

Simulations des flux d'eau et de chaleur au sein de l'hydrosystème Seine

Agnès Rivière^{1,*}, Deniz Kilic^{1,**}, Nicolas Gallois¹, Agnès Ducharne², Shuaitao Wang², Philippe Peylin³,
Nicolas Flipo¹

¹ Mines Paris - PSL, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France

² UMR 7619 METIS, Sorbonne Université, CNRS, EPHE, Paris, France

³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Gif-sur-Yvette, France

* agnes.riviere@minesparis.psl.eu, ** deniz.kilic@minesparis.psl.eu

Résumé

Véritable bien commun, l'eau est indispensable à de nombreux usages liés aux activités développées par l'homme : les besoins domestiques (dont l'alimentation en eau potable), les usages agricoles, les usages industriels, les usages énergétiques et les usages liés aux loisirs. L'urbanisation, qui concentre une forte densité de population, ainsi que les activités économiques du bassin de la Seine engendrent une augmentation des besoins en eau et en énergie. De plus, le changement climatique a une incidence sur la gestion durable des ressources à long terme. La compréhension précise des flux d'eau et d'énergie à l'échelle du bassin devient ainsi une nécessité stratégique afin d'adapter la gestion des ressources.

Dans ce cadre, les équipes du PIREN-Seine ont développé un outil de modélisation intégrée visant à simuler des échanges d'eau et de chaleur entre l'atmosphère et la surface (sol, rivière et lac) et les systèmes aquifères en passant par les interfaces (zone non saturée, interface nappe-rivière et aquitard). Ces développements ont permis le couplage entre ORCHIDEE (développé par l'IPSL) incluant les transferts d'eau et d'énergie depuis l'atmosphère jusqu'à la zone non saturée et CaWaQS (développé par Mines Paris - PSL) simulant l'hydrodynamisme des rivières et du système aquifère. Un outil de transport originale basée sur la résolution de l'équation de transport de diffusion/advection a été développée afin de simuler le transfert de chaleur dans les réseaux hydrographiques et les systèmes aquifères en pseudo-3D. Une solution analytique est utilisée pour simuler le transport de chaleur à travers les aquitards et l'interface nappe-rivière. L'outil permet d'établir un premier bilan d'eau et de chaleur de l'hydrosystème de la Seine. Les résultats permettent d'estimer l'évolution de la température dans chaque compartiment de l'hydrosystème et d'évaluer le bilan thermique des rivières qui repose principalement sur les échanges avec l'atmosphère ($109,3 \text{ W m}^{-2}$), puis les flux d'échange nappe-rivière ($48,1 \text{ W m}^{-2}$) et le ruissellement de surface ($22,7 \text{ W m}^{-2}$).

Points clés

- Bilan d'eau et d'énergie du bassin de la Seine, incluant le système aquifère et le réseau hydrographique
- Simulations couplées des flux d'eau et de chaleur à l'échelle du bassin de la Seine
- Développement de la plateforme ORCHIDEE-CaWaQS3.X

Abstract

As a common good, water is essential for many uses related to human activities : domestic needs (including drinking water supply), agricultural usages, industrial applications, energy requirements and recreational uses. Urbanization, which concentrates a high population density, as well as the economic activities of the Seine basin generate an increase in water and energy needs. In addition, climate change has an impact on the sustainable management of resources in the long term. A precise understanding of water and energy fluxes at the basin scale is therefore becoming a strategic necessity in order to adapt resource management.

In this context, the PIREN-Seine teams are developing an integrated modelling tool to simulate water and heat exchanges between the atmosphere and the surface (soil, river and lake) and aquifer systems via the interfaces (unsaturated zone, stream-aquifer interface and aquitard). These developments have resulted in the coupling between *ORCHIDEE* (developed by IPSL) including water and energy transfers from the atmosphere to the unsaturated zone and CaWaQS (developed by Mines Paris - PSL), which simulates the hydrodynamics of rivers and aquifer systems. An original transport numerical tool based on the resolution of the diffusion/advection transport equation has been developed to simulate heat transfer in river networks and aquifer systems in pseudo-3D. An analytical solution is used to simulate heat transport through aquitards and the stream-aquifer interface. The tool allows us to establish a first water and heat balance of the Seine hydrosystem, which estimates the temperature evolution in each compartment of the hydrosystem and evaluates the heat balance of the rivers. The rivers' heat balance is mainly based on air exchanges and solar radiation (109.3 W m^{-2}), and then water-river exchange flows (48.1 W m^{-2}) and surface runoff (22.7 W m^{-2}).

Key points

- Water and energy budget from the atmosphere to the aquifer system
- Coupling simulations of water and heat fluxes inside the Seine basin
- Development of the *ORCHIDEE*-CaWaQS3.X platform

Introduction

Les hydrosystèmes, définis comme la combinaison superposée de l’atmosphère, de la surface du sol et des systèmes aquifères où l’eau s’écoule, accueillent le cycle de l’eau et constituent une ressource essentielle pour les humains et les écosystèmes. Les hydrosystèmes soutiennent ainsi les écosystèmes et répondent aux besoins sociétaux en eau potable, en énergie et en production alimentaire.

La gestion durable des hydrosystèmes sera sous-tendue dans le futur par notre capacité à anticiper les effets du changement climatique, l’évolution des demandes en eau et des usages énergétiques de l’eau et les nouveaux systèmes de gouvernance relatifs à la gestion des milieux anthropisés (gestion des infrastructures, politiques de développement territorial). Ainsi, il est impératif de décrire aussi précisément que possible les évolutions temporelles et spatiales des transferts de solutés, de chaleur et d’eau dans les différents compartiments tout en tenant compte des changements globaux. Des premières simulations ont été mises en œuvre afin de prédire une évolution possible de l’hydrosystème Seine dans le futur (Boé et al., 2007; Ducharne, 2007; Ducharne et al., 2009; Flipo et al., 2020). Cependant, la compréhension précise de l’impact du changement climatique sur le

cycle de l’eau nécessite l’inclusion du bilan énergétique, car les processus inhérents au cycle de l’eau sont dépendants de celui-ci (Maxwell and Kollet, 2008).

Dans ce cadre, les équipes du PIREN-Seine ont développé un outil de modélisation intégrée visant à simuler des échanges hydriques et thermiques entre l’atmosphère et la surface (sol, rivière et lac) et les systèmes aquifères en passant par les interfaces (zone non saturée, interface nappe-rivière et aquitards). Ces développements ont permis le couplage entre *ORCHIDEE* (*ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems*), développée par l’IPSL (Krinner et al., 2005; Ducharne et al., 2000, 2020) et *CaWaQS* (*CAtchment WAter Quality Simulator*), développée par MINES Paris, PSL Université, (Labarthe, 2016; Flipo et al., 2022). *ORCHIDEE* est utilisé pour résoudre le bilan hydrique et énergétique des compartiments sol-végétation-atmosphère au pas de temps horaire, tandis que *CaWaQS* est utilisé pour déterminer les flux d’eau et d’énergie dans les aquifères et les rivières ainsi que les flux d’échange entre leurs différentes interfaces (aquitard, interface, nappe-rivière, atmosphère-rivière). Ce couplage est appliqué à l’hydrosystème Seine. Un travail de déclinaison régionale d’*ORCHIDEE* à l’échelle de l’hydrosystème Seine, non présenté ici, a d’ores et déjà été réalisé (Kilic et al., 2019, 2021). Ce travail se base sur l’application *CaWaQS*-Seine qui a récemment été améliorée via l’inclusion de l’ensemble du système aquifère de la frange orientale de l’hydrosystème Seine (Gallois and Flipo, 2021), et l’ajustement des paramètres du système (Flipo et al. (2022)), notamment le fractionnement hydrologique de la pluie efficace en ruissellement et infiltration.

La philosophie du couplage *ORCHIDEE*-*CaWaQS* est d’appliquer comme forçages *CaWaQS* les températures de surface et les flux de recharge et de ruissellement simulés par *ORCHIDEE* pour simuler explicitement les flux d’eau et de chaleur au sein des rivières et du système aquifère. Dans ce but, une bibliothèque de transport originale basée sur la résolution de l’équation de transport de diffusion/advection a été développée pour simuler le transfert de chaleur dans les réseaux hydrographiques en 1D et les systèmes aquifères en pseudo-3D (Kilic et al., 2021). Une solution analytique est utilisée pour simuler la réactivité thermique des interfaces telles que les aquitards et le lit des cours d’eau (Kurylyk et al., 2017).

Dans ce rapport, l’outil est brièvement présenté, ainsi que la calibration du bilan hydrique de surface. La dynamique et les ordres de grandeur des bilans d’eau et d’énergie sont détaillés dans le cas d’une simulation à long terme, afin de répondre à trois questions de recherche : (i) quel est le fonctionnement hydrologique et thermique de l’hydrosystème de la Seine dans les conditions climatiques actuelles ? (ii) Quelles sont les sources de chaleur prédominantes dans le réseau hydrographique de la Seine ? (iii) Quel est le rôle du ruissellement de surface et des échanges nappe-rivière dans le bilan énergétique de la Seine ?

1 Les outils de modélisation du transfert de chaleur dans les hydrosystèmes

1.1 *ORCHIDEE* (tag 2.2, rev. 6533)

ORCHIDEE est un modèle SVAT (« *Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer* »), initialement conçu pour être couplé à un modèle atmosphérique de circulation globale (Krinner et al., 2005), mais il peut également être utilisé en mode autonome, en utilisant un jeu de données météorologiques d’entrée. *ORCHIDEE* tag 2.2 a été développé dans le cadre du modèle IPSL-CM6 (Boucher et al., 2020) pour contribuer à la sixième phase du *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP6) (Eyring et al., 2016).

La résolution horizontale est imposée par la grille atmosphérique, et les bilans énergétiques et hydriques de la surface terrestre sont calculés dans chaque maille à un pas de temps infrahoraire (15 min dans le modèle couplé, 30 min en mode autonome) pour tenir compte des variations diurnes du rayonnement entrant. Ces bilans dépendent fortement de l’occupation du sol, décrite dans chaque maille comme une mosaïque de 15 types fonctionnels de plantes différents (TFP) comprenant le sol nu, les arbres à feuilles persistantes et à feuilles caduques, les prairies C3 et C4 et les cultures. Tous les TFP partagent les mêmes équations, mais avec des

paramètres différents. La proportion de chaque TFP est prescrite dans chaque cellule de la grille à partir de cartes d’occupation du sol dérivées d’observations satellitaires, avec des mises à jour annuelles (Lurton et al., 2020). Deux options sont comparées dans ce travail en ce qui concerne l’évolution de l’indice de surface foliaire (LAI), qui peut être soit prescrit via des cartes d’entrée du LAI mensuel, soit calculé dynamiquement à un pas de temps journalier par le module STOMATE, qui redistribue la production primaire nette (photosynthèse moins respiration autotrophe) en raison de règles d’allocation et de phénologie dépendantes des TFP.

La redistribution verticale de l’humidité du sol est modélisée par une solution multicouche de l’équation de Richards, utilisant un sol de 2 m discrétisé en 11 couches de sol, avec un drainage libre comme condition limite inférieure. L’infiltration et le ruissellement de surface sont dérivés d’une paramétrisation inspirée du modèle de Green-Ampt (D’Orgeval et al., 2008). La diffusivité hydraulique dans la zone non saturée est décrite par les relations de Van Genuchten-Mualem décrivant la variation de saturation en fonction de la pression capillaire dans les sols et la variation de la perméabilité en fonction de la saturation. Dans chaque cellule du modèle, les paramètres correspondants (y compris la perméabilité à saturation K_{sat} et la porosité) sont déduits de la texture du sol comme détaillé dans Tafasca et al. (2020). La K_{sat} [m/s] subit en outre une décroissance exponentielle verticale pour tenir compte des effets de compaction des sols et de la bioturbation :

$$K_{sat}(z) = K_{sat}^* \exp(-c_K(z - z_{lim})), \quad (1)$$

où z est la profondeur du sol [m], K_{sat}^* est la valeur de référence de la perméabilité K_{sat} basée sur la texture du sol [m/s], z_{lim} est la profondeur à laquelle la diminution de K_{sat} commence (par défaut, égale à 0.3 m), et c_K est le facteur de décroissance [en m^{-1}] (égal à 2 par défaut). L’évapotranspiration est composée de quatre sous flux : la sublimation, la perte par interception, l’évaporation du sol et la transpiration, étroitement couplées à la photosynthèse. L’évaporation et la transpiration du sol dépendent de l’humidité du sol via des facteurs de stress réduisant les taux effectifs par rapport au taux potentiel, qui dépend lui-même d’une résistance aérodynamique (et stomatique pour la transpiration) et du gradient de vapeur d’eau entre la surface et l’atmosphère. L’évapotranspiration E [$kg/m^2/s$] et son équivalent énergétique, le flux de chaleur latente LE [Wm^{-2}], couplent les bilans hydrique et énergétique, calculés à l’échelle de la maille donnée par :

$$C_p \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha_s) R_{SWd} + R_{LWd} - \varepsilon \sigma T_s^4 - LE - H - G. \quad (2)$$

La température de surface T_s est la variable pronostique [K], t est le temps [s], C_p est la capacité calorifique de la couche de surface [$J/K/m^3$], tandis que R_{SWd} et R_{LWd} sont les flux de rayonnement descendant d’entrée [w/m^2] dans les longueurs d’onde visibles et infrarouges, respectivement. L’albédo de surface α_s dépend de l’albédo du sol et de chaque TFP, qui sont des paramètres prescrits, et de l’albédo de la neige, calculé en fonction de l’âge de la neige par un module de neige à trois couches (Wang et al., 2013). Enfin, H est le flux de chaleur sensible [w/m^2], et G est le flux de chaleur du sol [w/m^2], qui couple le bilan énergétique de surface au profil de température du sol, résultant d’une équation de diffusion de chaleur en 1D. Le gel du sol est négligé puisque le bassin de la Seine est situé dans un climat tempéré. La discrétisation verticale pour la diffusion de la chaleur est identique à celle adoptée pour les flux d’eau jusqu’à 2 m, puis étendue à 18 m où un flux de chaleur nul est supposé en bas de la colonne de sol. Les propriétés thermiques du sol (capacité calorifique et conductivité thermique) de chaque couche dépendent de l’humidité du sol (en supposant un profil uniforme en dessous de 2 m) et de la texture du sol (Wang et al., 2016).

1.2 CaWaQS (v 3.17)

La plateforme CaWaQS¹ est un outil numérique permettant la simulation spatio-temporelle de flux d’eau à diverses échelles, en régime permanent et/ou transitoire, au sein d’un hydrosystème (Flipo, 2005; Labarthe,

1. Développé au Centre de Géosciences, Mines Paris - PSL, disponible sous licence *open-source* EPL v2, CaWaQS est accessible à l’adresse <https://gitlab.com/cawaqs/cawaqs>. Pour plus d’informations, une fiche ‘outils du PIREN-Seine’ dédiée est consultable sur le site du PIREN-Seine.

2016; Flipo et al., 2022). Cet outil a hérité de nombreux concepts de la plateforme de modélisation MODCOU-NEWSAM (de Marsily et al., 1978; Ledoux, 1980). Son application permet de couvrir un large éventail de problématiques, de la prospective sur les impacts du changement climatique sur la trajectoire hydrologique du bassin de la Seine aux enjeux de remontées de nappe en agglomération parisienne (Maillot, 2019), en passant par l’étude d’impacts environnementaux autour de l’exploitation des gravières (Wang et al., 2016) ou encore de la pollution diffuse d’origine agricole (Beaudoin et al., 2018; Gallois and Viennot, 2018). CaWaQS couple un ensemble de bibliothèques autonomes, offrant une structure modulaire à l’utilisateur qui peut sélectionner les compartiments de l’hydrosystème qu’il souhaite modéliser. Quatre librairies dédiées à ces compartiments constituent le cœur de la plateforme CaWaQS :

- Le module *libfp* (cf. Fig 1.A) calcule le bilan hydrique de surface au pas de temps journalier. Cette librairie permet de calculer l’évapotranspiration réelle, d’évaluer le stock d’eau dans le sol, de caractériser l’infiltration et le ruissellement à partir de données de précipitation et d’évapotranspiration potentielle. Le ruissellement est transféré jusqu’au réseau hydrographique de manière directe. Cette conceptualisation tend à négliger le temps de transfert entre le point de production du ruissellement hypodermique et le tronçon du réseau hydrographique le plus proche. Pour ce faire, le maillage de surface, support du transfert d’eau de surface, correspond à celui de bassins versants unitaires dont le temps de transfert est supposé inférieur au pas de temps de calcul (pas de temps journalier)
- le module *libhyd* (cf. Fig 1.B) simule les écoulements au sein du réseau rivière, selon le schéma de Muskingum (Cunge, 1969) (cf. Fig 1.D). Le ruissellement produit localement est distribué de manière homogène le long de chaque tronçon du réseau. L’épaisseur de la colonne d’eau dans la rivière est calculée par la méthode de Manning-Strickler.
- Le module *libnsat* (cf. Fig 1.C) transfère verticalement, dans la zone non saturée, les flux d’eau infiltrés calculés par le module de surface. Le transfert vertical est conceptualisé par une succession de réservoirs, de volumes et de coefficients de vidange renseignés basée sur la méthodologie développée par Nash (1959). Les flux calculés en base de ce compartiment sont par suite transférés comme recharge à la zone saturée (aquifère), soit par transfert vertical direct soit après routage.
- Le module *libaq* simule (cf. Fig 1.E) l’écoulement de l’eau dans un système aquifère multicouche, selon une discrétisation semi-implicite, par différences finies. L’équation de diffusivité est résolue sous une forme pseudo-3D. Un support de cette résolution par maillage gigogne est possible pour affiner la résolution en relation avec les couches supérieures et inférieures. Le lien entre les couches du système aquifère est établi par le concept de drainance (cf. Fig 1.H), analogue à celui de conductance, utilisé dans la simulation des échanges nappe-rivière (cf. Fig 1.G).
- Le module *libseb* simule, à partir de données météorologiques spatio-temporelles, le bilan global des échanges thermiques à l’interface eau/atmosphère.
- Le module *libttc* (cf. Fig 1.F) simule le transport d’énergie et de soluté dissous en milieu poreux (aquifères) et également en écoulement à surface libre (cours d’eau et rivières). Il permet le transport simultané, dans les différents compartiments des hydrosystèmes, de n espèces dissoutes. Cette fonctionnalité est essentielle, notamment dans une optique future d’intégration du transport réactif entre espèces et en relation avec la température. Ce module permet un niveau de flexibilité additionnel sur le pas de temps de simulation. Celui-ci est adaptable dans le but d’obtenir une meilleure représentation des processus physiques de chaque compartiment des hydrosystèmes en tenant compte de leurs temps caractéristiques.

Dans le cadre du présent travail, la possibilité a été programmée de coupler CaWaQS avec un modèle de surface terrestre (LSM - *Land Surface Model*) en définissant les cartes de forçages de recharge et de ruissellement, de concentration et/ou de température à partir de ces modèles de surface.

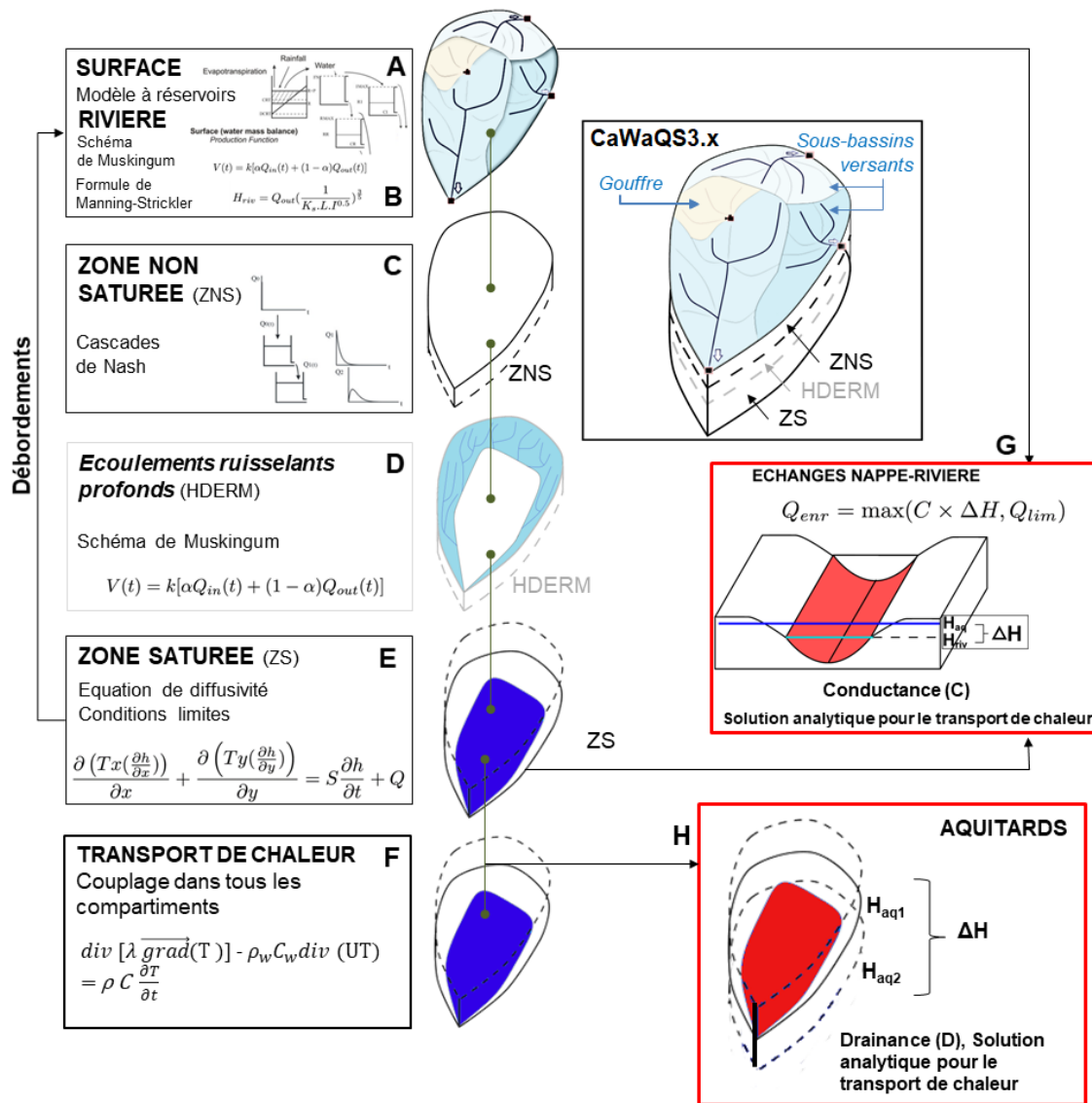


Figure 1. Schématisation de la structure de la plateforme CaWaQS3.X de modélisation de flux d'eau et de chaleur.

1.3 Stratégie de couplage des modèles

Le couplage est réalisé *via* une procédure de forçage "offline", par laquelle les modèles impliqués sont exécutés de manière séquentielle, ne permettant ainsi qu'une interaction monodirectionnelle, d'ORCHIDEE vers CaWaQS. Les flux de drainage simulés par ORCHIDEE sont prescrits comme une recharge de l'aquifère dans CaWaQS, avec une température égale à celle du sol à 2 m de profondeur, tandis que le ruissellement de surface est acheminé vers le réseau hydrographique, en supposant que sa température est en équilibre avec celle de la surface du sol (0,001 m de profondeur, couche supérieure).

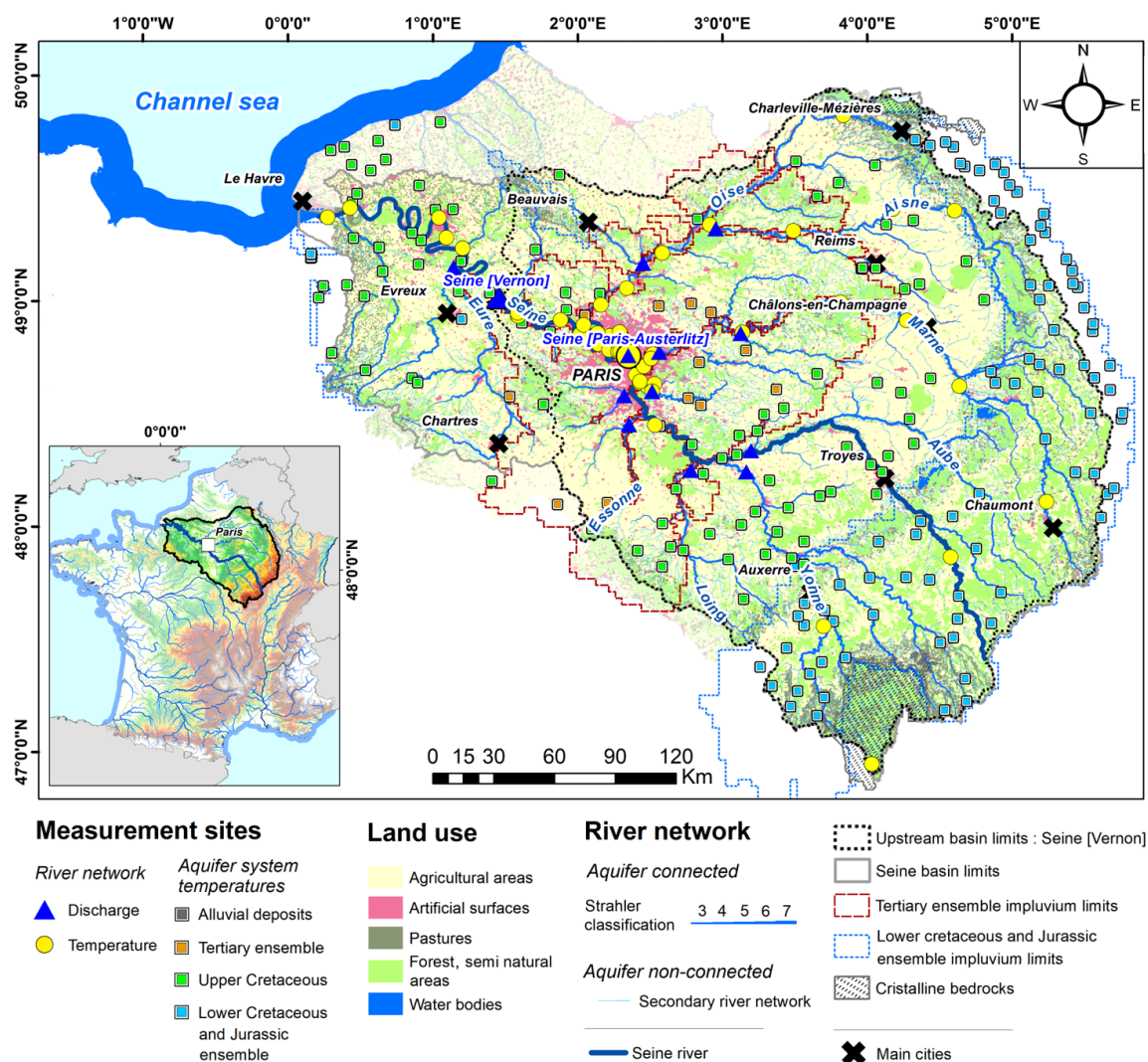


Figure 2. Vue d'ensemble du bassin de la Seine (76 375 km²). L'occupation des sols, utilisée comme fond de carte, est fournie par la base de données CorineLandCover de 2018. Les triangles bleus et les cercles jaunes représentent les positions de mesure du débit et de la température des rivières, respectivement. Les lignes pointillées de couleur indiquent l'étendue de l'ensemble du système aquifère. Les stations de mesure de la température des aquifères sont regroupées en fonction de l'ensemble aquifère auquel elles sont associées.

2 L'hydrosystème Seine

L'hydrosystème Seine ($\approx 76\,375\text{ km}^2$) est situé dans le bassin sédimentaire de Paris. Le contexte géologique est constitué de formations sédimentaires du Tertiaire (alternance d'argile, de grès et de calcaire), de craie du Crétacé et de calcaires du Jurassique reposant sur un socle cristallin, affleurant principalement à l'extrême limite sud-est (Morvan) et nord-est (Ardennes) du bassin. L'altitude la plus élevée est de 856 m et 90 % du bassin est situé en dessous de 300 m d'altitude. Le réseau hydrographique présente des pentes douces.

Le régime climatique est tempéré, modulé par les variations saisonnières de l'évapotranspiration. Le taux de précipitations annuel moyen est de 825 mm sur la période 1980-2020 (jeu de données SAFRAN, Vidal et al. (2010)). Le débit moyen de la Seine aval à la station de jaugeage de Vernon avant l'estuaire était de $490\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ sur la période 1980-2020 (base de données HYDRO).

Actuellement, le bassin de la Seine est le bassin le plus urbanisé et le plus industrialisé de France. La

population est constituée de 17 millions d'habitants (25 % de la population nationale), dont 10 millions pour la seule agglomération parisienne. Le bassin concentre 40 % des activités industrielles nationales, tandis qu'une large zone autour de l'immense agglomération parisienne est orientée vers la production industrielle de culture de céréales (Figure 2). Ces activités présentent une demande énergétique conséquente. De plus, compte tenu de l'importance de la population et de la production alimentaire du bassin de la Seine, les ressources en eau sont stratégiques, près de 1 million de mètres cubes d'eau souterraine étant extraits chaque année sur l'ensemble du bassin (Flipo et al., 2022).

2.1 Conception de l'application *ORCHIDEE*-CaWaQS de l'hydrosystème Seine

La plateforme *ORCHIDEE*-CaWaQS a été appliquée sur la période 2001-2018, qui a été marquée par des événements de crue remarquables (ex. hiver/printemps 2001, hiver 2016-2018) ainsi que par des périodes de débit extrêmement faible/sécheresse et des vagues de chaleur (ex. été 2003, été 2006-2007).

2.1.1 Application *ORCHIDEE* de l'hydrosystème Seine

ORCHIDEE est forcée avec le jeu de données météorologiques de la base de données SAFRAN (Vidal et al., 2010). Les forçages utilisés sont les variables atmosphériques à un pas de temps horaire, sur une grille régulière de 8 km x 8 km. Cette grille définit le maillage de l'application Seine. Un total de 1 490 cellules est utilisé pour décrire le domaine de l'hydrosystème Seine. Une concentration constante de dioxyde de carbone (370 ppm) sur la période 1980-2018 a été appliquée.

La carte de distribution de la végétation a été dérivée à une résolution de 0,5 degré à partir du jeu de données ESA-CCI Land Cover à une résolution de 300 m, pour la période 1992-2015 (voir les détails dans Lurton et al. (2020)). La distribution de la végétation en dehors de cette période a été fixée à celle de l'année disponible la plus proche avec une distribution de végétation constante. Les valeurs mensuelles de l'indice foliaire (LAI) ont été obtenues à partir de la simulation globale existante sur 40 ans réalisée en mode autonome à 0,5 ° (55 km de résolution). La carte de l'albédo du sol a été dérivée de l'ensemble de données MODIS agrégées à une résolution de 0,5 degré. Les cartes de distribution de la couverture du sol ont été obtenues à partir de quatre sources : Reynolds (Reynolds et al., 2000), SoilGrids (Hengl et al., 2017), LUCAS (Ballabio et al., 2016), et INRA (Jolivet et al., 2006). L'état initial a été obtenu après une période d'initialisation de cinq ans (1980-1985) afin d'atteindre l'état d'équilibre du modèle de surface de l'humidité et de la température du sol.

2.1.2 Application CaWaQS-Seine

L'application CaWaQS préexistante de l'hydrosystème Seine développée par Flipo et al. (2022) est utilisée. Celle-ci considère les principales unités aquifères en interaction avec la Seine et ses principaux affluents (Ordre de Stralher >3). Du plus ancien au plus récent, ces aquifères peuvent être regroupés selon quatre grands ensembles : (i) un ensemble d'unités aquifères et aquitardes, allant du Jurassique inférieur (étage de Hettangien) au Crétacé inférieur (étage de l'Albien), (ii) le grand aquifère crayeux du Crétacé supérieur, (iii) un complexe d'aquifères du tertiaire comprenant cinq couches aquifères datant de l'époque du Paléocène à l'époque du Miocène et (iv) des dépôts alluviaux récents (Pléistocène, Holocène). La résolution des cellules des CaWaQS aquifères varie entre 100 m et 3 200 m en utilisant une approche de grille gigogne. La géométrie du réseau hydrographique a été obtenue à partir de la base de données SYRAH-CE (Chandesris et al., 2008). Les entrées d'eau du réseau hydrographique tiennent compte du ruissellement de subsurface, des débordements de l'aquifère vers la surface du sol ainsi que des échanges nappe-rivière. Principalement pour des raisons de temps de calcul, les calculs d'échanges nappe-rivière ont été limités au réseau hydrographique principal, qui correspond aux tronçons de rivière avec un ordre de Strahler supérieur ou égal à 3 (Figure 2). La paramétrisation

thermique (conductivités thermiques, capacités calorifiques et porosités) du bassin de la Seine a été extraite de [Dentzer \(2016\)](#) et [Rivière \(2012\)](#). Le transport de chaleur a également été simulé dans les tronçons de rivière avec un ordre de Strahler supérieur ou égal à 3 (Figure 2). Les températures de surface du sol simulées avec *ORCHIDEE* ont été imposées aux tronçons de rivière inférieurs à l’ordre de Strahler 3. L’état initial de température du système aquifère a été obtenu en faisant tourner le modèle couplé pendant 40 ans en simulant 2 fois la période 1985-2005.

Les forçages de CaWaQS ont été définis comme suit : **(i)** un flux nul en écoulement est imposé aux limites inférieures et aux limites du domaine, sauf pour les mailles rivière où la hauteur d’eau de la maille rivière adjacente est imposée ; **(ii)** Les prélèvements d’eau souterraine sont pris en compte sous la forme d’un débit de pompage journalier, les valeurs provenant des données annuelles de prélèvement d’eau souterraine de l’Agence de l’eau Seine-Normandie (AESN) pour les besoins domestiques, industriels et agricoles ; **(iii)** Les prélèvements agricoles sont supposés avoir lieu uniquement pendant la période estivale (*i.e.* le volume d’eau d’irrigation est distribué temporellement comme suit : 20% en mai, 30% en juin et juillet, et 20% en août) ; **(iv)** Un flux nul de chaleur est imposé aux limites horizontales du domaine ; **(v)** des températures sont imposées selon la méthodologie de couplage décrite précédemment aux systèmes de surfaces ; **(vi)** Un flux géothermique est imposé pour la limite inférieure du domaine (75 mWm^{-2} , [Dentzer \(2016\)](#)).

2.2 Calibration de la plateforme *ORCHIDEE*-CaWaQS

Une procédure de calibration en deux étapes a été utilisée pour calibrer le bilan d’eau et de chaleur de l’hydrosystème Seine : d’abord le bilan de surface et ensuite le bilan sous-terrain. Compte tenu de l’impact de l’oscillation nord-atlantique (NAO) sur la variation des eaux souterraines ([Flipo et al., 2012](#); [Massey et al., 2010](#)), une période de moyenne de 17 ans entre 2001-2018 a été sélectionnée pour mener la première étape de calibration.

2.2.1 Calibration du bilan de surface

L’étape de calibration du bilan d’eau de surface consiste en des ajustements itératifs par essais et erreurs des paramètres d’*ORCHIDEE* afin de minimiser le biais entre le débit moyen pluriannuel simulé et observé aux différentes stations de jaugeage (Figure 2) et de garantir une contribution des eaux souterraines à l’exutoire du bassin d’environ $\frac{2}{3}$, telle que récemment réévaluée par [Flipo et al. \(2022\)](#). Le débit moyen pluriannuel est estimé en multipliant le ruissellement total par la superficie du bassin ainsi que la recharge des aquifères corrigée des prélèvements annuels d’eau souterraine (équivalent à une moyenne annuelle de $37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pendant la période 2008-2012, AESN).

Un ensemble de 10 simulations *ORCHIDEE* a été choisi pour illustrer ce processus itératif (Tableau 1). Tout d’abord, EXP1 à EXP4 nous permettent d’évaluer l’influence de la carte de distribution des sols (avec une carte LAI prescrite et des paramètres par défaut, tels qu’utilisés à l’échelle globale pour CMIP6). Ensuite, les deux options disponibles pour tenir compte des variations du LAI (carte prescrite vs simulation dynamique par le module STOMATE) peuvent être évaluées en comparant EXP4 et EXP5. Enfin, EXP5 à EXP10 ne diffèrent que par certains paramètres *ORCHIDEE* jugés pertinents par plusieurs analyses de sensibilité (par ex. [Raoult et al. \(2021\)](#)) : la perméabilité à saturation (K_{sat}) attribuée aux différents types de sol dominant dans le bassin de la Seine (sable silteux, silt, argile silteuse) et leur facteur de diminution de la perméabilité c_K (Eq. 1); l’albédo foliaire dans le visible et le proche infrarouge et le LAI maximum des principales TFP du bassin. Il faut noter qu’aucune calibration n’a été effectuée pour améliorer les flux thermiques. Les températures des couches inférieures et supérieures du sol ont été supposées être en équilibre avec les températures de la recharge (drainage) et du ruissellement de surface, respectivement.

Tableau 1. Jeu de paramètres appliqué aux 10 expériences pour calibrer le modèle ORCHIDEE(- : même valeur que la précédente, R : Reynolds, SG : SoilGrids, L : Lucas, I : INRA, pLAI : LAI prescrit, ST : STOMATE activé, TeBS : Temperature Boreal Summerreen Trees, TeBe : Temperate Boreal Evergreen Trees, NC3 : Natural C₃ grass, AC3 : Agricultural C₃ crops)

Experiment		EXP1	EXP2	EXP3	EXP4	EXP5	EXP6	EXP7	EXP8	EXP9	EXP10
Distribution des sols		I	SG	L	R	R	R	R	R	R	R
Modèle de végétation		pLAI	pLAI	pLAI	pLAI	ST	ST	ST	ST	ST	ST
Parametre	Classe										
c_K		2	-	-	-	-	4	-	-	10	-
K_{sat} (m s ⁻¹)	Loamy Sand	4.05×10^{-5}	-	-	-	-	-	-	1.73×10^{-5}	-	-
	Silt	2.88×10^{-6}	-	-	-	-	-	-	1.50×10^{-6}	-	-
	Argile	7.22×10^{-7}	-	-	-	-	-	-	4.62×10^{-7}	-	-
	Silt										
Proche-Infrarouge Albedo foliaire	TeBE	0.22	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-
	TeBS	0.22	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-
	NC3	0.3	-	-	-	-	-	0.25	-	-	-
	AC3	0.3	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-
Rayonnement-Visible Albedo foliaire	TeBE	0.06	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-
	TeBS	0.06	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-
	NC3	0.1	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-
	AC3	0.1	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-
Maximum LAI	TeBE	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-	5.5
	TeBS	4	-	-	-	-	-	-	-	-	5
	NC3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	3
	AC3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	3

2.2.2 Calibration du bilan souterrain

Les paramètres géométriques et physiques du réseau hydrographique et du système aquifère de la Seine sont fournis par [Flipo et al. \(2022\)](#). Aucune calibration supplémentaire des paramètres hydrogéologiques n’a été réalisée. La distribution et la valeur des paramètres thermiques utilisés ont été tirés de [Dentzer \(2016\)](#) et [Rivière \(2012\)](#) en moyennant les valeurs par couche aquifère. Le bilan thermique de la rivière a été calibré en modifiant le facteur d’ombrage uniforme allant de 0 % à 50 % appliqué sur le rayonnement net entrant ([Beaufort et al., 2016](#)). Un ombrage uniforme de 30 %, cohérent avec les valeurs rapportées dans [Loicq et al. \(2018\)](#), a été sélectionné après une série de simulations.

2.2.3 Méthodologie d’évaluation

Pour valider les performances de la plateforme ORCHIDEE-CaWaQS, les résultats de l’application ont été comparés à l’ensemble des niveaux piézométriques et des débits mesurés sur le réseau hydrographique, ainsi qu’à des données de température de la rivière, répartie sur l’ensemble de l’hydrosystème Seine (Figure 2). Le coefficient de Kling-Gupta (KGE), l’erreur quadratique moyenne ($RMSE$), l’erreur absolue moyenne (MAE), le pourcentage de biais ($PBIAS$) et le coefficient de corrélation de Pearson (CC) ont été calculés pour évaluer quantitativement l’application Seine sur la période 2001-2018. Les variables collectées sont les données de débit de 183 stations de jaugeage ; les données de niveaux piézométriques de 267 piézomètres ont été utilisées pour évaluer les statistiques de performance de la partie hydrologie. Les chroniques ont été obtenues à partir des bases de données [ADES](#) et [HYDRO](#).

Les données sur la température de l’eau des rivières ont été rassemblées par William Thomas de la DRIEAT, à partir de diverses agences opérant dans le bassin ; l’ensemble de données comprend des observations horaires et quotidiennes provenant de 62 sites ([Rivière et al., 2021](#)). Pendant la période de simulation (2001-2018), 48 stations avec des observations horaires ont été sélectionnées. Les données de température des aquifères utilisées ont été obtenues à partir de la base de données nationale [ADES](#). Bien que cette dernière fournisse une grande

quantité de données, les enregistrements sont souvent incomplets et hétérogènes. La majorité des données de température en aquifère ne sont malheureusement pas consolidées. Un pré-traitement a donc été appliqué à l'ensemble des données en utilisant la méthode de l'écart inter-quartile (IQR), comme décrit dans [Hemmerle et al. \(2019\)](#). Sur le jeu de données initial de 9 179 stations sur la région Seine-Normandie, il restait après le pré-traitement 211 stations avec un minimum de 40 observations sur la période de simulation.

3 Résultats et discussions

3.1 Calibration du bilan de surface

Le bilan d'eau de surface des différentes expériences obtenues est présenté dans la figure 3. Les résultats montrent l'influence des paramètres (Tableau 1) dans le partage des précipitations en évapotranspiration réelle (ETR) et en pluie efficace, qui est composée du ruissellement de surface et de la recharge des aquifères (drainage de la colonne de sol). Il a été choisi de présenter les simulations qui ont le plus d'impact sur les bilans d'eau.

3.1.1 Distribution des sols

Les quatre premières simulations (EXP1-4) montrent l'impact de la distribution des sols, qui induit une variation de 6% de l'ETR (valeurs moyennes comprises entre 469 et 497 mm y^{-1}), et une modification de la pluie efficace. La distribution des sols a également un impact sur le partage de la pluie efficace entre le drainage et le ruissellement de surface, qui varie entre 20 et 47% de la pluie efficace entre EXP4 (Reynolds) et EXP2 (SoilGrids). Ceci s'explique par la composition des distributions de sols : en effet, les cartes SoilGrids et INRA comprennent une fraction importante de sols limoneux qui augmentent le ruissellement de surface au détriment du drainage ([Tafasca et al., 2020](#)). Le biais des débits de Vernon est le plus faible dans l'EXP4 qui utilise la carte de texture de sol de Reynolds. Par conséquent, cette carte a été retenue comme référence pour les autres expériences de calibration.

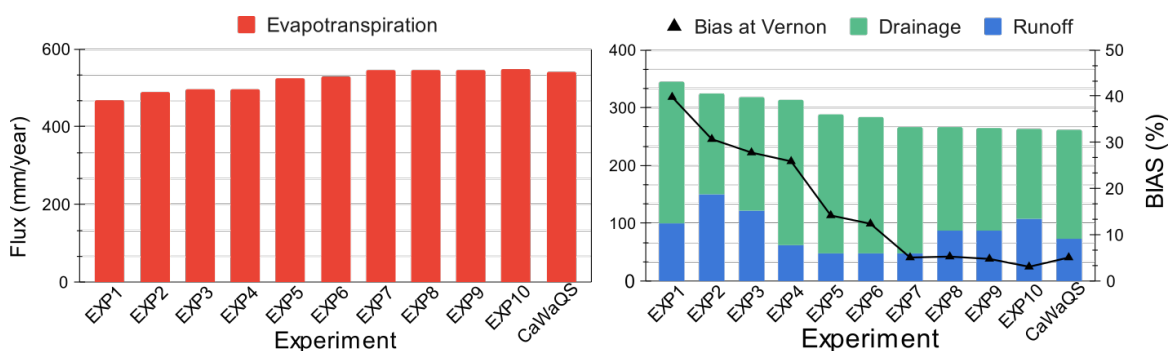


Figure 3. Composantes du bilan annuel moyen des eaux de surface calculées par ORCHIDEE en mm y^{-1} . Le biais a été calculé sur le débit moyen pluriannuel à la station de mesure de Vernon après que le retrait des prélèvements d'eau annuels moyens. La colonne CaWaQS représente le bilan hydrique calculé par l'application CaWaQS-Seine.

3.1.2 Influence de la végétation

Le calcul de la dynamique de la végétation par le module STOMATE (EXP5) permet une nouvelle représentation de l’évapotranspiration réelle ($ETR = +26 \text{ mm y}^{-1}$) par rapport aux simulations avec LAI prescrit (EXP1-4). STOMATE calcule un LAI plus élevé que celui prescrit, ce qui permet d’augmenter l’évapotranspiration via une biomasse plus importante pendant la saison de croissance. La diminution de la pluie efficace qui en résulte entraîne une réduction du biais du débit de Vernon, qui passe de 25,9 % à 14,2 %. La faible diminution de la contribution du ruissellement de surface à la pluie efficace (-3%) peut être attribuée au compromis entre le ruissellement de surface, l’effet de la végétation et le prélèvement d’eau par les racines dans la couche arable. La réduction de l’albédo des feuilles dans le proche infrarouge et dans le visible (de l’EXP6 à l’EXP7) entraîne également une augmentation significative de l’évapotranspiration réelle ($+6,16 \text{ mm y}^{-1}$, c’est-à-dire +5%), car elle augmente l’énergie nette disponible. Cela entraîne une diminution du biais du débit de Vernon (5,1% dans l’EXP7).

En revanche, la mise en œuvre d’une décroissance verticale plus marquée de la perméabilité K_{sat} en dessous de 30 cm dans la colonne de sol (de EXP5 à EXP6) a montré un faible impact : l’ETR s’est en effet légèrement amélioré de seulement 4 mm y^{-1} , le biais du débit a diminué 1.8 %. Cette faible sensibilité aux modifications du profil vertical de K_{sat} montre l’importance des 30 premiers cm de la colonne de sol sur le bilan d’eau de surface (De Rosnay et al., 2000).

3.1.3 Influence des valeurs des propriétés physiques des sols

La diminution de K_{sat} pour toutes les textures de sol dominantes (EXP7 à EXP8) a eu un impact encore plus faible sur l’évapotranspiration, sur la pluie efficace et sur le biais du débit (même légèrement aggravé). La diminution de K_{sat} a toutefois eu un impact significatif sur la répartition de la pluie efficace, puisqu’elle a presque doublé la contribution du ruissellement de surface (de 18% à 33 %). La diminution supplémentaire de K_{sat} dans la partie inférieure du sol en augmentant le facteur de décomposition c_K à 10 (EXP9) n’a eu aucun impact sur le bilan d’eau de surface, et l’augmentation du LAI maximum (EXP 10) a eu un effet très limité sur l’ETR et le ruissellement total bien qu’elle ait augmenté la proportion du ruissellement de surface (+ 10 %). Les valeurs maximales du LAI dans toutes les simulations, y compris EXP10, correspondent aux plages de LAI observées dans l’ensemble du réseau FluxNET pour des biomes et des climats similaires (Krinner et al., 2005). Une calibration détaillée des propriétés de la végétation dépasse le cadre de cette étude, bien que les moyens d’améliorer la représentation de la biosphère terrestre et les processus énergétiques dans les modèles SVAT soient des domaines de recherche actifs (Peylin et al., 2016). En définitive, ces résultats montrent que la surestimation du débit à la sortie de Vernon résulte d’une sous-estimation de l’ETR. Les calculs dynamiques de l’indice LAI ont permis d’améliorer considérablement le débit, ce qui peut être attribué en partie à la résolution grossière de la carte LAI d’entrée dans les simulations pLAI, et à un meilleur cycle saisonnier du LAI (comparaison avec le produit GiMMS (Zhu et al., 2013) non montré), plus cohérent avec le forçage météorologique SAFRAN. Bien que les prélèvements d’eau souterraine soient pris en compte dans le calcul du biais de décharge d’ORCHIDEE (voir section 2.2), l’absence d’irrigation dans les simulations peut également contribuer à la sous-estimation de l’ETR et à la surestimation de la décharge des rivières puisque l’augmentation de l’ETR par les prélèvements d’eau de surface est négligée. Si l’on considère que ORCHIDEE simule un bassin naturel contrairement au bassin de la Seine fortement réglementé et irrigué, un biais de 3,1% (EXP10) à la sortie du bassin (Vernon) est très satisfaisant. Cependant, lorsque les proportions d’infiltration et de ruissellement de surface sont considérées (voir section 2.2), EXP9 est plus performant avec près de deux tiers de la recharge contribuant au ruissellement total.

3.2 Performance de la plateforme *ORCHIDEE*-CaWaQS

La simulation *ORCHIDEE* la plus performante en termes de biais de débit de rivière et de partitionnement de la pluie effective (EXP9) a été sélectionnée pour forcer la simulation CaWaQS. Une simulation couplée a été réalisée sur la période de 17 ans (août 2001 - juillet 2018). Le débit simulé est comparé de manière satisfaisante au débit observé dans 14 sous-bassins versants principaux, comme illustré à l’exutoire du bassin de la Seine (Vernon) dans la figure 4.a. Bien que les faibles débits soient légèrement surestimés par le modèle couplé, celui-ci capture correctement la dynamique annuelle ($KGE = 0,77$, $CC = 0,82$) et le volume moyen ($PBIAS = 1,6\%$), sachant que l’erreur de mesure du débit du fleuve peut atteindre 20% (Sauer and Meyer, 1992).

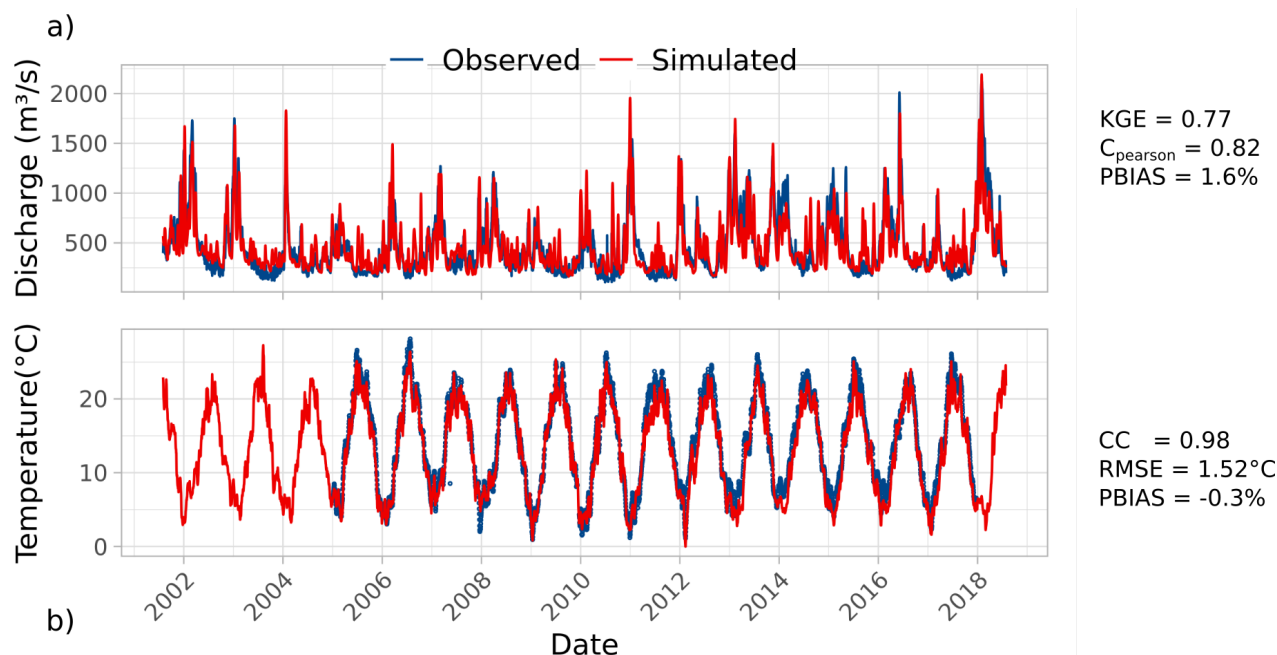


Figure 4. Comparaison sur la période août 2001-juillet 2018 entre a) le débit simulé (rouge) et observé (bleu) à la sortie du bassin versant de la Seine (Vernon); b) la température simulée (rouge) et observée (bleu) du fleuve à Paris (Austerlitz). Les années sont indiquées au 1er janvier. KGE : Coefficient d’efficacité de Kling-Gupta; CC : coefficient de corrélation; $PBIAS$: Pourcentage de biais; $RMSE$: Erreur quadratique moyenne.

La température des cours d’eau est également bien simulée le long du bassin de la Seine, comme l’illustre la station de Paris-Austerlitz (Figure 4.b). Les températures simulées correspondent aux températures observées ($CC = 0,98$) avec un $PBIAS$ de -0,3% et une $RMSE$ de $1,52^{\circ}C$, bien que les températures simulées soient généralement sous-estimées en été comme en hiver. Une partie de cette incertitude peut être attribuée au facteur d’ombrage uniforme ou à l’absence de structures urbaines qui modifient artificiellement le régime thermique sur les berges (Grant, 2007). Le modèle utilise également un facteur d’ombrage uniforme et constant dans le temps qui s’écarte de la dynamique saisonnière et de la distribution spatiale de la végétation dans le bassin de la Seine (Figure 2). Les performances du modèle évaluées respectivement par rapport aux sondes de température des cours d’eau et des aquifères sur la période de simulation sont fournies dans les tableaux 2 et 3.

La dynamique du transport de chaleur dans le réseau hydrographique est bien représentée ($CC > 0,7$ pour 100% des stations) et MAE est inférieur à $2^{\circ}C$ pour 65% des stations. 96% des stations de température de rivière ont une $RMSE$ inférieure à $4^{\circ}C$. Les températures de l’eau dans les ruisseaux et les petites rivières ($< 10\,000\,km^2$) présentent une $RMSE$ moyenne plus élevée ($2,58^{\circ}C$) que les stations en aval ($< 10\,000\,km^2$) ($1,58^{\circ}C$). Les températures imposées sur les tronçons de rivière dont l’ordre de Strahler est inférieur à 3 influencent fortement les températures des cours d’eau et des petites rivières et contribuent ainsi à obtenir une $RMSE$ plus élevée, car la proportion de tronçons avec une température prescrite est plus importante que celle des

tronçons en aval. Une *RMSE* relativement élevée indique une inadéquation entre les températures simulées et observées à l’échelle quotidienne. Globalement, la dynamique saisonnière est bien représentée dans le réseau hydrographique (figure 4.b). Le transport de chaleur dans la rivière est comparable à d’autres études à l’échelle régionale utilisant la méthode de la température d’équilibre (Beaufort et al., 2016) en termes de *RMSE*.

Tableau 2. Critères statistiques (période 2001-2018) de 48 sondes de température de cours d’eau réparties dans le bassin. Tableau supérieur : Erreur quadratique moyenne (*RMSE*), erreur absolue moyenne (*MAE*). Tableau inférieur : Coefficient de corrélation de Pearson (*CC*), et coefficient d’efficacité de Kling-Gupta (*KGE*).

Intervalle [°C]	Nombre de station		Pourcentage cumulé [%]	
	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>
[0.0-2.0[	31	42	65	88
[2.0-4.0[	15	1	96	90
[4.0-6.0[	2	2	100	94
[6.0-8.0[	0	3	100	100

Intervalle [°C]	Nombre de station		Pourcentage cumulé [%]	
	<i>CC</i>	<i>KGE</i>	<i>CC</i>	<i>KGE</i>
]0.7-1.0]	48	43	100	90
]0.5-0.7]	0	2	100	94
]0.4-0.5]	0	1	100	96
]0.2-0.4]	0	2	100	100

Les températures des eaux souterraines montrent une bonne adéquation puisque la *RMSE* est inférieure à 2°C pour 49% des stations. La *RMSE* médiane calculée pour les observations de l’aquifère était de 2,12°C (variant entre 20,2 et 0,01°C). Les *RMSE* élevées sont concentrées sur l’aquifère jurassique, ce qui est dû en grande partie à un décalage entre la profondeur du puits et la profondeur de la cellule. Seulement 22% des stations présentent un *CC* supérieur à 0,5 et seuls 3 % des stations présentent une performance *KGE* supérieure à 0,5. Le facteur limitant en termes de dynamique est le manque de séries temporelles suffisantes dans le système aquifère. En ce qui concerne les hypothèses pour les estimations des conditions aux limites supérieures du transport de chaleur dans le système d’eau souterraine, les températures du sol simulées à 2 m de profondeur à partir d’*ORCHIDEE* ont été appliquées à la limite supérieure du système d’eau souterraine, qui sont assez différentes des températures réelles de l’eau souterraine à la nappe phréatique (Anderson, 2005).

Tableau 3. Critères statistiques (période 2001-2018) à partir de 211 sondes de température de l’aquifère réparties dans le bassin. Erreur quadratique moyenne (*RMSE*), erreur absolue moyenne (*MAE*).

Intervalle [°C]	Nombre de piézomètres [-]		Pourcentage cumulé [%]	
	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>
[0.0-2.0[	93	115	44	49
[2.0-4.0[	58	59	71	74
[4.0-6.0[	16	17	79	81
[6.0-8.0[	17	17	87	88
[8.0-10.0[	8	9	91	92
>=10	20	19	100	100

4 Fonctionnement hydrologique et thermique de l'hydrosystème de la Seine

Les résultats de la meilleure simulation *ORCHIDEE*-CaWaQS ont été utilisés pour calculer le bilan hydrique (Fig. 5) et le bilan énergétique (Fig. 6) de l'ensemble du bassin de la Seine, y compris les contributions des eaux souterraines, sur la période 2001-2018.

4.1 Pluri-annual water budget

La figure 5 présente un bilan hydrique pluriannuel du bassin de la Seine. L'ETR y représente 73,5 % (559 mm y⁻¹) des précipitations (760 mm y⁻¹). Le reste de la pluie effective (201 mm y⁻¹) est réparti entre le ruissellement de surface et la recharge des nappes phréatiques, ce qui représente respectivement 34,6 % et 65,3 % de la pluie effective. Un flux d'infiltration total de 449,2 m³ s⁻¹ transite par la zone non saturée, rechargeant l'ensemble du système aquifère.

27,8 % de la recharge de l'aquifère est perdue par des flux d'eau régionaux à travers les limites du bassin de la Seine (21,6 % de la recharge) ou retirée du système par des pompages (6,2 % de la recharge). Au sein du bassin de la Seine, les échanges fleuve-aquifère pour les ordres de Strahler supérieurs à 3 fournissent environ la moitié du débit (248,7 m³ s⁻¹) enregistré à la sortie du réseau hydrographique (Figure 5). Ce que l'on appelle le débordement correspond principalement au drainage du système d'eau souterraine par les ordres de Strahler bas (un et deux). Il correspond donc également aux échanges nappe-rivière, et s'élève à 91,3 m³ s⁻¹ (17,6 % du débit total). Enfin, le ruissellement de surface contribue à hauteur de 177,9 m³ s⁻¹ (34,4 % du débit total).

4.2 Bilan thermique pluriannuel

Le bilan thermique pluriannuel sur la période 2001-2018 est illustré par la figure 6. La température moyenne pluriannuelle de l'air est de 10,6°C dans le bassin de la Seine, et la température moyenne pluriannuelle de la surface du sol est de 11,3°C (*i.e.* la température associée au ruissellement de surface). La température du sol à 2 m de profondeur est estimée à 10,7°C. La température moyenne quotidienne de la rivière est estimée à 12,1°C (Figure 6). Les températures moyennes annuelles de l'aquifère varient entre 10,6°C pour l'aquifère alluvial peu profond et 23,8°C pour l'aquifère jurassique plus profond. Les gains de chaleur les plus importants dans le système aquifère sont dus aux flux de recharge (182,5 TW h) et au gradient géothermique (63,2 TW h) au fond du bassin (Figure 6). Le premier représente les flux d'advection tandis que le second représente les flux de conduction. Comme prévu, l'influence de l'advection diminue avec la profondeur, tandis que la conduction devient le processus thermique dominant. Ceci est dû à la diminution des flux d'eau avec la profondeur.

Les principales sources de pertes de chaleur par advection en surface sont dues à : (i) les échanges entre la rivière et l'aquifère (113,9 TW h), (ii) les échanges entre le cours d'eau et l'aquifère pour le réseau secondaire de la rivière (ordres 1 et 2 de Strahler) (c'est-à-dire le débordement, qui s'élève à 102,9 TW h), (iii) et les prélèvements (11,8 TW h). Le système aquifère perd le plus d'énergie via les aquifères du Jurassique, de la Craie et des alluvions. Le Jurassique perd les flux de chaleur advectifs les plus importants par le biais du débordement et des échanges entre la rivière et l'aquifère vers la surface (Figure 6). L'aquifère de la Craie et les alluvions sont les deuxième et troisième termes les plus importants au bilan de la rivière via le terme advectif. L'aquifère de la Craie est également le plus important en termes de pertes thermiques dues au prélèvement d'eau (4,6 TW h).

L'énergie provenant du rayonnement à courtes longueurs d'onde (rayonnement net, 353,4 TW h) est la principale source non advective de gain de chaleur dans le réseau hydrographique chaque année (Figure 6), contribuant à 60 % de la charge thermique du fleuve pendant la période d'étude. Comme le montre la figure 5, les échanges nappe-rivière pour la rivière simulée (ordres de Strahler supérieurs à 3) et le trop-plein (ordres de Strahler 1 et 2) sont les plus grands termes au bilan thermique de la rivière. L'incidence du régime hydrologique

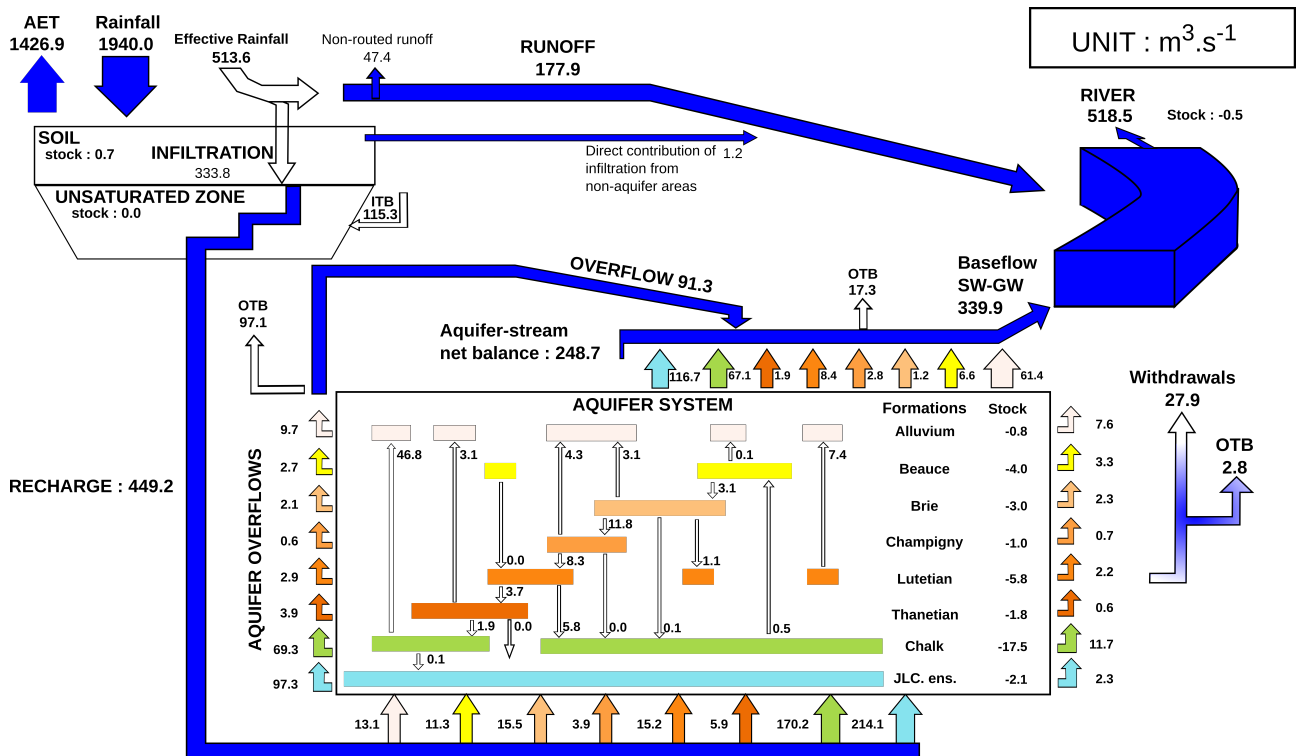


Figure 5. Bilan d'eau de l'hydrosystème de la Seine sur la période 2001-2018 tel que simulé par l'application ORCHIDEE-CaWaQS. Le système d'eau souterraine englobe toute l'étendue des aquifères. ITB : Flux d'infiltration pour les unités aquifères affleurantes au-delà des limites du bassin de la Seine. Les flux hors limites (ITB) sont au-delà de l'étendue du bassin de la Seine. Les flux sont exprimés en valeurs moyennes inter-annuelles en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Pluie = 760mm/an^* , $\text{ETR}^* = 559\text{mm/an}^*$, Ruissellement = 69mm/an^* , Recharge des aquifères = 132mm/an^* . Couches aquifères : 'Alluvion' : Dépôts alluvionnaires, 'Beauce' : Ensemble des calcaires de Beauce, 'Brie' : Calcaires de Brie et sables de Fontainebleau, 'Champigny' : Calcaires de Champigny, 'Lutétien' : Calcaires du Lutétien, 'Thanétien' : Sables du Thanétien, 'Chalk' : aquifère crayeux du Crétacé supérieur, 'JLC. ens.' : Ensemble du Crétacé inférieur et du Jurassique.

sur le bilan thermique dans le réseau hydrographique est illustrée par l'important flux de chaleur advectif via le débit de base ($156,3 \text{ TW h}$ par an), qui constitue la deuxième source de gains de chaleur fluviale. Le ruissellement de surface représente 13% de la charge thermique totale du réseau hydrographique. Les pertes de chaleur non advectives les plus importantes dans le réseau hydrographique sont la chaleur latente et les pertes par rayonnement de grandes ondes, qui représentent respectivement 67% ($211,0 \text{ TW h}$) et 32 % ($101,1 \text{ TW h}$). Environ 1% des pertes de chaleur totales est dû aux pertes de chaleur sensible dans la rivière.

4.3 Flux thermique saisonnier dans la Seine à l'échelle du bassin

Les variations saisonnières de chaque terme du bilan thermique dans le réseau hydrographique sont fournies dans le Tableau 4 et la figure 7. Il est important de noter que les échanges thermiques entre la rivière et l'aquifère ne sont pas simulés par le modèle pour les rivières d'ordre de Strahler inférieur à 3. Cela implique que les flux ne sont pas calculés sur la même surface de rivière que les autres compartiments. Le rayonnement à courte longueur d'onde est plus élevé en été et au printemps. Il dépend du rayonnement solaire qui atteint la surface du cours d'eau, de l'albédo, de l'eau et du facteur d'ombrage. Le facteur d'ombrage peut varier en fonction de la morphologie du cours d'eau, de la végétation riparienne, de l'urbanisation ou des nuages (Loicq et al., 2018). Bien qu'un facteur d'ombrage fixe ait été utilisé dans cette étude (30%), des travaux supplémentaires sont nécessaires pour mettre en œuvre la variabilité spatiale du facteur d'ombrage.

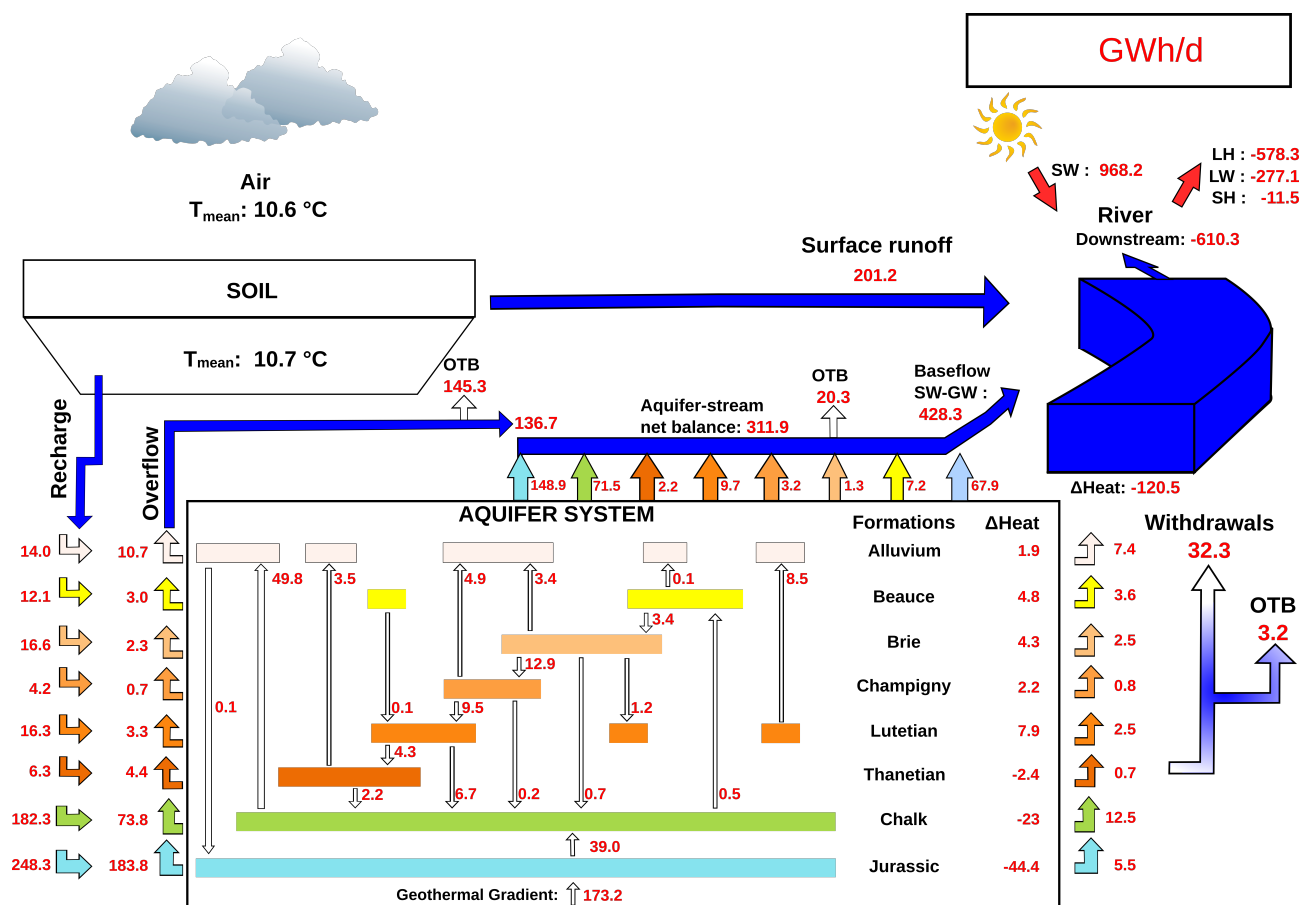


Figure 6. Bilan thermique de l'hydrosystème Seine sur la période 2001-2018 simulé par l'application ORCHIDEE-CaWaQS. Les quantités d'énergie sont exprimées en valeurs moyennes pluriannuelles en GW h par jour et la température moyenne annuelle quotidienne de l'air et du sol à 2 m de profondeur sont indiquées en °C. SW : Rayonnement net à courte longueur d'onde, LW : Rayonnements à grande longueur d'onde, SH : Chaleur sensible, LH : Chaleur latente. Couches aquifères : 'Alluvion' : Dépôts alluvionnaires, 'Beauce' : Ensemble des calcaires de Beauce, 'Brie' : Calcaires de Brie et sables de Fontainebleau, 'Champigny' : Calcaires de Champigny, 'Lutétien' : Calcaires du Lutétien, 'Thanétien' : Sables du Thanétien, 'Chalk' : aquifère crayeux du Crétacé supérieur, 'JLC. ens.' : Ensemble du Crétacé inférieur et du Jurassique.

L'ordre de grandeur des flux non advectifs ne varie pas selon les saisons, la chaleur latente étant la plus grande source de chaleur du système, suivie du rayonnement à grande longueur d'onde, de la chaleur sensible et de la conduction provenant du lit du cours d'eau. La chaleur latente entraîne en moyenne une perte de chaleur de $120,6 \text{ W m}^{-2}$ en été et de $20,3 \text{ W m}^{-2}$ en hiver. D'après la simulation, les flux de chaleur liés à la conduction dans le lit de la rivière sont négligeables par rapport aux autres termes de flux, quelle que soit la saison.

Au cours de l'année, les gains de chaleur par la Seine sont liés au rayonnement à courte longueur d'onde et les échanges nappe-rivière. Pendant l'hiver, les gains nets de chaleur sont directement fonction du rayonnement à courte longueur d'onde qui représente 22 % des gains de chaleur pendant la période estivale (Tableau 4 et figure 7). Les échanges nappe-rivière soutiennent les gains de chaleur du réseau hydrographique tout au long des saisons, et deviennent la source de chaleur dominante en hiver. Les contributions des flux de chaleur advectifs de chaque unité aquifère changent chaque saison en raison des variations de température de la rivière et du volume d'eau échangé entre les nappes et la rivière. Les études partent généralement du principe que la contribution de la conduction du lit de la rivière est négligeable par rapport à l'apport de chaleur advective (Magnusson et al., 2012). Notre étude confirme cette affirmation puisque la conduction du lit de la rivière n'atteint que 1,5 % des flux advectifs nappe-rivière.

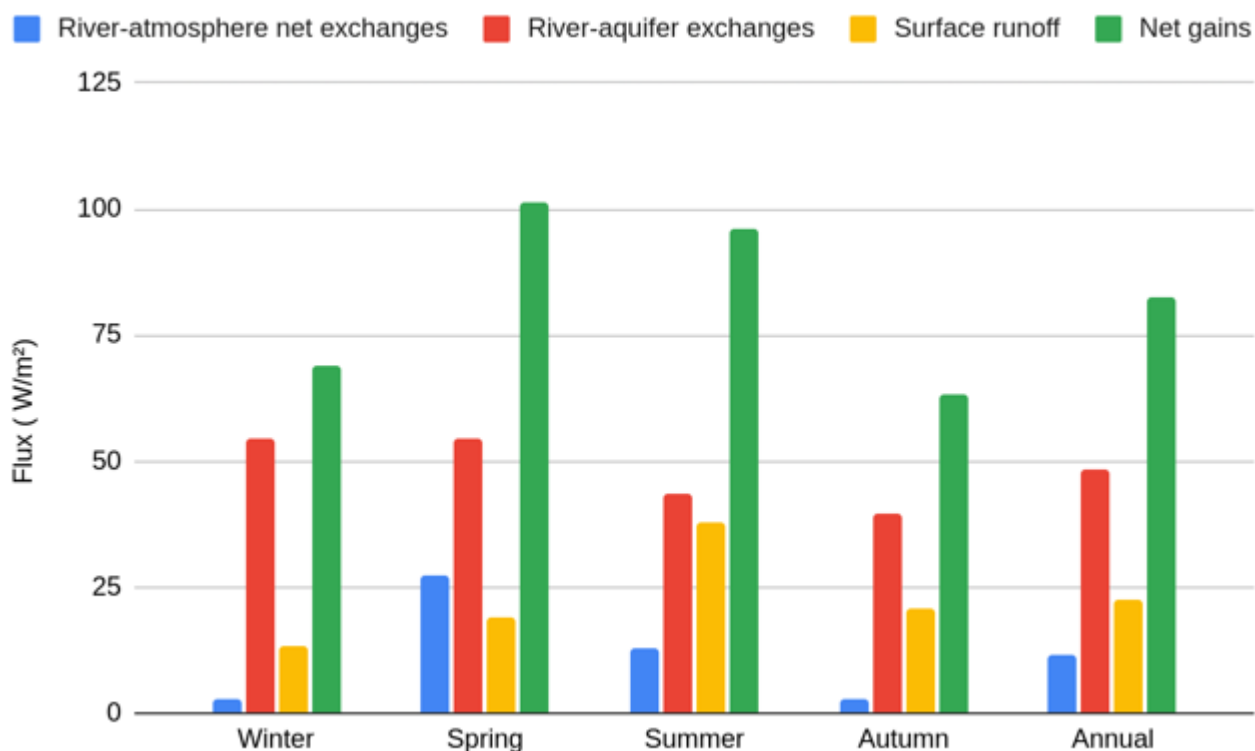


Figure 7. Flux de chaleur saisonniers (W m^{-2}) dans le réseau hydrographique de la Seine sur la période 2001-2018.

Loinaz et al. (2013) ont montré qu'à l'échelle du bassin versant, les échanges nappe-rivière contribuent à une fraction significative des apports de chaleur. De même, dans le bassin de la Seine, les échanges nappe-rivière contribuent significativement au bilan énergétique du fleuve. Localement, les échanges nappe-rivière peuvent dominer le bilan thermique, en particulier en hiver (Tableau 4). Ces échanges peuvent donner lieu à des effets locaux de réchauffement pendant l'hiver et de refroidissement pendant l'été et par conséquent créer des refuges thermiques pour les espèces aquatiques (Kaandorp et al., 2019).

Bien qu'une analyse de sensibilité détaillée n'ait pas été possible dans le cadre de cette première phase du projet, une étude similaire à l'échelle régionale dans le bassin de la Loire a rapporté que les facteurs dominants, par ordre décroissant d'importance, étaient le facteur d'ombrage, les températures des eaux d'amont, le débit des eaux souterraines, le débit des rivières et la géomorphologie de la rivière (Beaufort et al., 2016). Notre approche diffère de cette étude, qui reposait sur un concept de température d'équilibre, par la manière dont les processus sont traités explicitement et la température du lit des rivières est estimée par une solution analytique de manière distribuée. Nous avons constaté que l'échange rivière-atmosphère avait le plus grand impact sur le bilan thermique de la rivière à l'échelle régionale.

Tableau 4. Flux de chaleur saisonniers (W m^{-2}) dans le réseau hydrographique de la Seine sur la période 2001-2018. La longueur totale du fleuve est de 28378 km, la surface totale du réseau hydrographique d'ordre de Strahler supérieur à 3 est de 369 km^2 . Les flux nets sont le bilan thermique total du réseau hydrographique. Le signe négatif (-) indique une perte de chaleur par la rivière.

Processus	Type de flux	Hiver	Printemps	Été	Automne	Moyenne annuelle
Rayonnement à courtes < longueurs d'onde	Conductif x	39,3	142,0	180,1	75,9	109,3
Rayonnement à grande longueurs d'onde	Conductif	-16,1	-42,9	-44,6	-21,5	-31,3
Chaleur latente	Conductif	-20,3	-69,9	-120,6	-50,4	-65,3
Chaleur sensible	Conductif	-0,2	-1,7	-2,1	-1,1	-1,3
Échanges conductifs avec cours d'eau	Conductif	0,4	-0,2	-0,7	-0,1	0,2
Ruissellement de surface	Advectif	13,3	18,9	37,9	20,8	22,7
Echanges advectifs avec cours d'eau	Advectif	54,0	54,8	44,3	39,5	48,1
Flux nets	Total	69,1	101,5	96,2	63,2	82,5

Conclusions et perspectives

La question des flux d'énergie au sein des hydrosystèmes a d'abord été portée à l'attention de la communauté scientifique par les sciences écologiques. Leur objectif était de comprendre comment la température de l'eau peut réguler le cycle de vie des communautés piscicole. Pour ce faire, de nombreuses études ont été menées sur des cours d'eau de tête de bassin, et des bilans thermiques ont été établis à partir de données *in situ* (Caissie, 2006; Webb et al., 2008). Par la suite, des outils numériques sont apparus pour calculer les flux d'énergie à l'échelle du bassin versant (Loinaz et al., 2013) et de bassin régional, comme la Loire (Beaufort, 2015; Beaufort et al., 2016; Loicq et al., 2018). L'un des principaux inconvénients de ces avancées significatives était la simplification de la simulation des eaux souterraines sans modélisation explicite de leurs processus. Notre objectif est de quantifier le bilan énergétique à l'échelle régionale en incluant les processus des eaux souterraines et leur interaction avec les autres compartiments de l'hydrosystème grâce à la mise en place de la plateforme *ORCHIDEE*-CaWaQS selon les développements méthodologiques et techniques suivants :

- Développement des transferts de chaleur dans CaWaQS, notamment avec le couplage avec la librairie *libttc*, dédiée aux rivières et aquifères. Une approche originale pour le transfert dans les aquitards et le lit de la rivière a également été mise en œuvre sur la base de la solution analytique de Kurylyk et al. (2017) (voir annexe 4.4);
- Mise en place d'une application *ORCHIDEE* régionale;
- Développement d'une stratégie de calibration en deux étapes. Elle a été adaptée pour forcer *ORCHIDEE* à reproduire la part des principaux termes du bilan d'eau : l'ETR, le ruissellement et la recharge des aquifères, à l'échelle du bassin de la Seine et pour 14 sous-bassins principaux.

Une première simulation des flux d'eau et d'énergie à l'échelle régionale (96 204 km²) a été réalisée sur l'hydrosystème de la Seine afin de quantifier les interactions entre les différents compartiments de l'atmosphère jusqu'aux systèmes souterrains. La plateforme *ORCHIDEE*-CaWaQS simule le débit moyen des différents sous-bassins versants dans le bassin de la Seine et les niveaux piézométriques de manière correcte. Elle permet de simuler les bilans hydrique et énergétique de l'hydrosystème de manière adéquate, menant à une meilleure compréhension du rôle des eaux souterraines dans le fonctionnement du bassin.

Le bilan thermique du réseau hydrographique est contrôlé par principalement par les échanges avec l'air, et les échanges nappe-rivière et le ruissellement de surface dans le bassin de la Seine en fournissant respectivement 60%, 27% et 13% du bilan thermique total. Le principal apport d'énergie au réseau fluvial provient du rayonnement à courte longueur d'onde (356,4 TWh.y⁻¹, échange avec l'air). Ces résultats contribuent de manière significative à notre compréhension de la façon dont les échanges de chaleur entre les eaux souterraines contribuent au bilan thermique du réseau hydrographique.

La quantification des flux d'eau et d'énergie ouvre la voie à des études à l'échelle du bassin versant sur le fonctionnement de l'hydrosystème à diverses échelles temporelles et spatiales. Cet outil va permettre d'améliorer la quantification de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et sur les flux d'énergie à l'échelle du bassin régional. Celle-ci fournira des informations utiles pour les stratégies d'adaptation et d'atténuation des impacts des changements globaux et répondre par conséquent au nexus "eau-énergie-alimentation" (De Amorim et al., 2018). Le Nexus "eau-énergie-alimentation" a émergé en 2011 pour permettre d'harmoniser les usages ces ressources nécessaire à nos sociétés et le maintien des écosystèmes. Il existe une compétition entre les usages de l'eau pour la production d'eau, de nourriture et d'énergie. De plus, ces trois éléments sont interdépendants. Par exemple, nous nécessitons de l'énergie pour pomper et acheminer l'eau potable et nous nécessitons de l'eau pour refroidir les centrales nucléaires. Notre modèle couplé *ORCHIDEE*-CaWaQS peut être mobilisé pour évaluer l'impact des politiques de gestion de l'eau, de l'énergie et des pratiques agricoles à l'échelle du bassin de manière quantitative et qualitative, en s'appuyant sur les études précédentes décrivant l'effet des pratiques agricoles sur l'hydro-agrosystème de la Seine (Beaudoin et al., 2018).

Annexes

4.4 Développement de la réactivité des interfaces nappe-rivière et des aquitards

Le transport de chaleur entre la rivière et l'aquifère ainsi que l'interface aquifère-aquitard-aquifère est assuré en utilisant la solution analytique de [Kurylyk et al. \(2017\)](#). Cette solution permet de simuler efficacement l'advection en utilisant des flux de drainance entre les aquifères ainsi que des flux d'échange d'eau entre la nappe et la rivière. De plus, les flux conductifs de chaleur sont calculés en utilisant les propriétés thermiques des différentes couches qui constituent ces interfaces, ce qui permet une précision accrue dans les simulation des flux échangés entre aquifères au sein des aquitards et à l'interface nappe-rivière. Elle est une amélioration de la solution de [Bredehoeft and Papaopulos \(1965\)](#), pour tenir compte des variations de la conductivité thermique avec la profondeur. L'équation est basée sur quatre hypothèses fondamentales similaires à celles mobilisées dans le module hydrogéologique : **(i)** le transfert de chaleur est calculé verticalement en une dimension et néglige les flux horizontaux ; **(ii)** le flux de Darcy est constant et uniforme dans toutes les couches ; **(iii)** les profils de température sont à l'état d'équilibre à chaque pas de temps ; et **(iv)** les propriétés sont homogènes dans chaque couche.

La solution analytique de [Kurylyk et al. \(2017\)](#) est la suivante :

$$T_i(z) = C_{i,1} \exp \frac{q * z * \rho_w * c_w}{\lambda_i} + C_{i2} \quad (i = 1, 2, \dots, n - 1) \quad (3)$$

où $T_i(z)$ est la distribution de la température dans la couche i [K], z est la profondeur de la couche la plus profonde [m] (figure 8, n est le nombre de couches, λ_i est la conductivité thermique du milieu poreux de la couche i [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], q est le flux Darcy [m s^{-1}] (positif vers le bas), supposé constant et uniforme dans toutes les couches, c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] et ρ_w est la masse volumique de l'eau [kg m^{-3}]. Les coefficients C_{i1} , C_{i2} et $C_{i+1,1}$ sont définis selon [Shan and Bodvarsson \(2004\)](#) :

$$C_{i2} = \frac{\alpha T_0 - T_B}{\alpha - 1} \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (4)$$

$$C_{1,1} = \frac{T_B - T_0}{\alpha - 1} \quad (i = 1, 2, \dots, n - 1) \quad (5)$$

$$C_{(i+1),1} = \exp \left(q * d_i \left(\frac{\rho_w c_w}{\lambda_i} - \frac{\rho_w c_w}{\lambda_{i+1}} \right) \right) * C_{i,1} \quad (i = 1, 2, \dots, n - 1) \quad (6)$$

Où d_i est l'épaisseur m de la couche i (voir figure 8). Le coefficient α est défini par la relation suivante :

$$\alpha = \exp \left(q \sum_{i=1}^n \left(\frac{b_i * \rho_w c_w}{\lambda_i} \right) \right) \quad (7)$$

T_0 est la température de la condition à la limite supérieure [K], T_B est la température de la condition à la limite inférieure [K] (voir figure 8) :

$$T_1(z = 0) = T_0 \quad (8a)$$

$$T_n(z = d_n) = T_B \quad (8b)$$

La solution analytique de Kurylyk est conceptualisée de deux façons dans le modèle (voir figure 8) :

1. l'interface aquifère-aquitard-aquifère

L'interface est un système à 3 couches avec 3 inconnues, à savoir les températures de l'aquitard ainsi que des aquifères supérieur et inférieur. T_0 est la température calculée dans l'aquifère supérieur et T_B est la température calculée au centre de l'aquifère inférieur.

2. l'interface nappe-rivière

L'interface est un système à 2 couches avec 3 inconnues, à savoir les températures de la rivière, du lit de la rivière et de l'aquifère. T_0 est la température calculée dans la rivière et T_B est la température calculée au centre de l'aquifère sous-jacent.

Les coefficients de la solution analytique sont incorporés comme un terme de la matrice de résolution du transfert de la chaleur dans le milieu poreux, résolvant ainsi simultanément le transport de chaleur dans l'aquitard. La température de la rivière au cours du pas de temps précédent est utilisée pour calculer la température du lit du cours d'eau à l'interface nappe-rivière.

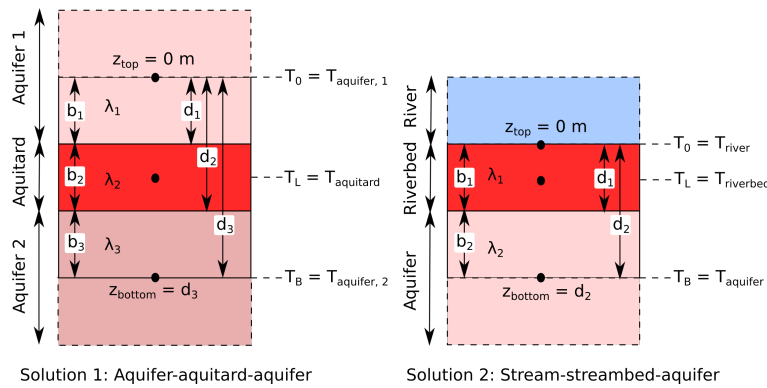


Figure 8. Conceptualisation de la solution analytique pour a) l'interface aquifère-aquitard-aquifère et b) l'interface nappe-rivière.

4.5 Performance de la plateforme ORCHIDEE-CaWaQS : Hydrologie

La simulation des eaux souterraines montre des performances globalement satisfaisantes puisque les *RMSE* et *MSE* sont inférieures à 4 m dans 40% et 44% des stations, respectivement. En ce qui concerne la dynamique de l'aquifère à l'échelle régionale, 67% des piézomètres présentent une corrélation (*CC*) supérieure à 0,5, tandis que 25% des piézomètres présentent un *KGE* supérieur à 0,5.

Dans la station de Vernon (bassin versant principal du bassin de la Seine), le biais a été estimé à 1,6 % avec 0,77 *KGE* et 0,82 *CC* ; la performance globale était satisfaisante (Figure 4.a). Si l'on considère les sous-bassins versants, 6 des 14 stations des sous-bassins versants principaux présentent un *KGE* supérieur à 0,7 et 8 stations présentent un *CC* supérieur à 0,7. Le biais estimé se situe entre -12,6 et 23,8%. À l'échelle du bassin, un total de 38,5 % des stations présentent des valeurs *KGE* (non indiquées) supérieures à 0,5.

Tableau 5. Critères statistiques (période 2001-2018) de 267 piézomètres répartis dans le bassin. Tableau supérieur : Erreur quadratique moyenne (RMSE), erreur absolue moyenne (MAE). Tableau inférieur : Coefficient de corrélation de Pearson (CC), et coefficient d'efficacité de Kling-Gupta (KGE).

Intervalle [m]	Nombre de piézomètres		Pourcentage cumulé [%]	
	RMSE	MAE	RMSE	MAE
[0.0-2.0[	61	83	23	25
[2.0-4.0[	47	64	40	44
[4.0-6.0[	45	59	57	62
[6.0-8.0[	30	41	68	75
[8.0-10.0[	20	23	76	82
≥ 10	64	61	100	100

Intervalle [m]	Nombre de piézomètres		Pourcentage cumulé [%]	
	CC	KGE	CC	KGE
]0.7-1.0]	114	35	43	13
]0.5-0.7]	65	32	67	25
]0.4-0.5]	22	17	75	32
]0.2-0.4]	33	36	88	45
]0.0-0.2]	23	30	96	56
]−∞-0.0]	10	117	100	100

Bibliographie

- Anderson, M. P. (2005). Heat as a Ground Water Tracer. *Ground Water* 43, 951–968.
- Ballabio, C., P. Panagos, and L. Monatanarella (2016, January). Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database. *Geoderma* 261, 110–123.
- Beaudoin, N., N. Gallois, P. Viennot, C. Le Bas, T. Puech, C. Schott, S. Buis, and B. Mary (2018). Evaluation of a spatialized agronomic model in predicting yield and n leaching at the scale of the seine-normandie basin. *Environmental Science and Pollution Research* 25(24), 23529–23558.
- Beaufort, A. (2015). *Modélisation physique de la température des cours d'eau à l'échelle régionale : application au bassin versant de la Loire*. Ph. D. thesis, Université François Rabelais de Tours.
- Beaufort, A., F. Curie, F. Moatar, A. Ducharne, E. Melin, and D. Thiery (2016). T-net, a dynamic model for simulating daily stream temperature at the regional scale based on a network topology. *Hydrological Processes* 30(13), 2196–2210.
- Boé, J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin (2007). Statistical and dynamical downscaling of the seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology* 27(12), 1643–1655.
- Boucher, O., J. Servonnat, A. L. Albright, O. Aumont, Y. Balkanski, V. Bastrikov, S. Bekki, R. Bonnet, S. Bony, L. Bopp, et al. (2020). Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12(7), 1–52.
- Bredehoeft, J. D. and I. S. Papaopulos (1965). Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resources Research* 1(2), 325–328.
- Caissie, D. (2006). The thermal regime of rivers : a review. *Freshwater Biology* 51(8), 1389–1406.

- Chandesris, A., N. Mengin, J. Malavoi, Y. Souchon, H. Pella, and J. Wasson (2008). Système relationnel d’audit de l’hydromorphologie des cours d’eau : principes et méthodes. Technical report.
- Cunge, J. (1969). Au sujet d’une méthode de calcul de propagation de crues (méthode muskingum). *J. Res. in Hydrology* 7(2), 205–230.
- De Amorim, W. S., I. B. Valduga, J. M. P. Ribeiro, V. G. Williamson, G. E. Krauser, M. K. Magtoto, J. B. S. O. de Andrade, et al. (2018). The nexus between water, energy, and food in the context of the global risks : An analysis of the interactions between food, water, and energy security. *Environmental Impact Assessment Review* 72, 1–11.
- de Marsily, G., E. Ledoux, A. Levassor, D. Poitral, and A. Salem (1978). Modelling of large multilayered theory and applications aquifer systems : Theory and Applications. *Journal of Hydrology* 36, 1–34.
- De Rosnay, P., M. Bruen, and J. Polcher (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in gcms. *Geophysical research letters* 27(20), 3329–3332.
- Dentzer, J. (2016, July). *Forçages environnementaux et contrôles structuraux sur le régime thermique actuel du bassin de Paris : enjeux pour la compréhension du potentiel géothermique en Ile-de-France*. phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- D’Orgeval, T., J. Polcher, and P. de Rosnay (2008). Sensitivity of the west african hydrological cycle in orchidee to infiltration processes. *Hydrology and Earth System Sciences* 12(6), 1387–1401.
- Ducharne, A. (2007). Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 4(4), 2425–2460.
- Ducharne, A., P. Arboleda-Obando, and F. Cheruy (2020). Effets de l’humectation des sols par les nappes sur la trajectoire du changement climatique dans le bassin de la seine et en europe. Rapport d’étude, UMR 7619 METIS.
- Ducharne, A., F. Habets, M. Déqué, L. Evaux, A. Hachour, A. Lepaillier, T. Lepelletier, E. Martin, L. Oudin, C. Pagé, P. Ribstein, E. Sauquet, D. Thiéry, L. Terray, P. Vienne, J. Boé, M. Bourqui, O. Crespi, S. Gascoin, and J. Rieu (2009). Projet RExHySS : Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme. Rapport d’étude, Ministère de l’Ecologie, de l’Energie, du Développement durable et de la Mer.
- Ducharne, A., R. D. Koster, M. J. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model : 2. parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 105(D20), 24823–24838.
- Eyring, V., S. Bony, G. Meehl, C. Senior, B. Stevens, R. Stouffer, and K. Taylor (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development* 9(5), 1937–1958.
- Flipo, N. (2005). *Modélisation intégrée des transferts d’azote dans les aquifères et les rivières : Application au bassin du Grand Morin*. Ph. D. thesis, Centre d’Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Flipo, N., N. Gallois, B. Labarthe, F. Baratelli, P. Vienne, J. Schuite, A. Rivière, R. Bonnet, and J. Boé (2020). *The Seine River Basin*, Volume 90 of *Handbook of Environmental Chemistry*, Chapter Pluri-annual water budget on the Seine basin : past, current and future trends, pp. 59–89. Cham, Switzerland : Springer.
- Flipo, N., N. Gallois, and J. Schuite (2022). Regional coupled surface-subsurface hydrological model fitting based on a spatially distributed minimalist reduction of frequency-domain discharge data. *Geoscientific Model Development* 2022, 1–40.

- Flipo, N., C. Monteil, M. Poulin, C. de Fouquet, and M. Krimissa (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model : long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research* 48, W05509.
- Gallois, N. and N. Flipo (2021). Actualisation de l'application CaWaQS-Seine : Extension du système aquifère à la frange orientale du bassin et calibration de son comportement hydrodynamique. Rapport technique PIREN-Seine phase VIII, ARMINES/MINES ParisTech, PSL Université - Centre de Géosciences.
- Gallois, N. and P. Viennot (2018). Modélisation de la pollution diffuse d'origine agricole des grands aquifères du bassin seine-normandie : Actualisation des modélisations couplées stics-modcou – modélisation de scénarios agricoles sous changement climatique. Rapport technique d'étude, ARMINES/MINES ParisTech.
- Grant, F. (2007). Heterogeneity and thermal modeling of ground water. *Ground Water* 45, 485–490.
- Hemmerle, H., S. Hale, I. Dressel, S. A. Benz, G. Attard, P. Blum, and P. Bayer (2019). Estimation of groundwater temperatures in paris, france. *Geofluids* 2019.
- Hengl, T., J. M. d. Jesus, G. B. M. Heuvelink, M. R. Gonzalez, M. Kilibarda, A. Blagotić, W. Shangguan, M. N. Wright, X. Geng, B. Bauer-Marschallinger, M. A. Guevara, R. Vargas, R. A. MacMillan, N. H. Batjes, J. G. B. Leenaars, E. Ribeiro, I. Wheeler, S. Mantel, and B. Kempen (2017, February). SoilGrids250m : Global gridded soil information based on machine learning. *PLOS ONE* 12(2).
- Jolivet, C., L. Boulonne, and C. Ratié (2006). Manuel du Réseau de Mesures de la Qualité des Sols. *Unité InfoSol, INRA, Orléans, France*. Accessed on 03.10.2021.
- Kaandorp, V. P., P. J. Doornenbal, H. Kooi, H. Peter Broers, and P. G. de Louw (2019, apr). Temperature buffering by groundwater in ecologically valuable lowland streams under current and future climate conditions. *Journal of Hydrology* 3, 100031.
- Kilic, D., A. Rivière, N. Flipo, A. Ducharne, J. Ghattas, N. Raoult, , P. Peylin, J. Demarty, B. Cappelaere, H. Barral, P. Ansart, A. Blanchouin, A. Baudin, L. Marlot, and P. Goblet (2019). Sensitivity analysis of surface water balance in orchidee : Case study on the avenelles basin. In *3e Journées de Modélisation des Surfaces Continentales*, pp. 1.
- Kilic, D., A. Rivière, N. Flipo, A. Ducharne, P. Peylin, and P. Goblet (2021). Integrated modeling of water and heat fluxes in the seine hydrosystem, france. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. EGU21–4351.
- Kilic, D., A. Rivière, S. Wang, N. Gallois, and N. Flipo (2021). Développement du transport de chaleur au sein de la plateforme de modélisation des hydrosystèmes cawaqs.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* 19(1), 1–33.
- Kurylyk, B. L., D. J. Irvine, S. K. Carey, M. A. Briggs, D. D. Werkema, and M. Bonham (2017, jul). Heat as a groundwater tracer in shallow and deep heterogeneous media : Analytical solution, spreadsheet tool, and field applications. *Hydrological processes* 31(14), 2648–2661.
- Labarthe, B. (2016). *Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle*. Ph. D. thesis, MINES ParisTech, PSL Research University.
- Ledoux, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. Ph. D. thesis, ENSMP, UPMC.

- Loicq, P., F. Moatar, Y. Jullian, S. J. Dugdale, and D. M. Hannah (2018). Improving representation of riparian vegetation shading in a regional stream temperature model using lidar data. *Science of the total environment* 624, 480–490.
- Loinaz, M. C., H. Kampp Davidsen, M. Butts, and P. Bauer-Gottwein (2013). Integrated flow and temperature modeling at the catchment scale. *Journal of Hydrology* 495, 238–251.
- Lurton, T., Y. Balkanski, V. Bastrikov, S. Bekki, L. Bopp, P. Braconnot, P. Brockmann, P. Cadule, C. Contoux, A. Cozic, et al. (2020). Implementation of the cmip6 forcing data in the ipsl-cm6a-lr model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12(4), e2019MS001940.
- Magnusson, J., T. Jonas, and J. W. Kirchner (2012). Temperature dynamics of a proglacial stream : Identifying dominant energy balance components and inferring spatially integrated hydraulic geometry. *Water Resources Research* 48(6).
- Maillot, M. (2019). *Étude des remontées de nappe de Paris et de la Petite Couronne lors des épisodes de crue de la Seine et de la Marne*. Ph. D. thesis, MINES ParisTech.
- Massei, N., B. Laignel, J. Deloffre, J. Mesquita, A. Motelay, R. Lafite, and A. Durand (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *Int. J. Climatol.* 30(14), 2146–2154.
- Maxwell, R. and S. Kollet (2008). Quantifying the effects of three-dimensional subsurface heterogeneity on hortonian runoff processes using a coupled numerical, stochastic approach. *Advances in Water Resources* 31, 807–817.
- Nash, J. E. (1959). Systematic determination of unit hydrograph parameters. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 64(1), 111–115.
- Peylin, P., C. Bacour, N. MacBean, S. Leonard, P. Rayner, S. Kuppel, E. Koffi, A. Kane, F. Maignan, F. Chevallier, et al. (2016). A new stepwise carbon cycle data assimilation system using multiple data streams to constrain the simulated land surface carbon cycle. *Geoscientific Model Development* 9(9), 3321–3346.
- Raoult, N., C. Ottlé, P. Peylin, V. Bastrikov, and P. Maugis (2021). Evaluating and optimizing surface soil moisture drydowns in the orchidee land surface model at in situ locations. *Journal of Hydrometeorology* 22(4), 1025–1043.
- Reynolds, C. A., T. J. Jackson, and W. J. Rawls (2000). Estimating soil water-holding capacities by linking the Food and Agriculture Organization Soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions. *Water Resources Research* 36(12), 3653–3662.
- Rivière, A. (2012). *Influences du pergélisol sur les écoulements souterrains et leurs échanges avec une rivière : étude numérique et expérimentale*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. Accessed on 09/10/2021.
- Rivière, A., D. Ladet, W. Thomas, G. Le Breton, A. Ducharne, L. Oudin, and D. I. de France (2021). Projections des températures de l’eau de la seine à paris à l’horizon. *PIREN Seine*. Accessed on 21/02/2022.
- Sauer, V. B. and R. Meyer (1992). Determination of error in individual discharge measurements. Technical report, US Geological Survey ; Books and Open-File Reports Section [distributor]. Accessed on 04/03/2022.
- Shan, C. and G. Bodvarsson (2004). An analytical solution for estimating percolation rate by fitting temperature profiles in the vadose zone. *Journal of contaminant hydrology* 68(1-2), 83–95.
- Tafasca, S., A. Ducharne, and C. Valentin (2020, July). Weak sensitivity of the terrestrial water budget to global soil texture maps in the ORCHIDEE land surface model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1–20.

- Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, F. Habets, J.-M. Soubeyroux, M. Blanchard, and M. Baillon (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 459–478.
- Wang, S., A. Jost, B. Labarthe, and N. Flipo (2016). Création du module Libwet de simulation des interactions gravières-aquifères. Rapport technique, PIREN-Seine.
- Wang, T., C. Ottle, A. Boone, P. Ciais, E. Brun, S. Morin, G. Krinner, S. Piao, and S. Peng (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the orchidee land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 118(12), 6064–6079.
- Webb, B., D. Hannah, R. Moore, L. Brown, and F. Nobilis (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes* 22, 902–918.
- Zhu, Z., J. Bi, Y. Pan, S. Ganguly, A. Anav, L. Xu, A. Samanta, S. Piao, R. R. Nemani, and R. B. Myneni (2013). Global data sets of vegetation leaf area index (lai) 3g and fraction of photosynthetically active radiation (fpar) 3g derived from global inventory modeling and mapping studies (gimms) normalized difference vegetation index (ndvi3g) for the period 1981 to 2011. *Remote sensing* 5(2), 927–948.