HAL
open science

Hybridation de réanalyses météorologiques de surface pour les zones de montagne : exemple du produit DuO sur le bassin de la Durance

Claire Magand, Agnès Ducharne, François Tilmant, Nicolas Le Moine, Eric Sauquet, Thibault Mathevet, Jean-Philippe Vidal, Charles Perrin

▶ **To cite this version:**

Claire Magand, Agnès Ducharne, François Tilmant, Nicolas Le Moine, Eric Sauquet, et al.. Hybridation de réanalyses météorologiques de surface pour les zones de montagne : exemple du produit DuO sur le bassin de la Durance. La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 2018, 3 (3), pp.77 - 85. 10.1051/lhb/2018035 . hal-01899583

HAL Id: hal-01899583

https://hal.sorbonne-universite.fr/hal-01899583v1

Submitted on 19 Oct 2018

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.

La Houille Blanche, n° 3, 2018, p. 77-85 DOI 10.1051/lhb/2018035

Hybridation de réanalyses météorologiques de surface pour les zones de montagne : exemple du produit DuO sur le bassin de la Durance

Claire MAGAND[1,2], Agnès DUCHARNE[1], François TILMANT[3], Nicolas LE MOINE[1], Eric SAUQUET[3], Thibault MATHEVET[4], Jean-Philippe VIDAL[3], Charles PERRIN[5]

[1.] *Sorbonne Universités, UPMC, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France – e-mail: claire.magand@afbiodiversite.fr*
[2.] *Agence Française pour la Biodiversité, Le Nadar, Hall C – 5 square Félix Nadar, 94300 Vincennes*
[3.] *Irstea, RIVERLY, 5 rue de la Doua, 5 rue de la Doua CS20244, 69625 Villeurbanne cedex, France*
[4.] *Electricité de France – DTG, 21 avenue de l'Europe BP 41, 38040 Grenoble cedex 9, France*
[5.] *Irstea, HYCAR 1 rue Pierre-Gilles de Gennes CS 10030, 92761 Antony cedex, France*

RÉSUMÉ. – La rareté des mesures et la complexité du terrain dans les régions montagneuses engendrent d'importantes incertitudes dans les réanalyses météorologiques de surface. L'hybridation de plusieurs réanalyses est une technique efficace pour limiter ces incertitudes. Dans le bassin versant de la Durance, deux réanalyses se basant sur des réseaux de mesures et des techniques d'extrapolation différentes coexistent, SAFRAN et SPAZM. Leur comparaison montre qu'elles sont complémentaires car les précipitations de SPAZM à une résolution spatiale plus fine que celle de SAFRAN, se basent sur un plus grand nombre d'observations en haute altitude. Cependant, SPAZM ne fournit pas l'ensemble des variables atmosphériques dont un modèle hydrologique à bilans d'eau et d'énergie a besoin, contrairement à SAFRAN. L'hybridation de ces deux réanalyses a donc été effectuée. Le produit météorologique obtenu, DuO, fournit huit variables atmosphériques (température de l'air à 2 m, pluie, neige, rayonnements incidents, humidité de l'air, vent et évapotranspiration potentielle) au pas de temps horaire et à la résolution de 1 km^2. DuO a été testé dans un objectif de modélisation hydrologique, avec le modèle semi-distribué CLSM (Catchment Land Surface Model). L'analyse des différentes variables de sortie (débits, stock de neige et évapotranspiration) montre que l'hybridation des deux réanalyses, valorisant les qualités respectives de SAFRAN et de SPAZM, permet une représentation plus réaliste des processus hydrologiques au sein du modèle CLSM.

Mots-clés : hydrologie, modélisation, montagne, réanalyse météorologique, Durance

Building hybrid near-surface reanalysis adapted to mountainous regions: example of the DuO product over the Durance basin, France

ABSTRACT. – In mountainous regions, near-surface meteorological reanalyses can carry significant uncertainties due to the complex topography and the scarcity of observations. Combining different reanalyses has proved to be efficient in reducing these uncertainties. This technique is applied over a French mountainous basin in the southern Alps, the Durance basin, where two reanalyses exist : SAFRAN and SPAZM. The comparison of the features of these two reanalyses shows that they are complementary. The precipitations provided by SPAZM are at a finer spatial resolution than SAFRAN and are based on more observations at high altitudes. However, on the contrary to SAFRAN, SPAZM does not provide the full set of atmospheric variables required by hydrological models based on water and energy balance. SPAZM and SAFRAN were thus combined. Precipitation and temperature from SAFRAN are corrected by monthly temperature and precipitation from SPAZM, and the other variables from SAFRAN are then corrected accordingly. As a result, the meteorological product called DuO was obtained, providing eight atmospheric variables (temperature at 2 m, rainfall, snowfall, incoming solar and infrared radiation, air humidity, wind speed and potential evapotranspiration), at the hourly timescale and at the 1-km^2 resolution. The strong topographical heterogeneity is thus better represented in the upstream part of the Durance catchment. DuO is tested for hydrological modelling, using the Catchment Land Surface Model (CLSM), a land surface model distributed over sub-catchments. The analysis of various output variables (streamflow, snowpack and evapotranspiration) shows that the hybridization of the two reanalyses benefits from their respective qualities and yields a more realistic representation of the hydrological processes in the CLSM model.

Key words: hydrology, modelling, mountain, near-surface reanalysis, Durance

I. INTRODUCTION

Le bassin de la Durance se situe au sud-est de la France et couvre environ 14 000 km^2. Le gradient altitudinal est élevé, avec un point culminant à plus de 4000 mètres dans le massif des Ecrins, et un point de confluence avec le Rhône qui est à 50 mètres au-dessus du niveau de la mer. Par ailleurs, la diversité des usages de l'eau dans ce bassin entraîne des enjeux importants pour la gestion des ressources en eau. Afin d'évaluer leur disponibilité et leur futur, les modèles hydrologiques

sont devenus des outils indispensables, eux-mêmes nécessitant des forçages atmosphériques de qualité.

Les réanalyses météorologiques globales, comme ERA-40 [Uppala *et al.*, 2005], fournissent des variables pertinentes pour les modèles hydrologiques, mais à une échelle spatiale trop grossière et avec des biais importants sur certaines variables. Elles peuvent en revanche être combinées localement à des observations de surface afin d'obtenir des réanalyses météorologiques de surface comme SAFRAN [Vidal *et al.*, 2010], et offrir ainsi des forçages de bien meilleure qualité [Sheffield *et al.*, 2004; Ngo-Duc *et al.*, 2005]. En montagne, et plus particulièrement en haute altitude, les mesures météorologiques sont rares, car l'exploitation d'un réseau dense de mesures fiables est difficile et coûteuse à mettre en place. De ce fait, les relations entre les variables météorologiques et les caractéristiques physiques du bassin telles que la topographie ou l'orientation des versants sont mal connues et les techniques d'interpolation sont susceptibles d'engendrer des erreurs se propageant aux écoulements simulés par les modèles hydrologiques [Berg *et al.*, 2003; Fekete *et al.*, 2004; Sheffield *et al.*, 2004].

Sur le quart sud-est de la France, deux réanalyses météorologiques de surface sont disponibles : SAFRAN produite par Météo-France [Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010] et SPAZM produite par EDF [Gottardi, 2009]. La réanalyse SAFRAN fournit l'ensemble des variables atmosphériques requises par un modèle de surface continentale au pas de temps horaire et à une résolution de 64 km², alors que SPAZM ne fournit que les températures minimales et maximales et les précipitations journalières, à la résolution de 1 km². Cependant, plusieurs études [*e.g.* Gerbaux *et al.*, 2005 ; Gottardi, 2009; Valéry, 2010 ; Gottardi *et al.*, 2012] ont révélé une sous-estimation des précipitations issues de SAFRAN par rapport aux observations dans les zones de hautes altitudes, et en particulier à l'amont du bassin de la Durance [Lafaysse, 2011]. Du fait de la prise en compte d'un nombre plus important de stations de mesure, les données de précipitations de SPAZM sont *a priori* plus réalistes que celles de SAFRAN. Cependant, les données de SPAZM sont insuffisantes pour être directement utilisées par les modèles de surface continentale. Les variables de rayonnement, d'humidité de l'air et de vent ne sont pas calculées et la résolution temporelle journalière ne suffit pas à contraindre le cycle diurne des flux d'énergie à la surface. La comparaison des deux réanalyses montre leur complémentarité, suggérant l'intérêt de les hybrider afin de concilier la qualité des forçages et les besoins de modélisation.

La construction d'une réanalyse fiable incluant l'ensemble des variables de surface nécessaires aux modèles de surface continentale présente de nombreux avantages dans un contexte de changements globaux car ces modèles, grâce à une description précise des caractéristiques de surface, permettent d'étudier explicitement des évolutions d'occupation du sol, ou de climat par exemple sur l'équilibre offre-demande en eau [ex. Sauquet *et al.*, 2016].

Après une présentation détaillée de la méthode de construction de DuO, nous présentons l'intérêt de ce produit pour la modélisation hydrologique du bassin versant de la Durance, à l'aide du modèle de surface continentale Catchment Land Surface Model (CLSM) [Koster *et al.*, 2000 ; Ducharne *et al.*, 2000].

II. CONSTRUCTION DU PRODUIT MÉTÉOROLOGIQUE DUO

II.1. Réanalyses météorologiques de surface

II.1.1. SAFRAN

SAFRAN (*Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige*) est une réanalyse de surface méso-échelle, initialement consacrée à l'étude des zones montagneuses et conçue par Météo France, afin de prévenir les risques d'avalanches dans les massifs des Alpes et des Pyrénées [Durand *et al.*, 1993]. SAFRAN a ensuite été étendu à l'ensemble du territoire français en se basant sur un pavage de zones géographiques (les zones SYMPOSIUM) considérées comme homogènes d'un point de vue climatique [Quintana-Seguí *et al.*, 2008], c'est-à-dire que les variables de surface au sein de cette zone ne dépendent que de l'altitude. Une méthode d'interpolation optimale [Gandin, 1965] est appliquée sur chacune de ces zones, entre d'une part les profils verticaux de l'atmosphère issus de la réanalyse atmosphérique ERA-40 [Uppala *et al.*, 2005], et d'autre part des observations de surface. Les résultats de cette réanalyse sont les reconstitutions de sept variables de surface indiquées dans le Tableau 1. À l'exception des précipitations, les variables sont calculées toutes les six heures et interpolées ensuite au pas de temps horaire. Les précipitations sont analysées à l'échelle journalière puis interpolées à l'échelle horaire à partir de l'analyse de l'humidité de l'air. Le domaine de la Durance est constitué de 346 mailles de 64 km².

Tableau 1 : Caractéristiques des réanalyses météorologiques SAFRAN, SPAZM et DuO avec les variables atmosphériques fournies : la température de l'air à 2 mètres (T_a), la température minimale journalière (T_{min}), la température maximale journalière (T_{max}), les précipitations totales (P), les précipitations liquides et solides (P_l et P_s respectivement), l'humidité spécifique de l'air à 2 mètres (q_a), la vitesse du vent à 10 mètres (u), le rayonnement visible incident (SW_{in}) et le rayonnement infra-rouge incident (LW_{in}). T est la température seuil de répartition pluie/neige.*

	SAFRAN	SPAZM	DuO
Ebauches	Issues de ERA-40 sauf pour les précipitations (approche par climatologie et type de temps)	Approche par type de temps	–
Variables	T_a, P_l, P_s, u, q_a, SW_{in}, LW_{in}	T_{min}, T_{max}, P	T_a, P_l, P_s, u, q_a, SW_{in}, LW_{in}
Résolution spatiale	64 km²	1 km²	1 km²
Résolution temporelle	Horaire	Journalier	Horaire
Répartition Pluie/Neige	T* =0,5°C	-	T*=1°C
Disponibilité	1958-2010	1955-2010	1959-2010

II.1.2. SPAZM

SPAZM (*SPAtialisation des précipitations en Zone de Montagne*) est une réanalyse journalière de précipitations (P) et de températures minimales et maximales de l'air (T_{min} et T_{max}), disponible sur la moitié sud du territoire français. Elle a été développée par Gottardi [2009] et l'équipe EDF-DTG de Grenoble. Les ébauches climatologiques de précipitations sont construites à partir d'observations journalières de précipitations pendant la période 1957-1973 pour huit types de circulation atmosphérique, aussi appelés types de temps [Garavaglia *et al.*, 2011]. Stricto sensu, ce ne sont donc pas des ébauches car il ne s'agit pas des sorties de modèle atmosphérique comme pour SAFRAN, mais une information sur les relations observées entre variables locales et situations synoptiques. Nous employons par abus de langage ce terme car l'idée est de partir d'une ébauche à l'échelle synoptique et de la corriger en fonction des observations.

Ces ébauches sont ensuite spatialisées à 1 km^2 par régressions linéaires locales, puis déformées quotidiennement en fonction des observations disponibles sur les différents réseaux de mesures (principalement Météo-France et EDF, notamment avec la prise en compte de nivo-pluviomètres totalisateurs, ainsi que les réseaux frontaliers tels que le réseau italien pour la Durance). En ce qui concerne les températures (minimales ou maximales), elles sont calculées pour chaque pixel à partir d'une moyenne spatiale d'observations journalières obtenue sur une sélection de stations explicatives et de gradients adiabatiques différents selon la saison (été/hiver) et selon la présence ou non de pluie pendant la journée. Gottardi [2009] a mis en évidence une sous-estimation des précipitations journalières en altitude grâce à des mesures de neige accumulée au sol à partir de perches à neige, de télénivomètres et de nivomètres à rayonnement cosmique (six sur le domaine de la Durance). Il a alors appliqué un facteur correctif afin de limiter les erreurs de sous-captation de la neige par les appareils de mesure. Cette correction a été appliquée globalement sur le domaine de la Durance.

II.2. Comparaison des réanalyses SAFRAN et SPAZM

Les principales différences entre SPAZM et SAFRAN concernent les précipitations. Tout d'abord, la discrétisation sur 1 km² de SPAZM permet d'obtenir une amplitude spatiale de précipitations sur l'ensemble du bassin de la Durance plus importante que dans SAFRAN (de 545 mm/an à 3863 mm/an pour SPAZM, contre 617 mm/an à 1551 mm/an pour SAFRAN). Cependant, les différences ne sont pas uniquement liées à la discrétisation. Les précipitations fournies par SPAZM sont en moyenne supérieures de 12,1 % à celles de SAFRAN sur la totalité du bassin (Tableau 2). Ces différences sont plus marquées en hiver (+20.3 %), quand les précipitations solides sont prépondérantes, et à l'amont du bassin (+27 % annuellement au-dessus du lac de Serre-Ponçon). Elles s'expliquent par la prise en compte de davantage de postes de mesure en altitude (entre 2 000 et 3 000 m) et par la correction de la sous-captation de la neige dans la réanalyse SPAZM, qui garantiraient donc une meilleure estimation des précipitations que SAFRAN. Ces résultats sont cohérents avec les conclusions de Gottardi [2009] et Lafaysse [2011]. Enfin, les modes d'interpolation altitudinale de SPAZM diffèrent de ceux de SAFRAN, ce qui pourrait expliquer le fait que les différences de précipitations suivent un axe Sud Ouest – Nord Est. Ainsi, SPAZM fournit des précipitations plus importantes sur l'amont (en particulier sur le massif des Ecrins) et plus faibles sur l'aval que SAFRAN (Figure 1).

En ce qui concerne les températures, les différences proviennent principalement des effets liés à la discrétisation. On note toutefois une différence de 0,7°C en moyenne sur l'ensemble du bassin de la Durance (Figure 2). Les deux réanalyses sont cohérentes à l'aval du bassin mais les différences augmentent à l'amont du bassin. Plusieurs raisons peuvent expliquer ces différences. D'une part, Gottardi [2009] utilise 12 postes de mesure de températures, différents de ceux de Météo-France situés en Haute et Moyenne Durance. D'autre part, on constate que les pixels où la différence de température est importante dans les massifs des Ecrins et du Queyras (pouvant atteindre +2,7°C entre SPAZM et SAFRAN) correspondent aux pixels où de grandes différences de précipitations sont également constatées (non montré ici). Or, les gradients altimétriques de température (variations de températures en fonction de l'altitude) dans SPAZM diffèrent selon la saison (hiver, octobre-mars inclus, vs été, avril-septembre), et selon la présence ou non de pluie. Ce gradient altimétrique est plus faible l'hiver et les jours pluvieux : entre -0,3 et -0,5 °C /100 m alors qu'il vaut autour de -0.6°/100 m sinon. On peut alors supposer qu'il est, en partie, à l'origine des différences de température. Enfin, l'approximation de la température moyenne journalière par la moyenne arithmétique des températures minimales et maximales contribue aussi à cette différence de températures. Cette approximation a en fait plus d'implications sur la tendance des températures que sur la moyenne entre 1980 et 2009 [Magand, 2014, pages 107-110].

II.3. Méthode d'hybridation

L'hybridation de plusieurs réanalyses est répandue pour améliorer les simulations des modèles de surface [Dirmeyer and Tan, 2001; Ngo-Duc *et al.*, 2005; Guo *et al.*, 2006] et notre méthode s'inspire largement de celles de Cosgrove *et al.* [2003] et de Sheffield *et al.* [2006]. Le produit météorologique DuO est construit à partir de corrections

Tableau 2 : Moyennes annuelles sur le bassin versant de la Durance entre 1980 et 2009 pour les trois produits météorologiques.

	SAFRAN	**SPAZM**	**DuO**
Température Ta [°C]	8,2	8,9	8,9
Précipitations P [mm/an]	923	1044	1044
Pluie P_l [mm/an]	732	–	825
Neige P_s [mm/an]	191	–	219
Rayonnement infra-rouge incident LW_{in} [W/m^2]	285	–	288
Humidité spécifique de l'air à 2 m q_a [g/g]	$5{,}68.10^{-3}$	–	$5{,}93.10^{-3}$

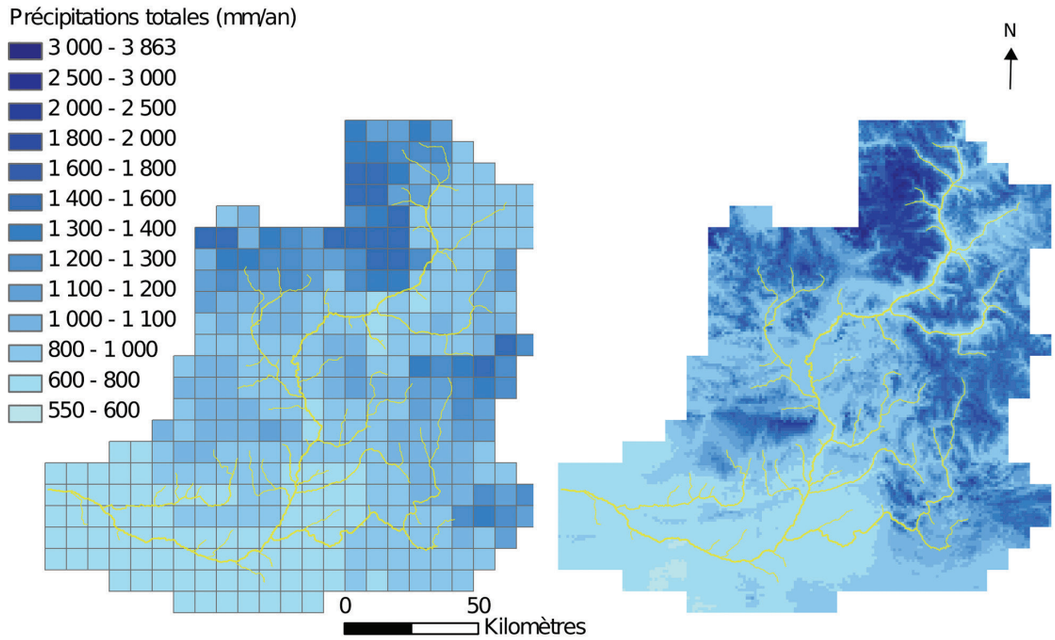

Figure 1 : *Répartition des précipitations annuelles de 1959 à 2005, à gauche selon SAFRAN et à droite selon DuO (strictement égales aux précipitations de SPAZM par construction).*

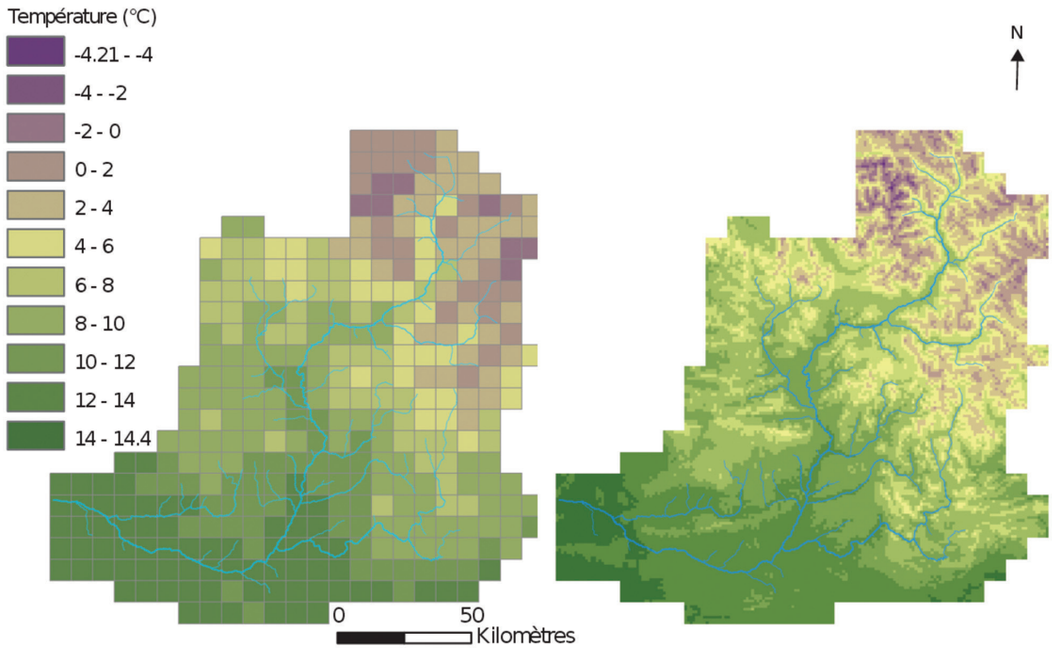

Figure 2 : *Répartition des températures annuelles de 1959 à 2005, à gauche selon SAFRAN et à droite selon DuO.*

mensuelles des précipitations et des températures calculées à partir de SPAZM et appliquées aux données horaires de SAFRAN. L'humidité spécifique de l'air (q_a) et le rayonnement atmosphérique (LW_{in}) de SAFRAN sont désagrégés spatialement à 1 km² et corrigés en fonction des températures horaires DuO obtenues. La vitesse du vent et le rayonnement visible incident de SAFRAN sont conservés à l'identique à 1 km² étant donné l'absence, à notre connaissance, de relation simple et directe permettant de déduire ces variables de la température ou de l'altitude.

II.3.1. Précipitations

L'opération consiste à corriger les précipitations horaires issues de la base SAFRAN avec un coefficient qui est le rapport des cumuls mensuels de précipitations SPAZM par rapport à SAFRAN et qui varie d'un mois à l'autre. Les cumuls journaliers et donc mensuels de SPAZM et de SAFRAN sont calculés entre 7 h du jour j et 6 h du jour j + 1. Les situations où le cumul de précipitations SAFRAN est nul alors que celui de SPAZM ne l'est pas, ne représentent que

0,01 % de l'ensemble des couples [mailles SPAZM – mois]. Les précipitations mensuelles de SPAZM étant en outre négligeables, le cumul mensuel de DuO est alors ramené à zéro. Cette correction par les cumuls mensuels des précipitations SPAZM ne permet pas d'intégrer pleinement la distribution journalière de ces dernières. C'est pourquoi, nous avons comparé les répartitions journalières des précipitations DuO par rapport à celles issues de SPAZM et vérifié qu'elles sont cohérentes Le résultat final est une valeur de précipitation pour chaque maille de 1 km² au pas de temps horaire.

II.3.2. Températures

La température moyenne journalière de SPAZM est calculée comme la moyenne arithmétique des températures minimales et maximales. Comme pour les précipitations, la moyenne mensuelle de températures est utilisée pour corriger les températures horaires SAFRAN. Les moyennes journalières de température SAFRAN ont été calculées de 1 h du jour j à 0 h du jour j+1, avant d'être moyennées de nouveau à l'échelle du mois. Une fois les températures et précipitations totales obtenues, la répartition pluie/neige se fait alors au pas de temps horaire et sur chaque maille de 1 km² en fonction d'une température seuil (T*) de 1°C. Cette température a été choisie d'après les travaux de Hingray *et al.* [2010] qui définissent une relation empirique de la répartition pluie/neige en fonction de la température à partir de 17 stations de mesure situées au-dessus de 1 000 mètres dans les Alpes suisses.

II.3.3. Correction de l'humidté spécifique q_a et du rayonnement incident Lw_{in}

Le rayonnement infra-rouge et l'humidité spécifique de l'air sont corrigés en fonction de la température et de l'altitude de la maille de 1 km². Ces corrections nécessitent une interpolation préalable de la pression de l'air à 1 km². À partir de l'hypothèse hydrostatique et de la loi des gaz parfaits, la pression est calculée en fonction de l'altitude et d'une température de référence prise égale à 15°C selon Allen *et al.* [1998]. L'altitude de la maille SPAZM est calculée à partir de la BD ALTI® à 25 mètres de l'IGN et celle de la maille SAFRAN est l'altitude de référence donnée par Météo France.

La modification de l'humidité spécifique en fonction de la température est importante afin d'éviter les cas de sursaturation de l'air [Sheffield *et al.*, 2006]. L'hypothèse de départ est le maintien de l'humidité relative identique sur toutes les mailles SPAZM incluses dans une maille SAFRAN de 64 km² comme dans Cosgrove *et al.* [2003]. L'humidité spécifique de l'air à 1 km² est ainsi calculée de la manière suivante :

$$q_a(z_1) = \frac{\boldsymbol{q_a}(z_8) * \boldsymbol{q_{sat}}(z_1)}{\boldsymbol{q_{sat}}(z_8)},$$

où z_1 et z_8 sont les altitudes des mailles de SPAZM et de SAFRAN respectivement, et q_{sat} est l'humidité de l'air spécifique (g/g), calculée de la manière suivante :

$$q_{sat}(z) = \frac{0,622 e_s(T_a)}{P(z) - 0,378 e_s(T_a)}$$

où $P(z)$ est la pression de l'air et $e_s(T_a)$ la pression de vapeur saturante (hPa) et T_a la température de l'air à 2 m exprimée en Kelvin dans la maille considérée, soit SAFRAN, soit SPAZM à l'altitude z. Parmi les nombreuses équations empiriques de pression de vapeur saturante existantes, celle de Allen *et al.* [1998] est utilisée :

$$e_s = 6,108 \exp\left[\frac{17,27(T_a - 273,15)}{(T_a - 273.15) + 237.3}\right]$$

Cette équation n'est théoriquement valable que pour des températures (T_a – 273,15) positives. Une autre formule est proposée par Murray [1967] dans le cas de températures négatives afin de prendre en compte les changements de phase. Cependant, les différences sont faibles pour des températures faiblement négatives (inférieures à 30 Pa pour T_a comprises entre 253,15 et 273,15 K) et nous avons fait le choix de ne considérer que la première équation.

Le rayonnement infra-rouge incident LW_{in} est quant à lui décrit par la loi de Stefan-Boltzmann. Brutsaert [1982] approxime cette équation pour pouvoir utiliser la température de l'air de la façon suivante :

$$LW_{in} = \varepsilon \sigma T_a$$

où ε est l'émissivité atmosphérique dépendant de l'humidité de l'air et de la nébulosité, et σ la constante de Stefan-Boltzmann ($W.m^{-2}.K^{-4}$). L'émissivité sous un ciel clair peut être estimée à partir de la température de l'air et la pression de vapeur d'eau par l'équation empirique de Satterlund [1979]. La nébulosité réelle peut être prise en compte en supposant que le rapport d'émissivité entre deux altitudes est identique, que le ciel soit clair ou nuageux. Cette hypothèse a pour conséquence l'équation suivante :

$$\frac{\epsilon_{ac}(z_1)}{\epsilon_{ac}(z_8)} = \frac{\epsilon_n(z_1)}{\epsilon_n(z_8)}$$

où ε_{ac} et ε_n sont les émissivités par ciel clair et pour une nébulosité réelle respectivement.

Par conséquent, en combinant les équations, le rayonnement incident de DuO est calculé en fonction du rayonnement incident ($LW_{in}(z_8)$), de l'humidité spécifique ($q_a(z_8)$) et de la température ($T_a(z_8)$) de SAFRAN, ainsi que de l'humidité spécifique ($q_a(z_1)$) et de la température ($T_a(z_1)$) nouvellement corrigées :

$$LW(z_1) = LW_{in}(z8)\left[\frac{q_a(z_1) * P(z_1) * T_a(z_8)}{q_a(z_8) * P(z_8) * T_a(z_1)}\right]^{1/7}\left[\frac{T_a(z_1)}{T_a(z_8)}\right]^4$$

II.3.4. Évapotranspiration potentielle de rééééférence

Afin de répondre aux besoins des modèles hydrologiques conceptuels, l'évapotranspiration potentielle de référence a été calculée. A partir des variables DuO obtenues aux étapes précédentes, elle est calculée selon la formule de Penman-Monteith [Monteith, 1965], basée sur les prescriptions de la FAO [Allen *et al.*, 1998], et d'après les recommandations de Vannier et Braud [2010] pour le calcul horaire.

III. ÉVALUATION DE LA RÉANALYSE MÉTÉOROLOGIQUE HYBRIDE DUO

III.1. Caractéristiques générales

Les caractéristiques de DuO sont résumées dans le ???. Les précipitations et températures annuelles de DuO, identiques

par construction à celles de SPAZM, sont supérieures de +12 % et de +0,7°C respectivement, à celles de SAFRAN. Du fait de ces températures plus élevées, le rayonnement infra-rouge incident et l'humidité spécifique de l'air de DuO sont légèrement plus élevés que ceux de SAFRAN.

Les Figure 1 et 2 illustrent l'effet de la désagrégation spatiale de SAFRAN, avec une meilleure prise en compte des reliefs. Les massifs des Ecrins à l'ouest et du Queyras à l'est sont définis de manière plus précise et les contrastes liés au relief apparaissent de façon beaucoup plus fine. On retrouve également les amplitudes spatiales plus marquées mentionnées dans le paragraphe II.2.

III.2. Intérêt pour la modélisation hydrologique

III.2.1. Démarche d'évaluation

Le modèle CLSM

Le modèle Catchment Land Surface Model (CLSM) a été utilisé afin d'évaluer la plus-value apportée par le produit DuO par rapport à SAFRAN. Le modèle CLSM est un modèle de surface continentale, comportant un module de neige à bases physiques, qui décrit les flux d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère [Koster *et al.*, 2000 ; Ducharne *et al.*, 2000 ; Magand *et al.*, 2014] à l'échelle du bassin versant et en fonction des caractéristiques physiographiques de ces bassins (topographie, végétation, types de sol, etc.). Le bassin versant de la Durance a ainsi été divisé en 27 sous-bassins versants sur lesquels le modèle résout les bilans d'eau et d'énergie verticalement, et un module de routage a été ajouté pour simuler les transferts horizontaux entre les différents sous-bassins. Cet ensemble est contrôlé par un grand nombre de paramètres, dont la grande majorité est définie *a priori*, mais quatre d'entre eux, difficilement mesurables, ont été calés sur le bassin de la Durance [Magand *et al.*, 2015]. Trois d'entre eux concernent le calcul des flux d'eau dans le sol : la profondeur de sol (d), la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et un coefficient agissant sur la décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur (ν). Le quatrième paramètre (W_{melt}) intervient dans le module de neige afin de prendre en compte les différences de dynamique de la fraction enneigée entre l'accumulation et la fonte du manteau neigeux [Magand *et al.,* 2014].

Les observations de débits et les critères d'évaluation

Les observations de débits auxquelles sont confrontées les simulations sont mesurées à six stations de jaugeage à l'amont du barrage de Serre-Ponçon. Dans cette partie du bassin (3580 km²), la composante nivale est forte et les précipitations de DuO (1299 mm/an dont 545 mm/an sous forme de neige) sont plus importantes que celles de SAFRAN (1021 mm/an dont 457 mm/an sous forme de neige). Pour les stations influencées par les usages anthropiques, les débits ont été corrigés au préalable par EDF-DTG pour éliminer les influences hydroélectriques, *i.e.* ces débits sont donc considérés comme naturels dans la suite. L'incertitude des débits de la Durance à la Clapière (Embrun), un des sous-bassins sur lequel le modèle est calé et évalué a été estimée à 5 à 10 % du débit, en fonction de la variabilité hydrologique et de la stratégie de jaugeage [Jalbert *et al.*, 2011 ; Morlot *et al.*, 2014].

Les résultats de simulations sont confrontés aux observations de débits ramenées à des lames d'eau écoulées et moyennées sur 10 jours (temps supérieur au temps de transfert du bassin). Le critère de Nash-Sutcliffe [Nash et Sutcliffe, 1970] sur les lames d'eau écoulées, et leurs inverses, ainsi que le biais relatif, sont utilisés pour quantifier les performances du modèle.

La période d'observation des débits 1980-2009 est scindée en deux : une période de calage 1980-1994 et une période d'évaluation 1994-2009. Chaque période est précédée d'une période d'initialisation du modèle de 3 ans.

III.2.2. Résultats

Deux jeux de paramètres, θ_S et θ_D, ont été obtenus par calage avec les deux forçages atmosphériques, SAFRAN et DuO respectivement, en maximisant le critère de Nash-Sutcliffe sur la période de calage 1980-1994. Le calage a consisté à tester plusieurs valeurs pour chacun des paramètres décrits au paragraphe précédent (d, K_s, ν et W_{melt}) au sein d'une gamme de valeurs définie par Gascoin *et al.*[2009] et Magand *et al.* [2014] : 300 simulations par forçage ont ainsi été effectuées pour obtenir un jeu optimal de paramètres. Au final, quatre simulations sont comparées (Tableau 3), définies par le croisement des deux jeux de forçage (SAFRAN et DuO) et des deux jeux de paramètres calés (θ_S et θ_D).

Leurs performances en calage (1980-1994) sont satisfaisantes et similaires quel que soit le forçage utilisé, DuO ou SAFRAN. Si l'on se focalise sur les lames d'eau écoulées au barrage de Serre-Ponçon, les critères de Nash-Sutcliffe sont égaux à 0,7 dans les deux cas, et les biais relatifs sont opposés : la simulation SAF_θ_S a tendance à sous-estimer les écoulements (-9,2 %) alors que DuO_θ_D les surestime (+9,3 %). Les valeurs des critères de Nash-Sutcliffe augmentent sur la période d'évaluation 1994-2009 pour les deux simulations, et les biais aussi, diminuant ainsi la

Tableau 3 : Synthèse des simulations avec les jeux de paramètres et forçages atmosphériques associés – Les valeurs de paramètres correspondent aux moyennes obtenues en amont du barrage de Serre-Ponçon. Les paramètres calés sont la profondeur de sol (d), la conductivité hydraulique à saturation (Ks), le coefficient de décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur (ν) et le seuil de stock de neige (Wmelt). Les valeurs des critères de performances, critères de Nash-Sutcliffe sur les lames d'eau écoulées (NSQ), leurs inverses (NSIQ) et les biais relatifs, correspondent à la moyenne des critères obtenus sur les bassins en amont de Serre-Ponçon sur la période 1994-2009.

Nom de la simulation	Forçage atmosphérique	Jeu de paramètres	d (m)	K_s (10^{-4} m/s)	ν (-)	W_{melt} (kg/m²)	NS(Q) (-)	NSIQ(1/Q) (-)	Biais relatif (%)
SAF_θ_S	SAFRAN	θ_S	2,9	2,6	0,75	300	0,73	-0,07	6,2
DuO_θ_S	DuO	θ_S	2,9	2,6	0,75	300	0,51	0,34	25,1
SAF_θ_D	SAFRAN	θ_D	4,3	1,3	0,69	302	0,67	0,40	-14,6
DuO_θ_D	DuO	θ_D	4,3	1,3	0,69	302	0,71	0,59	12,7

sous-estimation de SAF_θ_S (-2 %), mais amplifiant la surestimation de DuO_θ_D (+11 %). Ces performances sont cohérentes avec les performances moyennes du modèle à l'amont de Serre-Ponçon (Tableau 3), qui sont satisfaisantes sur l'ensemble des sous-bassins avec des critères de Nash-Sutcliffe supérieurs à 0,7 et des biais autour de 10 %.

Une analyse plus fine des cycles saisonniers d'évapotranspiration et de stock de neige permet de montrer l'importance respective des forçages et des jeux de paramètres sur les simulations de débits résultant de ces deux types de processus. La Figure 3c montre, par exemple, que les différences de stock de neige selon les simulations proviennent essentiellement du type de forçage utilisé, puisque les simulations SAF_θ_D et SAF_θ_S produisent un stock de neige maximal autour de 200 mm alors que les simulations DuO_θ_D et DuO_θ_S produisent un stock de neige maximal supérieur à 250 mm (20 % de plus). A contrario, la Figure 3d montre que les différences d'évapotranspiration entre simulations proviennent du jeu de paramètres utilisé.

Les simulations de débits présentant des performances similaires (SAF_θ_S et DuO_θ_D) correspondent donc à un poids relatif différent accordé aux processus nivaux et évapotranspiratoires. En absence d'observations du stock de neige et d'évapotranspiration, une solution pour départager ces simulations est d'analyser les différentes composantes du débit notamment les étiages des différents sous-bassins. La qualité de restitution des étiages est caractérisée par le critère de Nash-Sutcliffe sur les inverses des écoulements : quel que soit le forçage utilisé, ce critère est supérieur pour les simulations utilisant le jeu de paramètres θ_D par rapport à celles qui utilisent le jeu de paramètres θ_S (cf. Tableau 3), ce qui indique une meilleure représentation des étiages avec θ_D.

Les paramètres les plus sensibles au forçage lors du calage sont la profondeur de sol et la conductivité hydraulique à saturation (Tableau 3). Ainsi, le jeu de paramètre θ_D obtenu par calage avec le forçage DuO est caractérisé par des profondeurs de sol plus importantes que pour θ_S, permettant de mieux retenir l'eau dans le sol et de soutenir les étiages face à l'évapotranspiration. Ces fortes valeurs de profondeurs de sol sont cohérentes avec l'étude de Lafaysse [2011], qui a dû introduire un réservoir souterrain, supposé permettre de représenter les stockages souterrains répartis sur le bassin (stockage sous pierriers, nappes de versants ou nappe alluviale de fond de vallée), afin de mieux simuler les débits à Serre-Ponçon. Au contraire, le jeu de paramètres θ_S est caractérisé par de fortes valeurs de conductivités hydrauliques, qui permettent au modèle d'alimenter les hautes eaux malgré des précipitations SAFRAN plus faibles que celles de DuO. Cependant, comme discuté ci-dessus, ces fortes conductivités hydrauliques dégradent la simulation des étiages qui sont trop sévères avec ce jeu de paramètres θ_S.

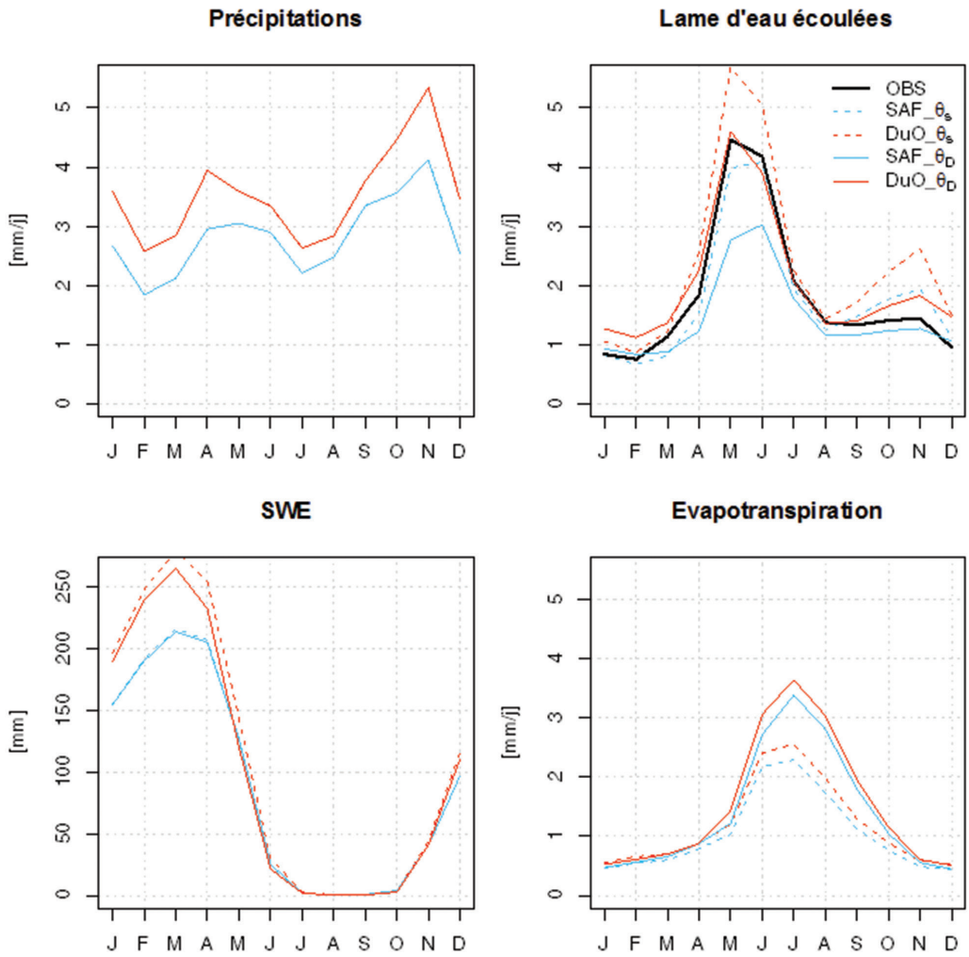

Figure 3 : *Comparaison des cycles saisonniers moyen de 1994 - 2009, à l'amont de Serre-Ponçon (station Embrun), selon les forçages atmosphériques pour (a) les précipitations totales, (b) la lame d'eau écoulée, (c) le stock de neige en équivalent en eau (SWE) et (d) l'évapotranspiration réelle.*

Un autre élément important concerne la robustesse du calage, qui quantifie la capacité du modèle à ne pas dégrader ses performances lorsqu'il est testé dans des conditions différentes de celles du calage. Cette robustesse est souvent analysée en comparant la stabilité des jeux de paramètres et des performances associées sur plusieurs périodes différentes [*differential split sample test*, Klemeš, 1986], mais on peut l'appréhender dans notre cas en comparant les performances des simulations croisées SAF_θ_D et DuO_θ_S. Celles des simulations SAF_θ_D sont systématiquement meilleures que celles des simulations DuO_θ_S, tous critères confondus (biais, critères de Nash-Sutcliffe sur les débits et inverses des débits), ce qui suggère une meilleure robustesse du jeu de paramètres θ_D.

IV. CONCLUSIONS

Cet article présente l'hybridation de deux réanalyses météorologiques complémentaires sur le bassin de la Durance, SAFRAN et SPAZM. Le produit de cette hybridation, appelé DuO, fournit l'ensemble des variables atmosphériques nécessaires aux modèles de surface au pas de temps horaire et à la résolution de 1 km². L'utilisation de DuO permet (i) de prendre en compte, grâce à la réanalyse SPAZM, des précipitations en altitude non prises en compte dans SAFRAN et (ii) de conserver le signal horaire absent de la réanalyse SPAZM, ainsi que les autres variables atmosphériques nécessaires à un modèle de surface continentale. Les différences de température entre DuO et SAFRAN semblent directement liées aux différences de précipitations, qui modulent le gradient altimétrique des températures dans SPAZM.

DuO permet ainsi de bénéficier d'une description plus fine des variables atmosphériques et *a priori* plus réaliste des volumes d'eau apportés au bassin tout en fournissant l'ensemble des variables contrôlant le bilan d'eau et d'énergie de manière cohérente. Toutes les incertitudes associées aux forçages n'ont bien sûr pas été éliminées. Une limite à notre étude est notamment l'utilisation de la moyenne arithmétique des températures minimales et maximales pour approximer la température moyenne journalière de SPAZM. Cette approche est préconisée par la FAO [Allen *et al.*, 1998] car les chroniques journalières des températures minimales et maximales sont plus fréquentes que les chroniques horaires. Cependant, elle peut avoir des conséquences sur l'estimation des tendances de température, puisque les tendances sur les températures moyennes, minimales et maximales journalières de SAFRAN ne sont pas les mêmes [Magand, 2014].

Une analyse de sensibilité des phases de calage et d'évaluation du modèle aux forçages atmosphériques a été effectuée à l'aide du modèle CLSM. Les performances du modèle en utilisant DuO sont satisfaisantes avec des critères de Nash-Sutcliffe autour de 0,7 et des biais autour de 10 % pour l'ensemble des bassins. Cette analyse montre l'importance du forçage considéré pour l'évaluation des ressources en eau, en particulier pour la phase de calage du modèle. En effet, les jeux de paramètres obtenus sont différents selon le forçage utilisé, influençant les processus d'évapotranspiration mais sans que les simulations sur les débits utilisant les forçages associés puissent être facilement départagées. Les analyses complémentaires sur les étiages et sur les simulations croisées (simulations utilisant un forçage différent de celui utilisé pour le calage) suggèrent que le jeu de paramètres obtenu avec le forçage DuO est plus robuste et conduit à une représentation semble-t-il plus réaliste des processus physiques à l'origine des écoulements malgré l'absence d'observations de stock de neige et d'évapotranspiration réelle pour le confirmer.

Pour conclure, les deux réanalyses utilisées ici, SAFRAN et SPAZM, sont également disponibles sur les autres massifs français (Massif Central et Pyrénées). Il est donc tout à fait possible de généraliser DuO de manière simple à ces massifs. De plus, DuO a été utilisé pour générer des projections climatiques qui ont ensuite pu être utilisées par différents types de modèles hydrologiques pour produire des projections hydrologiques futures [Vidal *et al.*, 2016]. Enfin, nous soulignons la nécessité de maintenir voire de développer les postes de mesure en haute altitude, car il est essentiel de disposer d'une description à haute résolution des précipitations, et en particulier de la neige, pour évaluer correctement les ressources en eau des régions de haute montagne, qui sont aussi les ressources en eau des régions plus à l'aval.

V. REMERCIEMENTS

Les développements autour de la réanalyse DuO ont été réalisés dans le cadre du projet R²D²-2050, soutenu financièrement par le programme « Gestion et Impacts du Changement Climatique » (GICC) du Ministère en charge de l'écologie et par l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse. Les auteurs remercient également la banque HYDRO, EDF-DTG et Météo-France pour la mise à disposition des débits renaturalisés dans la Durance et des bases de données météorologiques SAFRAN et SPAZM, sans lesquels ces travaux n'auraient pu être menés à bien. Les auteurs remercient enfin les deux relecteurs anonymes pour leurs commentaires qui ont permis d'améliorer le texte.

VI. RÉFÉRENCES

Allen R., Pereira L., Raes D., Smith M. (1998) — Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 300:6541.

Berg A. A., Famiglietti J. S., Walker J. P., Houser P. R. (2003) — Impact of bias correction to reanalysis products on simulations of north american soil moisture and hydrological fluxes. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16) : 4490.

Terray L., Boé J. (2013) — Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *C. R. Geosci.*, **345** : 136-149.

Brutsaert W. (1982) — Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications. Volume 1. Springer.

Dirmeyer P., Tan L. (2001) — A multi-decadal global land-surface data set of state variables and fluxes. Volume 102. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.

Cosgrove B. A., Lohmann D., Mitchell K. E., Houser P. R., Wood E. F., Schaake J., Robock A., Marshall C., Sheffield J., Duan Q. (2003) — 8842. Ducharne, A., Koster, R., Suarez, M., Stieglitz, M., Kumar, P. (2000) - A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 2. parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, **105**(24) : 823–24.

Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarc'h G., Lesaffre B., Martin E. (1993) — A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, **18** : 65-71.

Fekete B. M., Vörösmarty C. J., Roads J. O., Willmott C. J. (2004) — Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *J. Climate.*, **17**(2) : 294-304.

Ngo-Duc Y., Polcher J., And Laval K. (2005) — A 53-year forcing data set for land surface models J. Geophys. Res., 110(D6).Gandin, L. S. (1965) — *Objective analysis of meteorological fields.* Israel program for scientific translations. Jerusalem.

Garavaglia F., Gailhard J., Paquet E., Lang M., Garçon R., Bernardara P. (2010) — Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. Hydrol. Earth Syst. Sci., 14: 951-964.

Gascoin S., Ducharne A., Ribstein P., Carli M., & Habets F. (2009) — Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *J. of Hydrol.*, **368**(1-4) : 105-116.

Gerbaux M., Genthon C., Etchevers P., Vincent C., Dedieu J. (2005) — Surface mass balance of glaciers in the french alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.*, **51**(175) : 561-572.

Gottardi F. (2009) — Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation débauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble. Institut National Polytechnique de Grenoble. LTHE.

Gottardi F., Obled C., Gailhard J. & Paquet E. (2012) — Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains. *J. of Hydrol.*, **154-16** : 432-433.

Guo Z., Dirmeyer P., Hu Z., Gao X., Zhao M. (2006) — Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations. Sensitivity to external meteorological forcing. *J. Geophys. Res.*, **111**(D22).

Hingray B., Schaefli B., Mezghani A., Hamdi Y. (2010) — Signature-based model calibration for hydrological prediction in mesoscale alpine catchments. *Hydrolog. Sci. J.*, **55**(6) : 1002-1016.

Jalbert J., Mathevet T., & Favre A. C. (2011) — Temporal uncertainty estimation of discharges from rating curves using a variographic analysis. *J. of Hydrology*, **397**(1-2) : 83-92

Klemeš V. (1986) — Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.*, **31**(1) : 13-24.

Koster R., Suarez M., Ducharne A., Stieglitz M., Kumar P. (2000) — A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. model structure. *J. of Geophys. Res.*, **05**(24) : 809–24.

Lafaysse M. (2011) — Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Magand C., Ducharne A., Le Moine N., Gascoin S. (2014) — Introducing hysteresis in snow depletion curves to improve the water budget of a land surface model in an Alpine catchment. *J. Hydrometeorol.*, **15**(2) : 631-649.

Magand C. (2014) — Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

Magand C., Ducharne A., Le Moine N., Brigode P. (2015) — Parameter transferability under changing climate: case study with a land surface model in the Durance watershed, France. *Hydrolog. Sci. J.*, **60**(7-8) : 1408-1423.

Monteith J. L. (1965) — Evaporation and environment. In *Sym p. Soc. Exp. Biol*, Vol. 19, No. 205-23, p. 4.

Morlot T., Perret C., Favre A. C., & Jalbert J. (2014) — Dynamic rating curve assessment for hydrometric stations and computation of the associated uncertainties: Quality and station management indicators. *J. of Hydrol.*, **517** : 173-186

Murray F.W. (1967) — On the computation of saturation vapour pressure. *J. Applied Meteorology* **6** : 203-204.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970) — River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**(3) : 282-290.

Quintana-Segui P., Le Moigne P., Durance Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L., Morel S. (2008) — Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *J Appl. Meteorol. Clim.*, **47**(1) : 92-107.

Satterlund D. R. (1979) — An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resour. Res.*, **15**(6) : 1649-1650.

Sauquet E., Arama Y., Blanc-Coutagne E., Bouscasse H., Branger F., Braud I., Brun J.-F., Cherel Y., Cipriani T., Datry T., Ducharne A., Hendrickx F., Hingray B., Krowicki F., Le Goff I., Le Lay M., Magand C., Malerbe F., Mathevet T., Mezghani A., Monteil C., Perrin C., Poulhe P., Rossi A., Samie R., Strosser P., Thirel G., Tilmant F., Vidal J.-P. (2016) — Le partage de la ressource en eau sur la Durance en 2050 : vers une évolution du mode de gestion des grands ouvrages duranciens ? *La Houille Blanche*, **5** : 25-31.

Sheffield J., Ziegler A. D., Wood E. F., Chen Y. (2004) — Correction of high-latitude rain day anomaly in the NCEP-NCAR reanalysis for land surface hydrological modelling. *J. Clim.*, **17**(19) : 3814-3828.

Sheffield J., Goteti G., Wood E. (2006) — Developement of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modelling. *J. Clim.*, **19**(13) : 3088-3111.

Thirel G., Andréassian V., Perrin C., Audouy, J-N., Berthet L., Edwards P., Folton N., Furusho C., Kuentz A., Lerat J., Lindström G., Martin E., Mathevet T., Merz R., Parajka J., Ruelland D., Vaze J. (2015) — Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrolog. Sci. J.*, **60**(7-8) : 1184-1199.

Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen L., Janssen P. A. E. M., Jenne R., Mcnally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J. (2005) — The ERA-40 re-analysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**(612) : 2961-3012.

Valery A. (2010) — Modélisation précipitations–débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Thèse de doctorat, AgroParisTech, Cemagref.

Vannier O., Braud I. (2010) — Calcul d'une évapotranspiration potentielle (ETP) spatialisée pour la modélisation hydrologique à partir des données de la réanalyse SAFRAN de Météo-France. Rapport technique, LTHE, Cemagref.

Vidal J-P., Martin E., Franchistéguy L., Baillon M., Soubeyroux J.-M. (2010) — A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the SAFRAN system. *Int. J. Climatol.*, **30**(11) : 1627-1644.

Vidal J. P., Hingray B., Magand C., Sauquet E., & Ducharne A. (2016) — Hierarchy of climate and hydrological uncertainties in transient low-flow projections. *Hydrol. and Earth System Sci.*, **20**(9) : 3651.

Zhao M., Dirmeyer P. (2003) — Production and analysis of GSWP-2 near-surface meteorology data sets. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, Vol. 159.