

**Université Pierre et Marie Curie, MinesParisTech
& AgroParisTech**

**Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie
Parcours Hydrologie-Hydrogéologie**

**Etude d'impact d'une hystérésis
sur le module de neige CemaNeige**

Franck Masclet

Encadrants : Guillaume Thirel et Philippe Riboust



**IRSTEA - Centre d'Antony
1 rue Pierre-Gilles de Gennes
CS 10030
92761 Antony Cedex
Tel: +33 (0)1 40 96 61 21**

Septembre 2015



Abstract

As part of the process of continuous improvement of the IRSTEA snow module, CemaNeige, the introduction of a hysteresis describing the relationship between snow cover area (SCA) and snow water equivalent (SWE) has been tested. CemaNeige uses only one melting-slowdown threshold in its current version. Implementing a hysteresis implies to introduce a second threshold, based on snow accumulation reaching a 100% snow cover fraction.

Various hysteresis curves have been identified through a bibliographic review: one showing a linear relationship between the SCA and the SWE, a second one showing a log-normal relationship and a third one related to a phase change. For practical reasons, tests have been conducted on the first two families of hysteresis curves only and two different options within the identified log-normal relationships have been used. The choice of watersheds has been limited to one in the Pyrenees and a second one in the Alps.

The CemaNeige module has been tested in connection with the hydrological model GR4J. In a first step, a sensitivity study has been carried out with a view to understand how criteria on both streamflows and snow cover area are impacted by the accumulation and melting-slowdown thresholds. In a second step, both thresholds have been automatically optimized by introducing them in the CemaNeige calibration process.

Results show that none of the selected hysteresis curves managed to improve significantly and simultaneously the criteria on streamflows and snow cover fraction. At least, the implementation of hysteresis improves criteria on snow cover fraction without downgrading criteria on streamflows.

Remerciements

Je tiens à exprimer toute ma gratitude envers Guillaume Thirel, Philippe Riboust, Andrea Ficchi, Vazken Andréassian et Charles Perrin qui m'ont accueilli chaleureusement au sein de l'IRSTEA (Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture).

Guillaume, Philippe et Andrea n'ont jamais hésité à m'accorder toute leur attention pour m'accompagner et me permettre de mener à bien la mission qui m'a été confiée. Vazken m'a aidé à bien comprendre mon sujet et à réfléchir sur une éventuelle introduction de l'albédo dans les variables d'étude. Et rien de tout cela n'aurait été possible sans l'accord de Charles : je lui en sais gré, profondément.

Mes remerciements s'adressent aussi à tous les membres de l'équipe HBAN, équipe sportive s'il en est, qui a toléré que la forme physique ne soit pas mon point fort : le frisbee est un sport bien plus exigeant qu'il n'y paraît, je l'ai appris à mes dépens, mais sa pratique à l'éclipse m'a aussi permis de faire le vide dans mon esprit et favorisé une meilleure concentration par la suite !

Table des matières

Abstract	2
Remerciements	2
Table des matières	3
1. Introduction :	5
2. Présentation de l'IRSTEA :	6
3. Problématique étudiée :	7
3.1. Position du problème :	7
3.1.1. Le cycle de vie du manteau neigeux :	7
3.1.2. Modèles degré-jour et bilan d'énergie :	10
3.1.3. L'intuition d'une hystérésis :	12
3.2. Modèles utilisés :	14
3.2.1. Le modèle GR4J :	14
3.2.2. Le module CemaNeige :	15
3.3. Point sur les échanges avec le SPC Alpes du Nord :	17
4. Méthodologie mise en œuvre :	18
4.1. Recherche bibliographique :	18
4.2. Choix des différentes hystérésis à expérimenter :	20
4.3. Présentation des données utilisées :	21
4.3.1. Bassins versants sélectionnés pour l'expérimentation :	21
4.3.2. Banque Hydro et SAFRAN :	23
4.3.3. MODIS :	23
4.4. Détermination des critères d'évaluation utilisés :	24
4.5. Programme d'expérimentation mis en œuvre :	25
5. Résultats obtenus :	26
5.1. Versions de référence :	26
5.2. Hystérésis linéaire :	27
5.2.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :	27
5.2.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :	32
5.3. Hystérésis log-normale – base Nitta :	33
5.3.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :	33
5.3.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :	34
5.4. Hystérésis log-normale – base Swenson :	35
5.4.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :	35
5.4.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :	36
5.5. Synthèse des tests :	37
6. Discussions et perspectives :	38
6.1. L'hystérésis améliore-t-elle la performance de CemaNeige ?	38
6.2. G_{seuil} est-il utilisé par CemaNeige ?	38
6.3. Fixation de G_{accum} :	39
6.4. La piste du gradient altitudinal de température pour améliorer les performances de CemaNeige :	40

6.5.	La piste de l'état thermique du manteau :	40
6.6.	Tests préliminaires sur l'albédo :	40
6.7.	Correction de la sous-estimation des précipitations solides :.....	41
7.	Conclusions :	42
Bibliographie :		43
Annexe 1 – Liste des abréviations utilisées		45
Annexe 2 – Détail des calculs dans CemaNeige.....		46
Annexe 3 – Synthèse des différentes formes d'hystérésis trouvées dans la littérature.		47
Résumé		50

1. Introduction :

Nos sociétés restent particulièrement vulnérables aux inondations. Dans un contexte de changement climatique où ce type d'évènement risque de prendre de l'ampleur, leur prévision devient un facteur déterminant, tant d'un point de vue scientifique qu'économique. L'accumulation de neige en hiver, suivie de sa fonte quelques mois plus tard, fait des zones de montagne un contributeur important des cours d'eau qu'elles alimentent. L'anticipation de ces phénomènes rend nécessaire la création d'outils de modélisation, qui tendent à les reproduire au mieux, mais qui néanmoins présentent une incertitude qu'il convient d'essayer de maîtriser. Audrey Valéry, alors doctorante à l'IRSTEA (Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture), a mis au point en 2010 un module de neige, appelé CemaNeige (Valéry, 2010), permettant de simuler l'accumulation et la fonte de la neige, ce qui s'avère indispensable pour représenter le régime nival de montagne dans des modélisations hydrologiques.

Sa performance globale est jugée bonne, pour ce qui concerne sa contribution à la reproduction correcte des débits quand il est couplé avec un modèle pluie-débit, mais peut être insuffisante dans la reproduction des phénomènes de crues au niveau local. Par ailleurs, ce module comporte certaines imperfections, notamment au niveau de sa représentation du manteau neigeux, que l'IRSTEA souhaiterait rendre plus fidèle : en d'autres termes, si le rendu en termes de débits est généralement bon, il se peut que l'évolution du manteau neigeux au cours de l'année ne soit pas représentée fidèlement. Des travaux sont par conséquent menés en collaboration avec le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations) et le SPC (Service de Prévision des Crues) Alpes du Nord pour que la performance de CemaNeige, couplé au modèle hydrologique GR4J (Perrin et al., 2003), soit améliorée. C'est pourquoi une première action a été menée en 2014, par Cindy Gosset, dans le cadre de son mémoire de fin d'études de Master2 (Gosset, 2014). Les données satellite de couvert de neige MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ainsi que des données issues du modèle SIM (Safran-ISBA-MODCOU) y ont été utilisées comme observations pour caler CemaNeige, qui est habituellement uniquement calé par rapport aux débits en même temps que le modèle hydrologique. Cela a permis d'améliorer la performance de CemaNeige sur la couverture de neige en période de calage. L'impact s'est en revanche avéré plus limité sur la couverture de neige en période de validation et globalement sur les débits.

En conséquence, de nouvelles pistes d'amélioration ont été envisagées, et notamment l'introduction d'une courbe d'hystérésis, sujet du présent stage. L'idée repose sur le fait que l'accumulation de la neige est rapide et homogène, avec une couche de neige faible, alors que la fonte est plus lente et hétérogène, car elle dépend de l'orographie (exposition et pente des flancs de montagne, de l'occupation des sols et du vent).

Après une introduction au sujet traité et la présentation du laboratoire d'accueil, le présent rapport est articulé de la façon suivante :

- En premier lieu, une exposition détaillée de la problématique, des modèles concernés, des données utilisées et un point sur les échanges avec le SPC Alpes du Nord,
- En second lieu, une présentation de la méthodologie, avec une recherche bibliographique approfondie sur l'utilisation de courbes d'hystérésis dans les modules de neige, le choix

des types d'hystérésis à tester, des bassins versants à considérer, des critères de calage et d'évaluation, ainsi que le protocole d'expérimentation retenu,

- Dans une troisième partie, le résultat des expérimentations menées, au travers d'une analyse de sensibilité et un travail sur les valeurs optimales possibles, en passant CemaNeige de 2 à 4 paramètres à caler;
- Enfin, la mise en évidence d'autres pistes de travail, pour continuer à explorer le champ des possibles en vue d'améliorer encore les performances de CemaNeige dans le futur.

2. Présentation de l'IRSTEA :

L'IRSTEA est un institut composé de 23 unités de recherche, dont HBAN – Hydrosystèmes et Bioprocédés – unité localisée à Antony, et à laquelle est rattachée l'équipe Hydrologie, animée par Charles Perrin. Cette équipe mène des travaux de recherche qui visent à améliorer la connaissance du comportement hydrologique des eaux continentales, tant d'un point de vue qualitatif que quantitatif, le plus souvent à l'échelle spatiale du bassin versant.

Elle développe des outils de modélisation à des fins de recherche et à visée opérationnelle (prévision, prédétermination, gestion, estimation d'impacts, changement climatique). La connaissance et la gestion des hydrosystèmes sont pour sujet d'étude des flux d'eau et visent à mieux comprendre les relations des bassins versants avec la pluie et les débits des cours d'eau, ainsi que l'impact des pratiques agricoles et des aménagements associés. A cet effet, les données du bassin versant de recherche expérimental de l'ORGEVAL servent régulièrement de référence aux travaux ainsi menés.

L'équipe Hydro inclut dans son champ d'action :

- le développement de modèles numériques pluie-débit, à l'échelle du bassin versant, fonctionnant à différents pas de temps s'étalant de quelques minutes à l'année, sur des bassins versants jaugés, ou non jaugés, en appliquant des techniques de régionalisation appropriées ;
- la détermination de méthodes de quantification des incertitudes associées à ces modèles;
- le développement de modèles et méthodes de prévision des crues ou des étiages, via des approches déterministes ou probabilistes, pour une large gamme d'échéances ;
- le dimensionnement et la gestion d'ouvrages ;
- la détection d'influences de l'occupation des sols sur le cycle hydrologique ;
- l'évaluation des impacts des changements climatiques sur les eaux de surface.

Les recherches sont menées dans le cadre de projets nationaux, européens et internationaux. Elles sont réalisées sur de larges bases de données de bassins versants, à la fois en France et à l'étranger. Le transfert des outils et méthodologies hydrologiques adaptés aux besoins des services opérationnels et bureaux d'étude fait également partie de la mission de l'équipe Hydro.

Au sein de cette équipe, Guillaume Thirel apporte ses compétences plus particulièrement sur les prévisions et la modélisation d'ensembles hydrologiques, l'assimilation de données, le changement climatique, les non-stationnarités, la modélisation de la fonte de la neige, et les données de télédétection.

Quant à Philippe Riboust, doctorant, il travaille sur la valorisation de mesures ponctuelles et d'observations satellitaires du couvert neigeux pour la paramétrisation et la validation des modèles hydrologiques de bassin de montagne. Ses travaux devraient représenter à terme une vision renouvelée du sujet qui est ici traité.

3. Problématique étudiée :

3.1. Position du problème :

3.1.1. Le cycle de vie du manteau neigeux :

L'accumulation et la fonte de la neige sont régies par les échanges énergétiques entre la surface du sol, l'atmosphère et la couverture de neige. Comme le montre la figure 1, les échanges se produisent soit par rayonnement, soit par turbulence, et permettent à l'eau de passer par toutes les phases, solide, liquide et gazeuse. Cette approche thermodynamique du cycle de vie du manteau neigeux a été utilisée pour la première fois par l'USACE (US Army Corps of Engineers) et a fait l'objet de publications dès les années 1950. Elle permet de définir un bilan de masse et un bilan d'énergie.

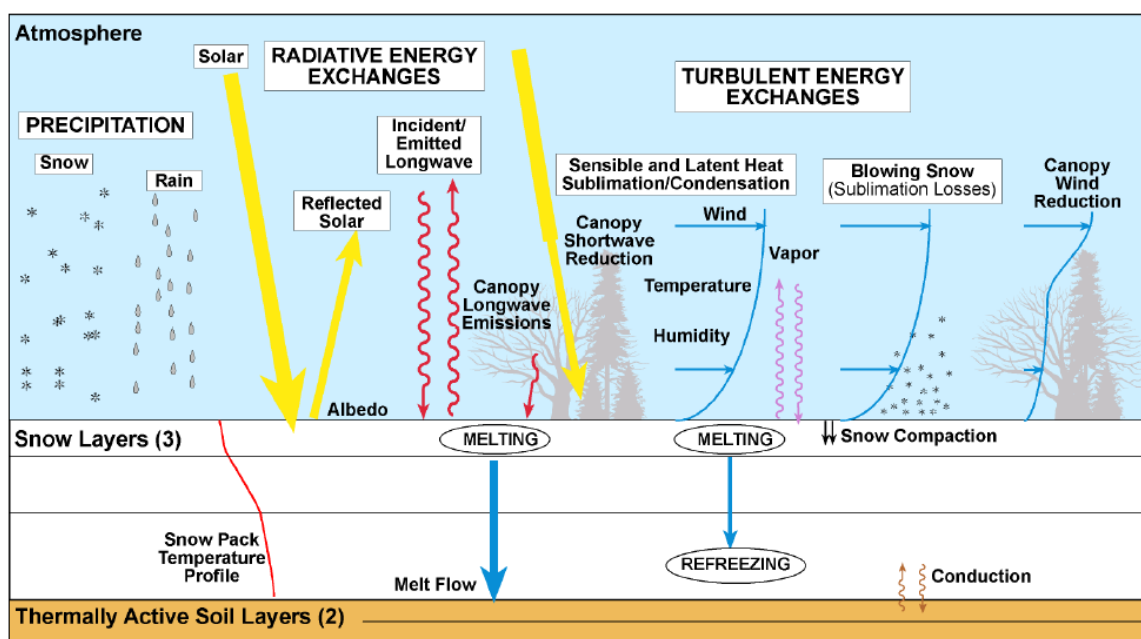


Figure 1 - Bilan d'énergie au niveau du manteau neigeux (Source :site de la NOAA 1 - 2004)

Le bilan de masse est la résultante des précipitations liquides et solides, de l'évaporation, de la sublimation, de l'infiltration et de la fonte. Concernant les précipitations, il faut remarquer que les phases liquides et solides coexistent dans un intervalle de température que l'USACE a évalué entre -1°C et +3°C en 1956.

Quant aux flux sortants, ils sont principalement constitués de la fonte ainsi que des précipitations liquides qui s'infiltrent dans le manteau et s'en exfiltrent si le regel est insuffisant. L'équivalent en eau du manteau neigeux, appelé SWE en anglais (Snow Water Equivalent), représente la variable d'état associée au bilan de masse : il correspond à la hauteur d'eau qui serait obtenue si on faisait

¹http://www.nohrsc.noaa.gov/technology/pdf/NHPM_Conf_20041209_2.pdf, page 9

fondre toute la colonne de neige considérée. Il se calcule à partir du produit de l'épaisseur de la couche de neige par sa densité moyenne. Il s'exprime en unité de longueur d'équivalent en eau, soit en mm ou en m d'équivalent en eau.

L'altitude conditionne fortement la variabilité spatiale des précipitations. La topographie en montagne engendre une dimension spatiale verticale, comparable à l'ordre de grandeur de la dimension horizontale, localement. De fait, les précipitations en montagne sont majoritairement liées au relief et sont dites orographiques : l'air chargé d'humidité est soulevé par le relief ; avec l'altitude, la température décroît, en suivant un gradient adiabatique, et l'humidité se condense provoquant la formation de nuages sur le versant au vent ainsi que des précipitations fonction de l'altitude, suivant un gradient orographique de précipitations. Au passage au sommet, le phénomène inverse se produit et les températures augmentent à nouveau. De fait, sur le versant sous le vent, c'est un air plus sec qui circule et celui-ci se réchauffera d'autant plus vite : c'est l'effet de foehn, illustré dans la figure 2.

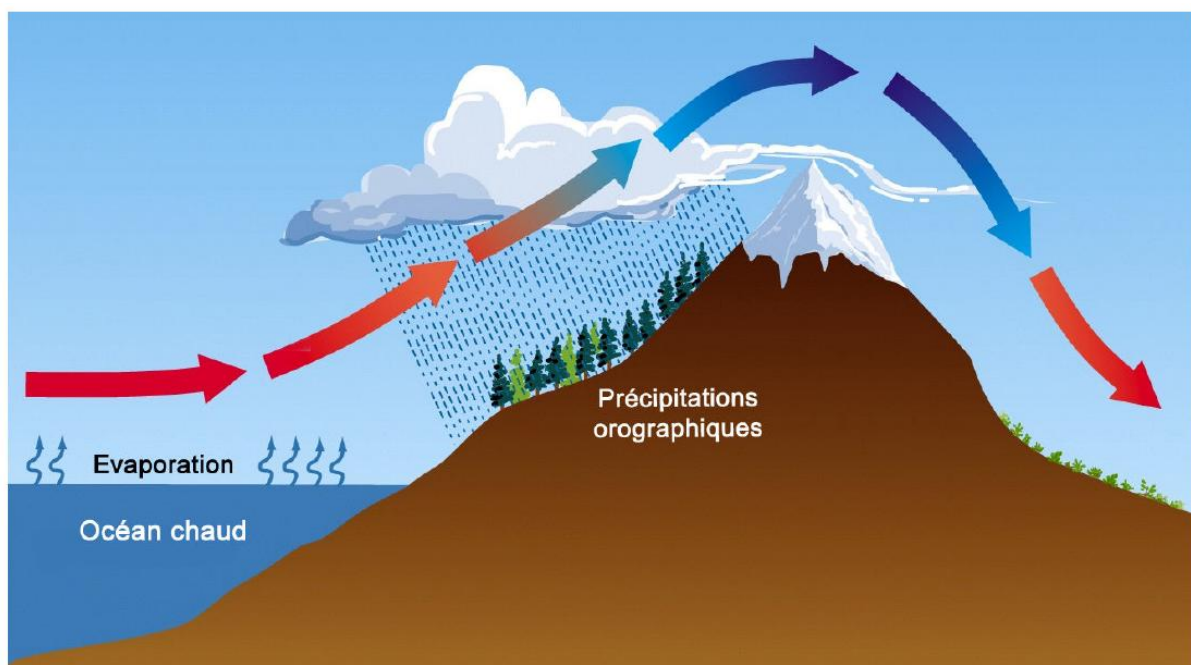


Figure 2 - Précipitations et orographie en montagne (Source : Gsell, 2014)

Le manteau neigeux présente des caractéristiques physiques qui le rapprochent d'un sol. Il est composé de couches superposées, d'âges différents, dont la structure varie selon les conditions météorologiques qui prévalaient au moment des chutes de neige concernées. C'est un milieu poreux : il est constitué d'une matrice de glace dont les interstices sont occupés par des molécules d'air et d'eau. Entre les couches de neige, des couches de glace peuvent se former lors des périodes de fonte suivies de regel, ou bien encore suite à un épisode de pluie sur un manteau neigeux froid. La structure du manteau devient ainsi de plus en plus hétérogène avec le temps et détermine sa capacité de rétention d'eau maximale de la couche de neige, laquelle conditionne la teneur en eau.

La densité de la neige est une variable présentant un large spectre. Celle de la neige fraîche dépend des conditions météorologiques au moment où les chutes de neige se produisent : vitesse du vent, saturation du nuage qui précipite, et température de l'air exercent chacun leur influence.

De fait, les valeurs minimales peuvent atteindre 0.05 et les maximales plus de 0.30. La gamme habituelle se situe entre 0.07 et 0.15 : de fait, les modèles utilisent souvent une valeur standard de 0.10 pour la densité de la neige fraîche.

Au sol, la neige se compacte sous l'effet de son propre poids et sous l'effet des réarrangements des grains et des cristaux. Elle connaît ainsi un cycle complexe de métamorphoses. Le vent est par ailleurs un agent externe qui facilite la densification de la neige et modifie sa répartition (snow drift). Suivant les couches du manteau, la densité présente des valeurs variables, dans une gamme de 0.07 à 0.35. Plus la neige évolue vers de la glace, donc plus elle vieillit et se compacte, plus sa densité augmente : dans les dépôts d'avalanche, on trouve des densités atteignant 0.70, dans les névés des valeurs s'étagant de 0.40 à 0.85 et dans la glace, une gamme de 0.84 à 0.92. On comprend que, dans ces conditions, lors de la conception de CemaNeige, Audrey Valéry ait préféré s'affranchir de la variable densité.

Le manteau neigeux se caractérise également par une faible conductivité thermique, fonction de sa densité, ce qui explique que le manteau montre une forte inertie thermique, d'autant plus élevée que la neige est fraîche, ce qu'on peut appeler un « stock de froid ». En effet, la neige est composée de glace et d'air dans des proportions très variables. Sa conductivité sera donc égale à la conductivité pondérée de chacune de ses composantes. La conductivité de l'air, soit 0.02 W/m/K, est très petite par rapport à celle de la glace, dont la valeur est de 2.2W/m/K. La neige sera d'autant plus conductrice que sa densité sera élevée, donc qu'elle aura vieilli. Dans Hingrayet al.(2009), des valeurs allant de 0.08 W/m/K pour la neige fraîche à 0.42 W/m/K sont mentionnées.

C'est aussi la raison pour laquelle il n'est pas suffisant que la température de l'air dépasse le point de fusion de la glace, soit 0°C, pour que le manteau neigeux fonde : l'expérience montre qu'en plein hiver, des températures légèrement positives coexistent avec un manteau neigeux qui reste froid et ne fond pas. Cela s'explique par le diagramme de changement de phase en fonction de l'apport d'énergie : un plateau de température apparaît lors d'une transition de phase et dure aussi longtemps qu'il y a coexistence des deux phases, comme le montre la figure 3 ci-dessous.

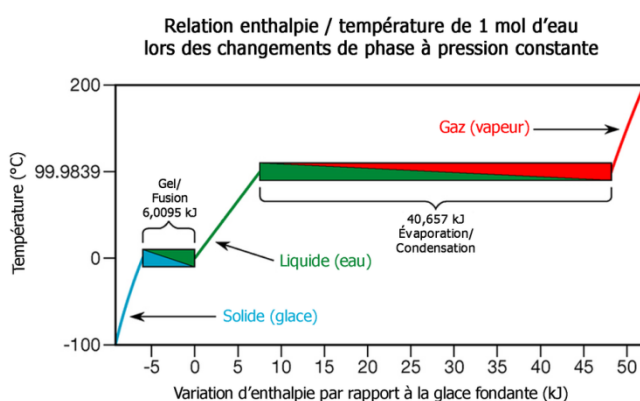


Figure 3 - Diagramme de changement de phase de l'eau en fonction de la chaleur apportée – Source : sparknotes².

Pour aller plus loin dans la compréhension de ces phénomènes complexes et compléter ce bilan de masse, il me faut maintenant esquisser le bilan d'énergie.

²<http://www.sparknotes.com/testprep/books/sat2/chemistry/chapter5section5.rhtml>

3.1.2. Modèles degré-jour et bilan d'énergie :

La thermodynamique appliquée au manteau neigeux permet de montrer que le bilan d'énergie à la surface du manteau (BES) s'écrit comme la somme d'un bilan radiatif et d'un bilan de flux turbulents :

$$BES = R_S + R_L + H + LE + Q_G \quad (\text{eq.1})$$

avec : R_S , le rayonnement net reçu du soleil,
 R_L , le rayonnement net de longues ondes,
 H , le flux de chaleur sensible,
 LE , le flux de chaleur latente,
et Q_G le flux de chaleur suite aux échanges avec le sol par conduction.

Sans entrer dans le détail de chacun des termes composant le bilan, quelques remarques s'imposent sur le terme de rayonnement, dominant dans ce bilan.

Le rayonnement reçu dans les courtes longueurs d'onde est pour partie absorbé et réfléchi par les molécules composant l'atmosphère, et notamment la vapeur d'eau, gaz prépondérant dans la composition de celle-ci. La présence de nuages joue ainsi un rôle important pour limiter le rayonnement reçu. Mais la topographie de surface joue un rôle encore plus fondamental : un versant orienté face au soleil reçoit un rayonnement infiniment plus élevé qu'un versant orienté face opposée. A l'image de ce qui a été noté pour les précipitations dans le bilan de masse, l'orographie contrôle donc aussi largement le bilan radiatif.

Par ailleurs, les rayons arrivant à la surface seront réfléchis par le sol et le manteau neigeux : cette capacité de réflexion est appelée l'albédo, qui, dans le visible, évolue entre 0.8 et 0.95 pour la neige fraîche. Cependant, cette neige fraîche, propre et de faible densité, se salit petit à petit par l'incorporation d'impuretés comme les poussières et les aérosols contenus dans l'atmosphère environnante. Elle se compacte également. Se faisant, sa structure cristallographique évolue et ses propriétés physiques également. Ce qui en retour impacte son albédo qui s'étage entre 0.5 et 0.7 pour de la neige ancienne, et 0.60 pour la glace (Hingray et al., 2009,p.295). On en conclut que l'albédo décroît avec le vieillissement de la neige.

Surfaces du sol	Albédo
Surface d'eau	0,03 à 0,1
Forêt	0,05 à 0,2
Sol cultivé	0,07 à 0,14
Pierres et rochers	0,15 à 0,25
Champs et prairies	0,1 à 0,3
Sol nu	0,15 à 0,4
Neige ancienne	0,5 à 0,7
Neige fraîche	0,8 à 0,95

Table 1 – Valeurs d'albédo en fonction de l'occupation des sols (Hingray et al., 2009 – p.295)

Pour une surface libre de neige, on constate également dans le tableau 1 que l'albédo varie en fonction de l'occupation du sol. En montagne, on rencontre des forêts, des sols cultivés, des prairies, des sols pierreux et des sols nus : l'albédo peut donc varier de 0.05 à 0.95, ce qui est

considérable. Il s'agit donc également d'une variable à spectre très large, influencée par de multiples sources.

L'impact du rayonnement sur le manteau neigeux est également atténué par la faible conductivité thermique de la neige : l'onde de chaleur est déphasée par rapport à la température de surface et celle de l'air, avec des amplitudes variables. Ces températures subissent par ailleurs des variations diurnes et nocturnes très marquées. A l'interface du manteau neigeux avec l'atmosphère, on observe une amplification des variations constatées au niveau de l'atmosphère, et un contraste également fort avec la température à l'intérieur du manteau, qui montre une inertie considérable. C'est ce qu'on observe dans la figure 4, extraite de Jabot (2013), où les sondes thermiques sont situées à 60cm sous la surface pour D3 et 30 cm pour D4 et D5, et justifie que la fonte affecte d'abord la surface du manteau. En effet, la neige émet quasiment comme un corps noir dans les grandes longueurs d'onde, ce qui explique un refroidissement nocturne particulièrement marqué.

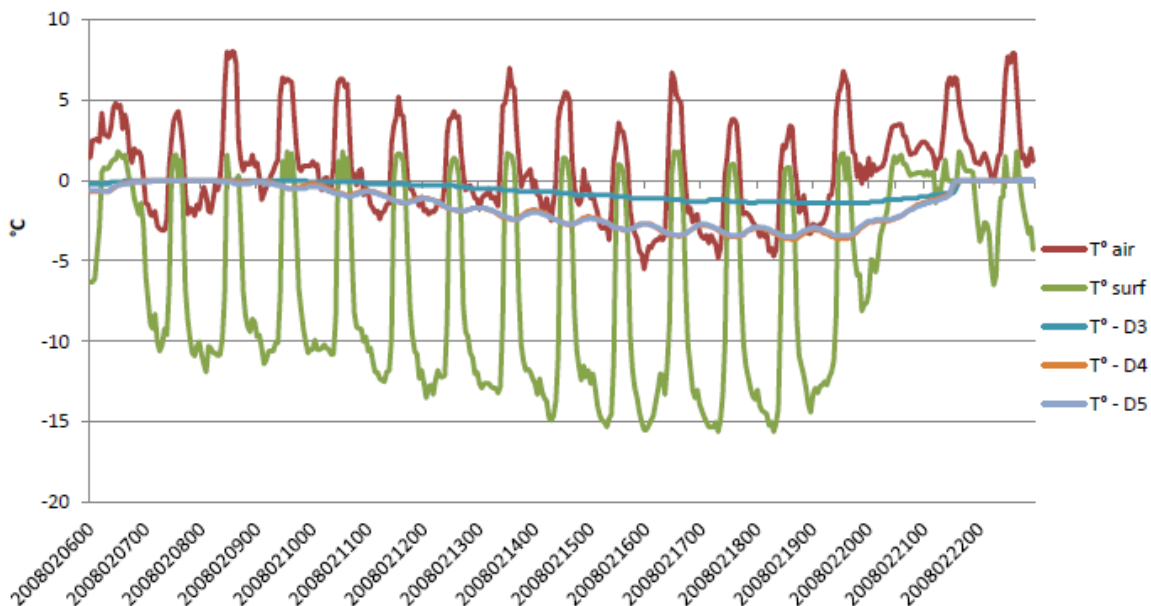


Figure 4 - Evolution des températures horaires de l'air, de surface du manteau de neige ainsi qu'à 30cm de profondeur (D4-D5) et 60cm (D3) pour février 2008 au Col de Porte. Hauteur de neige stable autour de 1m sur toute la période – Source : Jabot, 2013.

L'approche par bilan d'énergie est donc celle qui permet d'être au plus proche de la physique des phénomènes au sein du manteau neigeux et à ses interfaces. Il paraît alors logique qu'un module de fonte se base sur celui-ci pour déterminer la lame de fonte nivale. La fonction d'état du manteau, en relation avec le bilan d'énergie ci-dessus, serait alors l'énergie interne du manteau, qui s'exprime en J/m^2 . Mais la complexité de la mesure des différents termes de ce bilan mène à des calculs complexes et nécessite de nombreuses variables d'entrée (température de l'air, précipitations, vitesse du vent, humidité relative, bilan radiatif, pression, etc.), d'où le développement d'un second type de modèle basé sur une approche empirique par degré-jour, et qui porte sur deux variables seulement : les précipitations et la température de l'air.

L'existence de cette seconde famille est tout à fait justifiée par le fait que la température de l'air est bien corrélée au bilan d'énergie (Ohmura, 2001). De surcroît, mesurer avec précision le bilan

radiatif nécessite une bonne instrumentation : or, il existe très peu de sites instrumentés en altitude.

Un modèle degré-jour repose sur l'hypothèse que température de l'air et fonte journalière potentielle sont liées par une relation linéaire, au-delà du seuil de déclenchement de la fonte, par exemple :

$$\begin{cases} \text{fonte}_{\text{potentielle}} = K_f * (T_z - T_f) & \text{si } T_f > 0^\circ\text{C} \\ \text{fonte}_{\text{potentielle}} = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{eq.2})$$

avec : K_f , facteur de fonte en mm/jour/K ;

T_z la température à l'altitude considérée ;

T_f , la température seuil de déclenchement de la fonte. Le facteur de fonte varie de 2.5 à 11.6 mm/jour/K (Gsell, 2014).

De fait de sa simplicité de mise en œuvre, le modèle degré-jour est le plus répandu dans les modèles hydrologiques opérationnels et le module de neige utilisé pour mes expérimentations, CemaNeige, fera partie de cette famille de modèles.

3.1.3. L'intuition d'une hystérésis :

La fonte définie ci-dessus s'applique au manteau neigeux. Elle dépend de la couverture de neige (en anglais SCF ou SCA pour Snow Cover Fraction or Area). Dans CemaNeige, la SCA (appelée $P_{\text{enneigée}}$) et la SWE (appelée G) sont liées linéairement par la relation suivante :

$$\begin{cases} P_{\text{enneigée}} = G / G_{\text{seuil}} & \text{si } G < G_{\text{seuil}} \\ P_{\text{enneigée}} = 1 & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{eq.3})$$

où G_{seuil} désigne la quantité de neige à partir de laquelle la fonte ralentit.

L'observation des phénomènes d'accumulation et de fonte de la neige montre que :

- une couverture de neige de 100% est atteinte très rapidement avec de faibles épaisseurs, selon un processus d'accumulation homogène : Magand et al. (2014) donne un seuil de 13 mm par exemple,
- la densité de la neige augmente avec l'âge de la neige, d'où une couverture de neige plus faible, pour une quantité de neige donnée à l'origine,
- la fonte se produit de façon hétérogène, en certaines localisations préférentielles, dépendant de la topographie des lieux, de leur orientation et de l'occupation des sols,
- la fonte conduit à un manteau hétérogène, avec des tas de neige importants qui subsistent alors que la couverture n'est plus de 100%.

L'eau de fonte est produite en surface du manteau neigeux, puis percole. Au fur et à mesure que la saturation est atteinte localement, elle progresse, phénomène qui est appelé la phase de mûrissement du manteau. En hiver et au début du printemps, la majeure partie de cette eau de fonte superficielle est stockée à l'intérieur du manteau. Lorsque la capacité de rétention est

globalement atteinte, l'écoulement des eaux de fonte peut enfin se produire, et avec elle, les crues de fonte printanière.

La transcription de ces phénomènes conduit intuitivement à considérer l'existence :

- d'un seuil à l'accumulation, qui soit différent d'un seuil à la fonte,
- d'une relation entre SWE et couverture de neige, qui soit différente à l'accumulation et à la fonte.

Magand et al. (2014) constate sur le bassin versant de la Durance un taux de variation de la SCF plus fort à l'accumulation qu'à l'ablation, et parle d'une hystérésis entre la SWE et la SCF, comme représenté sur la figure 5, extraite de son article.

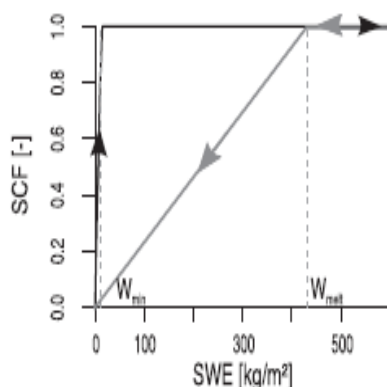
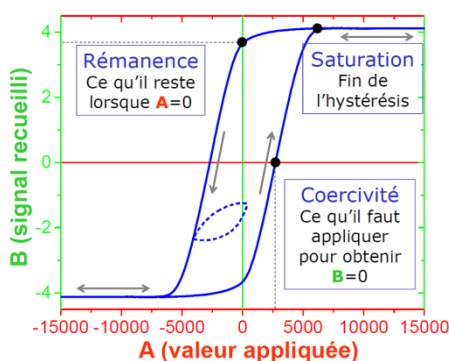


Figure 5 - Relation entre SWE et SCF à l'accumulation (en noir) et à la fonte (en gris) –Magand et al. (2014)

Qu'est-ce qu'une hystérésis ? Le terme est apparu à l'origine en électromagnétisme à la fin du XIX^{ème} siècle : il s'agit du nom donné par un physicien écossais J.A. Ewing (1855-1935) pour désigner un retard entre une cause et l'effet qu'elle implique. Ainsi, pour deux quantités **A** et **B**, telles que des variations cycliques de **A** entraînent des variations cycliques de **B**, alors si les changements de **B** sont retardés par rapport à ceux de **A**, on dit qu'il y a une hystérésis dans la relation entre **A** et **B**, comme représenté sur la figure 6.



1.

Figure 6 - Schéma général d'une hystérésis – Source : Polytechnique Montréal ³

³www.polymtl.ca/recherche/doc/Pres_JourneeRecherche_Fanny_04.ppt

On constate une similitude entre les figures 5 et 6. C'est la raison pour laquelle la piste de l'utilisation d'une hystérésis dans CemaNeige a été envisagée, en vue d'analyser si elle permet d'améliorer les performances de CemaNeige-GR4J en matière de reproduction des débits des cours d'eau et de la couverture de neige. A ce stade, plusieurs formes d'hystérésis sont envisageables et seront présentées et discutées au §4.1. après une présentation du modèle et des données utilisées.

3.2. Modèles utilisés :

La réalisation de nos expérimentations s'est faite en reprenant les outils développés à l'IRSTEA, c'est-à-dire le modèle pluie-débit, GR4J, couplé au module de neige, CemaNeige. Ces outils sont aussi ceux utilisés par le SPC (Service de Prévision des Crues) Alpes du Nord.

3.2.1. Le modèle GR4J :

GR4J est un modèle hydrologique pluie-débit global, fonctionnant au pas de temps journalier, mis au point à l'IRSTEA (Perrin et al., 2003), dont le schéma de fonctionnement est présenté en figure 7. Il a été conçu pour des applications variées tant en gestion des ressources en eau qu'en ingénierie (dimensionnement d'ouvrages, prévision de crues et d'étiages, etc.). Basé sur 4 paramètres à optimiser, sa structure l'apparente aux modèles conceptuels à réservoirs. Il associe un réservoir de production, un réservoir de routage, ainsi que des hydrogrammes unitaires. Il est composé d'un module d'interception des précipitations exprimées en lame d'eau, dont une partie s'évapore pendant que la pluie nette transite vers le module de transfert.

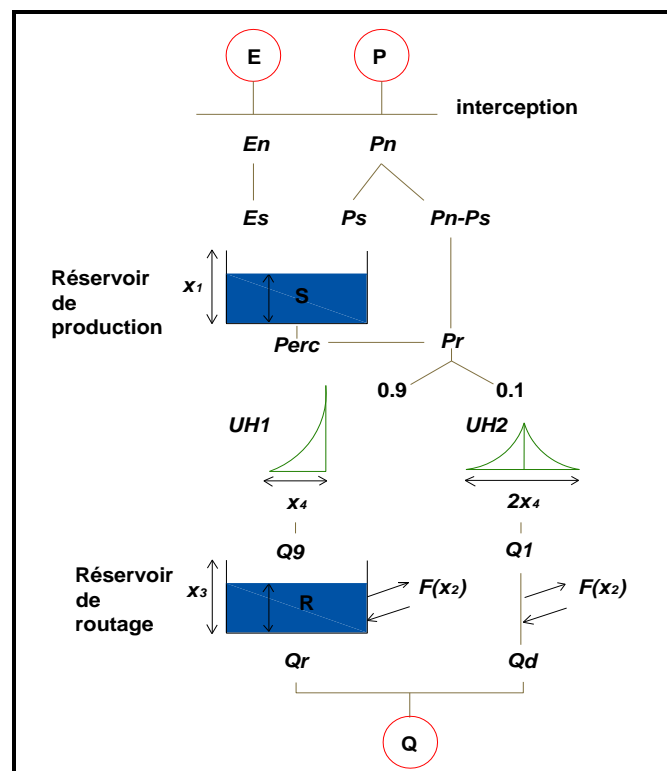


Figure 7 - Schéma de fonctionnement général de GR4J (Perrin et al., 2003)

Une fonction de rendement gère la vidange du réservoir de production, dont la capacité maximale est déterminée par un premier paramètre libre X1 (en mm). La vidange se fait par évapotranspiration et par percolation. L'eau qui percole transite ensuite par un module de transfert. Elle est divisée en deux composantes d'écoulement, calculées à partir des deux hydrogrammes unitaires (UH1 et UH2) dont le temps de base est régi par le paramètre libre X4, exprimé en jour. UH1 renvoie 90% de l'eau vers le réservoir de routage à un jour, de capacité maximale X3 en mm, et UH2 gère le transfert des 10% d'eau restants vers l'exutoire.

3.2.2. Le module CemaNeige :

CemaNeige est un module neige dit semi-distribué : il est en effet distribué en bandes d'altitude, cinq au total, et non selon un maillage géographique. Il fait partie des modèles degré-jour décrits au §3.1.2. Le point de fusion de l'eau a été retenu comme valeur de référence pour déterminer la température à partir de laquelle une fonte potentielle existe. Son objectif est de déterminer une lame d'eau, dont l'origine peut être soit le ruissellement, soit la fonte du manteau neigeux. Cette lame d'eau est ensuite utilisée en variable d'entrée du modèle hydrologique GR4J (voir schéma général en figure 8). C'est pourquoi CemaNeige est traditionnellement calé sur les débits, et son efficacité uniquement contrôlée de manière indirecte sur les débits obtenus.

Le module est structuré autour de 5 fonctions principales :

- La détermination de la fraction solide des précipitations,
- L'accumulation de la neige,
- La mise à jour de l'état thermique du manteau,
- La détermination de la fonte potentielle,
- La détermination de la fonte simulée.

Il fonctionne avec deux variables journalières en entrée : l'équivalent en eau des précipitations et la température de l'air.

L'application sur un bassin versant est effectuée en divisant celui-ci en cinq zones d'altitude d'égale surface. Les variables d'entrée sont ensuite extrapolées à l'altitude moyenne de chaque zone précédemment définie, grâce à des gradients de température et de précipitation.

La détermination de la fraction solide peut se faire via deux fonctions différentes :

- Si l'altitude médiane du bassin versant considéré est inférieure à 1 500 m et qu'on dispose en entrée des extrêmes de températures journalières, une fonction dépendant des températures extrêmes est appliquée,
- Sinon, c'est la formule établie empiriquement par l'USACE (1956) qui est appliquée, dans laquelle on considère une zone de pluie et de neige mêlées entre -1°C et $+3^{\circ}\text{C}$.

La calibration de CemaNeige s'effectue sur ses deux paramètres libres à optimiser que sont :

- K_f , le facteur de fonte,
- C_{TG} , le coefficient de l'état thermique du manteau.

Le facteur de fonte K_f est le paramètre clé qui détermine la fonte potentielle, selon l'éq. 2 du §3.1.2, laquelle gouverne in fine la lame de fonte. Quant au coefficient de l'état thermique du

manteau C_{TG} , il permet de prendre en compte l'inertie du manteau neigeux, qui retarde la fonte. Les lecteurs intéressés trouveront en annexe 2, tout le détail des calculs utilisés dans l'algorithme de CemaNeige.

Le module calcule deux états internes pour chaque zone d'altitude :

- Le stock de neige, G , exprimé en mm,
- L'état thermique du stock, e_{TG} , exprimé en °C.

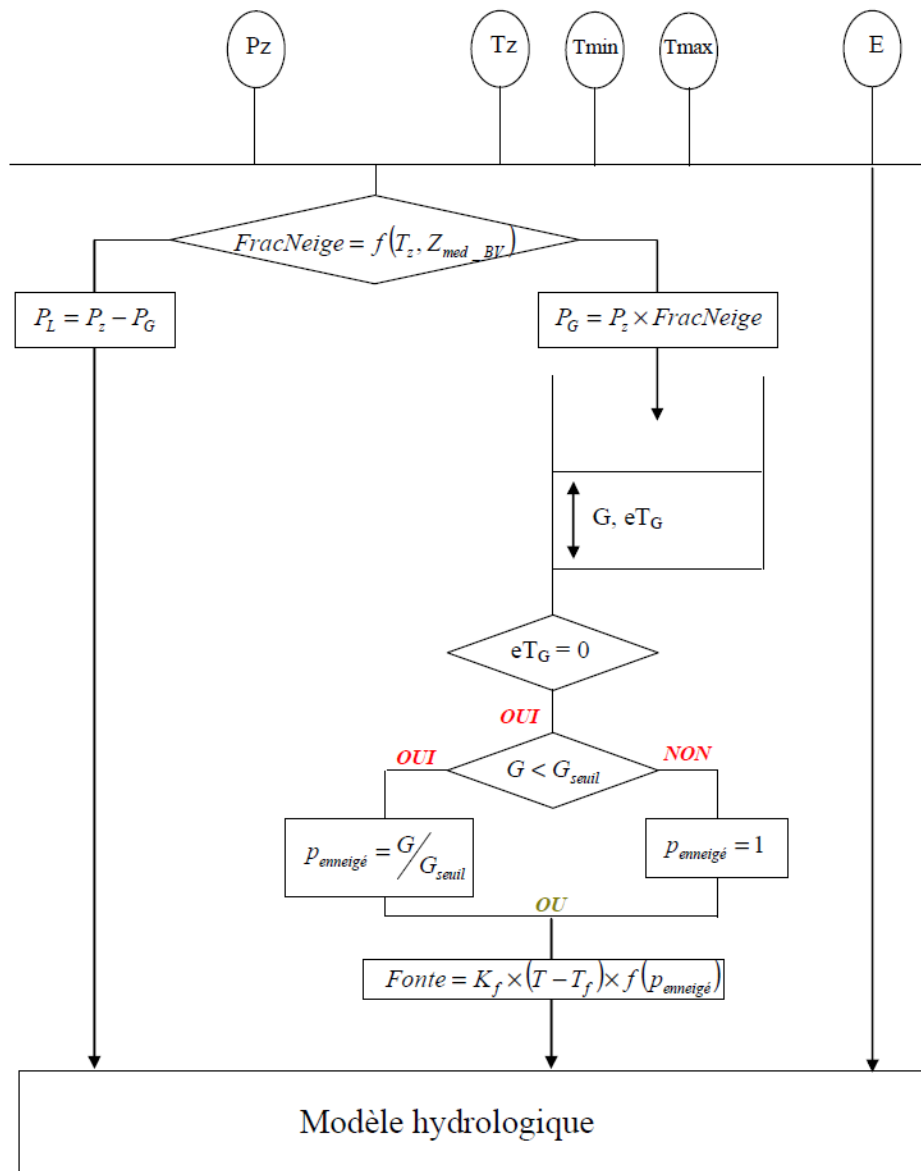


Figure 8 - Structure du module CemaNeige (Valéry, 2010)

Enfin, le module fonctionne avec quatre paramètres fixes :

- L'intervalle de températures caractérisant la zone de pluie et de neige mêlées, soit $[-1^{\circ}\text{C}, +3^{\circ}\text{C}]$, dont il a été question ci-dessus,
- La température de fonte, T_f , fixée au point de fusion de l'eau, soit 0°C ,

- Le stock de neige à partir duquel la fonte ralentit, appelé G_{seuil} , et déterminé empiriquement. Sa valeur de base a été fixée à 90% du cumul moyen annuel de neige tombant sur le bassin versant considéré,
- Une vitesse minimale de fonte, garantissant que la fonte sera totale, même quand le stock devient très faible. Sa valeur a été déterminée empiriquement et fixée à 10% de K_f .

La structure de CemaNeige a été définie en menant des études de sensibilité par rapport à un grand nombre d'options (Cf. table 3 dans Valéry et al.,2014). Il est intéressant de noter le caractère fortement intégrateur du modèle dans sa version actuelle : beaucoup de composantes supplémentaires ont été analysées mais n'ont finalement pas montré de capacité à améliorer les performances du modèle hydrologique. Elles n'ont finalement pas été retenues dans la version définitive de CemaNeige, vraisemblablement parce que le modèle les intègre implicitement au travers de sa simplicité apparente, par exemple :

- La prise en compte du rayonnement dans la formule degré-jour (Valéry, 2010, p.218),
- La variation saisonnière du facteur de fonte, avec une valeur minimale au 21 décembre et maximale au 21 juin (Valéry, 2010, p.220),
- L'introduction d'un bilan d'énergie « ETP/fonte », où l'ETP est réduite en fonction de la quantité d'énergie consommée par la fonte (Valéry, 2010, p.221).

A proprement parler, CemaNeige n'a pas été prévu pour calculer une couverture de neige (en d'autres termes la proportion enneigée du bassin versant). Cependant, la variable $P_{\text{enneigée}} = \min\left(\frac{G}{G_{\text{seuil}}}, 1\right)$ peut être assimilée à un calcul de fraction de couverture de neige. En page 179 de la thèse d'Audrey Valéry, $P_{\text{enneigée}}$ est d'ailleurs présentée comme « le pourcentage enneigé du bassin ou de la zone d'altitude ». Je l'ai considérée comme telle pour toute l'étude qui suit, son évolution montrant une corrélation satisfaisante avec des données observées de SCA.

Toute la difficulté de mise en œuvre d'un tel modèle repose sur sa capacité à spatialiser correctement le champ de températures, et à évaluer de manière correcte les précipitations (volume, fraction solide, régionalisation). D'autre part, et c'est le cas pour CemaNeige, l'application d'un modèle degré-jour au pas de temps journalier ne permet pas de reproduire toute la dynamique de fonte horaire, liée au cycle diurne.

3.3. Point sur les échanges avec le SPC Alpes du Nord :

Le SPC Alpes du Nord, par la voix d'Alain Gautheron, est très intéressé par la présente étude. Ainsi, des discussions ont été menées avant et pendant le stage, à la fois pour mieux appréhender les problématiques rencontrées par le SPC et les tentatives de résolution testées dans le passé, et pour discuter de la méthodologie mise en place lors du stage. Il a aussi été envisagé de choisir un cas d'étude sur la zone contrôlée par le SPC : le bassin versant retenu pour les études passées du SPC et proposé comme cas d'étude, est celui du Drac au Sautet, référencé à la banque HYDRO sous le numéro W2222010. Il ne fait malheureusement plus l'objet de relevés de débits depuis le 30/12/1999, ce qui se situe en dehors de ma période de calage et de contrôle (voir §4.3). Le SPC a travaillé sur des données EDF, sur une période de calage allant du 01/09/1997 au 31/08/2002 et une période de validation du 01/09/2003 au 31/08/2010. Malgré ma demande expresse, les données EDF n'ont pas pu m'être transmises et j'ai été dans l'impossibilité de reproduire les expérimentations du SPC à l'identique.

Cependant, j'ai compris que le SPC a travaillé sur deux pistes d'amélioration potentielles :

- L'utilisation d'un facteur de correction des précipitations solides, calé pour reproduire au mieux les débits observés,
- L'utilisation d'un gradient orographique journalier de température, spatialisé en fonction des températures moyennes journalières des stations présentes sur le bassin versant.

Sur ce dernier point, le SPC utilise un gradient par défaut de $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ et, lorsque des données en station sont disponibles, des gradients qui s'étagent dans une gamme de $-0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ à $+0.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ sur le bassin sous revue, ce qui représente un intervalle particulièrement large autour de la valeur par défaut. CemaNeige utilise un gradient uniforme de $-0.54^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, très proche du gradient par défaut du SPC. Dans la thèse de Valéry (2010), page 116, figure une analyse et une discussion sur l'intérêt de prendre des gradients altitudinaux régionaux, pour conclure que cela n'améliorait pas les performances du modèle. Cependant, Valéry a travaillé sur l'amélioration globale des performances du modèle sur tout type de bassin, en moyenne, alors que le SPC se place au niveau local : il existe donc bien une différence d'échelle entre les deux approches, qui rend certainement une partie des problèmes notés par le SPC irréductible, sauf à adopter leur échelle locale.

Compte tenu de la contrainte de temps pour la réalisation de la présente étude, il n'a pas été envisageable de chercher à améliorer CemaNeige en travaillant sur un gradient orographique local. Quant aux tests pour analyser l'impact d'une correction sur les précipitations solides, ils ont été menés l'année dernière et les résultats (Gosset, 2014) montrent globalement une amélioration des débits quand les précipitations solides en entrée sont augmentées.

La problématique étant posée, et les modèles déterminés, une méthodologie a ensuite été élaborée en vue d'analyser la piste d'amélioration des performances de CemaNeige par l'introduction d'une courbe d'hystérésis entre SCA et SWE.

4. Méthodologie mise en œuvre :

4.1. Recherche bibliographique :

L'article de Valéry et al.(2014), mentionnait déjà que des études comparatives restent à établir. Il recensait deux grands projets menés à des fins comparatives :

- celui de l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO) qui date de 1986 et a comparé 11 modules de neige, tous basés sur une approche degré-jour,
- le Snow Model Intercomparison Project (SnowMIP), de 2001, qui a comparé 20 modules de neige, tous basés sur les bilans de masse et d'énergie.

Depuis, aucune nouvelle étude de ce type n'a été publiée, à ma connaissance. Pour l'étude du WMO, seule la synthèse m'a été accessible. Celle-ci n'est pas suffisamment détaillée pour permettre de savoir si des modules de neige avec hystérésis y sont présents. Par ailleurs, cette étude remonte à presque 30 ans et il est peu probable que les modules de neige actuellement en usage n'ait pas été modifiés depuis 1976, pour tenir compte de nouvelles avancées qui se sont

produites au niveau de la recherche entretemps. Il a donc été décidé de ne pas acquérir l'étude détaillée correspondante.

A partir des modules de neige testés dans la thèse d'Audrey Valéry, j'ai pu identifier ceux qui sont couplés à des modèles hydrologiques. Tous les modèles référencés dans la table 2 sont des modèles degré-jour. Il apparaît qu'aucun d'entre eux n'utilise explicitement une hystérésis.

Tous les modèles utilisant une hystérésis dans le processus de fonte de la neige, et que j'ai pu identifier, sont couplés à des modèles de climat et des modèles d'occupation des sols (en anglais, LSM - Land Surface Model). Ils sont par conséquent utilisés à des échelles plus larges que celles qui m'intéressent, exception faite de Magand et al. (2014) avec le modèle CLSM (CatchmentLand Surface Model).

La question s'est posée de savoir si la différence d'échelle entre, d'une part, les modèles de climat et les modèles d'occupation des sols, et, d'autre part, les modèles hydrologiques, était de nature à invalider un raisonnement par analogie et donc l'application d'une courbe d'hystérésis. Il m'a paru judicieux de laisser à l'expérimentation le soin de trancher sur la validité de la méthode, par l'analyse de ses résultats.

	Utilisation d'une hystérésis ?	Formule de fonte	Zone utilisation
CEQJeuau (INRS-Canada)	Non, indice de mûrissement du stock	Fonte fonction linéaire de : $(T - T_f)$	France + grande variété de BV à travers le monde
HBV (Swedish Department of Climate)	Non	Fonte fonction linéaire de : $(T - T_f)$	Suède + BV dans 30 pays
MOHYSE (Fortin-Turcotte -Canada)	Non	Fonte fonction linéaire de : $(T - T_f)$	Québec – but pédagogique
MORDOR global (EDF)	Non	Voir p.384 Valéry (2010)	France

Table 2 – Modèles degré-jour couplés à des modèles hydrologiques

Le travail de synthèse bibliographique sur les courbes d'hystérésis des modèles de neige a été effectué en prenant pour base les articles de Magand et al.(2014), Nitta et al.(2014), Swenson and Lawrence(2012), Clark et al. (2011), Niu and Yang(2007) et Liston (2004).Trois familles principales de courbes d'hystérésis ont ainsi été identifiées :

- la première, appelée linéaire, parce que les courbes d'accumulation et de fonte suivent des droites (Magand et al.,2014),
- la seconde, appelée log-normale, parce que la distribution de la teneur en eau suit une loi log-normale (Liston, 2004 ; Nitta et al.,2014 ; Swenson and Lawrence,2012),
- une troisième, appelée transition de phase, parce qu'utilisant une fonction typique d'un changement de phase, la tangente hyperbolique (Niu and Yang,2007).

En annexe 3 figure une synthèse détaillée des courbes d’hystérésis ainsi trouvées, avec les formules de calcul appropriées, retraduites dans la syntaxe de CemaNeige, en termes de dénomination des variables et paramètres.

4.2. Choix des différentes hystérésis à expérimenter :

La contrainte de temps m’a amené à ne pas tester toutes les courbes d’hystérésis identifiées et à faire des choix. Une démarche de complexification croissante a été adoptée pour mieux mettre en valeur ce qui avait un impact de ce qui n’en avait pas. L’hystérésis linéaire a bien entendu été retenue (Magand et al.,2014): elle est la pierre angulaire de l’adaptation de CemaNeige, car elle nécessite d’introduire deux seuils là où il n’y en avait qu’un seul initialement. Au G_{seuil} initial vient ainsi s’ajouter un seuil à l’accumulation, appelé G_{accum} . La fraction de couverture de neige est alors ainsi déterminée :

$$\begin{cases} P_{enneigée} = \min (G/G_{accum}, 1) \text{ si } dG \geq 0 \\ P_{enneigée} = \min (G/G_{seuil}, 1) \text{ si } dG < 0 \end{cases} \quad (\text{eq.4})$$

L’hystérésis log-normale de Nitta et al. (2014) basée sur la racine carrée du ratio G/G_{seuil} était également un candidat facile à implémenter. La fraction de couverture de neige s’y exprime de la façon suivante :

$$\begin{cases} P_{enneigée} = \min (\sqrt{G/G_{seuil}}, 1) \text{ si } dG \geq 0 \\ P_{enneigée} = \min (\sqrt{G/G_{seuil}}, 1) \text{ si } dG < 0 \end{cases} \quad (\text{eq.5})$$

Par contre, l’hystérésis de transition de phase s’est révélée impossible à mettre en œuvre. En effet, la formule de la fraction de couverture de neige :

$$P_{enneigée} = \tanh\left(\frac{h_{neige}}{2.5 z_g (\rho_{neige} / \rho_{nouv})^{K_f}}\right) \quad (\text{eq.6})$$

nécessite de calculer une densité de neige. Or, il s’agit là d’un point de difficulté remarquable, comme expliqué au §3.1.1, et CemaNeige a justement été conçu pour travailler sur un équivalent en eau afin d’éviter ainsi de devoir embarquer dans la problématique du calcul de la densité. Une simplification aurait pu être apportée à cette formule si le facteur de fonte était peu différent de 1. En effet, on aurait alors pu faire apparaître le stock de neige $G = h_{neige} * \rho_{neige}$. Malheureusement, dans l’article de Niu and Yang (2007), il est évalué à 1.6 et aucune simplification n’est possible. C’est la raison pour laquelle cette courbe d’hystérésis n’a pas été testée.

A sa place, j’ai choisi de prendre une courbe dont les possibilités paraissent plus intéressantes en termes de réactivité de la fonte, à savoir celle de l’article de Swenson and Lawrence (2012) :

$$P_{enneigée} = 1 - \left[\frac{1}{\pi} \arcsin \left(2 \frac{G}{G_{seuil}} - 1 \right) \right]^{N_{fonte}} \quad (\text{eq.7})$$

Le paramètre N_{fonte} , paramètre empirique contrôlant la forme de la surface enneigée, permet d’envisager une large gamme de courbes d’hystérésis.

La question s'est posée de savoir comment traiter des chutes de neiges successives, une fois la fonte du manteau entamée. Dans Liston (2004) page 1387, deux solutions sont mentionnées :

- La nouvelle couche vient s'ajouter à la couche ancienne, ce qui fait remonter à 100% de couverture,
- La chute de neige est déduite de la fonte.

Rien n'est dit sur une éventuelle modification de la courbe de fonte. L'option retenue dans les expérimentations ci-dessous est d'ajouter la nouvelle couche à la couche ancienne, de calculer la $P_{enneigée}$ en suivant la courbe d'accumulation, ce qui amène à définir une nouvelle courbe de fonte, comme schématisé en figure 9 : en jaune, l'accumulation initiale ; en bleu, la fonte initiale ; en rouge, la nouvelle chute de neige et en vert, la fonte finale.

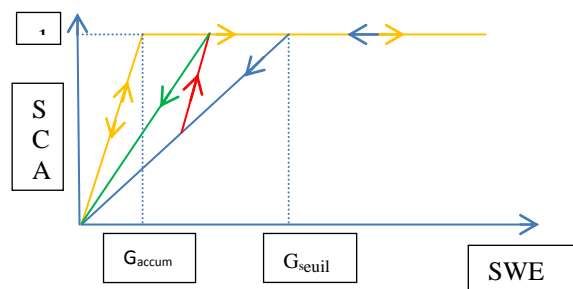


Figure 9 - Evolution de la relation entre SWE et SCA en cas de nouvelle chute de neige.

4.3. Présentation des données utilisées :

4.3.1. Bassins versants sélectionnés pour l'expérimentation :

Compte tenu du sujet, les bassins retenus ne peuvent qu'être de montagne. Par ailleurs, il faut identifier des cours d'eau sans ouvrage qui viendrait perturber les débits, afin d'éviter de devoir naturaliser les chroniques de débit, c'est-à-dire les retraiter pour éliminer les effets liés à ces ouvrages.

Il avait été prévu initialement de tester sur trois bassins versants, dont celui conseillé par le SPC Alpes du Nord. Pour les raisons évoquées au §3.4., ce dernier ne peut être exploité. Il a été décidé de ne pas le remplacer et de travailler sur 2 bassins uniquement.

Le premier bassin choisi est celui de la Durance à la Clapière (X0310010), présenté en figure 10. Il présente une surface de 2170 km² et s'étage entre 784 et 3 997m d'altitude. Les données hydrologiques et météorologiques pour ce bassin sont disponibles du 01/01/1960 au 29/06/2009. C'est un bassin présentant une grande importance économique car il représente à lui seul 10% de l'énergie hydroélectrique française et fournit de l'eau potable à 3 millions de personnes, soit 4.5% de la population française.

Le second est celui de la Garonne à Saint-Béat (O0010040) d'une surface de 647 km² et dont l'altitude est comprise entre 569 et 2 896m (Figure 11). Si la Garonne en ce point n'a pas encore toute son ampleur, elle n'en reste pas moins l'un de nos plus grands fleuves en termes de ressources économique et hydrique. Les nombreuses centrales implantées sur son cours jusqu'à Toulouse sont exploitées par la Société hydroélectrique du Midi, filiale de GDF-Suez. Les données hydrologiques et météorologiques pour ce bassin sont disponibles du 01/02/1992 au 22/03/2010.

L'analyse de l'occupation des sols montre que la forêt de type alpine s'étage de 1200 à 2500 m environ, ce qui signifie que nos deux bassins sont situés dans une zone à forte proportion de forêt. Cela a un impact sur le cycle de la neige. En effet, l'interception et la sublimation sont deux phénomènes qui interviennent dans l'ablation de la neige (Clark et al., 2011). Cependant, la sublimation nécessite une énergie bien plus considérable que la fusion : la sublimation de la neige nécessite environ 2830 kJ/kg quand la fusion ne demande que 335 kJ/kg. Il faut donc que des conditions particulières soient réunies, notamment la présence de vents chauds dans les effets de foehn, pour que la sublimation prenne de l'importance dans le processus d'ablation. Ainsi, dans Strasser et al. (2008), les chiffres suivants sont mentionnés : la sublimation peut entraîner des pertes allant de 10 à 90% du manteau neigeux et des chiffres moyens entre 30 et 40% sont mentionnés comme moyenne vraisemblable par plusieurs auteurs (Strasser et al., 2008). Malgré son importance potentielle sur les bassins sélectionnés, le phénomène de sublimation n'a pas été pris en compte dans ce qui suit, ce qui est également conforme à la conception initiale de CemaNeige.

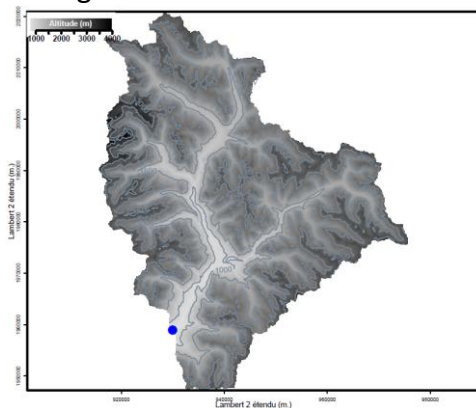


Figure 10 - La Durance à la Clapière - Source : IRSTEA

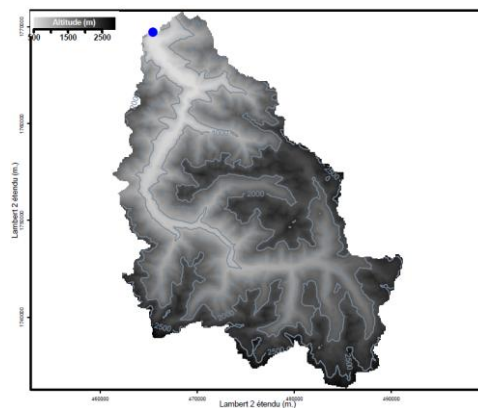


Figure 11 - La Garonne à St Bât - Source : IRSTEA

En ce qui concerne la détermination des périodes de calage et de contrôle, le choix a naturellement été fait d'avoir des dates communes aux bassins versants sous revue. Compte tenu d'une période préalable de chauffe d'un an, mais aussi de l'absence de données MODIS disponibles avant le 01/08/2000 (Cf. §4.3.3), les périodes retenues pour les expérimentations sont donc les suivantes :

- P1 : 01/09/2000 au 31/08/2004,
- P2 : 01/09/2004 au 31/08/2008.

Ces deux périodes sont utilisées alternativement en calage et en contrôle. Je désignerai par « sens P1-P2 » le fait qu'une simulation se fera en calage sur P1 et en contrôle sur P2 ; et réciproquement, par « sens P2-P1 » le fait que le calage se fasse sur P2 et le contrôle sur P1. Au total, ce sont 8 années qui sont couvertes. Un total de 10 ans aurait été préférable mais les données correspondantes n'étaient pas disponibles.

La méthode utilisée pour le calage/contrôle des modèles est celle du split-sample test définie par Klemeš(1986) :

- Découpage de la période sur laquelle je dispose de données en deux périodes de durées identiques, P1 et P2,
- Calage réalisé sur P1 et contrôle sur P2,

- Réciproquement, calage réalisé sur P2 et contrôle sur P1,
- Comparaison des jeux de paramètres et des scores obtenus dans les deux cas précédents : le module est jugé suffisamment robuste si les jeux de paramètres ne divergent pas trop et si les écarts avec les valeurs réelles de référence restent dans un intervalle suffisamment limité,
- choix des paramètres qui optimisent les scores.

4.3.2. Banque Hydro et SAFRAN :

Les fichiers d'entrée utilisés, pour chaque bassin versant, sont les fichiers édités par l'IRSTEA. Ils ont été réalisés en date du 25/08/2011 par P.Y.Bourgin et L.Coron. Les données hydrologiques résultent d'une extraction de la banque HYDRO réalisée en mars 2010 (Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du développement Durable et de la Mer, mars 2010) et les données climatiques proviennent de SAFRAN de Météo-France(Vidal et al.,2010), suivant une maille de 8 x 8 km. La période d'extraction a été fixée du 01/08/1958 au 31/07/2009, mais les données de débits sont disponibles sur des séries plus ou moins longues suivant les bassins (voir choix des périodes de calage et de contrôle au §4.3.1).

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) est un système de ré-analyse de variables atmosphériques proche de la surface. Il utilise des observations de surface, combinées à des données d'analyse de modèles météorologiques pour produire des paramètres comme la température, l'humidité, le vent, les précipitations solides et liquides, le rayonnement solaire et infrarouge incident.

Les précipitations données par SAFRAN présentent une sous-estimation chronique, sur laquelle une analyse peut être trouvée dans Magand et al. (2014). Une comparaison avec une autre ré-analyse appelée Spatialisation des Précipitations en Zone de Montagne (SPAZM), a montré que les précipitations de cette ré-analyse sont supérieures de 27% en moyenne à celles fournies par SAFRAN, avec un écart maximum de 70% dans le massif des Ecrins. SPAZM semble plus pertinent du fait d'une plus grande utilisation des relevés au sol disponibles et d'une approche statistique dans le traitement des données qui prend en compte l'effet de l'orographie sur les précipitations, sur la base de régime de temps. En attendant de tester les données SPAZM, on gardera à l'esprit qu'une sous-estimation des précipitations est susceptible de minimiser les lames d'eau issues du modèle couplé GR4J-CemaNeige.

4.3.3. MODIS :

Les données MODIS (ModerateResolution Imaging Spectroradiometer) ont été utilisées pour obtenir une couverture de neige observée, ainsi que des informations sur le couvert nuageux. MODIS désigne un instrument de télédétection embarqué à bord des satellites Terra et Aqua de la NASA, qui évoluent à une altitude de 705 km. Ces deux satellites présentent la particularité de suivre des directions opposées, sur un axe commun Nord-Sud : l'un passe l'équateur le matin et l'autre l'après-midi. Ils fournissent donc des données complémentaires qui peuvent être combinées pour enrichir l'information recueillie.

La résolution de celle-ci est beaucoup plus fine que celle de SAFRAN, puisqu'elle est de 500m. De fait, les données MODIS ont été agrégées à l'échelle du bassin versant pour les rendre compatible

avec l'usage auquel nous les destinions, c'est-à-dire qu'elles ont été regroupées dans trois catégories (« neige », « pas de neige », « pas de données ») et moyennées par bassin versant. Par contre, les données MODIS ne sont disponibles que depuis le 1^{er} août 2000.

La qualité des données de couvert neigeux MODIS a fait l'objet de plusieurs études, dont Parajka et al. (2008). Cette étude en particulier a montré que l'utilisation des données MODIS pour caler un modèle de neige permettait d'augmenter la performance de celui-ci, étant entendu que la comparaison des couvertures de neige a été faite avec une troisième base de données sur des bassins versants en Autriche. L'analyse de sensibilité a cependant montré que la performance dépendait du seuil choisi pour considérer que la couverture de neige est inexistante en termes de données MODIS, ainsi que du seuil à partir duquel on considère que la couverture des nuages rend les données impropres à notre usage. Ce dernier point nous a amené à calculer un taux d'observation, égal au nombre de pixels montrant une couverture de neige, comparé au total de l'ensemble des pixels disponibles. De fait, dans nos expérimentations, seules les données journalières MODIS présentant un taux d'observation de plus de 40% ont été conservées. Le pourcentage d'observations, qui en résulte, par saison d'enneigement, soit entre le 1^{er} décembre et le 31 mai de l'année suivante, est présenté dans la table 3 :

Saison d'enneigement	% observations conservées
2000/2001	37,9%
2001/2002	54,4%
2002/2003	54,9%
2003/2004	44,5%
2004/2005	64,8%
2005/2006	59,3%
2006/2007	58,8%
2007/2008	57,1%

Table 3 – Pourcentages d'observations conservées sur les données MODIS

On constate que la saison enneigée présentant le plus grand nombre d'observations, et donc celle qu'on peut considérer comme étant de meilleure qualité, est la saison 2004/2005. Cette période sera donc utilisée préférentiellement pour présenter les résultats comparatifs de mes expérimentations.

4.4. Détermination des critères d'évaluation utilisés :

Le Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE ; Nash et Sutcliffe, 1970), critère quadratique normalisé, a été calculé pour les débits. Mais, tant pour la calibration que la simulation de contrôle sur les débits, c'est le critère Kling-Gupta Efficiency modifié (KGE' ; Gupta et al., 2012) qui a été retenu. Le critère KGE' présente l'avantage de prendre en compte le biais relatif au volume d'eau du bilan hydrologique, souvent sous-estimé lors de l'optimisation du critère NSE. Le KGE' et le NSE sont tous deux indépendants de la surface des bassins versants mais pas du régime hydrologique, ce qui n'est pas négligeable en rapport avec l'échantillon de bassins que nous avons sélectionnés pour notre étude (régime hydrologique nival). La formulation mathématique de ces deux critères est la suivante :

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (\text{eq.8})$$

$$\text{KGE}' = 1 - \sqrt{(1 - r)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (\text{eq.9})$$

avec β le biais du modèle, r le coefficient de corrélation et γ le rapport des coefficients de variation, donnés par les relations ci-dessous :

$$\beta = \frac{\mu_Y}{\mu_X} \quad (\text{eq.10})$$

$$\gamma = \frac{CV_Y}{CV_X} = \frac{\frac{\sigma_Y}{\bar{Y}}}{\frac{\sigma_X}{\bar{X}}} \quad (\text{eq.11})$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (\text{eq.12})$$

où X est l'évènement observé, Y l'évènement simulé, n le nombre de jours de la période considérée, μ la moyenne, et i un jour parmi n . σ correspond à l'écart type, et CV le coefficient de variation des évènements pris en compte, soit le rapport de la déviation standard σ à la moyenne μ . Plus le KGE' et le NSE se rapprochent de la valeur 1, et meilleure est la performance.

Certaines expérimentations ont été menées en calant à la fois sur la couverture de neige et les débits. Il a été décidé de prendre comme fonction-objectif la moyenne arithmétique du KGE' sur les débits et du KGE' sur la couverture de neige, pour ce faire.

4.5. Programme d'expérimentation mis en œuvre :

Il a été scindé en deux parties distinctes :

- Une première partie où le calage s'effectue uniquement sur les débits, et qui sert de base à une analyse de sensibilité. CemaNeige y est calé sur ses deux paramètres traditionnels.
- Une seconde partie où le calage s'effectue à la fois sur les débits et la couverture de neige issue de MODIS, en incluant dans le calage de CemaNeige les deux seuils G_{accum} et G_{seuil} , de façon à déterminer les valeurs optimales pour ces deux paramètres. Les noms de chaque expérimentation sont alors suivi d'un prime : '.

Dans les deux cas, l'appréciation de la performance de l'expérience se fait sur la base des mêmes critères : KGE' pour les débits, et KGE' pour la couverture de neige.

Chaque partie suit le protocole suivant :

- Expérimentation de référence, appelée REF, avec un G_{seuil} laissé à sa valeur par défaut dans CemaNeige, soit 90% du cumul moyen annuel de neige tombant sur le bassin versant considéré,

- Expérimentations pour chaque courbe d'hystérésis retenue (CN suivi d'un numéro de 1 à 3).

Ce programme d'expérimentation est synthétisé dans la table suivante :

Nom	Schéma	Calage	Validation	Critère
REF	GR+CemaNeige actuel calé/Q	P1/P2	P1/P2	Q+MODIS SCA
Linéaire	GR+CN1 calé / Q	Idem	Idem	Idem
Log-normale	GR+CN2 calé / Q	Idem	Idem	Idem
Swenson	GR+CN3 calé / Q	Idem	Idem	Idem
REF'	GR+CemaNeige actuel calé/Q+SCA	P1/P2	P1/P2	Q+MODIS SCA
Linéaire'	GR+CN1 calé / Q+SCA	Idem	Idem	Idem
Log-normale'	GR+CN2 calé / Q+SCA	Idem	Idem	Idem
Swenson'	GR+CN3 calé / Q+SCA	Idem	Idem	Idem

Table 4 – Récapitulatif général du programme des expérimentations menées.

Afin de déterminer l'impact de G_{seuil} et G_{accum} sur les résultats, une étude de sensibilité a été menée pour chaque hystérésis. Le calage du module a ensuite été réalisé grâce à l'algorithme d'optimisation pas-à-pas utilisé habituellement à l'IRSTEA. Pour ce faire, les deux seuils G_{seuil} et G_{accum} ont été considérés comme deux paramètres additionnels à caler : de fait, CemaNeige est devenu un modèle à quatre paramètres au lieu de deux pendant ces expérimentations.

5. Résultats obtenus :

5.1. Versions de référence :

Les versions de référence sont au nombre de deux. La première est utilisée pour les analyses de sensibilité. Elle est obtenue par calage sur les débits uniquement et G_{seuil} est déterminé par défaut, i.e. égal à 90% du cumul moyen annuel de neige tombant sur le bassin versant, et prend pour valeur 407 mm pour la Durance et 523 mm pour la Garonne. La valeur des critères ainsi obtenus est présentée en table 5 et 6.

Durance	Calage				Contrôle			
	Nash	KGE'_Q	KGE'_Neige	Combiné	Nash	KGE'_Q	KGE'_Neige	Combiné
P1-P2	0,874	0,937	0,693	0,815	0,891	0,890	0,654	0,772
P2-P1	0,909	0,954	0,428	0,691	0,823	0,886	0,361	0,624

Table 5 – Durance – Critères sur version de référence – CemaNeige calé sur deux paramètres

Garonne	Calage				Contrôle			
	Nash	KGE'_Q	KGE'_Neige	Combiné	Nash	KGE'_Q	KGE'_Neige	Combiné
P1-P2	0,819	0,908	0,529	0,719	0,806	0,897	0,455	0,676
P2-P1	0,796	0,898	0,391	0,644	0,748	0,877	0,279	0,578

Table 6 – Garonne – Critères sur version de référence – CemaNeige calé sur deux paramètres

La seconde version de référence est obtenue en incluant G_{seuil} dans les paramètres à caler et le calage porte à la fois sur les débits et la couverture de neige. Les critères obtenus sont présentés

dans les tables 7 et 8. Sur la Durance, G_{seuil} a été optimisé par défaut à 37 mm pour P1-P2 et 47 mm pour P2-P1. Sur la Garonne, il a été optimisé à 28 et 37 mm respectivement.

Durance	Calage				Contrôle			
	Nash	KGE' _Q	KGE' _Neige	Combiné	Nash	KGE' _Q	KGE' _Neige	Combiné
P1-P2	0,849	0,924	0,940	0,932	0,879	0,879	0,715	0,797
P2-P1	0,891	0,945	0,966	0,955	0,802	0,881	0,781	0,831

Table 7 – Durance – Critères sur version de référence – CemaNeige calé sur quatreparamètres

Garonne	Calage				Contrôle			
	Nash	KGE' _Q	KGE' _Neige	Combiné	Nash	KGE' _Q	KGE' _Neige	Combiné
P1-P2	0,774	0,879	0,935	0,907	0,676	0,829	0,715	0,772
P2-P1	0,762	0,863	0,934	0,898	0,763	0,833	0,741	0,787

Table 8 – Durance – Critères sur version de référence – CemaNeige calé sur quatreparamètres

On constate que le fait de caler à la fois sur les débits et sur la neige, a pour conséquence un bien meilleur score sur la couverture de neige, comparativement aux versions de référence avec calage uniquement sur les débits, tant en calage qu'en contrôle, mais que cela se fait au détriment des scores sur les débits, qui sont systématiquement légèrement moins bons. De fait, la fonction-objectif, moyenne arithmétique des KGE' sur les débits et la couverture de neige, présente de bien meilleurs résultats avec un calage sur la neige et les débits.

Dans la suite de l'étude, ces valeurs de référence servent au calcul de scores relatifs, selon la formule suivante, par exemple pour un KGE' :

$$KGE' \text{ relatif} = K_{rel} = \frac{KGE' \text{ en valeur absolue de la simulation}}{KGE' \text{ de la version de référence}} \quad (\text{eq.13})$$

De fait, un KGE' relatif (K_{rel}) supérieur à 1 signifie que la simulation reproduit mieux la variable concernée, les débits ou la couverture de neige, que la version de référence ; a contrario, un K_{rel} relatif inférieur à 1 signifie que la simulation reproduit moins bien la variable concernée que la version de référence. La variable sur laquelle porte le critère est indiquée comme suit : K_{rel-Q} pour les débits, K_{rel-N} pour les couvertures de neige. De façon similaire, on a défini un Nash relatif (N_{rel}) et une fonction-objectif relative ($Combi_{rel}$).

5.2. Hystérésis linéaire :

5.2.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :

Le nouveau seuil introduit, G_{accum} , a été testé sur une large gamme de valeurs, à savoir : 1, 10, 13, 20, 30, 40, 50, et 100mm. Les valeurs testées pour G_{seuil} sont les suivantes : 40, 100, 200, 300 mm et le calcul par défaut à 90% de la moyenne annuelle des précipitations neigeuses, soit 407 mm pour la Durance et 523 mm pour la Garonne. Ces mêmes valeurs ont été gardées pour toutes les expérimentations menées pendant l'analyse de sensibilité.

Dans un premier temps, un graphe présente les performances des différentes simulations en termes de scores relatifs. Il montre, en abscisse, les scores sur les débits et, en ordonnées, les scores sur la couverture de neige. Les droites correspondant à une abscisse égale à 1, d'une part, et à une ordonnée égale à 1, d'autre part, ont également été tracées. Ce graphe, qu'on nommera

par la suite « graphe de positionnement relatif », est ainsi découpé en quatre zones, comme le montrent les figures 12 et 13 :

- La partie supérieure gauche : y figurent les simulations qui reproduisent mieux la couverture de neige et moins bien les débits, par référence aux versions de référence,
- La partie supérieure droite : meilleure reproduction de la couverture de neige ainsi que des débits, donc la zone où il est souhaitable de trouver des simulations,
- La partie inférieure gauche : moins bonne reproduction de la couverture de neige ainsi que des débits,
- La partie inférieure droite : meilleure reproduction des débits et moins bonne reproduction de la couverture de neige.

La sensibilité des scores relatifs par rapport aux deux seuils est visualisée sur un graphe comme ceux des figures 14 et 15. En abscisse, figurent les différentes valeurs de G_{seuil} et, en ordonnée, la valeur relative du critère : pour chaque valeur de G_{accum} , une courbe est dessinée. Un premier graphe est tracé pour le score relatif aux débits et un second pour le score relatif à la couverture de neige.

D'autres outils d'analyse sont également utilisés :

- L'hydrogramme, qui compare les débits observés et les débits simulés,
- L'évolution comparée de la couverture de neige (SCA) dans la version de contrôle, la simulation et les données observées de MODIS, sur l'hiver 2004-2005,
- L'évolution temporelle de la SWE, entre la version de contrôle et la simulation,
- Un diagramme de la SCA en fonction de la SWE, sur l'une des couches de CemaNeige jugée représentative.

Pour la Durance, la figure 12 montre qu'en calage, aucune simulation n'arrive à reproduire les débits aussi bien que la version de référence. A contrario, la reproduction des couvertures de neige est systématiquement nettement meilleure. En contrôle, figure 13, il existe deux nuages de points tout à fait distincts, en fonction de la séquence des périodes de calage et de contrôle : d'un côté, les simulations de sens P2-P1, en vert, qui reproduisent beaucoup mieux la couverture de neige et moins bien les débits ; de l'autre, les simulations P1-P2, en bleu, proches ou légèrement meilleures que la version de contrôle au niveau des débits mais bien moins performantes au niveau de la couverture de neige.

Le graphe montrant la sensibilité pour le score sur les débits, en figure 14, montre que toutes les courbes se superposent, que les simulations donnent des résultats très proches autour de 1, et que les courbes sont quasiment planes : le score ne change donc pas fondamentalement en fonction de la valeur de G_{seuil} , quelle que soit la valeur de G_{accum} .

La figure 15 représente la sensibilité par rapport au score sur la couverture de neige. Elle montre également des courbes planes, que ce soit dans le sens P1-P2 ou P2-P1, qui indiquent qu'il n'y a pas de sensibilité par rapport à G_{seuil} . Par contre, on voit que la valeur de G_{accum} influence la qualité du score et que plus G_{accum} est élevé, dans la limite des valeurs choisies, plus le score s'améliore : la valeur de 100 mm, la plus élevée des valeurs sélectionnées a priori, est celle qui nous donne le meilleur résultat.

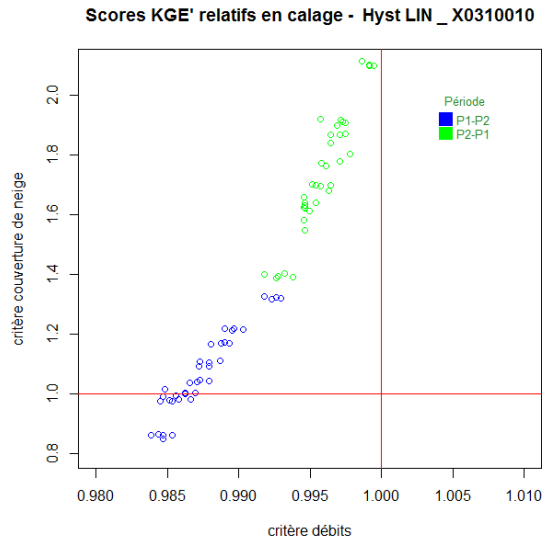


Figure 12 - Scores en calage sur la Durance, Hystérésis linéaire

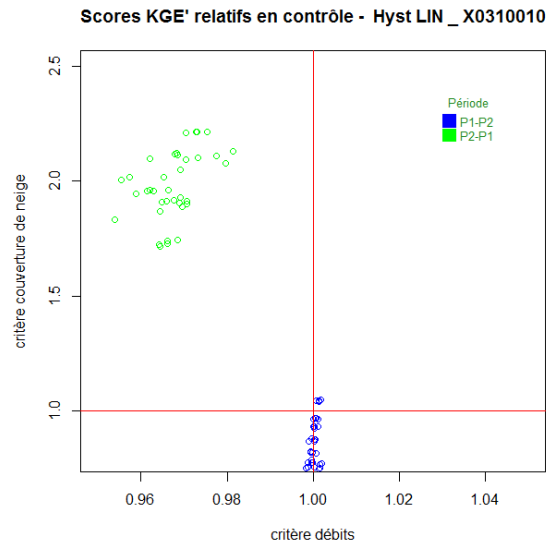


Figure 13 - Scores en contrôle sur la Durance, Hystérésis linéaire

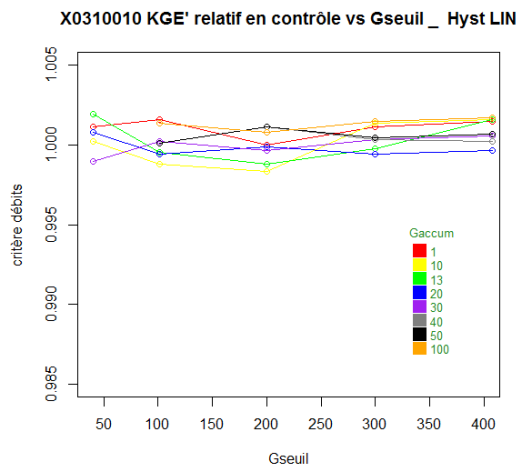


Figure 14 - Sensibilité du score sur les débits, sens P1-P2 - Bassin de la Durance – Hystérésis linéaire

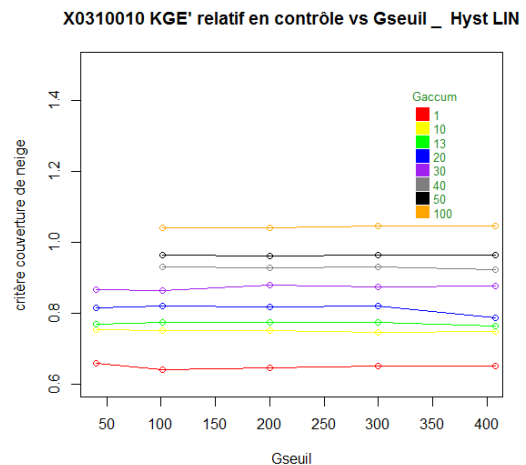


Figure 15 - Sensibilité du score sur la neige, sens P1-P2 - Bassin de la Durance – Hystérésis linéaire

L'hydrogramme, en figure 16, fournit des informations complémentaires. Il montre que la simulation des débits est en retard sur la version de référence (début 2005, mi-2006 et mi-2007), parfois en avance (pic mi-2008) et ne parvient pas à reproduire les événements extrêmes (pics de 2006).

Le graphe comparé des couvertures de neige, figure 17, vient conforter ces dernières remarques, même s'il s'avère parfois difficile à exploiter compte tenu des discontinuités dans la série des observations MODIS. Il montre cependant un manque de réactivité de la simulation en matière de fonte. Ainsi, sur la phase de fonte finale, j'ai constaté qu'il y a presque trois semaines de retard entre les observations et la simulation, pour atteindre une couverture nulle, sur la plupart des

expérimentations. Par ailleurs, la simulation reste notablement plus longtemps en couverture proche de 100% que les observations.

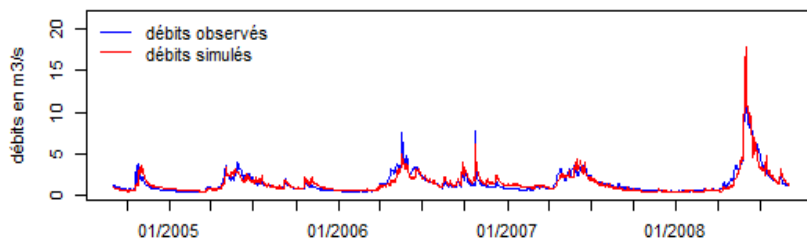


Figure 16 - Hydrogramme Durance – $G_{accum}= 100$ et $G_{seuil} = 407$ – sens P1-P2

Evol. SCA moyenne 5 couches Hyst_LIN seuils : 40 _ 407

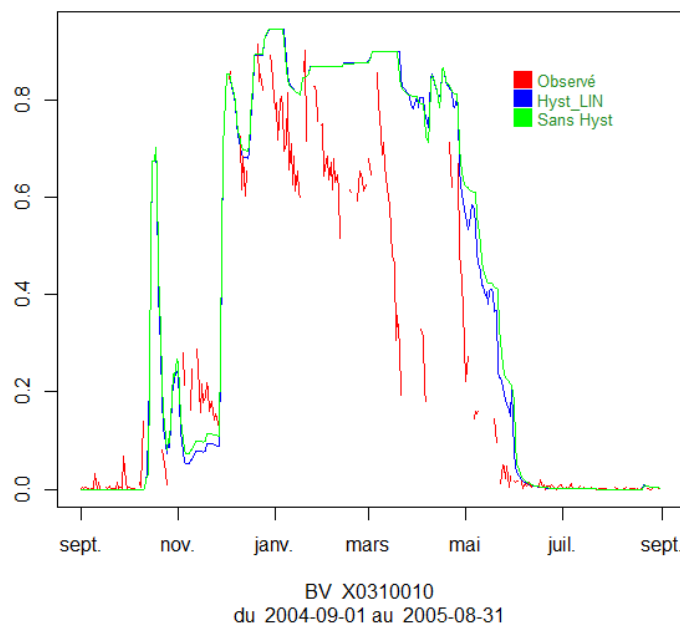


Figure 17 - Evolution comparée de la SCA moyenne sur les 5 couches CemaNeige avec $G_{accum}=40$ mm et $G_{seuil} = 407$ mmsur la Durance, entre le 1er septembre 2004 et le 31 août 2005.

La figure 18 montre l'évolution de la SWE moyenne sur plusieurs années entre version de référence et simulation avec hystérésis linéaire. On constate qu'il n'apparaît pas de différence significative entre les deux.

La figure 19 illustre l'hystérésis visuellement, à titre d'exemple. La SCA est tracée en fonction de la SWE sur la couche 4 de CemaNeige pour la Durance sur l'hiver 2000-2001. Le code couleur est celui de l'arc en ciel : les points oranges puis jaunes sont les plus anciens et les points bleus à violets sont les plus récents. On constate effectivement que la courbe montre une hystérésis, et reproduit donc bien le pattern introduit dans CemaNeige.

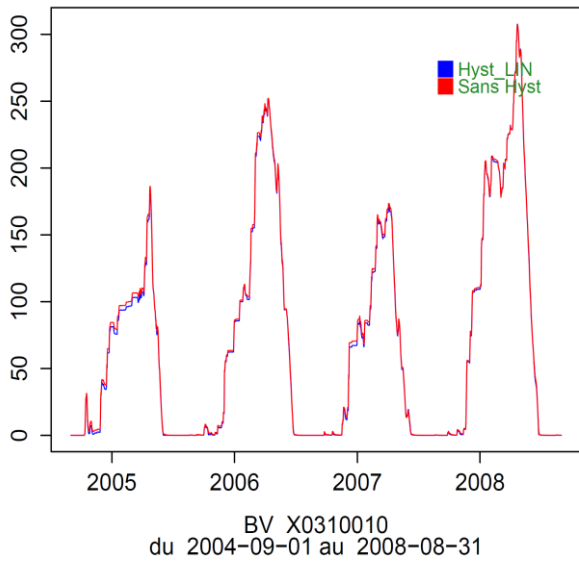


Figure 18 - Evolution pluriannuelle de la SWE sur la Durance pour la version de référence et l'hystérésis linéaire, avec $G_{accum} = 100$ mm et $G_{seuil} = 400$ mm.

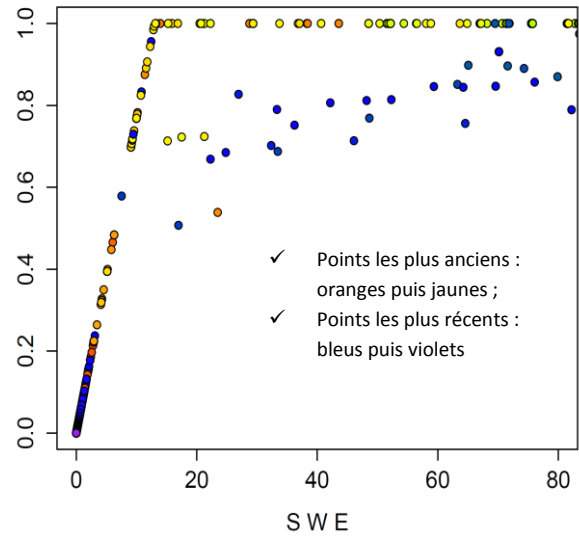


Figure 19 - Diagramme SCA vs SWE sur la Durance – hiver 2000-2001 pour l'hystérésis linéaire, avec $G_{accum} = 100$ mm et $G_{seuil} = 400$ mm. Couche 4.

En ce qui concerne le bassin de la Garonne, il confirme ce qui a été dit et montré ci-dessus, en exacerbant les tendances : la reproduction des débits est moins bonne sur la figure 19 mais les scores sur couvertures de neige sont nettement meilleurs (Figure 20). On notera également que, pour la reproduction des débits, il y a trois valeurs de G_{accum} qui se distinguent en fonction de G_{seuil} : 10, 50 et 100 mm, pour des valeurs de G_{seuil} associées de 100, 200 et plus de 300 mm respectivement.

Après cette analyse de sensibilité, le calage de CemaNeige sur 4 paramètres, en introduisant G_{accum} et G_{seuil} dans les paramètres à caler, va permettre d'apporter une information supplémentaire en permettant d'optimiser la détermination du couple (G_{accum} , G_{seuil}).

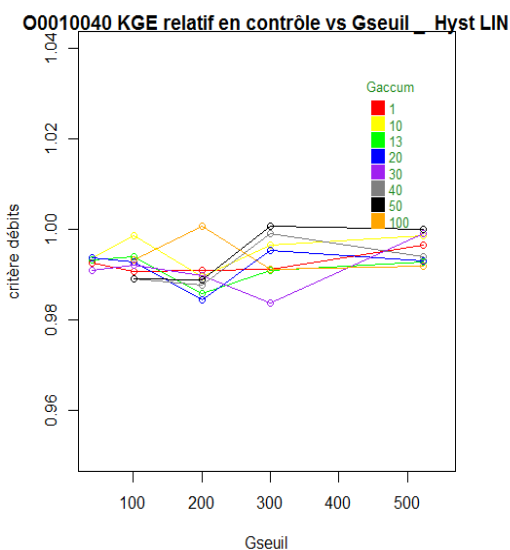


Figure 20 - Sensibilité du score sur les débits, sens P1-P2 - Bassin de la Garonne – Hystérésis linéaire

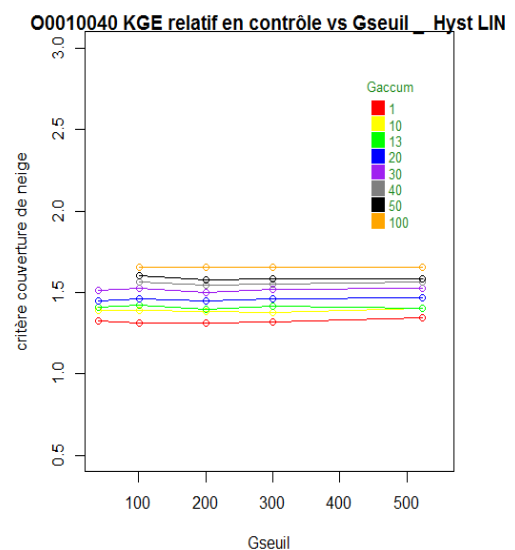


Figure 21 - Sensibilité du score sur la neige, sens P1-P2 - Bassin de la Garonne – Hystérésis linéaire

5.2.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :

Dans cette partie, les paramètres G_{accum} et G_{seuil} sont calés automatiquement en même temps que les deux autres paramètres de CemaNeige et que ceux de GR4J. Par conséquent, les versions de référence ne sont plus identiques à celles utilisées ci-dessus : on utilise celles pour lesquelles la version de base de CemaNeige comprend un paramètre G_{seuil} calé lui aussi de manière automatique (cf. Tables 7 et 8). Les résultats des simulations avec les paramètres optimisés sont donnés dans les tables 9, pour la Durance, et 10, pour la Garonne.

Durance			Calage				Contrôle			
	G_{accum}	G_{seuil}	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$
P1-P2	86	153	1,002	1,001	1,001	1,001	1,001	1,001	1,001	1,001
P2-P1	66	157	1,016	1,007	0,989	0,998	1,023	1,013	1,003	1,009

Table 9 – Durance – Hystérésis linéaire -Critères relatifs avec calage sur les deux seuils.

Garonne			Calage				Contrôle			
	G_{accum}	G_{seuil}	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$
P1-P2	44	440	1,019	1,011	0,987	0,999	1,052	1,024	1,022	1,023
P2-P1	42	190	1,078	1,049	1,005	1,026	1,032	1,053	1,019	1,037

Table 10 – Garonne – Hystérésis linéaire -Critères relatifs avec calage sur les deux seuils.

Le premier constat : les scores relatifs sont presque tous légèrement au-dessus de 1. Ensuite, l'analyse de sensibilité avait conclu qu'une augmentation du G_{accum} donnait les meilleurs résultats. Le calcul d'optimisation donne ici des valeurs de G_{accum} égales à 86 et 66 mm, pas très loin des 50 et 100 mm qui donnaient les meilleurs résultats de l'analyse de sensibilité. La valeur de G_{seuil} est déterminée à une valeur à peine supérieure : 153 et 157 mm.

La Garonne présente une amélioration un peu plus sensible sans être remarquable. Des valeurs de G_{accum} pressenties à la suite de l'analyse de sensibilité, c'est finalement 50 mm qui est la plus proche du calcul d'optimisation qui a déterminé 44 et 42 mm. Pour cette valeur de G_{accum} , cette même analyse de sensibilité donnait un G_{seuil} entre 300 et 500 : on n'en est pas très éloigné pour le sens P1-P2.

Une synthèse de cette comparaison des seuils, par type d'analyse, est présentée dans la table 11. Pour cela, on a sélectionné la meilleure simulation en fonction du critère sur la neige et les débits, donc sur $Combi_{rel}$, pour l'analyse de sensibilité :

Bassin	Sens Périodes	Etude sensibilité		Optimisation	
		G_{accum}	G_{seuil}	G_{accum}	G_{seuil}
Durance	P1-P2	100	407	86	153
Durance	P2-P1	100	407	66	157
Garonne	P1-P2	100	523	44	440
Garonne	P2-P1	50	523	42	190

Table 11 – Hystérésis linéaire – Comparaison des résultats de l'étude de sensibilité avec le calcul d'optimisation.

5.3. Hystérésis log-normale – base Nitta :

5.3.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :

Les graphes de positionnement relatif, figures 22 et 23, montrent des motifs très similaires au cas de l'hystérésis linéaire, que ce soit en calage ou en contrôle. De même, les graphes de sensibilité aux seuils montrent également les mêmes tendances : une absence de sensibilité par rapport à G_{seuil} sur les débits, un étagement des scores en fonction de la valeur de G_{accum} sur la couverture de neige, sachant que c'est également la valeur la plus élevée de G_{accum} qui présente le meilleur score. Si les performances par rapport aux débits sont comparables à celle de l'hystérésis linéaire, il n'en est pas de même pour la reproduction des couvertures de neige : la comparaison de la figure 20 avec la figure 25 montre que l'hystérésis linéaire donne de bien meilleurs résultats.

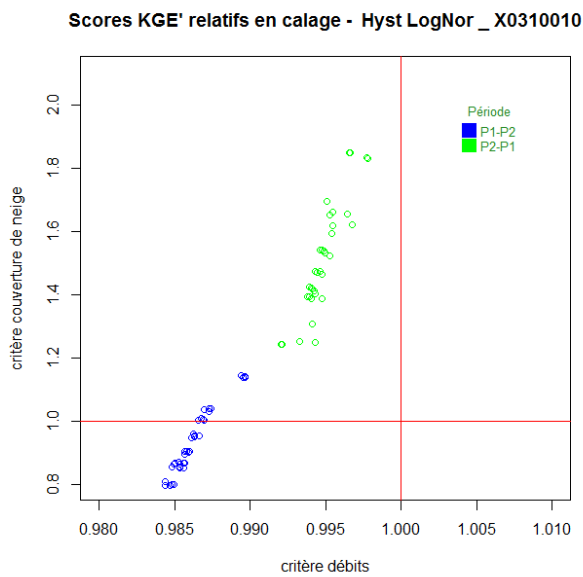


Figure 22 - Scores en calage, sens P1-P2 – Bassin de la Durance – Hystérésis Nitta

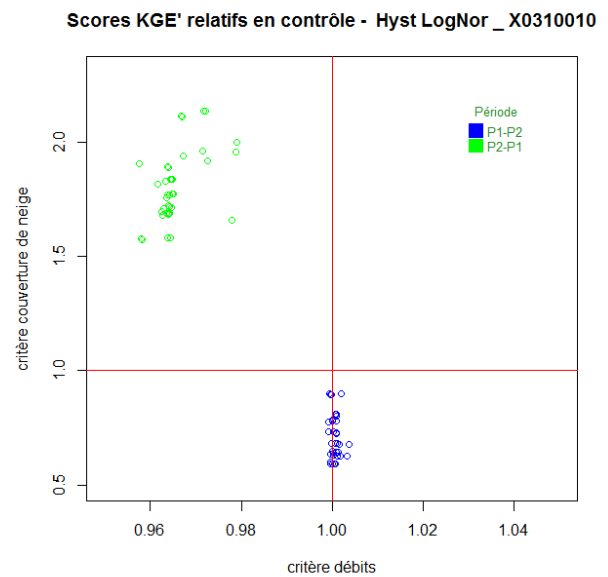


Figure 23 - Scores en contrôle, sens P1-P2 – Bassin de la Durance - Hystérésis Nitta

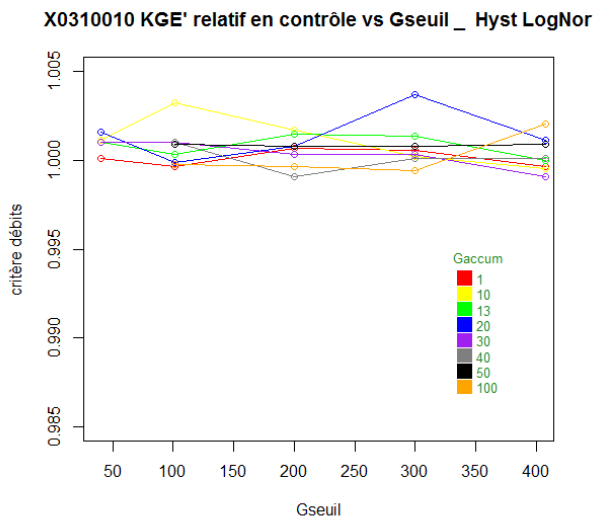


Figure 24 - Sensibilité du score sur les débits, sens P1-P2 - Bassin de la Durance – Hystérésis Nitta

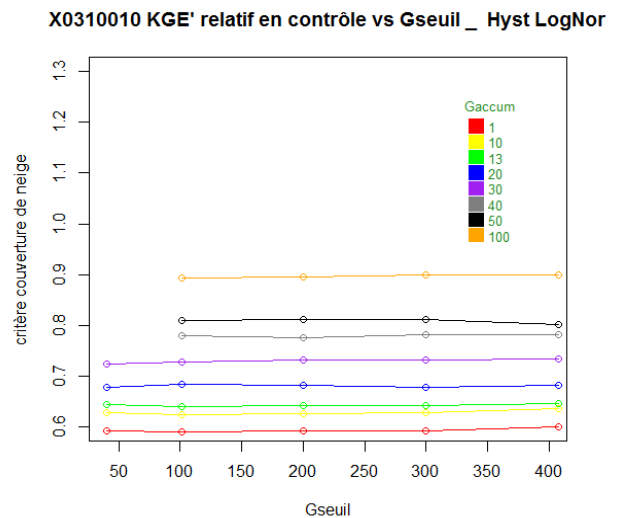


Figure 25 - Sensibilité du score sur la neige, sens P1-P2 - Bassin de la Durance – Hystérésis Nitta

5.3.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :

Les résultats sont résumés dans les tables 12 et 13 ci-dessous.

Durance		Calage				Contrôle				
	G_{accum}	G_{seuil}	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$
P1-P2	120	800	0,923	0,964	0,988	0,976	0,970	0,905	1,013	0,953
P2-P1	116	774	1,012	1,005	0,966	0,986	0,880	0,952	1,043	0,995

Table 12 – Durance – Hystérésis Nitta – Critères relatifs avec calage sur les deux seuils.

Garonne		Calage				Contrôle				
	G_{accum}	G_{seuil}	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$	N_{rel}	K_{rel-Q}	K_{rel-N}	$Combi_{rel}$
P1-P2	70	800	0,996	1,003	0,983	0,993	1,159	1,042	1,022	1,033
P2-P1	85	800	1,067	1,049	1,007	1,027	0,988	1,055	1,046	1,051

Table 13 – Garonne – Hystérésis Nitta – Critères relatifs avec calage sur les deux seuils.

La comparaison des scores des deux bassins versants, en période de contrôle, montre que la reproduction des débits sur la Garonne, quel que soit le sens des périodes, est meilleure que sur le bassin de la Durance, alors que pour la couverture de neige, les scores sont du même ordre de grandeur.

Le second constat est qu'il y a une convergence des seuils vers 100 mm pour G_{accum} et 800 mm pour G_{seuil} , pour les deux bassins versants. Cette dernière valeur est particulièrement élevée et correspond à la borne maximum attribuée au paramètre pendant le calage. Tout d'abord, elle n'a pas été testée dans l'analyse de sensibilité car, à la conception de CemaNeige, il n'avait pas été considéré de valeurs supérieures à la valeur moyenne annuelle des précipitations neigeuses. Ici, on retrouve presque un G_{seuil} égal à 1.5, voire deux fois cette moyenne, pour chaque bassin, respectivement. Elle n'est observée que sur les deux couches les plus élevées de CemaNeige pour la Durance, pendant deux à trois mois durant l'année 2001 uniquement, avec un maximum à 1 200 mm. Pour la Garonne, elle concerne une dizaine de jours seulement, uniquement sur l'année 2005 et sur la couche la plus élevée (max à 845 mm). Enfin, le score $Combi_{rel}$ pour la Durance se révèle être inférieur à celui calculé pour l'hystérésis linéaire : pour la Garonne, c'est l'inverse et l'hystérésis log-normale base Nitta est légèrement plus performante.

La comparaison des seuils se trouve dans la table 14, selon les mêmes critères que pour la table 11. Pour cela, on a sélectionné la meilleure simulation en fonction du critère sur la neige et les débits, parmi les simulations avec calage uniquement sur les débits.

Bassin	Sens Périodes	Etude sensibilité		Optimisation	
		G_{accum}	G_{seuil}	G_{accum}	G_{seuil}
Durance	P1-P2	100	407	120	800
Durance	P2-P1	100	407	116	774
Garonne	P1-P2	100	523	70	800
Garonne	P2-P1	50	523	85	800

Table 14 – Hystérésis Nitta – Comparaison des résultats de l'étude de sensibilité avec le calcul d'optimisation.

On constate que l'analyse de sensibilité donne les mêmes valeurs que pour l'hystérésis linéaire pour chaque bassin versant, quel que soit le sens des périodes.

5.4. Hystérésis log-normale – base Swenson :

5.4.1. Analyse de sensibilité par rapport aux seuils G_{accum} et G_{seuil} :

Cette troisième forme d'hystérésis présente la particularité de faire apparaître un nouveau paramètre en plus des deux seuils : un paramètre de forme appelé N_{fonte} (voir eq. 5). L'effet de ce paramètre de forme sur la courbe d'hystérésis peut être visualisé en annexe 3.

Les résultats sont contrastés, par rapport à l'expérience de référence (figures 25 et 26):

- Pour la Durance, les performances sont comparables voire légèrement meilleures en matière de reproduction des débits ; elles sont meilleures pour la couverture de neige,
- Pour la Garonne, les performances sont globalement moins bonnes, à l'exception de la couverture de neige.

Les graphes de positionnement relatif, figures 26 et 27, montrent les mêmes tendances que les deux autres hypothèses d'hystérésis précédentes, sur les débits. Sur la figure 29, on note une légère pente positive sur la courbe des couvertures de neige : pour un G_{accum} donné, les résultats sont meilleurs pour la valeur de G_{seuil} la plus élevée. La figure 30 présente la sensibilité du critère de débits par rapport à N_{fonte} : les meilleurs scores sont obtenus avec la plus petite valeur testée, soit $N_{fonte} = 0.25$. Le critère sur la couverture de neige figure dans la figure 31 : la meilleure valeur de N_{fonte} est cette fois égale à 0.40.

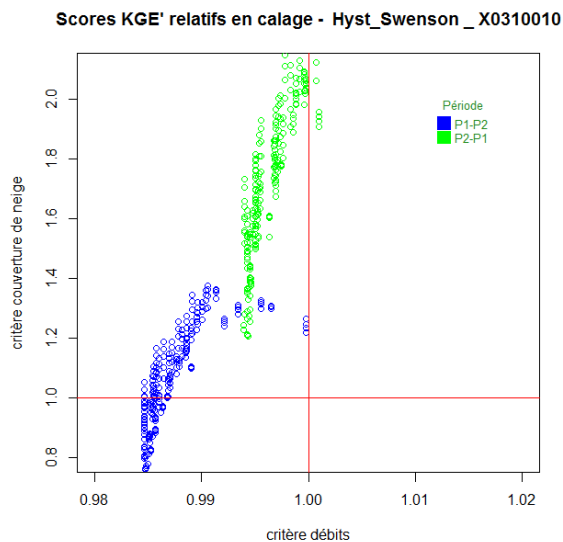


Figure 26 - Scores en calage, sens P1-P2 – Bassin de la Durance – Hystérésis Swenson

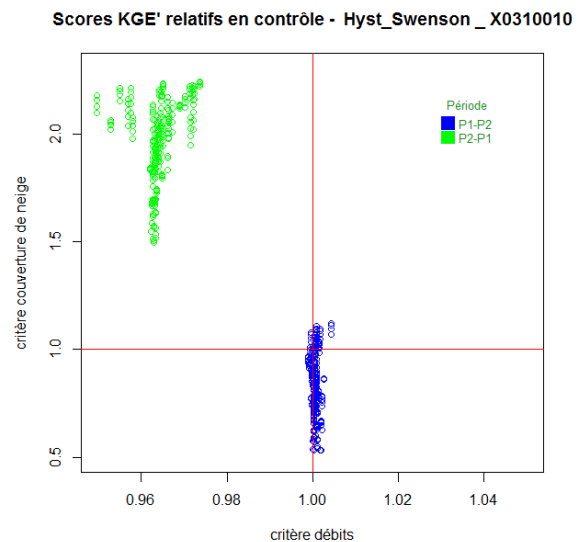


Figure 27 - Scores en calage, sens P1-P2 – Bassin de la Durance – Hystérésis Swenson

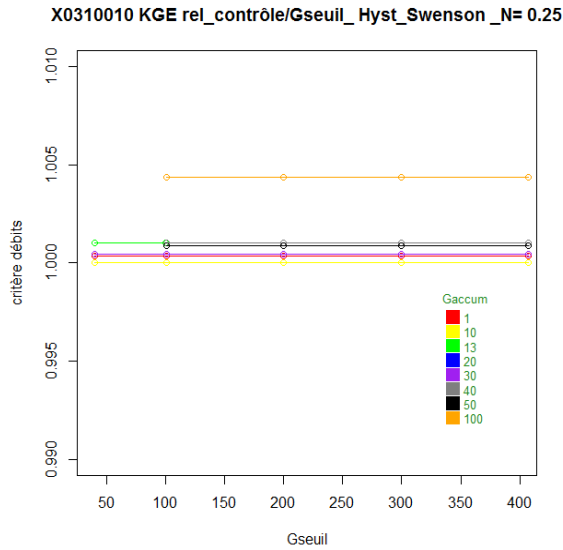


Figure 28 - Scores en calage, sens P1-P2 – Bassin de la Durance – Hystérésis Swenson – N=0.25

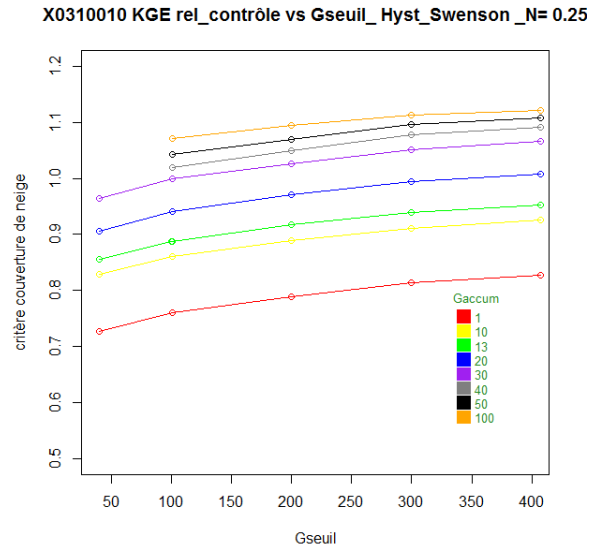


Figure 29 - Scores en calage, sens P1-P2 – Bassin de la Durance – Hystérésis Swenson – N=0.25

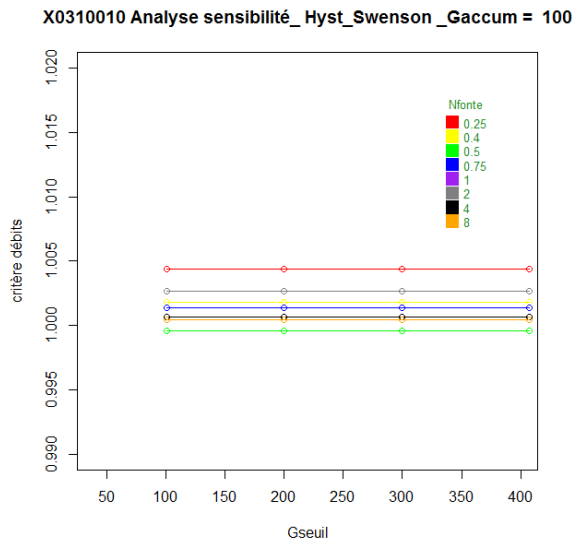


Figure 30 - Durance - Score sur les débits vs G_{seuil} , par valeur de N_{fonte} – $G_{accum} = 100$

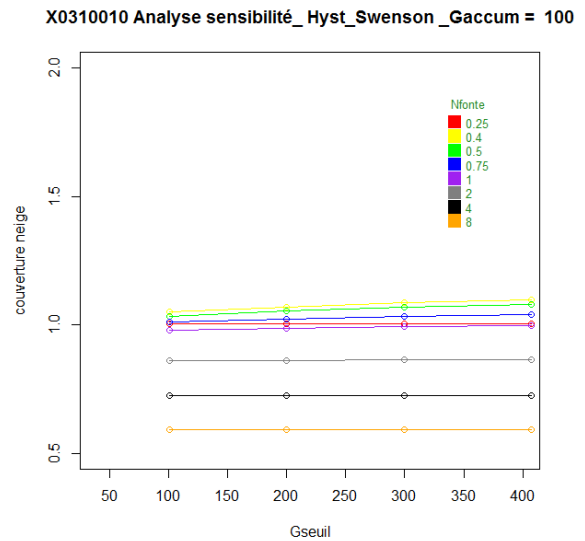


Figure 31 - Durance - Score sur la neige vs G_{seuil} , par valeur de N_{fonte} – $G_{accum} = 100$

5.4.2. Détermination des valeurs optimales de G_{accum} et G_{seuil} :

Les résultats sont résumés dans les tables 15 et 16 ci-dessous. Les tendances observées au §5.4.1 se retrouvent ici aussi dans la comparaison avec l'expérience de référence :

- la performance est légèrement meilleure sur la Durance, tant pour reproduire les débits que la couverture de neige,
- elle est légèrement moins bonne, sur la Garonne, également dans la reproduction de chacune de ces deux variables.

Durance		Calage				Contrôle			
	Gaccum-Gseuil-Nfonte	N _{rel}	K _{rel} -Q	K _{rel} -N	Combi _{rel}	N _{rel}	K _{rel} -Q	K _{rel} -N	Combi _{rel}
P1-P2	31-677-0,25	1,008	1,004	1,025	1,015	1,014	1,019	1,026	1,022
P2-P1	48-700-0,50	1,020	1,010	0,991	1,000	1,037	1,014	1,008	1,011

Table 15 – Durance – Hystérésis Swenson - Critères relatifs avec calagesur les deux seuils et N_{fonte}.

Garonne		Calage				Contrôle			
	Gaccum-Gseuil-Nfonte	N _{rel}	K _{rel} -Q	K _{rel} -N	Combi _{rel}	N _{rel}	K _{rel} -Q	K _{rel} -N	Combi _{rel}
P1-P2	11-53-0,25	1,012	1,007	0,986	0,996	1,028	1,014	0,996	1,006
P2-P1	20-800-0,25	1,078	1,055	1,008	1,030	0,935	1,004	1,034	1,018

Table 16 – Garonne – Hystérésis Swenson - Critères relatifs avec calagesur les deux seuils et N_{fonte}.

La comparaison des seuils se trouve dans la table 17, selon les mêmes critères que pour les tables 11 et 14.

Bassin	Sens	Etude de sensibilité			Optimisation		
		Gaccum	Gseuil	Nfonte	Gaccum	Gseuil	Nfonte
Durance	P1-P2	100	407	0,25	31	677	0,25
Durance	P2-P1	100	407	0,75	48	700	0,50
Garonne	P1-P2	10	100	0,40	11	53	0,25
Garonne	P2-P1	30	523	0,40	20	800	0,25

Table 17 – Hystérésis Swenson -Comparaison des résultats de l'étude de sensibilité avec le calcul d'optimisation.

5.5. Synthèse des tests :

La figure 32 regroupe les résultats des calculs d'optimisation pour chaque forme d'hystérésis testée par rapport au critère relatif sur les débits, pour le bassin de la Durance. Les meilleurs résultats sont enregistrés sur l'hystérésis base Swenson, pour des valeurs élevées de G_{seuil}, supérieures à 650 mm. Pour des valeurs plus faibles de G_{seuil}, on note que l'hystérésis linéaire est plus performante. On retrouve une configuration similaire sur la figure 33 qui présente les résultats des calculs d'optimisation par rapport au critère relatif sur la couverture de neige.

En ce qui concerne le bassin de la Garonne, les résultats de l'hystérésis linéaire se comparent encore plus favorablement par rapport à l'hystérésis base Swenson.

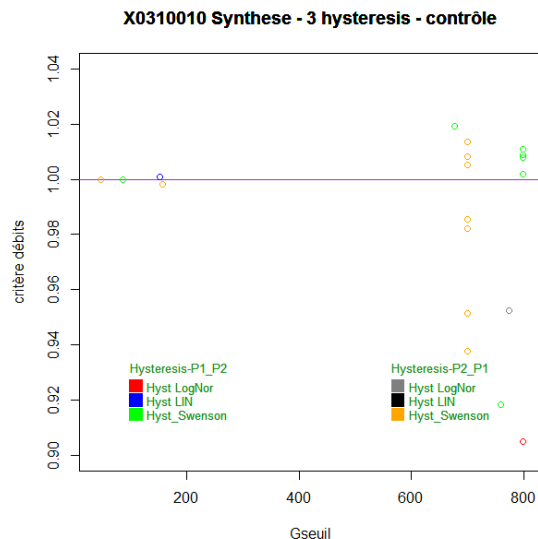


Figure 32 - Durance - Synthèse des calculs d'optimisation – Critère sur les débits

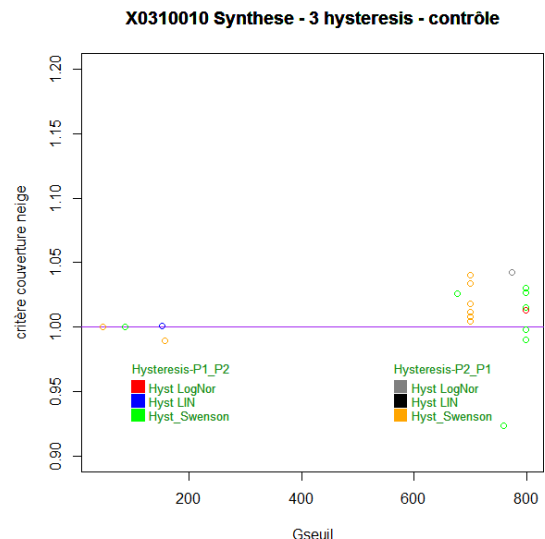


Figure 33 - Durance - Synthèse des calculs d'optimisation – Critère sur la couverture de neige

6. Discussions et perspectives :

6.1. L'hystérésis améliore-t-elle la performance de CemaNeige ?

Les résultats ci-dessus montrent que l'hystérésis n'améliore la performance de CemaNeige sur la reproduction des débits que de quelques pourcents, quelle que soit la formule d'hystérésis choisie. Pour conforter ce résultat, il serait sans doute utile de tester d'autres formulations d'hystérésis. Par contre, l'hystérésis améliore plus sensiblement la reproduction des couvertures de neige, à l'exception des simulations log-normale base Nitta dans le sens P1-P2 : je n'ai pas à ce jour d'explication à donner à ce dernier phénomène, qu'on n'observe d'ailleurs que sur la Durance et pas sur la Garonne.

Mais on peut encore aller plus loin dans l'analyse des performances. En comparant les tableaux triés sur les meilleurs scores sur les débits avec ceux triés sur les meilleurs scores sur la couverture de neige, on constate qu'il n'est pas possible d'avoir à la fois les meilleures performances sur les deux tableaux à la fois : si on choisit la meilleure performance sur les débits, c'est au détriment de celle sur la couverture de neige, et réciproquement. Il semble donc y avoir une antinomie à ce niveau. Doit-on s'en étonner ? L'hystérésis est une fonction qui lie l'équivalent en eau du manteau neigeux et la couverture de neige : elle semble donc théoriquement avoir plutôt pour objectif d'améliorer la reproduction du couvert neigeux.

6.2. G_{seuil} est-il utilisé par CemaNeige ?

Quel était l'objectif poursuivi par Valéry avec l'introduction de G_{seuil} ? Ce n'est pas un seuil à la fonte : c'est le seuil à partir duquel une hétérogénéité du manteau neigeux se fait jour, et où des zones libres de neige apparaissent pendant que des poches de neige subsistent. La disparition hétérogène du manteau neigeux entraîne un ralentissement de la fonte. En-dessous de G_{seuil} , la fonte est ralentie. Mais comme noté au §5.2.1, on observe un manque de réactivité à la fonte : il

y aurait donc plutôt besoin de la maximiser. Ceci peut se faire dans l'algorithme de CemaNeige en maintenant la $P_{\text{enneigée}}$ égale à 1 et en fixant donc G_{seuil} à un niveau plus faible.

La comparaison des tables 11, 14 et 17 montre par ailleurs qu'on trouve une valeur proche de celle fixée par Valéry (2010) dans 6 cas sur 6 pour la Durance et 5 cas sur 6 pour la Garonne, dans les analyses de sensibilité. Certes, ces analyses ne donnent pas de valeurs optimales, mais ce résultat semble conforter le choix fait par Valéry (2010) pour le calcul par défaut de ce seuil. Cependant, en plaçant celui-ci à 90% de la moyenne annuelle des précipitations neigeuses, cela signifie que l'activation de ce seuil est extrêmement rapide, voire même qu'il n'est peut-être même pas dépassé certaines années. Pour le vérifier, j'ai regardé quelles valeurs maximales atteignaient la SWE et avec quelle fréquence, pour les huit années sous revue, sans hystérésis. Pour la couche CemaNeige la plus élevée sur la Durance, sur la période 2001 à 2004, le seuil de 407 mm est dépassé pendant 528 jours, soit environ 3 mois par an ; mais sur la période 2005 à 2008, il ne l'est que pendant 56 jours, dont une semaine sur 2008 et le solde sur 2006. Les mêmes éléments sur la Garonne donnent une image différente : le seuil de 523 mm est dépassé pendant 119 jours sur la couche CemaNeige la plus haute sur la période 2001 à 2004, et pendant 187 jours entre 2005 et 2008. Sur cette base, le calcul par défaut de G_{seuil} ne semble pas devoir être remis en cause.

Les simulations d'optimisation donnent lieu à une gamme de valeurs qui excède de très loin les valeurs maximales observées de SWE (§5.3.2) : dans 4 cas sur 6 pour la Durance (valeurs supérieures à 677 mm) et 3 cas sur 6 pour la Garonne (valeur égale à 800 mm). Pour la Durance, ce seuil n'est atteint que pendant 3 mois uniquement sur l'année 2001. Pour la Garonne, il n'est dépassé que pendant une dizaine de jours en 2005. Ceci signifie alors que G_{seuil} est très peu utilisé par CemaNeige dans le cadre d'un calage automatique et que dans ce cas particulier, CemaNeige se cale sur G_{accum} préférentiellement.

6.3. Fixation de G_{accum} :

La comparaison des tables 11, 14 et 17, dans le cadre des analyses de sensibilité, montre qu'un G_{accum} de 100 mm pour la Durance revient dans 6 cas sur 6 ; pour la Garonne, on retrouve un seuil de 100 mm dans 2 cas, 50 mm dans 2 autres cas et deux valeurs plus faibles pour finir. Dans le cas des simulations d'optimisation, les valeurs de G_{accum} sont variables mais s'étagent entre 31 mm et 120 mm pour la Durance, entre 11 et 85 mm pour la Garonne. Magand et al. (2014) mentionne des seuils à l'accumulation de 13 et 26 mm, c'est-à-dire le bas des fourchettes déterminées ci-dessus. L'existence de ces intervalles milite pour garder G_{accum} comme un paramètre à caler ou bien fixer arbitrairement une valeur dans l'intervalle de 10 à 120 mm.

6.4. La piste du gradient altitudinal de température pour améliorer les performances de CemaNeige :

Un paramètre clé de tout l'édifice de spatialisation d'un module de neige comme CemaNeige réside dans le choix ou le calcul d'un gradient journalier orographique de température. Comme indiqué au paragraphe 3.3, le SPC Alpes du Nord a adopté un gradient calculé localement, à partir des données des stations météorologiques présentes sur le bassin versant étudié. Dans Valéry (2010), une analyse avait été menée à ce sujet dont on trouvera les détails entre les pages 116 et 118 de cette thèse. La conclusion en avait été qu'un léger gain de performance dans la reproduction des débits était observable, mais que sur les autres massifs, il n'y en avait pas.

De même, une analyse avait été faite sur la variation saisonnière de ce gradient, p.109 à 111. Bien qu'une variation non négligeable existe d'un mois sur l'autre, la prise en compte d'un gradient mensuel n'avait pas amélioré les performances de CemaNeige : la moyenne restait le meilleur compromis. Si la volonté est de faire de CemaNeige un module capable de fournir des informations locales, c'est-à-dire au niveau d'un bassin versant précis, il sera sans doute nécessaire de s'inspirer de la démarche du SPC et d'appréhender des températures locales.

6.5. La piste de l'état thermique du manteau :

L'intérêt d'introduire un état thermique du manteau est de permettre d'intégrer l'inertie de celui-ci à la fonte, en retardant le déclenchement de la fonte. On peut s'étonner que l' eT_G ne dépende pas de G explicitement, alors que l'inertie du manteau neigeux est une fonction de son épaisseur intuitivement.

Les calages réalisés pendant cette étude montrent que le paramètre C_{TG} prend une valeur proche de 0.90, valeur assez différente de celle déterminée par Valéry dans sa thèse (0.80 – page 206). Si on remplace dans la formule de l'état thermique du manteau, eT_G , on obtient la relation suivante au pas de temps $n+1$:

$$eT_G(n+1) = 90\% * eT_G(n) + 10\% * T_z \quad (\text{eq.14})$$

La traduction en termes physiques de cette équation n'est pas évidente car cet agrégat n'est explicitement relié à aucune autre variable thermodynamique, hormis la température extérieure. De surcroît, le calcul du stock de froid du manteau ramène au bilan d'énergie des processus en jeu dans le manteau, ce qui n'est pas dans la philosophie initiale de CemaNeige. Gageons que les travaux en cours de Philippe Riboust apporteront un éclairage nouveau sur ce sujet et renouvelleront la problématique, ce qui permettra sans doute d'améliorer les performances de CemaNeige en retour.

6.6. Tests préliminaires sur l'albédo :

Le bilan d'énergie, présenté au §3.1.2, m'a inspiré l'idée de tester ce que donnerait l'introduction d'un albédo dans CemaNeige. J'ai retenu la loi de paramétrisation de la décroissance de l'albédo décrite par Gsell (2014) dans sa thèse. Celle-ci a été adaptée au contexte en remplaçant l'albédo de la glace par l'albédo minimum déterminé au §3.1.1., ce qui donne la formulation suivante :

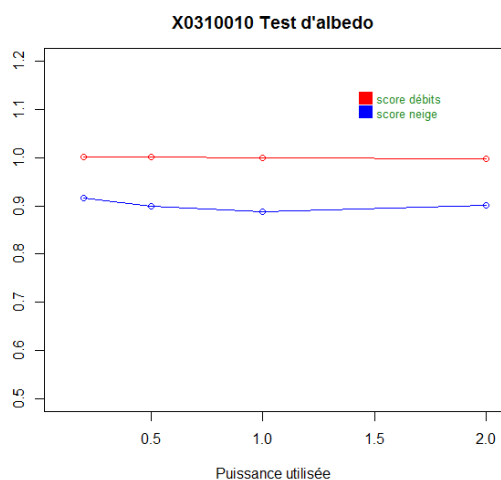
$$\alpha_{\text{neige}}(t) = \alpha_{\text{min}} + (\alpha_{\text{max}} - \alpha_{\text{min}}) \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right) \quad (\text{eq.15})$$

Le temps caractéristique τ de 35 jours a été conservé et les valeurs extrêmes ont été fixées aux valeurs suivantes : $\alpha_{\max} = 0.875$ et $\alpha_{\min} = 0.300$.

Dans l'algorithme CemaNeige, cet albédo a été intégré dans la définition de K_f comme suit :

$$K_f^{\text{albédo}} = K_f \times f(\text{albédo}), \text{ avec } f(\text{albédo}) = \left(\frac{1}{\text{albédo}}\right)^\alpha \quad (\text{eq.16})$$

Plusieurs valeurs de α ont été testées et les résultats obtenus sont présentés dans la figure 33.



Le score sur les débits est très peu différent de 1, quelle que soit la puissance α . Le score sur la neige est décevant. Il s'explique certainement par le fait que l'albédo, comme énoncé plus haut (§3.1.2), est fortement dépendant de l'altitude. Or, je l'ai intégré sans rentrer dans le module de régionalisation de CemaNeige : il y a donc un biais important qui doit exister à ce niveau. Pour intégrer l'albédo en fonction de l'altitude, il serait bon de déterminer un gradient altitudinal, ce qui impliquerait des modifications plus conséquentes des

Figure 34 - Scores sur les débits et la neige avec prise en compte de l'albédo

programmes d'expérimentation. Il est également fortement lié à l'occupation du sol et notamment à la présence ou non de forêts.

Par ailleurs, on pourrait imaginer un calage de α en optimisant les valeurs d'albédo simulées en fonction de données satellites, celles de MODIS. Une analyse préalable de la qualité des données MODIS en termes d'albédo est également souhaitable.

6.7. Correction de la sous-estimation des précipitations solides :

Cette correction est une piste pour corriger les données en entrée de CemaNeige. Magand et al. (2014), comme mentionné au §4.3.2, a constaté une sous-estimation systématique des précipitations solides de l'ordre de 27%. Le SPC Alpes du Nord a de son côté mis en place une correction assez sophistiquée en tenant compte de données locales : cela aboutit à corriger d'un facteur entre 1 et 2.5. Cindy Gosset avait de son côté étudié l'impact d'une correction des précipitations solides en entrée de CemaNeige (Gosset, 2014, pp 47 à 51). Son travail avait porté sur les 3 massifs français les plus vastes (Alpes, Massif Central et Pyrénées) et montré un impact positif significatif de la correction des précipitations solides, ainsi que des températures.

7. Conclusions :

Les expérimentations présentées dans ce rapport montrent que l'introduction d'une hystérésis sur la neige améliore le score sur la reproduction du couvert neigeux, mais très peu le score sur la reproduction des débits : à tout le moins ne le détériore-t-il pas et parfois même l'améliore-t-il. On peut par ailleurs conclure qu'il existe une nette tendance à constater que la poursuite de ces deux objectifs est antinomique à de rares exceptions près, dans le cadre des expérimentations qui ont été menées.

Au niveau des différentes formes d'hystérésis, l'hystérésis linéaire se révèle être la plus simple mais aussi la plus efficace des hystérésis à mettre en œuvre. La formule de Swenson fournit également de bons résultats sur la Durance mais ne confirme pas sur la Garonne, au vu des résultats présentés dans les tables 15 et 16, montrant par-là moins de robustesse en fonction du bassin versant considéré. De fait, cela met aussi en exergue que les tests ont été effectués sur deux bassins versants seulement et qu'une extension de ceux-ci sur un nombre de bassins plus conséquents serait à envisager.

Au final, la poursuite de l'objectif du SPC, à savoir l'amélioration de la reproduction des débits au niveau local, demandera d'utiliser l'hystérésis en combinaison avec d'autres outils. Quelques pistes ont été mentionnées ci-dessus, sans que cette liste soit exhaustive.

Bibliographie :

Clark, M. et al., 2011, Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: a review, *Water Resources Research*, vol 47, W07539

Gosset, C., 2014, Quel apport des données satellite d'enneigement pour le calage d'un modèle hydrologique sur des bassins de montagne ?, mémoire de fin d'études M2 Science de la Terre et de l'Univers HHS, Orsay, 55 pp

Gsell, P.S., 2014, Apports et voies d'amélioration de la représentation des glaciers et de leur évolution au sein d'un modèle hydrologique, thèse de doctorat à l'Université Pierre et Marie-Curie (Paris 6), Ecole doctorale : Hydrologie, 292 pp

Gupta, H.V , Kling, H , Yilmaz, K, Martinez, G.F, Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling, *Journal of Hydrology*, 2009, Vol 377, p 80-91

Hingray, B., Picouet, C., Musy A., 2009, Hydrologie 2 : une science pour l'ingénieur, *Presses Polytechniques et Universitaires Romanes* , 592 pp

Jabot, E., 2013, Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la modélisation hydrologique : du ponctuel au spatial, thèse de doctorat de l'Université de Grenoble, Ecole doctorale : Terre, Univers, Environnement, 231 pp

Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological models, *Hydrological Sciences Journal*, 31(1) : 13-24,

Liston, G. E., 2004, Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models, *American Meteorological Society*, 15 March 2004, p1381-1397

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, *American Meteorological Society*, April 2014, p631-649

Nash, J.E. , Sutcliffe, J.V. , River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 1970, Vol 10, Issue 3, p 282-290,

Nitta, T., et al., 2014, Representing variability in subgrid snow cover and snow depth in a global land model: offline validation, *Journal of Climate*, volume 27, p3318-3330,

Niu, G.-Y., and Z.L. Yang, 2007, An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American basins, *J. Geophys. Res.*, 112, D21101,

Ohmura, A., 2001, Physical basis for the temperature-based melt index method, *Journal of Applied Meteorology*, 40(4); 753-761

Parajka, J., Blöschl, G., 2008, The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models, *Journal of Hydrology* 358, p240-258

Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V., Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 2003, Vol 279, p275-289

Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G.E., Mauser, W., 2008, Is snow sublimation important in the alpine water balance?, *The Cryosphere*, 2, 53-66,

Swenson, S.C., and D.M., Lawrence (2012), A new fractional snow-covered area parameterization for the Community Land Model and its effect on the surface energy balance, *Journal of Geophysical research*, volume 117, D21107,

USACE (US Army Corps of Engineers), 1956, Snow Hydrology, *USACE North Pacific Division*, Portland, Oregon, 437pp

Valéry, A., 2010, Modélisation précipitations - débit sous influence nivale - élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants, thèse de doctorat Agro Paris Tech, 405 pp

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 2 – Sensitivity analysis of the CemaNeige snow accounting routine on 380 catchments, *Journal of Hydrology*, 517, 1176-1187

Vidal, J., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.M. , A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *International Journal of Climatology*, 2010, Vol 30 : 1627-1644

Références sur internet :

<http://webgr.irstea.fr/modeles/journalier-gr4j-2/> : page consultée le 28 avril 2015 : introduction au modèle GR4J et synthèse de fonctionnement

<http://webgr.irstea.fr/modeles/modele-de-neige/> : page consultée le 28 avril 2015 : introduction à CemaNeige

<http://modis.gsfc.nasa.gov/> : page consultée le 21 mai 2015 : site officiel de la Nasa présentant MODIS

http://www.nohrsc.noaa.gov/technology/pdf/NHPM_Conf_20041209_2.pdf : page consultée le 2 juin 2015 : modèle physique du cycle de vie du manteau neigeux

<http://www.eumetcal.org/> : page consultée le 2 juin 2015 : site de l'European Virtual Organization for Meteorological Training

<http://www.sparknotes.com/testprep/books/sat2/chemistry/chapter5section5.rhtml> : page consultée le 24 août 2015 pour le diagramme de phase de l'eau en fonction de l'apport de calories.

http://www.polymtl.ca/recherche/doc/Pres_JourneeRecherche_Fanny_04.ppt : document consulté le 26 août 2015 pour la définition de l'hystérésis

Annexe 1 – Liste des abréviations utilisées

BV : bassin versant

CLSM : catchment land surface model

CN : CemaNeige

GR4J : modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier

IRSTEA : Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture

KGE : Kling-Gupta Efficiency

LSM : land surface model

MNT : modèle numérique de terrain

MODIS : ModerateResolution Imaging Spectroradiometer

NOHRSC : National Operational Hydrologic Remote Sensing Center

NSE : Nash-SutcliffeEfficiency

SAFRAN : Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige

SCA : Snow Cover Area : superficie de couvertneigeux

SCD : snow-cover depletion curve

SCF : snow-cover fraction

SCHAPI : Le service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations

SPAQM : Spatialisation des Précipitations en Zone de Montagne

SPC : service de prévision des crues

SSNOWD :Subgrid Snow Distribution

SWE : Snow Water Equivalent : équivalenten eau du manteauneigeux

USACE : US Army Corps of Engineers

WMO : Organisation Météorologique Mondiale

Annexe 2 – Détail des calculs dans CemaNeige

Extrait de Valéry (2010)

- Extrapolation des données d'entrée

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

$$P_z = P \times \exp[\beta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})]$$

- Calcul de la fraction solide

Si $Z_{med_BV} < 1500m$,

$$FracNeige = f(T_{min}, T_{max})$$

Si $Z_{med_BV} \geq 1500m$,

$$FracNeige = f([-1; +3^\circ C])$$

$$P_G = P_z \times FracNeige \text{ et } P_L = P_z - P_G$$

- Accumulation

$$G = G + P_G$$

$$eT_G = C_{T_G} \times eT_G + (1 - C_{T_G}) \times T_z$$

- Calcul de la fonte potentielle

$$\text{Si } eT_G = 0 \text{ et } T_z > T_f, F_{pot} = K_f \times (T_z - T_f)$$

$$\text{Si } F_{pot} > G, F_{pot} = G$$

- Calcul pourcentage de la zone enneigée

$$\text{Si } G < G_{seuil}, P_{enneigé} = G / G_{seuil}, = 1 \text{ sinon}$$

- Calcul de la fonte effective

$$FONTE = [(1 - V_{min}) \times P_{enneigé} + V_{min}] \times F_{pot}$$

- Actualisation réservoir neige

$$G = G - FONTE$$

- Calcul de la lame d'eau transmise au modèle hydrologique

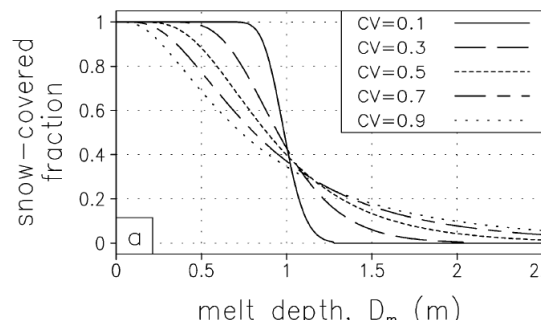
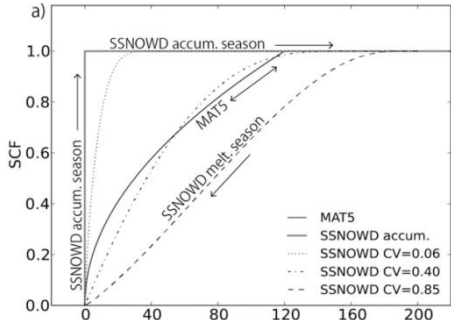
$$Lame_eau = P_L + FONTE$$

En rouge : les 2 paramètres libres à déterminer par calage-contrôle.

Annexe 3 – Synthèse des différentes formes d’hystérésis trouvées dans la littérature.

Noms et paramètres selon la nomenclature de Valéry (2010) pour permettre la comparaison

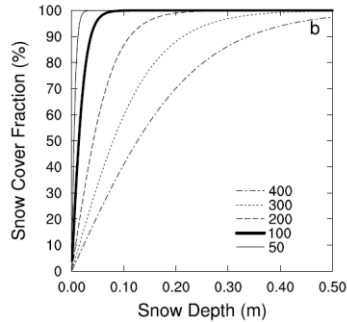
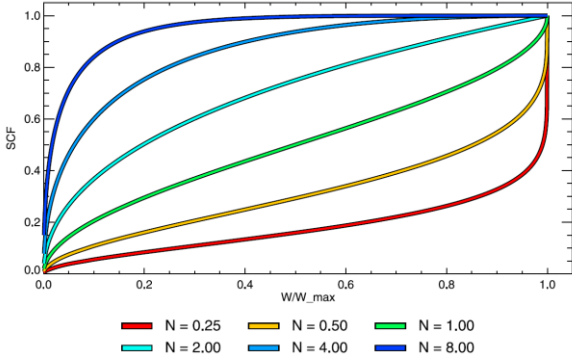
	Valéry (2010)	Magand et al. (2014)
Typologie proposée (famille)	Linéaire	Linéaire
$P_{\text{enneigée}}$ (SCF, snowcover fraction) pourcentage de bassin enneigé, à l’accumulation de la neige	$P_{\text{enneigée}}$ assimilée à la fraction de couverture de neige	$P_{\text{enneigée}} = G / G_{\text{accum}}$ si $G < G_{\text{accum}}$ sinon $P_{\text{enneigée}} = 1$, G_{accum} est un seuil à l’accumulation
$P_{\text{enneigée}}$ à la fonte	$P_{\text{enneigée}} = G / G_{\text{seuil}}$ si $G < G_{\text{seuil}}$ et avec G stock de neige cumulé sinon $P_{\text{enneigée}} = 1$ (page 192)	$P_{\text{enneigée}} = \min (G/G_{\text{accum}}, 1)$ si $dG \geq 0$ $P_{\text{enneigée}} = \min (G/G_{\text{seuil}}, 1)$ si $dG < 0$ avec G_{seuil} seuil de décélération de la fonte ($G_{\text{accum}} \neq G_{\text{seuil}}$)
Valeur de G_{seuil} , quantité de neige au-dessus de laquelle toute la surface du bassin donné est recouverte de neige	$G_{\text{seuil}} = 90\%$ du cumul annuel moyen de neige tombant sur le bassin étudié. Gosset (2014) a aussi effectué des tests avec $G_{\text{seuil}} = 40$ mm (Zaitchik et Rodell, 2009) = 40 kg/m ² car CemaNeige travaille en équivalent eau	13 kg/m ² (page 636), soit 13 mm en équivalent lame d’eau. Problématique de la densité de la neige. Mention p640 d’une valeur de 26 kg/m ² dans Reichle et al. (2011)
Sensibilité à G_{seuil} et G_{accum}	Voir page 209 à 211 de la thèse de Valéry (2010).	Coefficient de corrélation avec Modis passe de 0.88 pour $G_{\text{accum}} = 13$ à 0.47 pour $G_{\text{accum}} = 600$ (page 641)
Sensibilité au type de sol	N/A	Importance de la <u>sublimation</u> : 45% dans l’ablation de la couche neigeuse en forêts (4-7% pour les autres sols)
Température de séparation pluie / neige Température de fonte	intervalle de température [-1 ; +3] °C pour l’estimation des fractions liquides et solides (page 192-1933) en phase d’accumulation ; température de fonte : 0°C	+1°C (page 638)
Rapport taux accumulation / taux fonte	difficile à calculer – dépend du BV	1.65 (page 635)
Zone géographique d’étude	France-Suisse-Suède-Québec, paramètres nationaux	Cours supérieur de la Durance (France). X0310010
Allure générale de la courbe		

	Liston 2004 (SSNOWD)	Nitta et al. 2014 (MAT 5)
Typologie proposée (famille)	Lognormal (parce que la probabilité de distribution de SWE suit une loi log normale)	Lognormal
P _{enneigée} (SCF, snowcover fraction) pourcentage de bassin enneigé, à l'accumulation de la neige	1	P _{enneigée} = min (√(G/G _{seuil}), 1) (page 3321)
P _{enneigée} à la fonte	$P_{enneigée} = \int_{G_{max}}^{+\infty} f(G) dG = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{\ln(G) - \lambda}{\zeta \sqrt{2}} \right)$ avec $f(G) = \frac{1}{G \sqrt{2\zeta}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[\frac{\ln(G) - \lambda}{\zeta} \right]^2 \right\}$, $\lambda = \ln(\mu) - \frac{1}{2} \zeta^2$ et $\zeta^2 = \ln(1 + CV^2)$ où CV est le coefficient de variation de la loi log-normale de distribution et μ la moyenne de neige accumulée (pluriannuelle)	Idem ci-dessus
Valeur de G _{seuil}	N/A	G _{seuil} = 120 kg/m ² , soit 120 mm (page 3328) et valeur fixe de densité de la neige = 300 kg/m ³ (page 3325)
Sensibilité à G _{seuil} et G _{accum}	N/A	N/A
Sensibilité au type de sol	N/A	N/A
Température de séparation pluie / neige	N/A	N/A
Rapport taux accumulation / taux fonte	N/A	N/A
Zone géographique d'étude	Hémisphère Nord – mailles de grande taille – l'auteur s'interroge sur la validité pour des mailles de petite taille	Hémisphère Nord
Allure générale de la courbe		

Note sur la fonction *erfc*, fonction d'erreur complémentaire : $\operatorname{erfc}(z) = 1 - \operatorname{erf}(z)$

Avec $\operatorname{erf}(z) = 2 \Phi(z\sqrt{2}) - 1$, où Φ est la fonction de répartition de la loi normale centrée réduite.

La fonction d'erreur complémentaire apparaît dans de nombreux problèmes de diffusion.

	Niu and Yang (2007)	Swenson and Lawrence (2012)
Typologie proposée (famille)	Transition de phase	Lognormal
$P_{\text{enneigée}}$ (SCF, snowcover fraction) pourcentage de bassin enneigé, à l'accumulation de la neige	-	$S_n = \min(1, kG)$ avec k facteur d'échelle à déterminer empiriquement $P_{\text{enneigée}}(n+1) = 1 - (1 - S_{n+1})(1 - P_{\text{enneigée}}(n))$
$P_{\text{enneigée}}$ à la fonte	$P_{\text{enneigée}} = \tanh\left(\frac{h_{\text{neige}}}{2.5 z_g (\rho_{\text{neige}} / \rho_{\text{nouv}})^{K_f}}\right)$ Avec z_g longueur de rugosité = 0.01, ρ_{neige} : densité de la neige ρ_{nouv} : densité de la neige récente (100 kg/m ³) K_f : facteur de fonte (~ 1.6) Si $K_f = 1$, on peut faire réapparaître $G = h_{\text{neige}} / \rho_{\text{neige}}$	$P_{\text{enneigée}} = 1 - \left[\frac{1}{\pi} \arcsin\left(2 \frac{G}{G_{\text{accum}}} - 1\right)\right]^{N_{\text{fonte}}}$ Avec N_{fonte} , un paramètre empirique contrôlant la forme de la surface enneigée
Valeur de G_{seuil}	N/A	N/A
Sensibilité à G_{seuil} et G_{accum}	N/A	N/A
Sensibilité au type de sol	N/A	N/A
Température de séparation pluie / neige	N/A	N/A
Rapport taux accumulation / taux fonte	N/A	N/A
Zone géographique d'étude	Grands bassins d'Amérique du Nord	Hémisphère Nord
Allure générale de la courbe	 <p>La légende donne différentes valeurs de la densité de la neige</p>	

Résumé

Dans le cadre du processus d'amélioration continue du module de neige de l'IRSTEA, appelé CemaNeige, l'introduction d'une hystérésis dans la relation entre la couverture de neige et la teneur en eau du manteau neigeux a été testée. Dans sa version actuelle, CemaNeige n'utilise qu'un unique seuil, afin de ralentir la fonte. L'introduction d'une hystérésis a d'abord nécessité l'introduction d'un second seuil, qui permette d'acter que le bassin versant est entièrement recouvert de neige.

Plusieurs formes d'hystérésis ont été identifiées grâce à une étude bibliographique : une hystérésis selon une relation linéaire, une autre selon une relation log-normale et enfin une troisième qui s'apparente à une courbe de changement de phase. Pour des raisons de mise en œuvre pratique, seules les deux premières familles d'hystérésis ont été testées et deux formes très différentes d'hystérésis log-normale ont été analysées. Le choix des bassins versants a été limité à un bassin sur les Pyrénées et un autre sur les Alpes.

Le module CemaNeige a été étudié en couplage avec GR4J. Dans un premier temps, une étude de sensibilité a été menée de façon à comprendre comment les critères sur la reproduction des débits et la couverture de neige se comportent, en fonction d'un seuil à l'accumulation et d'un autre au ralentissement de la fonte du manteau neigeux. Puis, ces deux seuils ont été optimisés de manière automatique, en les introduisant comme nouveaux paramètres à caler dans CemaNeige.

Les résultats montrent qu'aucune des hystérésis testées ne permet d'améliorer les scores de reproduction des débits et de la couverture de neige de façon significative, notamment si on s'intéresse à ces deux scores simultanément. A tout le moins, l'introduction de l'hystérésis permet d'améliorer les scores sur la couverture de neige sans dégrader les scores sur les débits.