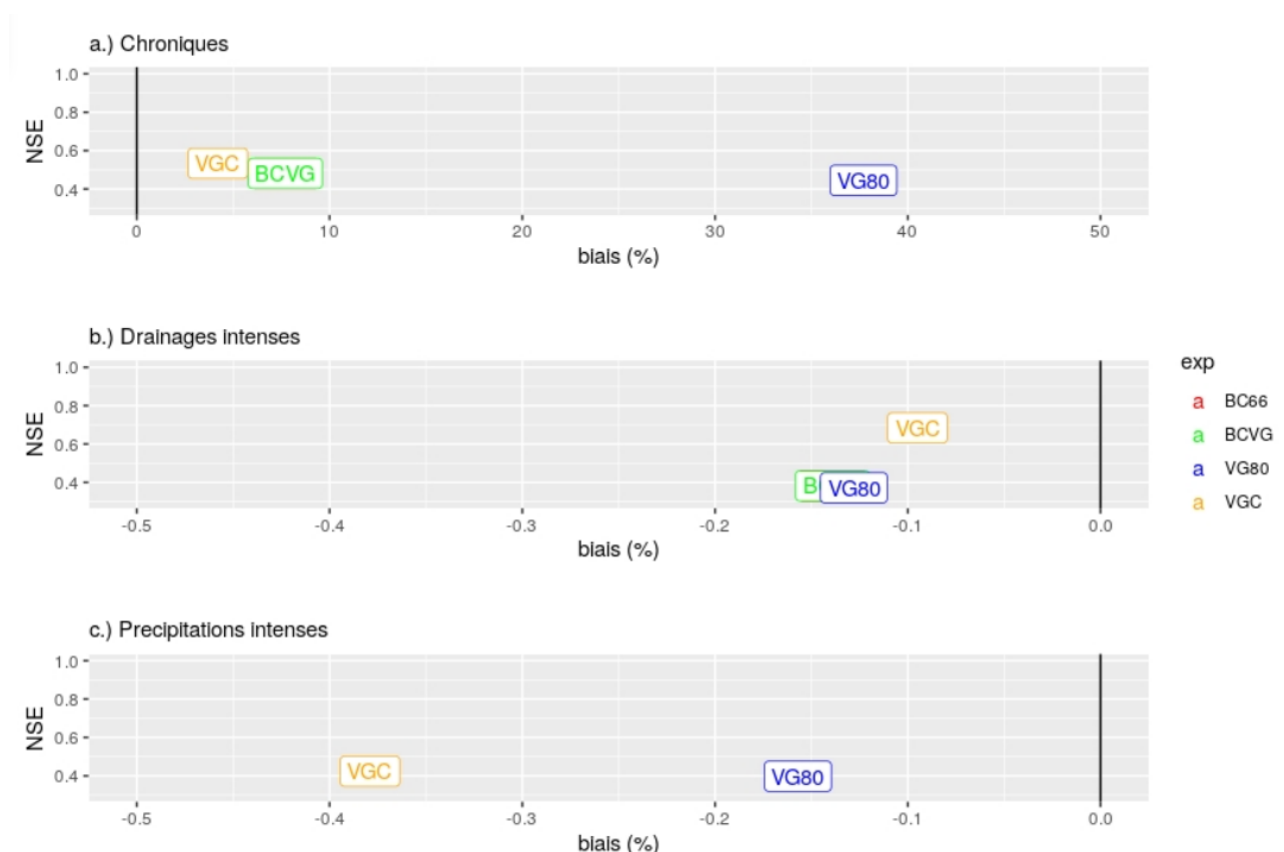


Figure 5.7: NSE et Biais obtenus pour BC66, BCVG, VG80 et VGC pour le lysimètre L6 sur l'ensemble de la chronique, et sur l'ensemble des événements de précipitations intenses, et de drainages intenses.

Sur les événements de drainage intenses (Figures 5.7 et 5.8), les trois nouvelles expériences sont très proches, et dégradent les NSE assez fortement (<0.4). Cela s'explique par une sous-estimation de l'intensité des pics de drainage, et par des périodes de récession plus longues pour ces trois expériences. Sur les événements de précipitations intenses (Figures 5.7 et 5.8), BC66 et BCVG modifient légèrement les biais (-0.37%) par rapport à VGC, mais les NSE sont dégradés (0.4). En effet, les dynamiques simulées par ces deux expériences sont plutôt en phase avec les observations, mais l'intensité maximale est trop sous-estimée (2.0 mm.j^{-1} contre 3.7 mm.j^{-1}). Concernant VG80, le biais est toujours plus faible, marqué par des périodes de récessions trop longues.

C'est finalement la simulation avec un profil de n fort qui est retenue car la dynamique du drainage à l'échelle des chroniques et des événements intenses y est la mieux reproduite, avec l'équation de fermeture de VGC.

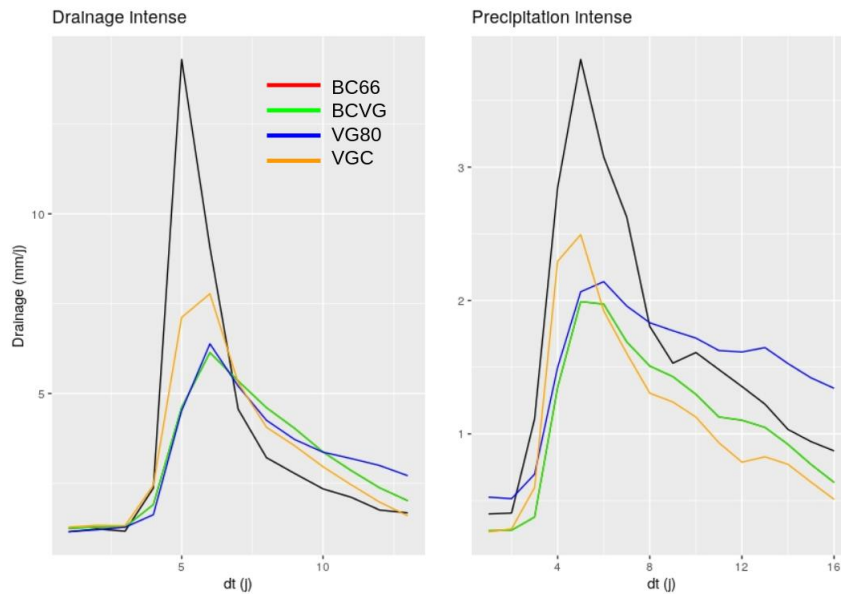


Figure 5.8: Sur le lysimètre L6, a.) drainage journalier lors des drainages intenses (mm.j^{-1}), b.) drainage journalier lors des précipitations intenses (mm.j^{-1}), observé (noir) et simulés pour BC66 (rouge), BCVG (vert), VG80 (bleu) et VGC (orange).

Bilan de section

Sur le site de Fagnières, les quatre équations de fermetures implémentées dans ISBA (Annexe A) et évaluées sur les sites de l'OPE et du GISFI (chapitre 4), ont également été évaluées sur ce site.

VGC arrive mieux à reproduire la dynamique du drainage, surtout lors des événements intenses, et confirme les résultats obtenus dans le chapitre 4.

5.5 Simulation du drainage sur des lysimètres avec rotations de cultures

Sept lysimètres de Fagnières avec des occupations de sols ont été simulées avec VGC. Comme décrit précédemment, les sols contenus dans ces lysimètres sont identiques. Les paramètres hydrodynamiques estimés sur le lysimètre à sol nu sont ainsi supposés communs à tous les lysimètres du site. L'intégration des différentes occupations de sol a nécessité un travail spécifique dont le principe est décrit ci-dessous.

5.5.1 Mise en place de rotations de cultures dans le modèle ISBA

Pour simuler l'évolution des couverts végétaux, une végétation interactive est activée dans le modèle de surface ISBA (ISBA-A-gs, Calvet et al., 1998; Gibelin et al., 2006). La biomasse et le LAI évoluent selon un modèle de croissance reposant sur l'assimilation du carbone et intégrant deux stratégies pour gérer le stress hydrique : évitement ou tolérance. La distinction dépend d'abord des types de végétation (Table 2.2) : i.e. des cultures C3 (Blé, Betterave sucrière, Orge, Pois, Radis) ou herbe. Dans un second temps, pour intégrer plus de détails, la base de données TRY (Kattge et al., 2011) a permis de dissocier la croissance de chaque culture par la concentration d'azote dans la biomasse active (Blé = 3.6, Betterave = 3.8, Orge = 3.6, Pois = 5.9, Radis = 4.4 ($kg.kg^{-1}$)). La profondeur maximale des racines est fixée à 1.0 m, en accord avec les précédentes études sur le site (Constantin et al., 2012; Yin, Beaudoin, et al., 2020). Les rotations de cultures sont ensuite simulées de la manière suivante :

- Semis de la culture n : la date de semis correspond au jour de la mise en place du couvert. À ce niveau, la végétation est supposée non développée, et donc la biomasse et le LAI sont nuls.
- Croissance de la culture n : entre la date de semis et la date de récolte, la végétation se développe selon les paramètres fixés végétaux explicités précédemment et les conditions météorologiques et hydrologiques du sol.
- Récolte de la culture n : la date de récolte correspond au jour de la récolte du couvert.
- Semis de la culture n+1 : idem que pour le semis de la culture n. Les conditions initiales correspondent aux conditions finales de la Récolte de la culture n permettant une continuité entre chaque culture.

Les conditions hydriques du sol (teneurs en eau/températures, etc.) simulées sont cohérentes d'une étape à l'autre (conservation des bilans d'eau et d'énergie). Les résidus des cultures ne sont pas pris en compte dans le modèle, bien que cette pratique est parfois réalisée sur ce site.

5.5.2 Illustration sur un lysimètre

Sur le lysimètre L9, les chroniques de drainage observées (noir) et simulée (orange), et de LAI simulé (vert) sont représentées dans la Figure 5.9. L'occupation du sol est mis en évidence par des couleurs en arrière-plan.

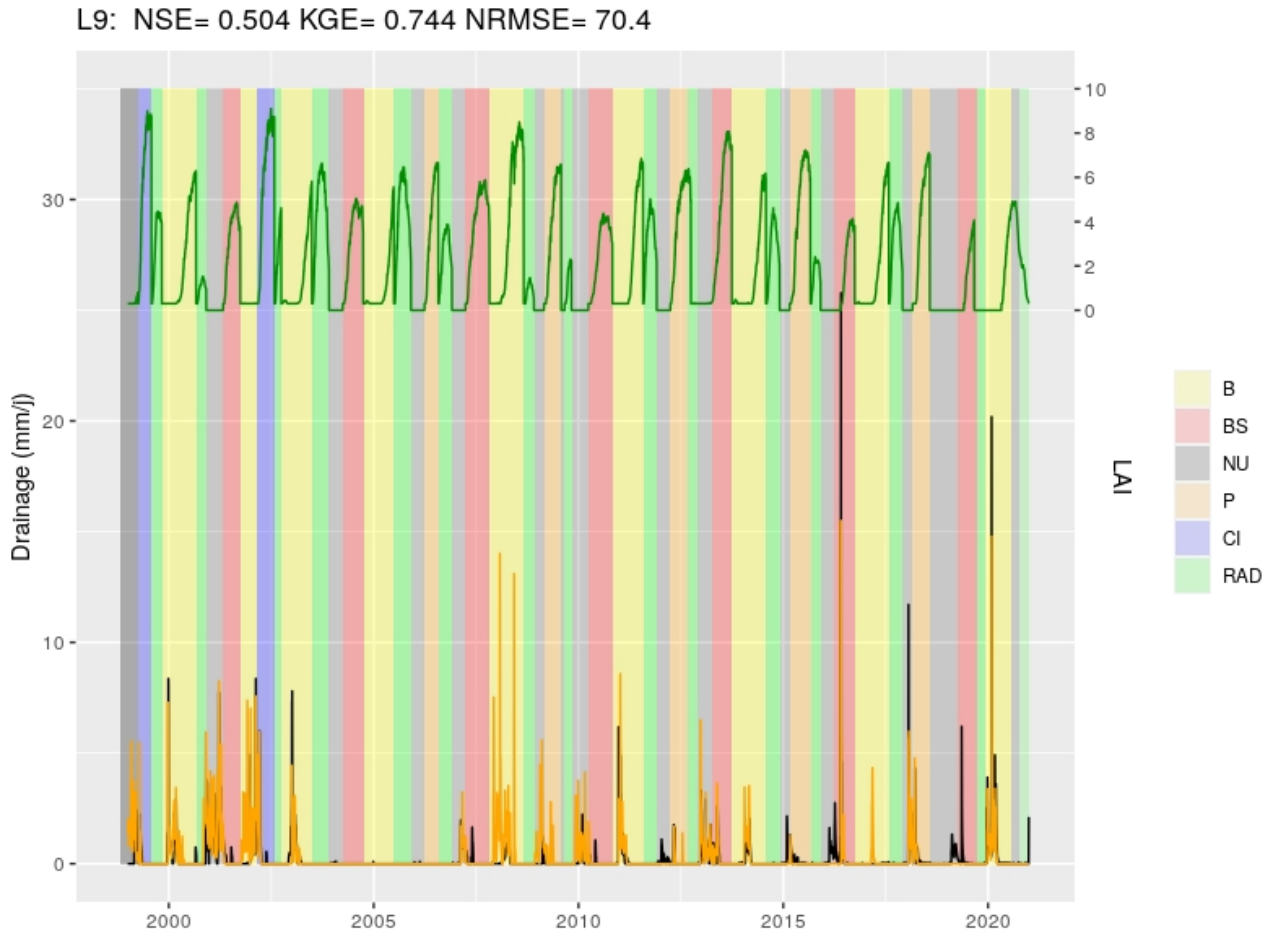


Figure 5.9: Chronique de drainage observé (noir) et simulé (orange) avec VGC sur le lysimètre L9. Le LAI simulé est également représenté (vert). L'occupation du sol est représentée en arrière-plan. B = blé; BS = Betterave à sucre; Nu = sol nu; P = pois; CI = culture intermédiaire; R = radis.

Lorsque le sol est sans couvert, ou au moment de la récolte, le LAI est nul. Avec des occupations de sol, le LAI est dans un premier temps faible à la date de semis ($0.3 \text{ m}^2/\text{m}^2$: valeur minimale du modèle), car la végétation n'est pas encore développée. Avec la croissance de la végétation, le LAI évolue ensuite selon le type de végétation (Figure 5.10). Par exemple, le LAI simulé est plus important pour le pois et le blé ($\text{LAI max} = 7.5 \text{ m}^2/\text{m}^2$) que pour de la betterave. Le drainage simulé est en accord avec les observations. Sur l'ensemble de la chronique, le biais est de 8.8%. Sur certaines années, aucun écoulement n'est présent (2004-2006) correspondant à des années avec peu de précipitations, ce qui n'est ni observé ni simulé sur le lysimètre à sol nu. Le drainage est plus important en sol nu qu'avec présence d'un couvert. Les simulations reproduisent bien le drainage quelque soit l'occupation du sol, bien qu'avec la présence de blé et de betterave, le drainage est surestimé.

5.5. SIMULATION DU DRAINAGE SUR DES LYSIMÈTRES AVEC ROTATIONS DE CULTURES

En mettant en parallèle les drainages et les LAIs, on constate une diminution importante du drainage (jusqu'à une absence totale de drainage) lorsque le LAI est important, et donc quand la végétation est développée.



Figure 5.10: Sur le lysimètre L9 : cycles moyens annuels de LAI simulé (moyen, minimal et maximal) et de drainages observés (noir) et simulés (orange) par VGC pour chaque occupation du sol, depuis la date de semis (attention, les dates diffèrent d'une végétation à l'autre).

5.5.3 Généralisation sur l'ensemble des lysimètres

Par le même protocole, le drainage sur les lysimètres L1, L3, L4, L8, L11 et L12 a également été simulé. Ce qui porte à 8 le nombre de lysimètres simulés par le modèle ISBA sur le site de Fagnières. Sur ces huit lysimètres, les statistiques obtenues sur les chroniques, et sur les événements de drainages et de précipitations intenses sont calculées et représentées dans la Figure 5.11. Sur les chroniques, les NSE et KGE moyens sont respectivement de 0.46 et 0.67 (min : 0.41/0.57; max = 0.53/0.77). L'erreur absolue moyenne (MAE) est de 0.23 mm.j^{-1} et est plus forte pour le lysimètre L6 (0.379 mm.j^{-1}).

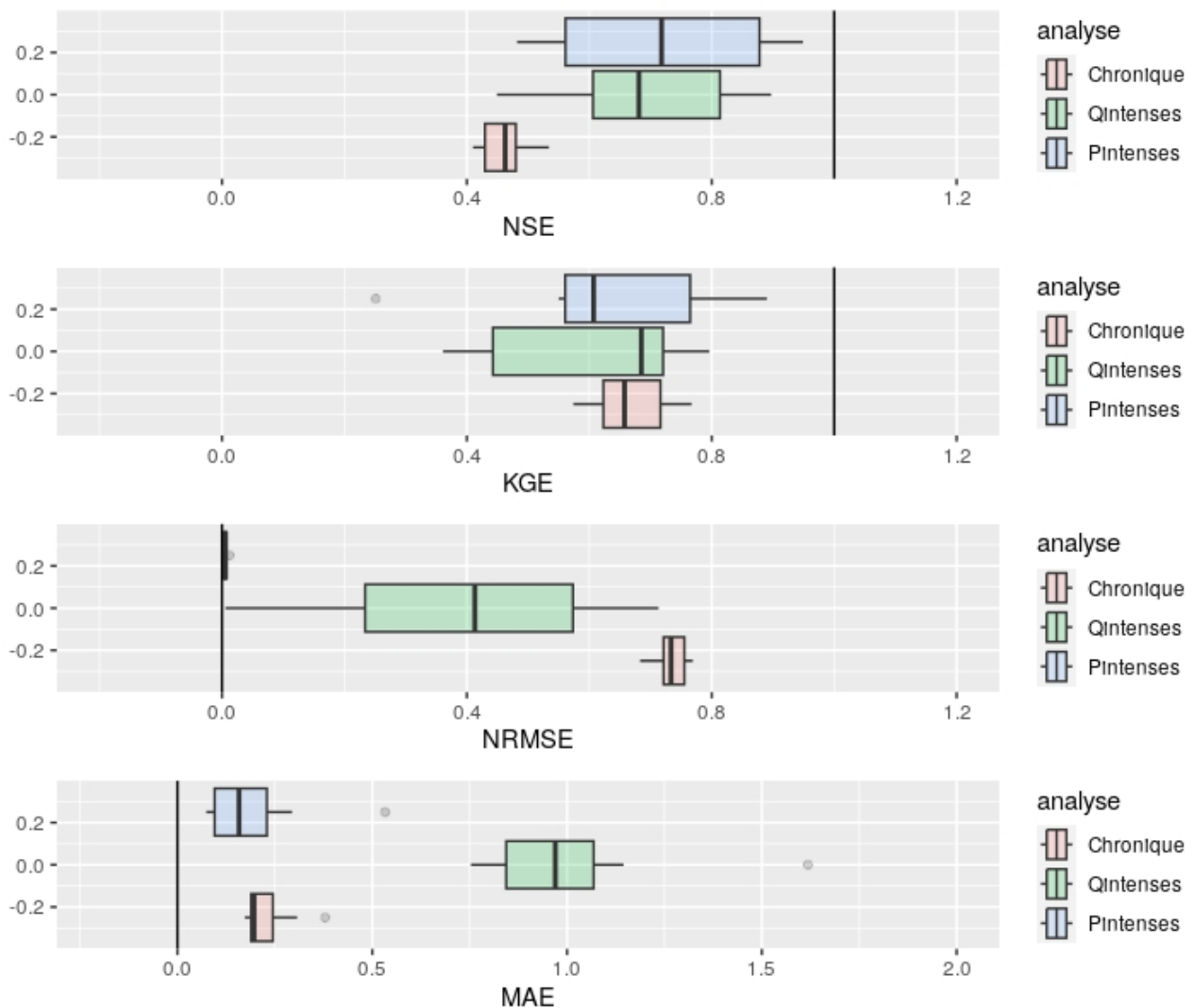


Figure 5.11: Synthèses des scores statistiques obtenus pour l'ensemble des lysimètres de Fagnières simulés sur l'ensemble des chroniques, sur les événements de drainage intense (Qintenses) et sur les événements de précipitation intense (Pintenses).

La dynamique de drainage lors des événements intenses est mieux reproduite avec un NSE moyen de 0.72 et un KGE de 0.65. Les périodes au début de la date de semis et les 15 jours suivants sont assez mal simulées, avec des drainages trop importants. Les meilleurs scores sont obtenus pour les lysimètres L3 et L11.

5.5.4 Analyse par occupation du sol

Dans cette partie, une analyse est réalisée non plus par lysimètre, mais par occupation de sol. Sur l'ensemble des chroniques (Figure 5.12, rond plein), quelles que soient l'occupation du sol (couleur), la corrélation est bonne (>0.6). Cependant l'écart-type est trop fort pour les rotations blé-betterave-pois et l'herbe. Sur les événements intenses (croix et triangle), les corrélations sont toujours bonnes, bien que les écarts-type soient relativement faibles; notamment pour les événements de drainage intense en occupation blé-betterave-pois (croix bleue).

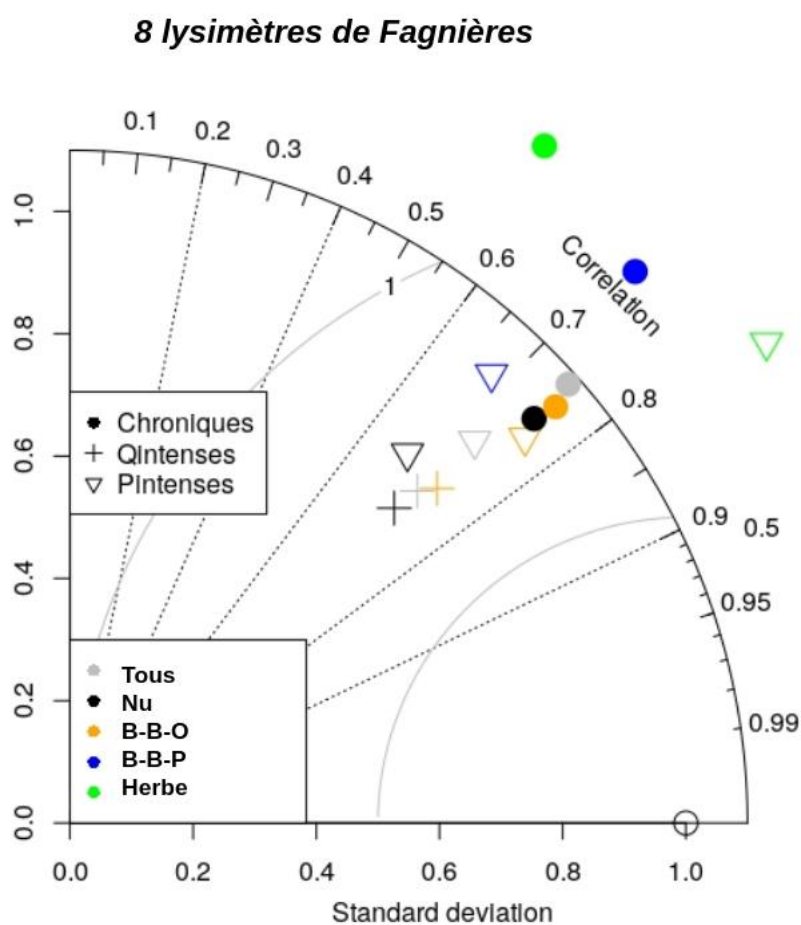


Figure 5.12: Sur l'ensemble des lysimètres simulés de Fagnières : diagramme de Taylor représentant les scores sur les chroniques (rond plein), sur les événements de drainage intense (croix) et de précipitations intenses (triangle). La couleur représente l'occupation du sol : gris pour l'ensemble des couverts, noir pour un sol nu, orange pour une rotation blé-betterave-orge, bleu pour une rotation blé-betterave-pois, et vert pour de l'herbe.

Plus particulièrement, les composites de drainage observé (noir) et simulé (orange) lors de ces événements par occupation de sol sont présentés dans la Figure 5.13. Dans un premier temps, on remarque que les composites observés sont plus forts pour les événements de drainage intenses que pour les événements de précipitation intense. Ensuite, sur l'ensemble de ces événements, les volumes et intensités maximales des composites sont fortement diminués par la présence d'un couvert. Le modèle est en accord avec les observations sur ces points. Les événements de drainage intenses sont en moyenne aussi bien simulés que les événements de précipitations

intenses (Moyenne : NSE de 0.72). Lorsque le sol est couvert, les composites sont meilleurs, avec une bonne représentation des intensités maximales, des volumes et du phasage (excepté pour la rotation en blé-betterave-pois lors des drainages intenses, en accord avec la Figure 5.12). Quand le sol n'est pas couvert, les intensités et les volumes sont sous-estimés.

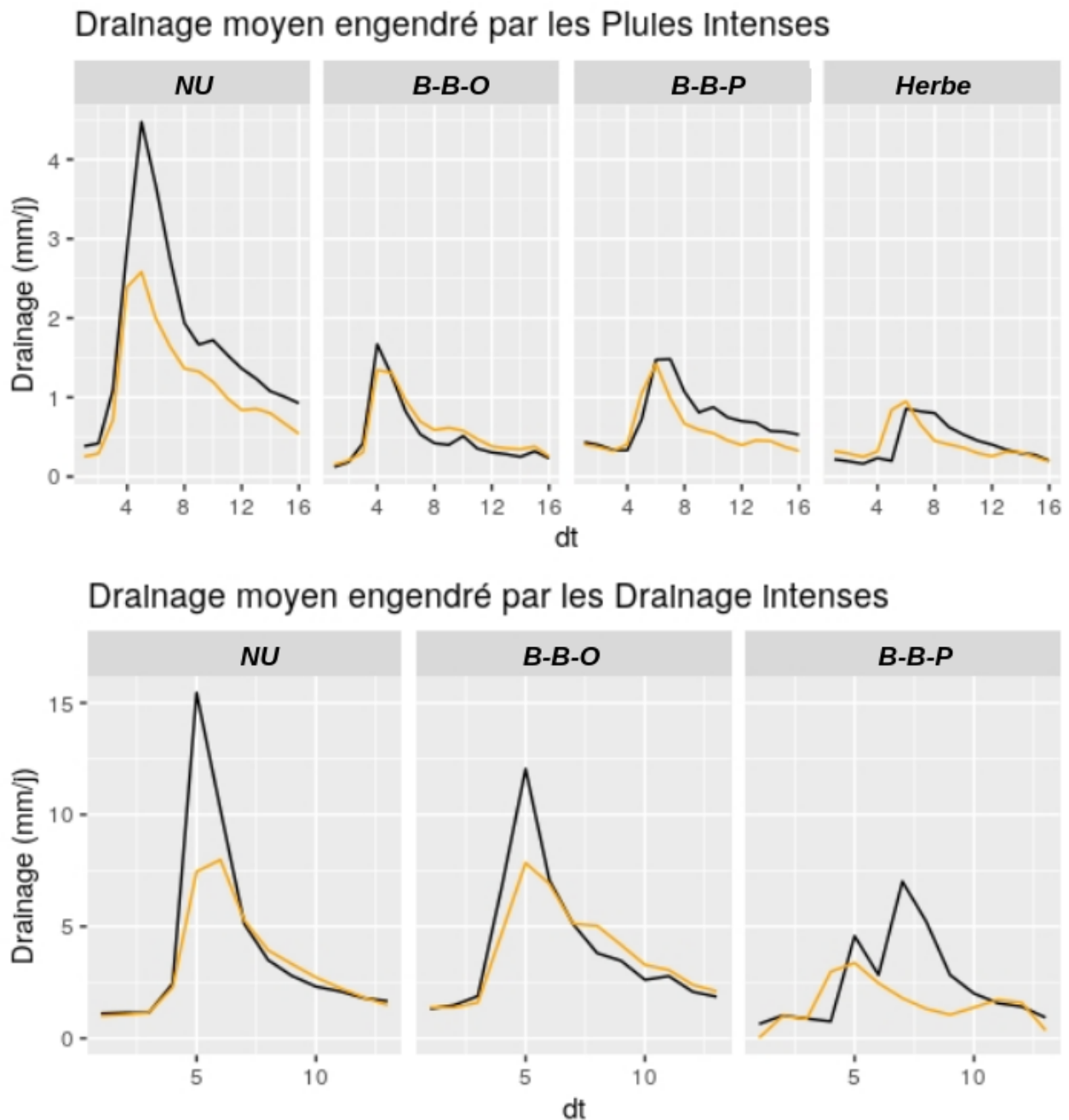


Figure 5.13: Sur l'ensemble des lysimètres simulés de Fagnières : composite des drainages observés (noir) et simulés (orange) lors des événements de drainages intenses et de précipitations intenses pour chaque occupation de sol.

Par la suite, les volumes drainés engendrés après un événement de précipitation intense sont estimés par le modèle et comparé aux observations par saison (Figure 5.14). Chaque point correspond à un événement, et la couleur à l'occupation du sol. La présence de cultures intermédiaires est représentée par des triangles.

5.5. SIMULATION DU DRAINAGE SUR DES LYSIMÈTRES AVEC ROTATIONS DE CULTURES

Comme défini dans le chapitre 3, les fortes réactions et les faibles réactions sont matérialisées et représentées par des traits bleus et rouges respectivement.

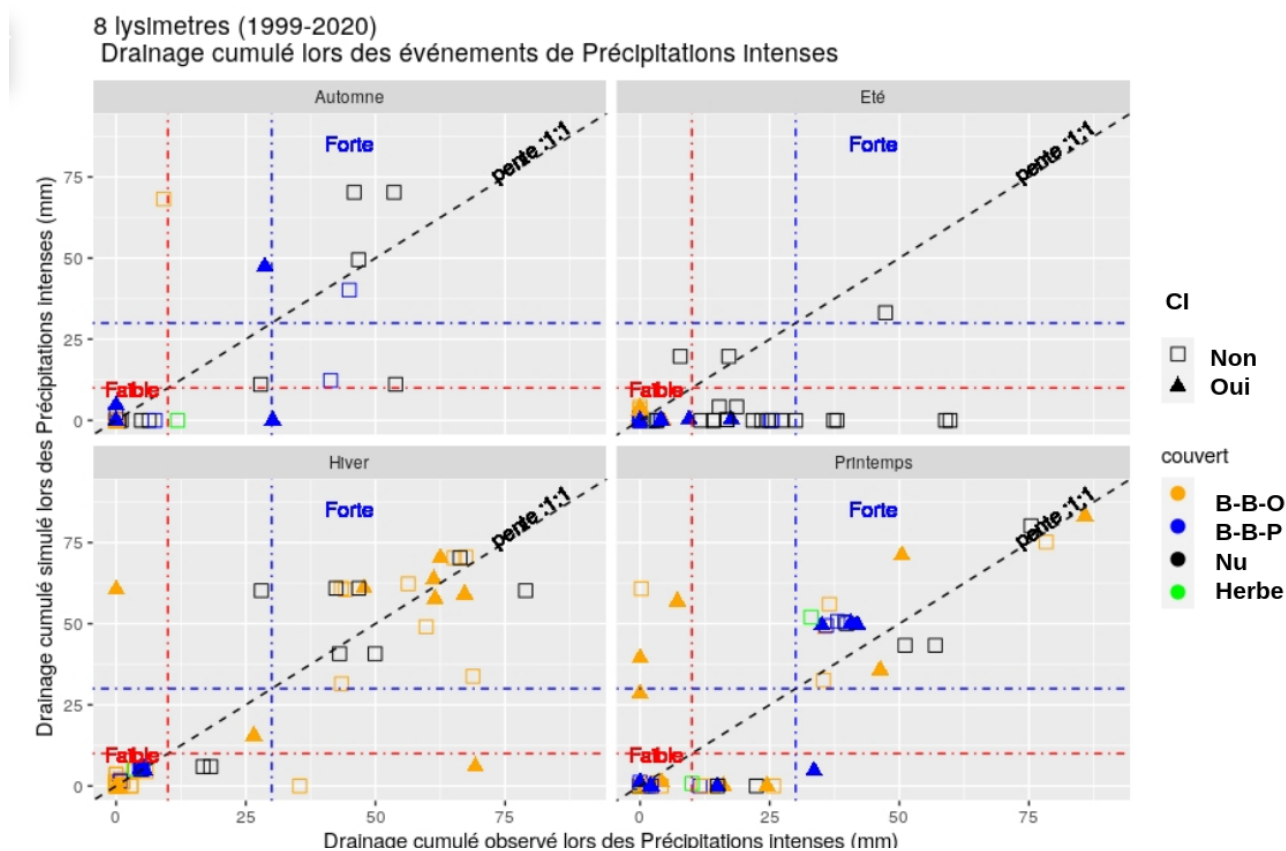


Figure 5.14: Sur l'ensemble des lysimètres simulés de Fagnières : drainages cumulés (mm) observés et simulés lors des événements de précipitations intenses selon la saison d'apparition (1999-2020). La couleur représente l'occupation du sol : gris pour l'ensemble des couverts, noir pour un sol nu, orange pour une rotation blé-betterave-orge, bleu pour une rotation blé-betterave-pois, et vert pour de l'herbe. La présence de cultures intermédiaires est représentée par des triangles.

Comme décrit dans le chapitre 3, la réaction est plus forte i) quand le sol est nu et ii) quand l'événement se produit en hiver. En été, il y a en effet très peu de réactions, et seul un sol nu peut fortement réagir, bien que le modèle sous-estime le drainage sur ces cas. En automne et en hiver, les réactions sont bien reproduites pour l'ensemble des couverts, avec une bonne détection des fortes et faibles réactions. Au printemps, c'est également vrai, bien que certains événements en rotation blé-betterave-orge sont surestimés par le modèle. Cela est sans doute lié au fait que les semis d'orge ont lieu au printemps, la trop forte réaction du modèle suggère que la croissance de la végétation dans le modèle n'est pas assez rapide.

Sur ces événements de précipitation intense, une distinction entre culture avec ou sans culture intermédiaire est aussi appliquée (Figures 5.14 et 5.15). En automne, la différence de volume est négligeable pour une rotation B-BS-O, mais est positive pour une rotation B-BS-P : ce dernier résultat est en désaccord avec les observations (Figure 3.15). Aux autres saisons, les simulations sont en accord avec les observations.

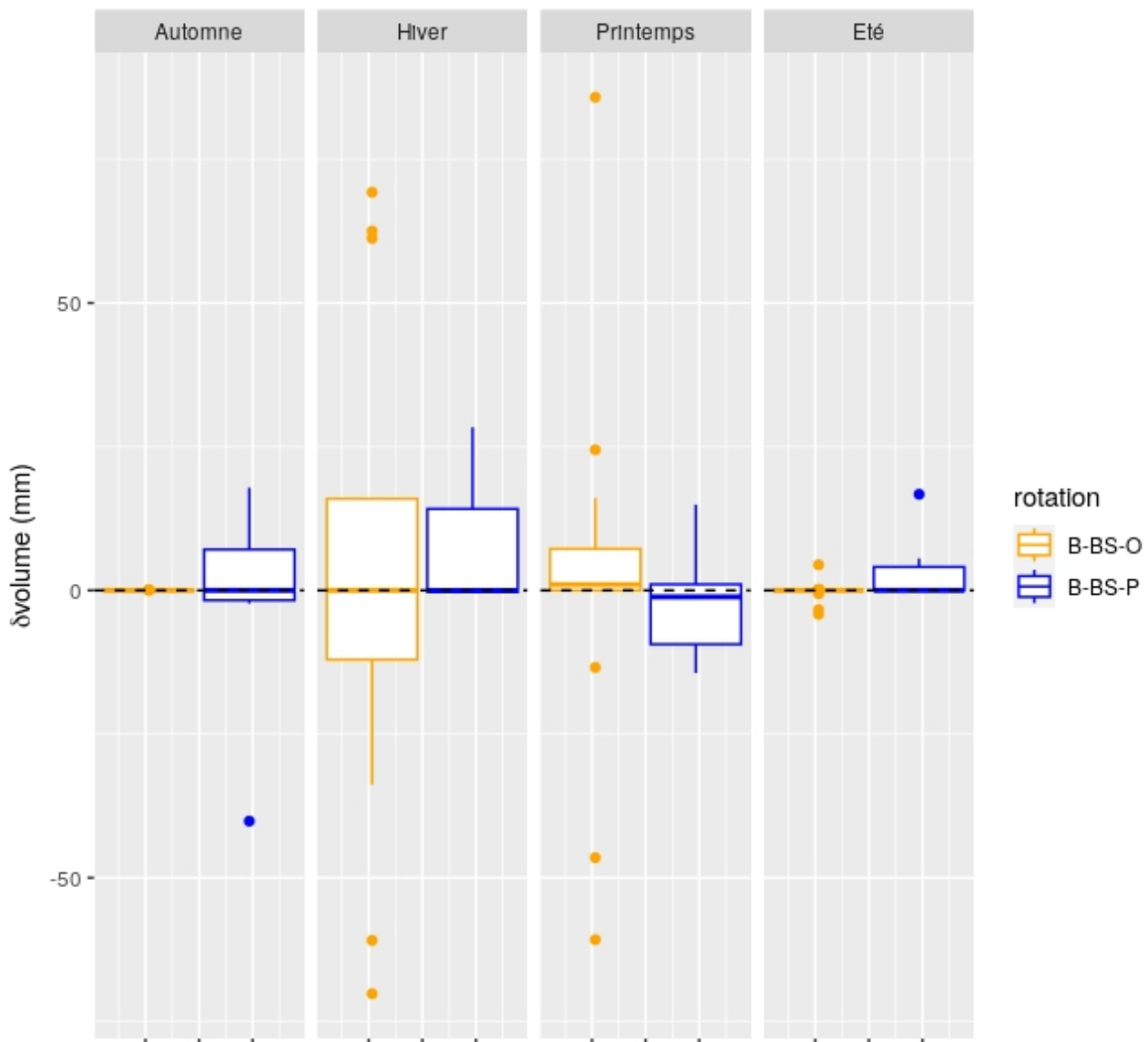


Figure 5.15: Effet des cultures intermédiaires sur l'écoulement lors des précipitations intenses: différences de volumes drainés entre les lysimètres avec culture intermédiaire (L3, L9, L11) et leurs lysimètres associés sans culture intermédiaire (L1, L8, L12) par saison et par rotation. Les boxplots présentent la médiane, les premier et troisième quartiles, les "moustaches" s'étendent jusqu'à Q1 et Q9, et les points représentent les extrêmes.

Bilan de section

Le drainage a ensuite été simulé sur les lysimètres couverts de Fagnières. Pour cela, des rotations de cultures ont été mises en place dans ISBA.

Avec ces rotations, ISBA reproduit globalement bien le comportement du drainage en fonction de l'occupation du sol. Lors des événements intenses, le drainage est très bien simulé. Lors des périodes de semis, ISBA draine globalement plus que dans les observations.

5.6 Discussion : Retour d'expérience, ISBA versus MRT

Dans le chapitre 3, j'ai développé une méthode basée sur des outils statistiques pour détecter la réaction du drainage à un événement de précipitation intense selon une occupation du sol (MRT). J'ai maintenant un modèle numérique calibré sur ce site (ISBA). Dans cette partie, je vais comparer la performance de ces deux outils à détecter une réaction forte à un événement de précipitation intense à partir des seuils de bonne détection et de fausse alarme décrits dans le chapitre 3. Toutefois, les seuils de bonne détection et de fausse alarme calculés dans le chapitre 3 ont été repris entre 1999 et 2020 sur les lysimètres qui ont été simulés pour être comparables entre les deux outils. Ces seuils sont ainsi calculés dans la Figure 5.16 pour les MRTs et pour ISBA.

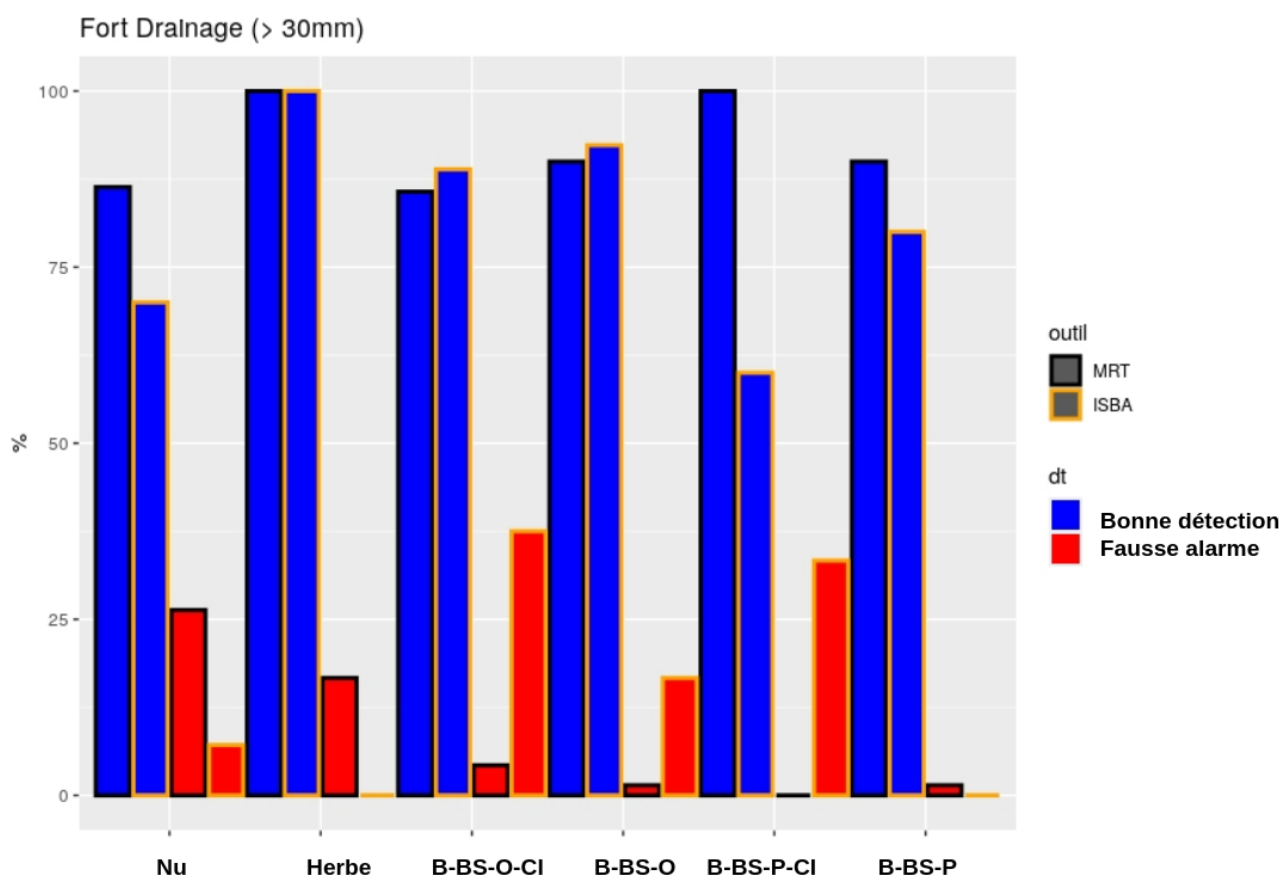


Figure 5.16: Pour chaque occupation de sol : capacité à détecter des forts événements de drainage (en bleu) associée à des événements de précipitations intenses; ainsi que le seuil de fausse alarme (en rouge) par la méthode des MRTs (contour noir) et par le modèle ISBA (contour orange).

Les bonnes détections sont en moyenne meilleures par la méthode MRT (92%) que pour ISBA (82%). C'est surtout vrai quand le sol est nu et pour les rotations B-BS-P, car comme nous l'avons vu, les volumes engendrés en été en sol nu sont sous-estimés, et en automne/été pour les rotations B-BS-P. Toutefois, ISBA est plus performant à détecter les forts volumes pour les rotations comprenant de l'orge (en particulier en hiver). Les fausses alarmes sont également plus faibles (donc meilleures) pour les MRTs (8%) que pour ISBA (15%), en particulier pour les rotations avec de l'orge (printemps) et les rotations B-BS-P+CI (automne) car ISBA peut parfois

trop réagir, suite à des végétations pas assez développées au printemps. À l'inverse, ISBA est plus performant pour le sol nu (car ne réagit pas assez), l'herbe et la rotation blé-betterave-pois.

Bilan de section

Sur les fortes réactions engendrées par des événements de précipitations intenses, une comparaison entre la méthode statistique développée dans le chapitre 3 et le modèle numérique ISBA est réalisée.

En général, les MRTs arrivent mieux à détecter ces événements que ISBA, en particulier en été quand le sol est nu, ou des rotations blé-betterave-pois. ISBA s'en sort mieux en hiver, surtout pour les rotation blé-betterave-orge.

5.7 Bilan, critiques, et perspectives

Dans la continuité du chapitre 4, ce chapitre évalue la capacité du modèle de surface ISBA à simuler le drainage à l'échelle locale sur les lysimètres de Fagnières, en particulier lors d'épisodes intenses, où des rotations de cultures sont présentes, sans avoir accès aux paramètres hydrodynamiques.

Sur ce site, la transposition des paramètres de sols en fonction des acquis du chapitre 4 permet de correctement simuler le drainage sur l'ensemble des chroniques et des événements intenses. Une adaptation a toutefois été réalisée pour ces sols crayeux, qui représentent une grande partie du bassin de la Seine.

La gestion des rotations de culture mise en place dans ISBA est globalement performante sur l'ensemble des lysimètres. Lors des événements intenses, le comportement du drainage est très bien reproduit. Cependant, les périodes après les dates de semis sont plutôt mal reproduites, avec trop de drainage, ce qui peut s'expliquer par une végétation qui ne se développe pas assez vite. Précédemment, seules deux études ont considérées des rotations de cultures dans ISBA : Garrigues, Olioso, Calvet, et al. (2015) et Garrigues et al. (2018). Les résultats de ces études sont principalement en accord avec ce chapitre, montrant à la fois une évapotranspiration plus importante et une réduction du drainage en sol couvert, avec des drainages principalement en automne et en hiver. Toutefois, l'évapotranspiration est surestimée dans ces études, contrairement à mes résultats, pouvant s'expliquer par une différence de région climatique (méditerranéen vs continental). Une seconde raison est la différence d'échelle : Garrigues et al. (2018) and Garrigues, Olioso, Calvet, et al. (2015) reposent sur une analyse en champ, alors que l'étude sur Fagnières repose sur des lysimètres. Allen and Ingram (2002) reconnaissent que l'évapotranspiration au sein des lysimètres peut parfois être différente qu'en champ, en particulier à cause d'une discontinuité du milieu.

Sur les événements de précipitations et de drainages intenses, modèle et observations sont aussi en accord, avec des dynamiques plutôt bien simulées. ISBA permet d'évaluer l'impact de certains facteurs comme les cultures intermédiaires. A ma connaissance, c'est la première fois qu'une étude est réalisée sur l'impact des cultures intermédiaires à l'échelle d'un événement pluvieux, que ce soit dans les observations ou dans un modèle de surface. Le modèle ISBA reproduit le comportement des cultures intermédiaires avec succès. Une comparaison est réalisée entre le modèle ISBA et l'outil statistique développé dans le chapitre 3 pour détecter les fortes réactions associées aux précipitations intenses. Toutefois, ISBA n'est pas aussi performant que les MRTs, en particulier en été. Cela pourrait être lié à certains processus non considérés dans cette étude.

Il pourrait être intéressant de tenir compte des résidus de cultures qui peuvent modifier l'infiltration lors des périodes d'intercultures. De plus, nous avons considéré des teneurs en matière organique constantes dans le temps, mais il est parfois reconnu que la présence de cultures peut modifier ces teneurs (Constantin et al., 2010; Sebilo et al., 2013; Yin, Beaudoin, et al., 2020). Le modèle ISBA intègre de nombreux processus physiques, mais n'intègre pas encore le cycle de l'azote. Par exemple, l'impact des cultures intermédiaires sur l'azote ou des fertilisations ne sont pas prises en compte. Des avancées sont actuellement en cours sur ce point.

Chapitre 6

Vers de la modélisation à l'échelle régionale

Avant-propos

Dans le chapitre 4, les modélisations à l'échelle locale ont souligné le rôle important des équations de fermetures, en particulier lors des évènements intenses (précipitations et drainage). Les fonctions de pédotransfert peinaient à restituer les paramètres hydrodynamiques, et il paraît nécessaire de tenir compte d'une évolution de ces paramètres avec la profondeur, ainsi que d'autres informations telles que la densité apparente du sol et/ou le contenu en matière organique dans les sols.

Dans ce chapitre qui vise la modélisation à l'échelle régionale, une étape de "dégradation" est d'abord réalisée, en transposant les connaissances régionales (forçage météorologique + fonction de pédotransfert) sur un lysimètre, afin d'évaluer les facteurs qui contrôlent le drainage. Puis, une transposition des connaissances acquises à l'échelle locale vers la modélisation des débits des rivières et des niveaux piézométriques à l'échelle régionale est réalisée, en évaluant l'impact de plusieurs équations de fermetures, plusieurs fonctions de pédotransfert, et l'évolution de certains paramètres avec la profondeur.

Sommaire

6.1	De l'échelle du lysimètre à l'échelle régionale : Étape de dégradation	155
6.2	Application à l'échelle régionale	165
6.3	Bilan, critiques, et perspectives	181

6.1 De l'échelle du lysimètre à l'échelle régionale : Étape de dégradation

À l'échelle du lysimètre, lorsque les forçages météorologiques sont mesurés localement et que les paramètres hydrodynamiques sont estimés in situ, alors les composantes (Masse en eau, contenu en eau et Drainage) sont très bien simulées par le modèle de surface ISBA (chapitre 4).

Cependant, à l'échelle régionale, ces informations sont moins précises. Dans la plateforme Aquifer, les forçages météorologiques sont estimés par la ré-analyse SAFRAN (Le Moigne, 2002; Quintana-Segui et al., 2008) sur une maille de 8 km de côté. C'est actuellement ce qui se fait de mieux en France à cette résolution. L'avantage de SAFRAN est qu'il recouvre l'ensemble de la France sur des longues périodes. Toutefois, les données sont moyennées à travers plusieurs stations, et désagrégées. Il est ainsi parfois reconnu que SAFRAN n'est pas capable de bien reproduire les événements de précipitations intenses (Baghdadi et al., 2007; Bouilloud et al., 2010). La carte de sols HWSD (FAO & ISRIC, 2012), d'une résolution d'1 km de côté, donne accès à la texture des sols sur l'ensemble de la France. Comme souligné par Vereecken et al. (2019), l'infiltration est très locale, et cette précision d'1 km de côté pourrait ne pas être suffisante pour simuler correctement la recharge des aquifères. Puis, comme souligné dans le chapitre 4, la fonction de pédotransfert (CH78: Clapp and Hornberger, 1978) utilisée par défaut ne paraît pas apte à restituer ces paramètres.

L'objectif de cette section est d'évaluer comment les conditions de simulations à l'échelle régionale, i.e. avec des forçages régionaux et des paramètres estimés via la texture de sol et une fonction de pédotransfert, peuvent impacter les simulations sur les masses d'eau, contenus en eau et drainage à l'échelle du lysimètre.

6.1.1 Méthode

Pour aller vers la modélisation régionale, une étape de dégradation est réalisée sur le lysimètre G2 à sol nu. Plusieurs expériences sont réalisées (Table 6.1) et sont confrontées à l'expérience de référence (BC66), correspondant à la version utilisée dans les modèles SIM et Aquifer.

Tout d'abord, les précipitations mesurées in situ sont remplacées par les précipitations SAFRAN de la maille correspondante ($BC66_{SAFRAN_P}$), puis par l'ensemble du forçage atmosphérique ($BC66_{SAFRAN}$). Dans un autre temps, les paramètres hydrodynamiques mesurés in situ sont remplacés par les paramètres issus de la fonction de pédotransfert de CH78 à partir de la texture mesurée dans le lysimètre, avec soit les forçages météorologiques mesurés in situ ($BC66_{CH78}$), soit avec les forçages SAFRAN ($BC66_{CH78_{SAFRAN}}$). C'est cette dernière expérience qui correspond le plus aux conditions de simulation à l'échelle régionale.

6.1. DE L'ÉCHELLE DU LYSIMÈTRE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : ÉTAPE DE DÉGRADATION

Table 6.1: Protocole réalisé : Simulations selon trois forçages météorologiques différents : via la station météorologique locale, via la station météorologique local avec les précipitations issues de SAFRAN, via les données SAFRAN. Les paramètres de sol sont établis via les mesures locales ou via la texture de sol et la fonction de pédotransfert de CH78.

Forçages	Paramètres	Symbole
Local	Local	$BC66$
Local	CH78	$BC66_{CH78}$
Local + Précipitations SAFRAN	Local	$BC66_{SAFRAN_P}$
SAFRAN	Local	$BC66_{SAFRAN}$
SAFRAN	CH78	$BC66_{CH78_{SAFRAN}}$

Note : je n'évaluerai pas l'effet de la représentativité spatiale des textures de sols dans cette étape, car le sol d'origine de ce lysimètre a été déplacé et ne correspond pas aux sols de cette maille. Idem pour la couverture végétale. Il faut aussi tenir compte que ces éléments peuvent également dégrader les résultats.

6.1.2 Résultats

Analyse des paramètres hydrodynamiques Sur le lysimètre G2, les paramètres hydrodynamiques estimés via CH78 sont très différents de ceux estimés in situ (Figure 6.1). Les différences se font surtout ressentir en profondeur. Par exemple, l'écart du paramètre b évolue de 5 en surface à 25 en profondeur. La porosité est plus importante en surface avec CH78, puis devient au contraire plus faible en profondeur ($\delta\omega_s = 0.07 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$).

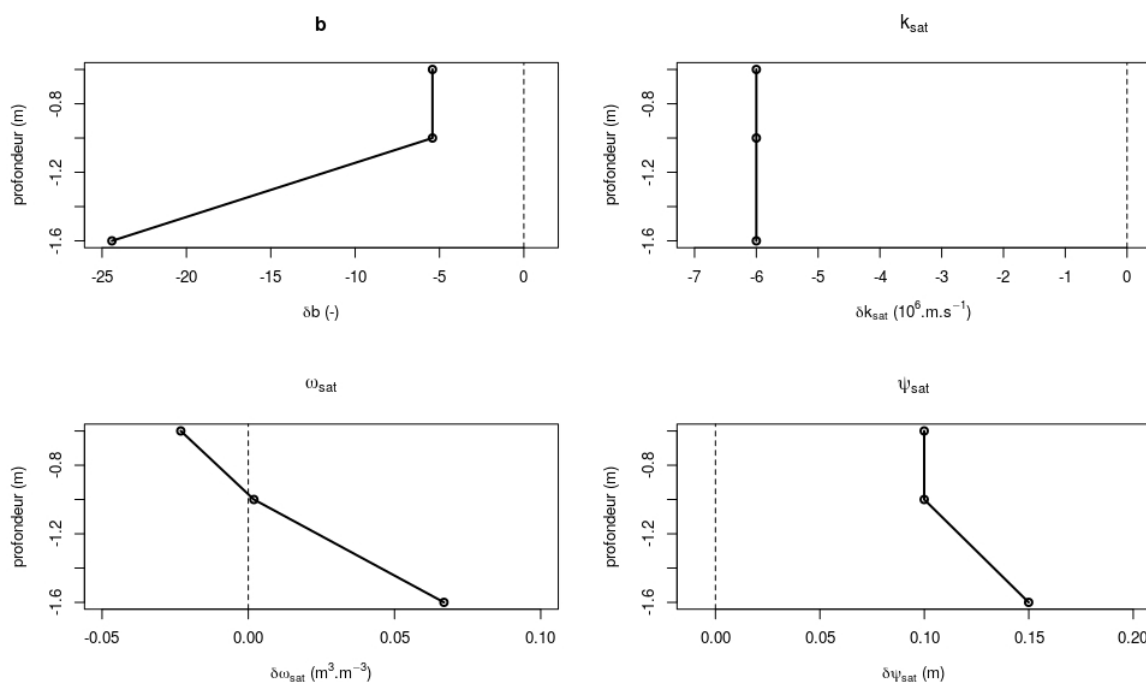


Figure 6.1: Comparaison des paramètres mesurés via la fonction de pédotransfert de CH78 par rapport à ceux estimés in situ (CH78-in situ) sur le lysimètre G2.

Analyse des Précipitations Une comparaison est réalisée entre les précipitations mesurées sur le site du GISFI, et les précipitations issues de la ré-analyse SAFRAN (Figure 6.2) sur la période 2009-2016. Les précipitations journalières in situ et SAFRAN sont en moyennes assez proches, avec une corrélation de 0.70. Toutefois, certains évènements de précipitation intenses ne sont pas reproduits par SAFRAN. Par exemple, l'intensité journalière de 72 mm.j^{-1} observée le 30 juin 2016 n'est pas du tout représenté par SAFRAN (39.5 mm.j^{-1}). Par contre, les volumes précipités totaux sont plus importants pour SAFRAN (6435 mm) que in situ (5820 mm), i.e. une surestimation de 10% sur l'ensemble de la période.

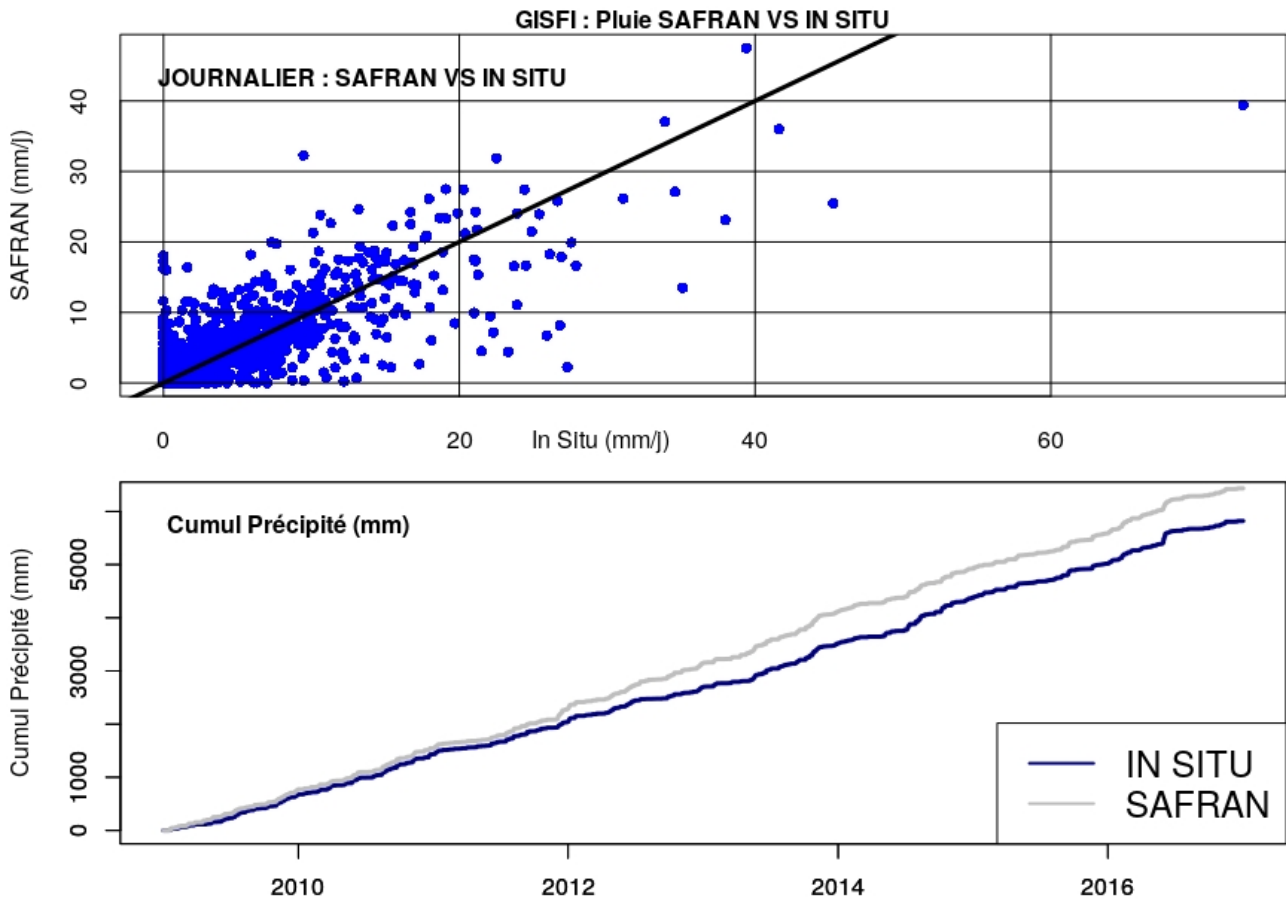


Figure 6.2: Comparaison des Précipitations mesurées sur le site du GISFI et SAFRAN : en terme d'intensité journalière, puis de cumul total, entre 2009 et 2016.

6.1. DE L'ÉCHELLE DU LYSIMÈTRE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : ÉTAPE DE DÉGRADATION

Analyse des Variations de la masse en eau Les cycles moyens de variation de masse d'eau totale au sein du lysimètre sont représentés dans la Figure 6.3 pour l'ensemble des expériences décrites dans la Table 6.1.

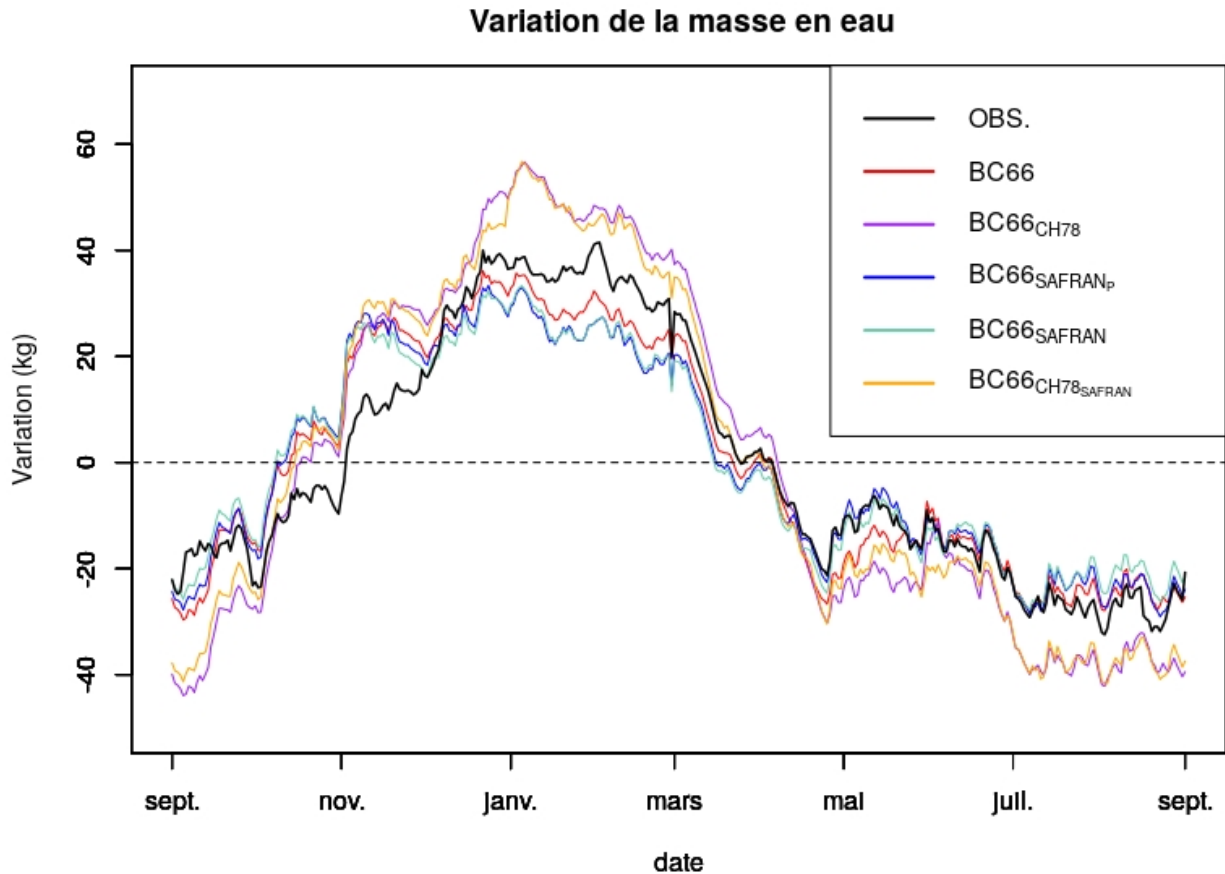


Figure 6.3: Pour le lysimètre G2 : Chroniques de masse en eau observée (en Noir) et simulée pour chaque expérience : BC66, BC66_{SAFRAN_p}, BC66_{SAFRAN}, BC66_{CH78}, BC66_{CH78SAFRAN} respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet.

La modification des forçages météorologiques (Précipitations SAFRAN ou SAFRAN complet) ne modifie pas la dynamique de la masse d'eau totale et les statistiques sont très proches de l'expérience BC66 (Figure 6.4.a). Les expériences avec une modification des paramètres de sols obtiennent toujours une bonne dynamique (bonne corrélation), mais l'écart-type est plus fort avec des variations plus importantes par rapport à l'expérience de référence. Ces écarts se retrouvent surtout en été (sous-estimation) et en hiver (sur-estimation).

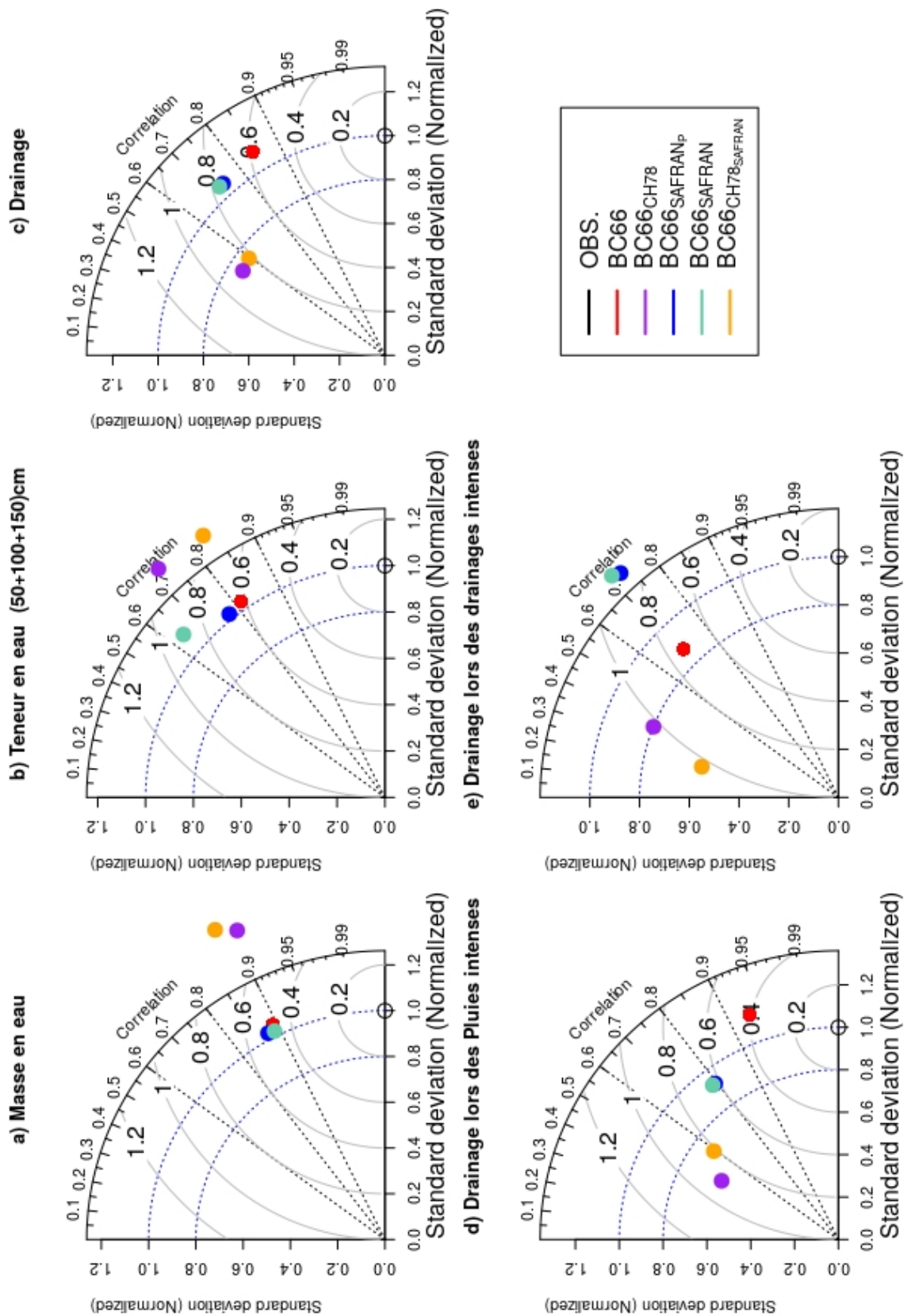


Figure 6.4: Diagramme de Taylor sur le lysimètre G2 : pour la Masse totale en eau (a.), la teneur en eau aux 3 profondeurs (b.), le drainage sur la chronique complète (c.), drainage lors des précipitations intenses (d.) et lors des drainages intenses (e.) avec le même code couleur que la Figure 6.3 : (BC66, BC66_{SAFRAN_P}, BC66_{SAFRAN}, BC66_{CH78}, BC66_{CH78_{SAFRAN}} respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

6.1. DE L'ÉCHELLE DU LYSIMÈTRE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : ÉTAPE DE DÉGRADATION

Analyse des Teneurs en eau Les résultats sur le contenu en eau à plusieurs profondeurs sont présentés dans les Figures 6.4 et 6.5. La dynamique est bien simulée par rapport aux observations pour les expériences ayant les forçages in situ ou avec uniquement les précipitations SAFRAN, alors que les expériences avec le forçage SAFRAN complet réduisent fortement la corrélation. Par ailleurs, la modification des paramètres hydrodynamiques, marquée ici par une diminution de la porosité dans le sol avec la fonction de pédotransfert de CH78 par rapport aux paramètres mesurés in situ, a comme conséquence une forte diminution des contenus en eau, qui sont très biaisés par rapport aux observations, ce qui augmente l'écart-type, et permet d'expliquer la forte diminution des masses simulées pour ces deux expériences (section 6.1.2).

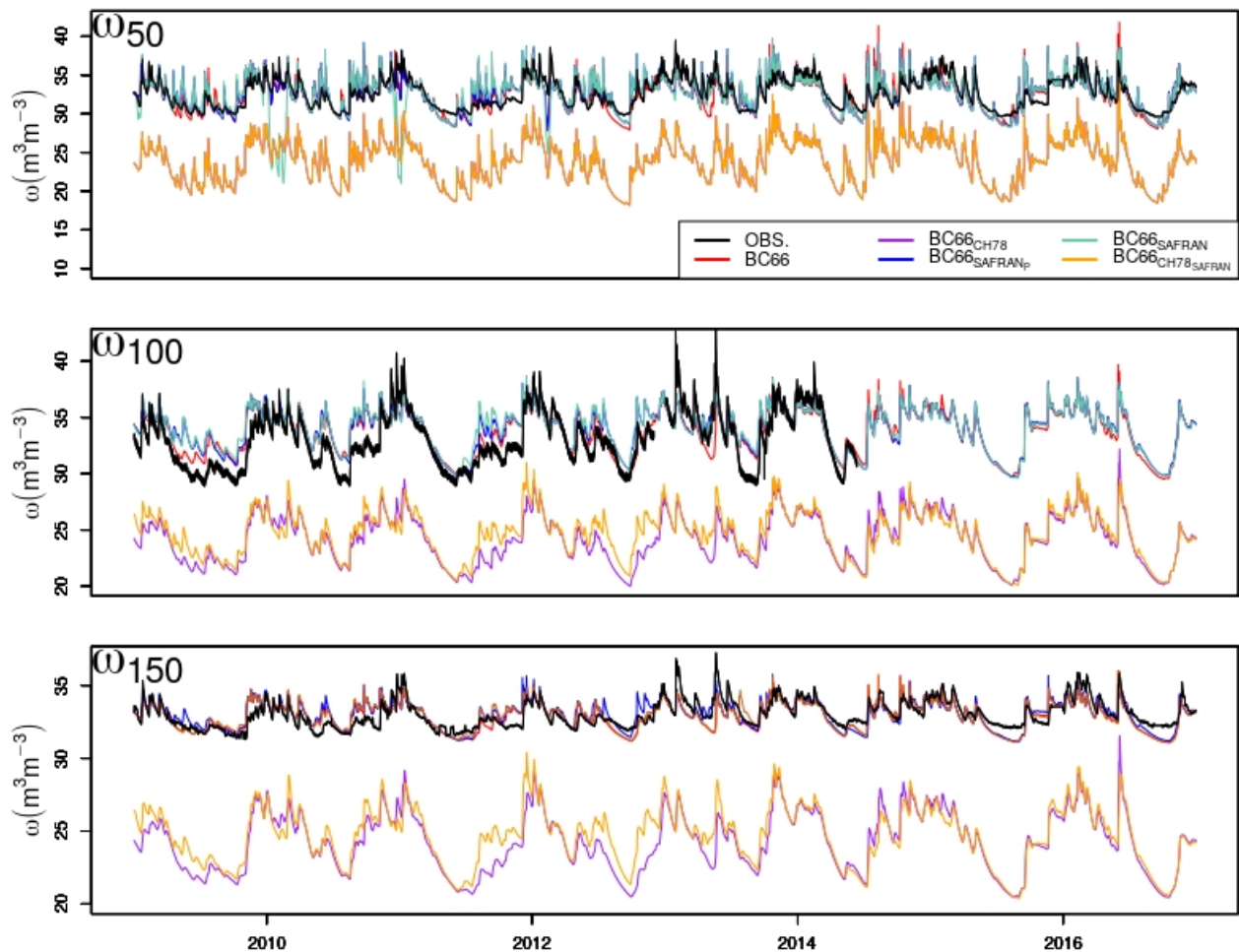


Figure 6.5: Pour le lysimètre G2 : teneurs en eau à 50, 100 et 150 cm de profondeur avec le même code couleur que la Figure 6.3 : (BC66, BC66SAFRAN_P, BC66SAFRAN, BC66CH78, BC66CH78SAFRAN respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

Analyse du drainage

Le drainage est analysé sur la chronique complète entre 2009 et 2016, puis sur les événements de drainage et de précipitations intenses (section 6.1.2). Ces événements de précipitations intenses sont sélectionnés par un seuil sur les chroniques observées in situ (chapitre 3). Les mêmes événements sont choisis dans SAFRAN.

Chroniques complètes Le drainage simulé est fortement impacté par les forçages météorologiques et les paramètres hydrodynamiques (Figure 6.6).

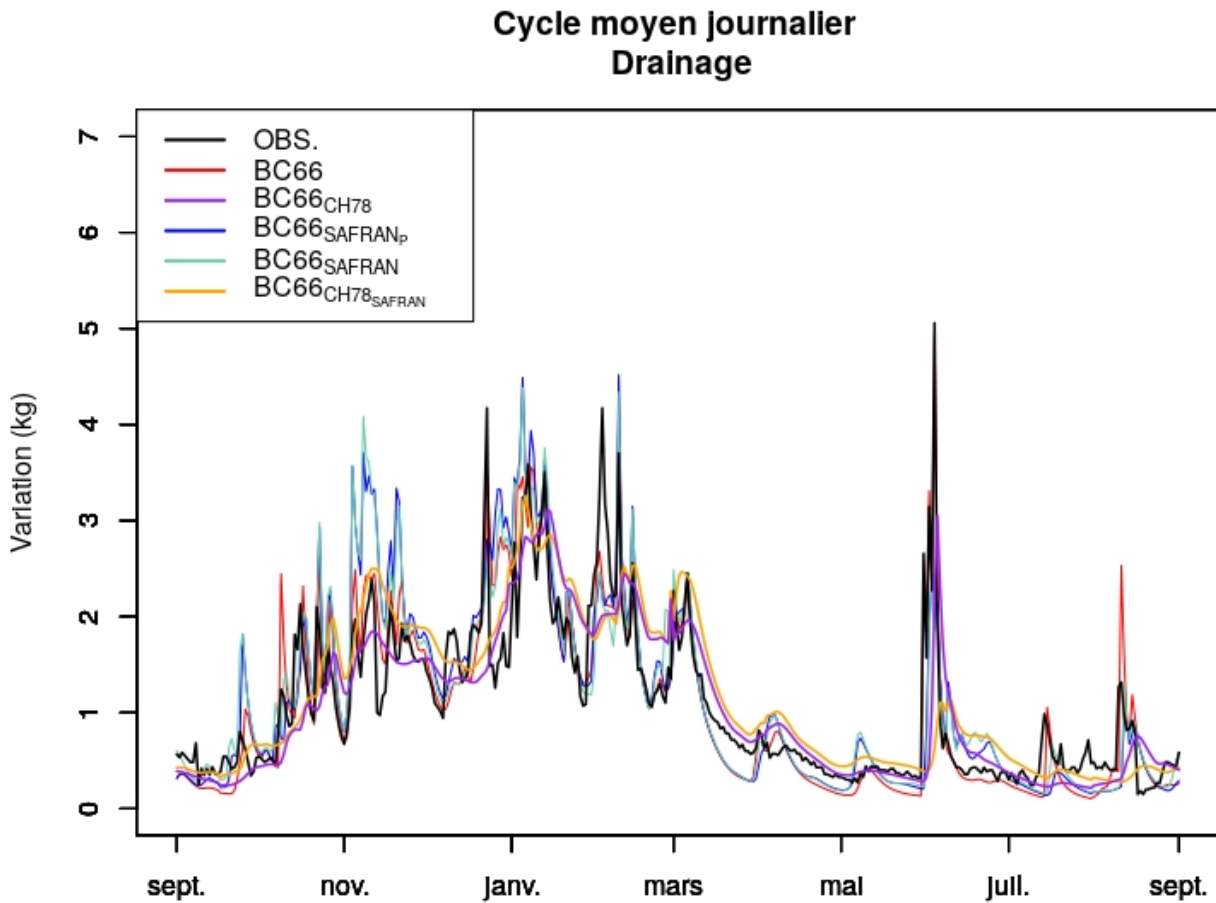


Figure 6.6: Pour le lysimètre G2 : drainage avec le même code couleur que la Figure 6.3 : (BC66, $BC66_{SAFRAN_p}$, $BC66_{SAFRAN}$, $BC66_{CH78}$, $BC66_{CH78_{SAFRAN}}$ respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

L'erreur relative augmente avec ces nouvelles expériences (Figure 6.7). Elle devient fortement positive dès que l'on intègre les précipitations SAFRAN, indiquant une surestimation du drainage simulé par rapport aux observations. La seule modification des paramètres hydrodynamiques modifie le bilan hydrique, avec une erreur relative passant de -1.8% à -2.9%, car comme nous pouvons le voir dans la Figure 6.6, la réponse du drainage est très lissée, avec des intensités de drainage fortement sous-estimées et des périodes de récessions trop importantes. Lorsque les précipitations SAFRAN sont utilisées, l'erreur relative est plus importante, car les précipitations cumulées sont également sur-estimées par SAFRAN (7.8%); avec une erreur relative d'autant plus marquée avec les forçages SAFRAN complet (8.3%) car l'humidité spécifique atmosphérique y est plus importante, réduisant l'évapotranspiration. La simulation avec les forçages SAFRAN et les paramètres estimés via CH78 compense légèrement les forts biais induits par les forçages (7.7%).

6.1. DE L'ÉCHELLE DU LYSIMÈTRE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : ÉTAPE DE DÉGRADATION

Le critère de NASH (NSE) sur les chroniques de drainage (Figure 6.9) indique que c'est en premier ordre la mauvaise estimation des paramètres de sol qui dégrade le plus les simulations, avec une réduction du NSE de 50% en remplaçant uniquement les paramètres hydrodynamiques. Les simulations avec les précipitations SAFRAN dégradent moins les simulations avec une réduction du NSE de 32% (et 37% avec les forçages SAFRAN). La combinaison de ces deux expériences ($BC66_{CH78_{SAFRAN}}$), qui correspond le plus aux conditions de simulation à l'échelle régionale dans SIM et Aquif-FR, obtient un NSE de 0.23 est donc une réduction de 65%, décrochant les pires statistiques.

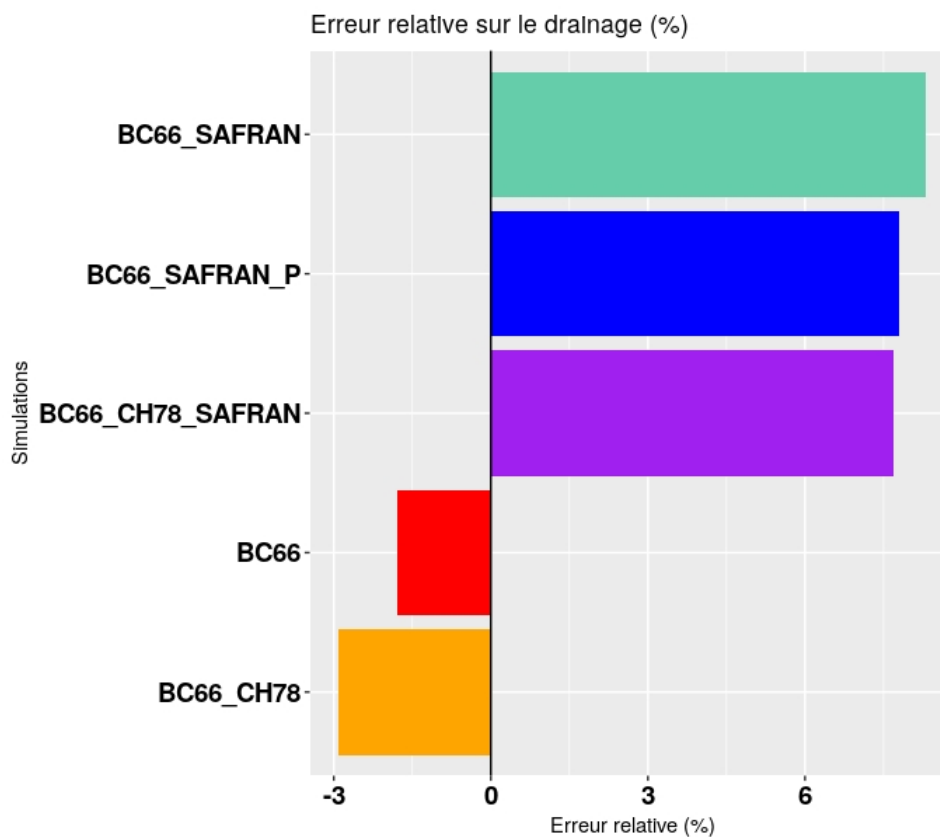


Figure 6.7: Pour le lysimètre G2 : Erreur relative calculée sur les chroniques de drainage, avec le même code couleur que la Figure 6.3 : ($BC66$, $BC66_{SAFRAN_P}$, $BC66_{SAFRAN}$, $BC66_{CH78}$, $BC66_{CH78_{SAFRAN}}$ respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

Ces résultats, confrontés au diagramme de Taylor (Figure 6.4.c), indiquent que la principale source de dégradation des simulations du drainage est liée à la mauvaise estimation des paramètres hydrodynamiques. Qu'en est-il à l'échelle des événements de précipitations et de drainages intense ?

Focus sur les événements de précipitations et de drainage intenses La Figure 6.8 illustre pour le lysimètre G2 le drainage observé et simulé par les différentes expériences lors des événements de drainage intense de février 2016 et de précipitations et drainage intenses de juin 2016. Les précipitations mesurées in situ et estimées via SAFRAN sont représentées en bleu et gris, respectivement. En janvier 2016, le cumul de précipitation estimé par SAFRAN est surestimé de 30 mm alors que les intensités maximales journalières sont fortement réduites par

rapport aux précipitations in situ. Cependant, malgré ces différences sur les précipitations, le drainage simulé est bien reproduit pour cet événement si on remplace uniquement les forçages météorologiques ($NSE = 0.88, 0.80, 0.80$ pour $BC66, BC66_{SAFRAN_P}, BC66_{SAFRAN}$ respectivement). La modification des paramètres sols in situ, modifie considérablement la réponse du drainage, avec une réponse beaucoup plus lissée, i.e. avec une intensité maximale très mal reproduite ainsi qu'un déphasage important qui apparaît. Le NSE est alors très faible ($0.17, 0.26$ pour $BC66_{CH78}$ et $BC66_{CH78_{SAFRAN}}$, respectivement). Sur l'événement de juin 2016, l'intensité des précipitations n'est pas reproduit par SAFRAN, notamment le 30 juin 2016. Le drainage simulé est alors plus dégradé qu'en février 2016 avec les forçages météorologiques SAFRAN ($NSE = 0.97, 0.55, 0.53$ pour $BC66, BC66_{SAFRAN_P}, BC66_{SAFRAN}$ respectivement). Et comme en février 2016, les dégradations les plus importantes se manifestent pour les simulations avec les paramètres issus de CH78 ($0.28, -0.01$ pour $BC66_{CH78}$ et $BC66_{CH78_{SAFRAN}}$, respectivement).

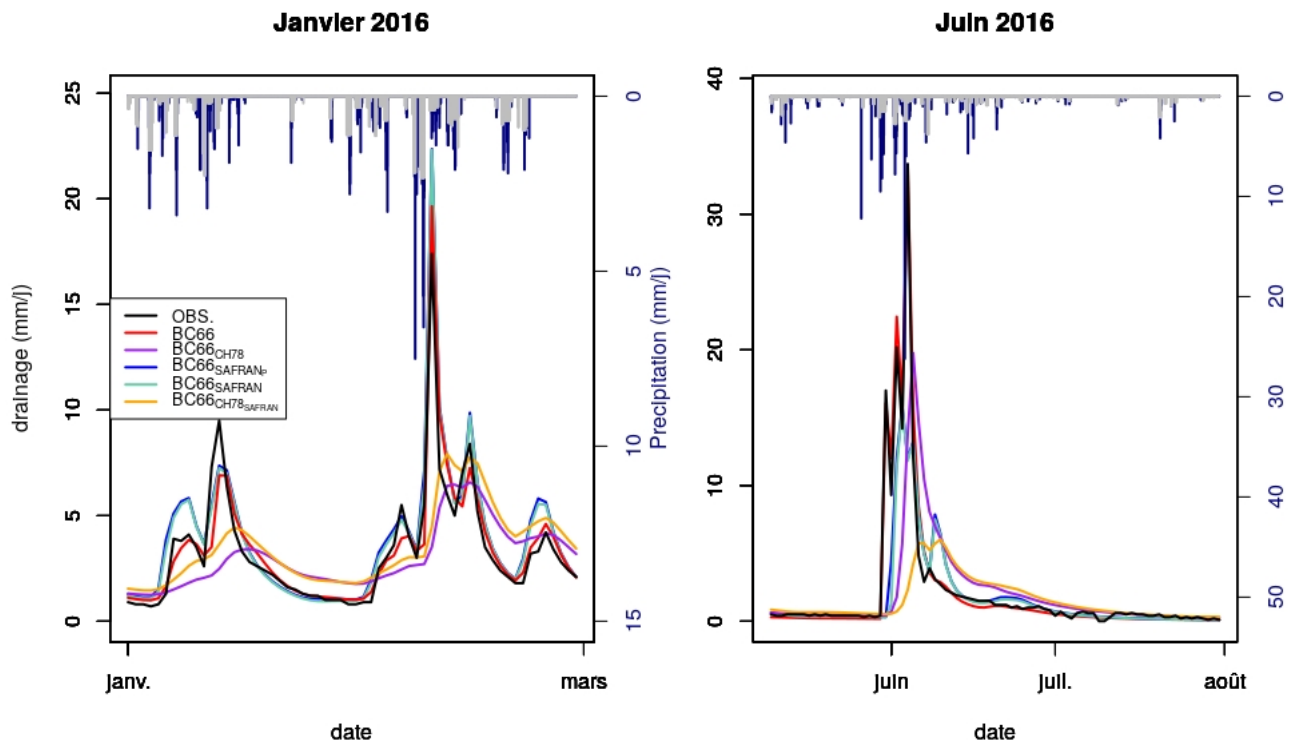


Figure 6.8: Pour le lysimètre G2 : drainage en janvier et juin 2016 avec le même code couleur que la Figure 6.3 : ($BC66, BC66_{SAFRAN_P}, BC66_{SAFRAN}, BC66_{CH78}, BC66_{CH78_{SAFRAN}}$ respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

Sur l'ensemble des évènements de drainage et de précipitations intenses (Figures 6.4.d, .e et 6.9), on retrouve également ces conclusions. La réponse du drainage est, comme à l'échelle annuelle, principalement impactée par la mauvaise estimation des paramètres de sol, puis par la qualité des précipitations SAFRAN qui ne reproduit pas l'intensité maximale des précipitations mesurées in situ (signal trop lissé).

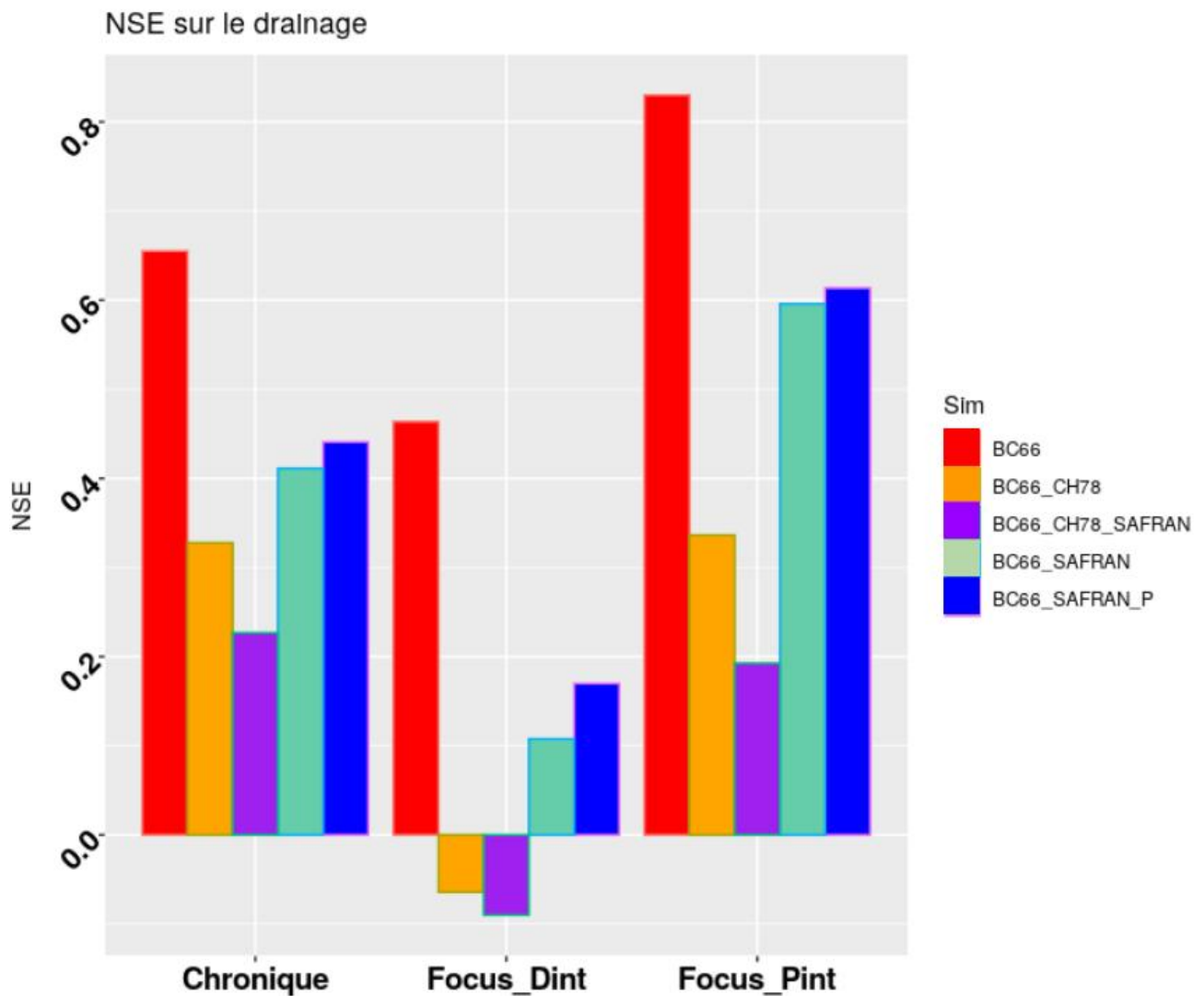


Figure 6.9: Critère de Nash-Sutcliffe (NSE) calculé sur les chroniques de drainage (Chronique), sur les événements de précipitations intenses (Focus Pint) et sur les drainages intenses (Focus Qint) sur le lysimètre G2 avec le même code couleur que la Figure 6.3 : (BC66, BC66_{SAFRAN_P}, BC66_{SAFRAN}, BC66_{CH78}, BC66_{CH78_SAFRAN} respectivement en rouge, bleu, azur, orange, et violet).

Bilan de section

J'ai pu établir que le drainage simulé à l'échelle du lysimètre est plus sensible :

- à une bonne estimation des paramètres hydrodynamiques.
- dans un second ordre, à une bonne représentation des précipitations.

Cependant, ces résultats sont acquis sur un lysimètre à sol nu. Les résultats pourraient différer sur un lysimètre végétalisé, car la dégradation du forçage météorologique fera évoluer différemment la végétation qui a un rôle majeur sur les flux d'eau (cf. chapitre 4).

6.2 Application à l'échelle régionale

L'objectif de l'analyse des données lysimétriques était d'évaluer le modèle de surface ISBA et sa capacité à bien simuler la dynamique de l'hydrologie des sols et de la recharge à l'échelle locale pour in fine améliorer les simulations régionales (France).

Ces apports (Table 6.2) sont évalués à l'échelle régionale sur la modélisation des débits avec SIM, et des débits et niveaux piézométriques avec AQUI-FR. Il faut néanmoins retenir que les conclusions acquises avec les données in-situ sont potentiellement difficiles à appliquer à l'échelle régionale dû fait de l'incertitude apportée par la qualité des précipitations.

Table 6.2: Protocole d'évaluation à l'échelle régionale avec les modèles SIM et AQUI-FR.

Évaluation	Symbole	VIC <i>b</i>
Version initiale	<i>BC66</i>	0.25
Profil de paramètre	<i>BC66_B</i>	0.15
Équations de fermetures	<i>BCVG</i>	0.15
Équations de fermetures	<i>VGC</i>	0.15
Équations de fermetures + Fonctions de Pédotransfert	<i>VGC_{WOSTEN}</i>	0.15

Une première évaluation se porte sur la considération d'un profil du paramètre *b* avec la profondeur *BC66_B*, à partir de la régression exponentielle déterminée dans la section 5.3. Une seconde évaluation se porte sur l'apport des équations de fermeture, avec la forme mixte de *BCVG* et *VGC*, décrites dans la section 4.2. Ensuite, Une dernière évaluation porte sur l'apport de la fonction de pédotransfert de (Wosten et al., 1999) combinée avec *VGC* (*VGC_{WOSTEN}*). Pour ce faire, la densité des sols, nécessaire pour cette fonction de pédotransfert, est déterminée par une simple relation avec les teneurs en matière organique (Honeysett and Ratkowsky, 1989)

$$\rho_{sol} = 1000 / (0.548 + 0.0588 * MO) \quad (6.1)$$

La matière organique (*MO*) est issue de la base harmonisée mondiale de données (HWSD, (Nachtergaele et al., 2010)). Des valeurs de matière organique en surface (30 cm) et dans l'horizon suivant (70 cm) sont ainsi disponibles sur l'ensemble du territoire (Figure 6.10). En dessous de 1 m, la matière organique dans ISBA décroît selon les équations 21 et 22 de Decharme et al., 2016. Les sols sont plus riches en matière organique en surface qu'en profondeur. Les zones les plus riches en matière organiques se trouvent aux niveaux des montagnes (Alpes, Massif Central) et des forêts anciennes. Dans cette base de données, les plaines du nord de la France sont également assez riches en matière organique. La densité des sols, calculée par l'équation 6.1, est ainsi inversement proportionnelle à la matière organique : les sols sont plus denses en profondeurs, notamment dans le sud-ouest de la France et la partie ouest du bassin versant de la Seine.

L'ensemble de ces nouvelles simulations sont comparées à la version initiale (*BC66*). Il faut aussi noter que dans ces nouvelles simulations (sauf *BC66*), le coefficient de ruissellement (*b*) décrit dans la section 2.4.2 est réduit à 0.15 au lieu de 0.25. En effet, la version initiale (0.25) n'est pas en cohérence avec la littérature, comme le reconnaît Le Moigne, François, et al., 2020.

6.2. APPLICATION À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

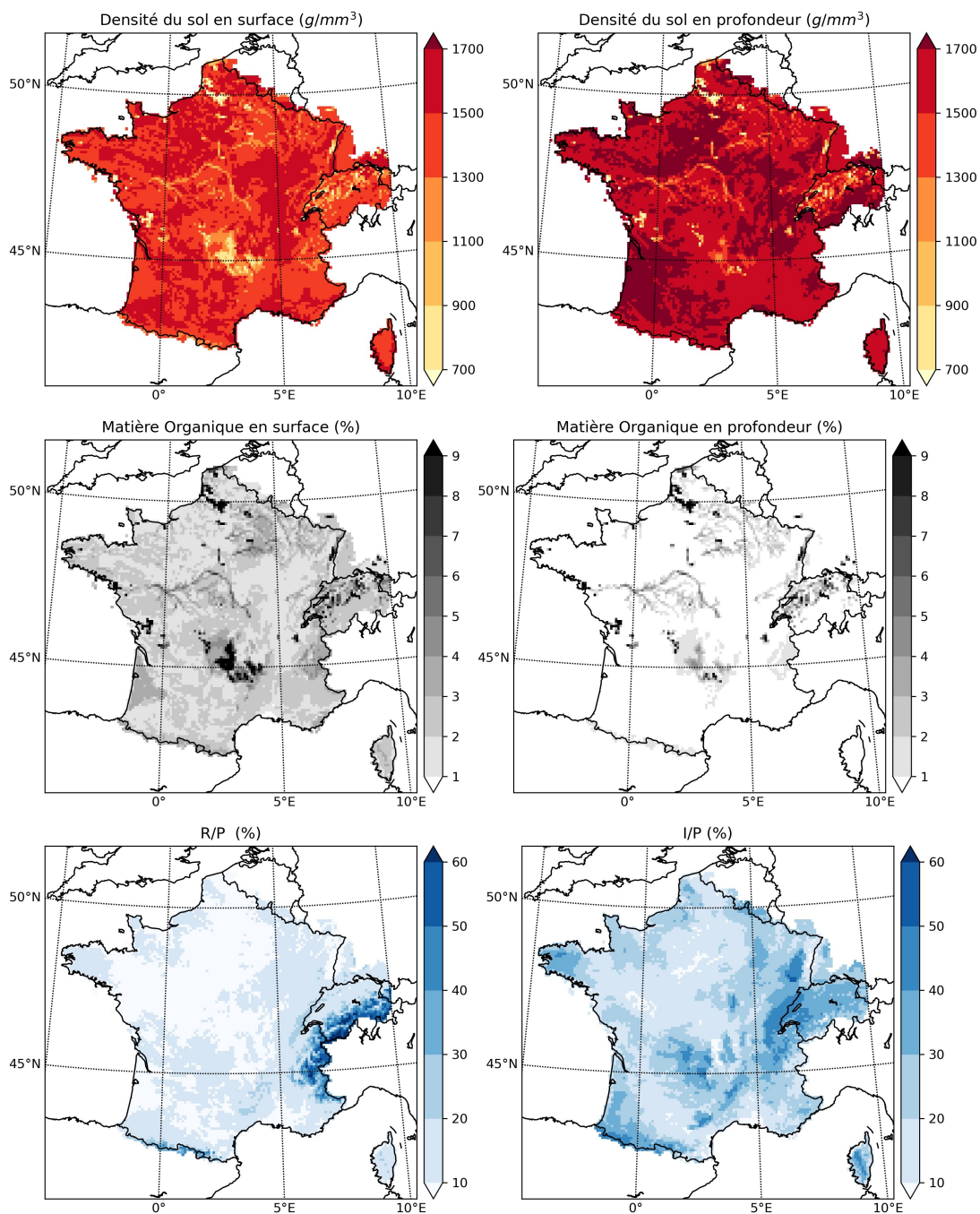


Figure 6.10: *haut: répartitions de matière organique à des profondeurs de 30 cm (gauche) et à 70 cm (droite) selon la base de données Harmonized World Soil Database (HWSD, FAO and ISRIC, 2012); milieu : densités de sols aux mêmes profondeurs estimées selon l'équation 6.1; bas : ratios des Ruissellements/Précipitations (R/P) et Drainage/Précipitations (I/P) simulés avec BC66 (les précipitations sont présentées dans la Figure 2.9).*

Comme décrit dans la section 2.4, les forçages météorologiques sont issus de la réanalyse SAFRAN. Les textures de sols proviennent de la base de données HWSD, la topographie de GTOPO30, les occupations de sols de ECOCLIMAP2 (cf. chapitre 2). Quatorze couches sont mises en place dans le modèle, avec la version par défaut du modèle. Douze types de végétations sont représentés avec l'activation de la photosynthèse.

Les simulations sont réalisées sur la période 1958-2018, avec un spin-up sur les deux premières années (qui ne sont prises en compte dans l'analyse). Ces simulations sont évaluées sur les débits des rivières et les niveaux piézométriques observés :

- Pour les débits de rivières : les observations sont issues de la base de données nationale française Banque Hydro (<https://hydro.eaufrance.fr/>). Les données récupérées sont comprises sur la période 1960 et 2018, avec des mesures journalières, sur 470 stations jaugées.
- Pour les hauteurs de niveaux piézométriques : les observations sont issues de la base de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <https://ades.eaufrance.fr/>). Un total de 639 observations, avec au moins 10 ans de séries temporelles continues, ont été sélectionnés entre 1960 et 2018.

Les parts de précipitations annuelles qui ruissellent (R/P) et qui s'infiltrent (I/P) sont représentées pour les différentes simulations sur la période 1960-2018 dans la Figure 6.11.

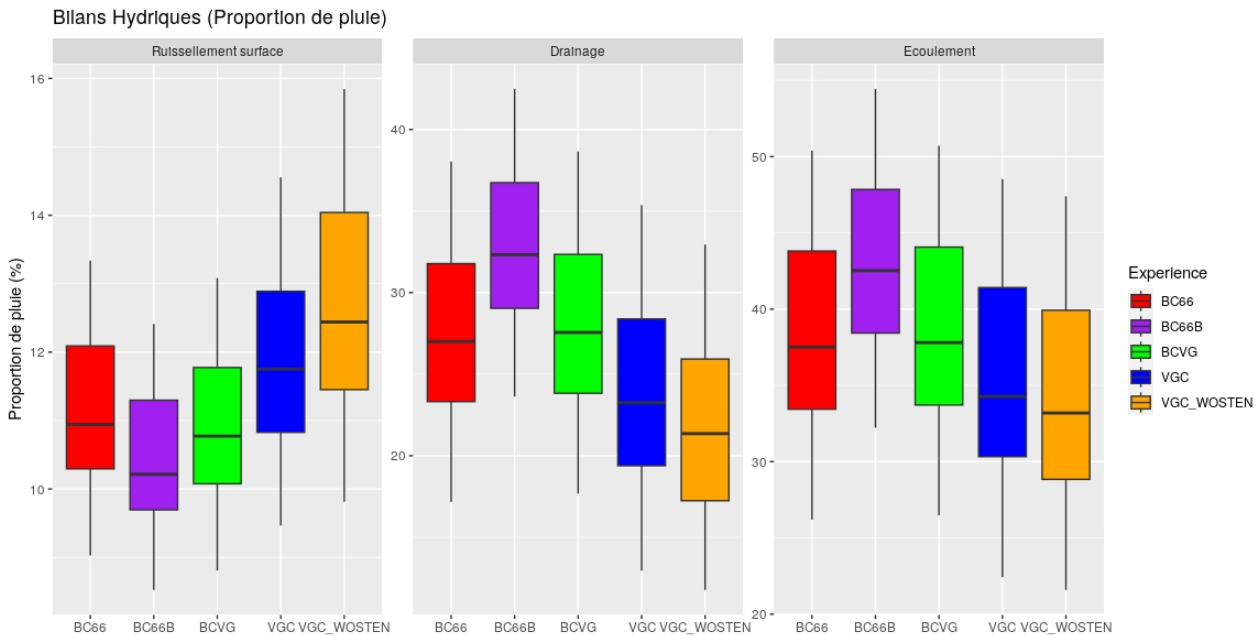


Figure 6.11: Part des précipitations annuelles moyennes sur l'ensemble de la France (%) qui génère du ruissellement de surface (Ruissellement, à gauche), du drainage (Drainage, au centre), et la somme ruissellement+drainage (Total, à droite) sur chaque simulation : BC66 (rouge), BC66_B (violet), BCVG (vert), VGC (bleu), VGC_{Wosten} (orange). Le tout sur la période 1958-2017.

Les ratios (R/P) et (I/P) sont en moyenne de 11% et de 27% pour BC66. La somme des écoulements (Ecoulement) représente 38% des précipitations. Le reste des précipitations est essentiellement évapotranspirée. Ces ratios sont très similaires pour BCVG (10.8, 28.1 et 38.9%). Le changement du coefficient de ruissellement n'a ainsi pas d'impact sur la partition drainage/ruissellement. La mise en place d'un profil vertical du paramètre hydrodynamique b diminue la part ruisselée (10.4%) et augmente la part drainée (32.8%), en accord avec les résultats vu dans les chapitres 4 et 5 où la prise en compte de la variabilité le long du profil augmentait la dynamique du drainage. Les simulations avec VGC (VGC et VGC_{WOSTEN}) au contraire augmentent le ruissellement et diminuent le drainage. Ce qui peut s'expliquer

6.2. APPLICATION À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

par un coefficient de ruissellement encore trop important pour ces expériences. Ces écarts à $BC66$ sont plus marqués avec VGC_{WOSTEN} . Les zones montagneuses (Alpes, Pyrénées) sont les zones avec le plus de ruissellement à cause des fontes rapides de neige (Figure 6.10, pour $BC66$). La part des précipitations qui s'infiltré est également importante en montagne (Alpes, Pyrénées, Jura, Massif Central) où les pluies sont plus importantes. Enfin, les années avec le plus de précipitations obtiennent les ratios les plus importants, et inversement les années les moins pluvieuses les ratios les moins importants. La dispersion est cependant faible pour le ruissellement, mais, assez importante pour le drainage : plus de 10%. Cela s'explique par le fait que le bilan d'énergie essaie toujours de soutenir la demande évaporative. L'évapotranspiration représente ainsi 75% des précipitations les années sèches et seulement 50% les années humides.

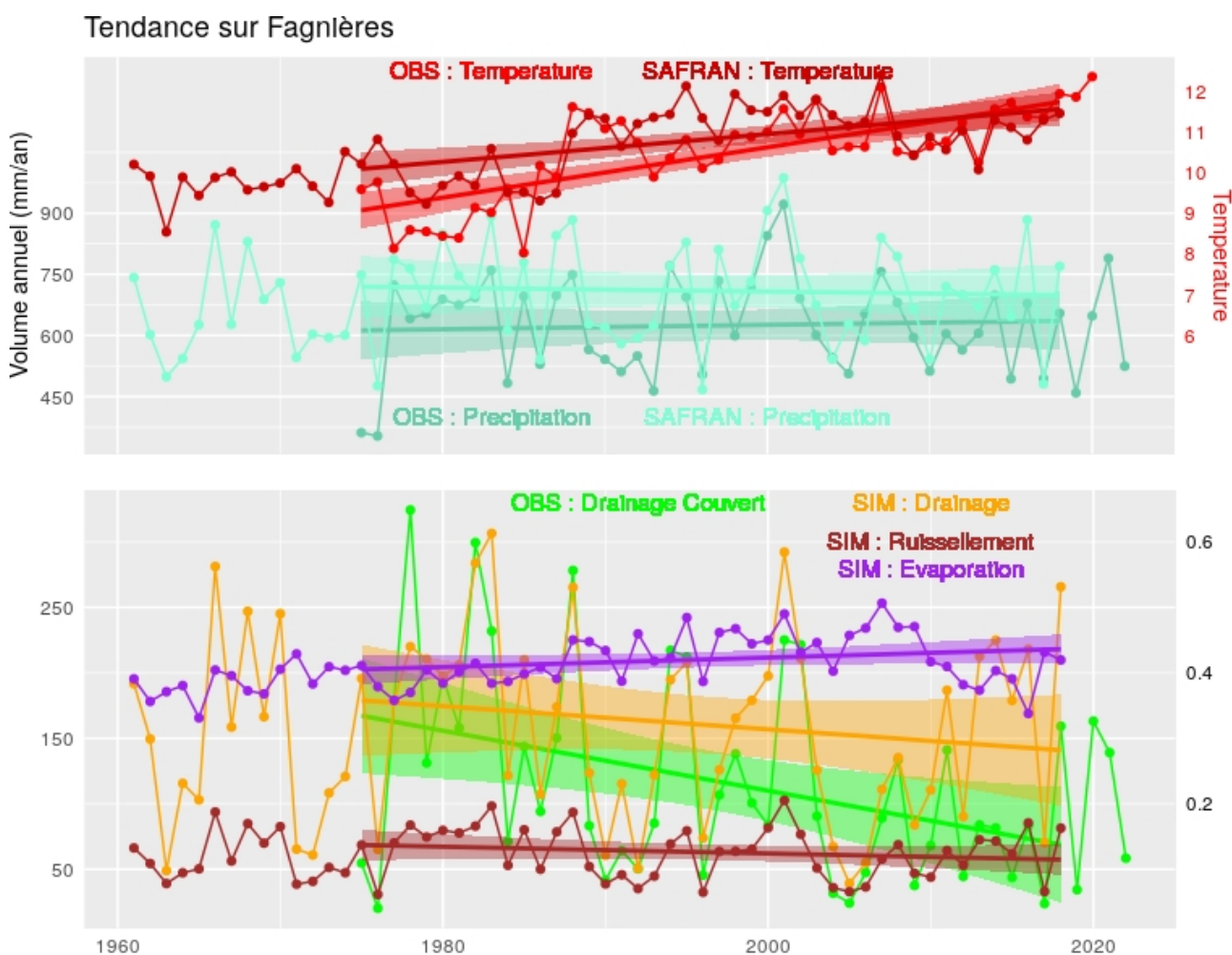


Figure 6.12: Entre 1960 et 2022 sur le site de Fagnières, évolution des températures de l'air à 2 m (rouge), des Précipitations (azur), des Drainages en sol nu (bleu) et sous couvert (vert) sur les années hydrologiques, ainsi que modélisé par SIM sur la maille correspondant à Fagnières. Le ruissellement simulé (marron) et l'évaporation simulée (violet) sont aussi ajoutés. Les tendances sont représentées entre 1975-2018.

Pour aller plus loin, je focalise sur la maille où se trouve Fagnières (Figure 3.1). Les évolutions de température, de précipitation, d'évaporation, de drainage et de ruissellement sont présentées dans la Figure 6.12 et la Table 6.3.

La température de l'air augmente de $0.35\text{ }^{\circ}\text{C}$ tous les 10 ans, tandis que les précipitations n'ont pas de tendance significative. L'évaporation simulée a une tendance à la hausse sur l'ensemble de la période ($17\text{ mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$). Ces résultats sont en accord avec les observations locales sur Fagnières. Par contre, la tendance observée sur le drainage n'est pas significative dans les simulations avec BC66, comme pour le ruissellement.

Table 6.3: Valeurs des tendances décennales sur les principales variables mesurées in situ ou modélisées sur trois périodes : 1960-2018 (60-18), 1975-2018 (75-18), 2000-2018 (00-18).

Niveau de significativité : * = $p < 0.10$, ** = $p < 0.05$, *** = $p < 0.01$.

Périodes	Observations	Simulations
	(60-18)/(75-18)/(00-18)	(60-18)/(75-18)/(00-18)
Précipitation ($\text{mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA/2.5/-100	8.8/-4.8/-64*
Température ($^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA/0.3***/0.2	0.4**/0.3***/0.4
Évaporation ($\text{mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA	17**/8.5/-64***
Drainage nu ($\text{mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA/-24**/-86**	NA
Drainage végétation ($\text{mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA/-22*/-29	-2.6/-9.8/1.6
Ruissellement de surface ($\text{mm}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA	-2.6/-9.8/22
Débit (Saint Dizier) ($\text{m}^3\cdot \text{s}^{-1}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	-2**/-2*/-2	-0.2/-2/-5.2
Hauteur (Les Grandes Loges) ($\text{m}\cdot 10\text{ans}^{-1}$)	NA/-0.2*/-0.5	-0.03/-0.7**/-0.04

En termes de valeur moyenne, les températures SAFRAN sont similaires à celles mesurées in situ sur Fagnières (Figure 6.12), tandis que les précipitations annuelles SAFRAN sont plus fortes que celles mesurées localement (13%), en accord avec la section 6.1 sur le GISFI. Bien que les précipitations soient surestimées par le modèle, le ratio I/P est sous-estimé (-2.4%, sous couvert). Cela peut s'expliquer en partie par la genèse de ruissellement de surface à l'échelle régionale (qui est négligeable sur les lysimètres) et également par le fait que le sol est couvert par un mixte de végétation. Ce ruissellement est en moyenne de $61.2\text{ mm}\cdot \text{an}^{-1}$, et varie moins que le drainage, avec une amplitude maximale de $70\text{ mm}\cdot \text{an}^{-1}$. La somme des écoulements est alors plus forte avec SIM (9.5%, sous couvert) que dans les observations.

6.2.1 Évaluation sur les débits des rivières

Ici, une brève comparaison des différentes simulations est réalisée sur les chroniques journalières de débits des rivières à travers l'ensemble de la France avec le modèle SIM. La fréquence d'analyse est journalière.

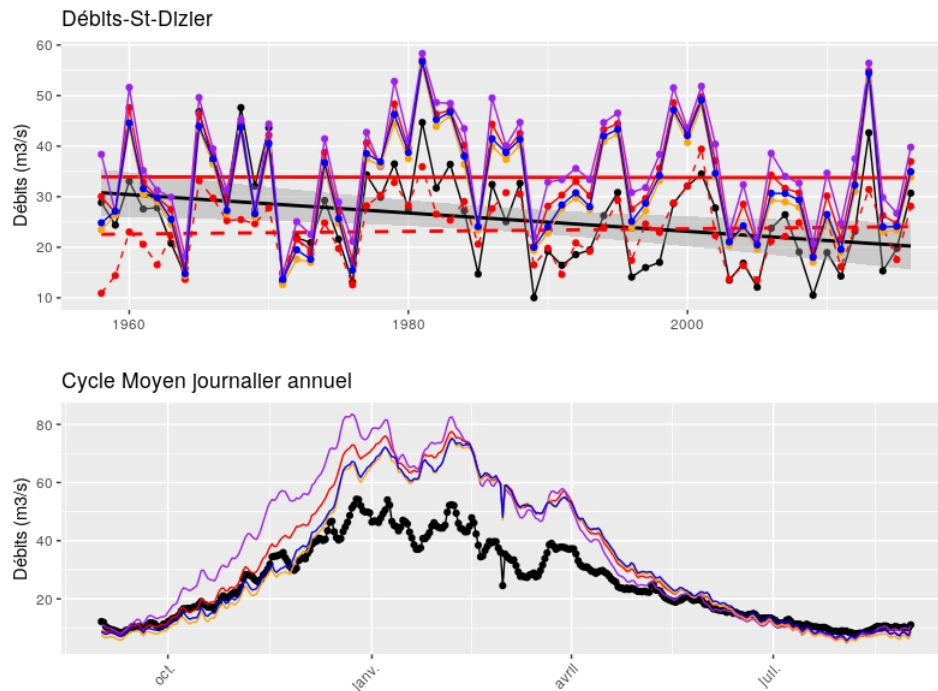


Figure 6.13: Évolution des débits annuels observés et simulés par SIM ainsi que leur tendance (haut) et cycle moyen journalier (bas) des débits à Saint-Dizier (69 km de Fagnières). Les observations sont en noir, tandis que les simulations SIM sont représentées par le même code couleur que la Figure 6.11, BC66 (rouge), BC66_B (violet), BCVG (vert), VGC (bleu), VGC_{Wosten} (orange). Une simulation sur les débits avec Aquifer-FR est aussi montrée (rouge en pointillé).

L'évolution des débits annuels moyens de la Marne, au niveau de la station de jaugeage de Saint-Dizier (localisée à 69 km de Fagnières) est illustrée pour les observations et les différentes expériences (Figure 6.13 et Table 6.3). Les débits sont plus forts pour BC66_B et moins importants pour VGC et VGC_{WOSTEN}. Comme pour les drainages, une tendance à la baisse importante des débits est observée ($-2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 10 \text{ ans}^{-1}$) mais ne ressort pas dans les simulations. À titre de comparaison, le débit simulé avec Aquifer-FR (BC66) est aussi représentée (rouge, tiret). Les valeurs moyennes annuelles sont plus faibles qu'avec SIM, pouvant s'expliquer par la prise en compte des prélèvements. Les faibles valeurs y sont plus en cohérence avec les observations, et à l'inverse, les fortes valeurs sont moins bien représentées et trop sous estimées. À travers le cycle moyen journalier annuel, une surestimation des débits simulés apparaît entre décembre et mai et même dès octobre pour BC66_B. Les simulations sont très proches entre BC66-BCVG, et entre VGC-VGC_{WOSTEN}.

Sur l'ensemble des stations, les distributions des ratios entre observation et chaque simulation, ainsi que les NASH sont présentés dans la Figure 6.14. BC66 et BCVG obtiennent les mêmes scores et ne se distinguent pas. BC66_B tend à surestimer les débits, avec un maximum de

stations surestimant d'environ 20% les débits. Cela s'accompagne d'une dégradation du NASH et peut s'expliquer par une infiltration plus rapide, diminuant l'évapotranspiration, et engendrant des échanges nappes-rivières plus dynamiques. À l'inverse, VGC diminue les débits écoulés et les ratios sont plus centrés en 1, donc proche des observations. Cependant, les observations intègrent les prélèvements anthropiques, alors que SIM ne les intègre pas. Ces prélèvements tendent à réduire les débits en général, ce qui fait qu'il semble plus réaliste que le modèle surestime légèrement les débits observés. Les forts NASH sont aussi dégradés, mais pas autant que $BC66_B$. VGC_{WOSTEN} diminue d'autant plus les débits écoulés, et obtient des valeurs de NASH similaires à VGC .

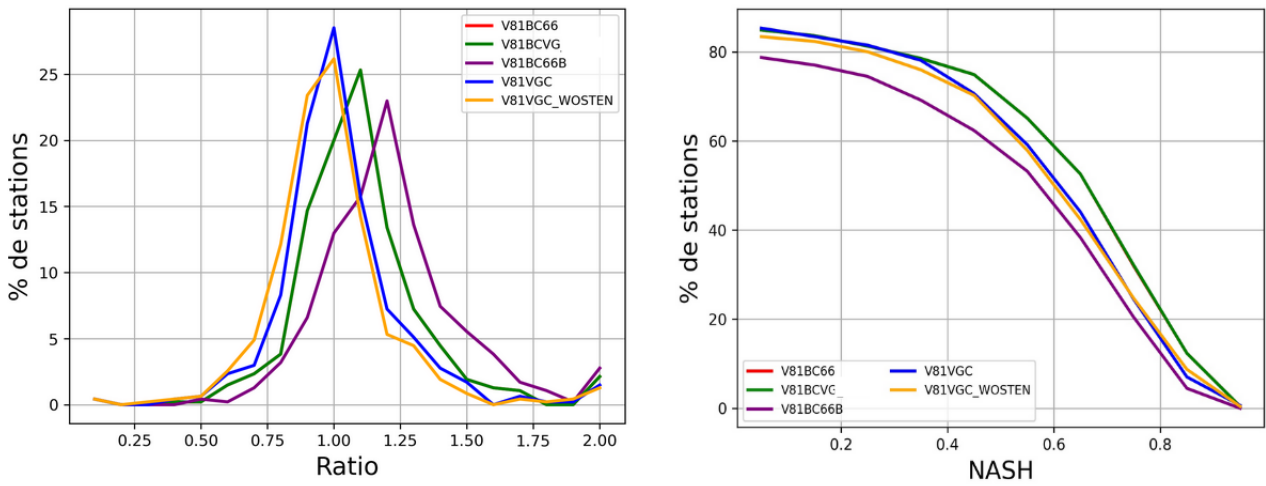


Figure 6.14: Comparaison des ratios entre les observations et simulations (gauche), et distributions cumulées des critères de Nash sur les débits sur l'ensemble des stations et des chroniques (droite).

La Figure 6.15 présente la carte des NASHs obtenus par SIM $BC66$, ainsi que les cartes de différences de NASH entre les nouvelles simulations par rapport à $BC66$. Les stations les moins bien simulées avec $BC66$ sont celles du nord de la France, le bassin de la Somme où les nappes ne sont pas représentées dans SIM, et la région alpine, qui est connue pour avoir des influences humaines significatives. Ces résultats s'accordent avec Le Moigne, François, et al. (2020). L'introduction d'un profil vertical de b a tendance à dégrader les résultats un peu partout, quelques faibles améliorations sont visibles ponctuellement. C'est un résultat décevant, on aurait pu s'attendre à une amélioration au moins sur des zones proches de la zone où ces profils ont été observés, ie, le Grand Est. Ce résultat est sans doute lié à l'augmentation des volumes écoulés. $BCVG$, avec le paramètre de ruissellement modifié, obtient les mêmes scores de NASH que $BC66$. VGC améliore quelques stations localisées dans le nord de la France et dans le sud-ouest. Avec VGC_{WOSTEN} , il n'y a pas d'amélioration notable par rapport à VGC . Précisons que ces zones marquées par des améliorations correspondent à des régions caractérisées par des densités de sol importantes (Figure 6.10).

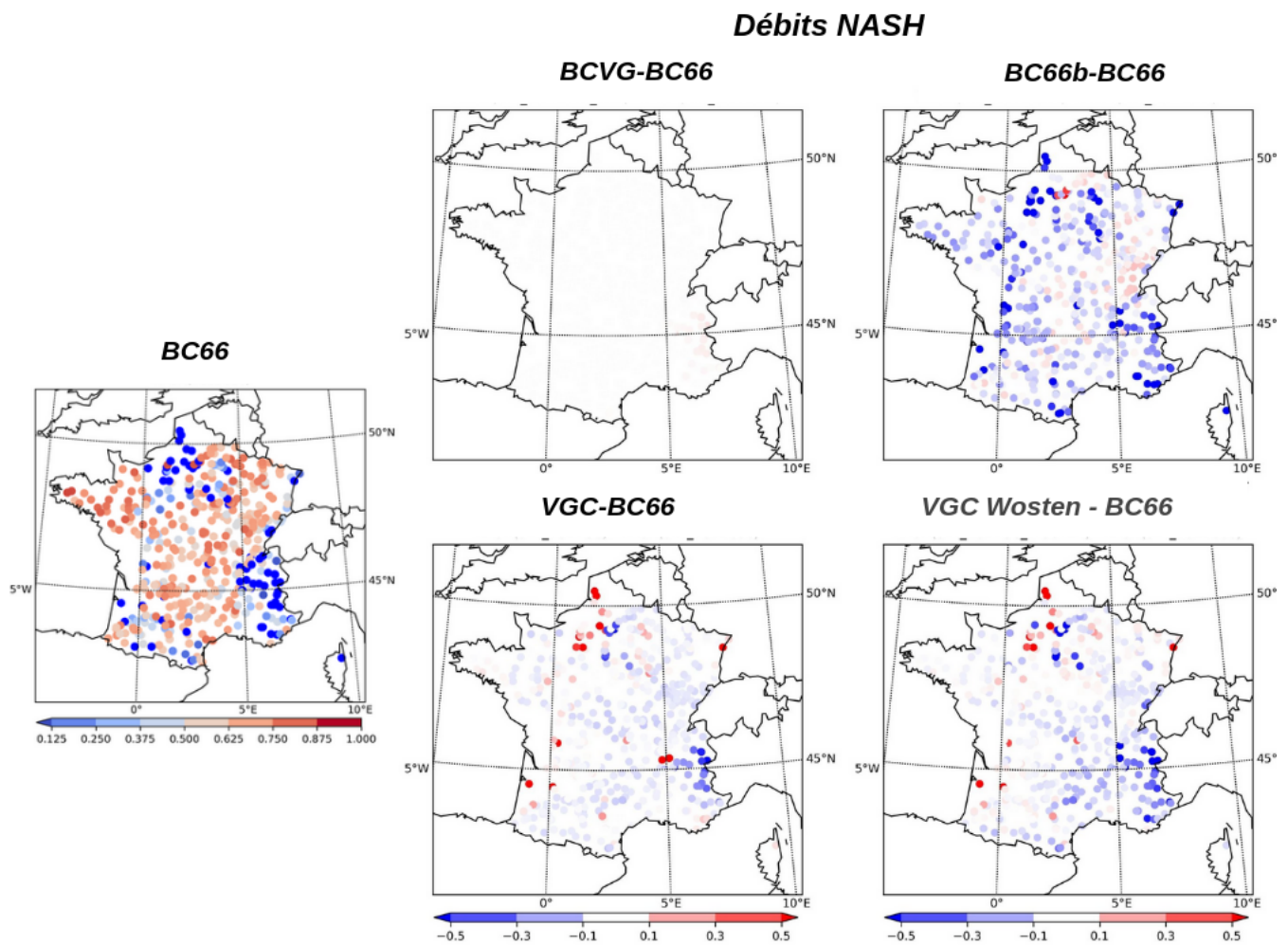


Figure 6.15: Cartes des scores de NASH obtenus sur les débits par SIM pour la simulation de référence (BC66), et des différences de NASH par rapport à BC66 pour chaque expérience décrite dans la Table 6.2.

6.2.2 Évaluation des simulations Aqui-FR sur les niveaux piézométriques

Comme précédemment, une évaluation sur les chroniques de niveaux piézométriques est réalisée sur l'ensemble de la France avec le modèle Aqui-FR. Puis une évaluation plus spécifique est réalisée sur l'année 2016. Les sorties de simulations ont été récupérées uniquement à une fréquence mensuelle.

Les hauteurs de nappes sont transformées en un indice piézométrique standardisé (SPLI). Cet indice consiste à estimer d'abord la distribution cumulée des fréquences ajustée des niveaux moyens des mois, et ensuite à la projeter sur une loi normale centrée réduite. Un intérêt de cet indice est qu'il facilite la comparaison spatiale des nappes, puisque la valeur en chaque point est associée à une fréquence d'occurrence. Dans cette étude, la période de référence pour calculer le SPLI est 1990-2010, car c'est une période assez longue, et où un grand nombre de piézomètres étaient disponibles.

La Figure 6.16 compare les simulations Aqui-FR avec les observations sur le piézomètre de

Grandes Loges (7 km de Fagnières), proche de Fagnières, en termes de hauteur et de SPLI, sur la période (en annuel) et sur un cycle annuel. Les hauteurs/SPLI enregistrent une tendance à la baisse significative sur les observations (Table 6.3) ($-3.4 m.10ans^{-1}$), et aussi pour les simulations ($-0.7 m.10ans^{-1}$). On constate des biais importants en hauteur, et de fortes différences entre simulations. L'estimation du SPLI réduit fortement les biais, et permet de mieux distinguer l'hydrodynamique. Sans surprise, les simulations produisant le plus de recharge présentent un niveau piézométrique plus élevé. Ici, les simulations sont généralement en accord avec les observations. Pour autant, cela ne valide pas a priori ces simulations, car les simulations dépendent fortement du calage des paramètres hydrodynamiques des nappes, en particulier, de l'emmagasinement. On remarque que les simulations diffèrent principalement lors des périodes de basses eaux (1971-1973, 2004-2012). Aucune simulation ne reproduit parfaitement la dynamique des observations sur ces périodes, ce qui se traduit par un cycle annuel plus ou moins déphasé.

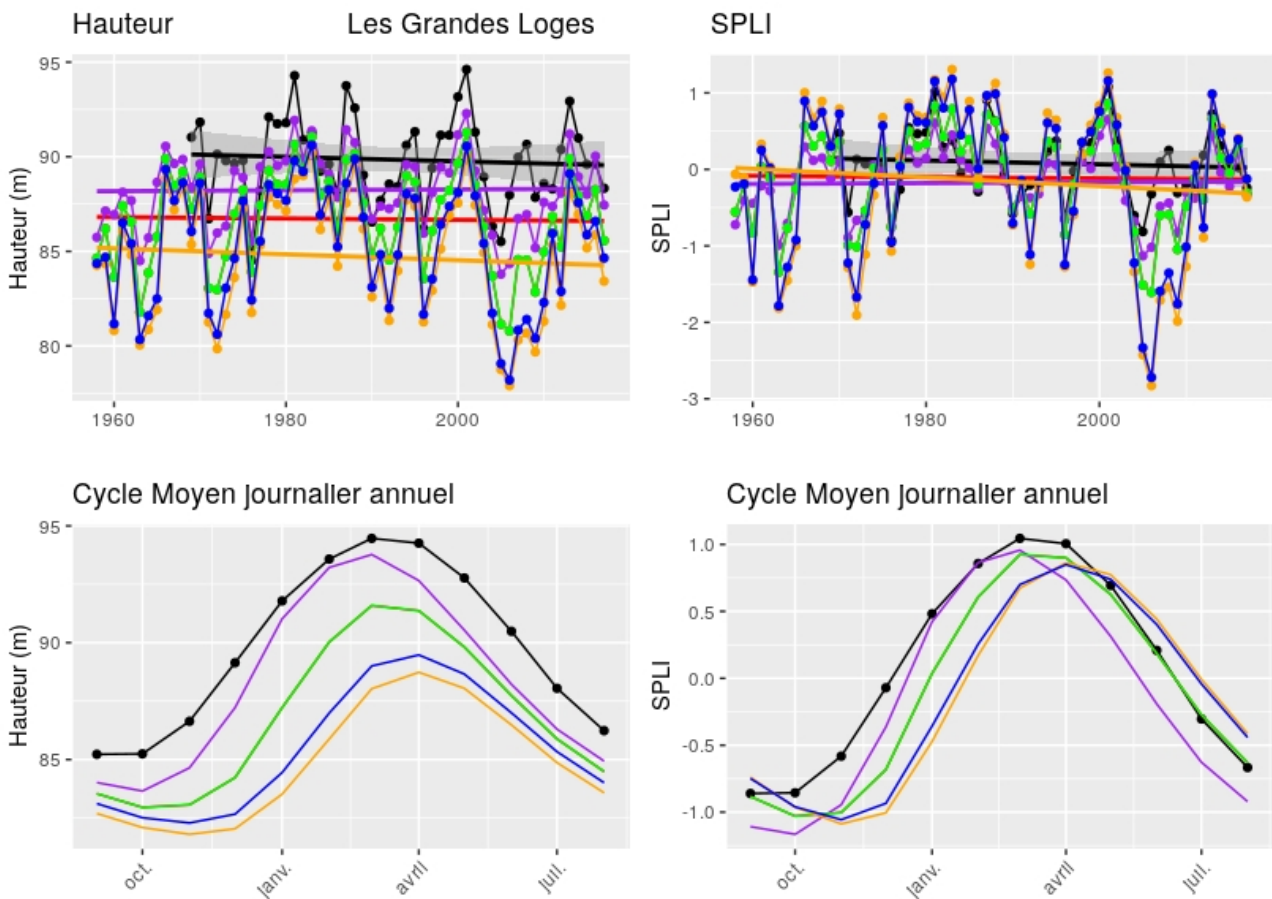


Figure 6.16: Tendances annuelles et cycle moyen journalier annuel des hauteurs d'eau et des SPLI aux Grandes Loges (7 km de Fagnières). Les observations sont en noir, tandis que les simulations sont représentées par le même code couleur que la Figure 6.11: BC66 (rouge), BC66_B (violet), BCVG (vert), VGC (bleu), VGC_{Wosten} (orange). Les cycles moyens sont calculés entre 1969-2018.

Chroniques complètes

Pour chaque simulation Aqui-FR, la Figure 6.17 présente les diagrammes de Taylor sur l'ensemble des chroniques piézométriques ainsi qu'entre 2015-2017, en termes de hauteur piézométrique (rond), et de SPLI (croix). Sur l'ensemble de la période, ou sur 2016, on constate très peu de différences entre les simulations sur les niveaux, ce qui n'est pas le cas pour le SPLI, qui semble plus discriminant. Pour les SPLI, les scores obtenus par $BC66$ et $BCVG$ sont identiques (comme pour les débits). L'ensemble des scores présentés ici (corrélation, écart-type, CRMSE) sont meilleurs pour $BC66_B$ que pour les autres expériences. Cela s'explique par une augmentation du drainage, et donc une recharge des aquifères plus dynamique. VGC et VGC_{WOSTEN} semblent au contraire réduire l'ensemble des scores.

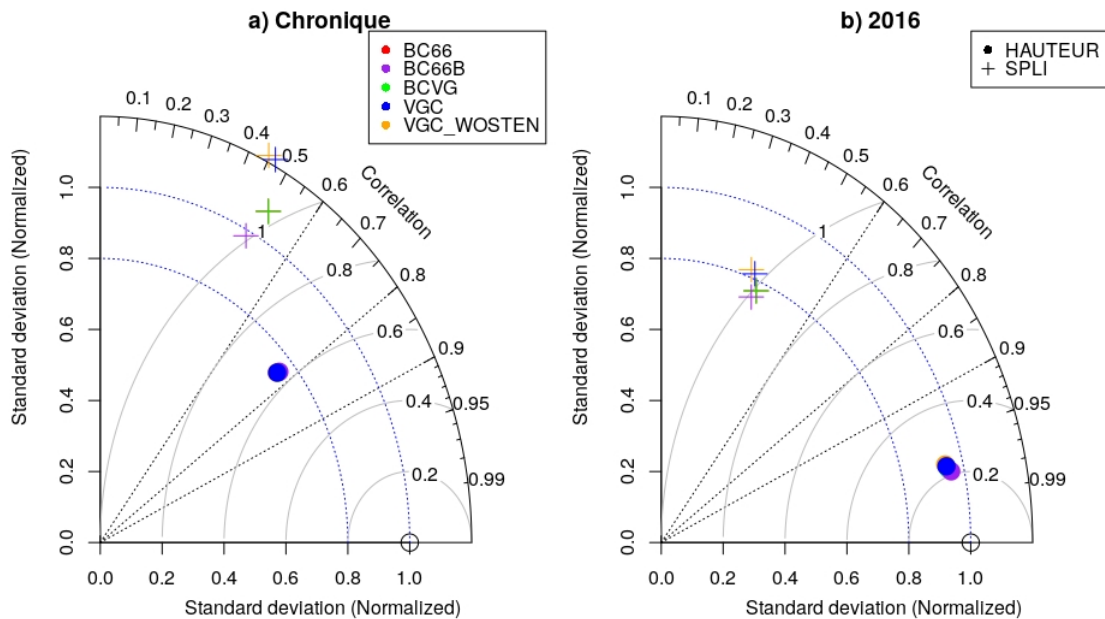


Figure 6.17: Diagrammes de Taylor sur les niveaux piézométriques (point) et sur les SPLI (croix) sur l'ensemble des chroniques, et en 2015-2017 pour chaque expérience décrite dans la Table 6.2.

Ces premiers résultats révèlent un désaccord avec les simulations sur les débits, où $BC66_B$ dégradait les scores et VGC_{WOSTEN} les améliorait. Cependant, cela peut être lié au fait que les simulations hydrogéologiques ont été calées avec les flux issus de SIM, et donc, n'ont pas des paramètres optimisés pour les nouvelles versions testées de SIM.

Les corrélations entre observations et simulations sur les piézomètres disponibles sur l'ensemble de la période sont présentées dans la Figure 6.18 en SPLI sur l'ensemble du domaine d'application d'Aqui-FR. À gauche, la simulation $BC66$ puis les différences de corrélation avec les autres expériences. Avec $BC66$, les corrélations sont bonnes dans le Nord de France et en Poitou-Charente, mitigées dans le bassin versant de la Seine, et mauvaises en Alsace. En effet, aucun calage n'a été appliqué en Alsace, où ces simulations dépendent en plus des conditions aux limites mal prises en compte. Ces résultats sont en accord avec Vergnes et al. (2020). Les écarts de corrélations sont quasi-nuls avec $BCVG$. Avec $BC66_B$, les corrélations sont généralement meilleures, surtout en Poitou-Charente, où les nappes ont des dynamiques assez rapides et au sud-ouest du bassin versant de la Seine. Ces régions correspondent à des sols

calcaires ou crayeux, comme c'était le cas pour certains lysimètres. La prise en compte d'un profil vertical pour ces types de sols paraît ainsi être prometteur. Avec VGC_{WOSTEN} , comme pour VGC , les corrélations sont plutôt dégradées, car moins de drainage (Figure 6.11) et donc moins de recharge. Toutefois, les zones d'améliorations constatées sur les débits (où les densités sont importantes) ne sont pas toutes comprises dans Aqui-FR, comme dans le sud-ouest de la France.

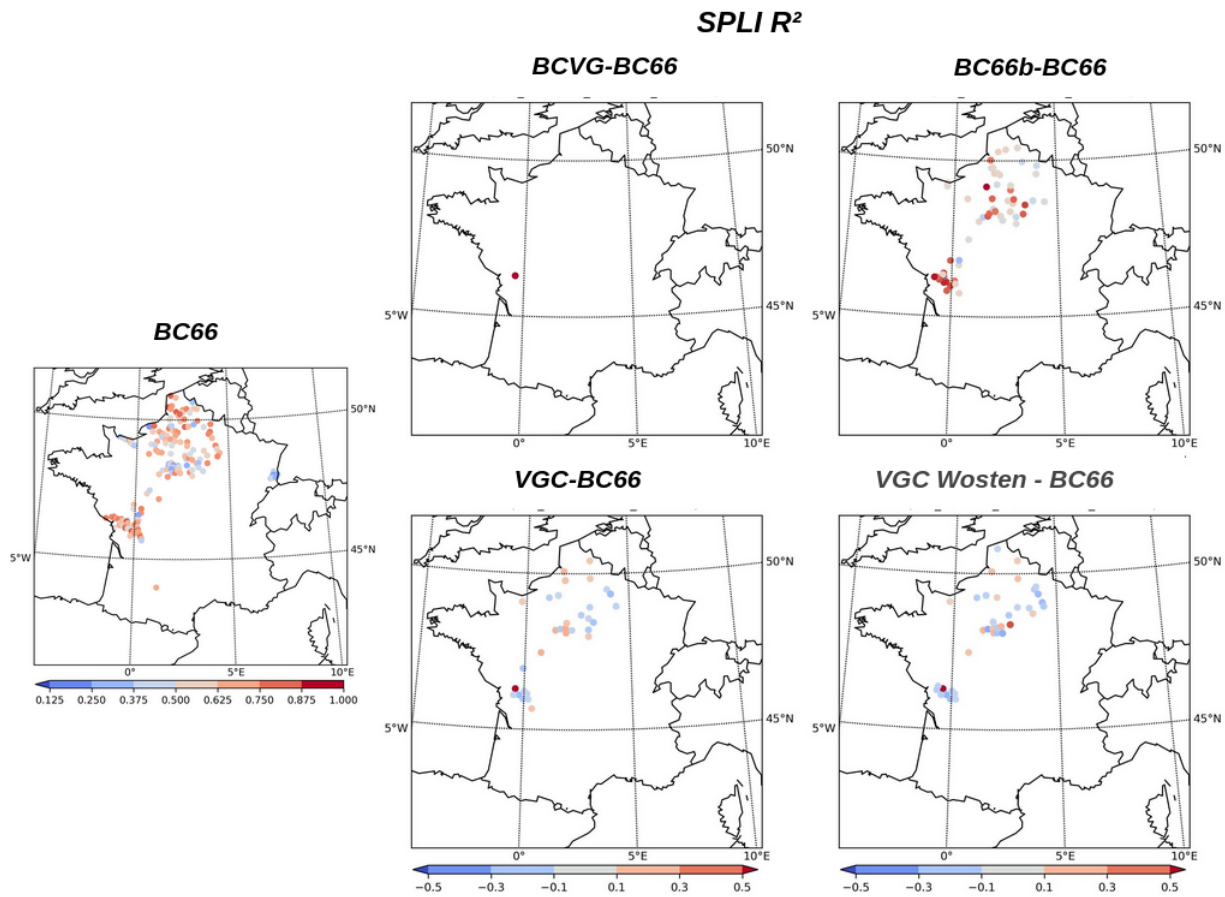


Figure 6.18: Cartes des corrélations obtenues sur les SPLI par Aqui-FR pour la simulation de référence (BC66), et des différences de NASH par rapport à BC66 pour chaque expérience décrite dans la Table 6.2.

2016

Entre la fin du mois de mai et la mi-juin 2016, la France et l'Allemagne ont été touchées par des précipitations exceptionnelles et de fortes inondations (Philip et al., 2018; Piper et al., 2016; Van Oldenborgh et al., 2016).

En France (Figure 6.19), le nord-est de la France et les bassins versants de la Seine et de la Loire ont reçu des cumuls de précipitations dépassant les $150 \text{ mm} \cdot 3\text{jours}^{-1}$ et $210 \text{ mm} \cdot 10\text{jours}^{-1}$ (Philip et al., 2018), avec des intensités journalières dépassant les 70 mm (Figure 6.19). Cependant, le modèle Aqui-FR y reproduisait avec difficulté les remontées de nappes très dynamiques observées.

6.2. APPLICATION À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

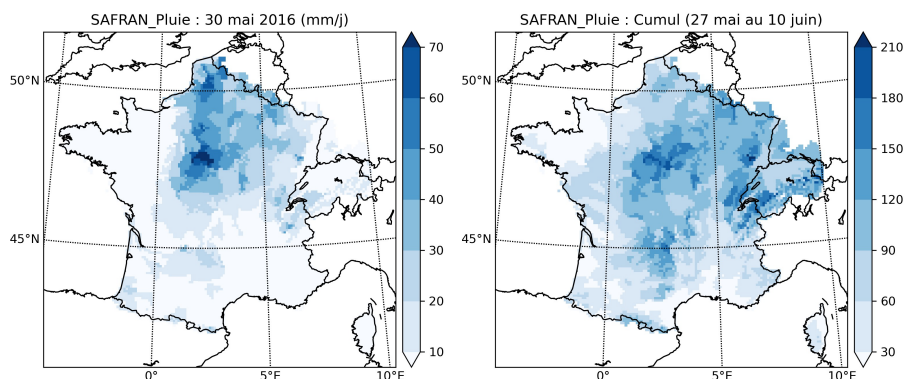


Figure 6.19: Précipitations (SAFRAN) au 30 mai 2016 et cumulées entre le 27 mai et le 10 juin 2016.

Sur le diagramme de Taylor entre 2015-2017 (Figure 6.17), $BC66$ et $BCVG$ obtiennent les mêmes statistiques. Les résultats sont identiques à ceux obtenus sur les chroniques complètes, les corrélations sont améliorées avec $BC66_B$ et dégradées avec VGC_{WOSTEN} . Les zones avec des bonnes corrélations sont relativement similaires que sur l'ensemble des chroniques (Figure 6.20). Avec $BC66_B$, les corrélations sont meilleures en Poitou-Charente et deviennent mitigées dans le bassin versant de la Seine.

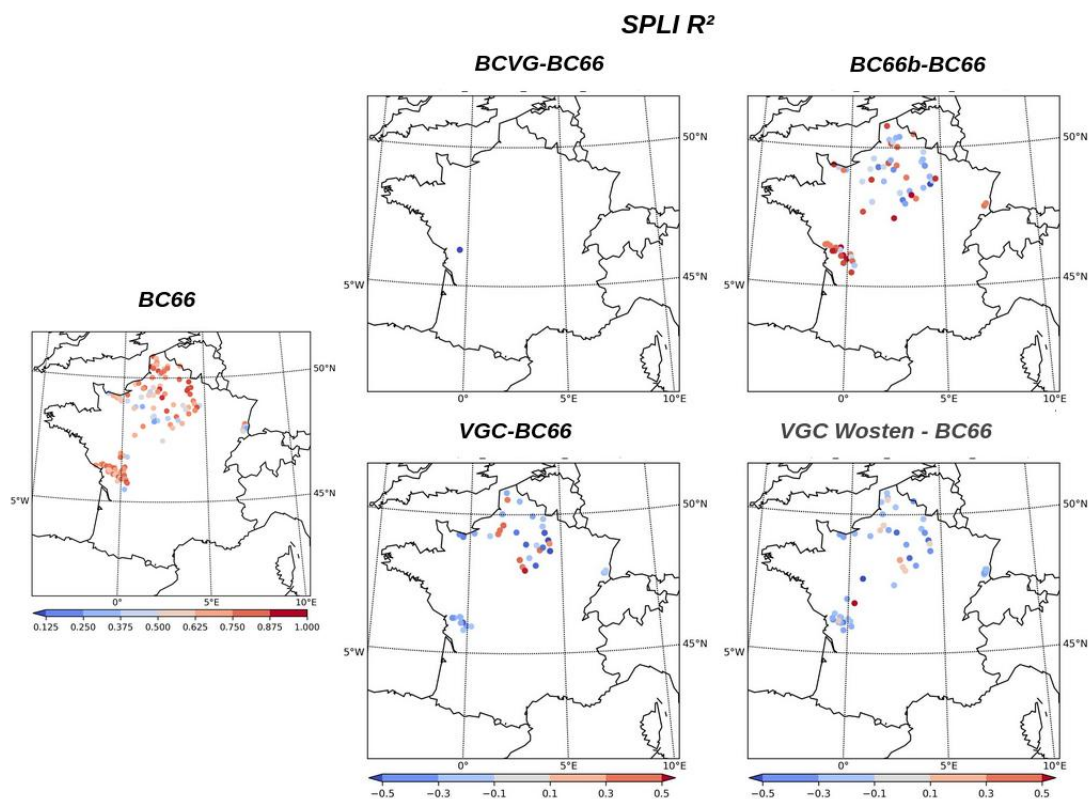


Figure 6.20: Entre 2015-2017, cartes des corrélations obtenues sur les SPLI par *Aqui-FR* pour la simulation de référence ($BC66$), et des différences de NASH par rapport à $BC66$ pour chaque expérience décrite dans la Table 6.2.

À titre d'illustration, les SPLIs de douze piézomètres localisés dans le bassin versant de la Seine sont étudiés (Figures 6.21 et 6.22, et Table 6.4). Les niveaux piézométriques initiaux en mai 2016 sur ces piézomètres étaient relativement importants (Figure 6.22). De ce fait, la majorité des piézomètres ont réagi en mai-juin 2016. Les réactions observées les plus fortes et les plus rapides sont apparues dans le sud du bassin versant de la Seine (Fontainebleau, Engenville et Itteville) où les précipitations ont été les plus fortes.

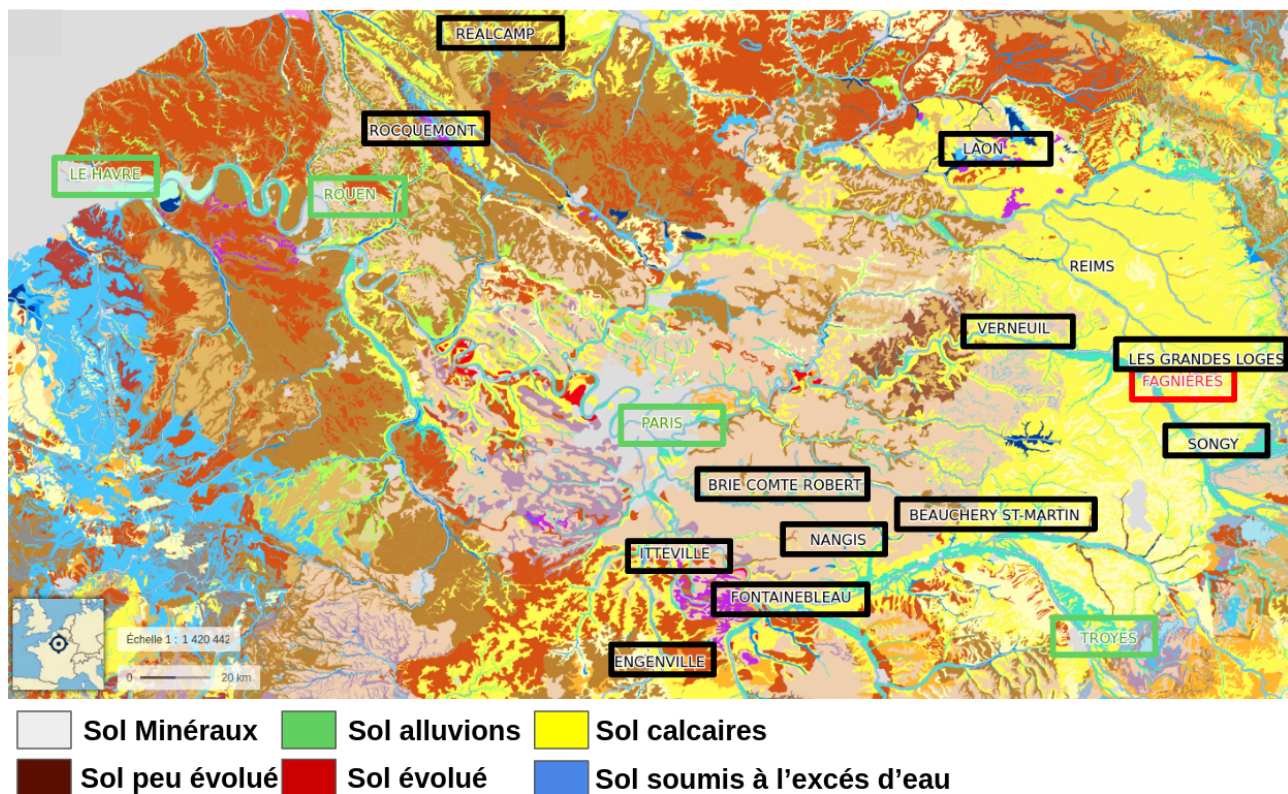


Figure 6.21: Carte de sol sur le bassin Versant de la Seine, produite dans le cadre du programme Inventaire gestion et Conservation des Sols du Groupement d'Intérêt Scientifique sur les sols (GIS sol) disponible sur Géoportail (<https://www.geoportail.gouv.fr/>). De plus, douze piézomètres montrés dans la Figure 6.22 sont situés (noir). Les grandes villes traversées par la Seine sont mises en évidence (vert), ainsi que le site de Fagnières (rouge).

Piézomètre	Localité	Nom de l'entité hydrogéologique	Profondeur (m)
02603X0009/S1	Beauchery Saint Martin	Calcaire Ludien de l'Eocene supérieur	27.90
02205X0040/S1	Brie Comte Robert	Faciès de transition (marne+calcaire) du Ludien de l'Eocene supérieur	15.00
01584X0023/LV3	Les Grandes Loges	Craie du Séno-Turonien	31.20
02592X0036/F1	Nangis	Calcaire Ludien de l'Eocène supérieur	80.00
02943X0013/S1	Fontainebleau	Calcaires de Brie du Rupélien	28.50
03282X0043/S1	Engenville	Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur)	60.00
00603X0003/S1	Réalcamp	Craie du Séno-Turonien	57.50
00845X0036/S1	Laon	Craie du Séno-Turonien	14.40
00773X0002/S1	Rocquemont	Craie du Séno-Turonien	46.65
02208X0036/FCH9	Verneuil l'Etang	Faciès de transition (marnes et calcaires) du Ludien de l'Eocène supérieur	65.00
02572X0051/CHEBID	Itteville	Calcaires de Saint-Ouen du Bartonien inférieur	70.00
01897X0002/S1	Songy	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur	12.90

Table 6.4: Caractéristique des 12 piézomètres étudiés dans cette analyse : le nom du piézomètre, le nom de l'entité hydrogéologique selon BDLISA, et la profondeur (m).

Les réactions des différentes simulations sont assez contrastées. À l'est du bassin (Les Grandes Loges, Songy) et à Brie-Conte-Robert, les SPLIs sont très bien simulés. Sur ces piézomètres en sol crayeux, $BC66_B$ améliore toutefois les scores avec une réaction plus rapide, des pics plus importants, et donc avec une réaction plus en phase avec les observations. À l'inverse, VGC et VGC_{Wosten} retardent les réactions. Ces résultats sont en accord avec la Figure 6.17. Sur les piézomètres du nord (Laon, Réalcamp) et certains du sud (Engenville, Itteville), les différentes expériences n'arrivent pas à reproduire les observations. Aucune amélioration significative n'est apportée. Trois piézomètres proches (Beauchery St-Martin, Nangis, Verneuil) localisés au sud-est de Paris enregistrent des comportements assez similaires avec des réactions observées très dynamiques. Les simulations n'y sont pas excellentes, car elles réagissent trop tôt et avec une dynamique trop importante, mais $BC66_B$ y améliore considérablement les SPLIs simulés, en diminuant les intensités maximales et les phases de récessions. Enfin, sur un aquifère profond (50 m à Rocquemont), le niveau observé a une allure très lissée, marqué par une recharge moins réactive. Les simulations y sont en adéquation avec les observations, avec très peu d'écart entre elles.

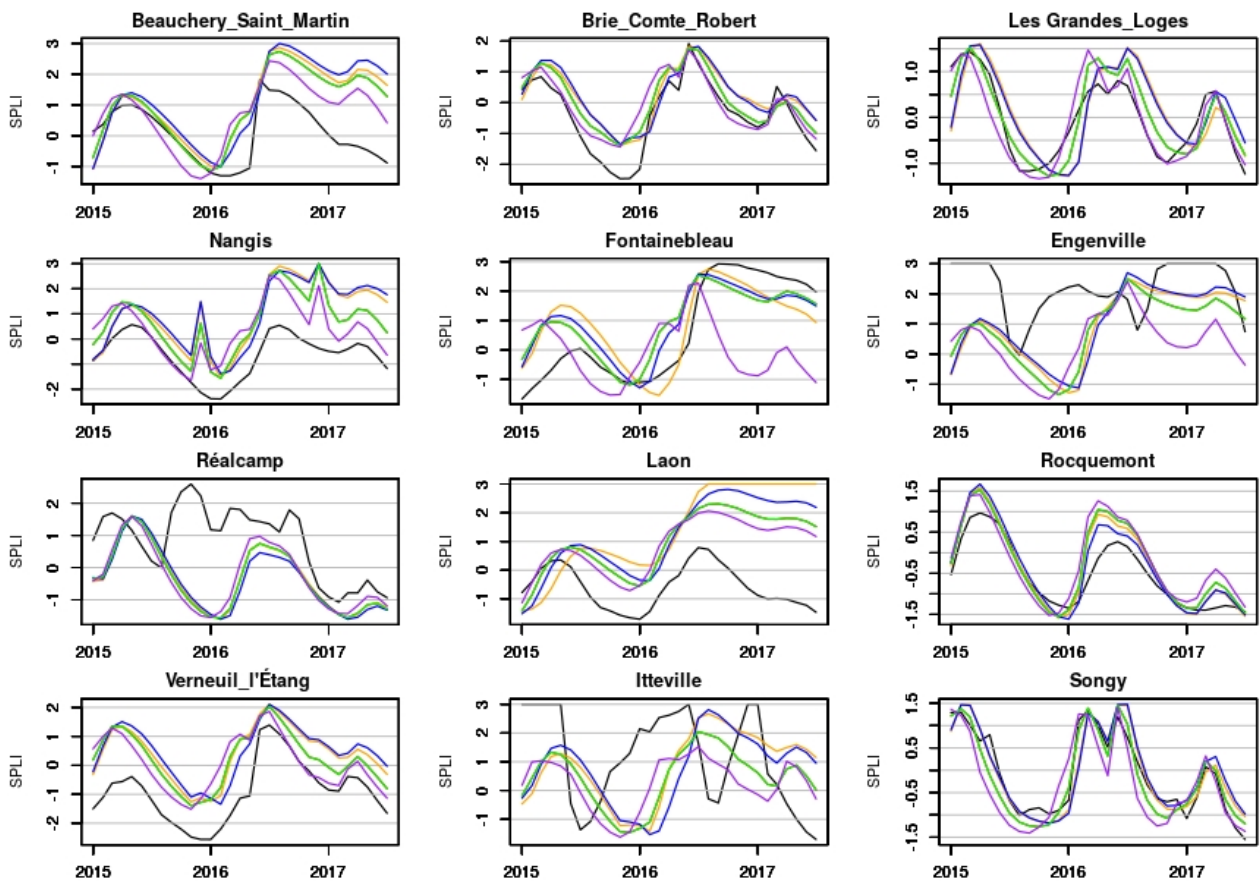


Figure 6.22: *SPLI observé (noir) et simulé ($BC66$ (rouge), $BC66_B$ (violet), $BCVG$ (vert), VGC (bleu), VGC_{Wosten} (orange)) sur la période 2015-2017 sur plusieurs piézomètres du bassin versant de la Seine.*

Pour résumer, l'introduction d'un profil de paramètre augmente la dynamique de la recharge des aquifères, et améliore les simulations en particulier sur les aquifères crayeux de Poitou-

Charentes et du sud-Ouest de la Seine. L'équation de *BCVG* n'apporte pas de différence notable. Par contre, l'équation de *VGC* diminue la recharge, la dynamique, et dégrade les simulations. Cela peut s'expliquer par le coefficient de ruissellement qui était adapté pour les équations de fermetures de *BC66* afin de compenser les mauvaises recharges simulées. Or, comme on l'a vu dans le chapitre 4, les équations de *VG80* et *VGC* ont tendance à saturer plus rapidement les sols; et donc à augmenter le ruissellement de surface (Figures 2.6 et 6.11). Ces résultats suggèrent que ce coefficient de ruissellement ne semble plus approprié pour *VGC* et doit être revisité. De ce fait, *VGC_{Wosten}* n'apporte non plus pas d'amélioration sur les niveaux piézométriques.

Bilan de section

Une transposition des connaissances acquises à l'échelle lysimétriques vers l'échelle régionale (France) a été réalisée sur les modèles SIM et Aquif-FR. Une évaluation a été appliquée sur les débits des rivières et les niveaux piézométriques. Les résultats sont assez contrastés et les améliorations limitées.

- *Sur les débits des rivières : L'introduction d'un profil vertical de paramètre dégrade globalement les simulations, marquées par une augmentation des volumes écoulés. VGC améliore globalement les simulations dans le nord de la France et dans le sud-ouest. La considération de certaines propriétés du sol, avec l'utilisation de la fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999) n'apporte pas d'améliorations significatives.*
- *Sur les niveaux piézométriques : L'introduction d'un profil vertical de paramètre améliore les simulations, marquées par des dynamiques plus rapides et apparaissent plus en cohérence avec les simulations. Cette amélioration se fait principalement ressentir en Poitou-Charentes et au sud-ouest du bassin versant de la Seine. Les simulations avec VGC sont globalement dégradés. Ces résultats sont vérifiés et accentués en 2016.*

6.3 Bilan, critiques, et perspectives

L'objectif de ce chapitre est de transposer, puis d'évaluer l'apport des connaissances acquises à l'échelle lysimétrique sur la modélisation des débits des rivières et des niveaux piézométriques à l'échelle régionale.

L'étape de dégradation a démontré que le drainage simulé à l'échelle du lysimètre est surtout sensible i) à une bonne estimation des paramètres hydrodynamiques, et ii) à une bonne représentation des précipitations. Toutefois, cette analyse s'est portée sur un lysimètre à sol nu. Les résultats pourraient différer sur un lysimètre végétalisé, car la dégradation du forçage météorologique fera évoluer différemment la végétation qui a un rôle majeur sur les flux d'eau. De plus, la végétation et les sols des sites où des mesures pression-teneur en eau sont disponibles (OPE-GISFI) ne sont pas représentatifs de la région, ne permettant pas d'évaluer l'impact de la représentativité des végétations (ECOCLIMAP) et des sols (HWSD) sur le drainage simulé localement.

Les résultats obtenus sur les simulations régionales sont assez contrastées. L'introduction d'un profil de paramètre augmente globalement les volumes des débits et la dynamique des niveaux piézométriques. Les simulations sont ainsi dégradées sur les débits, et améliorées sur les niveaux piézométriques, en particulier en Poitou-Charente et au sud-ouest du bassin versant de la Seine. Ces régions correspondent à des sols calcaires ou crayeux, et la prise en compte d'un profil vertical pour ces types de sols paraît ainsi être prometteuse pour mieux reproduire les recharges dynamiques de nappes.

L'effet des équations de fermetures est aussi contrasté. *BCVG* n'apporte pas de différences significatives. *VGC* diminue les volumes des rivières et les niveaux piézométriques. Les débits simulés y sont globalement améliorés dans le nord de la France et le sud-ouest, mais les résultats restent mitigés sur les niveaux piézométriques, avec des réactions trop lentes.

La fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999) n'apporte pas d'améliorations importantes. Les résultats suggèrent également que le coefficient de ruissellement doit être adapté pour les différentes équations de fermeture. Certaines équations conduisent en effet à des sols plus saturés en eau (cf. chapitre 4). Nous avons diminué ce coefficient à 0.15 mais cela ne semble pas suffisant pour *VGC*. De plus, même avec cette valeur, aucun écart n'est apparu entre *BCVG* et *BC66*. Ces résultats confirment les recommandations de Le Moigne, François, et al. (2020) et suggèrent de réadapter ce paramètre, pour mieux représenter la partition des précipitations.

Les simulations AQUI-FR dans ce chapitre sont analysées à une fréquence mensuelle, alors qu'il est possible d'avoir des sorties à une fréquence plus fine (Vergnes et al., 2020). De ce fait, l'analyse des événements intenses peut être limitée. La caractérisation spatiale des sols n'a pas été évaluée, bien qu'une bonne représentation des sols s'avère primordiale. Ils existent plusieurs cartes de sols (RMQS (Jolivet et al., 2006), SoilGrids (Hengl et al., 2014), GlobalSoilMap (Arrouays et al., 2014), etc.) qui pourraient être évaluées sur SIM et AQUI-FR.

Chapitre 7

Conclusions et Perspectives

Sommaire

7.1 Conclusions	184
7.2 Perspectives	187

L'hydrologie continentale fait partie intégrante du système climatique globale. Cette science décrit les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et les surfaces continentales. Il peut parfois être complexe d'étudier ces échanges et les processus qui entrent en jeu car de nombreux facteurs peuvent les contrôler. Plus particulièrement, l'infiltration des précipitations dans le sol est la principale recharge des aquifères en climat tempéré. Cette recharge est très locale et évolue avec le temps puisqu'elle dépend à la fois du climat, du type de sol, de l'occupation des sols, et des activités humaines. Il est donc complexe de la quantifier.

Pour étudier l'infiltration et la recharge des aquifères, des observations sont nécessaires. Les lysimètres sont des outils qui donnent accès à la recharge locale des aquifères et à sa dynamique via des mesures de drainage, de teneurs en eau, etc. Dans la région du Grand-Est de la France, trois sites expérimentaux (GISFI, OPE, Fagnières) possèdent de nombreux lysimètres. Ces lysimètres ont été mis en place principalement pour étudier des aspects qualitatifs (Huot, Morel, et al., 2015; Yin, Beaudoin, et al., 2020), mais peu exploités pour évaluer des aspects quantitatifs. Dans cette thèse, ces données lysimétriques ont été analysés pour mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères, en particulier lors d'événements intenses.

L'infiltration et la recharge des aquifères peuvent être modélisées par des modèles de surface. Ces modèles 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. Ces modèles visent à représenter autant que possible l'ensemble des processus physiques. À Météo France, la modélisation de ces flux repose sur le modèle de surface ISBA (Noilhan and Planton, 1989). L'une des grandes forces de ce modèle est qu'il peut être couplé avec les modèles hydrométéorologiques régionaux SIM et Aqui-FR. Cette thèse vise à évaluer la capacité d'ISBA à modéliser cette recharge à l'échelle des lysimètres, puis à l'échelle régionale.

7.1 Conclusions

Dans cette thèse, l'objectif était double. Tout d'abord, comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères en s'appuyant sur des observations. Puis dans un second temps, évaluer et améliorer le modèle de surface ISBA à simuler cette recharge.

Dans le chapitre 2, un **état de l'art** est réalisé sur les différentes approches pour observer et simuler la recharge. Ce chapitre permet de justifier le choix d'outils adaptés pour répondre aux problématiques ouvertes dans l'introduction. Le choix s'est porté sur les lysimètres qui permettent d'observer la recharge locale des aquifères et sa dynamique, tout en connaissant les forçages météorologiques, les types de sols et les occupations des sols locaux. L'ensemble des approches numériques permettant de simuler une recharge des aquifères est aussi établi. Le choix s'est porté sur le modèle de surface ISBA, qui simule les transferts d'eau dans le sol par l'équation de Richards. Il peut être combiné avec des applications opérationnelles françaises hydrométéorologiques SIM et Aquif-FR, qui réalisent le suivi et la prévision saisonnière des sécheresses et des crues et peuvent aussi être utilisées pour la projection de la ressource en eau sur la France face au changement climatique.

Le **lysimètre** permet d'observer les transferts et comprendre les processus dans la zone non saturée du sol. En effet, sur ces cases contenant différents types de sol, couvertes de végétation, en interaction avec l'atmosphère et généralement isolées du milieu environnant, des mesures de masse, d'humidité de sol et de drainage sont souvent accessibles sur le long terme. Sur une quinzaine de lysimètres localisées dans la région du Grand-Est de la France (GISFI, OPE, Fagnières), l'infiltration des précipitations dans le sol et les facteurs la contrôlant, sur le long terme et lors des événements de précipitation intenses, de drainage intense, et de sécheresses a été évaluée (chapitre 3).

Les principaux résultats montrent une **tendance** à la baisse de la recharge des nappes depuis plus de 50 ans. Certaines pratiques culturales comme la mise en place de culture intermédiaire, ou de rotations longues, diminuent la recharge, en accord la littérature (Gabriel et al., 2012; Justes et al., 2012; Meyer et al., 2019; Ndong et al., 2020).

Les événements de **précipitations intenses** apparaissent majoritairement en été et génèrent peu d'écoulement (environ 15%). Même lors de ces événements, la présence de couvert réduit le drainage. La présence de culture intermédiaire réduit le drainage en hiver quand l'antécédent de précipitation est important. Une méthode utilisant de l'apprentissage automatique (appelée Arbre de régression multivarié, **MRT**) a été utilisée pour évaluer l'impact des facteurs environnementaux sur la réponse du drainage. Par cette méthode, si les occupations du sol et les précipitations sont connues, il est ainsi possible d'anticiper les réponses associées. Cette méthode reste facilement transposable et pourrait être utilisée par des gestionnaires de l'eau. Ces MRTs ont permis de montrer que les fortes réactions aux événements de précipitations intenses apparaissent majoritairement en hiver, quand les couverts sont réduits, et plus associées aux volumes qu'à l'intensité des précipitations. Sur les lysimètres du GISFI et de l'OPE, la considération de la masse initiale avant un événement, révèle que les fortes réactions apparaissent principalement sur des sols initialement humides. Ce dernier résultat s'accorde avec Feltrin et al. (2011), et est conforté par l'analyse des événements de drainages intenses qui ont surtout

lieu en hiver, quand les cumuls de précipitations sont importants et quand les sols sont déjà quasiment saturés en eau.

L'application des MRTs sur les **années les plus sèches** a révélé que ces années étaient marquées par un déficit de précipitations annuel important, en particulier hivernal, et confirment les résultats de nombreuses études (Peters et al., 2006; Vidal et al., 2010). L'effet des rotations et des cultures intermédiaires sont très marquées sur ces années, souvent caractérisées par une absence totale d'écoulement avec une augmentation de l'évapotranspiration. Ces résultats sont en accord avec la littérature (McGuire et al., 1998; Unger & Vigil, 1998). De plus, les mesures des variations de masse et de teneurs en eau sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI, ont permis de souligner l'absence d'écoulement préférentiel.

Ces observations ont ensuite été modélisées avec le modèle de surface **ISBA** et ont permis d'évaluer les propositions d'améliorations énumérées en introduction qui sont les plus pertinentes. Pour cela, le modèle ISBA a été adapté en ajoutant une condition à la limite inférieure en suintement, qui est considéré comme plus réaliste pour les lysimètres.

Sur les lysimètres de l'OPE et du GISFI (chapitre 4), les paramètres hydrodynamiques ont été estimés directement par des mesures de teneurs en eau, pression matricielle, et de drainage. Sur ces sites, ISBA simule bien les observations lysimétriques (masse, teneur en eau, drainage) avec les forçages météorologiques et les paramètres locaux, mettant en évidence que les **processus physiques** sont assez bons dans ISBA. Les relations de Van Genuchten (1980) (VG80) majoritairement utilisées en hydrologie ont été évaluées, mais engendrent des problèmes numériques bien connus et dégradent donc les simulations sur ces lysimètres. Des approches qui corrigent ce défaut ont ensuite été intégrées (Iden et al., 2015) (VGC) pour la première fois dans un modèle de surface, puis évaluées avec succès sur ces lysimètres. Ces nouvelles équations de fermetures montrent une amélioration de la dynamique du drainage simulé, notamment sur les événements de précipitations et de drainage intenses.

Ce travail a aussi révélé que l'**estimation des paramètres hydrodynamiques**, nécessaires à la modélisation dans ISBA, via des fonctions de pédotransfert, n'était pas optimale. La prise en compte de certaines propriétés paraissent importantes pour mieux estimer les paramètres hydrodynamiques. En effet, la porosité et la distribution de la taille des pores sont fortement liées à la densité des sols, qui elle-même est lié à la matière organique. La fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999), développée pour des sols européens, tient compte de ces propriétés, et a donc été implémentée dans ISBA. Un apport significatif est apporté sur la dynamique du drainage simulé avec cette fonction de pédotransfert par rapport à celles initialement utilisées dans ISBA (Clapp & Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984).

À travers ces lysimètres, des **hétérogénéités verticales** ont été révélées. En particulier pour le paramètre correspondant à la distribution de la taille des pores. Ce paramètre équivaut à la pente entre les relations ω - ψ et ω - k , et contrôle directement la dynamique du drainage.

Ces enseignements ont ensuite été transférés avec succès sur les lysimètres de Fagnières (chapitre 5) où uniquement le drainage est mesuré. Des **rotations de cultures** sont mis en place dans ISBA pour mieux représenter les variations d'occupation sur ce site. Le modèle reproduit dans l'ensemble bien les drainages, en accord avec Garrigues, Olioso, Calvet, et al. (2015) et Garrigues et al. (2018). Des comportements similaires entre simulations et observations sont

apparues. Par exemple, les cultures intermédiaires réduisent les volumes écoulés, en accord avec la littérature (Justes et al., 2012; Meyer et al., 2019). Sur les événements de précipitations ou de drainage intense, la dynamique du drainage est bien simulée par ISBA, bien que les MRTs restent plus performants à détecter les fortes réactions engendrées par les précipitations intenses (surtout en été).

L'ensemble de ces observations et simulations à l'échelle lysimétrique ont permis de répondre à plusieurs aspects soulevés en introduction. Les processus physiques qui décrivent l'infiltration dans ISBA sont globalement suffisants (bien qu'améliorés dans cette thèse), les fonctions de pédotransfert utilisées n'étaient pas suffisamment performantes, et il s'avère primordial de connaître l'hétérogénéité verticale des sols.

Dans la volonté de transposer ces conclusions à l'échelle régionale, une étape dite de "dégradation" sur un lysimètre a permis de se placer dans les conditions de la modélisation régionale (ie. forçage SAFRAN et fonction de pédotransfert) (chapitre 6). Les principaux facteurs qui dégradent la réponse du drainage sont la mauvaise restitution des paramètres hydrodynamiques par la fonction de pédotransfert de Clapp and Hornberger (1978), puis **la mauvaise qualité des précipitations**.

Par la suite, des simulations régionales avec les modèles **SIM** et **Aqui-FR** ont été réalisées. Les apports/améliorations apportées sont évalués sur les débits des rivières et les niveaux piézométriques (chapitre 6). Sur les **débits des rivières**, l'introduction d'un profil vertical de paramètre dégrade globalement les simulations, marquées par une augmentation des volumes écoulés. *VGC* améliore globalement les simulations dans le nord de la France et dans le sud-ouest. La considération de certaines propriétés du sol, avec l'utilisation de la fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999) n'apporte pas d'améliorations significatives. Sur les **niveaux piézométriques**, l'introduction d'un profil vertical de paramètre améliore les simulations, marquées par des dynamiques plus rapides et apparaissent plus en cohérence avec les observations. Cette amélioration se fait principalement ressentir en Poitou-Charentes et au sud-ouest du bassin versant de la Seine. Les simulations avec *VGC* sont globalement dégradées. Ces résultats sont vérifiés et accentués en 2016.

Les résultats sont finalement assez contrastés à l'échelle régionale, dû à l'incertitude apportée à la fois par la qualité des précipitations et par la représentativité des sols. De plus, d'autres processus sont également à prendre en considération à cette échelle. Le ruissellement de surface, négligé sur ces lysimètres, est pris en compte à l'échelle régionale. Dans ISBA, ce ruissellement est dépendant du **coefficient de ruissellement**, qui contrôle la distribution des précipitations entre ruissellement et infiltration. Dans sa version initiale, ce coefficient a été fixé constant avec une valeur semblant cohérente pour la reproduction des débits (*BC66*). Cependant, les mauvais résultats obtenus avec *VGC* sur les niveaux piézométriques suggèrent que ce coefficient n'est plus adapté pour cette équation de fermeture.

Finalement, à travers des observations lysimétriques, piézométriques et débitométriques, cette thèse suggère qu'il est nécessaire d'améliorer à la fois la représentation des précipitations et leur redistribution sur les surfaces continentales (infiltration ou ruissellement), notre connaissance verticale des sols, et d'intégrer de nouveaux concepts, comme la prise en compte de l'effet de la matière organique/densité des sols pour modéliser encore plus précisément la dynamique de

la recharge à l'échelle de la France.

7.2 Perspectives

Cette thèse **soulève** l'importance d'avoir à disposition des observations locales et continues pour analyser le cycle de l'eau, et évaluer des modèles.

Les **lysimètres** peuvent nous donner un accès à la recharge. Il serait conseillé de développer, selon l'expression de Muller (1996), un "paysage lysimétrique" sur l'ensemble du territoire français. D'autres lysimètres sont déjà en état de fonctionnement en France, avec des climats, des sols et des végétations variés (Lanthaler, Fank, et al., 2005). Par exemple, on en retrouve actuellement dans le Nord-Ouest (Constantin et al., 2010; Haddad, 2018; Muller, 1996), à Colmar (Isch et al., 2019), ou encore à proximité du bassin versant de la Seine (Constantin et al., 2010). Pour la communauté scientifique et les responsables de la gestion en eau, il serait intéressant d'évaluer les méthodes développées dans cette thèse sur ces sites, qui sont marqués par des climats et des sols différents. Les MRTs développés sur les événements intenses pourraient facilement s'appliquer sur ces sites. De plus, dans les années qui arrivent, un ensemble de lysimètres doit être développé par le projet PEPR OneWater (<https://anr.fr/fr/detail/call/appel-a-projets-pepr-exploratoire-onewater/>), permettant d'affiner ce paysage lysimétrique, afin notamment *d'anticiper l'évolution de la ressource en eau*. À travers ce réseau, il pourrait être perspicace de développer des lysimètres sur les régions marquées par des fortes précipitations (ex. pourtour méditerranéen).

Ce travail s'est concentré sur les lysimètres car ils permettent d'évaluer à un point donné les processus dans la zone non saturée. Pour renforcer les conclusions obtenues dans cette thèse et avoir une estimation de la recharge à plusieurs échelles spatio-temporelles, il est conseillé de comparer plusieurs méthodes pour estimer la recharge (Lanini & Caballero, 2016; Lanini et al., 2016). Seneviratne et al. (2012) comparent des mesures lysimétriques avec les bilans hydriques sur un petit bassin versant en Suisse et trouvent très peu de différence à l'échelle mensuelle. Z. Zhang et al. (2021) combinent observation lysimétriques et variation de niveau piézométrique. Brunner et al. (2007) se servent de lysimètres pour calibrer des méthodes de télédétection spatiale afin d'estimer une recharge.

Bien que le modèle de surface **ISBA** s'avère apte à reproduire le cycle de l'eau et la recharge des aquifères à l'échelle locale et régionale, des recommandations sont également proposées.

Tout d'abord, il serait judicieux d'incorporer des **nouveaux processus physiques**. L'hystérésis entre teneur en eau et pression matricielle, négligé dans cette étude, pourrait être considéré en particulier pour les sols argileux (Biarez et al., 1987; Kawai et al., 2020; Romero & Vaunat, 2000). Cela permettrait notamment d'améliorer les simulations lors des périodes sèches. Des écoulements préférentiels pourraient aussi être implémentés dans ISBA, permettant de mieux simuler la dynamique de la recharge dans certaines régions. Pour ce faire, il serait possible de s'inspirer de la démarche appliquée dans le modèle de surface JULES qui inclut des

écoulements préférentiels (Rahman & Rosolem, 2017).

La qualité des simulations dépend de la bonne **estimation des paramètres hydrodynamiques**. À l'échelle régionale, les modèles de surface utilisent généralement des fonctions de pédotransfert pour restituer ces paramètres. La fonction de pédotransfert de Wosten et al. (1999) a été évaluée dans cette thèse, mais d'autres pourraient également être testées, comme celles de Tóth et al. (2015), Vereecken et al. (1989), and Weynants et al. (2009) développées sur des sols européens, et qui tiennent en compte des informations telles que la matière organique et la densité des sols. Pour alimenter ces fonctions de pédotransfert, il reste important de collecter des données de sols locales afin d'avoir une bonne **représentation des sols** et de leurs hétérogénéités. Les travaux réalisés par l'INRAE avec le Réseau de Mesures de la Qualité des Sols (RMQS) (Jolivet et al., 2006) reste indispensable. Sur la France, des cartes de sols plus récentes et plus fines pourraient être utilisées. Par exemple, les cartes de sols en accès libre GlobalSoilMap (Hengl et al., 2014) ou SoilGrids (Arrouays et al., 2014) ont des résolutions de l'ordre de 200 m, et tiennent compte de profil vertical jusqu'à 2 m de profondeur. Puisqu'il semble important de considérer des variations verticales des paramètres, ces bases de données pourraient aider à mieux simuler la recharge des aquifères.

D'ailleurs, dans ISBA, la profondeur de sol correspond à la profondeur des racines. Or ce n'est pas toujours le cas, comme en Bretagne où les aquifères sont peu profonds. Avoir accès à des cartes de profondeurs de sols serait d'une aide considérable pour simuler le cycle de l'eau continental pour un modèle de surface.

Par ailleurs, ces paramètres pourraient aussi être estimés par des modélisations inverses, comme proposés par Gutmann and Small (2007, 2010) avec le modèle de surface Noah. La modélisation inverse peut être couplée avec des observations satellites (Brunetti et al., 2019; Santanello Jr et al., 2007) et être un appui aux fonctions de pédotransferts.

J'ai aussi mis en évidence que la **végétation** avait un impact considérable sur la recharge des aquifères. À l'échelle régionale, il est encore difficile de mettre en place des rotations de cultures, par manque d'informations locales et continues. Les occupations de sols sont ainsi définies par grand type de végétation (Tableau 2.2). En attendant des améliorations sur ces points, il pourrait être intéressant d'évaluer l'apport des rotations de cultures sur des simulations lysimétriques par rapport à un seul type d'occupation de sol, pour se donner une idée des améliorations possibles.

Dans les modèles de surface, le coefficient de ruissellement est utilisé pour décrire **la partition des flux d'eau atteignant la surface du sol entre infiltration et ruissellement**. Les résultats obtenus à l'échelle régionale renforcent les précédentes études sur le sujet (Demaria et al., 2007; Le Moigne, François, et al., 2020; Vereecken et al., 2019), en montrant que le choix d'un coefficient de ruissellement optimal reste encore complexe. Cette thèse montre qu'il faut revoir ce coefficient de ruissellement si l'on souhaite utiliser les équations de fermetures apportées au cours de cette thèse.

Enfin, cette thèse suggère qu'il est encore nécessaire d'améliorer la **représentation des forçages météorologiques**, notamment pour les précipitations intenses. Utiliser des radars météorologiques pourrait être une piste d'amélioration, comme proposé par Baghdadi et al. (2007), Bouilloud et al. (2010) et Pellarin et al. (2002). Les radars s'avèrent être plus performants à détecter des événements de précipitations intenses, mais malheureusement ne fonctionnent pas sur le long terme. Une autre solution serait de corriger les précipitations SAFRAN en analysant d'autres variables, comme l'humidité de l'air, bien que cela suppose que l'humidité de l'air soit aussi bien représentée par SAFRAN. SAFRAN pourrait également être comparé avec la réanalyse UERRA, qui considère des mailles plus fines (5.5 km) (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/10.24381/cds.dd7c6d66?tab=overview>).

Annexes

Annexe A

Solution method for liquid soil moisture

A.1 Solution method for liquid soil moisture

A.1.1 Solution method for liquid soil moisture

According to the Richards equation, the ISBA governing equation for water transfers within the soil is written as follows:

$$\frac{\partial \omega_i}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_i} [F_{i-i} - F_i + \frac{S_i}{\rho_\omega}] \quad \text{with} \quad F_i = \tilde{k}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \tilde{z}_i} + 1 \right) \quad (\text{A.1})$$

where ω_i ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) is the volumetric water content of the layer i , ψ_i (m) the water pressure head, F_i ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) the water flux term, Δz_i (m) the layer thickness, $\Delta \tilde{z}_i$ (m) the thickness between two consecutive layer midpoints or nodes, and S_i ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the soil-water source/sink term. \tilde{k}_i ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) is the interfacial hydraulic conductivity computed as the geometric means over two consecutive nodes of the soil hydraulic conductivity (Decharme et al., 2011) :

$$\tilde{k}_i = \sqrt{k_i(\psi_i) \times k_{i+1}(\psi_{i+1})} \quad (\text{A.2})$$

A.1.2 Numerical method

The Eq.(A.1) is solved with a Cranck-Nicholson implicit time scheme defined as follow :

$$\frac{\Delta \omega_i}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_i} [\varphi(F_{i-1}^{t+1} - F_i^{t+1}) + (1 - \varphi)(F_{i-1}^t - F_i^t) + \frac{S_i}{\rho_\omega}] \quad (\text{A.3})$$

where $\Delta \omega_i = \omega_i^{t+1} - \omega_i^t$ is the change in water content over the model time step Δt (s) and $\varphi = 0.5$ which results in the Cranck-Nicholson time scheme used in ISBA. Note that φ can be set to 1 to use a backward difference scheme or to 0 to use an explicit time scheme. Next, we use a linearization method in which the flux terms at time $t + 1$ in Eq.(A.3) are approximated via a one-order Taylor series expansion of the form :

$$F_i^{t+1} = F_i^t + \frac{\partial F_i}{\partial \omega_i} \Delta \omega_i + \frac{\partial F_i}{\partial \omega_{i+1}} \Delta \omega_{i+1} \quad (\text{A.4})$$

where the flux F_i is a function of the water content in layers i and $i+1$ as shown later. The substitution of Eq.(A.4) into Eq.(A.3) results in a system of linear equations in $\Delta \omega$ that can be expressed as follow :

$$a_i \Delta \omega_{i-1} + b_i \Delta \omega_i + c_i \Delta \omega_{i+1} = f_i \quad (\text{A.5})$$

where f_i is the forcing function including all explicit terms. This system can be solved using a tridiagonal matrix written as :

$$\Delta\hat{\omega} = \mathbf{A}^{-1}\hat{f} \quad \text{with} \quad \mathbf{A} = \begin{pmatrix} b_1 & c_1 & 0 \\ a_i & b_i & c_i \\ 0 & a_N & b_N \end{pmatrix} \quad (\text{A.6})$$

where $\Delta\hat{\omega}$ and \hat{f} are vectors of length N (the number of soil layer), and \mathbf{A} the $N \times N$ coefficient matrix. The non-zero elements, represented by a, b and c, are then defined as follow :

$$\begin{cases} a_i = -\varphi \frac{\partial F_{i-1}}{\partial \omega_{i-1}} \\ b_i = \frac{\Delta z_i}{\Delta t} - \varphi \left(\frac{\partial F_{i-1}}{\partial \omega_i} - \frac{\partial F_i}{\partial \omega_i} \right) \\ c_i = \varphi \frac{\partial F_i}{\partial \omega_{i+1}} \end{cases} \quad (\text{A.7})$$

The forcing function is written as :

$$f_i = F_{i-1}^t - F_i^t + \frac{S_i}{\rho\omega} \quad (\text{A.8})$$

A.1.3 Flux derivatives

The flux derivatives in Eq.(A.4) are calculated as follow using the flux term of Eq.(A.1) :

$$\frac{\partial F_i}{\partial \omega_i} = \frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \tilde{z}_i} + \frac{\tilde{k}_i}{\Delta \tilde{z}_i} \frac{\partial \psi_i}{\partial \omega_i} + \frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} \quad (\text{A.9})$$

$$\frac{\partial F_i}{\partial \omega_{i+1}} = \frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_{i+1}} \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \tilde{z}_i} - \frac{\tilde{k}_i}{\Delta \tilde{z}_i} \frac{\partial \psi_{i+1}}{\partial \omega_{i+1}} + \frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_{i+1}} \quad (\text{A.10})$$

The matrix potential derivatives for each model approaches (or closed-form equations) are given by :

- for *BC66* the derivative is relatively simple :

$$\frac{\partial \psi_i}{\partial \omega_i} = -\frac{b_i \psi_i}{\omega_i} \quad (\text{A.11})$$

- for *VG80* using Mualem (1976) condition the derivative is more complex and require an integration by parts :

$$\frac{\partial \psi_i}{\partial \omega_i} = \frac{\psi_i}{\omega_i(1-n_i)} \frac{S_i^{-1/m_i}}{S_i^{-1/m_i} - 1} \quad \text{with} \quad S_i = \frac{\omega_i}{\omega_{sat_i}} \quad (\text{A.12})$$

- for *BCVG*, i.e. *VG80* using Burdine (1963) condition, an integration by parts is also required :

$$\frac{\partial \psi_i}{\partial \omega_i} = \frac{\psi_i}{\omega_i(2-n_{bi})} \frac{S_i^{-1/m_{bi}}}{S_i^{-1/m_{bi}} - 1} \quad (\text{A.13})$$

The derivatives of the interfacial hydraulic conductivity (A.2) for each model approaches are given by :

- for *BC66* :

$$\frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} = \frac{(2b_i + 3)\tilde{k}_i}{2\omega_i} \quad (\text{A.14})$$

- for *BCVG* :

$$\frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} = \frac{(2\lambda b_i + 3)\tilde{k}_i}{2\omega_i} \quad (\text{A.15})$$

- for *VG80* :

$$\frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} = \frac{\tilde{k}_i}{2\omega_i} (l_i + 2X_i) \quad \text{with} \quad X_i = \frac{S_i^{1/m_i} [1 - S_i^{1/m_i}]^{-1/n_i}}{1 - [1 - S_i^{1/m_i}]^{m_i}} \quad (\text{A.16})$$

- for *VG_c*, the derivative is the same than Eq.(A.16) $\forall \psi \leq \psi_c$, but :

$$\frac{\partial \tilde{k}_i}{\partial \omega_i} = \frac{\tilde{k}_i}{2\omega_i} \left(l_i + \frac{2S_i}{(\alpha_i - \psi_{c_i})\Gamma_i} \right) \quad \forall \psi > \psi_c \quad (\text{A.17})$$

A.1.4 Upper boundary condition

The upper boundary condition in ISBA represents the water that infiltrates the soil surface. According to Eq.(A.1), the governing equation for the first soil layer is written as follow :

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_1} [F_0 - F_1 + \frac{S_1}{\rho_\omega}] \quad \text{with} \quad F_1 = \tilde{k}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta \tilde{z}_1} + 1 \right) \quad (\text{A.18})$$

F_0 ($m.s^{-1}$) is the soil infiltration taken equal to the flux of water reaching the soil surface. F_0 is treated as an explicit term and the expression of the Cranck-Nicholson for Eq(A.18) is given by :

$$\frac{\Delta w_1}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_1} [F_0 - (\varphi F_1^{t+1} + (1 - \varphi) F_1^t) + \frac{S_1}{\rho_\omega}] \quad (\text{A.19})$$

The non-zero elements of the tridiagonal matrix and the forcing function are then defined as follow :

$$\begin{cases} a_1 = 0 \\ b_1 = \frac{\Delta z_1}{\Delta t} + \varphi \frac{\partial F_1}{\partial \omega_1} \\ c_1 = \varphi \frac{\partial F_1}{\partial \omega_2} \\ f_1 = F_0 - F_1^t + \frac{S_i}{\rho_\omega} \end{cases} \quad (\text{A.20})$$

A.1.5 Lower boundary condition

According to Eq.(A.1), the governing equation for the last soil layer, N, is written as follow :

$$\frac{\partial w_N}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_N} [F_{N-1} - F_N + \frac{S_N}{\rho_\omega}] \quad (\text{A.21})$$

where F_{N-1} is defined according to Eq.(A.1) while F_N depends on the choise of the lower boundary condition.

Seepage face case - As long as the last layer remain unsaturated, a prescribed flux boundary with $F_N = 0$ is imposed at the lower boundary. When the last layer is saturated, a prescribed pressure head boundary with $\psi = \psi_{sat}$ for BC66 or $\psi = 0$ for other models is assumed at the lower boundary.

Free drainage case - It is the usual lower boundary condition in ISBA assuming that the water table lies far below the last soil layer. So, the pressure head gradient is equal to zero and the flux of the last layer is equal to the hydraulic conductivity, $F_N = k_N(\psi_N)$. For this lower boundary condition, only the flux derivative change and are expressed as follow :

$$\begin{cases} \frac{\partial F_N}{\partial \omega_i} = \frac{\partial k_N}{\partial \omega_N} \\ \frac{\partial F_N}{\partial \omega_{N+1}} = 0 \end{cases} \quad (\text{A.22})$$

For all model versions, the flux derivative in the last layer of ISBA is given by :

- for *BC66* :

$$\frac{\partial F_N}{\partial \omega_N} = \frac{(2b_N + 3)k_N}{\omega_N} \quad (\text{A.23})$$

- for *BCVG* :

$$\frac{\partial F_N}{\partial \omega_N} = \frac{(2\lambda_{bN} + 3)k_N}{\omega_N} \quad (\text{A.24})$$

- for *VG80* :

$$\frac{\partial F_N}{\partial \omega_N} = \frac{k_N}{\omega_N}(l_N + 2X_N) \quad \text{with} \quad X_N = \frac{S_N^{1/m_N}[1 - S_N^{1/m_N}]^{-1/n_N}}{1 - [1 - S_N^{1/m_N}]^{m_N}} \quad (\text{A.25})$$

- for *VGc* the derivative is the same than Eq.(A.25) $\forall \psi \leq \psi_c$, but :

$$\frac{\partial k_N}{\partial \omega_N} = \frac{k_N}{\omega_N} \left(l_N + \frac{2S_N}{(\alpha_N - \psi_{cN})\Gamma_N} \right) \quad \forall \psi > \psi_c \quad (\text{A.26})$$

References

- Abbaspour, K. C., Sonnleitner, M. A., & Schulin, R. (1999). Uncertainty in estimation of soil hydraulic parameters by inverse modeling: Example lysimeter experiments. *Soil Science Society of America Journal*, *63*(3), 501–509.
- Abdou, H., & Flury, M. (2004). Simulation of water flow and solute transport in free-drainage lysimeters and field soils with heterogeneous structures. *European Journal of Soil Science*, *55*(2), 229–241.
- Alcamo, J., Döll, P., Henrichs, T., Kaspar, F., Lehner, B., Rösch, T., & Siebert, S. (2003). Development and testing of the watgap 2 global model of water use and availability. *Hydrological Sciences Journal*, *48*(3), 317–337.
- Allaire, S. E., Roulier, S., & Cessna, A. J. (2009). Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. *Journal of Hydrology*, *378*(1-2), 179–204.
- Allen, M. R., & Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, *419*(6903), 224–232.
- Alletto, L., & Coquet, Y. (2009). Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*, *152*(1), 85–94. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.023>
- Amigues, J.-P., Debaeke, P., Itier, B., Lemaire, G., Seguin, B., Tardieu, F., Thomas, A., Uesc, E. S. C., et al. (2006). *Sécheresse et agriculture. réduire la vulnérabilité de l'agriculture à un risque accru de manque d'eau. expertise scientifique collective. rapport.*
- Arnell, N. W., & Gosling, S. N. (2016). The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Climatic Change*, *134*, 387–401.
- Arrouays, D., Grundy, M. G., Hartemink, A. E., Hempel, J. W., Heuvelink, G. B., Hong, S. Y., Lagacherie, P., Lelyk, G., McBratney, A. B., McKenzie, N. J., et al. (2014). Global soilmap: Toward a fine-resolution global grid of soil properties. *Advances in agronomy*, *125*, 93–134.
- Assouline, S. (2004). Rainfall-induced soil surface sealing: A critical review of observations, conceptual models, and solutions. *Vadose Zone Journal*, *3*(2), 570–591. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.0570>
- Augenstein, M., Goeppert, N., & Goldscheider, N. (2015). Characterizing soil water dynamics on steep hillslopes from long-term lysimeter data. *Journal of Hydrology*, *529*, 795–804.
- Baghdadi, N., Aubert, M., Cerdan, O., Franchistéguy, L., Viel, C., Martin, E., Zribi, M., & Desprats, J. F. (2007). Operational mapping of soil moisture using synthetic aperture radar data: Application to the touch basin (france). *Sensors*, *7*(10), 2458–2483.
- Ballif, J.-L., Dutil, P., Gobert, D., & Herre, C. (1983). Lysimétrie en sol de craie non remanié. i.—drainage, évaporation et rôle du couvert végétal. résultats 1973-1980. *Agronomie*, *3*(9), 857–866.

- Ballif, J., Herre, C., & Gobert, D. (1996). Les lysimetres en sol de craie de chalons-sur-marne. In *Trente ans de lysimetrie en france 1960–1990* (pp. 115–149). COMIFER-INRA Editions Paris.
- Basche, A. D., & DeLonge, M. S. (2019). Comparing infiltration rates in soils managed with conventional and alternative farming methods: A meta-analysis. *PLoS One*, *14*(9), e0215702.
- Bauser, H., Riedel, L., Berg, D., Troch, P., & Roth, K. (2020). Challenges with effective representations of heterogeneity in soil hydrology based on local water content measurements. *Vadose Zone Journal*, *19*. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20040>
- Beaudoin, N., Launay, M., Sauboua, E., Ponsardin, G., & Mary, B. (2008). Evaluation of the soil crop model stics over 8 years against the “on farm” database of bruyères catchment. *European Journal of Agronomy*, *29*(1), 46–57.
- Beaudoin, N., Venet, E., Maucorps, J., Vandenberghe, C., Pugeaux, N., Viennot, P., Gourcy, L., Brayer, C., Machet, J.-M., Couturier, A., et al. (2021). Long term response of water and nitrogen fluxes to good agricultural practices at field and catchment scales. *Science of the Total Environment*, *776*, 145954.
- Ben-Ari, T., Boé, J., Ciais, P., Lecerf, R., Van der Velde, M., & Makowski, D. (2018). Causes and implications of the unforeseen 2016 extreme yield loss in the breadbasket of france. *Nature communications*, *9*(1), 1627.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A., Frei, C., Goyette, S., Hal-snaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., et al. (2007). Future extreme events in european climate: An exploration of regional climate model projections. *Climatic change*, *81*, 71–95.
- Bergström, L. (1990). Use of lysimeters to estimate leaching of pesticides in agricultural soils. *Environmental pollution*, *67*(4), 325–347.
- Berthold, S., Bentley, L. R., & Hayashi, M. (2004). Integrated hydrogeological and geophysical study of depression-focused groundwater recharge in the canadian prairies. *Water Resources Research*, *40*(6).
- Beven, K., & Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES*, *18*, 1311–1325. <https://doi.org/10.1029/WR018i005p01311>
- Beven, K., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., et al. (1995). Topmodel. *Computer models of watershed hydrology.*, 627–668.
- Biarez, J., Fleureau, J.-M., Zerhouni, M.-I., & Soepandji, B. S. (1987). Variations de volume des sols argileux lors de cycles de drainage-humidification. *Revue Française de géotechnique*, (41), 63–71.
- Blanchard, M., Franchistéguy, L., Habets, F., Martin, E., & Noilhan, J. (2007). Typology of droughts over france and tools for estimation of water resources used at météo-france. *Rev. Fr. Géotech*, 120–121.
- Bloschl, G., Bierkens, M. F., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J. W., McDonnell, J. J., Savenije, H. H., Sivapalan, M., et al. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (uph)—a community perspective. *Hydrological sciences journal*, *64*(10), 1141–1158.

- Blyth, E., Gash, J., Lloyd, A., Pryor, M., Weedon, G. P., & Shuttleworth, J. (2010). Evaluating the Jules land surface model energy fluxes using fluxnet data. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2), 509–519.
- Boé, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France* (Doctoral dissertation). Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Bonta, J. V., Shipitalo, M. J., & Owens, L. (2018). Experimental watersheds at coshocton, ohio, usa: Experiences and establishing new experimental watersheds. In *Hydrology of artificial and controlled experiments*. IntechOpen.
- Boone, A., & Etchevers, P. (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.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1544–. [https://doi.org/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)
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., & Noilhan, J. (2010). Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for mediterranean flash-flood forecasting: Description, calibration, and validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2), 315–333.
- Boulangé, M., Maurice, L., Lorgeoux, C., Biache, C., Enjelvin, N., Michel, J., Michels, R., & Faure, P. (2018). Mobilization and transfer of PAC (polycyclic aromatic compounds): Laboratory and lysimeter column experiments. *TERENO International Conference*.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A., Vauclin, M., Thony, J., & Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166(3-4), 213–250. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)05085-C](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)05085-C)
- Braud, I., Chaffard, V., Coussot, C., Galle, S., Juen, P., Alexandre, H., Baillion, P., Battais, A., Boudevillain, B., Branger, F., Brissebrat, G., Cailletaud, R., Cochonneau, G., Decoupes, R., Desconnets, J.-C., Dubreuil, A., Fabre, J., Gabillard, S., Gerard, M.-F., Grellet, S., Herrmann, A., Laarman, O., Lajeunesse, E., Le Henaff, G., Lobry, O., Mauclerc, A., Paroissien, J.-B., Pierret, M.-C., Silvera, N., & Squidant, H. (2020). Building the information system of the French Critical Zone Observatories network: Theia/OZCAR-IS. *Hydrological Sciences Journal*, (Published online: 05 Jun 2020), 1–19. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1764568>
- Bredehoeft, J. D. (2002). The water budget myth revisited: Why hydrogeologists model. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02511.x>
- Brisson, N., Gary, C., Justes, E., Roche, R., Mary, B., Ripoche, D., Zimmer, D., Sierra, J., Bertuzzi, P., Burger, P., et al. (2003). An overview of the crop model STICS. *European Journal of Agronomy*, 18(3-4), 309–332.
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 92(2), 61–88. <https://doi.org/10.1061/JRCEA4.0000425>
- Brouyère, S., Dassargues, A., & Hallet, V. (2004). Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: A field investigation. *Journal of Contaminant Hydrology*, 72(1-4), 135–164.

- Brown, G. G., Barois, I., & Lavelle, P. (2000). Regulation of soil organic matter dynamics and microbial activity in the drilosphere and the role of interactions with other edaphic functional domains paper presented at the 16th world congress of soil science, 20–26 august 1998, montpellier, france. *European Journal of Soil Biology*, *36*(3), 177–198. [https://doi.org/10.1016/S1164-5563\(00\)01062-1](https://doi.org/10.1016/S1164-5563(00)01062-1)
- Brunetti, G., Šimnek, J., Bogen, H., Baatz, R., Huisman, J. A., Dahlke, H., & Vereecken, H. (2019). On the information content of cosmic-ray neutron data in the inverse estimation of soil hydraulic properties. *Vadose Zone Journal*, *18*(1), 1–24.
- Brunner, P., Hendricks Franssen, H.-J., Kgotlhang, L., Bauer-Gottwein, P., & Kinzelbach, W. (2007). How can remote sensing contribute in groundwater modeling? *Hydrogeology journal*, *15*, 5–18.
- Brunner, P., Therrien, R., Renard, P., Simmons, C. T., & Franssen, H.-J. H. (2017). Advances in understanding river-groundwater interactions. *Reviews of Geophysics*, *55*(3), 818–854. <https://doi.org/10.1002/2017RG000556>
- Bullock, A., & Acreman, M. (2003). The role of wetlands in the hydrological cycle. *Hydrology and Earth System Sciences*, *7*(3), 358–389.
- Burdine, N. (1953). Relative Permeability Calculations From Pore Size Distribution Data. *Journal of Petroleum Technology*, *5*(03), 71–78. <https://doi.org/10.2118/225-G>
- Calvet, J.-C. (2000). Investigating soil and atmospheric plant water stress using physiological and micrometeorological data. *Agricultural and Forest Meteorology*, *103*, 229–247. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00130-1](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00130-1)
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., & Wigneron, J.-P. (1998). An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, *92*(2), 73–95.
- Calvet, J.-C., & Soussana, J.-F. (2001). Modelling co₂-enrichment effects using an interactive vegetation svat scheme. *Agricultural and Forest Meteorology*, *108*(2), 129–152. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(01\)00235-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(01)00235-0)
- Campbell, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil science*, *117*(6), 311–314.
- Carrick, S., Rogers, G., Cameron, K., Malcolm, B., & Payne, J. (2017). Testing large area lysimeter designs to measure leaching under multiple urine patches. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, *60*(2), 205–215.
- Carsel, R. F., & Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, *24*(5), 755–769. <https://doi.org/10.1029/WR024i005p00755>
- Chapman, T. G., & Malone, R. (2002). Comparison of models for estimation of groundwater recharge, using data from a deep weighing lysimeter. *Mathematics and Computers in Simulation*, *59*(1-3), 3–17.
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, *14*(4), 601–604.
- Collentour, R. A., Bakker, M., Klammler, G., & Birk, S. (2021). Estimation of groundwater recharge from groundwater levels using nonlinear transfer function noise models and comparison to lysimeter data. *Hydrology and Earth System Sciences*, *25*(5), 2931–2949.

- Constantin, J., Mary, B., Laurent, F., Aubrion, G., Fontaine, A., Kerveillant, P., & Beaudoin, N. (2010). Effects of catch crops, no till and reduced nitrogen fertilization on nitrogen leaching and balance in three long-term experiments. *Agriculture, ecosystems & environment*, *135*(4), 268–278.
- Constantin, J., Beaudoin, N., Launay, M., Duval, J., & Mary, B. (2012). Long-term nitrogen dynamics in various catch crop scenarios: Test and simulations with stics model in a temperate climate. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, *147*, 36–46.
- Constantin, J., Willaume, M., Murgue, C., Lacroix, B., & Therond, O. (2015). The soil-crop models stics and aqyield predict yield and soil water content for irrigated crops equally well with limited data. *Agricultural and Forest Meteorology*, *206*, 55–68.
- Constantz, J., Thomas, C. L., & Zellweger, G. (1994). Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water resources research*, *30*(12), 3253–3264.
- Cook, P., Favreau, G., Dighton, J., & Tickell, S. (2003). Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, *277*(1-2), 74–88.
- Coquet, Y., Vachier, P., & Labat, C. (2005). Vertical variation of near-saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. *Geoderma*, *126*(3-4), 181–191.
- Corzo Perez, G., Van Huijgevoort, M., Voß, F., & Van Lanen, H. (2011). On the spatio-temporal analysis of hydrological droughts from global hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(9), 2963–2978.
- Cosby, B., Hornberger, G., Clapp, R., & Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water resources research*, *20*(6), 682–690.
- Costantini, M., Colin, J., & Decharme, B. (2023). Projected climate-driven changes of water table depth in the world's major groundwater basins. *Earth's Future*, *11*(3), e2022EF003068.
- Cousin, I., Besson, A., Bourennane, H., Pasquier, C., Nicoullaud, B., King, D., & Richard, G. (2009). From spatial-continuous electrical resistivity measurements to the soil hydraulic functioning at the field scale. *Comptes Rendus Geoscience*, *341*(10-11), 859–867.
- Daniel, T., & Bouma, J. (1974). *Column studies of soil clogging in a slowly permeable soil as a function of effluent quality* (tech. rep.). Wiley Online Library.
- Darvishzadeh, R., Skidmore, A., Schlerf, M., Atzberger, C., Corsi, F., & Cho, M. (2008). LAI and chlorophyll estimation for a heterogeneous grassland using hyperspectral measurements. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *63*(4), 409–426. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2008.01.001>
- De la Hire, P. (1703). 1703. remarques sur l'eau de la pluie, et sur l'origine des fontaines; avec quelques particularités sur la construction des cisternes. *Memoires de l'Academie Royale*, *1703*, 56–69.
- De Lannoy, G. J., Koster, R. D., Reichle, R. H., Mahanama, S. P., & Liu, Q. (2014). An updated treatment of soil texture and associated hydraulic properties in a global land modeling system. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *6*(4), 957–979.

- De Rosnay, P., Polcher, J., Laval, K., & Sabre, M. (2003). Integrated parameterization of irrigation in the land surface model orchidee. validation over indian peninsula. *Geophysical Research Letters*, *30*(19).
- De'ath, G. (2007). The mvpart package. <http://cran.r-project.org/doc/packages/mvpart.pdf>.
- De'Ath, G. (2002). Multivariate regression trees: A new technique for modeling species–environment relationships. *Ecology*, *83*(4), 1105–1117.
- Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., & Cazenave, A. (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.
- Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., & Prigent, C. (2012). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dynamics*, *38*(7-8), 1389–1412. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *116*(D20).
- Decharme, B., & Douville, H. (2006). Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Climate dynamics*, *26*, 65–78.
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., & Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *The Cryosphere*, *10*(2), 853–877.
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., & Voldoire, A. (2019). Recent changes in the isba-ctrip land surface system for use in the cnrm-cm6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *11*(5), 1207–1252. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>
- Decharme, B., Martin, E., & Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(14), 7819–7834.
- Delire, C., Séférian, R., Decharme, B., Alkama, R., Calvet, J.-C., Carrer, D., Gibelin, A.-L., Joetzjer, E., Morel, X., Rocher, M., & Tzanos, D. (2020). The global land carbon cycle simulated with isba-ctrip: Improvements over the last decade [e2019MS001886 2019MS001886]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(9), e2019MS001886. <https://doi.org/10.1029/2019MS001886>
- Demaria, E. M., Nijssen, B., & Wagener, T. (2007). Monte carlo sensitivity analysis of land surface parameters using the variable infiltration capacity model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D11).
- Dettmann, U., Andrews, F., & Donckels, B. (2022). Package ‘soilhyp’.
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A review on hydrological models. *Aquatic procedia*, *4*, 1001–1007.
- Di Pietro, L., Ruy, S., & Capowiez, Y. (2003). Predicting preferential water flow in soils by traveling-dispersive waves. *Journal of Hydrology*, *278*(1-4), 64–75.

- Doležal, F., Hernandez-Gomis, R., Matula, S., Gulamov, M., Miháliková, M., & Khodjaev, S. (2018). Actual evapotranspiration of unirrigated grass in a smart field lysimeter. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 1–13.
- Döll, P., & Fiedler, K. (2008). Global-scale modeling of groundwater recharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, *12*(3), 863–885. <https://doi.org/10.5194/hess-12-863-2008>
- Dourado Neto, D., de Jong van Lier, Q., van Genuchten, M., Reichardt, K., Metselaar, K., & Nielsen, D. (2011). Alternative analytical expressions for the general van genuchten–muallem and van genuchten–burdine hydraulic conductivity models. *Vadose Zone Journal*, *10*(2), 618–623. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/vzj2009.0191>
- Doussan, C., & Ruy, S. (2009). Prediction of unsaturated soil hydraulic conductivity with electrical conductivity. *Water Resources Research*, *45*(10).
- Drobinski, P., Alonzo, B., Bastin, S., Silva, N. D., & Muller, C. (2016). Scaling of precipitation extremes with temperature in the french mediterranean region: What explains the hook shape? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *121*(7), 3100–3119.
- Dugas, W. A., & Bland, W. L. (1991). Springtime soil temperatures in lysimeters in central texas. *Soil science*, *152*(2), 87–91.
- Dümenil, L., & Todini, E. (1992). A rainfall–runoff scheme for use in the hamburg climate model. In *Advances in theoretical hydrology* (pp. 129–157). Elsevier.
- Dunkle, S., Plummer, L., Busenberg, E., Phillips, P., Denver, J., Hamilton, P., Michel, R., & Coplen, T. (1993). Chlorofluorocarbons (ccl3f and ccl2f2) as dating tools and hydrologic tracers in shallow groundwater of the delmarva peninsula, atlantic coastal plain, united states. *Water Resources Research*, *29*(12), 3837–3860.
- Durner, W., Jansen, U., & Iden, S. (2008). Effective hydraulic properties of layered soils at the lysimeter scale determined by inverse modelling. *European Journal of Soil Science*, *59*(1), 114–124.
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water resources research*, *30*(2), 211–223.
- Eilers, V., Carter, R. C., & Rushton, K. R. (2007). A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid north-east nigeria. *Geoderma*, *140*(1-2), 119–131.
- FAO, I., & ISRIC, I. (2012). Jrc: Harmonized world soil database (version 1.2). *FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria*.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). Ecoclimap-ii/europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, *6*(2), 563–582.
- Farthing, M. W., & Ogden, F. L. (2017). Numerical solution of richards’ equation: A review of advances and challenges. *Soil Science Society of America Journal*, *81*(6), 1257–1269. <https://doi.org/10.2136/sssaj2017.02.0058>
- Fatichi, S., Or, D., Walko, R., Vereecken, H., Young, M., Ghezzehei, T., Hengl, T., Kollet, S., Agam, N., & Avissar, R. (2020). Soil structure is an important omission in earth system models. *Nature Communications*, *11*(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14411-z>

- Feltrin, R. M., de Paiva, J. B. D., de Paiva, E. M. C. D., & Beling, F. A. (2011). Lysimeter soil water balance evaluation for an experiment developed in the southern brazilian atlantic forest region. *Hydrological Processes*, *25*(15), 2321–2328.
- Feuillette, F. R., Maia Akopian. (2016). *Mission sur le fonctionnement hydrologique du bassin de la seine, rapport au premier ministre*. Agence de l'Eau Seine et Normandie.
- Fisher, R. A. (1992). Statistical methods for research workers. In *Breakthroughs in statistics* (pp. 66–70). Springer.
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W. A., & Leuenberger, J. (1994). Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water resources research*, *30*(7), 1945–1954.
- Franzluebbers, A. J. (2002). Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil and Tillage research*, *66*(2), 197–205.
- Fuentes, C., Haverkamp, R., & Parlange, J.-Y. (1992). Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *Journal of Hydrology*, *134*(1), 117–142. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90032-Q](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90032-Q)
- Gabriel, J., Muñoz-Carpena, R., & Quemada, M. (2012). The role of cover crops in irrigated systems: Water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agriculture, Ecosystems, Environment*, *155*, 50–61. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.03.021>
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuzy, J., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Naaïm-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V. B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I. B., Branger, F., Braun, J. J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappelaere, B., Celle-Jeanton, H., Chabaux, F., Chalikakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezza-har, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Floury, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A. J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M. F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J. L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastenet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Le Bouteiller, C., Legout, C., Lejeune, Y., Le Meur, E., Le Moigne, N., Lions, J., Lucas, A., Malet, J. P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J. C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J. M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougïn, E., Morin, S., Ngoupayou, J. N., Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M. C., Porel, G., Probst, A., Probst, J. L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravanel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J. M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J. L., Sekhar, M., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D. V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., & Zitouna, R. (2018). OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 180067. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Garrigues, S., Boone, A. A., Decharme, B., Olioso, A., Albergel, C., Calvet, J.-C., Moulin, S., Buis, S., & Martin, E. (2018). Impacts of the Soil Water Transfer Parameterization on

- the Simulation of Evapotranspiration over a 14-Year Mediterranean Crop Succession. *Journal of Hydrometeorology*, 19(1), 3–25. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0058.1>
- Garrigues, S., Olioso, A., Calvet, J.-C., Martin, E., Lafont, S., Moulin, S., Chanzy, A., Marloie, O., Buis, S., Desfonds, V., et al. (2015). Evaluation of land surface model simulations of evapotranspiration over a 12-year crop succession: Impact of soil hydraulic and vegetation properties. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(7), 3109–3131.
- Garrigues, S., Olioso, A., Carrer, D., Decharme, B., Calvet, J., Martin, E., Moulin, S., & Marloie, O. (2015). Impact of climate, vegetation, soil and crop management variables on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a mediterranean crop site [cet article est la version discussion du papier Garrigues et al. 2015 : notice 326756 ref complète de l'article discussion: Garrigues, S., Olioso, A., Carrer, D., Decharme, B., Martin, E., Calvet, J.-C., Moulin, S., Marloie, O., 2015. Impact of climate, vegetation, soil and crop management variables on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a Mediterranean crop site. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8, 2053–2100. doi:10.5194/gmdd-8-2053-2015 www.geosci-model-dev-discuss.net/8/2053/2015/]. *Geoscientific Model Development*, 8(10), 3033–3053. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3033-2015>
- Gebler, S., Hendricks Franssen, H. J., Kollet, S. J., Qu, W., & Vereecken, H. (2017). High resolution modelling of soil moisture patterns with TerrSysMP: A comparison with sensor network data. *Journal of Hydrology*, 547, 309–331. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.048>
- Gebler, S., Hendricks Franssen, H. J., Pütz, T., Post, H., Schmidt, M., & Vereecken, H. (2015). Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: A comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5), 2145–2161. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2145-2015>
- Gelati, E., Decharme, B., Calvet, J.-C., Minvielle, M., Polcher, J., Fairbairn, D., & Weedon, G. P. (2018). Hydrological assessment of atmospheric forcing uncertainty in the euro-mediterranean area using a land surface model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(4), 2091–2115. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2091-2018>
- Gerke, H. H. (2006). Preferential flow descriptions for structured soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(3), 382–400.
- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., Roujean, J.-L., Jarlan, L., & Los, S. O. (2006). Ability of the land surface model isba-a-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D18).
- GIEC. (2022). Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2022 [Accessed: 2023-04-06]. <https://www.ipcc.ch/>
- Glass, R. J., Steenhuis, T. S., & Parlange, J.-Y. (1989). Mechanism for finger persistence in homogeneous, unsaturated, porous media: Theory and verification. *Soil Science*, 148(1), 60–70.
- Glkab, T., Palmowska, J., Zaleski, T., & Gondok, K. (2016). Effect of biochar application on soil hydrological properties and physical quality of sandy soil. *Geoderma*, 281, 11–20.
- Göbel, P., Stubbe, H., Weinert, M., Zimmermann, J., Fach, S., Dierkes, C., Kories, H., Messer, J., Mertsch, V., Geiger, W. F., et al. (2004). Near-natural stormwater management and

- its effects on the water budget and groundwater surface in urban areas taking account of the hydrogeological conditions. *Journal of Hydrology*, 299(3-4), 267–283.
- Gong, C., Wang, W., Zhang, Z., Wang, H., Luo, J., & Brunner, P. (2020). Comparison of field methods for estimating evaporation from bare soil using lysimeters in a semi-arid area. *Journal of Hydrology*, 590, 125334.
- Goubanova, K., & Li, L. (2007). Extremes in temperature and precipitation around the mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Global and Planetary Change*, 57(1-2), 27–42.
- Goudriaan, J., van Laar, H. H., van Keulen, H., & Louwerse, W. (1985). Photosynthesis, co₂ and plant production. In W. Day & R. K. Atkin (Eds.), *Wheat growth and modelling* (pp. 107–122). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-3665-3_10
- Graham, S. L., Srinivasan, M., Faulkner, N., & Carrick, S. (2018). Soil hydraulic modeling outcomes with four parameterization methods: Comparing soil description and inverse estimation approaches. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1–10.
- Greve, A., Andersen, M., & Acworth, R. (2010). Investigations of soil cracking and preferential flow in a weighing lysimeter filled with cracking clay soil. *Journal of Hydrology*, 393(1-2), 105–113.
- Groh, J., Stumpp, C., Lücke, A., Pütz, T., Vanderborght, J., & Vereecken, H. (2018). Inverse estimation of soil hydraulic and transport parameters of layered soils from water stable isotope and lysimeter data. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1–19.
- Groh, J., Vanderborght, J., Pütz, T., Vogel, H.-J., Gründling, R., Rupp, H., Rahmati, M., Sommer, M., Vereecken, H., & Gerke, H. H. (2020). Responses of soil water storage and crop water use efficiency to changing climatic conditions: A lysimeter-based space-for-time approach. *Hydrology and earth system sciences*, 24(3), 1211–1225.
- Gutmann, E. D., & Small, E. E. (2007). A comparison of land surface model soil hydraulic properties estimated by inverse modeling and pedotransfer functions. *Water Resources Research*, 43(5).
- Gutmann, E. D., & Small, E. E. (2010). A method for the determination of the hydraulic properties of soil from modis surface temperature for use in land-surface models. *Water Resources Research*, 46(6).
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Otle, C., & Vidal-Madjar, D. (1999). 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.
- Habets, F. (1998). *Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale: Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône* (Doctoral dissertation). Toulouse 3.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6).
- Haddad, C. (2018). *Effet d'un rapport de silicium sur la senescence foliaire et les performances agronomiques du colza* (Doctoral dissertation). Normandie Université.
- Haddeland, I., Clark, D. B., Franssen, W., Ludwig, F., Voß, F., Arnell, N. W., Bertrand, N., Best, M., Folwell, S., Gerten, D., Gomes, S., Gosling, S. N., Hagemann, S., Hanasaki, N.,

- Harding, R., Heinke, J., Kabat, P., Koirala, S., Oki, T., Polcher, J., Stacke, T., Viterbo, P., Weedon, G. P., & Yeh, P. (2011). Multimodel estimate of the global terrestrial water balance: Setup and first results. *Journal of Hydrometeorology*, *12*(5), 869–884. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1324.1>
- Haidu, I., & Nistor, M.-M. (2020). Long-term effect of climate change on groundwater recharge in the grand est region of france. *Meteorological Applications*, *27*(1), e1796.
- Haines, W. B. (1930). Studies in the physical properties of soil. v. the hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. *The Journal of Agricultural Science*, *20*(1), 97–116.
- Hamerly, G., & Elkan, C. (2003). Learning the k in k-means. *Advances in neural information processing systems*, *16*.
- Harbaugh, A. W. (2005). *Modflow-2005, the us geological survey modular ground-water model: The ground-water flow process*. US Department of the Interior, US Geological Survey Reston, VA.
- Hazelton, P., & Murphy, B. (2016). *Interpreting soil test results: What do all the numbers mean?* CSIRO publishing.
- Healy, R., & Cook, P. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, *10*, 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge university press.
- Hengl, T., de Jesus, J. M., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Heuvelink, G. B., Ribeiro, E., Samuel-Rosa, A., Kempen, B., Leenaars, J. G., Walsh, M. G., et al. (2014). Soilgrids1km—global soil information based on automated mapping. *PloS one*, *9*(8), e105992.
- Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Heuvelink, G. B. M., Ruiperez Gonzalez, M., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., & Kempen, B. (2017). Soilgrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLOS ONE*, *12*(2), 1–40. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>
- Holden, J., Grayson, R., Berdeni, D., Bird, S., Chapman, P., Edmondson, J., Firbank, L., Helgason, T., Hodson, M. E., Hunt, S., et al. (2019). The role of hedgerows in soil functioning within agricultural landscapes. *Agriculture, ecosystems & environment*, *273*, 1–12.
- Honeysett, J., & Ratkowsky, D. (1989). The use of ignition loss to estimate bulk density of forest soils. *Journal of Soil Science*, *40*(2), 299–308.
- Howell, T. A., Schneider, A. D., & Jensen, M. E. (1991). History of lysimeter design and use for evapotranspiration measurements. *Grouting in Geotechnical Engineering*, 1–9.
- Huntington, T. G. (2006). Available water capacity and soil organic matter. *Encyclopedia of soil science*, *1*, 139–143.
- Huot, H., Morel, J.-L., & Simonnot, M.-O. (2015). Pedogenetic trends in soils formed in technogenic materials. *Soil Science*, *180*. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000135>
- Huot, H., Séré, G., Charbonnier, P., Simonnot, M.-O., & Morel, J. L. (2015). Lysimeter monitoring as assessment of the potential for revegetation to manage former iron industry

- settling ponds. *Science of The Total Environment*, 526, 29–40. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.025>
- Hurkmans, R., De Moel, H., Aerts, J., & Troch, P. (2008). Water balance versus land surface model in the simulation of rhine river discharges. *Water resources research*, 44(1).
- Ibrahim, H. A., & Brutsaert, W. (1968). Intermittent infiltration into soils with hysteresis. *Journal of the Hydraulics Division*, 94(1), 113–138.
- Iden, S. C., Peters, A., & Durner, W. (2015). Improving prediction of hydraulic conductivity by constraining capillary bundle models to a maximum pore size. *Advances in Water Resources*, 85, 86–92.
- Ippisch, O., Vogel, H.-J., & Bastian, P. (2006). Validity limits for the van genuchten–mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation. *Advances in water resources*, 29(12), 1780–1789.
- Isch, A., Montenach, D., Hammel, F., Ackerer, P., & Coquet, Y. (2019). A comparative study of water and bromide transport in a bare loam soil using lysimeters and field plots. *Water*, 11(6), 1199.
- Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108(3), 389–411. <https://doi.org/10.1007/BF00333714>
- Jacobs, C., Van den Hurk, B., & De Bruin, H. (1996). Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 80(2-4), 111–134.
- Jhorar, R., Van Dam, J., Bastiaanssen, W., & Feddes, R. (2004). Calibration of effective soil hydraulic parameters of heterogeneous soil profiles. *Journal of Hydrology*, 285(1-4), 233–247.
- Jiang, S., Pang, L., Buchan, G. D., Šimnek, J., Noonan, M. J., & Close, M. E. (2010). Modeling water flow and bacterial transport in undisturbed lysimeters under irrigations of dairy shed effluent and water using hydrus-1d. *Water Research*, 44(4), 1050–1061.
- Jiménez Cisneros, B. E., Oki, T., Arnell, N. W., Benito, G., Cogley, J. G., Doll, P., Jiang, T., & Mwakalila, S. S. (2014). Freshwater resources.
- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirtdt, M., & Bonal, D. (2015). Improving the isba_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the amazon forest. *Geoscientific Model Development*, 8(6), 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015>
- Jolivet, C., Arrouays, D., Boulonne, L., Ratié, C., & Saby, N. (2006). Le réseau de mesures de la qualité des sols de france (rmqs). *Etat d'avancement et premiers résultats. Etude et Gestion des Sols*, 13(3), 149–164.
- Julià, M. F., Monreal, T. E., del Corral Jiménez, A. S., & Meléndez, E. G. (2004). Constructing a saturated hydraulic conductivity map of spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma*, 123(3-4), 257–277.
- Justes, E., Beaudoin, N., Bertuzzi, P., Charles, R., Constantin, J., Durr, C., Hermon, C., Joannon, A., Le Bas, C., Mary, B., et al. (2012). *Réduire les fuites de nitrate au moyen de cultures intermédiaires: Conséquences sur les bilans d'eau et d'azote, autres services écosystémiques* (Doctoral dissertation). Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie.

- Kattge, J., Bönisch, G., Díaz, S., Lavorel, S., Prentice, I. C., Leadley, P., Tautenhahn, S., & Werner, e. a., G. (2020). *Global Change Biology*, 26(1), 119–188. <https://doi.org/10.1111/gcb.14904>.
- Kattge, J., Diaz, S., Lavorel, S., Prentice, I. C., Leadley, P., Bönisch, G., Garnier, E., Westoby, M., Reich, P. B., Wright, I. J., et al. (2011). Try—a global database of plant traits. *Global change biology*, 17(9), 2905–2935.
- Kawai, K., Kato, S., & Karube, D. (2020). The model of water retention curve considering effects of void ratio. In *Unsaturated soils for asia* (pp. 329–334). CRC Press.
- Kaye, J. P., & Quemada, M. (2017). Using cover crops to mitigate and adapt to climate change. a review. *Agronomy for sustainable development*, 37(1), 1–17.
- Keshavarzi, M., Baker, A., Kelly, B., & Andersen, M. (2016). River–groundwater connectivity in a karst system, wellington, new south wales, australia. *Hydrogeology Journal*, 25. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1491-y>
- Kim, C., Stricker, J., & Torfs, P. (1996). An analytical framework for the water budget of the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 32(12), 3475–3484.
- Kim, J. H., & Jackson, R. B. (2012). A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate, and soils. *Vadose Zone Journal*, 11(1).
- King, D. D., Stengel, P., & Jamagne, M. (1999). Soil mapping and soil monitoring : state of progress and use in France. <https://hal.inrae.fr/hal-02841513>
- Koeniger, P., Gaj, M., Beyer, M., & Himmelsbach, T. (2016). Review on soil water isotope-based groundwater recharge estimations. *Hydrological Processes*, 30(16), 2817–2834.
- Kohfahl, C., Molano-Leno, L., Martínez, G., Vanderlinden, K., Guardiola-Albert, C., & Moreno, L. (2019). Determining groundwater recharge and vapor flow in dune sediments using a weighable precision meteo lysimeter. *Science of The Total Environment*, 656, 550–557. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.415>
- Kosugi, K. (1994). Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resources Research*, 30(4), 891–901.
- Lanini, S., & Caballero, Y. (2016). Groundwater recharge and associated uncertainty estimation combining multi-method and multi-scale approaches.
- Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.-J., & Maréchal, J.-C. (2016). Espere—a multiple-method microsoft excel application for estimating aquifer recharge. *Groundwater*, 54(2), 155–156.
- Lanthaler, C., Fank, J., et al. (2005). *Lysimeter stations and soil hydrology measuring sites in europe-results of a 2004 survey*. na.
- Le Moigne, P., François, Martin, E., Boé, J., Boone, A., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., et al. (2020). The latest improvements with surfex v8. 0 of the safran–isba–modcou hydrometeorological model for france. *Geoscientific Model Development*, 13(9), 3925–3946.
- Le Moigne, P. (2002). Description de l’analyse des champs de surface sur la france par le systeme safran. *Note de centre GMME, Meteo-France*, 1–30.
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Boone, A., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., et al. (2020). The latest improvements with surfex v8. 0 of the safran–isba–modcou hydrometeorological model for france. *Geoscientific Model Development*, 13(9), 3925–3946.

- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., & Michel, C. (2007). How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? theoretical study based on 1040 french catchments. *Water resources research*, 43(6).
- Le Quéré, C., Andres, R. J., Boden, T., Conway, T., Houghton, R. A., House, J. I., Marland, G., Peters, G. P., van der Werf, G. R., Ahlström, A., et al. (2013). The global carbon budget 1959–2011. *Earth System science data*, 5(1), 165–185.
- Ledoux, E., Girard, G., Marsily, G. d., Villeneuve, J., & Deschenes, J. (1989). Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In *Unsaturated flow in hydrologic modeling* (pp. 435–454). Springer.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F., & Ross, P. J. (2005). Soil water retention. *Soil Science Society of America Journal*, 69(6), 1891–1901. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0226>
- Lemaire, J., Mora, V., Faure, P., Hanna, K., Buès, M., & Simonnot, M.-O. (2019). Chemical oxidation efficiency for aged, PAH-contaminated sites: An investigation of limiting factors. *Journal of Environmental Chemical Engineering*, 7(3), 103061. <https://doi.org/10.1016/j.jece.2019.103061>
- Lenhard, R. J., Parker, J. C., & Mishra, S. (1989). On the Correspondence between Brooks-Corey and van Genuchten Models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 115(4), 744–751. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1989\)115:4\(744\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1989)115:4(744))
- Lepore, B. J., Norman, J. M., Lowery, B., & Brye, K. R. (2011). Soil compaction above long-term lysimeter installations. *Soil Science Society of America Journal*, 75(1), 30–34. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0372N>
- Leyval, C., Beguiristain, T., Enjelvin, N., Faure, P., Lorgeoux, C., & Putz, T. (2018). Long term fate of multi-contamination within the context of natural attenuation and climatic conditions: a collaborative study in TERENO and GISFI lysimeters. *TERENO International Conference*. <https://hal.univ-lorraine.fr/hal-03178142>
- Liu, C., Zhang, X., & Zhang, Y. (2002). Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111(2), 109–120.
- Liu, H., Lei, T. W., Zhao, J., Yuan, C. P., Fan, Y. T., & Qu, L. Q. (2011). Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. *Journal of Hydrology*, 396(1), 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.028>
- Luo, Y., & Sophocleous, M. (2010). Seasonal groundwater contribution to crop-water use assessed with lysimeter observations and model simulations. *Journal of Hydrology*, 389(3–4), 325–335.
- Ma, Q., Hook, J. E., & Ahuja, L. R. (1999). Influence of three-parameter conversion methods between van Genuchten and Brooks-Corey Functions on soil hydraulic properties and water-balance predictions. *Water Resources Research*, 35(8), 2571–2578. <https://doi.org/10.1029/1999WR900096>
- Mahfouf, J.-F., & Noilhan, J. (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology (1988-2005)*, 987–992.

- Marin-Lafèche, A. (1996). Elements d'agronomie champenoise: Connaissances des sols et de leur fonctionnement; rendzines sur craie et sols associés. *Agronomie*, 5(16), 331.
- McBratney, A. B., Minasny, B., Cattle, S. R., & Vervoort, R. W. (2002). From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*, 109(1-2), 41–73.
- McGuire, A. M., Bryant, D. C., & Denison, R. F. (1998). Wheat yields, nitrogen uptake, and soil moisture following winter legume cover crop vs. fallow. *Agronomy journal*, 90(3), 404–410.
- Meyboom, P. (1961). Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. *Journal of Geophysical Research*, 66(4), 1203–1214. <https://doi.org/10.1029/JZ066i004p01203>
- Meyer, N., Bergez, J.-E., Constantin, J., & Justes, E. (2019). Cover crops reduce water drainage in temperate climates: A meta-analysis. *Agronomy for Sustainable Development*, 39(1), 3. <https://doi.org/10.1007/s13593-018-0546-y>
- Miliareisis, G. C., & Argialas, D. (1999). Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model/gtopo30. *Computers & Geosciences*, 25(7), 715–728.
- Mirus, B. B. (2015). Evaluating the importance of characterizing soil structure and horizons in parameterizing a hydrologic process model. *Hydrological Processes*, 29(21), 4611–4623. <https://doi.org/10.1002/hyp.10592>
- Moeck, C., Grech-Cumbo, N., Podgorski, J., Bretzler, A., Gurdak, J. J., Berg, M., & Schirmer, M. (2020). A global-scale dataset of direct natural groundwater recharge rates: A review of variables, processes and relationships. *Science of the Total Environment*, 717. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137042>
- Mohanty, B. P., & Zhu, J. (2007). Effective hydraulic parameters in horizontally and vertically heterogeneous soils for steady-state land–atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 715–729. <https://doi.org/10.1175/JHM606.1>
- Mölders, N., Haferkorn, U., Döring, J., & Kramm, G. (2003). Long-term investigations on the water budget quantities predicted by the hydro-thermodynamic soil vegetation scheme (htsvs)–part ii: Evaluation, sensitivity, and uncertainty. *Meteorology and atmospheric physics*, 84, 137–156.
- Monserie, M.-F., Watteau, F., Villemin, G., Ouvrard, S., & Morel, J.-L. (2009). Technosol genesis: Identification of organo-mineral associations in a young Technosol derived from coking plant waste materials. *Journal of Soils and Sediments*, 9(6), 537–546. <https://doi.org/10.1007/s11368-009-0084-y>
- Morel, X., Decharme, B., Delire, C., Krinner, G., Lund, M., Hansen, B. U., & Mastepanov, M. (2019). A new process-based soil methane scheme: Evaluation over arctic field sites with the isba land surface model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 293–326. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018MS001329>
- Morel-Seytoux, H. J., Meyer, P. D., Nachabe, M., Tourna, J., van Genuchten, M. T., & Lenhard, R. J. (1996). Parameter Equivalence for the Brooks-Corey and Van Genuchten Soil Characteristics: Preserving the Effective Capillary Drive. *Water Resources Research*, 32(5), 1251–1258. <https://doi.org/10.1029/96WR00069>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>

- Muller, J.-C. (1996). *Trente ans de lysimétrie en france (1960-1990): Une technique, un outil pour l'étude de l'environnement*. Quae.
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodriguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., & Thépaut, J.-N. (2021). Era5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, *13*(9), 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Myhre, G., Alterskjær, K., Stjern, C., Hodnebrog, Ø., Marelle, L., Samset, B., Sillmann, J., Schaller, N., Fischer, E., Michael, S., & Stohl, A. (2019). Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming. *Scientific Reports*, *9*, 16063. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52277-4>
- Nachtergaele, F., van Velthuizen, H., Verelst, L., Batjes, N., Dijkshoorn, K., van Engelen, V., Fischer, G., Jones, A., & Montanarella, L. (2010). The harmonized world soil database. *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010*, 34–37.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i—a discussion of principles. *Journal of hydrology*, *10*(3), 282–290.
- Ndong, G. O., Therond, O., & Cousin, I. (2020). Analysis of relationships between ecosystem services: A generic classification and review of the literature. *Ecosystem Services*, *43*, 101120.
- Nimmo, J. R. (2010). Theory for source-responsive and free-surface film modeling of unsaturated flow. *Vadose Zone Journal*, *9*(2), 295–306. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0085>
- Nissen, T. M., & Wander, M. M. (2003). Management and soil-quality effects on fertilizer-use efficiency and leaching. *Soil Science Society of America Journal*, *67*(5), 1524–1532.
- Nocco, M. A., Kraft, G. J., Loheide, S. P., & Kucharik, C. J. (2018). Drivers of potential recharge from irrigated agroecosystems in the wisconsin central sands. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 1–22.
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, *117*(3), 536–549.
- Ochsner, T. E., Schumacher, T. W., Venterea, R. T., Feyereisen, G. W., & Baker, J. M. (2018). Soil water dynamics and nitrate leaching under corn–soybean rotation, continuous corn, and kura clover. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 1–11.
- O’Gorman, P. A. (2015). Precipitation extremes under climate change. *Current climate change reports*, *1*, 49–59.
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *science*, *313*(5790), 1068–1072.
- Ouvrard, S., Barnier, C., Bauda, P., Beguiristain, T., Biache, C., Bonnard, M., Caupert, C., Cébron, A., Cortet, J., Cotelle, S., Dazy, M., Faure, P., Masfarau, J. F., Nahmani, J., Palais, F., Poupin, P., Raoult, N., Vasseur, P., Morel, J. L., & Leyval, C. (2011). In Situ Assessment of Phytotechnologies for Multicontaminated Soil Management. *International Journal of Phytoremediation*, *13*(sup1), 245–263. <https://doi.org/10.1080/15226514.2011.568546>

- Pagliai, M., Vignozzi, N., & Pellegrini, S. (2004). Soil structure and the effect of management practices. *Soil and Tillage Research*, 79(2), 131–143.
- Pauliukonis, N., & Schneider, R. (2001). Temporal patterns in evapotranspiration from lysimeters with three common wetland plant species in the eastern united states. *Aquatic Botany*, 71(1), 35–46.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.-M., Andrieu, H., Vignal, B., & Creutin, J.-D. (2002). Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: Case study for the ardèche catchment (france). *Journal of Hydrometeorology*, 3(5), 539–555.
- Peters, E., Bier, G., Van Lanen, H. A., & Torfs, P. (2006). Propagation and spatial distribution of drought in a groundwater catchment. *Journal of Hydrology*, 321(1-4), 257–275.
- Philip, S., Kew, S. F., Jan van Oldenborgh, G., Aalbers, E., Vautard, R., Otto, F., Haustein, K., Habets, F., & Singh, R. (2018). Validation of a rapid attribution of the may/june 2016 flood-inducing precipitation in france to climate change. *Journal of Hydrometeorology*, 19(11), 1881–1898.
- Philippe, E., Habets, F., Ledoux, E., Goblet, P., Viennot, P., & Mary, B. (2011). Improvement of the solute transfer in a conceptual unsaturated zone scheme: A case study of the seine river basin. *Hydrological Processes*, 25(5), 752–765.
- Phillips, F. M. (1994). Environmental tracers for water movement in desert soils of the american southwest. *Soil Science Society of America Journal*, 58(1), 15–24.
- Piper, D., Kunz, M., Ehmele, F., Mohr, S., Mühr, B., Kron, A., & Daniell, J. (2016). Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in may and june 2016 in germany—part 1: Meteorological background. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(12), 2835–2850.
- Poggio, L., de Sousa, L. M., Batjes, N. H., Heuvelink, G. B. M., Kempen, B., Ribeiro, E., & Rossiter, D. (2021). Soilgrids 2.0: Producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty. *SOIL*, 7(1), 217–240. <https://doi.org/10.5194/soil-7-217-2021>
- Polade, S. D., Gershunov, A., Cayan, D. R., Dettinger, M. D., & Pierce, D. W. (2017). Precipitation in a warming world: Assessing projected hydro-climate changes in california and other mediterranean climate regions. *Scientific Reports*, 7.
- Prata, A. (1996). A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533), 1127–1151.
- Pütz, T., Kiese, R., Wollschlager, U., Groh, J., Rupp, H., Zacharias, S., Priesack, E., Gerke, H. H., Gasche, R., Bens, O., Borg, E., Baessler, C., Kaiser, K., Herbrich, M., Munch, J. C., Sommer, M., Vogel, H. J., Vanderborght, J., & Vereecken, H. (2016). TERENO-SOILCan: a lysimeter-network in Germany observing soil processes and plant diversity influenced by climate change. *Environmental Earth Sciences*, 75(18). <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6031-5>
- Pütz, T., Fank, J., & Flury, M. (2018). Lysimeters in vadose zone research. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1–4.
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., & Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the safran analysis over france. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1), 92–107.

- Rahman, M., & Rosolem, R. (2017). Towards a simple representation of chalk hydrology in land surface modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 459–471.
- Rees, F., Sterckeman, T., & Morel, J. L. (2020). Biochar-assisted phytoextraction of cd and zn by *noccaea caerulea* on a contaminated soil: A four-year lysimeter study. *Science of The Total Environment*, 707, 135654. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135654>
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J., Bruand, A., & Guéris, J. (2001). Effect of compaction on the porosity of a silty soil: Influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52(1), 49–58.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Koven, C., et al. (2012). Modelling sub-grid wetland in the orchidee global land surface model: Evaluation against river discharges and remotely sensed data. *Geoscientific Model Development*, 5(4), 941–962.
- Ritter, A., Hupet, F., Muñoz-Carpena, R., Lambot, S., & Vanclooster, M. (2003). Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agricultural Water Management*, 59(2), 77–96.
- Romero, E., & Vaunat, J. (2000). Retention curves of deformable clays. In *Experimental evidence and theoretical approaches in unsaturated soils* (pp. 99–114). CRC Press.
- Rousset, F., Habets, F., Gomez, E., Le Moigne, P., Morel, S., Noilhan, J., & Ledoux, E. (2004). Hydrometeorological modeling of the seine basin using the safran-isba-modcou system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D14).
- Rummler, T., Wagner, A., Arnault, J., & Kunstmann, H. (2022). Lateral terrestrial water fluxes in the lsm of wrf-hydro: Benefits of a 2d groundwater representation. *Hydrological Processes*, 36(3), e14510. <https://doi.org/10.1002/hyp.14510>
- Ruth, C. E., Michel, D., Hirschi, M., & Seneviratne, S. I. (2018). Comparative study of a long-established large weighing lysimeter and a state-of-the-art mini-lysimeter. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 170026. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/vzj2017.01.0026>
- Rutledge, A. (1997). *Model-estimated ground-water recharge and hydrograph of ground-water discharge to a stream* (Vol. 97). US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Saleh, F., Ducharne, A., Flipo, N., Oudin, L., & Ledoux, E. (2013). Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1d saint-venant hydraulic model at regional scale. *Journal of hydrology*, 476, 169–177.
- Santanello Jr, J. A., Peters-Lidard, C. D., Garcia, M. E., Mocko, D. M., Tischler, M. A., Moran, M. S., & Thoma, D. (2007). Using remotely-sensed estimates of soil moisture to infer soil texture and hydraulic properties across a semi-arid watershed. *Remote Sensing of Environment*, 110(1), 79–97.
- Saxton, K. E., & Rawls, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil science society of America Journal*, 70(5), 1569–1578.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10, 18–39.

- Schaap, M. G., Leij, F. J., & van Genuchten, M. T. (2001). ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3), 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Schaap, M. G., & Van Genuchten, M. T. (2006). A modified mualem–van genuchten formulation for improved description of the hydraulic conductivity near saturation. *Vadose Zone Journal*, 5(1), 27–34.
- Schelde, K., Kelliher, F., Massman, W., & Jensen, K. H. (1997). Estimating sensible and latent heat fluxes from a temperate broad-leaved forest using the simple biosphere (sib) model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 84(3-4), 285–295.
- Schellekens, J., Dutra, E., Martinez-de la Torre, A., Balsamo, G., van Dijk, A., Sperna Weiland, F., Minvielle, M., Calvet, J.-C., Decharme, B., Eisner, S., Fink, G., Flörke, M., Peßenteiner, S., van Beek, R., Polcher, J., Beck, H., Orth, R., Calton, B., Burke, S., Dorigo, W., & Weedon, G. P. (2017). A global water resources ensemble of hydrological models: The earth2observe tier-1 dataset. *Earth System Science Data*, 9(2), 389–413. <https://doi.org/10.5194/essd-9-389-2017>
- Schneider, J., Groh, J., Pütz, T., Helmig, R., Rothfuss, Y., Vereecken, H., & Vanderborght, J. (2021). Prediction of soil evaporation measured with weighable lysimeters using the fao penman–monteith method in combination with richards’ equation. *Vadose Zone Journal*, 20(1), e20102. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20102>
- Schrader, F., Durner, W., Fank, J., Gebler, S., Pütz, T., Hannes, M., & Wollschläger, U. (2013). Estimating Precipitation and Actual Evapotranspiration from Precision Lysimeter Measurements. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 543–552. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.061>
- Schwärzel, K., Šimnek, J., Stoffregen, H., Wessolek, G., & Van Genuchten, M. T. (2006). Estimation of the unsaturated hydraulic conductivity of peat soils: Laboratory versus field data. *Vadose Zone Journal*, 5(2), 628–640.
- Sebilo, M., Mayer, B., Nicolardot, B., Pinay, G., & Mariotti, A. (2013). Long-term fate of nitrate fertilizer in agricultural soils. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(45), 18185–18189. <https://doi.org/10.1073/pnas.1305372110>
- Séférian, R., Nabat, P., Michou, M., Saint-Martin, D., Voltaire, A., Colin, J., Decharme, B., Delire, C., Berthet, S., Chevallier, M., et al. (2019). Evaluation of cnrm earth system model, cnrm-esm2-1: Role of earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12), 4182–4227.
- Seneviratne, S. I., Lehner, I., Gurtz, J., Teuling, A. J., Lang, H., Moser, U., Grebner, D., Menzel, L., Schrott, K., Vitvar, T., et al. (2012). Swiss prealpine rietholz bach research catchment and lysimeter: 32 year time series and 2003 drought event. *Water Resources Research*, 48(6).
- Séré, G., Ouyard, S., Magnenet, V., Pey, B., Morel, J. L., & Schwartz, C. (2012). Predictability of the Evolution of the Soil Structure using Water Flow Modeling for a Constructed Technosol. *Vadose Zone Journal*, 11(1). <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0069>
- Séré, G., Schwartz, C., Ouyard, S., Sauvage, C., Renat, J.-C., & Morel, J.-L. (2008). Soil construction: A step for ecological reclamation of derelict lands. *Journal of Soils and Sediments*, 8, 130–136. <https://doi.org/10.1065/jss2008.03.277>

- Sheffield, J., Andreadis, K., Wood, E. F., & Lettenmaier, D. (2009). Global and continental drought in the second half of the twentieth century: Severity–area–duration analysis and temporal variability of large-scale events. *Journal of Climate*, *22*(8), 1962–1981.
- Simmons, C. S., & Meyer, P. D. (2000). A simplified model for the transient water budget of a shallow unsaturated zone. *Water Resources Research*, *36*(10), 2835–2844.
- Šimunek, J., Van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2016). Recent developments and applications of the hydrus computer software packages. *Vadose Zone Journal*, *15*(7).
- Singh, G., Kaur, G., Williard, K., Schoonover, J., & Kang, J. (2018). Monitoring of water and solute transport in the vadose zone: A review. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 160058. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.07.0058>
- Smerdon, B. D. (2017). A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, *555*, 125–128.
- Sobaga, F. H. (2019). *Analyse de données lysimétriques pour une meilleure connaissance de la recharge des nappes*. Rapport de stage de Master. Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie. Mention Sciences de la Terre, des Planètes et de l'Environnement. Parcours Hydrologie, Hydrogéologie et Géochimie Environnementale. Sorbonne Université.
- Solari, L., Van Oorschot, M., Belletti, B., Hendriks, D., Rinaldi, M., & Vargas-Luna, A. (2016). Advances on modelling riparian vegetation—hydromorphology interactions. *River Research and Applications*, *32*(2), 164–178.
- Sommer, R., & Stöckle, C. (2010). Correspondence between the Campbell and van Genuchten Soil-Water-Retention Models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, *136*(8), 559–562. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000204](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000204)
- Sorel, M., Mittelberger, S., Berne, C., & Ribes, A. (2023). Bilan climatique de l'année 2022. *La Météorologie*, *2023*(120), 2–4.
- Soubeyroux, J.-M., Neppel, L., Veysseire, J.-M., Trambly, Y., Carreau, J., & Gouget, V. (2015). Evolution des précipitations extrêmes en France en contexte de changement climatique. *La Houille Blanche*, (1), 27–33.
- Steenhuis, T. S., Jackson, C. D., Kung, S. K., & Brutsaert, W. (1985). Measurement of groundwater recharge on eastern long island, New York, USA. *Journal of Hydrology*, *79*(1-2), 145–169.
- Sterckeman, T., Douay, F., Proix, N., & Fourier, H. (2000). Vertical distribution of Cd, Pb and Zn in soils near smelters in the North of France. *Environmental Pollution*, *107*(3), 377–389. [https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(99\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(99)00165-7)
- Stieglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., & Rosenzweig, C. (1997). An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*, *10*(1), 118–137. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<0118:AEATMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0118:AEATMT>2.0.CO;2)
- Strullu, L., Beaudoin, N., Thiébeau, P., Julier, B., Mary, B., Ruget, F., Ripoche, D., Rakotovololona, L., & Louarn, G. (2020). Simulation using the STICS model of C&N dynamics in alfalfa from sowing to crop destruction. *European Journal of Agronomy*, *112*, 125948.
- Stuyfzand, P. (1989). Hydrology and water quality aspects of Rhine bank groundwater in the Netherlands. *Journal of Hydrology*, *106*(3-4), 341–363.

- Sultan, M., Metwally, S., Milewski, A., Becker, D., Ahmed, M., Sauck, W., Soliman, F., Sturchio, N., Yan, E., Rashed, M., et al. (2011). Modern recharge to fossil aquifers: Geochemical, geophysical, and modeling constraints. *Journal of hydrology*, *403*(1-2), 14–24.
- Tavakoly, A. A., Habets, F., Saleh, F., Yang, Z.-L., Bourgeois, C., & Maidment, D. R. (2019). An integrated framework to model nitrate contaminants with interactions of agriculture, groundwater, and surface water at regional scales: The stics–eaudyssée coupled models applied over the seine river basin. *Journal of hydrology*, *568*, 943–958.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D7), 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>
- Teuling, A. J. (2018). A forest evapotranspiration paradox investigated using lysimeter data. *Vadose Zone Journal*, *17*(1), 1–7.
- Theis, C. V. (1937). Amount of ground-water recharge in the southern high plains. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *18*(2), 564–568.
- Thiéry, D. (2015). *Code de calcul marthe—modélisation 3d des écoulements dans les hydrosystèmes—notice d'utilisation de la version 7.5 (marthe: Modeling software for groundwater flows)* (tech. rep.). BRGM/RP-64554-FR, BRGM, Orléans.
- Thiéry, D. (2018). *Logiciel éros version 7.1—guide d'utilisation, rapport final* (tech. rep.). BRGM/RP-67704-FR, BRGM, Orléans.
- Thiéry, D., Amraoui, N., & Noyer, M.-L. (2018). Modelling flow and heat transfer through unsaturated chalk—validation with experimental data from the ground surface to the aquifer. *Journal of hydrology*, *556*, 660–673.
- Thomas, B. F., Behrangi, A., & Famiglietti, J. S. (2016). Precipitation intensity effects on groundwater recharge in the southwestern united states. *Water*, *8*(3), 90.
- Tifafi, M., Bouzouidja, R., Leguédois, S., Ouvrard, S., & Séré, G. (2017). How lysimetric monitoring of technosols can contribute to understand the temporal dynamics of the soil porosity. *Geoderma*, *296*, 60–68.
- Tirado, M. C., Clarke, R., Jaykus, L., McQuatters-Gollop, A., & Frank, J. (2010). Climate change and food safety: A review. *Food Research International*, *43*(7), 1745–1765.
- Tóth, B., Weynants, M., Nemes, A., Makó, A., Bilas, G., & Tóth, G. (2015). New generation of hydraulic pedotransfer functions for europe. *European journal of soil science*, *66*(1), 226–238.
- Tremosa, J., Debure, M., Narayanasamy, S., Redon, P.-O., Jacques, D., Claret, F., & Robinet, J.-C. (2020). Shale weathering: A lysimeter and modelling study for flow, transport, gas diffusion and reactivity assessment in the critical zone. *Journal of Hydrology*, *587*, 124925.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., & Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, *8*(4), 758–769.
- Tribouillois, H., Constantin, J., Willaume, M., Brut, A., Ceschia, E., Tallec, T., Beaudoin, N., & Therond, O. (2018). Predicting water balance of wheat and crop rotations with a simple model: Aqyield. *Agricultural and forest meteorology*, *262*, 412–422.
- Tyler, D. D., & Thomas, G. W. (1977). *Lysimeter measurements of nitrate and chloride losses from soil under conventional and no-tillage corn* (tech. rep.). Wiley Online Library.

- Unger, P. W., & Vigil, M. F. (1998). Cover crop effects on soil water relationships. *Journal of soil and water conservation*, 53(3), 200–207.
- Upiec, J. (1985). Comparison of some methods for determining of the unsaturated hydraulic conductivity of soils. *Racz. Gleb.*
- Van der Kamp, G., & Hayashi, M. (1998). The groundwater recharge function of small wetlands in the semi-arid northern prairies. *Great Plains Research*, 39–56.
- Van der Velde, M., Wriedt, G., & Bouraoui, F. (2010). Estimating irrigation use and effects on maize yield during the 2003 heatwave in france. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 135(1-2), 90–97.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Van Looy, K., Bouma, J., Herbst, M., Koestel, J., Minasny, B., Mishra, U., Montzka, C., Nemes, A., Pachepsky, Y. A., Padarian, J., Schaap, M. G., Tóth, B., Verhoef, A., Vanderborght, J., van der Ploeg, M. J., Weihermüller, L., Zacharias, S., Zhang, Y., & Vereecken, H. (2017). Pedotransfer functions in earth system science: Challenges and perspectives. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 1199–1256. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017RG000581>
- Van Oldenborgh, G. J., Philip, S., Aalbers, E., Vautard, R., Otto, F., Haustein, K., Habets, F., Singh, R., & Cullen, H. (2016). Rapid attribution of the may/june 2016 flood-inducing precipitation in france and germany to climate change. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–23.
- Van Uytven, E., De Niel, J., & Willems, P. (2020). Uncovering the shortcomings of a weather typing method. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2671–2686. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2671-2020>
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., & Darius, P. (1989). Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. *Soil science*, 148(6), 389–403.
- Vereecken, H., Weihermüller, L., Assouline, S., Simuunek, J., Verhoef, A., Herbst, M., Archer, N., Mohanty, B., Montzka, C., Vanderborght, J., et al. (2019). Infiltration from the pedon to global grid scales: An overview and outlook for land surface modeling. *Vadose Zone Journal*, 18(1), 1–53.
- Vergnes, J.-P., & Decharme, B. (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. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10), 3889–3908. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3889-2012>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., & Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the isba land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), 11–065.
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., Caballero, Y., Courtois, Q., de Dreuzy, J.-R., Etchevers, P., Gallois, N., Leroux, D. J., Longuevergne, L., Le Moigne, P., Morel, T., Munier, S., Regimbeau, F., Thiéry, D., & Viennot, P. (2020). The aquifr hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater

- resource monitoring over france: Evaluation over a 60-year period. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(2), 633–654. <https://doi.org/10.5194/hess-24-633-2020>
- Viaud, V., Durand, P., Merot, P., Sauboua, E., & Saadi, Z. (2005). Modeling the impact of the spatial structure of a hedge network on the hydrology of a small catchment in a temperate climate. *Agricultural Water Management*, 74(2), 135–163.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.-M., Blanchard, M., & Baillon, M. (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(3), 459–478.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Kitova, N., Najac, J., & Soubeyroux, J.-M. (2012). Evolution of spatio-temporal drought characteristics: Validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8), 2935–2955.
- Vincendon, B., Édouard, S., Dewaele, H., Ducrocq, V., Lespinas, F., Delrieu, G., & Anquetin, S. (2016). Modeling flash floods in southern france for road management purposes [Flash floods, hydro-geomorphic response and risk management]. *Journal of Hydrology*, 541, 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.054>
- Vogel, H.-J. (2019). Scale issues in soil hydrology. *Vadose Zone Journal*, 18(1), 190001. <https://doi.org/10.2136/vzj2019.01.0001>
- Vogel, T., Van Genuchten, M. T., & Cislerova, M. (2000). Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in water resources*, 24(2), 133–144.
- Voltaire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., et al. (2019). Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2177–2213.
- Wafa, M., Boote, K., Cavero, J., & Dechmi, F. (2018). Adapting the cropgro model to simulate alfalfa growth and yield. *Agronomy Journal*, 110. <https://doi.org/10.2134/agronj2017.12.0680>
- Watteau, F., Huot, H., Séré, G., Begin, J. C., Rees, F., Schwartz, C., & Morel, J. L. (2018). Micropedology to reveal pedogenetic processes in technosols. *Spanish Journal of Soil Science: SJSS*, 8(2), 148–163.
- Weihermüller, L., Siemens, J., Deurer, M., Knoblauch, S., Rupp, H., Göttlein, A., & Pütz, T. (2007). In situ soil water extraction: A review. *Journal of Environmental Quality*, 36(6), 1735–1748. <https://doi.org/https://doi.org/10.2134/jeq2007.0218>
- Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., Kendon, E. J., Lenderink, G., & Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 522–555. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014RG000464>
- Weynants, M., Vereecken, H., & Javaux, M. (2009). Revisiting vereecken pedotransfer functions: Introducing a closed-form hydraulic model. *Vadose Zone Journal*, 8(1), 86–95.
- Wheeler, T., & Von Braun, J. (2013). Climate change impacts on global food security. *Science*, 341(6145), 508–513.

- Wolf, D. D., Kimbrough, E. L., & Blaser, R. E. (1976). Photosynthetic Efficiency of Alfalfa with Increasing Potassium Nutrition ¹. *Crop Science*, 16(2), 292–294. <https://doi.org/10.2135/cropsci1976.0011183X001600020035x>
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., & Zartarian, V. G. (1992). A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D3), 2717–2728.
- Wosten, J. H. M., & van Genuchten, M. T. (1988). Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of America Journal*, 52(6), 1762–1770. <https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200060045x>
- Wosten, J., Lilly, A., Nemes, A., & Le Bas, C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of european soils. *Geoderma*, 90(3-4), 169–185.
- Wosten, J., Pachepsky, Y., & Rawls, W. (2001). Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251(3), 123–150. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00464-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00464-4)
- Xu, C.-Y., & Chen, D. (2005). Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in germany. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(18), 3717–3734.
- Yin, X., Beaudoin, N., Ferchaud, F., Mary, B., Strullu, L., Chlébowski, F., Clivot, H., Herre, C., Duval, J., & Louarn, G. (2020). Long-term modelling of soil N mineralization and N fate using stics in a 34-year crop rotation experiment. *Geoderma*, 357, 113956. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113956>
- Yin, X., Kersebaum, K.-C., Beaudoin, N., Constantin, J., Chen, F., Louarn, G., Manevski, K., Hoffmann, M., Kollas, C., Armas-Herrera, C. M., et al. (2020). Uncertainties in simulating N uptake, net N mineralization, soil mineral N and N leaching in european crop rotations using process-based models. *Field Crops Research*, 255, 107863.
- Zacharias, S., Bogen, H., Samaniego, L., Mauder, M., Fuß, R., Putz, T., Frenzel, M., Schwank, M., Baessler, C., Butterbach-Bahl, K., et al. (2011). A network of terrestrial environmental observatories in germany. *Vadose zone journal*, 10(3), 955–973. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0139>
- Zhang, J., Felzer, B. S., & Troy, T. J. (2016). Extreme precipitation drives groundwater recharge: The northern high plains aquifer, central united states, 1950–2010. *Hydrological Processes*, 30(14), 2533–2545. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.10809>
- Zhang, Y., Schaap, M. G., & Zha, Y. (2018). A high-resolution global map of soil hydraulic properties produced by a hierarchical parameterization of a physically based water retention model. *Water Resources Research*, 54(12), 9774–9790. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018WR023539>
- Zhang, Z., Wang, W., Gong, C., Zhao, M., Franssen, H.-J. H., & Brunner, P. (2021). Salix psammophila afforestations can cause a decline of the water table, prevent groundwater recharge and reduce effective infiltration. *Science of The Total Environment*, 780, 146336.
- Zheng, W., Wang, S., Sprenger, M., Liu, B., & Cao, J. (2019). Response of soil water movement and groundwater recharge to extreme precipitation in a headwater catchment in the north china plain. *Journal of Hydrology*, 576, 466–477.

RÉSUMÉ

Le premier objectif de cette thèse est d'analyser des données lysimétriques afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent la recharge des aquifères, en particulier lors d'événements intenses. Le second objectif est d'améliorer la modélisation de cette recharge dans le modèle de surface ISBA qui est utilisé dans les applications françaises hydrométéorologique SIM et AQUI-FR, qui réalisent le suivi et la prévision saisonnière des sécheresses et des crues mais aussi pour la projection de la ressource en eau sur la France face au changement climatique.

17 lysimètres de 3 sites (GISFI, OPE, Fagnières) localisés dans la région du Grand-Est ont été utilisés. Ces lysimètres donnent accès à la recharge locale des aquifères et à sa dynamique via des mesures de drainage sur une période allant jusqu'à 50 ans. Les sites du GISFI et de l'OPE disposant en plus de teneurs en eau et de pressions matricielles ainsi que la masse totale. Sur ces lysimètres, la dynamique du drainage est analysée en fonction des types d'occupations de sols, puis en sélectionnant des événements de précipitations intenses et de sécheresse. Une méthode reposant sur de l'apprentissage automatique a été utilisée pour évaluer l'impact de ces processus sur le drainage. Les principaux résultats montrent une diminution de la recharge des nappes depuis plus de 50 ans. Un des résultats non intuitif est que les précipitations intenses n'engendrent que très peu d'écoulements car ils apparaissent surtout en période estivale.

Ces observations ont permis d'évaluer le modèle de surface ISBA et sa capacité à bien simuler la dynamique de l'hydrologie des sols et de la recharge. Ce modèle résout l'équation de Richards et utilise l'approche de Brooks and Corey (1966) comme relations de fermeture de cette équation qui relie teneur en eau, pression matricielle et conductivité hydraulique. Cette version d'ISBA simule bien la recharge quand les paramètres hydrodynamiques et les forçages météorologiques sont connus. Cependant, les mesures in-situ montrent que les relations de fermeture de Van Genuchten (1980) majoritairement utilisées en hydrologie semblent plus appropriées. Ces équations engendrent néanmoins des problèmes numériques bien connus pour des sols argileux et dégradent donc les simulations sur ces lysimètres. Des approches qui corrigent ce défaut ont ensuite été intégrées et évaluées avec succès sur les mêmes lysimètres montrant même une amélioration de la dynamique simulée du drainage, en particulier lors d'événements de drainage intense.

Ces lysimètres ont permis de distinguer les paramètres hydrodynamiques les plus influents et nous ont apporté des informations sur la variabilité des paramètres hydrodynamiques sur le profil vertical des sols. Les fonctions de pédotransferts usuelles basées sur les textures des sols utilisées dans ISBA échouent à restituer les paramètres estimés in-situ, et donc dégrade fortement les recharges simulées. La fonction de pédotransferts de Wosten et al. (1999) qui prend en compte la densité et la matière organique des sols apparaît prometteuse pour limiter ce problème.

Dans une dernière partie, les connaissances acquises localement ont été testées à l'échelle régionales. Les nouvelles relations de fermeture ont été testées dans les modèles SIM et AQUI-FR. Les débits des rivières et les niveaux piézométriques des aquifères ont été simulés et comparés à des observations in-situ. Les résultats sont contrastés, avec une part d'amélioration et de dégradation des résultats. Si les nouvelles relations de fermetures n'apportent pas d'améliorations significatives, cela est sans doute lié aux incertitudes à la fois aux forçages météorologiques (surtout les pluies), aux fonctions de pédotransferts, mais aussi à une possible sur-calibration du ruissellement de surface dans ces modèles. La comparaison à la piézométrie peut aider à distinguer ces flux, mais, la méconnaissance des paramètres hydrodynamiques des aquifères ne permet pas de trancher aisément.

MOTS CLÉS

Infiltration, Lysimètre, ISBA, Événement intense.

ABSTRACT

The first objective of this thesis is to analyze lysimetric data in order to understand the mechanisms that control aquifer recharge, especially during intense events. The second objective is to improve the modelling of this recharge in the surface model ISBA which is used in the French operational hydrometeorological applications SIM and AQUI-FR, dedicated to the monitoring and seasonal forecasting of droughts, floods and for the projection of the French water resource according to climate change scenarios.

To do this, 17 lysimeters from 3 sites (GISFI, OPE, Fagnières) located in the Grand-Est region were used. These lysimeters give access to the local aquifer recharge of aquifers and their dynamics through drainage measurements on a period up to 50 years, with 2 sites measuring also total mass, water content and matrix pressure. On these lysimeters, the dynamics of drainage were analysed according to several types of land use over the full chronicles, then selecting events of intense precipitation and drought. A method based on machine learning was used to evaluate the impact of these processes on drainage. A decrease in groundwater recharge over the last 50 years is found, with more droughts in recent years. Intense precipitation events generate very little drainage as they occur mainly in the summer period.

This version of ISBA simulates recharge well when hydrodynamic parameters and meteorological forcings are known. We have evaluated the closure relations of Van Genuchten (1980) mostly used in hydrology. However, these equations generate well-known numerical problems for clay soils and therefore degrade the simulations on these lysimeters. Approaches that correct this weakness were then successfully validated on the same lysimeters showing even an improvement of the simulated drainage dynamics, in particular during intense drainage events. Such result might although be associated to a moderate intensity of these events, with less than 40 mm/year. These lysimeters helped to distinguish the most influential hydrodynamic parameters and gave information on the variability of the hydrodynamical parameter on the vertical profile in the soils. Usual pedotransfer functions based on soil textures used in ISBA fail to reproduce the parameters estimated in-situ, and thus strongly degrade the simulated recharges. The pedotransfer function of Wosten et al (1999), which takes into account the density and organic matter of soils, appears promising to limit this problem.

Finally, the new closure relationships in ISBA validated on lysimeters were used at the regional scale in the SIM and AQUI-FR models. River flows and aquifer piezometric levels were simulated and compared to in-situ observations. The new closure relationships do not significantly improve the models due to uncertainties related to meteorological forcing (especially rainfall), pedotransfer functions, and possible over-calibration of surface runoff in these models. Indeed, to represent an integrated observation as riverflow, it might be similar for such model to estimate fast subsurface flow or surface runoff. The simulation of piezometric level might help to disentangle this fluxes, however, this depends on hydrodynamic parameters of the aquifers that are badly known.

KEYWORDS

Infiltration, Lysimeter, ISBA, Intense events

