HAL
open science

Modélisation pluie-débit et analyse du régime d'un bassin versant semi-aride sous influence nivale. Cas du bassin versant du Rheraya (Haut Atlas, Maroc)

Youssef Hajhouji, Vincent Simonneaux, Simon Gascoin, Younes Fakir, Bastien Richard, Abdelghani Chehbouni, Abdelghani Boudhar

To cite this version:

Youssef Hajhouji, Vincent Simonneaux, Simon Gascoin, Younes Fakir, Bastien Richard, et al.. Modélisation pluie-débit et analyse du régime d'un bassin versant semi-aride sous influence nivale. Cas du bassin versant du Rheraya (Haut Atlas, Maroc). La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 2018, pp.49-62. 10.1051/lhb/2018032 . ird-04351673

HAL Id: ird-04351673

https://ird.hal.science/ird-04351673v1

Submitted on 18 Dec 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.

MODELISATION PLUIE-DEBIT ET ANALYSE DU REGIME D'UN BASSIN VERSANT SEMI-ARIDE SOUS INFLUENCE NIVALE. CAS DU BASSIN VERSANT DU RHERAYA (HAUT ATLAS, MAROC)

Youssef Hajhouji[(1)], Vincent Simonneaux[(2,1)], Simon Gascoin[(2)], Younes Fakir[(1)], Bastien Richard[(2,1)], Abdelghani Chehbouni[(2)], Abdelghani Boudhar[(3)]

[(1)] Université Cadi Ayyad, Faculté de Sciences Semlalia, Marrakech, Maroc. E-mail : hajhoujiyoussef@gmail.com

[(2)] CESBIO, Université de Toulouse, IRD/UPS/CNRS/CNES, Toulouse, France. E-mail : simon.gascoin@cesbio.cnes.fr,

[(3)] Faculté des Sciences et Techniques, Beni-Mellal, Maroc.

Le débit des rivières et la recharge des nappes dans la région de Marrakech sont étroitement liés à la dynamique hydrologique dans le Haut-Atlas. Pour anticiper les effets du changement climatique dans cette région où la demande en eau est croissante, il est essentiel de mieux connaitre la contribution respective de la fonte de la neige et des pluies au débit des oueds de montagne.

Cette étude vise à modéliser les débits de l'oued Rheraya dans le Haut-Atlas marocain (225 km², altitudes comprises entre 1030 m et 4165 m) en prenant en compte la composante nivale. Pour cela, le modèle conceptuel global GR4J est appliqué sur la période 1989-2009 en y adjoignant le module CemaNeige qui simule la dynamique de la composante neigeuse de manière semi-distribuée. Ces travaux permettent d'affiner la caractérisation du régime hydrologique du bassin.

La fraction enneigée simulée se révèle corrélée avec celle extraite du produit neige MODIS durant la période 2000-2009 (R^2 = 0,64). De plus, l'équivalent en eau de la neige simulé est cohérent avec celui mesuré par une station automatique durant la période 2004-2006 (R^2 = 0,81). Enfin, nous obtenons une simulation des débits qui reproduit bien la très forte variabilité saisonnière et interannuelle. Le Nash relativement faible par rapport aux standards habituels (0,45) peut s'expliquer par la faible qualité des mesures de débit (régime d'oued à lit instable). En conclusion, le régime hydrologique de l'oued Rheraya est pluvio-nival avec une distribution des débits unimodale dont le maximum en avril coïncide avec la fonte des neiges. C'est à ce moment que les populations en aval sont les plus vulnérables au déficit de débit car les cultures irriguées entrent en période de croissance.

MOTS CLEFS : GR4J, modélisation pluie-débit, semi-aride, neige.

Rainfall-Runoff modeling and hydrological regime analysis of a semi-arid snow-influenced catchment. Case of the Rheraya river (High Atlas, Morocco)

River flow and groundwater recharge in the Marrakech region are closely linked to the hydrological dynamics in the High Atlas Mountains. To anticipate the effects of climate change in this area where the pressure on water resources is increasing, it is essential to quantify the contribution of snowmelt and rainfall to runoff. This study aims to modeling the runoff of the Rheraya River in the Moroccan High Atlas (225 km², elevations ranging between 1030 and 4165 m.a.s.l.) taking into account its snow component. For this purpose, the GR4J conceptual and global model was applied over the period 1989-2009, coupling it with the CemaNeige module for semi-distributed snow dynamics. This work allows for an improved characterization of the hydrologic regime of this watershed.

The daily snow coverage simulated by CemaNeige is in good agreement with that extracted from the MODIS snow product in the period 2000-2009 (R^2 = 0,64). In addition, the simulated daily snow water equivalent is consistent with that measured at a weather station (2004-2006, R^2 = 0,81). Finally, the runoff simulation reproduces quite well the strong seasonal and inter-annual variability. However, the low Nash value obtained as compared to standards (0,45), can be link to the low quality of runoff measurements (unstable riverbed).

In conclusion, the hydrological regime of the Rheraya River is pluvio-nival with an unimodal distribution whose maximum in April is linked with snowmelt. It is at this time of the year that downstream populations are most vulnerable to the flow deficit because irrigated crops come into their growth period.

KEY WORDS : GR4J, rainfall-runoff modeling, semi-arid, snow.

I INTRODUCTION

Les zones montagneuses fournissent la moitié des ressources en eau douce de la planète [Weingratner et al., 2003]. Ces zones jouent un rôle important dans le bilan hydrique régional en particulier dans les régions semi-arides où les activités humaines en plaine dépendent largement des écoulements produits dans les massifs montagneux voisins [Viviroli et al., 2003]. L'Atlas marocain est un exemple de château d'eau naturel dont dépendent directement d'importantes populations rurales et urbaines installées dans les piedmonts et dans la plaine où les précipitations sont insuffisantes pour subvenir aux besoins en eau de plus en plus croissants. En particulier, le débit issu de la fonte du manteau neigeux au printemps permet l'irrigation des cultures en pleine période de croissance végétale [Boudhar et al., 2007 ; Chaponnière et al., 2007]. Par ailleurs le Maroc est considéré comme un des pays les plus menacés par le changement climatique d'après les projections du World Resources Institute : selon les scénarios, le Maroc est classé parmi les vingt pays les plus exposés au stress hydrique à l'horizon 2040 [Luck et al., 2015]. Cette estimation résulte d'une baisse des précipitations combinée à une hausse des températures dans les projections CMIP5, qui s'ajoutent à un accroissement de la population et de ses besoins en eau.

Pour anticiper les effets du changement climatique sur la ressource en eau, une approche classique est d'introduire dans des modèles hydrologiques des forçages météorologiques prenant en compte les changements prévus issus de modèles de circulation générale (MCG). Pour s'assurer de la validité des variables simulées par ces modèles hydrologiques et notamment les débits en provenance de l'Atlas, il est essentiel de bien caractériser la capacité d'un modèle hydrologique à représenter en temps présent la contribution respective de la neige et des précipitations liquides au débit des oueds de montagne. En effet, la contribution nivale est particulièrement sensible au réchauffement climatique puisque (i) la fraction solide des précipitations en hiver est directement liée à la température de l'air et que (ii) la fonte du manteau dépend de la température de l'air [Barnett et al., 2005 ; Kling et al., 2012 ; Chauveau et al., 2013; Tremblay et al., 2013]. Les modèles hydrologiques sont également très utiles pour les besoins de modélisation intégrée et de gestion des ressources en eau à l'échelle des bassins versants [Hublart et al., 2016].

Cette étude concerne un oued du Haut-Atlas sous influence nivale, le Rheraya, qui alimente en partie la plaine agricole du Haouz et la ville de Marrakech. L'objectif est d'évaluer un modèle de simulation des débits afin de mieux caractériser le régime hydrologique du Rheraya, notamment l'apport de la contribution nivale. Dans ce contexte de montagne, le défi pour la modélisation des débits est d'avoir des chroniques journalières de précipitations et de températures qui soient fiables et représentatives à l'échelle du bassin versant. Une autre difficulté est la forte variabilité des débits qui résulte de la variabilité climatique dans le Haut-Atlas. Ce type de bassin est de surcroit très sensible aux variations climatiques puisque sa capacité de stockage naturel est faible (fortes pentes et faible perméabilité des terrains) et les réservoirs artificiels sont absents [Chaponnière et al., 2008].

Pour la simulation des débits, deux types d'approches sont possibles: l'approche « mécaniste » et l'approche « conceptuelle ». L'approche « mécaniste » repose sur la modélisation distribuée des processus hydrologiques clés sur le bassin versant comme le bilan d'énergie du manteau neigeux ou les écoulements de surface. Ce type de modélisation nécessite de nombreuses données météorologiques (rayonnement solaire, atmosphérique, humidité de l'air, etc.) et des paramètres physiques caractérisant la surface qui sont difficiles à spatialiser. Depuis 2005 des stations météorologiques sur ce site ont été installées dans le cadre du programme SUDMED [Chehbouni et al., 2008] puis par le Laboratoire Mixte International « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride » (LMI TREMA) [Jarlan et al. 2015]. Boudhar et al. [2014] ont mis en œuvre un modèle d'évolution du manteau neigeux basé sur la résolution du bilan d'énergie au sommet de l'Oukaimeden (3240 m), qui a permis d'estimer la fonte et la sublimation de la neige sur ce site. Pour l'instant ces résultats sont limités à l'échelle ponctuelle et difficilement extrapolables à l'échelle du bassin versant compte tenu de la forte variabilité des conditions météorologiques et

topographiques. Par ailleurs, le chemin est encore long avant d'atteindre la simulation du débit avec un modèle physique distribué. Des efforts dans ce sens sont en cours à travers l'application de la chaine hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-RAPID qui doit permettre à terme de résoudre les principaux flux d'eau et d'énergie sur le bassin versant [Szczypta et al., 2015]. A l'heure actuelle, la période couverte par les données météorologique SAFRAN sur la zone d'étude est limitée à 2004-2012, ce qui est insuffisant vis-à-vis de la dynamique hydrologique d'un oued comme le Rheraya qui est caractérisée par une forte variabilité interannuelle [Chaponnière et al., 2008]. Enfin, une difficulté liée à une approche mécaniste est de trouver une paramétrisation satisfaisante du modèle. La sensibilité d'un modèle comme SAFRAN-ISBA-RAPID à ses paramètres clés est encore méconnue pour une zone semi-aride de montagne comme le Rheraya.

L'approche conceptuelle consiste à utiliser un modèle « pluie-débit » permettant de simuler un débit à l'exutoire du bassin versant à partir de données de précipitations et de températures de l'air, sans paramétrage excessif du modèle. La distinction entre approches conceptuelles et mécanistes est souvent floue dans la mesure où on rencontre en réalité un gradient de complexité entre ces deux extrêmes. Les modèles conceptuels n'écartent pas les processus physiques mais les simplifient à des degrés divers. De même, entre une spatialisation des processus à l'échelle de pixels et les approches globales, il existe des niveaux de spatialisation intermédiaires. L'approche conceptuelle paraît adaptée à notre site car seules des observations météorologiques de base sont disponibles sur plusieurs décennies. Étant donné que le Rheraya est l'un des bassins les plus enneigés de la région [Boudhar, 2009], il est nécessaire de choisir un modèle conceptuel qui inclut une composante nivale, ce qui permet d'évaluer la contribution respective de la fonte et de la pluie [Valéry et al., 2010]. Nous avons choisi le modèle CemaNeige-GR4J [Valéry et al., 2010]. Ce modèle est basé sur le modèle pluie-débit GR4J fonctionnant au pas du temps journalier [Perrin et al., 2003] auquel a été ajouté le module CemaNeige pour simuler la fonte de la neige. L'approche conceptuelle repose en partie sur le calage des paramètres du modèle sur la chronique de débit à l'exutoire. Une limite de cette approche est que les paramètres ne sont généralement pas interprétables en termes de caractéristiques physiographiques du bassin et donc difficilement extrapolables à des bassins voisins. Par ailleurs une bonne adéquation entre le débit simulé et observé ne garantit pas que les autres processus hydrologiques soient correctement représentés par la structure du modèle : pour cela il est utile de considérer des variables complémentaires au débit afin de vérifier au moins partiellement la décomposition des mécanismes hydrologiques par le modèle [McDonnell et Beven, 2015]. Dans le cas d'un bassin de haute montagne comme celui du Rheraya, la surface enneigée observée par satellite reflète la dynamique du manteau neigeux et peut donc être considérée comme une variable intermédiaire pertinente pour évaluer la cohérence du modèle [Ragettli et al., 2014, Hublart et al., 2015], voire améliorer sa paramétrisation ou ses forçages [Thirel et al., 2013 ; Riboust 2018].

Dans le Haut-Atlas, la télédétection satellitaire dans le domaine du visible - proche infrarouge permet de déterminer la surface enneigée avec une bonne fréquence grâce à la faible nébulosité, ce qui indispensable pour capturer la dynamique rapide qui caractérise le manteau neigeux [Boudhar et al., 2007; Marchane et al. 2015]. De plus, dans le cas particulier du bassin du Rheraya des mesures in-situ du manteau neigeux sont disponibles pour évaluer le modèle. Boudhar et al. [2009] ont utilisé les cartes d'enneigement dérivées du capteur SPOT-VEGETATION (entre 15 et 18 images par an) pour appliquer le modèle hydrologique conceptuel SRM [Martinec et Rango 1998] dans le bassin du Rheraya entre 2002 et 2005. Leurs résultats ont permis de quantifier pour la première fois que la fonte avait contribué entre 29 % et 49 % au débit sur cette période. Notre étude vise à étendre ce travail dans le temps afin de mieux échantillonner la forte variabilité hydro-climatique du bassin. De plus, on utilise un produit de surface enneigée avec une meilleure résolution spatiale et temporelle, généré à partir du produit neige MODIS à 500 m de résolution et au pas de temps journalier [Marchane et al., 2015]. Les pixels masqués par les nuages ont été interpolés grâce à un algorithme spatio-temporel développé spécifiquement pour cette zone qui prend notamment en compte l'altitude. L'interpolation des données manquantes est une étape importante afin de ne pas

biaiser le calcul de la surface enneigée. Ce produit a été validé à l'aide d'images à haute résolution (Formosat-2) et de relevés in situ. Les résultats ont montré que le produit était fiable sur le Haut-Atlas. L'analyse de la surface enneigée dans les bassins versants atlasiques (dont le Rheraya) a révélé une dynamique typique des zones semi-arides avec des fluctuations rapides au cours de la saison causées par des fontes intermédiaires [Marchane et al., 2015].

L'objectif de cette étude au niveau du bassin versant du Rheraya est de caractériser l'hydrologie de l'oued Rheraya en tenant compte de la composante nivale et de quantifier son poids dans le bilan hydrologique de l'oued grâce au modèle CemaNeige-GR4J. Nous utiliserons comme variable de validation intermédiaire les surfaces de neige en comparant la surface enneigée produite par le modèle avec les surfaces issues des images MODIS, ainsi que les équivalents en eau de la neige mesurés au niveau d'une station de mesure.

II PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Le bassin du Haouz-Tensift, localisé au centre du Maroc, est soumis à une pluviométrie faible et irrégulière dont la moyenne varie de 240 $mm.an^{-1}$ en plaine à 445 $mm.an^{-1}$ en montagne. La demande évaporatoire est très importante avec une moyenne annuelle enregistrée en plaine de l'évapotranspiration potentielle (ETP) de 1600 $mm.an^{-1}$ [Er-Raki et al., 2010]. Les ressources en eau de surface ou souterraines sont surexploitées par l'agriculture et les usages domestiques qui croissent fortement avec le développement économique de la région [Boukhari et al., 2015]. Du fait de ces contraintes climatiques et anthropiques, le niveau des eaux souterraines dans le bassin du Tensift n'a cessé de diminuer depuis les années 1980 [Le Page et al., 2012]. Le débit de l'oued Tensift, collecteur des eaux de surface en aval de la plaine du Haouz, ainsi que la recharge des aquifères, sont étroitement liés aux écoulements en provenance du Haut-Atlas. Une partie du ruissellement issu du Haut-Atlas s'infiltre dans le lit des oueds débouchant en piedmonts [Boukhari et al., 2015]. La contribution respective de la fonte de la neige et de la pluie au bilan hydrique de cet hydrosystème est encore largement méconnue.

Le bassin versant du Rheraya (225 km²), situé au sud de la ville de Marrakech, est l'un des sous-bassins les plus actifs du bassin semi-aride du Haouz-Tensift. Les altitudes du bassin s'étendent de 1030 m jusqu'au point culminant du Haut-Atlas à 4165 m (Toubkal). Son exutoire est défini par la station hydrométrique de Tahanaout à 1030 m (31.3°N, 7.9°E). Il est en contact direct avec la plaine du Haouz dans sa partie nord, et les bassins versants atlasiques du N'fis à l'ouest et de l'Ourika à l'est (Fig.1). Sur le plan hydrogéologique, 60% de la surface du bassin est occupée par des formations peu perméables (roches métamorphiques et éruptives). L'aval du bassin est caractérisé par des formations sédimentaires gréso-argileuses et calcaires perméables ou imperméables. La couverture végétale est très éparse sur les versants, avec des zones de cultures irriguées localisées près des talwegs. Les pentes sont plus fortes dans la partie amont. Les précipitations moyennes à la station exutoire Tahanaout (1064 m d'altitude) sont de 356 $mm.an^{-1}$ et elles sont de 445 $mm.an^{-1}$ à la station d'Oukaimeden CAF à une altitude de 2612 m. Le débit moyen enregistré au niveau de la station hydrométrique de Tahanaout est de l'ordre de 1,15 $m^3.s^{-1}$.

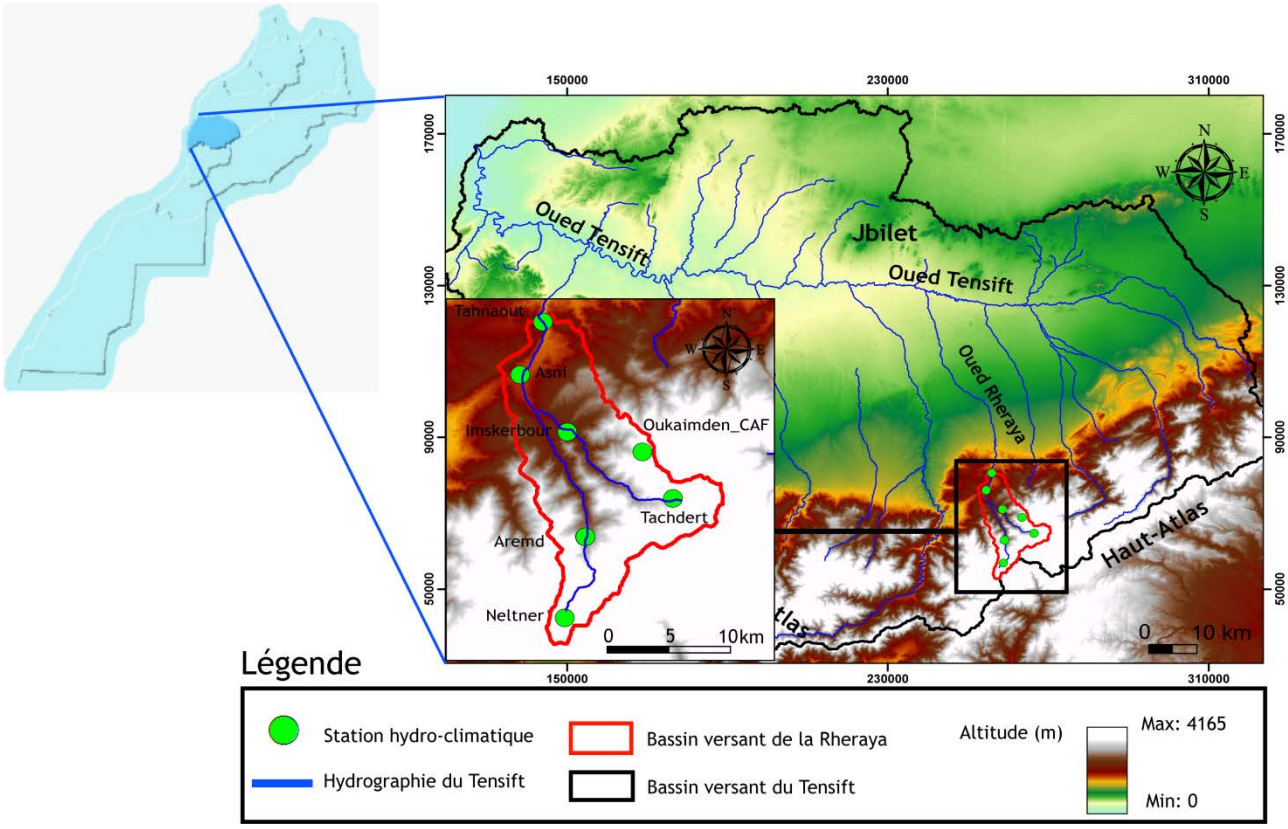

Fig.1 : Localisation du bassin versant du Rheraya et de la plaine du Haouz.

III MODÈLE UTILISÉ: CEMANEIGE-GR4J

III.1 Modèle neige CemaNeige

CemaNeige est un modèle d'accumulation et de fonte de neige développé par Valéry [2010] pour améliorer la modélisation des débits à l'exutoire des bassins versants en présence de la neige. Ce modèle peut être ajouté comme module en amont de modèles conceptuels type Génie Rural (GR) notamment le modèle GR4J [Perrin et al., 2003]. Il permet de simuler la partition pluie-neige, l'évolution de la couverture neigeuse et la fonte de la neige. CemaNeige utilise une discrétisation du bassin versant en cinq tranches altitudinales équi-surfaciques, ce qui permet de représenter l'effet altitudinal sur la température, les précipitations et l'évolution différenciée du manteau neigeux. Les précipitations et températures moyennes du bassin sont extrapolées pour chaque tranche d'altitude en s'appuyant sur un gradient altitudinal.

La température de l'air T_z est interpolée pour chaque tranche d'altitude z selon une fonction linéaire de l'altitude :

$$T_z = T + \theta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV}) \quad (1)$$

Où T est la température de l'air moyenne du bassin (°C), $\theta_{altitude}$ le gradient altitudinal de température (°C.m^{-1}), Z_z l'altitude médiane de la tranche z et Z_{med_BV} l'altitude médiane du bassin versant.

Les précipitations P_z par tranche d'altitude sont données par l'équation suivante:

$$P_z = P + exp\left(\beta_{altitude} * \left(Z_z - Z_{med_BV}\right)\right) \quad (2)$$

Où P est la précipitation totale du bassin (mm), $\beta_{altitude}$ est le facteur de correction altitudinale des précipitations (mm.m^{-1}). La fraction de neige dans les précipitations est déterminée par une fonction linéaire de la température. Elle est égale à 1 lorsque la température *Tz max* est inférieure à 0 °C et elle est nulle si la température *Tz max* est supérieure à 0 °C (fonction de type Turcotte, Fig. 2).

Le calcul de la fonte à partir du stock de neige (G) se fait en deux étapes: la première étape consiste à calculer la quantité maximale de neige susceptible de fondre (fonte potentielle) selon le facteur de fonte degré-jour K_f (mm.°C^{-1}.j^{-1}), l'état thermique du manteau neigeux (coefficient adimensionnel C_{TG} contrôlant l'inertie thermique) et les températures de l'air et de fonte (T_f). La deuxième étape consiste à calculer la quantité réellement fondue à partir de la surface couverte en neige dans le bassin ($P_{enneigé}$), elle-même liée linéairement au stock de neige du jour comparé à la hauteur annuelle moyenne de précipitations neigeuses sur le bassin, la fonte potentielle (F_{pot}) et la vitesse minimale de fonte (V_{min}) quand le stock G est faible. Une phase intermédiaire entre les deux étapes du calcul de la fonte consiste à simuler la couverture neigeuse en comparant le stock de neige (G) et le stock de neige à partir duquel toute la surface du bassin versant est couverte de neige (G_{seuil}), ce seuil est fixe à 0,9 du cumul annuel moyen de neige sur le bassin versant (Fig.2).

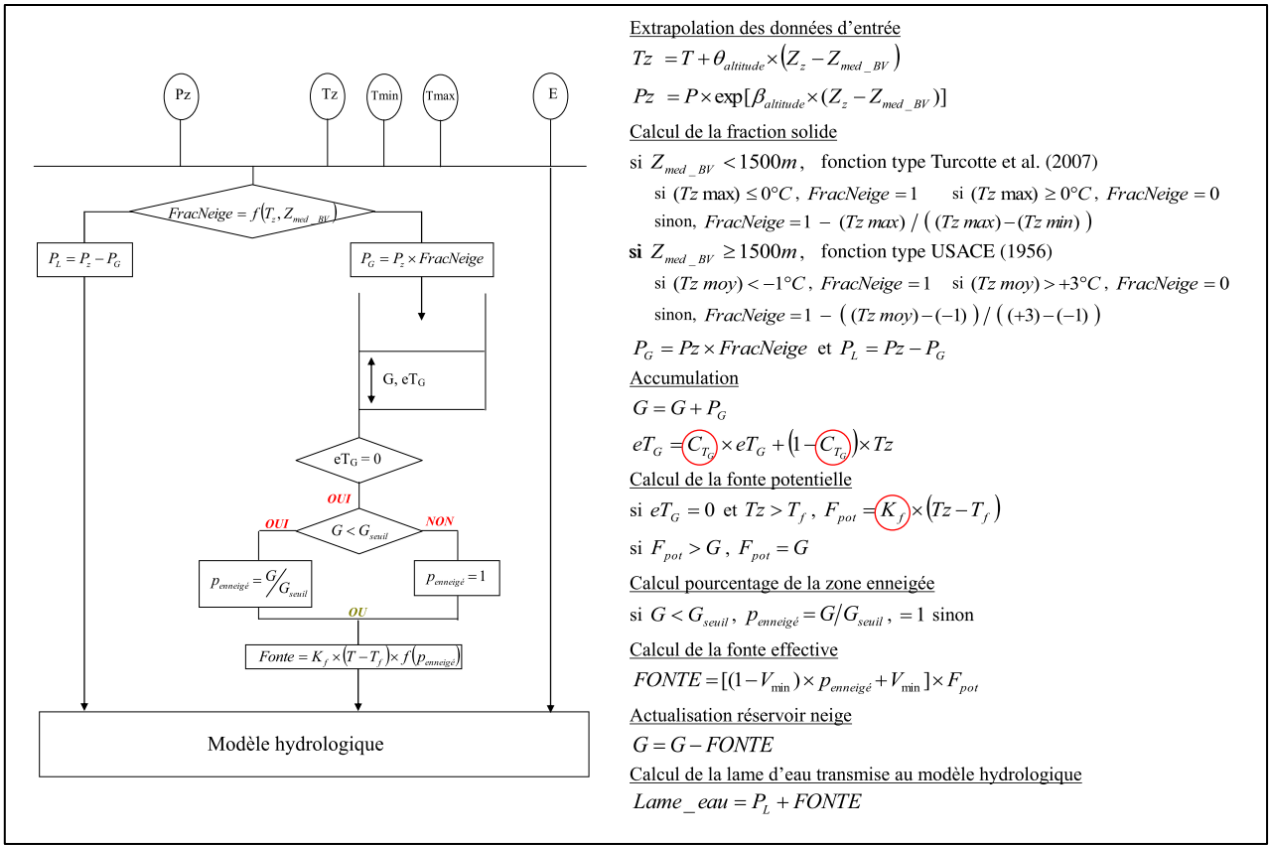

Fig.2 : Schéma de la structure du modèle CemaNeige [source : Valéry, 2010].

Finalement une lame d'eau est transmise au modèle hydrologique GR4J. Cette lame d'eau est la somme des précipitations liquides et de la fonte des cinq tranches d'altitude (Fig.2). La littérature indique que le facteur de fonte est de l'ordre de 2 à 5 mm.°C^{-1}.j^{-1} [OMM, 1986]. Dans certaines études il peut atteindre 10 mm.°C^{-1}.j^{-1} [Hock, 2003] et Valéry [2010] propose des valeurs comprises entre 0 et 20 mm.°C^{-1}.j^{-1}. Les intervalles de confiance des paramètres sont donnés dans le tableau 1.

III.2 Modèle hydrologique GR4J

Le modèle GR4J (« Génie Rural à 4 paramètres Journaliers ») est un modèle pluie-débit conceptuel global issu de la famille des modèles Génie Rural (GR) [Michel, 1983]. GR4J a connu une amélioration progressive depuis la version d'Edijatno et Michel [1989] jusqu'à la version de Perrin et al. [2003] qui a été utilisée pour cette étude. Le modèle comporte deux réservoirs, l'un de production où s'opère un bilan entre précipitations, évaporation et ruissellement, et l'autre de routage (transfert). L'évapotranspiration potentielle journalière du bassin (E pour le jour k) est calculée selon la formule d'Oudin et al. [2005] qui fait intervenir uniquement la température de l'air

et le rayonnement global. E est d'abord soustraite de la somme de la pluie journalière P_k et de la lame d'eau issue du module CemaNeige pour obtenir une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette En. Si la pluie nette du jour (P_n) est supérieure à zéro une partie (P_n-P_s) s'écoule directement et une partie P_s rejoint le compartiment de production. Ce réservoir est caractérisé par sa capacité maximale (paramètre $X1$) et son taux de remplissage (S_k). Si l'évapotranspiration potentielle nette E_n est différente de zéro, une quantité d'évaporation « réelle » E_s est retirée de ce réservoir de production selon son taux de remplissage. Une partie de l'eau du réservoir de production percole ($Perc$) pour rejoindre la partie écoulée P_r $[Pr = P_n - P_s + Perc]$. La quantité P_r est alors répartie en deux composantes, une première partie de 90 % est dirigé via un hydrogramme unitaire $HU1$ vers le réservoir de routage ayant un taux de remplissage (R) et une capacité maximale $X3$, à partir de laquelle sera généré un débit retardé (Q_R). Les 10 % restant partent en écoulement direct, via un hydrogramme unitaire $HU2$, pour produire un débit Q_l. Le réservoir de routage ainsi que le débit Q_l sont soumis à des échanges avec l'extérieur du bassin versant contrôlés par un paramètre $X2$. Le débit direct après échanges (Q_d) et le débit retardé (Q_R) sont additionnés pour générer un débit total (Q_k) à l'exutoire (Fig.3). Les gammes des paramètres de GR4J [Perrin et al., 2003] sont données dans le Tableau 1.

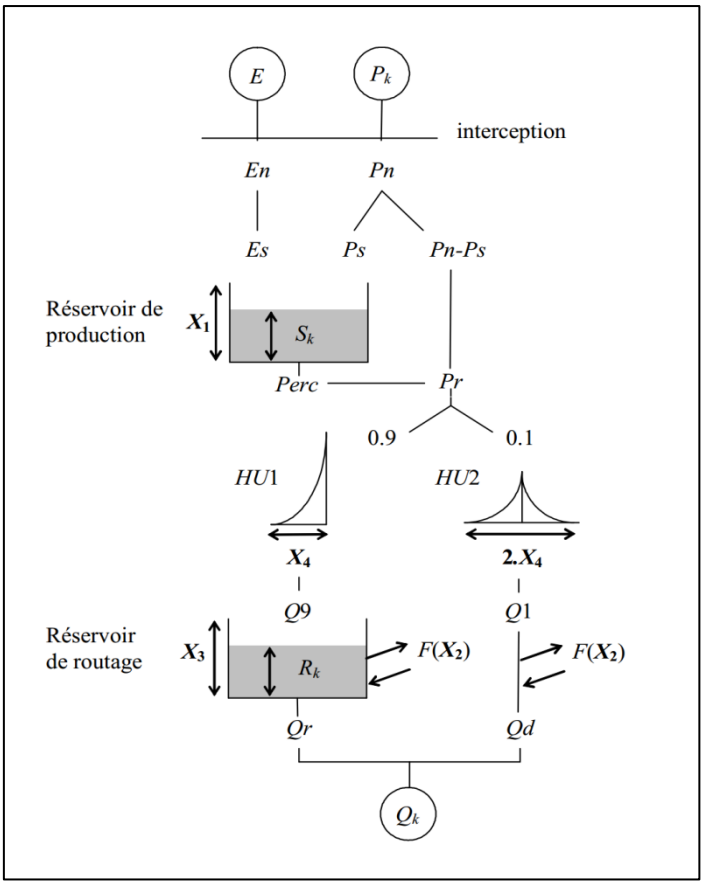

Fig.3 : Schéma de la structure de modèle GR4J [Source : Perrin, 2003].

Tableau 1 : Valeurs médianes des paramètres des modèle CemaNeige (K_f à C_{TG}) et GR4J (*X1* à *X4*) d'après Valéry [2010] et Perrin et al. [2003].

Paramètre	Valeur médiane	Intervalle de variation
***X1* (mm)**	350	100 – 1200
***X2* (mm)**	0	-5 – +3
***X3* (mm)**	90	20 – 300
***X4* (jour)**	1,7	1,1 - 2,9
K_f (mm. °C^{-1}.j^{-1})	2,45	0 – 20
C_{TG} (sans dimension)	0,39	0 – 1

IV DONNÉES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES

Les données météorologiques, nivales et hydrologiques utilisées pour cette étude ont été collectées par les réseaux de mesure de l'Agence du Bassin Hydraulique du Tensift (ABHT) et du LMI TREMA [Chehbouni et al., 2008]. Les températures moyennes, maximum et minimum journalières disponibles entre 1988 et 2009 à la station Oukaimeden CAF (Fig. 4) ont été utilisées pour calculer les gradients de température (Tab.2). Les années hydrologiques sont définies entre le 1er septembre et le 31 août de l'année suivante.

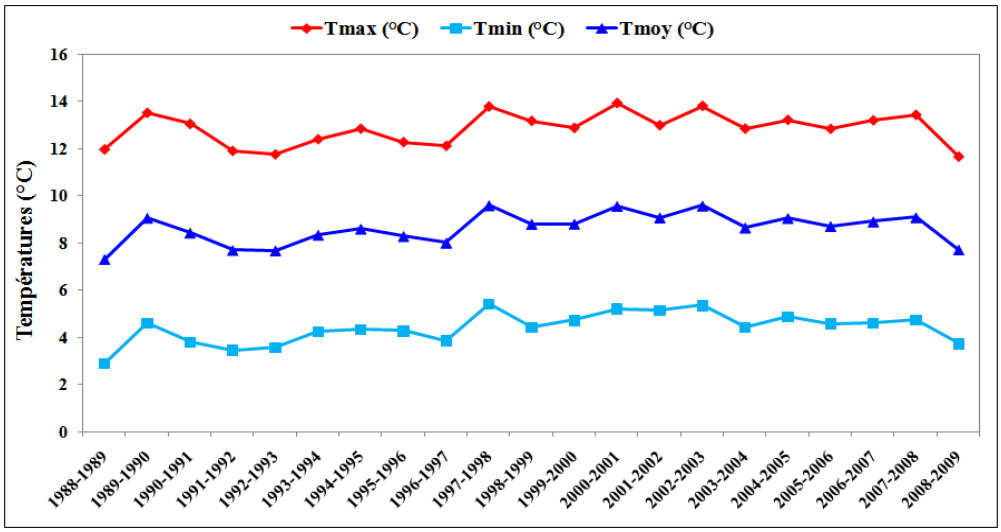

Fig.4 : Moyennes annuelles de la température journalière moyenne, maximum et minimum à la station Oukaimeden CAF à 2760 m (1988-2009).

La hauteur journalière moyenne de précipitation a été calculée à partir des données des stations de Tahanaout et de l'Oukaimeden CAF entre 1990 au 2009. Pour calculer le gradient altitudinal, nous nous sommes basés sur cinq stations disponibles au niveau du Rheraya pour les années récentes. La plus haute station de mesure des précipitations est celle de Neltner située à une altitude de 3177 m (LMI TREMA) et la plus basse est celle de l'exutoire à Tahanaout à une altitude de 1064 m (Fig.1). Les périodes couvertes sont présentées dans le tableau 2.

Tableau 2 : Données pluviométriques disponibles des différentes stations au niveau du bassin versant du Rheraya.

Station	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période	Moyenne annuelle (mm)
Neltner	7,94	31,06	3177	2007-2015	394
Oukaimeden (CAF)	7,86	31,20	2612	1989-2009	445
Tachedert	7,85	31,16	2318	2007-2015	461
Armed	7,92	31,13	2058	2003-2014	397
Imskerbour	7,94	31,21	1394	2007-2015	328
Asni	7,98	31,25	1170	2004-2015	234
Tahanaout	7,96	31,29	1064	1969-2009	356

Les débits journaliers ont été fournis par l'agence de bassin qui les calcule à partir des hauteurs d'eau relevées manuellement à la station de Tahanaout de 1990 à 2009. Cette série a été corrigée empiriquement à partir de mesures de jaugeage selon une méthode décrite par Simonneaux [2008]. Néanmoins, il reste probablement des erreurs dans cette série de débits qui peuvent être dues à la retranscription des mesures ou bien à des modifications significatives du lit de la rivière à la suite d'une crue si la courbe de tarage n'a pas été mise à jour assez fréquemment. Enfin, la surface enneigée journalière sur le bassin a été produite à partir des observations du satellite Terra/MODIS de 2000 à 2009 collectées par Marchane et al. [2015] (Fig.5). Nous avons aussi utilisé la série temporelle de l'équivalent en eau du manteau neigeux établie au sommet de l'Oukaimeden (3240 m) par Boudhar et al. [2014]. Cette série a été reconstituée au pas de temps journalier en utilisant la hauteur de neige mesurée au pas de temps horaire par une sonde acoustique et une densité moyenne interpolée au pas de temps journalier à partir de mesures manuelles ponctuelles réalisées par carottage environ tous les quinze jours durant la période de 2000 à 2009.

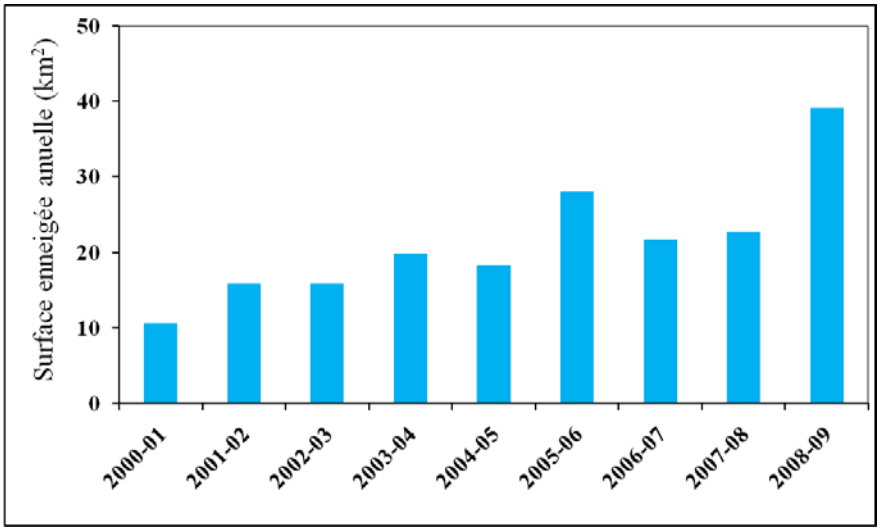

Fig.5 : Surface enneigée moyenne annuelle au niveau du bassin versant du Rheraya (2000-2009).

V PROTOCOLE DE CALAGE

L'optimisation des paramètres du modèle a été réalisée en maximisant le critère de Nash-Sutcliffe [1970] calculé sur les débits (N) en appliquant la méthode des gradients.

$$N = 100 * \left(1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{obs} - Q_i^{sim}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_i^{obs} - Q^{mean}\right)^2}\right]\right) \quad (3)$$

Où Q_i^{obs} est le débit observé au pas de temps i, Q_i^{sim} le débit simulé au pas de temps i, Q^{mean} la moyenne des débits observés sur la période étudiée.

Nous avons également calculé un critère appelé *Global Peakflow* (P_g) qui donne la moyenne des écarts absolus sur les débits de pointe:

$$\mathrm{P_g} = \frac{1}{\mathrm{Nb}} \sum_{\mathrm{i=1}}^{\mathrm{N}} \left| \left(Q_i^{sim} - Q_i^{obs} \right) \right| \quad (4)$$

Ainsi qu'un critère appelé *Relative Peakflow* (P_r) qui donne la moyenne des écarts relatifs sur les débits forts :

$$\mathrm{P_r} = \frac{1}{\mathrm{Nb}} \sum_{\mathrm{i=1}}^{\mathrm{N}} \left| \left(Q_i^{sim} - Q_i^{obs} \right) / Q_i^{obs} \right| \quad (5)$$

Où Q_i^{sim} est le débit journalier simulé, Q_i^{obs} le débit journalier observé au dessus d'un seuil choisi, *i* l'événement et *Nb* le nombre d'événements. En nous basant sur l'analyse visuelle de la série journalière des débits, $Q = 4\ m^3.s^{-1}$ a été sélectionné comme étant un seuil des événements pour les hauts débits. Dans tous les cas, le calcul de ces différents critères exclut les trente premiers jours qui servent de période d'initialisation.

Nous avons travaillé sur la période de 1990 à 2009. Le calage a été réalisé simultanément sur les deux paramètres de CemaNeige liés à la fonte (C_{TG} et K_f) ainsi que les quatre paramètres de GR4J (*X1, X2, X3 et X4*) sans imposer de domaine de variation afin de laisser plus de degrés de liberté au modèle.

Afin d'évaluer la robustesse de ce calage nous avons séparé la chronique de débit en une période A s'étendant du 01/09/1990 au 31/08/1999 et une période B s'étendant du 01/09/1999 au 31/08/2009. L'initialisation des taux de remplissage des deux compartiments production et routage a été faite en utilisant les valeurs obtenues au bout d'une année de fonctionnement (au 31/08/1991), réinjectées en début de simulation (au 01/09/1990). Nous évitons ainsi de supprimer une période de mise en route d'un an, et la validité de cette méthode est confirmée par le très bon Nash obtenu dès la première année (1990-1991, Nash de 0,86).

Dans la suite de l'étude, les calages ont été réalisés de différentes façon : (1) en calant le modèle sur la période A et en le validant sur la période B, (2) en faisant l'inverse et (3) en calant sur toute la période (A+B).

VI RÉSULTATS

VI.1 Distribution spatiale des variables météorologiques

Les cinq tranches altitudinales nécessaires pour le module neige ont été définies à partir du modèle numérique de terrain SRTM à 90m de résolution (Tab.3, Fig. 6).

Tableau 3 : Altitudes des cinq tranches équi-surfaciques du sous-bassin du Rheraya.

Tranche	Z moy (m)	Z min (m)	Z max (m)
1	1307	1064	1507
2	1683	1507	1837
3	2020	1837	2219
4	2465	2219	2783
5	3221	2783	4044

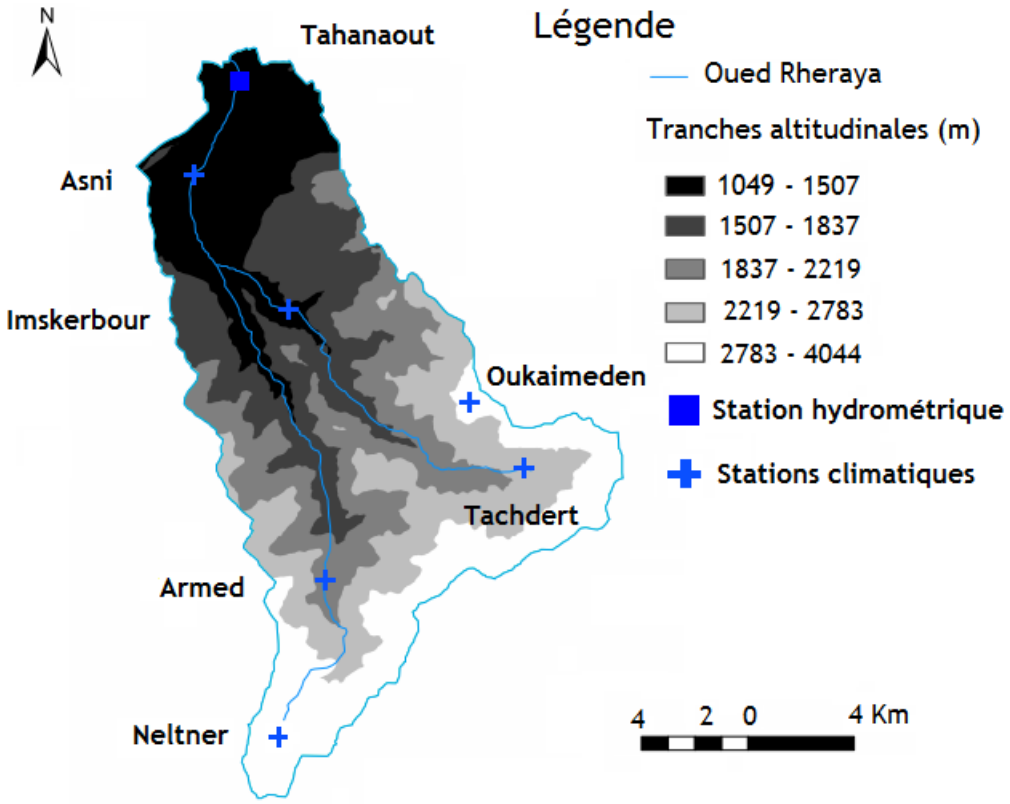

Fig.6 : Carte du bassin versant du Rheraya illustrant le découpage en cinq tranches altitudinales utilisées par CemaNeige.

Les gradients des températures minimales, maximales et moyennes ont été calculés par régression linéaire à partir des données de cinq stations au pas de temps journalier sur la période 2007-2013 (Tab.2). Les valeurs obtenues pour ces gradients sont respectivement -0,0048, -0,0058 et -0,0065 °C.m^{-1}. Le gradient de précipitations a été calculé avec les moyennes annuelles des stations Armed (2058 m) et Tahanaout (1064 m). Nous avons sélectionné ces deux stations car elles ont le moins de lacunes sur une période commune suffisamment longue et leur différence en altitude est significative. Le gradient obtenu est $\beta = 5.1 \times 10^{-4}$ m^{-1}, valeur qui se situe dans l'intervalle 3.0×10^{-4} m^{-1} et 1.1×10^{-3} m^{-1} obtenus par Valéry et al. [2010] sur la base de 188 bassins versants en France.

VI.2 Calage des paramètres

Les résultats des différents calages effectués sont présentés dans le tableau 4 et les simulations de débits sur la figure 7. Les valeurs du coefficient de Nash obtenues peuvent sembler assez faibles par rapport aux valeurs habituellement rencontrées dans des études de ce type. Il faut toutefois garder à l'esprit que le coefficient de Nash dépend de la capacité intrinsèque du modèle à reproduire les processus hydrologiques, mais aussi de la qualité des données utilisées. La qualité des mesures de débit est également sujette à caution dans la mesure où il s'agit d'un écoulement de type torrentiel, avec un débit calculé sur la base d'observations manuelles de hauteurs et de courbes de tarage pas toujours très fiables du fait des crues fréquentes [Chaponnière., 2005 et Simonneaux., 2015]. Par ailleurs, concernant les débits forts, l'analyse statistique des crues de l'oued Rheraya produite à partir des relevés de l'agence de bassin entre 1962 et 2009 montre que les temps de base dans le bassin versant du Rheraya sont compris entre une et 30 heures (Fig.8). Ces temps de base inférieurs au pas du temps journalier du modèle CemaNeige-GR4J rendent difficile la simulation des débits de crue. Les critères P_g et P_r montrent des écarts moyens de l'ordre de 50 % entre débits observés et simulés. Malgré ces handicaps concernant les données utilisées, le modèle est capable de reproduire la variabilité saisonnière et le cycle hydrologique de l'oued Rheraya. On observe également une

bonne reproduction des variations interannuelles des débits. Ces éléments permettent de penser que le modèle est adapté à l'environnement étudié et qu'il est correctement paramétré.

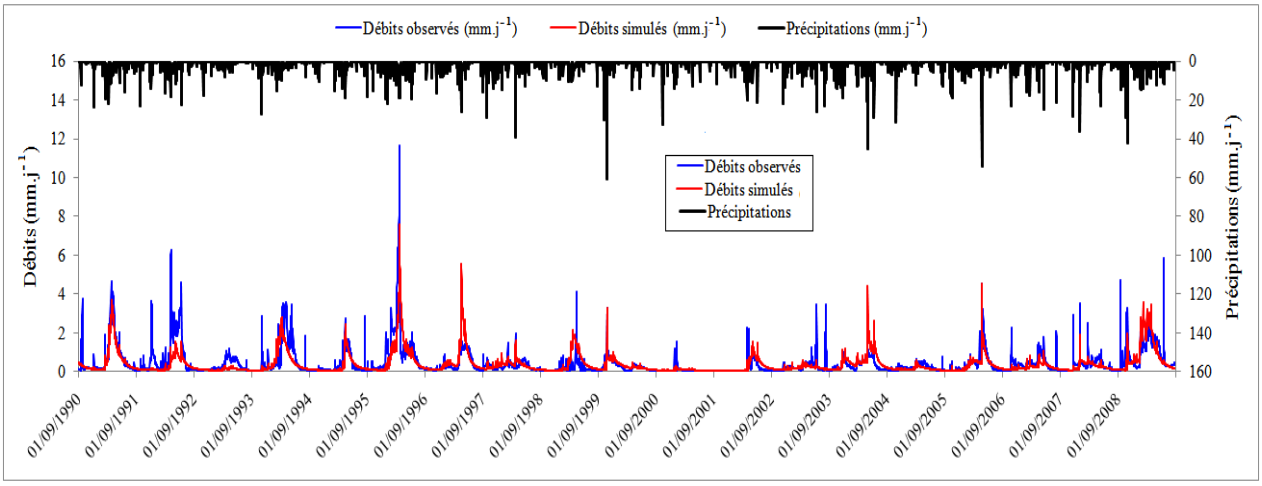

Fig.7 : Hydrogramme des débits observés et simulés par CemaNeige-GR4J (1990-2009).

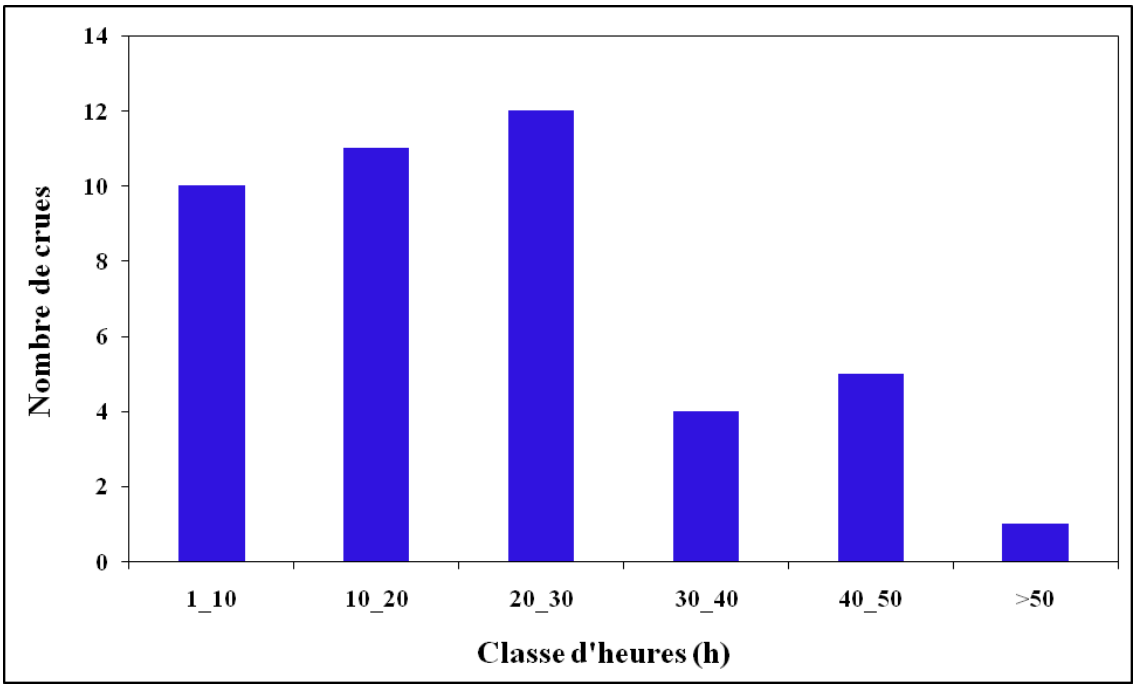

Fig.8 : Distribution des temps de base des crues de l'oued Rheraya à Tahanaout (1962-2006).

Les valeurs obtenues après calage pour les deux paramètres du module CemaNeige sont dans la gamme de variation mentionnée par Valéry [2010]. On observe en revanche pour GR4J, par rapport aux intervalles fournis par Perrin, des valeurs *X1* nettement plus faibles (11, 18 et 21 pour un intervalle de [100-1200]) et des valeurs *X3* nettement plus fortes (560, 866 et 614 pour un intervalle de [20-300]). Ces écarts sont peu surprenants étant donné que les domaines fournis par Perrin [2003] concernent des bassins français ayant donc un fonctionnement *a priori* très différent du Rheraya. Bien que les paramètres d'un modèle conceptuel puissent difficilement être reliés à des caractéristiques physiques, nous proposons une analyse des valeurs obtenues. La très faible valeur de *X1* peut s'interpréter par la faible épaisseur des sols dans ce bassin, et donc un faible réservoir de production. Inversement, la forte valeur de *X3* peut être reliée à un stockage profond dans des aquifères cristallins fissurés qui permettent d'alimenter les étiages durant les mois secs [Chaponnière et al., 2008]. Le paramètre *X2* a une valeur négative indiquant des sorties d'eau du

bassin sous forme de percolations profondes. Néanmoins, la géologie du bassin étant constituée principalement de roches imperméables, nous favorisons l'hypothèse d'inféroflux dans les sédiments de l'oued plutôt que des infiltrations profondes directement vers la nappe du Haouz. Enfin, le paramètre *X4* est inférieur à la journée, ce qui est conforme aux observations de temps de base mentionnées précédemment qui s'expliquent par la faible superficie du bassin et ses pentes fortes.

Tableau 4 : Résultat de l'optimisation du modèle GR4J-CemaNeige. *Pg* et *Pr* sont donnés pour la période de validation.

Période De Calage	*X1*	*X2*	*X3*	*X4*	K_f	C_{TG}	N Cal	N Val A	N Val B	N Val A+B	*Pg* ($m^3.s^{-1}$)	*Pr* (%)
A	11	-5,1	560	0,94	5,6	0,4	0,45	-	0,35	0,44	1,26	44,2
B	18	-15,7	866	0,92	6,9	0,4	0,49	0,38	-	0,42	1,53	53,8
A+B	21	-6,3	619	0,9	5,8	0,4	0,45	0,43	0,44	-	1,35	47,3

VI.3 Analyse des surfaces enneigées

Une comparaison des surfaces enneigées simulées par le module CemaNeige et celles issues de MODIS a été faite pour la période de recoupement des deux jeux de données (01/09/2000 - 31/08/2008) en utilisant les sorties du modèle calé sur la période B (Fig.9). Bien que les surfaces satellitaires ne représentent qu'une validation partielle du modèle, elles fournissent néanmoins une information robuste et indépendante sur le compartiment neige du modèle. On constate une bonne corrélation entre la fraction enneigée simulée par CemaNeige et celle observée par MODIS avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,63$, bien que le calage du modèle CemaNeige-GR4J ait été fait sur les débits et non sur les surfaces enneigées. On observe toutefois globalement des surfaces simulées plus faibles, ainsi que de nettes sous-estimations pour quelques périodes, notamment durant les hivers 2001-2002 et 2007-2008. Au-delà des erreurs possibles dans les surfaces satellitaires, ces écarts importants peuvent s'expliquer par le fait que le réseau de mesures des précipitations manque des évènements qui se produisent en altitude, mais qui sont capturés par MODIS, soulignant ainsi l'intérêt de ces données en complément des observations terrain des précipitations [Boudhar, 2009].

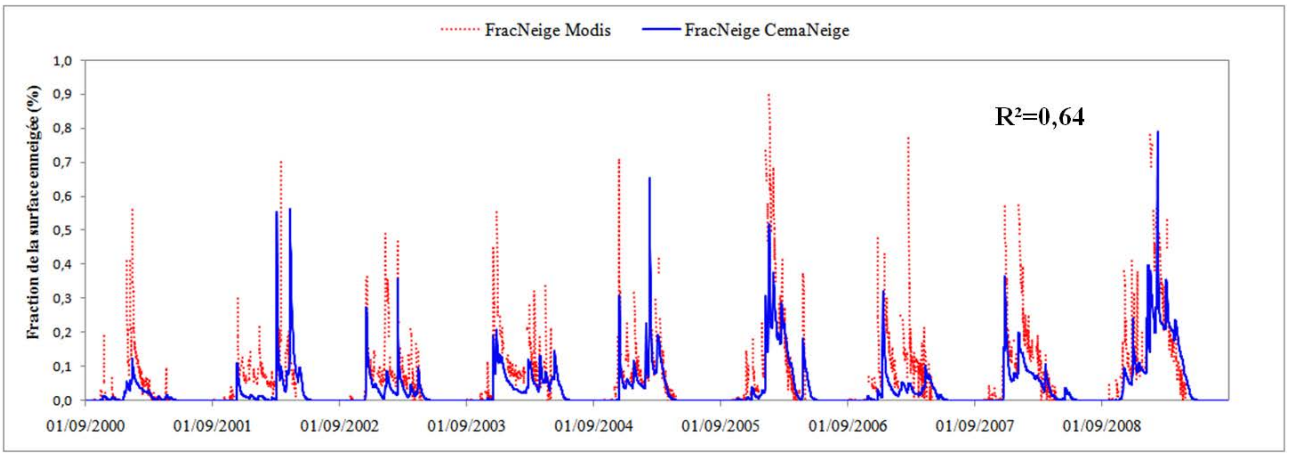

Fig.9 : Comparaison des surfaces enneigées issues du produit Mod10A1 et celles simulées par le modèle CemaNeige-GR4J.

VI.3.1 Calage indépendant du module neige

Nous avons testé l'influence d'un calage de la surface neige sur la fraction enneigée extraite des images MODIS, effectué en maximisant le critère de Nash-Sutcliffe. Un premier calage N2 est fait seulement sur les paramètres de fonte du module neige C_{TG} et K_f et un second calage N5 est fait en incluant les paramètres de génération de la neige, à savoir les températures minimales et maximales (*Tz min* et *Tz max*) ainsi que le seuil G_{seuil} qui contrôle le passage aux surfaces enneigées. Une fois le module neige calé, les quatre paramètres du modèle GR4J sont calés sur les débits puis les résultats sont comparés au calage initial NG6 (Tab.5).

Tableau 5 : Comparaison des résultats des différentes configurations CemaNeige-GR4J. SN : calage sur les surfaces de neige (période 2000-2009). Q calage sur les débits.

Configuration	K_f	C_{TG}	*Tz min*	*Tz max*	G_{seuil}	Nash (SN)	R^2 (SN)	Nash (Q)
NG6	5,8	0,4	-1	3	0,9	0,42	0,64	0,45
N2	1,87	0,4	-1	3	0,9	0,53	0,55	0,43
N5	2,9	0,4	-0,51	3.03	0.3	0,65	0,67	0,47

Le calage séparé du module neige permet d'améliorer sensiblement la simulation de la surface par rapport à MODIS puisqu'on passe de 0,5 pour le calage initial NG6 à 0,53 et 0,65 respectivement pour les configurations N2 et N5. Cette amélioration demanderait toutefois à être validée sur une période indépendante pour confirmer qu'elle est robuste et non provoquée par une surparamétrisation. On note ensuite une baisse du Nash sur les débits pour la configuration N2, qui est attendue étant donné qu'on réduit les degrés de liberté en calibrant les six paramètres en deux étapes. Pour la configuration N5, l'amélioration de la simulation neige permet d'obtenir un Nash légèrement meilleur sur les débits, montrant qu'au-delà des compensations entre paramètres, nous obtenons ici une réelle amélioration de la modélisation de la neige.

VI.3.2 Comparaison avec les données in situ d'équivalent en eau du manteau neigeux

La comparaison entre l'équivalent en eau mesuré au sommet de l'Oukaimeden [Boudhar et al., 2014] et celui simulé par le module CemaNeige en utilisant la configuration initiale (NG6) sur la zone 5 montre pour les hivers 2004-2005 et 2005-2006 une bonne corrélation globale avec un coefficient de détermination de 0,81 (Fig.10). On note cependant pour la saison 2005-2006 une surestimation de l'équivalent en eau simulé par CemaNeige alors que les surfaces enneigées sont correctement reproduites pour cette année. Ceci peut être expliqué par un problème de représentativité des mesures ponctuelles car nous avons en effet souvent observé visuellement au niveau de cette station des phénomènes aérodynamiques d'accumulation locale ou au contraire d'ablation par le vent sous la sonde de mesure. Le processus de transformation de la neige reste cependant difficile à simuler par les modélisations simplifiées de type CemaNeige.

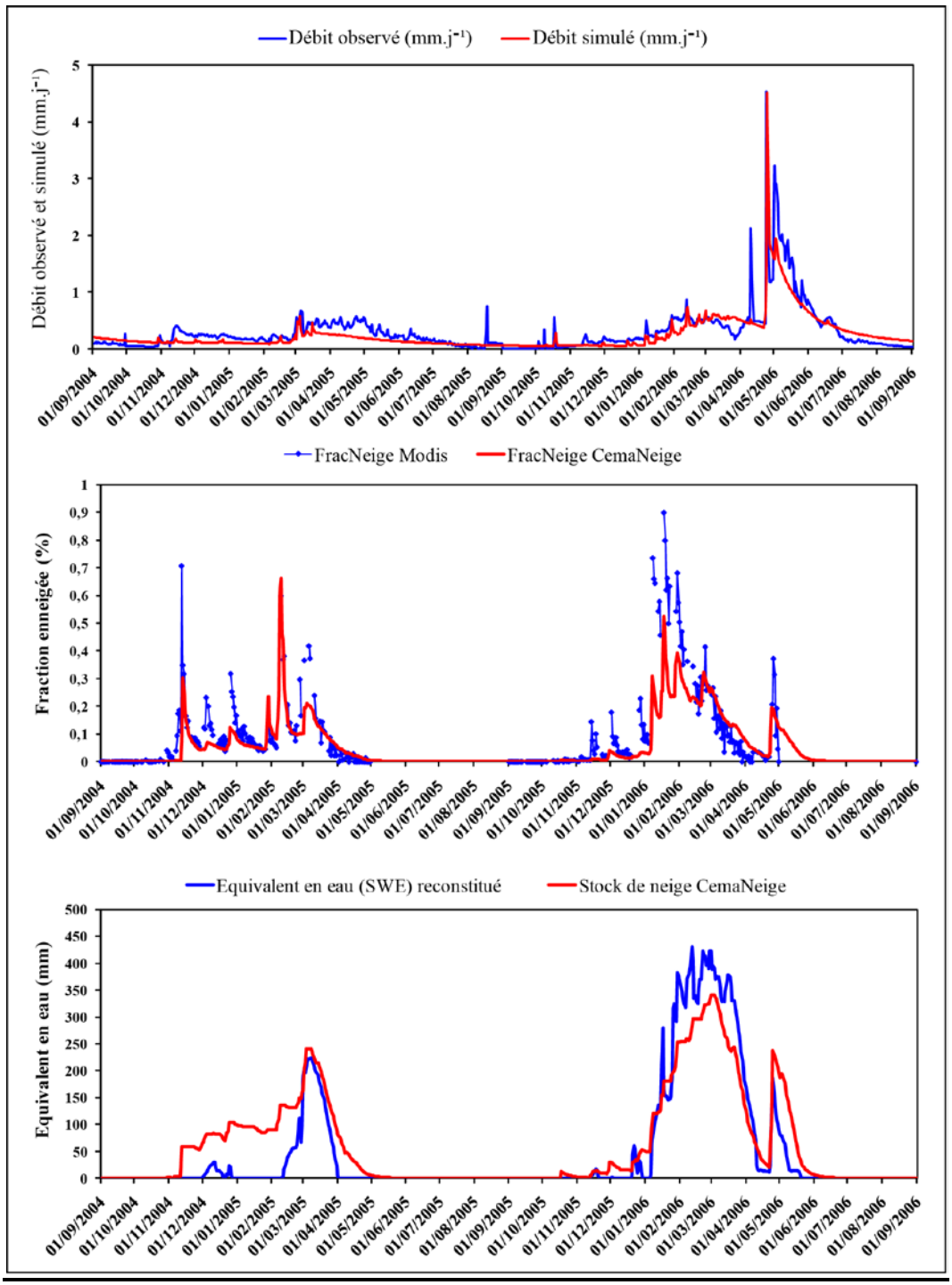

Fig.10 : Comparaison du débit, de la surface enneigée et de l'équivalent en eau de la zone 5 avec les observations durant la période de 2004-2006 (SWE au sommet de l'Oukaimeden, 3240 m).

VI.4 Analyse du régime hydrologique de l'oued Rheraya

L'évolution mensuelle des variables hydro-climatiques du bassin a été calculée à partir des simulations pour la période 1990-2009 (Fig.11). Elle montre un régime pluvio-nival caractérisé par une remontée du débit à partir du mois de septembre jusqu'en mars. La contribution de la neige aux précipitations totales est très importante durant la période du mois de novembre jusqu'au mois d'avril.

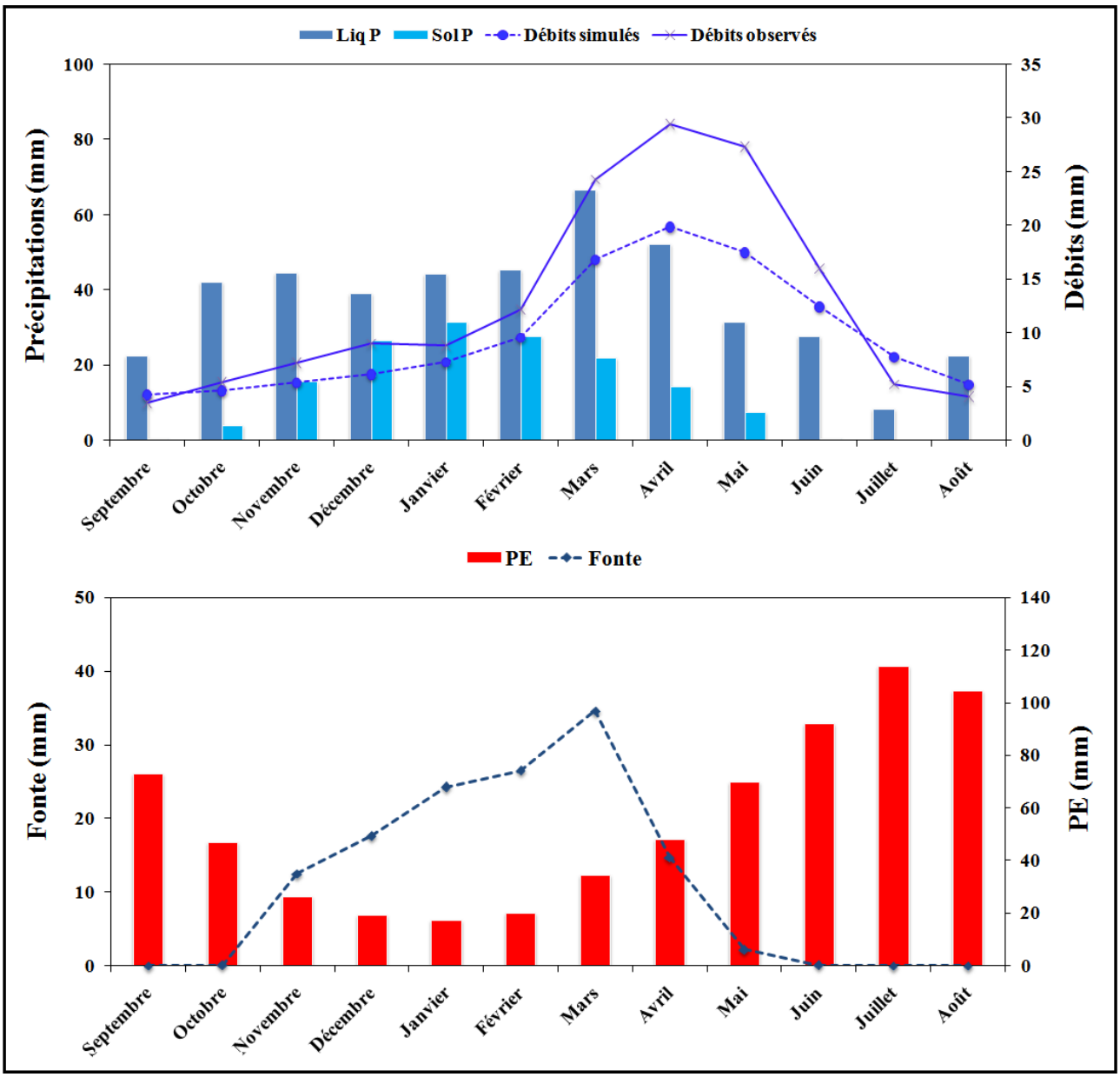

Fig.11 : Valeurs mensuelles des différentes variables hydro-climatiques au niveau du bassin versant du Rheraya durant la période 1990-2009.

Pour illustrer plus finement la distribution des termes du bilan hydrologique nous avons sélectionné l'année 1991-1992 car (1) elle est représentative du régime hydrologique moyen présenté ci-dessus et (2) les débits sont correctement simulés (Fig.12).

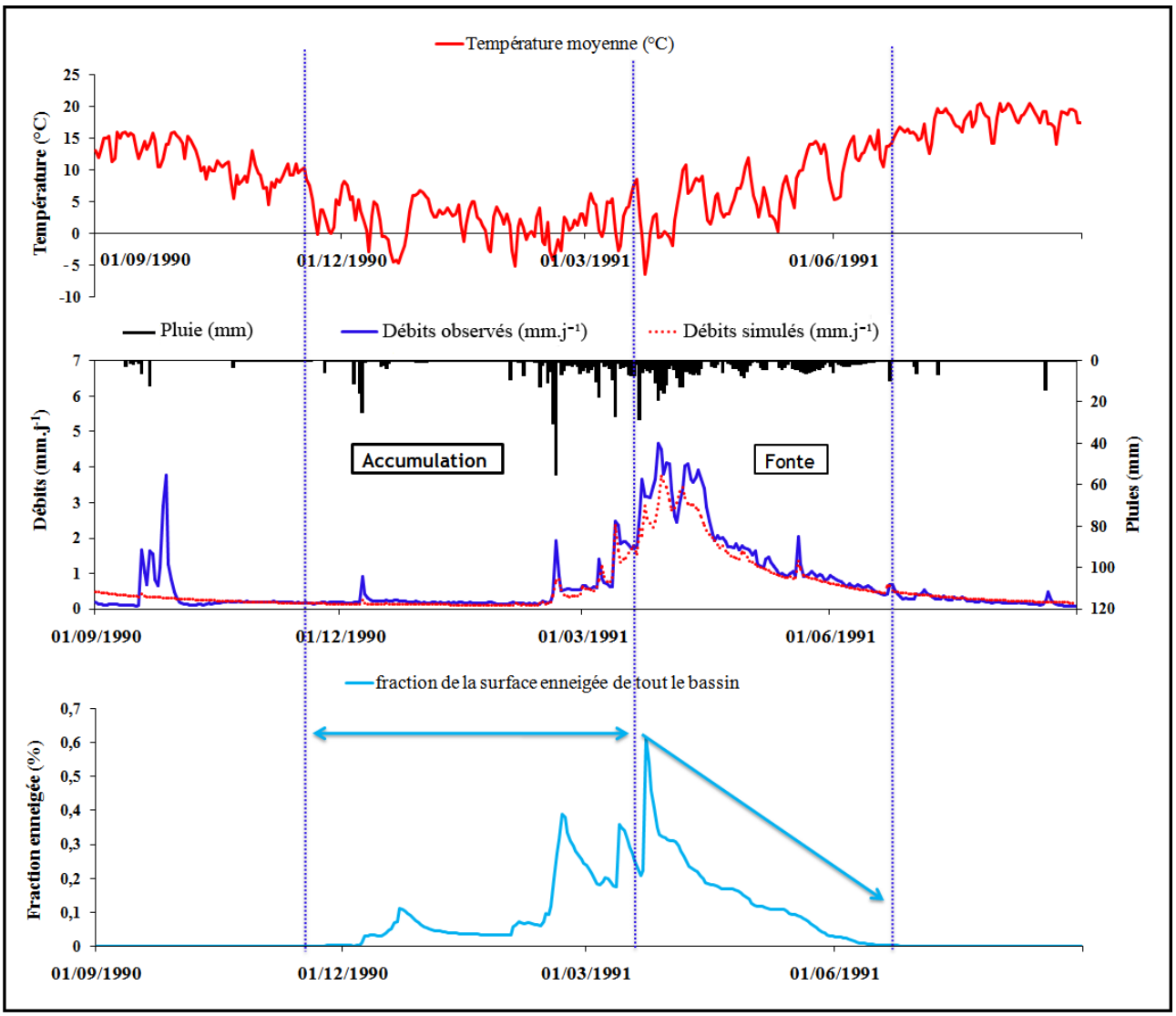

Fig.12 : Evolution des débits observés et simulés de l'oued Rheraya (CemaNeige-GR4J) en fonction de la variation de la température et la fraction de neige simulée par le modèle CemaNeige-GR4J durant la période de 1990-1991.

Le régime hydrologique se décompose donc en trois phases :

- de septembre à décembre les débits sont synchrones avec les précipitations et la surface enneigée reste faible. Les précipitations liquides sont rapidement converties en ruissellement et en dehors de ces évènements le débit est très faible voire nul. Ce fonctionnement est typique des bassins versants semi-arides ou « régime d'oued »;
- de décembre à mars les températures sont plus faibles, les précipitations plus abondantes et la surface enneigée plus importante. C'est la période d'accumulation. Néanmoins les évènements de précipitations sont toujours visibles dans les débits ce qui signifie qu'une partie importante du bassin reçoit des précipitations liquides;
- au mois de mars une augmentation significative du débit de base est observée au moment où les températures augmentent et la surface enneigée diminue. Le maximum du débit est atteint en avril. Cette période de fonte se prolonge jusqu'en juin. Le débit de base se maintient au cours de l'été malgré la disparition totale du couvert nival, soulignant l'importance du réservoir souterrain ou de subsurface. Cela indique que la fonte de la neige a contribué à augmenter le débit de surface et à recharger le compartiment souterrain.

VII CONCLUSION

Le régime hydrologique du Rheraya à Tahanaout est pluvio-nival avec une forte variabilité dans l'espace et dans le temps. La contribution nivale est importante pour maintenir l'écoulement au printemps et au début de l'été où une faible contribution souterraine prend le relais. Le modèle CemaNeige-GR4J donne des résultats honorables avec notamment une bonne reproduction de la forte variabilité saisonnière et interannuelle. Les valeurs obtenues pour le Nash ne sont pas très hautes comparées à d'autres études mais elles demeurent néanmoins satisfaisantes surtout dans notre contexte caractérisé par une représentativité limitée des données d'entrée en termes de précipitations et de températures (deux stations) ainsi que des incertitudes liées aux données de débits issues de mesures manuelles. Malgré ces incertitudes, le modèle a été capable de reproduire la variabilité saisonnière et le cycle hydrologique de l'oued Rheraya.

L'analyse de l'équivalent en eau de la neige et de la surface enneigée indique que, sans calage spécifique de ses paramètres, le module de neige simule correctement le manteau neigeux malgré sa simplicité (R^2 = 0,64). Cependant, on montre que le calage de quelques paramètres déterminés empiriquement du module neige tels que le seuil liant hauteur et surface de neige (G_{seuil}) ainsi que les températures minimales et maximales, permet d'améliorer les performances du modèle dans ce contexte semi-aride.

Nous ne pouvons toutefois exclure des manques dans la structure du modèle GR4J-CemaNeige qui a été principalement testé sur un échantillon de bassins versants de montagne sous climats tempérés ou nordiques. Par exemple, Hublart et al. [2016] ont inclus la sublimation de la neige dans un bassin semi-aride des Andes chiliennes. On peut également questionner la qualité de la simulation de l'évapotranspiration réelle pour des sols très peu couverts de végétation et très caillouteux. Nous encourageons donc à poursuivre l'évaluation des modèles conceptuels pluie-débit dans les zones semi-arides car ces modèles qui peuvent être facilement appliqués avec peu de paramètres ont vocation à être exploités pour gérer la ressource en eau disponible ou bien pour tester des scénarios climatiques. Compte tenu des changements climatiques importants attendus au Maroc dans les prochaines décennies, et du fait que le manteau neigeux est très sensible aux changements de température, on doit s'attendre au cours du 21e siècle à une modification importante du régime hydrologique décrit dans cet article.

Remerciements

Ce travail a été soutenu par le laboratoire mixte international TREMA (http://trema.ucam.ac.ma), le Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche Scientifique et de la Formation des Cadres, (Maroc) à travers le projet SAGESSE (Projet Prioritaire de Recherche PPR – Type B), et l'ANR (France) à travers le projet AMETHYST (ANR-12-TMED-0006-01).

VIII RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Barnett T. P., Adam J. C., Lettenmaier D. P. (2005). — Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438(7066)** : 303-309.

Boudhar A., Duchemin B., Hanich L., Chaponnière A., Maisongrande P., Boulet G., Stitou J., Chehbouni A. (2007). — Analyse de la dynamique des surfaces enneigées du Haut Atlas Marocain à partir des données SPOT-VEGETATION. *Sécheresse*, **18(4) :** 1-11.

Boudhar A., Hanich L., Boulet G., Duchemin B., Berjamy B., Chehbouni A. (2009b). — Evaluation of the Snowmelt Runoff Model in the Moroccan High Atlas mountains using two snow-cover estimates, *Hydrological Sciences Journal*, **54(6)** : 1094-1113

Boudhar A., Boulet G., Hanich L., Sicart J. E., Chehbouni A. (2016). — Energy fluxes and melt rate of a seasonal snow cover in the Moroccan High Atlas. *Hydrological Sciences Journal*, **61(5)** : 931-943

Boukhari K., Fakir Y., Stigter T.Y., Y. Hajhouji Y., Boulet G. (2015). — Origin of recharge and salinity and their role on management issues of a large alluvial aquifer system in the semi-arid Haouz plain, Morocco. *Environmental Earth Sciences*, **73(10)**: 6195-6212.

Chaponniere A., Boulet G., Chehbouni A., Aresmouk M. (2008). — Understanding hydrological Processes with scarce data in a mountain environment. *Hydrological Processes*, **22(12)** : 1908-1921.

Chaponniere A., Maisongrande P., Duchemin B., Hanich L., Boulet G., Escadafal R., Elouaddat S. (2005). — A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered areas in the Atlas mountains. *International Journal of Remote Sensing*, **26(13)** : 2755-2777.

Chauveau M., Chazot S., Perrin C., Bourgin P.Y., Sauquet E., Vidal J.P., Rouchy N., Martin E., David J., Norotte T., Maugis., P., De Lacaze X. (2013). — Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l'horizon 2070 ?/ What will be the impacts of climate change on surface hydrology in France by 2070? *La Houille Blanche*, **(4)** : 5-15.

Chehbouni A., Escadafal R., Duchemin B., Boulet G., Simonneaux V., Dedieu G., Mougenot B., Khabba S., Kharrou H., Maisongrande P., Merlin O., Chaponnière A., Ezzahar J., Er-Raki S., Hoedjes J., Hadria R., Abourida A., Cheggour A., Raibi F., Boudhar A., Benhadj I., Hanich L., Benkaddour A., Guemouria N Chehbouni Ah., Lahrouni A., Olioso A., Jacob F., Williams D.G., Sobrino J. (2008). — An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: the SUDMED Programme. *International Journal of Remote Sensing*, **29(17-18) :** 5161–5181

Edijatno et Michel C. (1989). — Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, **(2)** : 113-121.

Er-Raki S., Chehbouni A., Khabba S., Simonneaux V., Jarlan L., Ouldbba A., Rodriguez J.C., Allen R. (2010). - Assessment 1 of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: Can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters? *Journal of Arid Environments*, **74** : 1587-1596.

Fortin V., Turcotte R., — *Le modèle hydrologique MOHYSE*. Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 Juin 2006.

Gan T., Biftu G. (1996). — Automatic calibration of conceptual-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure, *Water Resources Research*, **32(12)** : 3513–3524.

GUPTA H. V., SOROOSHIAN S., et YAPO P. O. (1998). — Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and non commensurable measures of information. *Water Resources research*, **34** : 751-763.

Hock R. (2003). — Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282(1-4)** : 104-115.

Hingray B., Picouet C., Musy A., Hydrologie 2. — *Une science pour l'ingénieur*, Chapitre 7 : Processus et Modélisation Hydrologique en Milieu Alpin. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Ingénieurs de l'Environnement, 2009.

Hublart P.D., Ruelland I., Garcia de Cortazar Atauri S., Gascoin S., Lhermitte S., Ibacache A. (2016). — Reliability of lumped hydrological modeling in a semi-arid mountainous catchment facing water-use changes. *Hydrology and Earth System Sciences*, **20** : 3691-3717

Jarlan L., Khabba S., Er-Raki S., Le Page M., Hanich L., Fakir Y., Merlin O., Mangiarotti S., Gascoin S., Ezzahar J., Kharrou M. H., Berjamy B., Saaïdi A., Boudhar A., Benkaddour A., Laftouhi N., Abaoui J., Tavernier A., Boulet G., Simonneaux V., Driouech F., El Adnani M., El Fazziki A., Amenzou N., Raibi F., El Mandour A., Ibouh H., Le Dantec V., Habets F., Tramblay Y., Mougenot B., Leblanc M., El Faïz M., Drapeau L., Coudert B., Hagolle O., Filali N., Belaqziz S., Marchane, A., Szczypta C., Toumi J.,

Diarra, A., Aouade G., Hajhouji Y., Nassah H., Bigeard G., Chirouze J., Boukhari K., Abourida A., Richard B., Fanise P., Kasbani M., Chakir A., Zribi M., Marah H., Naimi A., Mokssit A., Kerr Y., Escadafal R. (2015). — Remote Sensing of Water Resources in Semi-Arid Mediterranean Areas: the joint international laboratory TREMA. *International Journal of Remote Sensing*, **36(19-20)** : 4879-4917.

Le Page M., Berjamy B., Fakir Y., Bourgin F., Jarlan L., Abourida A., Benrhanem M., Jacob G., Huber M., Sghrer F., Simonneaux V., Chehbouni G. (2012). — An Integrated DSS for Groundwater Management Based on Remote Sensing. The Case of a Semi-arid Aquifer in Morocco". *Water Resources Management*, **26(11)** : 3209-3230.

Luck M., Landis. M., Gassert. F. (2015). — Aqueduct Water Stress Projections: Decadal Projections of Water Supply and Demand Using CMIP5 GCMs, Technical note (Washington, DC: World Resources Institute, April 2015).

Marchane A., Jarlan. L., Hanich. L., Boudhar. A., Gascoin. S., Tavernier. A., Filali. N., Le Page. M., Hagolle O., Berjamy B. (2015). — Assessment of Daily MODIS Snow Cover Products to Monitor Snow Cover Dynamics over the Moroccan Atlas Moutain Range. *Remote Sensing of Environment*, **160** : 72-86.

Martinec J, Rango A, Robert R. (1998). — *Snow Runoff Model (SRM) User's Manual*. http//hydrolab.arsusda.gov/cgi-bin/srmhome [13 July 2003].

Nash I. E. and Sutcliffe J.V. (1970). — River flow forecasting through conceptual model. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10** : 282–290.

Ragettli S., Cortés. G., McPhee. J., Pellicciotti. F. (2014). — An evaluation of approaches for modeling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. *Hydrological Processes*, **28(23)** : 5674–5695.

Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andreassian V., Anctil F., Loumagne C. (2005). — Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall {runo model ? Part 2 {Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall {runoff modelling. *Journal of Hydrology*, **303(1-4)** : 290.

OMM, (1986) — Intercomparaison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report No 23.* World Meteorological Organisation, Genève.

Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2003). — Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, **279 (1-4)** : 275-289.

Riboust P. (2018). De la neige au débit: de l'intérêt d'une meilleure contrainte et représentation de la neige dans les modèles. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Simonneaux V., Hanich L., Boulet G., Thomas S. (2008) — Modelling runoff in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco) using the simple daily model GR4J. Trends over the last decades. In Proceedings of the 13th IWRA World Water Congress, Montpellier, France, 1–4 September 2008.

Simonneaux V., Cheggour A., Deschamps C., Mouillot F., Cerdan O., Le Bissonnais Y. (2015). — Land use and climate change effects on soil erosion in a semi-arid mountainous watershed (High Atlas, Morocco). *Journal of Arid Environments*, **122** : 64-75

Szczypta C., Gascoin S., Habets F., Saaidi A., Berjamy B., Marchane A., Boulet G., Hanich L., Jarlan L. (2015). — Evaluation of the SAFRAN-ISBA-RAPID hydrometeorological chain on a mountainous catchment in a semi-arid region. Case of the Rheraya (Marrakech, Morocco), EGU General Assembly Conference Abstracts, **17**, 14149.

Thirel G., Salamon P., Burek P., Kalas M. (2013). — Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter. *Remote Sensing*, **5** : 5825-5850.

Tramblay Y., Ruelland D., Somot S., Bouaicha R., Servat E. (2013). — High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrology and Earth System Sciences*, **17** : 3721-3739.

Valéry, A. (2010). — Modélisation précipitations - débit sous influence nivale, Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Thèse de doctorat, AgroParisTech - ENGREF.

Valéry A., Andréassian V., Perrin C. (2014). — 'As simple as possible but not simpler': What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, **517** : 1166-1175.

Viviroli D., Weingartner R., Messerli B. (2003). — Assessing the hydrological significance of the world's mountains. *Mountain Research and Development*, **23** : 32-40.

Weingartner R., Barben M., Spreafico M.(2003). — Floods in mountain areas-an overview based on example from Switzerland. *Journal of Hydrology*, **282** : 10-24.