



HAL
open science

Evolution vers un système hydrométéorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectrique

Aurélien Claude

► **To cite this version:**

Aurélien Claude. Evolution vers un système hydrométéorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectrique. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU031 . tel-00638427

HAL Id: tel-00638427

<https://theses.hal.science/tel-00638427>

Submitted on 15 Nov 2011

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

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

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel :

Présentée par

Aurélien CLAUDE

Thèse dirigée par **Charles OBLED**

et codirigée par **Isabella ZIN**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement**

dans **Terre Univers Environnement**

Evolution vers un système hydro-météorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectriques

Thèse soutenue publiquement le **30 Septembre 2011**,
devant le jury composé de :

Jean-Louis BOILLAT

Docteur EPFL/LCH, Rapporteur

Pierre RIBSTEIN

Professeur UPMC/Sisyphé, Rapporteur

Christophe BOUVIER

Directeur de Recherche IRD/Hydrosciences, Examineur

Eric BRUN

Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées MétéoFrance/CNRM, Examineur

Alain GAUTHERON

Ingénieur Expert, DDT/SPC-Alpes du Nord, Examineur

Christian PERRET

Ingénieur Expert, EDF/DTG, Examineur

Charles OBLED

Professeur, Grenoble INP, Directeur de thèse

Isabella ZIN

Maître de Conférences, Grenoble INP, Co-Directeur de thèse



Prévoir consiste à projeter dans l'avenir ce qu'on a perçu dans le passé, ou à se représenter pour plus tard un nouvel assemblage, dans un autre ordre, des éléments déjà perçus. Mais ce qui n'a jamais été perçu, et ce qui est en même temps simple est nécessairement imprévisible.

Henri Bergson , (1859-1941)

Remerciements

Tout d'abord, d'une façon générale, je souhaite remercier toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réussite de cette thèse. D'avance merci à tous ceux que je risque d'oublier..

Je tiens à remercier tout d'abord **Thierry Lebel**, Directeur du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement de Grenoble, pour m'avoir accueilli au sein de son établissement et fait profiter de ses grands conseils.

Mes plus grands remerciements sont bien évidemment adressés à ma directrice de thèse, **Isabella Zin**, Maître de Conférence à Grenoble-INP, pour son appui, tant technique que scientifique, ses nombreux conseils, ses diverses remises en questions, sa patience, tout au long de la thèse. Sache que cela a été une fierté d'avoir été ton premier doctorant..

Un grand merci au Professeur **Charles Obled**, pour avoir dirigé également cette thèse, apporté un soutien important et un recul scientifique indispensable, tant concernant le domaine de l'hydrologie nivale que celui de la modélisation hydrométéorologique. Cela a été un honneur de travailler à ses côtés.

Merci donc à mes deux encadrants, pour leur patience, mais également parfois pour leur détermination qui m'ont permis de progresser.. Cela a été un grand plaisir également de partager ensemble les visites (peu nombreuses hélas) des aménagements hydroélectriques, des stations météorologiques, etc..

Un remerciement tout particulier à **Alain Gautheron**, chef du Service de Prévision des Crues Alpes du Nord, financeur des travaux, qui a suivi également de très près l'évolution de la thèse, et a pu nous faire profiter de sa vision "d'opérationnel". Je tiens également à le remercier pour sa gentillesse, ses nombreuses qualités humaines, sa constance, etc., et son coup de main pour le sprint final..

Par ailleurs, je remercie chaleureusement l'ensemble des membres du jury qui ont accepté d'évaluer mes travaux de thèse : **Pierre Ribstein**, Professeur UPMC, car j'ai eu l'honneur d'étudier sous sa direction à Paris, et qui finalement a accepté d'être Rapporteur de mes travaux de thèse, merci pour tous ses conseils et son expertise, **Jean-Louis Boillat**, Docteur du Laboratoire de Construction Hydraulique de l'EPFL, en premier pour avoir accepté la collabo-

ration et nous avoir donné accès à l'outil de modélisation, enfin d'avoir été Rapporteur de ma thèse, merci pour ses conseils et sa gentillesse, **Christophe Bouvier**, Directeur de Recherche à HydroSciences-IRD de Montpellier, de s'être déplacé pour me faire part de son expertise sur mes travaux en tant qu'Examineur, mais également pour avoir été le président de séance, **Eric Brun**, Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées de MétéoFrance/CNRM, pour avoir accepté d'être également Examineur de mes travaux de thèse, surtout pour la qualité et l'exhaustivité de son expertise, **Christian Perret**, Ingénieur Expert EDF-DTG, en premier pour avoir accepté sans aucune hésitation à participer au comité de suivi de ma thèse, donc pour nous avoir apporté une large connaissance du fonctionnement des aménagements et de nombreux conseils pour les modéliser, puis en second pour avoir examiné mes travaux avec une grande attention, merci également pour sa gentillesse.

Le comité de suivi de thèse était également composé de **Benoît Hingray**, que je tiens à remercier, pour son attention et son aide, notamment concernant l'outil de modélisation et la représentation des processus nivaux. Merci également à **Joël Hautier**, Référent Sûreté Hydraulique EDF-UP, pour l'accès aux données liées aux aménagements mais également pour son expertise concernant la compréhension de leur fonctionnement. Enfin, je tiens également à adresser mes remerciements à **Frédéric Gottardi**, pour son soutien et ses conseils.

Je remercie bien évidemment tous mes collègues thésards, mais également post-doc, ITA, etc., du LTHE pour leur sympathie, leur soutien et leurs conseils, je pense notamment en premier à Matthias, Matthieu, Renaud, Rémi, Joris, Olivier, Gérémy, Davide, Eric, Kadidia, Laurent, etc.. Un remerciement tout particulier à la FIASCO team, avec qui j'ai passé d'agréables moments, notamment ces sacrées pauses café, que je n'oublierai jamais... Un clin d'oeil spécial pour tous les collègues qui m'ont supporté de très près : Tien Dung, Sounmaila, Guillaume, Ossnatou, Christine, etc.. et enfin à tous les copains de la LTHE soccer team, sacrée championne du campus universitaire de Grenoble..

Un merci tout particulier à Javier Garcia-Hernandez, collègue et néanmoins ami de l'EPFL-LCH, pour tous les conseils qu'il m'a donnés et la sympathie qu'il m'a témoignée pendant ces trois ans.

Je n'oublie pas le personnel du SPC-AN, notamment Lionel Hugues et Pascale Vayssier, pour leur sympathie et leur attention qu'il m'ont témoignées sur le terrain, pendant les superbes tournées des stations hydrométéorologiques.

Un grand merci à mes étudiants : Pierre, que j'ai eu la chance d'encadrer en stage de Master 2, qui n'a pas hésité à beaucoup s'investir (même si je ne lui ai pas assez dit), et Thomas, Julien et Pierre dans le cadre des Ateliers de l'Ingénierie. Je tiens à les remercier tout particulièrement pour l'investissement et l'intérêt qu'ils ont portés à notre étude.

Ensuite, car je pense que sans eux rien n'aurait été possible, et que leurs encouragements ont largement contribué à la réussite de ce travail, en premier à ma très chère **famille**, mes parents, frères et soeurs (tu vois Jérôme j'ai enfin trouvé..) et également à tous mes amis..

Enfin, plus que tout, un énorme merci, à ma chère et tendre, Célia, pour son soutien dans les moments les plus durs mais sans doute inévitables où le doute s'installe, les jours se rallongent, les nuits raccourcissent, etc., mais également pour la préparation du pot, merci pour tout..

Nous tenons donc à remercier le Service de Prévision des Crues Alpes du Nord, co-financeur du projet ALCOTRA-RiskNat. Nous adressons également nos remerciements au service de la Division Technique Générale d'EDF de Grenoble pour la cession gratuite au titre de la recherche d'un jeu conséquent de données, et pour l'intérêt que son équipe de recherche a porté à notre travail. Nous remercions également à ce même titre Météo-France, notamment le Centre d'Etude de la Neige. Merci également au Laboratoire de Construction Hydraulique pour l'accès à l'outil de modélisation Routing System 2.

*Pour la version finale.
Grenoble, le 12 octobre 2011.*

Résumé

La prévision des crues de l'Isère en amont de Grenoble est une préoccupation majeure du SPC AN qui souhaite faire évoluer son système en intégrant une prévision hydrométéorologique, afin de pouvoir étendre les délais d'anticipation. Ce bassin, de régime à dominante nivale intègre un important dispositif hydroélectrique modifiant le régime naturel des écoulements. Le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers, d'une surface proche du millier de km², comporte les caractéristiques typiques de l'ensemble du bassin. Il constitue une zone test idéale qui permettra d'appréhender judicieusement la modélisation hydrologique complète à terme du bassin de l'Isère à Grenoble. Dans le cadre du projet ALCOTRA - RiskNat, le modèle RS2 (Dubois et al., 2000) développé au LCH-EPFL et adapté au contexte Alpin a été employé. Ce modèle constitue un bon compromis entre une approche qui permet d'intégrer les spécificités de la zone d'étude et une souplesse de mise en oeuvre, qui sur le plan opérationnel, est un atout capital. La complexité du réseau hydraulique en présence a impliquée une modélisation en deux étapes : calibration du modèle en conditions naturelles puis intégration des ouvrages. Plusieurs discrétisations spatiales du bassin plus ou moins détaillées ont été proposées pour représenter les aménagements dans le modèle. Ces discrétisations spatiales ont permis dans un premier temps d'analyser l'impact de la représentation des forçages météorologiques sur les termes du bilan hydrologique simulé en conditions naturelles au pas de temps journalier. Dans un second temps, un découpage en 11 sous-bassins a été conservé afin de représenter les aménagements. On montre qu'une méthode simple pour les considérer peut s'avérer suffisante, à condition d'introduire dans le modèle la série temporelle des débits sortants du réservoir du Tignes. Par ailleurs, une relation d'équivalence pour la représentation des prises d'eau permet de favoriser la souplesse du modèle. Néanmoins, à terme, cet outil doit permettre au SPC de se baser sur une estimation fine du débit de crue, ce qui exige d'intégrer un pas de temps horaire, adapté au temps de réponse du bassin et aux échéances d'émission des prévisions. La mise en oeuvre de cette prévision horaire est alors plus complexe et requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques et hydrauliques. Un premier diagnostic a été proposé pour identifier les points critiques de ce passage à l'horaire et fournir des pistes pour l'implémentation en opérationnel. Des premiers résultats encourageants de modélisation horaire, sur plusieurs sous-bassins, d'abord non aménagé puis aménagé, sont présentés.

Mots-clés : prévision des crues, aide à la décision, régime nival, aménagements hydroélectriques, modélisation hydrologique, discrétisation spatiale, précipitation.

Abstract

The flood forecasting of the Isere River upstream Grenoble is a major concern of the SPC NA wanting to change its system to an integrated hydrometeorological forecasting to extend the time of anticipation. This basin whose surface is about several thousand kilometers square and with a snowmelt dominated regime, integrate an important hydro-electric device modifying the flows natural regime. The Moûtiers Isere River subbasin has a surface close thousands of square kilometers and the typic characteristics of the entire basin. It is a ideal test zone that will appropriately apprehend the hydrological modeling of Grenoble Isere River basin. In the framework of ALCOTRA -RiskNat project RS2 Model developed at the LCH-EPFL (Dubois et al., 2000) and adapted to the Alpine context was used. It is a good compromise between an approach that integrates the large specificity of the study area and flexibility of implementation, which operationally is a considerable asset. The complexity of this hydraulic network implied a two steps modeling : model calibration in natural conditions then integration of the hydro-electric device. Many spatial discretizations of the basin more or less detailed, have been devised to represent the hydropower plant into the model. These spatial discretizations allowed in first time to analyze the impact of the representation of meteorological forcing on the simulated water balance terms in natural conditions, and at the daily time step. In a second time, a discretization in 11 subbasins has been preserved in order to represent the hydropower plant. We show that a simple method to consider them may be sufficient, on condition to introduce into the model the temporal serie of Tignes reservoir outflows. Furthermore, an equivalence relation for the representation of water intake helps to promote flexibility of the model. However, over time, this tool must allow the SPC forecasting to be based on an estimate fairer and more accurate flood flow, which requires integrating a hourly time step, suitable basin response time and the deadlines for issuing forecasts. The implementation of this hourly forecasting is more complex and requires a more detailed process of hydro-meteorological and hydraulics. A first diagnosis was proposed for identify the critical points of this passage to the hourly time step and provide tracks for the operationnal implementation. Encouraging initial results of hourly modeling, on many subbasins, first not influenced next influenced, are presented.

Key-words : flood forecasting, decision making, nival regime, hydropower plants, hydrological modeling, spatial discretization, precipitation.

Table des matières

INTRODUCTION	1
Les crues de l'Isère	1
Contexte de l'étude	4
Objectif de l'étude	7
Organisation du document	9

PARTIE I

L'ISÈRE À MOÛTIERS : UN BASSIN NIVAL INFLUENCÉ

1	ZONE D'ÉTUDE	15
1.1	Situations géographique, géomorphologique et hydrogéologique	16
1.2	Situation climatique	20
1.3	Situation hydrologique	22
1.4	Les ouvrages hydroélectriques de la Tarentaise	27
1.5	Synthèse du chapitre	36
2	DONNÉES DISPONIBLES	39
2.1	Caractéristiques du bassin	40
2.2	Données descriptives du réseau hydroélectrique	41
2.3	Base de données hydrométéorologiques	47
2.4	Synthèse du chapitre	74
3	ANALYSE DU RÉGIME HYDROMÉTÉOROLOGIQUE	75
3.1	Introduction	75
3.2	Régime météorologique	76
3.3	Régime hydrologique	89
3.4	Synthèse du chapitre	107

PARTIE II

CHOIX DU MODÈLE ET STRATÉGIE DE MODÉLISATION

4	CHOIX DU MODÈLE DE PRÉVISION DES CRUES	115
4.1	Modélisation hydrologique en zone de montagne	116
4.2	Routing System 2 : modélisation hydrologique des bassins montagneux aménagés . . .	121
4.3	Synthèse du chapitre	145
5	STRATÉGIE DE MODÉLISATION	147
5.1	Introduction	147
5.2	Stratégie de modélisation	148
5.3	Discrétisations spatiales testées du bassin versant	151
5.4	Spatialisation des données météorologiques	167
5.5	Procédure de calage et de validation des modèles	175

PARTIE III

MODÉLISATION AU PAS DE TEMPS JOURNALIER

6	SIMULATIONS RÉALISÉES EN CONDITIONS PSEUDO-NATURELLES	189
6.1	Incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur le bassin	190
6.2	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les simulations	219
6.3	Synthèse du chapitre	265
6.4	Conclusion sur les simulations réalisées en conditions pseudo-naturelles	272
7	PRISE EN COMPTE DES OUVRAGES HYDROÉLECTRIQUES ET IMPACT SUR LES SIMULATIONS DE DÉBIT	273
7.1	Introduction	273
7.2	Comparaison préliminaire des débits simulés sans ouvrages avec les débits observés . .	274
7.3	Intégration dans le modèle de l'aménagement de la retenue de Tignes (1 ^{ère} phase) . .	276
7.4	Intégration dans le modèle des aménagements de Malgovert, des Saucés et de la dérivation vers la retenue de Saint-Guérin (2 ^{me} phase)	288
7.5	Est-il important de considérer chaque prise individuelle plutôt qu'une prise équivalente ?	299
7.6	Synthèse du chapitre	315

PARTIE IV
VERS UNE MODÉLISATION AU PAS DE TEMPS HORAIRE

8	VERS UNE PRÉVISION HORAIRE	327
	8.1 Pourquoi le pas de temps horaire?	327
	8.2 Qu'implique l'évolution vers la prévision horaire?	329
 9	 ESTIMATION DES FORÇAGES MÉTÉOROLOGIQUES HORAIRE	 335
	9.1 Estimation des champs horaires de précipitation	336
	9.2 Estimation des forçages horaires de température et d'ETP	347
 10	 RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE LA MODÉLISATION HORAIRE	 351
	10.1 Stratégie de modélisation au pas de temps horaire	352
	10.2 Résultats préliminaires de la modélisation horaire	354
 CONCLUSION GÉNÉRALE		 365

ANNEXES

A	COMPTE-RENDU DE LA CRUE DE L'ISÈRE À GRENOBLE DE MAI 2010	385
 B	 LES CARACTÉRISTIQUES DU BASSIN	 389
	B.1 Les formations géologiques	389
	B.2 Les formations pédologiques	390
	B.3 Situation d'occupation des sols	391
 C	 LES ÉTAPES DE LA PROCÉDURE D'ESTIMATION DES CARACTÉRISTIQUES	 395
	DU BASSIN	395
	C.1 Choix de la résolution du futur MNT	395
	C.2 Pré-traitement du MNT	395
	C.3 Extraction du MNT du bassin	397
	C.4 Détermination des caractéristiques du bassin	398

D	LES CARACTÉRISTIQUES DU DISPOSITIF HYDROÉLECTRIQUE	399
E	LES CARACTÉRISTIQUES DES STATIONS HYDROMÉTÉOROLOGIQUES	409
F	DÉCOUPAGE DES ZONES SYMPOSIUM (RÉANALYSES SAFRAN)	411
G	CALCUL DU RAYONNEMENT EXTRA-TERRESTRE	413
H	CORRÉLATIONS MULTIPLES POUR LE COMPLEMENT DES LACUNES DES SÉRIES DE MESURE	415
I	LA CLASSIFICATION EN TYPES DE TEMPS D'EDF-DTG	419
J	ANALYSE DE LA MÉTÉOROLOGIE DU BASSIN	421
	J.1 Cumul annuel moyen de précipitation	421
	J.2 Cumul mensuel moyen de précipitation	423
	J.3 Gradient mensuel moyen de précipitation	423
	J.4 Gradient mensuel moyen de température	423

K	CODE MATLAB DE MODÉLISATION D'UNE PRISE D'EAU ÉQUIVALENTE	427
L	LES 5 DÉCOUPAGES SPATIAUX DU BASSIN TESTÉS	431
M	CORRÉLATION DES CUMULS DE PRÉCIPITATION ENTRE LES 3 ESTIMATIONS TESTÉES AUX ÉCHELLES ANNUELLES, MENSUELLES ET JOURNALIÈRES	435
N	CORRÉLATION DES CUMULS DE PRÉCIPITATION JOURNALIER PAR SEUIL (10MM, 30MM PUIS 50MM) ENTRE LES 3 ESTIMATIONS TESTÉES ET EN FONCTION DU DÉCOUPAGE SPATIAL DU BASSIN	445
O	RÉCAPITULATIF DES VALEURS DE PRÉCIPITATION MENSUELLE MOYENNE SELON LES 3 ESTIMATIONS TESTÉES (DÉCOUPAGE N2)	465
P	CORRÉLATION DES ESTIMATIONS DE PRÉCIPITATION EDF ET SAFRAN AVEC LES OBSERVATIONS DES STATIONS	467
Q	VISUALISATION DE PREMIER NIVEAU DES MODÈLES N1 À N4	473
R	SENSIBILITÉ DES PARAMÈTRES À LA DISCRÉTISATION SPATIALE DU BASSIN EN FONCTION DES 3 ESTIMATIONS DE PRÉCIPITATION TESTÉES	479
S	CORRÉLATION DES DÉBITS SIMULÉS ET DES DÉBITS NATURELS RECONSTITUÉS POUR LES SOUS-BASSIN DE TIGNES, MALGOVERT INTERMÉDIAIRE ET MOÛTIERS INTERMÉDIAIRE EN FONCTION DU FORÇAGE DE PRÉCIPITATION TESTÉ ET DU DÉCOUPAGE SPATIAL	483
T	RÉSULTAT DES SIMULATIONS D'ÉCOULEMENTS GLACIAIRES, LENTS ET RAPIDES, ET BILAN HYDROLOGIQUE (DÉCOUPAGES N1 ET N2)	497
	T.1 Part d'écoulements glaciaires et d'écoulements lents et rapides simulées (découpages N1 et N2)	497

T.2	Bilan hydrologique des simulations obtenues pour les sous-bassins des découpages N1 et N2	497
U	IMPACT DU DÉCOUPAGE SPATIAL ET DE L'INCERTITUDE LIÉE À L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS SUR LES TERMES SIMULÉS DU BILAN HYDROLOGIQUE	507
U.1	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les termes du bilan hydrologique simulés à l'échelle mensuelle inter-annuelle	507
U.2	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les termes du bilan hydrologique simulé en période de crue	507
V	MÉTHODE DE CALAGE AUTOMATIQUE DREAM	519
W	SIMULATIONS DU MODÈLE SANS OUVRAGES I1	521
X	VISUALISATION DE PREMIER NIVEAU DES MODÈLES INTÉGRANT LES OUVRAGES	525
X.1	Visualisation de premier niveau des modèles I2 à I3 intégrant les ouvrages	525
X.2	Visualisation de premier niveau des modèles N5I3 des sous-bassins Ponturin-Sachette et de Roselend	525
Y	RÉSULTAT DE LA VALIDATION CROISÉE POUR L'ESTIMATION DU FORÇAGE HORAIRE DES PRÉCIPITATIONS	531
Z	RÉSULTAT DES SIMULATIONS HORAIRES SUR LE SOUS-BASSIN DE VAL D'ISÈRE	533

Liste des figures

1	Crue de l'Isère à Grenoble du 2 novembre 1859 (photo avec vue sur le jardin de ville).	2
2	Carte de vigilance crue élaborée par le Service de Prévision de Crue des Alpes du Nord (journée du 31 mai 2010 ; pour plus d'informations sur la crue, voir annexe A).	5
3	SPC Alpes du Nord : nécessité d'évoluer vers une modélisation de type précipitation-débit afin d'étendre ses délais de prévision et son secteur de surveillance des cours d'eau (cas de la crue d'octobre 2000).	7
1.1	Localisation de la zone d'étude : le bassin de l'Isère à Moûtiers.	17
1.2	MNT du bassin de l'Isère à Moûtiers.	18
1.3	Occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers par tranche d'altitude.	19
1.4	Carte d'occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers.	20
1.5	Météorologie du bassin de l'Isère à Moûtiers. Précipitations (estimations EDF) et températures (méthode IDW avec les observations) mensuelles moyennes sur la période 1997-2005.	21
1.6	Hydrographie du bassin de l'Isère à Moûtiers. V :Val d'Isère, S :Sainte-Foy, B :Bourg-St-Maurice, A :Aime.	23
1.7	Glaciers des sources de l'Isère (source : Gernez).	24
1.8	Profil en long de l'Isère depuis sa source (Glaciers des sources de l'Isère) jusqu'à Moûtiers.	24
1.9	Les différents régimes du bassin de l'Isère jusqu'en amont de Grenoble (Source : DREAL Rhône-Alpes).	25
1.10	L'Isère à Moûtiers, un bassin à régime nival. Débits moyens mensuels calculés sur la période 1903 à 1960, avant implantation des principaux aménagements hydroélectriques (Source : Banque Hydro).	25
1.11	L'hydroélectricité : un moyen idéal d'ajustement de la production aux heures de pointe. Production d'électricité (MW) par source d'énergie pour le 15/10/2010 (Source RTE).	28
1.12	Loi de fonctionnement d'une prise d'eau selon RS2.	28
1.13	Schéma type des fonctions hydrauliques d'un aménagement hydroélectrique (Jordan (2007)).	29
1.14	Schéma type d'aménagement à accumulation (Multimania (2000)) ; U : usine, B : bassin de compensation.	31
1.15	Géoréférencement du dispositif hydroélectrique du bassin de l'Isère à Moûtiers.	32
1.16	Vue schématique de l'aménagement de la retenue de Tignes.	32
1.17	Vue schématique de l'aménagement de Malgovert.	33
1.18	Vue schématique de l'aménagement des Saucés, de la retenue de Roselend et de l'aménagement d'Ormente.	34
1.19	Retenue du Chevril (barrage de Tignes ; le 15/09/09, depuis la prise du Chevril, avec vue également sur le massif du Mont-Pourri).	35
1.20	Prise d'eau du Chevril (15/09/09).	36
1.21	Conduites forcées de Malgovert. Hauteur de chute dépassant les 900m. (le 18/01/09).	36

2.1	Hypsométrie du bassin de l'Isère à Moûtiers.	41
2.2	Hypsométrie de la surface dérivée totale.	42
2.3	Distribution des débits équipés, des surfaces drainées et des altitudes des prises des aménagements de Tignes-Malgovert et des Saucés.	43
2.4	Cycle saisonnier et hebdomadaire de turbinage. Exemple de la centrale des Brévières.	44
2.5	Localisation des pluviographes.	48
2.6	Répartition altimétrique des stations de précipitation et de température.	49
2.7	Différence des cumuls de précipitation annuels moyens (réanalyses EDF) : sans et avec assimilation des hauteurs de neige.	51
2.8	Localisation des stations de températures.	53
2.9	Localisation des stations limnimétriques.	55
2.10	L'Isère à Moûtiers (et son limnimètre à gauche).	56
2.11	Schéma méthodique pour la reconstitution des débits naturels. On cherche ici à reconstituer les débits naturels du sous-bassin matérialisé par l'aire en noire.	57
2.12	Localisation des points de reconstitution des débits naturels et découpage du sous-bassin considéré pour la reconstitution.	58
2.13	Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes.	59
2.14	Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à Malgovert Amont.	60
2.15	Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à Moûtiers.	61
2.16	Proportion de données manquantes dans les mesures des postes hydrométéorologiques.	63
2.17	Nombre de postes hydrométéorologiques en service par année.	63
2.18	Nombre de jours d'anomalie dans la série de mesure de précipitation à la station de Tignes (test de détection de décalages temporels).	68
2.19	Méthode des cumuls pour la détection des ruptures temporelles des séries de précipitation.	69
2.20	Cumuls des résidus et ellipses de Bois associées (intervalle de confiance à 99%) pour la détection des ruptures temporelles des séries de mesures de <i>précipitation</i> aux stations de Valmorel (en utilisant Moûtiers comme référence) et de Roselend (en utilisant Hauteluce comme référence).	71
2.21	Cumuls des résidus et ellipses de Bois associées (intervalle de confiance à 99%) pour la détection des ruptures temporelles des séries de mesures de <i>température</i> aux stations de Les Allues (en utilisant Val d'Isère comme référence) et de Bourg-St-Maurice (en utilisant Hauteluce comme référence).	72
3.1	Précipitation annuelle observée à quelques stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/01/1997 au 31/12/2006).	76
3.2	Précipitation annuelle moyenne observée aux 13 stations en considérant la période d'étude allant du 01/08/1997 au 31/07/2006.	77
3.3	Précipitation annuelle du bassin de l'Isère à Moûtiers : moyenne spatiale estimée avec les réanalyses EDF sur la période disponible (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	78
3.4	Précipitation annuelle moyenne selon les estimations EDF sur la zone d'étude (période 1997-2004)	78
3.5	Précipitation mensuelle moyenne du bassin de l'Isère à Moûtiers : moyenne spatiale estimée avec les réanalyses EDF sur la période disponible (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	79
3.6	Gradients mensuels moyens inter-annuels de précipitation calculés entre plusieurs stations en distinguant deux périodes de l'année : froide (d'octobre à mars) et chaude (d'avril à septembre), pour toute la période d'étude (de 1997 à 2005).	81

3.7	Fréquence d'apparition (nombre de jours par an) par classe d'intensité de la précipitation observée en stations. Résultats obtenus en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/12/2005).	83
3.8	Température annuelle observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (années hydrologiques du 01/08/1997 au 31/07/2006).	84
3.9	Relation de la température moyenne annuelle observée aux 7 postes avec l'altitude. Considération de l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2006). . .	85
3.10	Température mensuelle moyenne observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	86
3.11	Gradients mensuels moyens inter-annuels de température calculés entre plusieurs stations en distinguant deux périodes de l'année : froide (d'octobre à mars) et chaude (d'avril à septembre), pour toute la période d'étude (de 1997 à 2005).	87
3.12	Cycle hydrologique saisonnier moyen interannuel (IA) de l'Isère à Moûtiers : comparaison entre les débits journaliers observés (Qobs) des périodes 1905-1952, 1992-2006, avec les débits journaliers naturels reconstitués (QNR) sur la période 1992-2006.	89
3.13	Régime hydrologique inter-annuel du bassin de l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers pour la période 1997 à 2005. Précipitation et température estimée à l'altitude médiane du bassin (ou sous-bassin).	91
3.14	Cartographie des surfaces drainées et capacités des grands aménagements du bassin de l'Isère à Moûtiers.	93
3.15	Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère à l'échelle annuelle du 01/08/1997 au 31/07/2005 (différence des débits observés auxquels on a retranché les débits naturels, de ce fait chaque import et stockage sont comptés négativement, et export et déstockage sont comptés positivement).	94
3.16	Régime hydrologique mensuel moyen du bassin de l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers pour la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005. Précipitation et température estimées à l'altitude médiane du bassin (ou sous-bassin).	96
3.17	Débits spécifiques saisonniers naturels reconstitués de l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005) ; ssbvi : sous-bassin versant intermédiaire.	97
3.18	Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère à l'échelle mensuelle moyenne.	98
3.19	Taux mensuel moyen de remplissage de la retenue de Tignes avec valeurs minimales, maximales (bornes inférieure et supérieure de l'enveloppe respectivement) et quantiles 20% et 80%.	99
3.20	Cycle saisonnier de turbinage des principales centrales du bassin de l'Isère à Moûtiers (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005).	99
3.21	Le régime moyen des écoulements observés de l'Isère à Moûtiers ainsi que ses plus grandes crues sur la période 1997 à 2005. Débit journalier moyen et maximal inter-annuel.	100
3.22	Rapport des débits observés et des débits naturels reconstitués en trois points stratégiques du bassin en distinguant périodes de basses et de hautes eaux (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005).	102
3.23	Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère pour quelques jours de crue (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	103
3.24	Pourcentage d'entonnement des prises d'eau par groupement en période de crue (entonnement = rapport du débit dérivé et de la capacité).	105

4.1	Concept du modèle RS2. Exemple de modélisation d'un sous-bassin versant partiellement englacé : considération de trois HU, 1 glaciaire et 2 non-glaciaires.	123
4.2	Concept hydrologique de RS2. Aire gris-foncée : HU glaciaire (modèles Neige et Glacier) ; Aire gris-claire : HU non-glaciaire (modèles Neige, GR3 et SWMM).	124
4.3	Profil en travers trapézoïdale utilisé par RS2 pour le calcul du routage en cours d'eau. Avec : h la hauteur d'eau, B la largeur de base du trapèze, m le fruit de la section.	134
4.4	Comportement typique d'un bassin versant partiellement englacé : l'Isère à Val d'Isère (surface : 46km ² dont 5km ² de surface glaciaire, altitude médiane : 2700m). Précipitations et températures estimées à l'altitude médiane.	137
4.5	Loi de fonctionnement d'une prise d'eau selon RS2.	138
5.1	Stratégie de calibration	150
5.2	Localisation des prises non modélisées	152
5.3	Discrétisation du bassin considérant uniquement la représentation des ouvrages, avec individualité des prises d'eau (40 sous-bassins).	153
5.4	Loi de fonctionnement d'une prise d'eau selon RS2.	154
5.5	Représentation schématique d'une prise d'eau.	155
5.6	Exemple de loi de comportement obtenue d'une prise d'eau équivalente, avec un zoom sur les seuils d'activation des débits réservés (en bas à gauche), et sur les seuils d'arrivée à saturation des prises (en bas à droite).	160
5.7	Discrétisation I2 du bassin considérant uniquement la représentation de l'aménagement de Tignes, ainsi que ses imports (phase 1).	161
5.8	Discrétisation I3 du bassin considérant la représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et d'Ormente, avec considération de la prise équivalente (par groupement des prises) (phase 2).	161
5.9	Discrétisation I4 du bassin considérant la représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et d'Ormente, avec considération individuelle des prises d'eau.	162
5.10	Les différentes discrétisations spatiales du bassin	164
5.11	Les aménagements du bassin	165
5.12	Exemple de masque de sous-bassins pour le calcul de la précipitation moyenne EDF-Gottardi (découpage N4)	171
5.13	Masque des zones symposium SAFRAN-France : fenêtre du bassin de l'Isère à Grenoble	172
5.14	Spatialisation des précipitations à l'aide de 3 types d'estimation (IDW, réanalyses EDF-Gottardi et SAFRAN-France) : cartographie des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000	173
5.15	Champ de température estimé avec la méthode IDW pour le 15 octobre 2000 sur le bassin de l'Isère à Moûtiers.	174
6.1	Précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004)	191
6.2	Différence d'estimation de précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004)	192
6.3	Précipitation annuelle sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN), pour le bassin de l'Isère à Moûtiers et l'Isère à Tignes.	195
6.4	Ecart maximal relatif (en % de la moyenne des 3 estimations) entre les 3 estimations testées de précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004) en fonction de l'altitude médiane de chaque sous-bassin des découpages N1 à N4.	196
6.5	Déficit d'écoulement annuel sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN) pour le bassin de l'Isère à Moûtiers. Les deux barres en pointillés noirs représentent la valeur du déficit annuel moyen minimal (SAFRAN) et maximal (EDF).	198

6.6	Déficit d'écoulement annuel sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN) pour les sous-bassins du découpage N2. Les deux barres en pointillés noirs représentent la valeur du déficit annuel moyen minimal et maximal.	198
6.7	Ecart relatif (%) d'estimation de la précipitation en fonction de l'altitude de la station calculée sur la période 1997-2005. Valeurs annuelles moyennes.	200
6.8	Incertitude liée à l'estimation de la précipitation mensuelle interannuelle sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 pour le bassin de l'Isère à Moûtiers. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN pour chaque mois, et avec leur moyenne représentée par la courbe rouge.	201
6.9	Incertitude liée à l'estimation de la précipitation mensuelle interannuelle sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 pour les sous-bassin de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des 3 estimations testées pour chaque mois, et avec leur moyenne représentée par la courbe rouge.	202
6.10	Ecart relatif lié à l'estimation de la précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004. Moyenne des 13 stations.	203
6.11	Corrélation saisonnière entre estimations et observations de précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004.	204
6.12	Ecart relatif lié à l'estimation de la précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004 en fonction de la station.	204
6.13	Coefficient de détermination issu de la corrélation des précipitations journalières des 3 estimations testées (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : EDF vs SAFRAN, EDF vs IDW, IDW et SAFRAN). Considération seulement des jours où la précipitation est non nulle pour les trois estimations.	206
6.14	Relation entre corrélation des estimations de précipitation avec les observations et l'altitude des stations.	207
6.15	Coefficient de détermination issu de la corrélation des précipitations journalières des 2 estimations EDF et SAFRAN en fonction des 4 seuils testés (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : 0 mm, 10 mm, 30 mm et 50 mm)	211
6.16	Champ des cumuls de précipitation pour le 14 mai 1999 selon les 3 estimations testées et biais obtenus après confrontation aux observations des stations.	212
6.17	Différences des champs d'estimation des précipitations pour le 14 mai 1999 selon les 3 estimations testées.	213
6.18	Champ des cumuls de précipitation pour le 14 octobre 2000 selon les 3 estimations testées et biais obtenus après confrontation aux observations des stations.	214
6.19	Différences des champs d'estimation des précipitations pour le 14 octobre 2000 selon les 3 estimations testées.	215
6.20	Effet de l'échelle spatiale et temporelle sur l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation. Coefficients de détermination calculés sur la période 1997-2004 entre les 3 couples d'estimation (IDW, EDF et SAFRAN), pour le bassin de l'Isère à Moûtiers (à gauche) et l'Isère à Tignes (à droite), et au pas de temps journalier, mensuel et annuel.	217
6.21	Evolution du critère de Nash en fonction de la discrétisation spatiale du bassin (par ligne : sous-bassin de Tignes, Malgovert puis Moûtiers) pour les périodes de calage (à gauche; du 01/08/1999 au 31/07/2003) et de validation (à droite; du 01/08/1997 au 31/07/1999 et du 01/08/2003 au 31/07/2005)	227

6.22	Evolution du critère des Volumes en fonction de la discrétisation spatiale du bassin (par ligne : sous-bassin de Tignes, Malgovert puis Moûtiers) pour les périodes de calage (à gauche ; du 01/08/1999 au 31/07/2003) et de validation (à droite ; du 01/08/1997 au 31/07/1999 et du 01/08/2003 au 31/07/2005)	228
6.23	Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Moûtiers en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage (à gauche) et de validation (à droite)	229
6.24	Simulations des débits journaliers de l'Isère à Moûtiers pour les 4 discrétisations spatiales testées avec le forçage de précipitation IDW (année 2002 ; période de calage).	230
6.25	Simulations des débits journaliers de l'Isère à Moûtiers pour les 4 discrétisations spatiales testées avec le forçage de précipitation IDW (année 2003 ; période de validation).	231
6.26	Sensibilité de la lame de fonte annuelle moyenne simulée à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	233
6.27	Sensibilité de la lame d'ETR annuelle moyenne simulée à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	234
6.28	Sensibilité de la lame de base annuelle moyenne simulée (écoulement lent du réservoir GR3) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	235
6.29	Sensibilité de la lame de ruissellement annuelle moyenne simulée (écoulement rapide du réservoir SWMM) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	236
6.30	Impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les équivalents en eau simulés du manteau neigeux de chaque bande du sous-bassin de Tignes (découpage N2).	237
6.31	Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Tignes par découpage spatial et en distinguant période de calage et de validation	238
6.32	Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Malgovert Intermédiaire par découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage et de validation	239
6.33	Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Tignes en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation	240
6.34	Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Malgovert en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation	241
6.35	Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation	242
6.36	Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Moûtiers Intermédiaire en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage (à gauche) et de validation (à droite)	243
6.37	Impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations et du découpage spatial sur les écoulements mensuels interannuels simulés sur la période 1997-2004 pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des écoulements simulés avec les 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN avec leur moyenne représentée par la courbe rouge et les écoulements naturels reconstitués par la courbe bleue.	247
6.38	Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode d'octobre 2000.	248
6.39	Cumul des précipitations du 13 au 15 octobre (inclus) en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.	250

6.40	Températures des 14 octobre 2000, 30 mai 2001 et 13 mai 1999 en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.	251
6.41	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode d'octobre 2000 (période de calage).	254
6.42	Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode de mai 2001.	256
6.43	Cumul des précipitations du 31 mai 2001 en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.	257
6.44	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 2001 (période de calage).	259
6.45	Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode de mai 1999.	260
6.46	Cumul des précipitations du 11 au 14 mai 1999 (inclus) en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.	261
6.47	Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 1999 (période de validation).	264
6.48	Impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations et du découpage spatial sur les écoulements journaliers moyens interannuels simulés sur la période 1997-2004 pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des écoulements simulés avec les 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN avec leur moyenne représentée par la courbe rouge et les écoulements naturels reconstitués par la courbe bleue.	266
6.49	Coefficients de détermination issus de la corrélation entre débits simulés et QNR de l'Isère à Moûtiers pour 4 valeurs seuils en fonction du forçage de précipitation testé et de la discrétisation du bassin.	267
6.50	Débits journaliers moyens inter-annuels simulés de l'Isère à Moûtiers (discrétisation N3).	269
6.51	Comparaisons des simulations de débits de crue obtenues sans et avec considération de bande d'altitude pour les épisodes de mai 1999 et d'octobre 2000 (Isère à Moûtiers, discrétisation N3).	270
6.52	Résultats de simulations des débits de l'Isère à Moûtiers, réalisées avec le modèle MORDOR global (EDF). En haut à gauche : courbe des débits classés; en haut à droite : débits journaliers moyens inter-annuels; en bas : chronique journalières des débits.	271
7.1	Comparaison des débits simulés sans prise en compte des ouvrages et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	275
7.2	Vue schématique du système hydroélectrique intégrant seulement l'aménagement de la retenue de Tignes. Avec : sous-bassin 1-1 : Tignes résiduel (152 km ²), 1-2 : Import de la Maurienne (100 km ²), 1-3 : Le Saut (22 km ² ; capacité des prises : 5 m ³ /s), 2-1 : Malgovert résiduel (97 km ²), 2-2 : La Sachette (8 km ² ; capacité des prises : 3.2 m ³ /s), 2-3 : Clou - NantCruet (33 km ² ; capacité des prises : 9.3 m ³ /s), 2-4 : Roselend 1 (49 km ²), 2-5 : Malgovert (32 km ²), 3-1 : Moûtiers Intermédiaire résiduel (366 km ²), 3-2 : Ponturin (35 km ² ; capacité des prises : 6.7 m ³ /s), 3-3 : Ormente (28 km ²), 3-4 : Roselend 2 (85 km ²). Les sous-bassins en bleu sont dits "résiduels", c'est-à-dire qu'ils reçoivent des sous-bassins amonts seulement la part des écoulements qui n'ont pas été dérivés (écoulement résiduel).	277

7.3	Apport de la représentation dans le modèle de l'aménagement de la retenue de Tignes : débits simulés à l'entrée du réservoir de Tignes et à l'exutoire du bassin (Moûtiers). Débits moyens inter-annuels : en haut, sans ouvrage, en bas, avec le réservoir de Tignes.	279
7.4	Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) issues des simulations avec ouvrages.	280
7.5	Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant l'aménagement de Tignes. Débits moyens inter-annuels.	281
7.6	Comparaison des débits simulés avec prise en compte de l'aménagement de la retenue de Tignes et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	283
7.7	Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode d'octobre 2000.	284
7.8	Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 2001.	285
7.9	Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 1999.	286
7.10	Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant l'aménagement de Tignes. Période de crue.	287
7.11	Vue schématique complète du système hydroélectrique modélisé du bassin de l'Isère à Moûtiers. Avec : sous-bassin 1-1 : Tignes résiduel (152 km ²), 1-2 : Import de la Maurienne (100 km ²), 1-3 : Le Saut (22 km ² ; capacité des prises : 5 m ³ /s), 2-1 : Malgovert résiduel (97 km ²), 2-2 : La Sachette (8 km ² ; capacité des prises : 3.2 m ³ /s), 2-3 : Clou - NantCruet (33 km ² ; capacité des prises : 9.3 m ³ /s), 2-4 : Roselend 1 (49 km ² ; capacité des prises : 9.3 m ³ /s), 2-5 : Malgovert (32 km ² ; capacité des prises : 9.1 m ³ /s), 3-1 : Moûtiers Intermédiaire résiduel (366 km ²), 3-2 : Ponturin (35 km ² ; capacité des prises : 6.7 m ³ /s), 3-3 : Ormente (28 km ² ; capacité des prises : 6.1 m ³ /s), 3-4 : Roselend 2 (85 km ² ; capacité des prises : 17.1 m ³ /s). Les sous-bassins en bleu sont dits "résiduels", c'est-à-dire qu'ils reçoivent des sous-bassins amonts seulement la part des écoulements qui n'ont pas été dérivés (écoulement résiduel).	289
7.12	Apport de la représentation dans le modèle des aménagements : débits moyens inter-annuels simulés à Malgovert Amont. I1 : modèle sans ouvrages; I2 : modèle intégrant l'aménagement de la retenue de Tignes; I3 : modèle intégrant l'aménagement de la retenue de Tignes ainsi que les organes de dérivation vers l'usine de Malgovert, et d'export vers Roselend et Saint-Guérin.	291
7.13	Apport de la représentation dans le modèle des aménagements hydroélectriques : débits simulés à l'exutoire du bassin (Moûtiers) (échelle moyenne inter-annuelle).	292
7.15	Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Débits de l'Isère à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005). Modèle I1 : sans ouvrages; Modèle I2 : représentation de l'aménagement de Tignes; Modèle I3 : représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et des organes de dérivation vers la retenue de Saint-Guérin.	294
7.16	Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant les exports au nord du bassin (vers les retenues de Roselend et Saint-Guérin). Période de crue.	296
7.17	Simulations de débits de crue en fonction de scénarii favorable/défavorable de gestion des aménagements. Scénario favorable : stockage dans Tignes et export des écoulements vers Roselend et St-Guérin; scénario défavorable : aucun stockage dans Tignes et aucun export d'écoulement (tout passe à Moûtiers).	298
7.18	Localisation des sous-bassins étudiés pour tester le modèle I4N5.	300

7.19	Différence des cumuls annuels moyens de précipitation estimés avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).	302
7.20	Différence des cumuls annuels moyens de précipitation estimés avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).	302
7.21	Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode d'octobre 2000 avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 - N3).	304
7.22	Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode d'octobre 2000 avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3). . .	304
7.23	Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode de mai 1999 avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).	305
7.24	Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode de mai 1999 avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3). . . .	305
7.25	Différence des températures moyennes annuelles (estimation IDW) sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).	307
7.26	Différence de températures (estimation IDW) entre les sous-bassins des découpages N5 et N3 pour les 3 jours de crue (différence N5 - N3)	308
7.27	Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 : débits simulés aux Boisses (à gauche) et débits simulés concernant l'export vers la retenue de Roselend (à droite). Débits moyens inter-annuels.	311
7.28	Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 au point de contrôle des Boisses (sous-bassins du Ponturin et de la Sachette). Période de crue. . . .	313
7.29	Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 concernant l'export des écoulements vers la centrale des Saucés (sous-bassins Roselend 1 et Roselend 2). Période de crue.	314
7.30	Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Corrélation entre débits simulés et observés de l'Isère à Moûtiers.	316
7.31	Evolution des critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du débit de l'Isère à l'entrée de Tignes (première ligne), à Malgovert Amont (seconde ligne) et à Moûtiers (dernière ligne), en fonction de la représentation des ouvrages dans le modèle.	317
8.1	Comparaison des hydrogrammes journaliers (en pointillé noir) et horaires (en rouge). Débits de l'Isère à Moûtiers pour la crue d'Octobre 2000.	328
8.2	Rapport du débit horaire maximal journalier et du débit moyen journalier en fonction du débit horaire maximal journalier.	328
8.3	Cycle diurne des températures observées aux stations de Moûtiers, Bourg-St-Maurice et Tignes, calculés sur la toute la période allant du (du 01/08/1997 au 31/07/2005). . . .	330
8.4	Débits entrants et sortants du bassin de compensation de Montrigon. Evénement du 15 octobre 2000.	332
9.1	Fréquence au dépassement des précipitations horaires observées en stations (classées par altitude) pour les seuils égaux à 5, 7, 10 et 15 mm (nombre d'heures total sur la période 1997 à 2005).	336
9.2	Précipitation horaire observée en stations pour l'événement de mai 1999 (du 11/05/1999 à 1h00 au 15/05/1999 à 0h00).	338
9.3	Précipitation horaire observée en stations pour l'événement d'Octobre 2000 (du 13/10/2000 à 1h00 au 16/10/2000 à 0h00).	339
9.4	Procédure de la méthode d'estimation des champs de précipitations horaires.	341
9.5	Résultat de la validation croisée. Corrélation entre valeur prédite et valeur observée pour deux seuils d'intensité de précipitation.	343

9.6	Résultat de la spatialisation des précipitations par krigeage : carte des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000 sur le bassin de l'Isère à Moûtiers. La localisation des stations de mesures utilisées pour le krigeage est indiquée par les triangles rouges. . . .	344
9.7	Résultat de la spatialisation des précipitations par krigeage : différence des cartes des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000 entre celles issues des deux réanalyses (EDF ou SAFRAN) et celle obtenue par krigeage des observations.	344
9.8	Comparaison des lames de précipitations horaires obtenues après désagrégation des réanalyses journalières et des lames moyennes horaires correspondantes pour l'épisode d'octobre 2000. Moyenne spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers du 08/10/2000 1 :00 au 17/10/2000 0 :00.	346
9.9	Comparaison des lames de précipitations horaires obtenues après désagrégation (avec les cumuls journaliers EDF et SAFRAN) et des lames horaires brutes issues de l'archive SAFRAN pour l'épisode d'octobre 2000. Moyenne spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers du 14/10/2000 1 :00 au 16/10/2000 0 :00.	347
9.10	Résultat de la reconstitution horaire de l'ETP, après désagrégation des cumuls journaliers correspondants en se basant sur la dynamique horaire des températures. Cas de la station de Bourg-Saint-Maurice (865m d'altitude) pour l'épisode d'octobre 2000. . . .	349
10.1	Localisation du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère (surface : 46 km ² ; altitude médiane : 2700m).	353
10.2	Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère (sur toute la période d'étude). Valeurs moyennes inter-annuelles calculées sur toute la période d'étude (du 01/08/1997 1 :00 au 01/08/2005 0 :00). . . .	355
10.3	Comparaison des débits simulés avec les PhEDF (après calage) et avec/sans prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère. Distinction de la phase de calage (colonne de gauche) et de validation (colonne de droite). Débits moyens interannuels. .	357
10.4	Comparaison des débits simulés avec les PhSAFRAN (après calage) et avec/sans prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère. Distinction de la phase de calage (colonne de gauche) et de validation (colonne de droite). Débits moyens interannuels. .	357
10.6	Comparaison des débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère, avec les forçages de précipitation PhEDF et PhSAFRAN issue de la désagrégation horaire des réanalyses EDF, pour la période allant du 01/08/2000 1h au 01/08/2001 0h.	359
10.7	Comparaison des débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère pour la crue de mai 1999 et pour les deux forçages de précipitation testés. .	359
10.8	Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits horaires observés de l'Isère aux Boisses. Débits moyens inter-annuels.	361
10.9	Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère aux Boisses pour les deux événements de crue de référence.	361

A.1	Crue de l'Isère à la station hydrométrique du campus du 31 mai 2010.	385
A.2	Débit de l'Isère à la station hydrométrique du campus et sa concentration en MES lors de l'épisode.	386
B.1	Formations géologiques du bassin de l'Isère à Moûtiers.	390
B.2	Formations pédologiques du bassin de l'Isère à Moûtiers.	392
B.3	Carte d'occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers.	393
C.1	Correction du MNT : coupe verticale présentant le comblement de cuvettes (à gauche) et la suppression de pic (à droite).	396
C.2	MNT obtenu après prétraitement.	396
D.1	Localisation des prises d'eau.	400
D.2	Localisation des retenues et bassins de compensation.	401
D.3	Localisation des centrales.	402
D.4	Loi Hauteur-Volume des retenues de Tignes, La Sassièrè et Montrigon.	404
D.5	Loi Hauteur-Volume de la retenue du Saut.	405
D.6	Loi Hauteur-Débit de la retenue du Saut.	406
I.1	Cartes des champs de pression de la classification en types de temps d'EDF-DTG. Champs barométriques moyens (1000 hPa - 0h).	420
J.1	Analyse de la précipitation moyenne du bassin de l'Isère à Moûtiers par type de temps (classification EDF-DTG) sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 (considération d'années hydrologiques). 1 : onde atlantique, 2 : océanique stationnaire, 3 : flux de sud-ouest, 4 : flux de sud, 5 : flux de nord-est, 6 : retour d'est, 7 : dépression centrale, 8 : anti-cyclonique.	422
J.2	Précipitation mensuelle moyenne observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005).	424
J.3	Gradients moyens mensuels inter-annuels de précipitation estimés pour chaque couple de stations, sur la période 1997 à 2005.	425
J.4	Gradients mensuels moyens inter-annuels de température calculés sur la période 1997 à 2005.	426
M.1	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation annuelle testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN) . . .	436
M.2	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation mensuelle testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN) . . .	437
M.3	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN) . . .	438
M.4	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN) . . .	439
M.5	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	440

M.6	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moûtiers Intermédiaire Résiduel ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	441
M.7	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	442
M.8	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	443
N.1	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	446
N.2	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	447
N.3	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	448
N.4	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moûtiers Intermédiaire Résiduel ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	449
N.5	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	450
N.6	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=10mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	451
N.7	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	452
N.8	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	453
N.9	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	454
N.10	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moûtiers Intermédiaire Résiduel ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	455
N.11	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	456
N.12	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	457

N.13	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	458
N.14	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	459
N.15	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	460
N.16	Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moûtiers Intermédiaire Résiduel ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	461
N.17	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	462
N.18	Corrélations entre les 3 estimations de précipitation journalière testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)	463
P.1	Corrélation entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations	468
P.2	Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations	469
P.3	Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations	470
P.4	Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations	471
R.1	Facteur de fonte (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)	480
R.2	Capacité de stockage du réservoir-sol (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)	481
R.3	Coefficient de rugosité de versant (Strickler) (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)	482
S.1	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations IDW et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	484
S.2	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations EDF et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	485
S.3	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations SAFRAN et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	486
S.4	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations IDW et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Tignes , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	487

S.5	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations EDF et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Tignes , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	488
S.6	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations SAFRAN et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Tignes , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	489
S.7	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations IDW et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne) . . .	490
S.8	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations EDF et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne) . . .	491
S.9	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations SAFRAN et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne) . . .	492
S.10	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations IDW et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	493
S.11	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations EDF et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)	494
S.12	Corrélation entre débits simulés avec les précipitations SAFRAN et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire , en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne) . . .	495
T.1	Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Moûtiers.	498
T.2	Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de Tignes (découpage N2).	499
T.3	Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Malgovert Intermédiaire.	500
T.4	Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Malgovert Intermédiaire (découpage N2).	501
U.1	Sensibilité de la lame de fonte mensuelle moyenne simulée (mois de mai) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	508
U.2	Sensibilité de l'ETR mensuelle moyenne simulée (mois de mai) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	509
U.3	Sensibilité de la lame d'écoulement lent (réservoir GR3) mensuelle moyenne simulée (mois de mai) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN . . .	510
U.4	Sensibilité de la lame d'écoulement rapide (réservoir SWMM) mensuelle moyenne simulée (mois de mai) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN	511
U.5	Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode d'octobre 2000 (cumul du 13 au 15 octobre).	512

U.6	Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode d'octobre 2000 (cumul du 13 au 15 octobre).	513
U.7	Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 2001 (cumul du 29 au 31 mai).	514
U.8	Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode mai 2001 (cumul du 29 au 31 mai).	515
U.9	Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 1999 (cumul du 11 au 14 mai).	516
U.10	Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 1999 (cumul du 11 au 14 mai).	517
W.1	Comparaison des débits simulés sans prise en compte des ouvrages et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004).	522
W.2	Comparaison des débits simulés avec prise en compte de l'aménagement de la retenue de Tignes et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004).	523
W.3	Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Débits de l'Isère à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004). Modèle I1 :sans ouvrages ; Modèle I2 :représentation de l'aménagement de Tignes ; Modèle I3 :représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et des organes de dérivation vers la retenue de Saint-Guérin.	524
Z.2	Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits horaires observés de l'Isère à Val d'Isère (sur toute la période d'étude). En haut : simulations obtenues avec les PhEDF ; en bas : simulations obtenues avec les PhSAF ; .	535
Z.3	Comparaison des débits simulés sans recalage du modèle journalier, ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère, avec les forçages PhEDF et PhSAFRAN de précipitation issue de la désagrégation horaire des réanalyses EDF et SAFRAN respectivement, pour la période allant du 01/08/2000 1h au 01/08/2001 0h.	536
Z.4	Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère pour les deux événements de crue de référence.	537
Z.5	Corrélation entre débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire (en ordonnée), et débits observés (en abscisse) de l'Isère à Val d'Isère en considérant toute la période d'étude.	537
Z.6	Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits horaires observés de l'Isère aux Boisses (sur toute la période d'étude).	538

Liste des tableaux

1.1	Pourcentage de surface des principaux types d'occupation des sols du bassin.	19
1.2	Estimations des débits extrêmes de l'Isère à Grenoble et à Moûtiers en fonction de la période de retour, par ajustement de la loi Gumbel. Intervalle de confiance à 95% (Source : DREAL Rhône-Alpes/Banque Hydro)	27
2.1	Caractéristiques des deux principaux aménagements du bassin de l'Isère à Moûtiers. . . .	45
2.2	Coefficients de détermination issus de la corrélation entre les séries de mesure de précipitation de chaque station.	66
2.3	Coefficients de corrélation partielle issus de la corrélation entre les séries de mesure de précipitation de chaque station.	66
2.4	Coefficients de corrélation partielle issus de la corrélation entre les séries de mesures de température de chaque station.	66
2.5	Récapitulatif des données hydrométéorologiques disponibles et choix des périodes retenues pour effectuer le calage et la validation du modèle hydrologique. Avec obs. : observations ; QNR : débits naturels reconstitués ; est. : estimation ; h : horaire ; j : journalier.	73
3.1	Capacité et surface drainée des différents organes d'ouvrages. <i>sbvi</i> : sous-bassin versant intermédiaire.	92
3.2	Taux de remplissage de la retenue de Tignes pour les 15 épisodes de crue sélectionnés (valeur du jour précédent) et valeur mensuelle moyenne (calculées sur 1992-2006).	104
4.1	Récapitulation des caractéristiques requises par les différents sous-modèles de RS2. Le routage comprend également le transfert d'écoulement dans les cours d'eau.	144
4.2	Récapitulation des paramètres de calage des différents sous-modèles de RS2.	145
4.3	Récapitulation des paramètres exclus du calage (admis constants) de RS2.	145
5.1	Caractéristiques des 5 discrétisations testées pour tester la représentation dans le modèle de la météorologie du bassin de l'Isère à Moûtiers	167
5.2	Valeurs des R^2 issus de la validation croisée avec la méthode d'estimation IDW en se basant sur les observations des stations et pour plusieurs rayons de recherche.	168
5.3	Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de <i>Roselend</i> . . .	169
5.4	Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de <i>Versoye</i> . . .	169
5.5	Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de <i>Sainte-Foy</i> . .	169
5.6	Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de <i>Tignes</i>	169
5.7	Paramètres de calage de RS2, et bornes inférieures et supérieures retenues.	176
5.8	Procédure de calage des paramètres (Q_j : débits journaliers ; Q_{jmoyIA} : débits journaliers moyens inter-annuels)	178
6.1	Valeurs de précipitation annuelle moyenne selon les 3 types d'estimations pour les sous-bassins des 4 premiers découpages étudiés et valeurs absolues et relatives des écarts maximaux. <i>MIR</i> : Moûtiers Intermédiaire Résiduel.	194

6.2	Nombre de jours de précipitations estimées supérieures aux seuils de 0mm, 10mm, 30mm et 50mm pour l'ensemble des sous-bassins et calculés sur toute la période (2922 jours du 01/08/1997 au 31/07/2005).	208
6.3	Récapitulation des valeurs de coefficients de détermination issus de la corrélation entre estimations (EDF et SAFRAN) et observations aux 13 stations	209
6.4	Caractéristiques topographiques des sous-bassins des 4 découpages testés N1, N2, N3 et N4 et nombre de bandes des sous-modèles correspondants. Zm :Altitude médiane; MIRn :sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire Résiduel d'indice n.	220
6.5	Valeurs des critères de performance (Nash et Volume) en période de calage et de validation et celles des paramètres obtenus de chaque sous-bassin après calage des modèles N1, N2, N3 et N4.	222
6.6	Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 13 au 15 octobre 2000, en considérant la discrétisation spatiale N1.	252
6.7	Performance du modèle pour les 3 crues étudiées aux 3 points de contrôle de Tignes, Malgovert et Moûtiers : rapport du débit journalier simulé et du débit journalier naturel reconstitué.	253
6.8	Performance du modèle pour les 3 crues étudiées aux 3 points de contrôle de Tignes, Malgovert et Moûtiers : rapport des volumes écoulés simulés et naturels reconstitués sur une durée de 3j lors de l'événement de crue.	253
6.9	Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 29 au 31 mai 2001, en considérant la discrétisation spatiale N1.	258
6.10	Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 11 au 14 mai 1999, en considérant la discrétisation spatiale N1.	262
7.1	Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations sans prise en compte des ouvrages.	276
7.2	Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle I2. Les entrants totaux de la retenue représentent la somme des débits du sous-bassin naturel de Tignes et des débits des 3 imports indiqués.	282
7.3	Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle I3.	290
7.4	Cumul annuel moyen (sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005) de précipitation sur les bandes des sous-bassins de Roselend 1, Roselend2, Ponturin et de la Sachette (issus de la discrétisation N3).	301
7.5	Cumuls de précipitation pour les épisodes de mai 1999 et d'octobre 2000 sur les bandes des sous-bassins de Roselend 1, Roselend2, Ponturin et de la Sachette (issus de la discrétisation N3).	303
7.6	Températures moyennes annuelles (1997-2005) pour les 3 jours de crue sur chaque bande des sous-bassins (discrétisation N3).	307
7.7	Valeurs obtenues des paramètres de calage des modèles N3I3 et N5I4 pour les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette, ainsi que ceux de Roselend 1 et 2.	310
7.8	Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle N3I3 et N5I4 concernant les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette (Point de contrôle : les Boisses).	311
7.9	Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle N3I3 et N5I4 concernant les sous-bassins de Roselend 1 et Roselend 2 (Point de contrôle : turbinés des Saucés - dérivés des Saucés).	311
9.1	Statistiques des précipitations observées aux stations concernant les épisodes de mai 1999 (du 11 au 14/05/99) et d'Octobre 2000 (du 13 au 15/10/00). Le jour où la valeur maximale horaire de précipitation a été observée est le 14/05/1999 et le 15/10/2000 respectivement.	337

10.1	Caractéristiques topographiques du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère et nombre de bandes du modèle correspondant. Z_m :Altitude médiane	352
10.2	Valeurs des paramètres et performance du modèle obtenus après recalage du modèle existant mais sans représentation des temps de transfert d'écoulement de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire.	355
10.3	Valeurs des paramètres et performance du modèle obtenus après recalage du modèle existant et avec représentation des temps de transfert d'écoulement de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire.	358

D.1	Caracéristiques des prises d'eau localisées sur le bassin de l'Isère à Moûtiers. (De haut en bas : groupement de Tignes, Malgovert, Roselend et Moûtiers.)	403
D.2	Caractéristiques des centrales hydroélectriques concernées par le bassin de l'Isère à Moûtiers.	407
E.1	Caractéristiques des pluviographes.	409
E.2	Caractéristiques des stations de température.	409
E.3	Caractéristiques des stations limnimétriques de rivière (Bassin = bassin naturel).	410
E.4	Caractéristiques des stations limnimétriques sur ouvrages (Bassin = bassin dérivé).	410
H.1	Stations retenues pour la reconstitution des données manquantes dans les séries de mesure de précipitation , et valeurs des coefficients de régression et de détermination issus d'une part de la corrélation multiple et d'autre part de la corrélation entre valeur observée et estimée.	416
H.2	Stations retenues pour la reconstitution des données manquantes dans les séries de mesure de température , et valeurs des coefficients de régression et de détermination issus d'une part de la corrélation multiple et d'autre part de la corrélation entre valeur observée et estimée.	417
H.3	Bilan des résultats du test des cumuls des résidus pour les séries de mesures de précipitation réalisé sur la période 1997 à 2006 (3652 jours).	418
H.4	Bilan des résultats du test des cumuls des résidus pour les séries de mesures de température réalisé sur la période 1997 à 2006 (3652 jours).	418
O.1	Valeurs de précipitation mensuelle moyenne selon les 3 estimations pour les 3 sous-bassins du découpage N2 (de haut en bas : Tignes, Malgovert Intermédiaire puis Moûtiers Intermédiaire) et valeurs absolues et relatives des écarts maximaux	466
T.1	Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le bassin de l'Isère à Moûtiers (découpage N1). S gl. : Surface glaciaire ; S. non gl. : Surface non glaciaire ; E. lent :Ecoulement lent ; E. rapide :Ecoulement rapide ; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.	502
T.2	Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Tignes (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire ; S. non gl. :Surface non glaciaire ; E. lent :Ecoulement lent ; E. rapide :Ecoulement rapide ; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.	503
T.3	Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire ; S. non gl. :Surface non glaciaire ; E. lent :Ecoulement lent ; E. rapide :Ecoulement rapide ; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.	504
T.4	Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Moûtiers Internédiaire (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire ; S. non gl. :Surface non glaciaire ; E. lent :Ecoulement lent ; E. rapide :Ecoulement rapide ; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.	505
Y.1	Résultat de la validation croisée pour l'estimation horaire des précipitations. Corrélation entre valeur prédite et observée pour différents seuils (de 0 mm à 2.4 mm).	531

Y.2	Résultat de la validation croisée pour l'estimation des précipitations horaires. Corrélation entre valeur prédite et observée pour différents seuils (de 2.6 mm à 5 mm).	531
-----	--	-----

Introduction

L'eau est un élément essentiel à la vie de l'homme. Elle est source de vie, mais également source d'énergie. Elle est même pour lui un objet de culte depuis ses origines. Le cycle de l'eau terrestre, qui joue un rôle fondamental sur la vie des sociétés, fait d'ailleurs l'objet, de nombreuses études scientifiques. Ces études visent à mieux comprendre les processus hydrologiques qui interviennent, de façon à pouvoir mieux gérer cette précieuse ressource.

Mais pourtant, l'eau peut également être source d'inquiétude et de malheur pour l'homme. Quand la pluie, se met à tomber en abondance, soit brève mais intense, ou régulière mais durable, pouvant être soutenue par la fonte des neiges, elle génère alors en surface des volumes d'eau considérables de ruissellement que les cours d'eau ne peuvent contenir. Ces volumes, devant s'évacuer, se propagent violemment sur les terres des plaines occupées par l'homme, en emportant avec elle malheureusement des vies, des maisons, et même quelques fois des villages entiers, ne laissant finalement après leurs passages que tristesse et désolation.

Les crues de l'Isère (en amont de Grenoble)

Concernant les événements de crue qui ont été observés sur le bassin de l'Isère, celui du 2 novembre 1859 est incontestablement un des plus importants, notamment en amont de Grenoble, et le mieux décrit en terme de conséquences. D'autres plus intenses¹ se produisirent avant cette date mais souffrent d'informations plus lacunaires (Coeur 2008). Les archives concernant la crue de 1859 renseignent assez bien le déroulement de l'événement, et font donc de cette crue, d'une part, une référence pour les hydrologues et d'autre part la crue de projet des études de dimensionnement d'ouvrages de protection ou d'élaboration de cartes risques. Mais si l'inondation et les conséquences sont bien connues, la genèse de cette crue reste méconnue. Elle a par conséquent fait l'objet d'une récente étude par Obled et al. (2009) qui a consisté à tenter de reconstituer la situation hydrométéorologique, afin de mieux comprendre le type et la chronologie des différents processus mis en jeu. Elle fut également l'objet par la même occasion du

1. Si on s'intéresse effectivement aux événements antérieurs à celui de 1859, on constatera que l'Isère a connu 12 crues supérieures, dont 9 d'entre-elles pour lesquelles le niveau de l'Isère a augmenté de plus de 5 mètres (notamment celle de 1651 avec un débit de l'Isère en amont de Grenoble estimé à 2500 m³/s, en 1673 avec 1820 m³/s, en 1733 puis 1740 avec 1900 m³/s, en 1778 avec 1850 m³/s, etc.. jusqu'à novembre 1859 (1800 m³/s)). Pendant cette période (du milieu du 18^{ème} au 19^{ème} siècle), qui correspond environ au petit âge glaciaire, notre climat a connu, certes des températures de l'air légèrement plus faibles, mais la formation de masses d'air plus humides qui explique en partie la fréquence de ces événements catastrophiques.

colloque scientifique "Isère 1859-2009"¹. Le scénario hydrométéorologique retenu démarre le 7 octobre avec une phase d'humectation du bassin par des pluies jusqu'au-delà de 3000m durant presque deux semaines. S'ensuit une succession d'épisodes neigeux sur une dizaine de jours. Les 31 octobre et 1^{er} novembre, des pluies intenses concernent la totalité du bassin exceptée la vallée de la Maurienne et sont accompagnées de fonte du fait d'une remontée brutale des températures vers 3000m et au-delà. Dans la nuit du 1^{er} au 2 novembre, l'Isère sortit de son lit et le 2 au petit matin la ville de Grenoble était sous les eaux (figure 1), avec un débit estimé à environ 1890 m³/s à Pontcharra, et, grâce à un étalement des volumes d'écoulements dans le Grésivaudan, finalement estimé qu'à 1800 m³/s à Grenoble. Cette estimation, réalisée par M.Pardé (Pardé 1924), fut l'objet d'une récente étude qui confirma cette valeur avec une formule de propagation des écoulements (Dumas 2004). Par endroit à l'intérieur de la ville seront relevées des hauteurs d'eau de plus de 1.5 m. L'Isère transporta de nombreux décombres, meubles, etc..., en ville les habitants s'entre-aidèrent remarquablement, et mirent en place de nouveaux moyens de déplacement (radeaux, voiture à bras, etc..). La décrue commença heureusement dès le 2 au soir, et les premiers secours purent intervenir. Le bilan humain dramatique a été cependant contenu (6 décès recensés), en raison d'une mobilisation générale sans précédent organisée autour du préfet et des ingénieurs. En revanche, les dégâts sont considérables dans la ville comme en vallée, la violence de la crue ayant causé la destruction d'un bon nombre d'infrastructures, d'habitations et de récoltes. Le renforcement du système d'endiguement sera en grande partie financé par l'Etat. En revanche peu d'aides seront débloquées pour les communes sinistrées. Cette crue a été estimée bi-centennale à Grenoble, ce qui signifie qu'elle se produirait en moyenne tous les deux cents ans ou que sa probabilité d'observation est de 0,5% tous les ans.

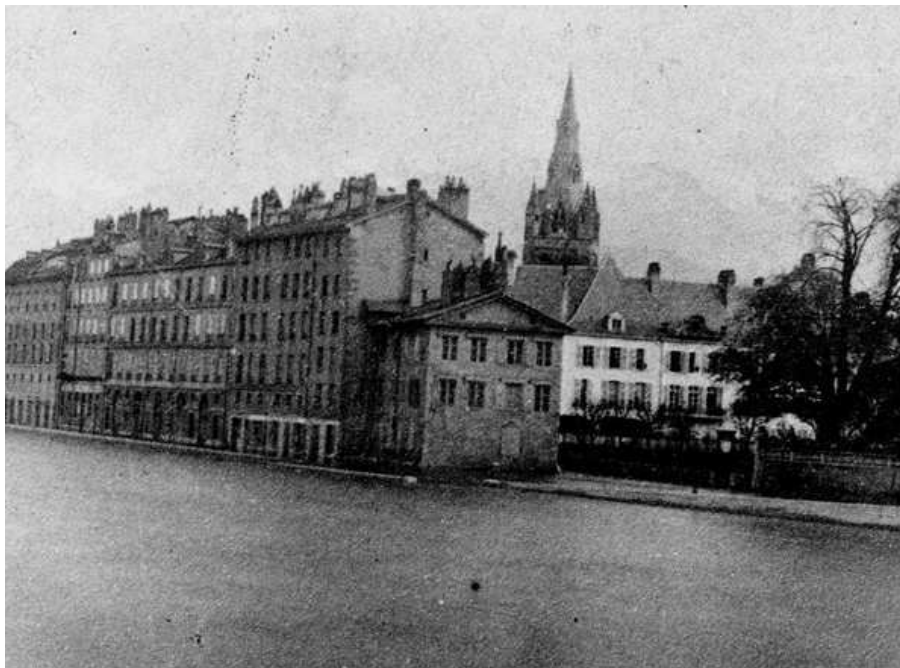


FIGURE 1 – Crue de l'Isère à Grenoble du 2 novembre 1859 (photo avec vue sur le jardin de ville).

1. 150^{me} anniversaire de la Crue de référence de l'Isère de 1859, organisé par le PGRN, devenu le Pôle Alpin d'études et de recherche pour la prévention des Risques Naturels, l'INP Grenoble et la DDT38, jeudi 5 novembre 2009, Campus de Grenoble.

Cet événement survenu dans une période de forte sensibilisation de la population du pays au risque d'inondation, et marqua le début de la politique de protection de la ville de Grenoble (archive "base-in"). Les premiers travaux qui en découlent visent à surélever les quais à une cote légèrement supérieure à la ligne d'eau de la crue. Cette crise "fluviale" aboutira globalement au système actuel d'endiguement de l'Isère.

Plus récemment, l'événement de crue de juin 1957 a fortement marqué les esprits des habitants des vallées de l'Arc et de la Haute-Isère. Les parties amont du bassin furent fortement touchées par un épisode typique de retour d'est, qui se caractérise par l'arrivée de masses d'air chargées d'humidité en provenance de la mer Méditerranée. Des volumes conséquents de précipitation sont observés (155 mm de pluie sont mesurés en 24 heures à Bonneval), ajouté à cela les effets intenses d'une fonte nivale qui provoqueront des dégâts considérables surtout dans la vallée de l'Arc, avec un débit d'environ 900 m³/s à Saint-Jean-de-Maurienne (crue alors estimée centennale). Le débit de l'Isère à Grenoble ne sera estimé qu'à environ 850 m³/s.

Mais à partir du milieu du 20^{ème} siècle, un réseau hydroélectrique dense s'installe progressivement sur l'ensemble du bassin. Ce réseau artificiel, selon Vivian (1994), s'est surtout édifié à partir de la construction des barrages-réservoirs de Tignes (223,8 hm³ de capacité utile) en 1952 sur l'Isère, de Roselend entre 1958 et 1963 (situé dans le Beaufortin; 180,6 hm³ de CU) et enfin du réservoir du Mont-Cenis en 1968 dans le bassin de l'Arc (264 hm³ de CU). Bissorte construit en 1935, actuellement Super-Bissorte à la puissance accrue, drainait déjà une partie des affluents rive gauche de l'Arc moyen. En plus de cette grande capacité de stockage, un réseau de conduites de dérivation se juxtapose au réseau naturel de l'Isère, et réalisent de nombreux transferts artificiels d'écoulement à l'intérieur d'une même vallée, ou bien d'une vallée à une autre. Les volumes stockés dans les réservoirs pour l'ensemble du bassin représentent un total de quelques 850 hm³ utilisés selon les besoins énergétiques donc, déstockés dans l'année, au gré de ces besoins. Ces aménagements modifient significativement le régime naturel des écoulements, excepté en revanche en période de crue (Vivian 1969).

Depuis l'événement de 1957 jusqu'à nos jours, plusieurs épisodes de crues de moyennes intensités se sont produits (avec une période de retour environ plus ou moins décennale) : en 1968, une nouvelle crue de l'Isère est observée mais dont le débit n'est que d'environ 980 m³/s en amont de Grenoble. On notera celle de septembre 1993 qui fut générée par une situation de retour d'est très étendue et qui apporta de grandes quantités de pluie sur l'Arc, avec un débit de l'Isère à Grenoble d'environ 980 m³/s (amont de la confluence avec le Drac), puis celle de mars 2001 avec ses 928 m³/s, et enfin dernièrement celles de mai 2008 et de mai 2010 qui ont généré, avec une genèse différente chacune, un débit de l'Isère à la Bastille (centre ville de Grenoble) assez proche d'environ 850 m³/s et 870 m³/s respectivement.

Contexte de l'étude

Le risque d'inondation est le premier risque naturel en France. Il concerne près de dix mille communes et cinq millions de personnes. Les dramatiques inondations de ces dernières années ont conduit à la refonte globale du dispositif de surveillance et d'annonce des crues mis en place par l'Etat. Cette réforme de l'annonce de crues a conduit à :

- la mise en place de 22 services de prévision des crues (SPC) ;
- la création en 2003 à Toulouse du Service Central Hydrométéorologique d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI).

La vigilance crues, opérationnelle depuis juillet 2006, est fondée sur les mêmes principes que la vigilance météorologique de Météo-France. Au travers de ce dispositif, accessible à tous sur Internet, 6 000 communes inondables par les grands cours d'eau disposent d'une information plus précoce, nécessaire à l'anticipation, à la préparation et à la gestion d'une situation de crise. Ce dispositif de vigilance est complété par un dispositif d'alerte déclenchée par la préfecture à l'intention des maires.

Les objectifs de prévisions du SPC Alpes du Nord

Les enjeux

Le Service de Prévision des Crues Alpes du Nord couvre un territoire d'environ 20 000 km² répartis sur 5 départements (Isère, Savoie, Haute-Savoie, Hautes-Alpes et Drôme). Il correspond aux bassins versants géographiques de l'Isère et ses affluents, notamment l'Arc, le Drac et la Romanche, les affluents rive gauche du lac Léman et du Rhône, de la frontière suisse au Guiers, avec notamment l'Arve et le Fier, et les affluents rive gauche du Rhône, du Dolon à la confluence avec l'Isère. Dans ce périmètre, le SPC Alpes du Nord assure la surveillance et la prévision de 150 km de cours d'eau répartis sur deux tronçons :

- Isère amont, de Pontcharra à la confluence avec le Drac, à Grenoble ;
- Isère aval : de Grenoble à la confluence de l'Isère avec le Rhône, à Pont-de-l'Isère.

Des projets d'extension du domaine surveillé sont en cours sur la Drac en aval de sa confluence avec la Romanche, et en réflexion sur l'Isère en aval de Moûtiers et sur l'Arc en aval de Modane.

L'objectif est bien entendu de garantir la sécurité des biens et des personnes. Les enjeux majeurs se concentrent sur l'agglomération grenobloise et le Grésivaudan vis-à-vis des éventuelles inondations de l'Isère, avec environ 200 000 personnes dans le périmètre historique de la crue de 1859 et des dommages économiques directes estimés à 500 millions d'euros. Un programme d'aménagement et de protection contre les inondations est porté sur ce secteur par le Syndicat Mixte des Bassins Hydrauliques de l'Isère (SYMBHI).

Sa mission et ses moyens de prévision

Le SPC Alpes du Nord a pour objectif d'assurer 3 différentes missions :

- **la vigilance** : la carte "vigilance crue" (figure 2) se matérialise par un code couleur, qui indique le niveau de risque d'avoir une crue dans les prochaines 24h. Les bulletins de vigilance sont actualisés a minima deux fois par jour, à 10h et 16h, et contiennent des indications concernant l'évolution de la crue, ses conséquences, et les comportements à adopter définis par les pouvoirs publics. C'est le SCHAPI qui est en charge de l'émission du bulletin national, après avoir reçu les prévisions des 22 Services de Prévision des Crues. La vigilance est destinée à prévenir le public et les autorités d'un risque potentiel avec une échéance de 24h. Elle permet de se mettre en situation de réagir, d'anticiper la crise, mais ne constitue pas une alerte. L'alerte est déclenchée lorsque le danger lié à la crue est avéré, et que des moyens de secours sont nécessaires.

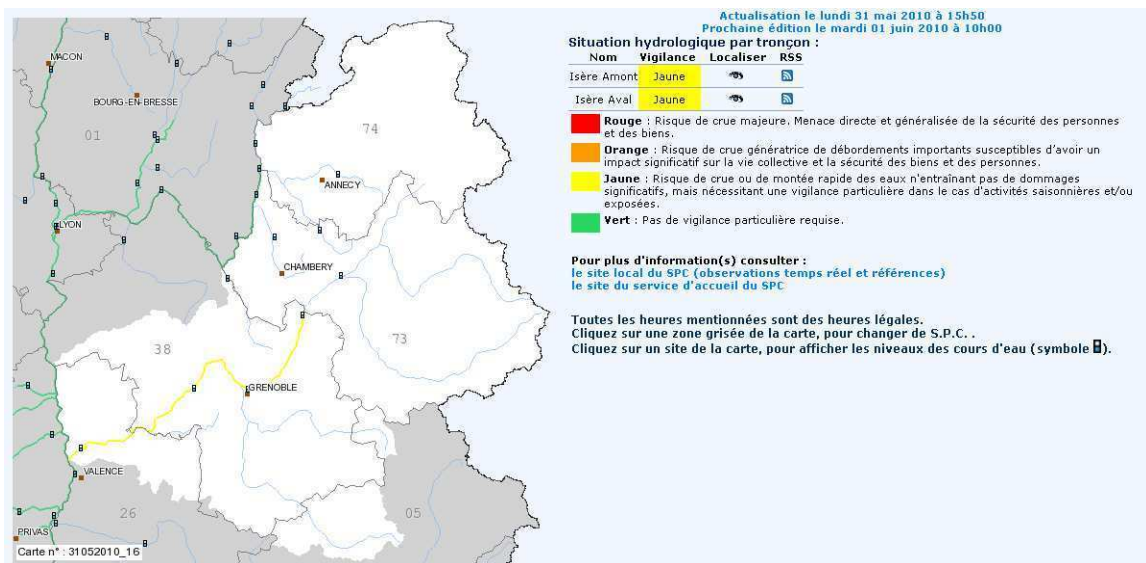


FIGURE 2 – Carte de vigilance crue élaborée par le Service de Prévision de Crue des Alpes du Nord (journée du 31 mai 2010 ; pour plus d'informations sur la crue, voir annexe A).

- **la prévision** : le SPC fournit lors des événements de crue une estimation quantitative des débits futurs à des stations de référence. Basé sur des outils statistiques de propagation des variations de débits observés en amont, son système actuel est capable de prévoir les débits de l'Isère à Grenoble avec un horizon temporel d'environ 6h à 8h. Cet horizon temporel est fixé par l'utilisation des observations de débits de l'Isère aux stations de La Gache (Pontcharra, 38), du Cheylas (38) et de Pont-Royal (Chamousset, 73). Bien que robustes ces outils ne permettent pas d'anticiper davantage et restent pertinents pour des crues non débordantes, soit jusqu'à un niveau décennal. En effet plus en amont les confluences avec ses affluents principaux (Arc, Arly, Doron de Bozel) rendent plus délicates les prévisions avec les problèmes d'estimation de concomitance des crues. Au delà de 6 à 12 heures, la connaissance des débits n'est plus suffisante, et l'impact des pluies observées est à prendre en considération, notamment pour les bassins proches de Grenoble (massif de Belledonne, Arly).

- **l'assistance aux communes** : le SPC aide les collectivités qui le souhaitent à bâtir leur systèmes locaux d'alerte ou de prévision pour les cours d'eau qui ne sont pas surveillés par l'Etat.

Les spécificités du territoire

Avec plus de la moitié de sa superficie au-dessus de 1 000 m d'altitude et un cinquième au-dessus de 2 000 m, le SPC Alpes du Nord s'étend principalement sur un territoire de montagne. Le régime d'écoulement des cours d'eau est fortement influencé par l'accumulation des précipitations sous forme de neige durant l'hiver, période de basses eaux, et par la fonte de cette neige au printemps, période de hautes eaux.

Le relief génère aussi une forte hétérogénéité des précipitations. En raison de l'absence de station de mesures au-dessus de 2 000 m d'altitude et des difficultés de visibilité rencontrées par les radars météorologiques sur ce secteur, le réseau d'observation actuel ne permet pas d'apprécier aisément la variabilité de ces précipitations.

Les pentes fortes des versants montagneux entraînent des vitesses d'écoulement de l'eau importantes et génèrent une érosion très active des terrains. Le caractère torrentiel des têtes de bassin versant, marqué par un transport solide conséquent (blocs de pierre, graviers, boues), est peu propice à l'installation de stations de mesure en rivière et rend donc très délicat leur surveillance.

Grâce aux capacités de stockage de l'eau et aux dénivelés importants, le secteur est depuis longtemps équipé d'aménagements hydroélectriques. Rapidement disponible et facilement stockable, cette ressource présente un fort enjeu en terme énergétique. Si les aménagements induisent de fortes modifications dans l'écoulement des eaux, leur impact devient cependant négligeable en période de crue.

Toutes ces spécificités rendent délicates la surveillance et la prévision des crues sur le territoire du SPC Alpes du Nord.

Les objectifs du SPC

Afin d'améliorer ses délais d'anticipation et faciliter la gestion de crise, le SPC AN souhaite faire évoluer son système actuel de prévision de façon à étendre d'une part son échéance (délai visé : 48 à 72 heures), et d'autre part les tronçons de cours d'eau surveillés, notamment en Savoie. Son système de prévision doit nécessairement intégrer une approche précipitation-débit (figure 3), et donc être basé sur une modélisation hydrométéorologique du bassin capable de transformer une estimation, voire une prévision de précipitation en ruissellement, puis en débit. Il est important de souligner que cette évolution doit également permettre de fournir une meilleure prévision des débits des crues moyennes (de période de retour environ biennale à quinquennale), afin de minimiser le taux de fausse alerte et par conséquent intégrer la gestion des ouvrages hydroélectriques (encore en exploitation normale pour ces débits).

Il a été lancé en 2009 dans le cadre du programme européen Interreg IV ALCOTRA¹, le projet stratégique Risk-Nat qui a pour objectif la création et la gestion d'une plateforme

1. ALCOTRA (Alpes Latines COopération TRAnsfrontalière) : il s'agit d'un programme opérationnel Interreg IV qui vise à améliorer la qualité de la vie des populations et encourager le développement durable des systèmes économiques et territoriaux transfrontaliers grâce à la coopération dans les domaines social, économique, environnemental et culturel. Il est doté de 149,7 millions d'euros.

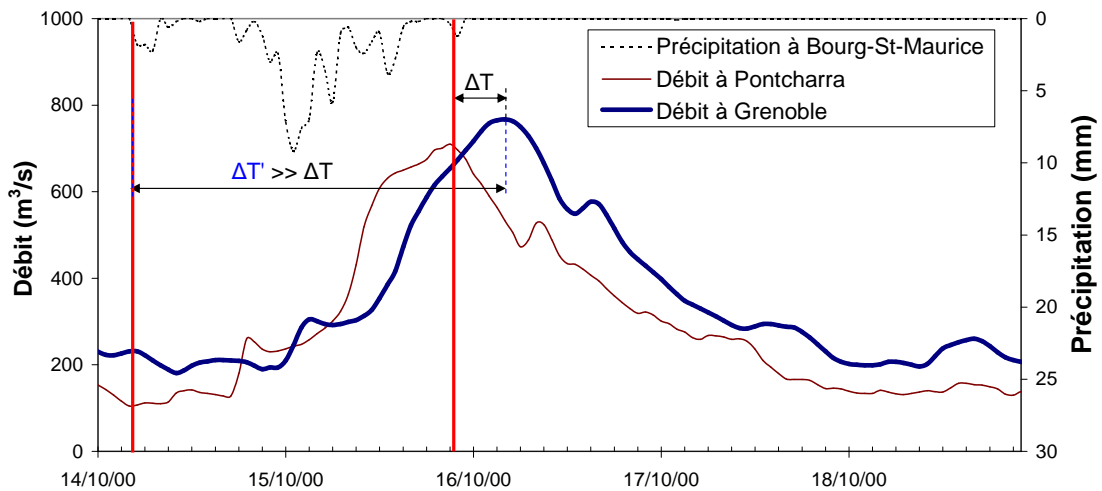


FIGURE 3 – SPC Alpes du Nord : nécessité d'évoluer vers une modélisation de type précipitation-débit afin d'étendre ses délais de prévision et son secteur de surveillance des cours d'eau (cas de la crue d'octobre 2000).

interrégionale qui puisse permettre l'échange d'expériences et la valorisation des informations et de réflexion stratégique. Ce programme se divise en plusieurs volets thématiques. Les besoins du SPC Alpes du Nord étant analogues à d'autres services d'alerte et de prévision des régions alpines limitrophes il a donc été proposé un volet concernant les " Crues des rivières alpines ", en coopération avec les régions italiennes du Piémont et du Val d'Aoste, et en collaboration avec le Canton du Valais. Dans le cadre de ce projet d'autres partenaires scientifiques ont été associés notamment Météo-France et EDF-DTG coté français et l'EPFL coté suisse. Ce volet du projet vise en l'amélioration des systèmes intégrés de prévision des crues en temps réel, de façon à aider la prise de décision par les services opérationnels. Il concerne principalement les bassins versants du Rhône en amont du lac Léman (canton du Valais), de l'Isère à Grenoble et du Pô à Turin (Italie).

C'est donc dans ce contexte que s'inscrit le présent travail de thèse.

Objectifs de l'étude

Le SPC AN souhaite donc à terme baser l'application de ses prévisions de débit sur un outil qui lui permette d'une part de lui fournir une prévision de débit de l'Isère en amont de Grenoble avec des échéances visées de 48h à 72h, et d'autre part de surveiller les tronçons de cours d'eau localisés sur ce bassin. Cela requiert donc de développer une modélisation hydrologique du bassin entier de l'Isère à l'entrée de Grenoble (5720 km²). La modélisation immédiate de l'ensemble de ce bassin peut représenter ici un objectif ambitieux. En effet, cela exige en premier lieu, à la fois la connaissance (et donc le recueil des jeux de données correspondants) et une représentation judicieuse dans le modèle du réseau hydroélectrique complexe présent sur une grande partie du bassin. En second lieu, le modèle doit être capable de reproduire le régime nival des écoulements fortement influencé par le relief, ce qui nécessite d'obtenir notamment, en entrée du modèle,

une représentation spatiale fiable de la météorologie de l'ensemble du bassin. En outre, cette modélisation doit nécessairement pouvoir fournir des prévisions de débits à l'exutoire avec un pas de temps suffisamment fin (en l'occurrence infra-journalier) qui permettent au SPC lors d'événements de pouvoir évaluer l'évolution de la crue. Il est donc indispensable dans ce contexte d'appliquer non seulement un pas de temps journalier en mode continu pour la vigilance crue, mais également un pas de temps plus fin en situation de crise (horaire visé), afin d'appuyer correctement l'aide à la décision en gestion de crise. Cela requiert donc d'obtenir l'ensemble des jeux de données d'entrée associés à une résolution aussi grande. Nous avons au départ entrepris le recueil des données associées au bassin entier (Isère à l'entrée de Grenoble), mais les premiers travaux portant sur la collecte de ces données, qui fait nécessairement intervenir de nombreux fournisseurs et de gestionnaires, concernant à la fois les aménagements et l'hydrométéorologie du bassin, indiquaient que cette étude ne pouvait s'inscrire dans le temps imparti à la thèse.

Nous avons décidé finalement de nous focaliser sur le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers situé en Tarentaise, qui possède de nombreuses caractéristiques représentatives du bassin de l'Isère à Grenoble :

- situé en zone de montagne avec une altitude médiane de plus de 2000 m, donc avec un régime nival et un cycle saisonnier des écoulements de basses et de hautes eaux ;
- une variabilité climatique importante, avec une partie nord ouest du bassin bien arrosée et concernée par les flux océaniques et une partie sud-est plus sèche mais pouvant recevoir des quantités importantes de pluie lors des épisodes de retour d'est ;
- présence d'un important dispositif hydroélectrique, qui comprend notamment l'important barrage de Tignes et un réseau de nombreuses prises d'eau dont les effets modifient effectivement le régime naturel des écoulements à Moûtiers, en réalisant des stockages, des destockages et des transferts d'écoulements.

Ce sous-bassin, d'une surface proche du millier de km², constitue de ce fait une zone test idéale et permet d'appréhender judicieusement la modélisation hydrologique complète à terme du bassin de l'Isère à Grenoble, qui était l'objectif de départ. La méthode retenue pour effectuer la modélisation de ce sous-bassin pourra être appliquée par la suite au bassin entier.

Par conséquent, l'objectif principal de l'étude est de mettre en oeuvre une modélisation hydrologique du bassin de l'Isère à Moûtiers capable :

- o *de représenter le régime nival des écoulements*, notamment la constitution puis la fonte du manteau neigeux. Pour pouvoir modéliser convenablement ces processus, il est donc nécessaire avant tout de bien représenter la météorologie très hétérogène du bassin. On se propose donc de tester trois types d'estimations de précipitation. Le bassin étudié étant insuffisamment instrumenté, des méthodes de reconstitution de données seront développées, comme la désagrégation temporelle de précipitations journalières en précipitations horaires ;

- *de représenter les aménagements hydroélectriques et leurs influences sur les écoulements.* Cela passe nécessairement par une compréhension du fonctionnement du dispositif hydroélectrique, ainsi que par l'évaluation de son influence sur les écoulements. Cette analyse permet ensuite une retranscription judicieuse du comportement de ces ouvrages dans le modèle, puis de permettre à ce dernier de reproduire les débits observés à l'exutoire et d'en évaluer ses performances ;
- *d'être la plus parcimonieuse et la plus robuste possible* afin de répondre aux exigences du contexte opérationnel de l'étude. L'objectif du SPC AN est de pouvoir à terme utiliser un outil qui soit opérationnel sur une surface de bassin relativement importante, permettant de couvrir l'ensemble de son territoire. Cela nécessite donc de mettre en oeuvre un outil souple, donc de s'orienter préférentiellement vers une modélisation de type semi-distribuée, dont l'architecture se représente par un ensemble de sous-bassins versants emboîtés, avec la possibilité de prévoir les débits en des points stratégiques prédéfinis ;
- *de fonctionner au pas de temps journalier en conditions normales d'écoulement et horaire* afin de pouvoir gérer les situations de crise (périodes de crue) ;

Les résultats scientifiques attendus de ce travail sont le développement d'un modèle de prévision des crues de l'Isère à Moûtiers, ainsi qu'une méthodologie applicable au bassin entier de l'Isère en amont de Grenoble. Cette méthodologie va consister à déterminer le découpage spatial du bassin qu'il convient d'établir. L'approche globale est-elle par exemple suffisante ? Ou alors une discrétisation plus fine du bassin permet-elle une meilleure représentation de la variabilité météorologique ? En parallèle, la représentation des ouvrages dans le modèle exige également de déterminer quel découpage spatial adopter : est-ce que la représentation de ce dispositif nécessite obligatoirement le découpage individuel de chaque ouvrage ? Ou bien est-il possible de les représenter plus simplement ?

Le but va donc être de déterminer une architecture de modèle qui puisse être un compromis de ces deux critères, la question scientifique qui se pose étant, dans ce contexte opérationnel, quelle discrétisation spatiale du bassin adopter pour pouvoir reproduire le régime nival influencé des débits de l'Isère à Moûtiers ?

Organisation du document

Le présent document s'organise en quatre parties. La première partie décrit les spécificités du bassin de l'Isère à Moûtiers et analyse son comportement, influencé à la fois par la fonte nivale et les ouvrages. La seconde partie s'attache à préciser le choix de l'outil de modélisation et à définir une stratégie de modélisation capable de reproduire les débits observés à l'exutoire de ce bassin. La troisième partie présente les résultats des modélisations au pas de temps journalier, en s'intéressant plus particulièrement aux forçages météorologiques et à la prise en compte des aménagements dans l'architecture du modèle. La quatrième partie s'ouvre sur la modélisation

horaire, en présentant des résultats préliminaires et en précisant les problèmes rencontrés restant à résoudre.

La première partie comprend trois chapitres. Le chapitre 1 présente la zone d'étude, ses caractéristiques géographiques et hydrométéorologiques, ainsi que la situation des aménagements. Le chapitre 2 fait l'inventaire de l'ensemble des données disponibles, et le chapitre 3 s'intéresse à la compréhension du régime hydrométéorologique du bassin.

La seconde partie explicite dans le chapitre 4 les critères qui ont permis de sélectionner l'outil de modélisation et fait une description complète de l'outil retenu, notamment concernant son concept hydrologique mais également sa méthode de représentation des ouvrages. Le chapitre 5 présente la stratégie adoptée pour pouvoir modéliser judicieusement ce bassin spécifique.

La troisième partie décrit dans le chapitre 6 le développement des modèles au pas de temps journalier. Les résultats des simulations en conditions naturelles sont présentés en évaluant plusieurs de forçages en terme de précipitation. Le chapitre 7 s'attache à présenter la prise en compte des ouvrages et à évaluer leur l'influence.

La quatrième partie montre dans le chapitre 8 la nécessité d'évoluer vers une modélisation horaire, et ce que cela implique. Le chapitre 9 s'intéresse à une méthode d'estimation des nouveaux forçages météorologiques du modèle. Les résultats préliminaires des modélisations correspondantes (calage et validation) sont présentés dans le chapitre 10.

Enfin on donne les principales conclusions et les perspectives qui se laissent entrevoir à l'issu des résultats de ce travail.

Première partie

L'Isère à Moûtiers : un bassin nival influencé

Introduction

Cette première partie a pour but dans un premier chapitre de caractériser la zone d'étude : on y décrit son contexte géographique, géomorphologique, ainsi que les grandes caractéristiques de son climat et de son régime hydrologique. On présente la situation des aménagements hydroélectriques sur le bassin. Toute modélisation hydrologique requiert de rassembler et de traiter les données qui concernent la zone d'étude, que nous présentons dans le second chapitre, ces données étant de différents types (hydrométéorologiques, topographiques, liées aux ouvrages, etc.). Enfin, l'analyse de ces données permet dans un troisième chapitre de caractériser le régime météorologique et également d'évaluer et de comprendre la modification du régime naturel des écoulements du bassin par les aménagements, dans le but de pouvoir les représenter convenablement dans le modèle.

Chapitre 1

Zone d'étude

Ce premier chapitre présente les caractéristiques de la zone d'étude, notamment son contexte géographique, hydro-climatique et hydro-géologique, ainsi que les différents types d'occupation des terres du bassin. On décrit ensuite la situation des aménagements hydroélectriques de la Haute-Tarentaise, avec un bref historique de leur mise en place depuis le milieu du 20^{ème} siècle. Enfin, on conclut sur les principales spécificités du bassin.

1.1 Situations géographique, géomorphologique et hydrogéologique

1.1.1 Situation géographique

Notre zone d'étude se situe dans le quart sud-est de la France (figure 1.1), plus précisément dans les Alpes du Nord (département de la Savoie, 73). C'est une zone qui appartient au bassin de l'Isère en amont de Grenoble, affluent du Rhône avec un bassin d'une surface totale d'environ 11 000 km². Ce premier bassin possède une surface d'environ 5720 km² et qui comprend trois vallées principales :

- *la Tarentaise* : vallée de l'Isère depuis sa source, les glaciers des Sources de l'Isère, jusqu'à Albertville, limitée au nord par les massifs du Beaufortain et du Mont-Blanc, et au sud par la Vanoise ;
- *la Maurienne* : vallée de l'Arc, dont la surface du bassin est d'environ 2020 km², limitée au nord (rive droite) par le grand massif de la Vanoise puis la chaîne de la Lauzière, et au sud (rive gauche) par le massif du Mont-Cenis, des Cerces, des Arves, des Grandes Rousses puis celui de Belledonne ;
- *le Grésivaudan* : vallée de l'Isère à partir d'Albertville, qui comprend donc la Combe de Savoie, jusqu'à Grenoble.

Comme on l'a expliqué, nous avons choisi de focaliser notre étude sur le bassin versant de l'Isère à Moûtiers (coordonnées de l'exutoire en longitude : 6°31'E, en latitude : 45°28'N) qui appartient à la vallée de la Tarentaise, dont la surface totale est de 909 km², avec environ 3% de surface glaciaire. Ce bassin versant est délimité :

- à l'est par l'Italie ;
- en sa pointe nord par le massif du Mont-Blanc ;
- à l'ouest par le massif du Beaufortin ;
- et au sud par la vallée du Doron de Bozel (appartenant à la Vanoise) et par la Maurienne (limite sud-est).

L'altitude minimale du bassin est de 476 m, maximale de 3816 m (Aiguille des Glaciers, pointe nord du bassin), pour une altitude médiane de 2190 m (MNT du bassin à la figure 1.2). Un important système de production hydroélectrique, assez représentatif des dispositifs que l'on peut trouver ailleurs dans les Alpes, y est installé (section 1.4), et utilise les écoulements de ce bassin pour la production d'électricité.

1.1.2 Situation hydrogéologique

Selon Koscielny (2008), trois systèmes hydrogéologiques dans les formations géologiques (ces formations étant décrites en annexe B) ou superficielles de la zone d'étude ont pu être mis en évidence par une cartographie des sources et une analyse physico-chimique des eaux (bassin de l'Isère à Moûtiers) :

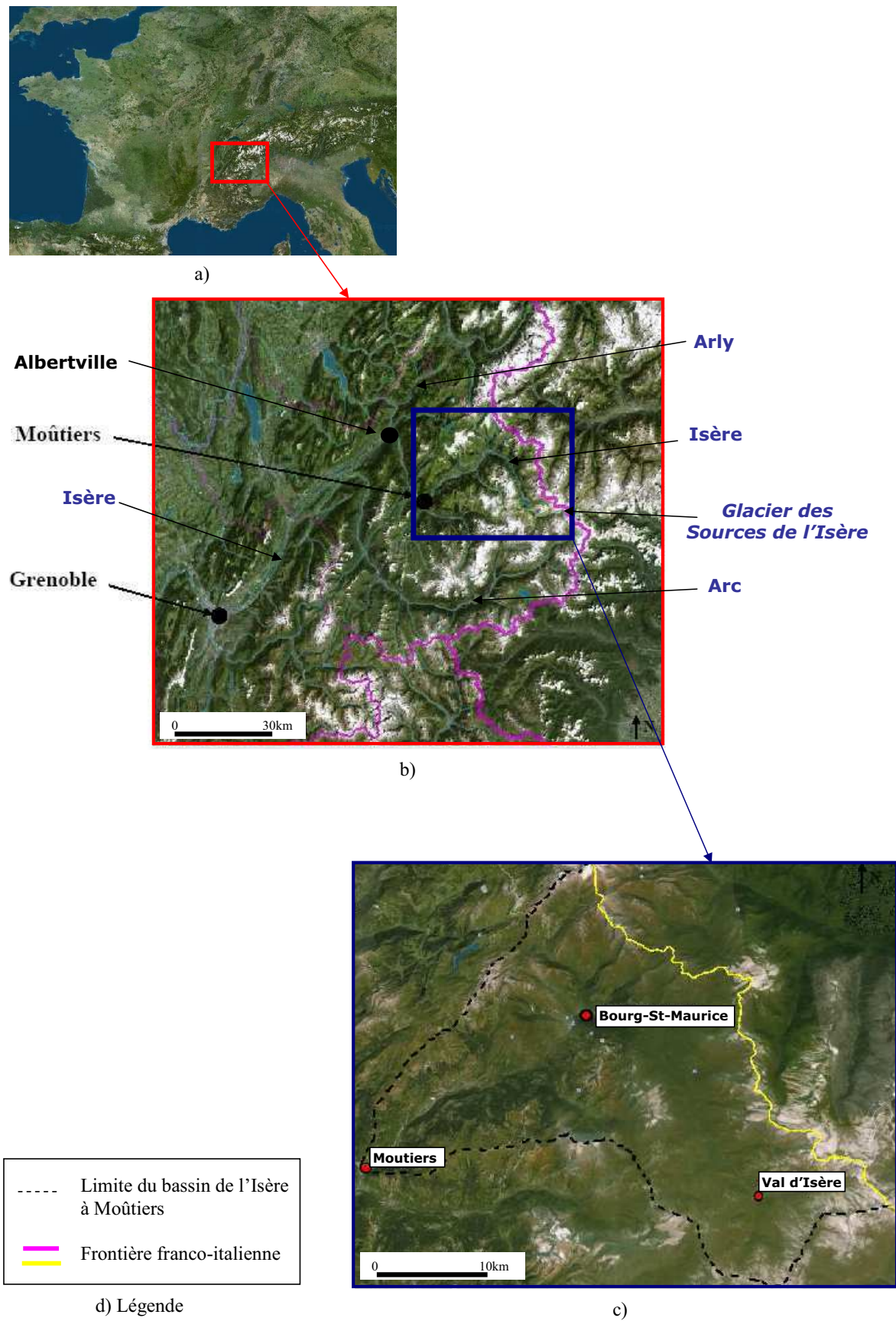


FIGURE 1.1 – Localisation de la zone d'étude : le bassin de l'Isère à Moûtiers.

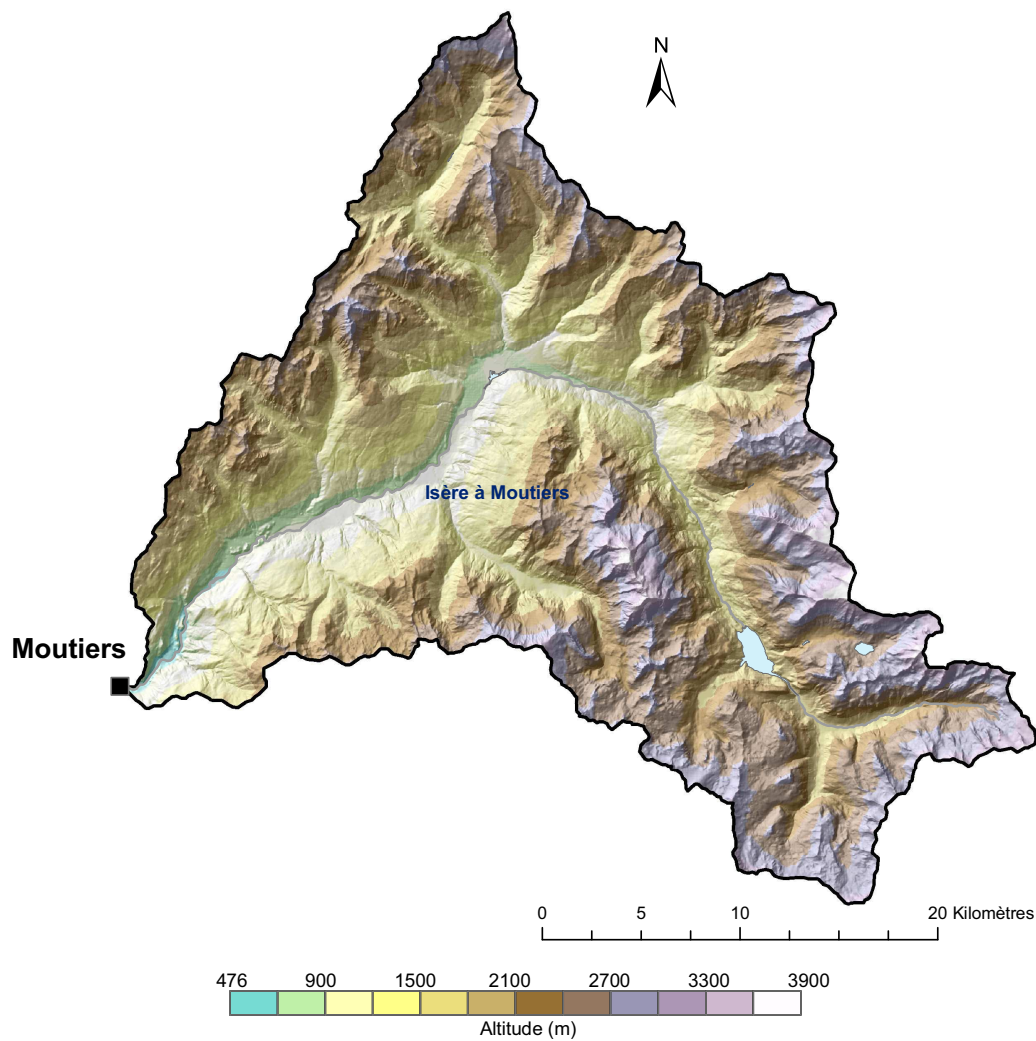


FIGURE 1.2 – MNT du bassin de l'Isère à Moutiers.

- un système hydrogéologique dominant représenté par deux domaines (de part et d'autre de l'Isère) sans grand système aquifère individualisé en terrains sédimentaires, souvent fracturés et/ou broyés de quartzites, de gneiss et de Houiller ;

- localement, quelques formations glaciaires (figure 1.4) comme les éboulis ou les glaciers rocheux à forte capacité de stockage, qui constituent des réserves aquifères à nappe libre ;

- une troisième catégorie d'aquifères dans les formations de surface, parfois superposées, qui, du fait de leur caractère superficiel sont sensibles aux variations des conditions météorologiques. A la suite de fortes pluies ou de la fusion nivale, le déplacement du front de saturation et notamment sa remontée dans les nappes intramorainiques ou d'altérites constitue un important facteur de décision concernant la genèse de la crue.

1.1.3 Situation pédologique

Les formations pédologiques du bassin sont surtout constituées de schistes, micaschistes et de flysch. Le fond de vallée se caractérise par des sols alluvionnaires alternativement calcaires et acidifiés. Et enfin on peut trouver localement des sols podzolisés (composé de matière organique essentiellement et fortement acide). Une description plus détaillée par niveau d'altitude accompagnée d'une illustration est présentée en annexe B.

1.1.4 Situation d'occupation des sols

Les principaux types d'occupation des sols du bassin sont présentés au tableau 1.1 et aux figures 1.3 et 1.4 (base de données *Corine Land Cover*). Les pelouses représentent un tiers de sa surface, un quart est occupé par la roche, 14% par les forêts et 3% de sa superficie est recouvert par les glaciers. D'une manière générale, la forêt représente une part dominante des tranches d'altitude situées entre 1000 m et 2000 m (figures 1.3 et 1.4). Les pelouses dominent de 2000 m à 2500 m d'altitude, puis la surface rocheuse jusqu'aux plus grands reliefs, sauf sur la dernière tranche. A noter que les glaciers sont présents déjà à partir de la tranche 2250-2550m, notamment en face est du massif du Mont-Pourri, au centre du bassin. Une carte plus détaillée de l'occupation des sols est présentée en annexe B.

<i>Type d'occupation des terres</i>	<i>Surface (%)</i>
Pelouses	33
Roches	23
Végétation clairsemées	18
Forêts (feuillus et conifères)	14
Autres (prairie, agri., etc..)	14
Glaciers	3

TABLEAU 1.1 – Pourcentage de surface des principaux types d'occupation des sols du bassin.

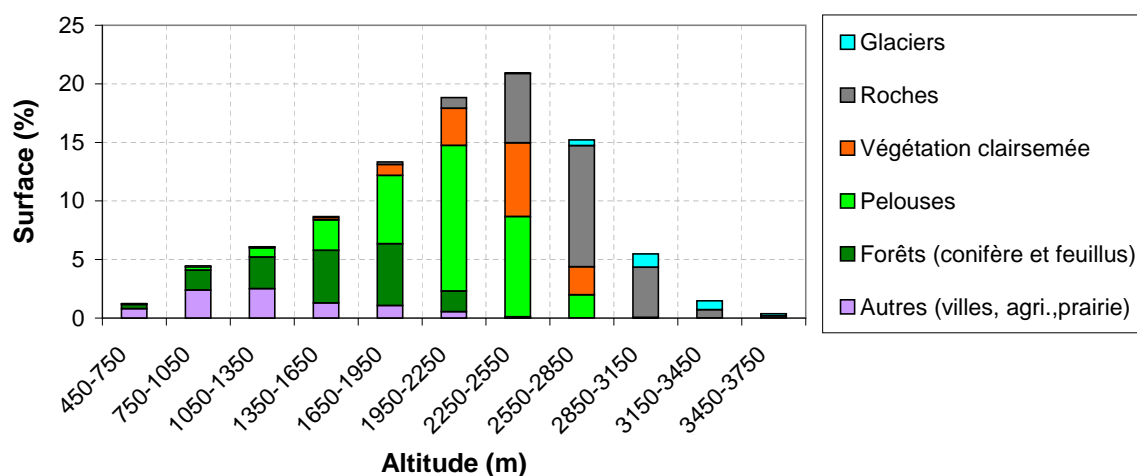


FIGURE 1.3 – Occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers par tranche d'altitude.

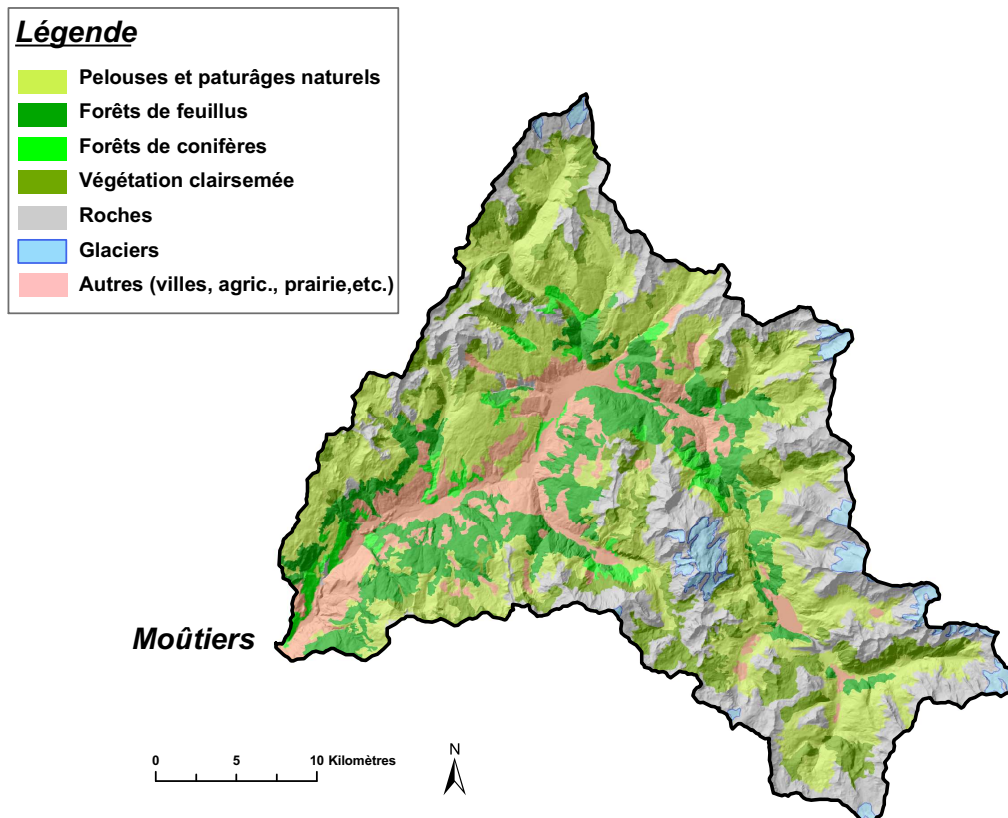


FIGURE 1.4 – Carte d'occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers.

1.2 Situation climatique

1.2.1 Un climat tempéré à fort contraste saisonnier

Notre bassin connaît un climat tempéré à tendance continentale qui se caractérise par des précipitations abondantes sur l'ensemble de l'année, mais avec un fort contraste thermique entre les saisons : période plutôt chaude de juin à septembre, et le reste de l'année une période plutôt froide au cours de laquelle une majeure partie des précipitations est stockée sous forme de neige (figure 1.5).

La Tarentaise connaît une forte variabilité interannuelle des précipitations et a la particularité d'être, après la Maurienne, la zone la moins arrosée des Alpes du Nord. Les précipitations dépassent en moyenne à peine 1000 mm, mais il n'est pas rare d'observer, sur la Haute Tarentaise, des précipitations pluvieuses ou neigeuses très intenses. Les températures hivernales relativement douces en Basse Tarentaise et sur les adrets, sont très rigoureuses dans les sous-vallées d'altitude (vers 1500 mètres, moyenne de -2 à -4°C en janvier). Les étés sont chauds mais les nuits demeurent froides. L'hiver est long et rigoureux (vers 1000 mètres, 140 à 150 jours de gel en moyenne), l'été frais (16° en moyenne en juillet) (Marnezy 1999).

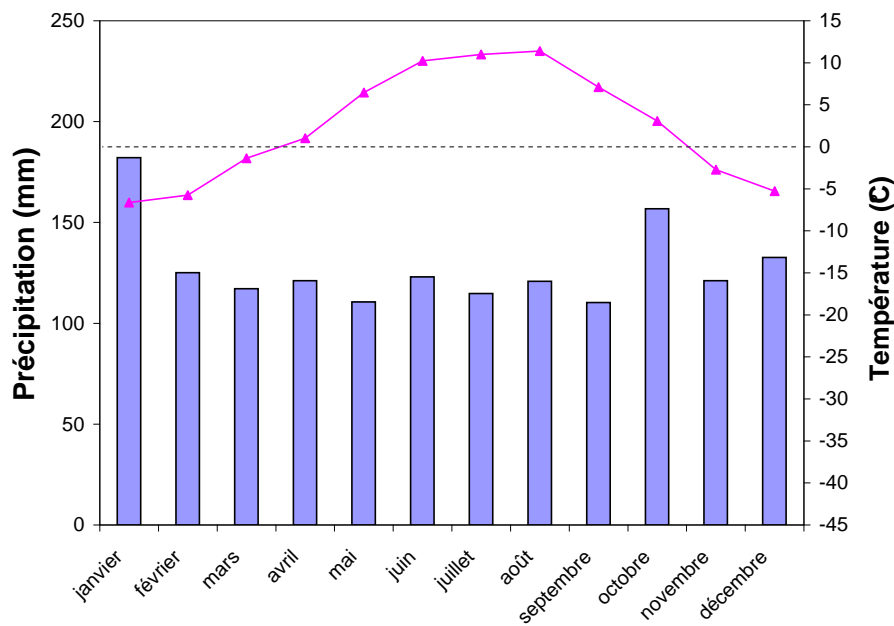


FIGURE 1.5 – Météorologie du bassin de l'Isère à Moûtiers. Précipitations (estimations EDF) et températures (méthode IDW avec les observations) mensuelles moyennes sur la période 1997-2005.

1.2.2 Les situations météorologiques typiques de la Tarentaise

- *Les fronts d'origine océanique et l'effet d'abri* : l'arc alpin français se situe en bout de course des trajectoires typiques suivies par les systèmes de pression qui se forment généralement au-dessus de l'Atlantique et ont tendance à se déplacer ensuite vers l'est. Ces dépressions apportent de fortes et fréquentes précipitations sur les grands massifs pré-alpins et alpins situés à l'ouest du bassin versant (notamment ceux de Belledonne, des Bauges et du Beaufortin). Leur développement et leur activité sont donc fortement influencés par l'arc alpin : en effet l'obstacle des Pré-Alpes et de l'axe cristallin provoque par effet orographique une forte augmentation de pluviométrie « au vent » des reliefs. Tandis que le secteur intra-alpin, notamment la zone de la Tarentaise, en situation sous le vent, bénéficie d'un effet d'abri efficace. Selon Marnezy (1999), on observe effectivement un fort gradient négatif de précipitations d'ouest en est. Ce schéma peut être modifié selon que la perturbation sera de secteur sud-ouest, nord-ouest, ou ouest.

- *Les retours d'est* : en outre, le relief alpin peuvent également favoriser la formation de systèmes dépressionnaires, comme dans le cas fréquent de la cyclo-genèse qui concerne le Golfe de Gènes : des masses d'air chaudes et humides de secteur sud-est se chargent en vapeur d'eau en survolant la Méditerranée arrivent sur le versant italien des Alpes où ensuite le relief escarpé provoque une ascendance violente de ces masses d'air. Des pluies diluviennes s'abattent sur le versant piémontais et débordent dans les hautes vallées du versant français, notamment sur la partie la plus amont de notre bassin (jusqu'aux environs de Val d'Isère ; localisation en figure 1.1). Sur les régions les plus éloignées des crêtes, l'air est alors asséché et le foehn souffle notamment sur les Alpes du Nord (nord de la Savoie, Haute Savoie, Valais, etc.). Ces vents sont appelés

« Lombarde¹ » qui désigne les vents de sud-est qui affectent la Haute Tarentaise et la Haute Maurienne.

Selon Marnezy (1999), cette situation météorologique, notamment en régime de sud, est souvent accompagnée de précipitations modérées, pluie ou neige avec brouillard sur les cols. Mais elle est surtout remarquable quand elle apporte des précipitations très abondantes sur la Haute Maurienne et la Haute Tarentaise pouvant engendrer des crues exceptionnelles sur l'Arc comme évoqué dans la prochaine section.

- *Les effets locaux* : enfin, la topographie complexe entraîne la formation de systèmes de courants thermiques locaux, qui font que le temps peut rapidement changer d'une vallée à l'autre, ce qui peut donc générer à l'intérieur même du bassin de l'Isère à Moûtiers une forte variabilité spatiale de la météorologie.

1.2.3 Changement climatique observé

Une étude du climat alpin (Convention Alpine (2006)²) a mis en exergue depuis les années 1950 une mutation des conditions climatiques. Au fil du temps, on assiste en effet à une plus grande fréquence d'années pluvieuses. L'étude montre que l'accroissement des jours de pluie et des événements extrêmes depuis la fin des années 1960, ainsi que l'intensification des précipitations journalières, depuis la fin des années 1970, en est la cause.

Parallèlement, s'opère un transfert saisonnier des précipitations caractérisé par un accroissement de 20% de l'hiver à la fin du printemps, une raréfaction en été (-17%) et un pic en octobre (63%) pour la période 1977-2004 en comparaison avec la période 1949-1976. Enfin, l'étude souligne une croissance des températures de 2,8°C à partir de la fin des années 70, responsable du déficit de précipitations solides et d'une fonte printanière précoce.

1.3 Situation hydrologique

1.3.1 L'hydrographie

L'Isère, principal cours d'eau du bassin (figure 1.6), prend sa source aux Glaciers des Sources de l'Isère (figure 1.7) sous la Grande Aiguille Rouse, près du col de la Vache. Ses écoulements arrivent à l'entrée de la ville de Moûtiers (exutoire du bassin) après avoir parcouru une distance d'environ 60 km, pour un dénivelé d'environ 2524 m (profil en long présenté à la figure 1.8). Ses principaux affluents sont, dans l'ordre de son parcours, le Versoyen au nord en rive droite et le Ponturin situé au centre du bassin en rive gauche (en aval de Bourg-St-Maurice).

1. Le terme Lombarde tire son nom de la Lombardie, terme qui désignait au Moyen-âge pour les Savoyards l'ensemble du territoire situé au-delà des Alpes.

2. Traité territorialisé pour le développement durable des Alpes dont l'objectif est à la fois la sauvegarde de l'écosystème naturel et la promotion du développement de la chaîne alpine. Cette convention regroupe l'Union européenne et huit états, dont la France

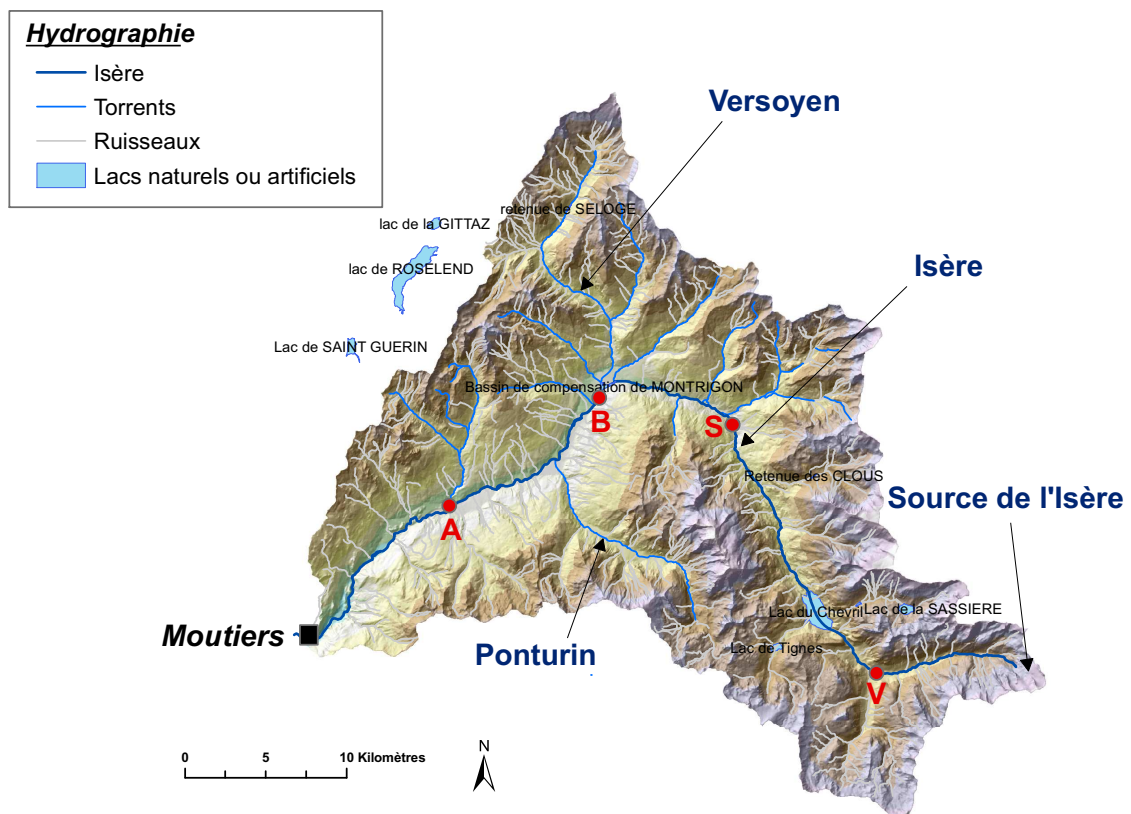


FIGURE 1.6 – Hydrographie du bassin de l'Isère à Moûtiers.

V : Val d'Isère, S : Sainte-Foy, B : Bourg-St-Maurice, A : Aime.

La surface lacustre du bassin est d'environ 3.4 km² (lacs artificiels compris), ce qui représente environ 0.4% de sa surface totale.

Malgré un réseau hydrographique bien identifié en général, il existe, selon Koscielny (2008), un ruissellement pelliculaire non hiérarchisé, qui ne fonctionne qu'à la suite de précipitations ou en période de fusion nivale et dont la génération est liée à un défaut d'infiltration du sol par saturation des couches de surface. Cela correspond aux fameux processus de zones sources à surfaces variables, appelées encore zone saturées contributives.

1.3.1.1 Les différents types de régime hydrologique

La figure 1.9 illustre les différents régimes hydrologiques sur le bassin de l'Isère jusqu'en amont de Grenoble. Cette carte, élaborée par la DREAL¹ Rhône-Alpes, montre que le bassin de Moûtiers connaît globalement un régime de type nival, excepté dans sa partie la plus en amont où le régime est à dominante glaciaire. Ce dernier régime est caractérisé par deux périodes, un étiage hivernal et une période de hautes eaux estivale, pendant la fonte. Les écoulements des mois de juin à août représentent en général à eux seuls 60% des volumes annuels.

1. Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement



FIGURE 1.7 – Glaciers des sources de l'Isère (source : Gernez).

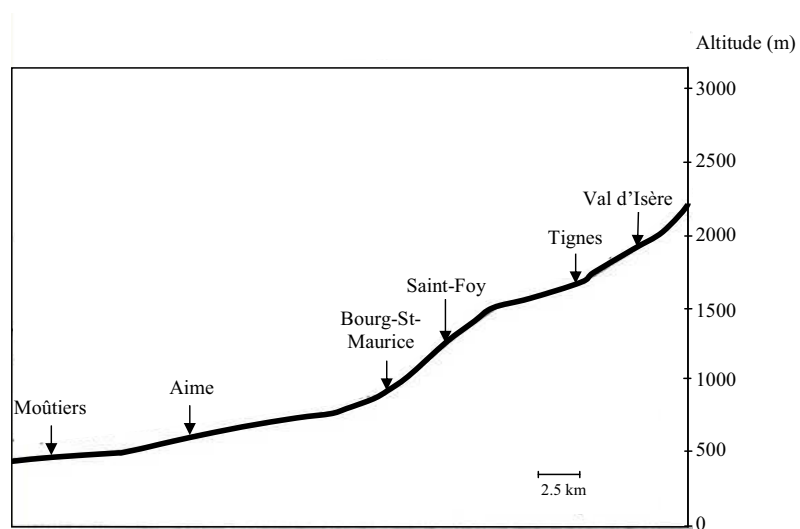


FIGURE 1.8 – Profil en long de l'Isère depuis sa source (Glaciers des sources de l'Isère) jusqu'à Moûtiers.

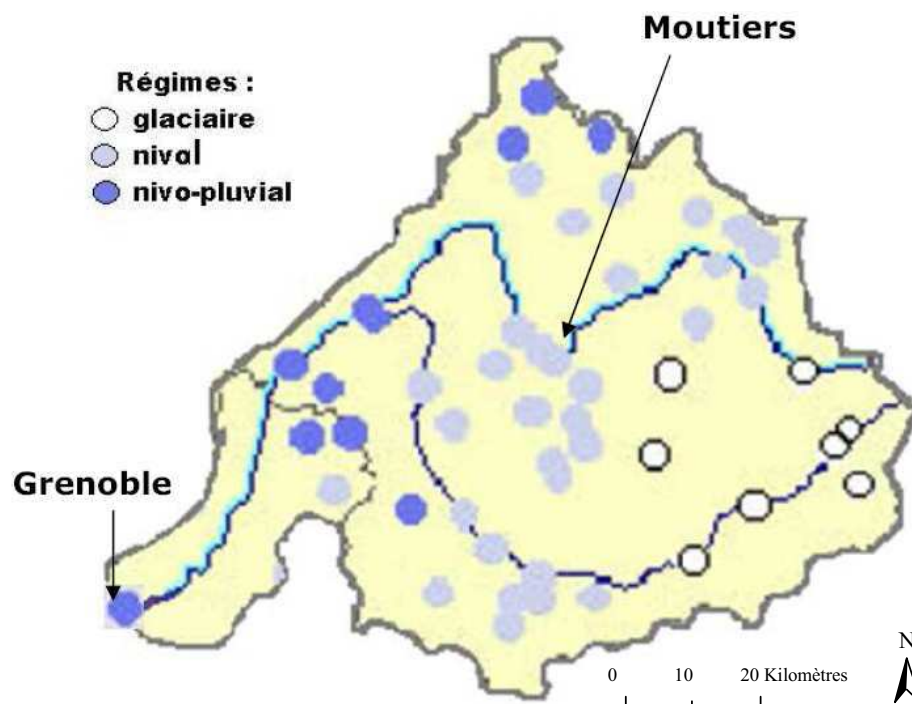


FIGURE 1.9 – Les différents régimes du bassin de l’Isère jusqu’en amont de Grenoble (Source : DREAL Rhône-Alpes).

Très proche du régime glaciaire, le régime nival se différencie de celui-ci par le fait que les hautes eaux débutent plus tôt, au printemps, avec un maximum observé en juin au lieu de juillet, comme le montre le graphique de la figure 1.10, qui représente les débits moyens mensuels de l’Isère à Moûtiers pour la période comprise entre les années 1903 et 1960, période précédant l’implantation des aménagements hydroélectriques.

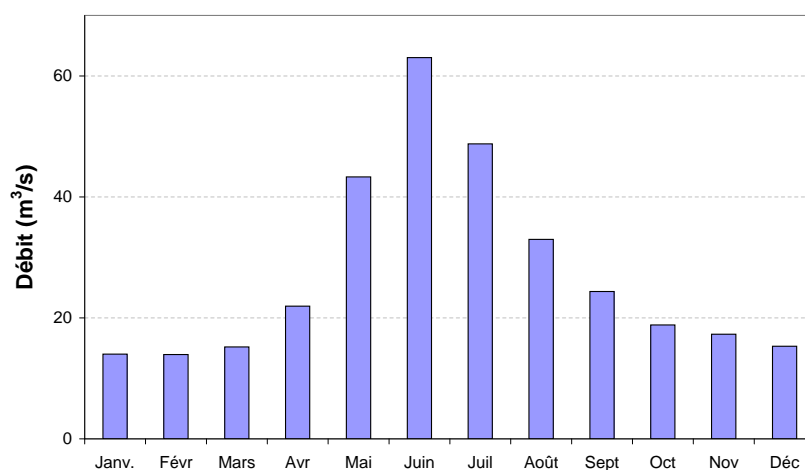


FIGURE 1.10 – L’Isère à Moûtiers, un bassin à régime nival. Débits moyens mensuels calculés sur la période 1903 à 1960, avant implantation des principaux aménagements hydroélectriques (Source : Banque Hydro).

1.3.1.2 La genèse des crues sur le bassin

On distingue trois types de crues se produisant sur le bassin :

- *les petites et moyennes crues assez fréquentes* : générées par des pluies soutenues apportées par un front d'origine océanique, ou bien par une importante fusion nivale (ou les deux) pendant les mois de mai ou juin, ou encore par des pluies orageuses notamment pendant l'été. On peut citer comme exemple l'événement relativement récent de mai 1999, où la crue a été produite par des pluies modérées, survenues à une période de fonte nivale assez importante ;

- *les grandes crues de fréquences rares* : sur le bassin de l'Isère à Moûtiers, ces crues peuvent être générées par les épisodes de Lombarde avec part importante de fusion nivale, touchant la Haute-Tarentaise et la Haute-Maurienne. Nous pouvons citer trois exemples de crues provoquées par ce type d'évènement. Tout d'abord celle de Juin 1957 (la plus forte du siècle), qui a été estimée centennale avec pas moins de 900 m³/s estimés sur l'Arc à Saint-Jean-de-Maurienne (bassin d'environ 1600 km²) et plus de 300 m³/s estimé sur l'Isère à Moûtiers. Ensuite la crue de Septembre 1993 provoquée par un phénomène de retour d'est très étendu, qui a généré 600 m³/s à la confluence Arc-Isère, avec une période de retour comprise entre 30 et 50 ans en Haute Maurienne. Enfin mais dans une moindre mesure la crue d'octobre 2000 avec ses 130 m³/s à Moûtiers, estimée par certains auteurs centennale sur quelques bassins Suisse (Jordan 2007). Ces crues de fréquences rares peuvent également être produites par une séquence météorologique inhabituelle, démarrant par une accumulation de neige, suivie par des pluies intenses et enfin par une brusque montée des températures accompagnée d'un vent chaud de sud. C'est ce type d'épisode, alors généralisé sur l'ensemble du bassin de l'Isère, qui a généré la crue de référence de l'Isère à Grenoble du 2 novembre 1859, la plus forte connue à ce jour sur ce bassin qu'on décrit précisément en introduction du manuscrit. Selon Pardé (1924), les débits de crue estimés de l'Isère à Moûtiers seraient compris entre 300 et 400 m³/s le 1^{er} novembre, jour pendant lequel les écoulements de crue à Moûtiers passèrent par-dessus les deux seuls ponts de la ville et envahirent un nombre considérable de maisons jusqu'au premier étage ;

- *crues d'embâcles, débâcles* : laves torrentielles, cônes d'avalanche, etc.. En général les crues de ce type surviennent souvent en été suite à de gros orages, et génèrent un transport solide conséquent de boues et de graviers dans l'Isère à partir de Bourg-Saint-Maurice, en raison de la nature des sols concernés constitués de schistes, de gypses et de cargneules (Pardé 1924).

Enfin, on donne les estimations (fournies par la DREAL Rhône-Alpes) réalisées par ajustement de la loi Gumbel des débits instantanés de crue de l'Isère à Grenoble (38 valeurs sur la période 1960-2005) et à Moûtiers (84 valeurs sur la période 1903-2005) pour des périodes de retour comprises entre 2 et 50 ans (tableau 1.2) :

Période de retour (années)	Moûtiers Grenoble	
	Débit de pointe (m^3/s)	
2	82	590
5	120	730
10	140	830
20	370	920
50	440	1000

TABLEAU 1.2 – Estimations des débits extrêmes de l’Isère à Grenoble et à Moûtiers en fonction de la période de retour, par ajustement de la loi Gumbel. Intervalle de confiance à 95% (Source : DREAL Rhône-Alpes/Banque Hydro)

Après avoir situé la zone d’étude, son contexte géographique et géomorphologique, et caractérisée son climat et son régime hydrologique, on décrit à présent l’ensemble du dispositif hydroélectrique installé sur le bassin de l’Isère à Moûtiers et ses environs.

1.4 Les ouvrages hydroélectriques de la Tarentaise

1.4.1 Généralités

La Houille Blanche, ou énergie hydroélectrique, est née à partir de la fin du 19^{ème} siècle sur le bassin de l’Isère. Sa technique consiste à utiliser une chute d’altitude de la topographie afin de convertir l’énergie potentielle de l’eau en énergie cinétique, et enfin par l’intermédiaire d’un générateur, en énergie électrique.

Les eaux du bassin de l’Isère à Moûtiers sont utilisées principalement par la compagnie Electricité De France pour la production d’électricité, dont elle est un des leaders mondiaux.

L’hydro-électricité représente seulement 8% de la production française d’électricité, mais elle est un moyen idéal d’ajustement de la production électrique aux heures de pointe (figure 1.11), au moment du pic de consommation, grâce à sa rapidité de mise en oeuvre. La puissance maximale d’une centrale est atteinte en quelques minutes, contre une dizaines d’heures pour une centrale thermique et une quarantaine pour un réacteur nucléaire. Elle est également très sollicitée pendant les périodes de forts besoins, par suite de grand froid, ou d’un incident sur le réseau. La demande en électricité sur le marché varie en fonction de plusieurs cycles : saisonnier, hebdomadaire, journalier. L’électricité une fois produite ne pouvant être stockée, cette demande est directement liée à la consommation. En moyenne, elle est supérieure en hiver en raison de la consommation de chauffage. Au cours d’une même semaine, la demande est plus faible le samedi et minimale le dimanche en raison des horaires de l’industrie et du secteur tertiaire. Enfin, la demande journalière est maximale le matin et à midi puis atteint un deuxième pic vers 18 h. A noter que cette demande augmente malgré tout de plus en plus pendant la saison estivale en raison de la consommation des systèmes de climatisation.

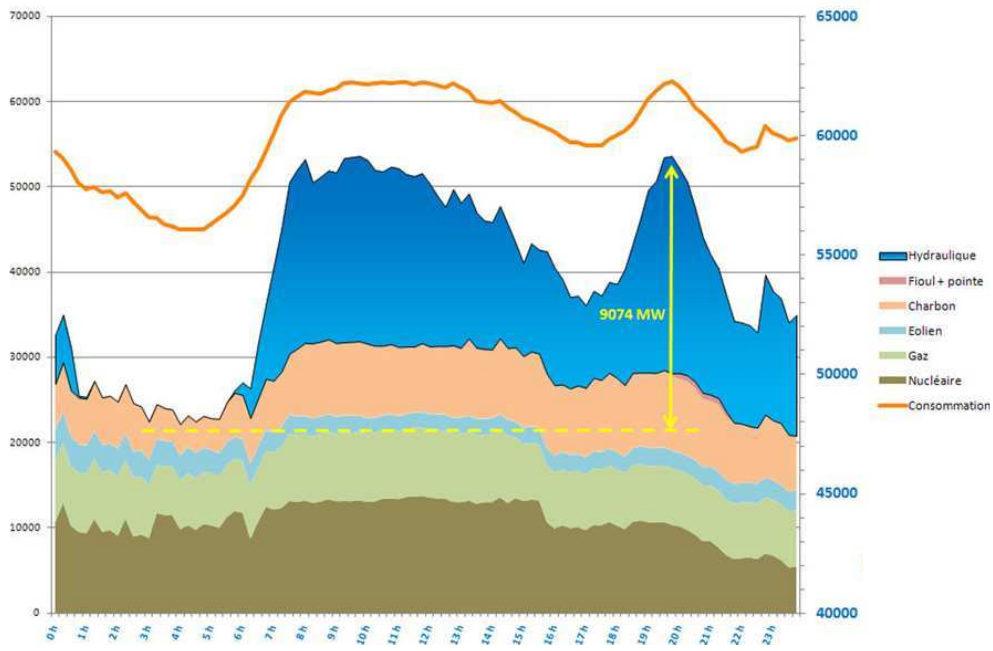


FIGURE 1.11 – L’hydroélectricité : un moyen idéal d’ajustement de la production aux heures de pointe. Production d’électricité (MW) par source d’énergie pour le 15/10/2010 (Source RTE).

1.4.2 Fonctionnement des aménagements hydroélectriques

Un aménagement hydroélectrique possède trois fonctions hydrauliques principales : l’adduction, le stockage et la restitution des écoulements. Ces trois fonctions sont réalisées par l’intermédiaire de plusieurs types d’ouvrages, comme le montre la figure 1.13.

→ **Les prises d’eau** : elles se situent en début de chaîne d’un aménagement et sont localisées sur les cours d’eau. Elles ont pour fonction de dériver une part de leurs écoulements vers le réseau de conduites (ou de galeries). Le principe de fonctionnement d’une prise d’eau peut se représenter par le schéma de la figure 1.12 : la dérivation des écoulements entrants dans la prise ne débute qu’à partir du dépassement du débit réservé aval, cette prise ne pouvant dériver une quantité d’écoulement supérieure à sa capacité d’entonnement.

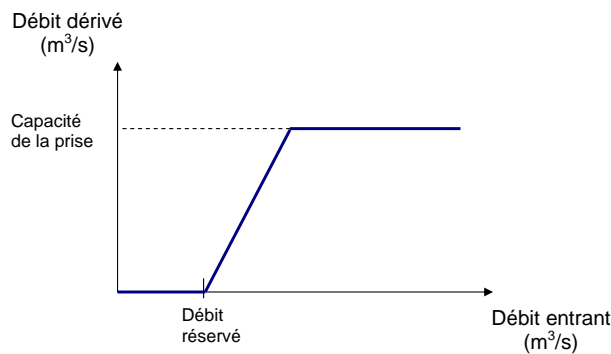


FIGURE 1.12 – Loi de fonctionnement d’une prise d’eau selon RS2.

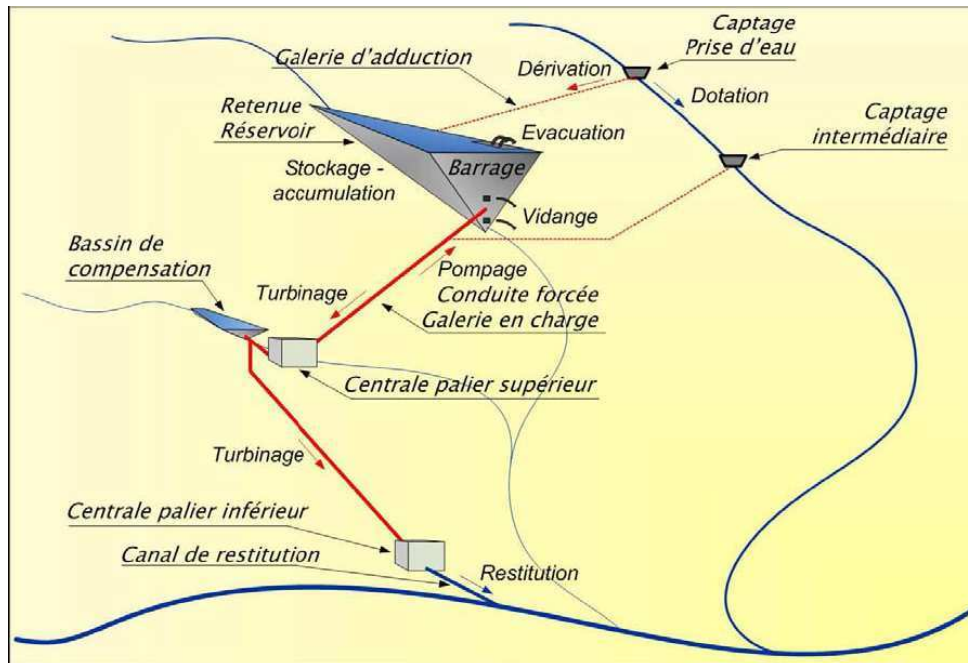


FIGURE 1.13 – Schéma type des fonctions hydrauliques d'un aménagement hydroélectrique (Jordan (2007)).

On distingue deux catégories de prises : celles, majoritaires, situées en général sur les hauts versants des bassins, et d'autres moins nombreuses, situées en travers du cours d'eau principal qui drainent donc une part importante du bassin (dont les écoulements résiduels d'autres prises). Ces dernières prises possèdent une grande capacité d'entonnement, d'où l'appellation en général de barrage-prise. Pour la suite le terme "prise" sera utilisé uniquement pour identifier la première catégorie.

→ **Les conduites et galeries** : les écoulements dérivés par les prises sont ensuite transférés vers une retenue ou directement vers une centrale par l'intermédiaire :

- de galeries d'amenée, souvent creusées dans la roches, dans lesquels les écoulements se font à surface libre la plupart du temps ;
- et de conduites forcées, où l'écoulement se fait en charge.

Les écoulements se font dans les galeries sur de grandes distances, avec des pentes relativement faibles. Les conduites forcées sont situées généralement dans le prolongement des galeries et permettent de provoquer la chute pour faire turbiner l'eau dans la centrale en contrebas. Leur parcours est généralement assez court mais avec un fort dénivelé. En leur sommet, elles sont munies d'une ou plusieurs cheminées d'équilibre pour prévenir les coups de bélier dus aux brusques variations du flux d'eau lors de l'ouverture et de la fermeture des vannes des turbines de la centrale.

→ **Les retenues d'accumulation** : au contraire, les retenues d'accumulation ont pour fonction de stocker, d'accumuler des volumes d'eau pour pouvoir les restituer en aval et faire turbiner les centrales en fonction de la demande.

→ **Les centrales** : elles se positionnent en général en fin de chaîne des aménagements, leur fonction étant de turbiner les écoulements entrants, avant de les rejeter dans le cours d'eau ou encore dans une retenue.

→ **Les bassins de compensation** : ils ont pour rôle comme leur nom l'indique de compenser, d'amortir le changement brutal de régime imposé par les rejets d'une centrale ou d'une conduite dans un cours d'eau. Leur volume est assez faible et leur fonction n'est en aucun cas l'accumulation prolongée de volumes d'eau.

En général, on trouve deux grands types d'aménagement :

Aménagements au fil de l'eau

Les aménagements au fil de l'eau ne disposent pas de retenue d'accumulation et ne peuvent donc pas stocker les écoulements dérivés. Ils doivent donc les turbiner directement, par l'intermédiaire d'une chute de faible hauteur. En général, ces aménagements sont composés d'un barrage mobile et d'une centrale avec des turbines ayant un débit installé souvent élevé. Ils sont directement dépendants du régime des écoulements amonts, et la plus grande quantité d'électricité est produite lors des périodes de hautes eaux. Excepté dans le cas où ils sont précédés d'un aménagement à accumulation à haute chute, à ce moment là, la production d'électricité dépendra essentiellement des lâchers de cette retenue. De manière générale, ils turbinent la totalité du débit dérivé jusqu'à atteindre leur débit équipé. Concernant leur influence sur les écoulements, les aménagements hydroélectriques au fil de l'eau sont gérés de manière à ne pas perturber l'écoulement au-delà de leur limite de concession amont, en particulier lors des crues. Cela signifie que le plan d'eau ne doit en aucun cas être surélevé à cause des vannes lors de débits importants.

Aménagements à accumulation à haute chute

Ils disposent généralement d'une ou plusieurs retenues artificielles ou même naturelles (figure 1.14), qui leur permet d'obtenir une flexibilité d'exploitation importante qui croît avec leur volume utile. Des points de captages et des galeries d'adduction permet de dériver une partie des écoulements des torrents vers la retenue. Puis par l'intermédiaire de galeries d'amenée et/ou de conduites forcées, les écoulements relâchés par la retenue sont propagés vers la centrale de turbinage, avant d'être restitués dans le milieu naturel par l'intermédiaire d'un canal de restitution.

La grande souplesse d'exploitation des aménagements à accumulation à haute chute leur permet de ne produire de l'électricité que lorsque les prix sont élevés, en particulier en période de forte demande, donc en hiver, même si le débit capté est négligeable. Dans ce cas, ils turbineront surtout lors des heures de pointe. Ces aménagements peuvent cependant représenter un danger pour la population située à l'aval, lors de situations extrêmes : en effet, en cas de déversement ou voire même de rupture du barrage, ils peuvent engendrer une montée rapide et spectaculaire des eaux en aval, et alors générer des crues rapides et extrêmement violentes, menant à des inondations importantes et éventuellement des pertes humaines et économiques. Pour garantir leur sécurité et celle de la population concernée, ils sont donc soumis à des règles très rigoureuses,

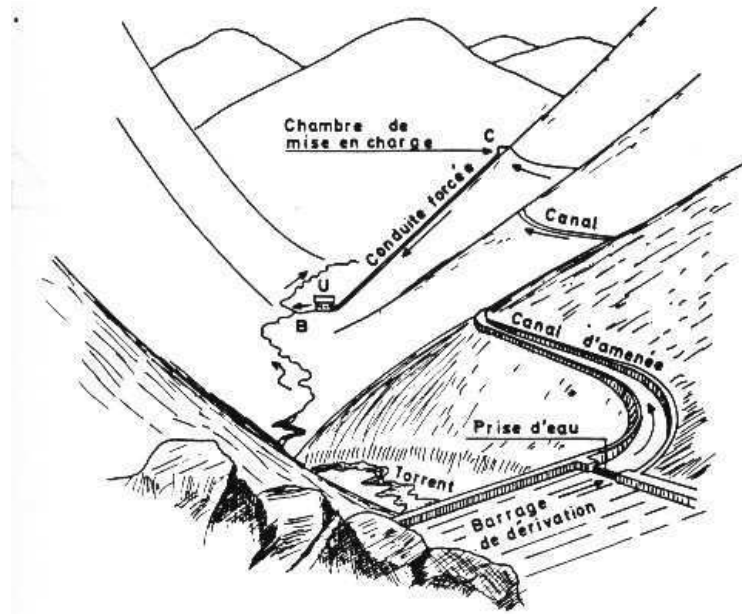


FIGURE 1.14 – Schéma type d'aménagement à accumulation (Multimania (2000)); U : usine, B : bassin de compensation.

qui s'ajoutent aux contrôles réguliers du comportement de la structure du barrage. Ces règles de sécurité sont précisément définies, pour chaque aménagement, dans un règlement d'urgence qui contient les procédures d'exploitation en cas de crue. Dès que les conditions d'application de ces règlements sont remplies, plus aucune dérogation aux procédures prévues n'est autorisée. L'exploitant n'a donc plus aucune marge de manoeuvre. Ces règlements d'urgence imposent de réaliser des opérations de régulation des débits sortants en fonction du niveau de la retenue et du gradient de débit entrant ou de la vitesse de montée du plan d'eau.

1.4.3 Les aménagements du bassin de l'Isère à Moûtiers

Sur l'ensemble du bassin, un réseau assez dense de conduites de dérivation le long des cours d'eau se juxtapose au réseau d'écoulement naturel (figure 1.15). Ce réseau comprend également des ouvrages qui dérivent les écoulements vers d'autres vallées voisines au bassin. Selon Vivian (1986), ce réseau artificiel s'est surtout développé à partir de la construction des barrages :

- **de Tignes**, en 1952 (année de mise en eau de la retenue) sur l'Isère dans la partie amont du bassin. Le barrage de Tignes est de type voûte épaisse en béton et la retenue possède une superficie de 2.7 km^2 , un volume utile (VU) de 225 hm^3 , avec une évacuation des crues qui se réalise au moyen de 2 vannes de fond et un débit de $280 \text{ m}^3/\text{s}$, et enfin un débit de prise d'une capacité de $50 \text{ m}^3/\text{s}$. Cet aménagement est composée d'une seconde retenue, non comparable à la première, celle de La Sassièrè (figure 1.16), située en rive droite de l'Isère en amont de Tignes (VU = 10 hm^3 pour une surface drainée de 10 km^2). Les eaux qu'elle relâche par la vanne de fond et/ou par déversement latéral seulement au printemps sont ensuite restituées et stockées dans la retenue du barrage du Saut.

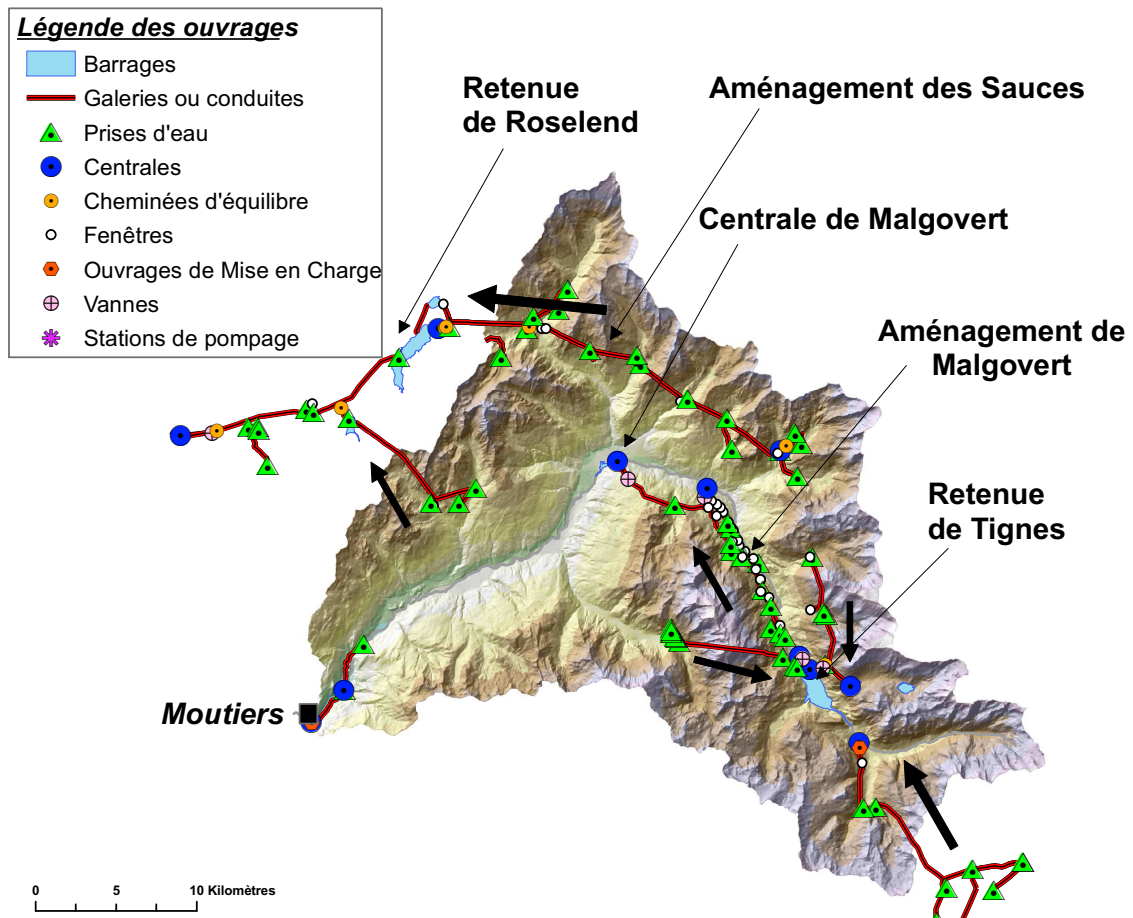


FIGURE 1.15 – Géoréférencement du dispositif hydroélectrique du bassin de l'Isère à Moûtiers.

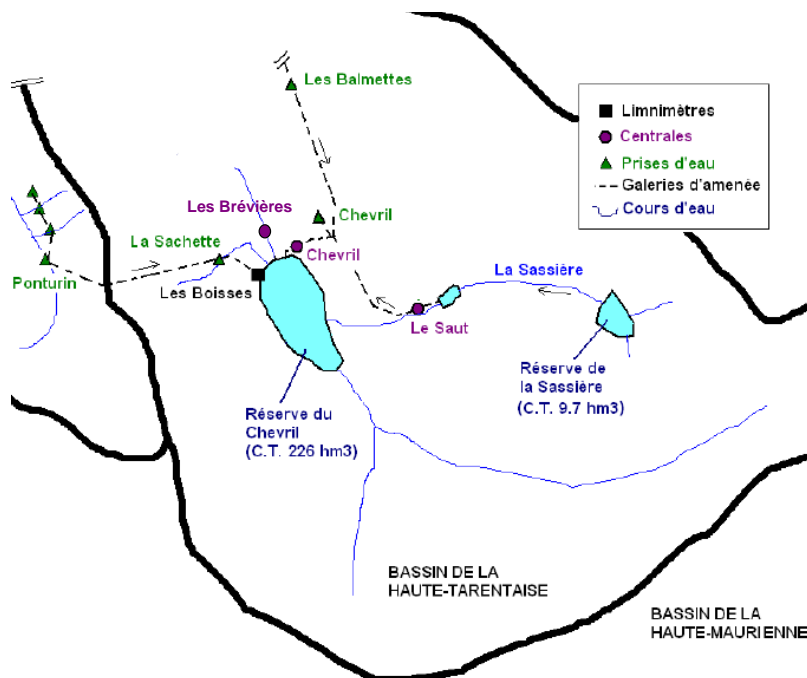


FIGURE 1.16 – Vue schématique de l'aménagement de la retenue de Tignes.

La retenue de Tignes est sur-alimentée :

- par une dérivation de l'Arc localisée au sud-est du bassin ;
- par une dérivation du Ponturin et de la Sachette dont la galerie traverse le rocher du Mont-Pourri (centre du bassin) ;
- et par une dérivation de plusieurs affluents situés en rive droite de l'Isère juste en aval du barrage de Tignes, notamment les torrents du Clou et du Nant-Cruet.

Il s'en est suivi la construction de l'aménagement de Malgovert (mis en service en 1954), qui dérive les écoulements de l'Isère et de ses affluents rive gauche à partir de Tignes, vers la centrale de Malgovert située à Bourg-St-Maurice (figures 1.15 et 1.17). Les rejets de cette centrale et/ou de la conduite de Malgovert (figure 1.17) sont restitués dans l'Isère, par l'intermédiaire du bassin de compensation de Montrignon (volume de 0.55 hm^3 et surface de 0.2 km^2).

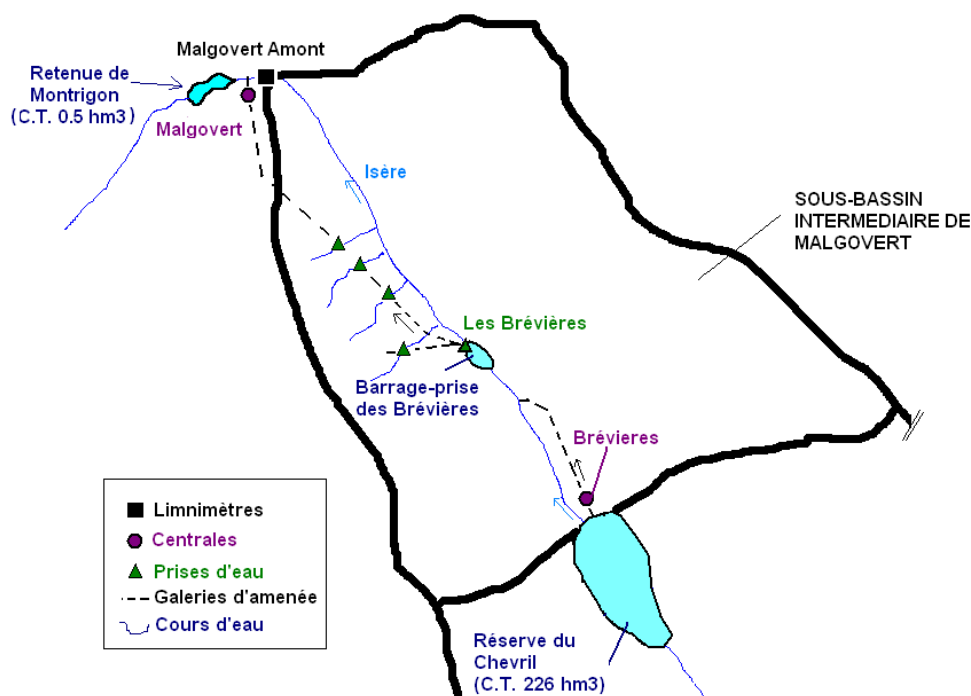


FIGURE 1.17 – Vue schématique de l'aménagement de Malgovert.

Ces deux aménagements constituent le sous-ensemble de "Tignes-Malgovert", qui permet de faire turbiner les deux plus grandes centrales du bassin, il s'agit de celles des Brévières, située juste en aval du barrage de Tignes, et de Malgovert ;

- *situés dans le Beaufortin*, en 1959, à l'extérieur au nord du bassin (figure 1.15) : il s'agit des barrages de La Gittaz, La Girotte, St-Guérin et surtout **Roselend**, avec 185 hm^3 de CU (surface du lac : 3.2 km^2). Il est alimenté par les dérivations des écoulements des affluents en rive droite de l'Isère. Ces écoulements dérivés permettent, avant d'alimenter cette retenue, de faire turbiner la centrale des Saucés située juste en amont de la retenue de Roselend (figure 1.18). L'ensemble des prises d'eau associées à cette dérivation constituent de ce fait "l'aménagement

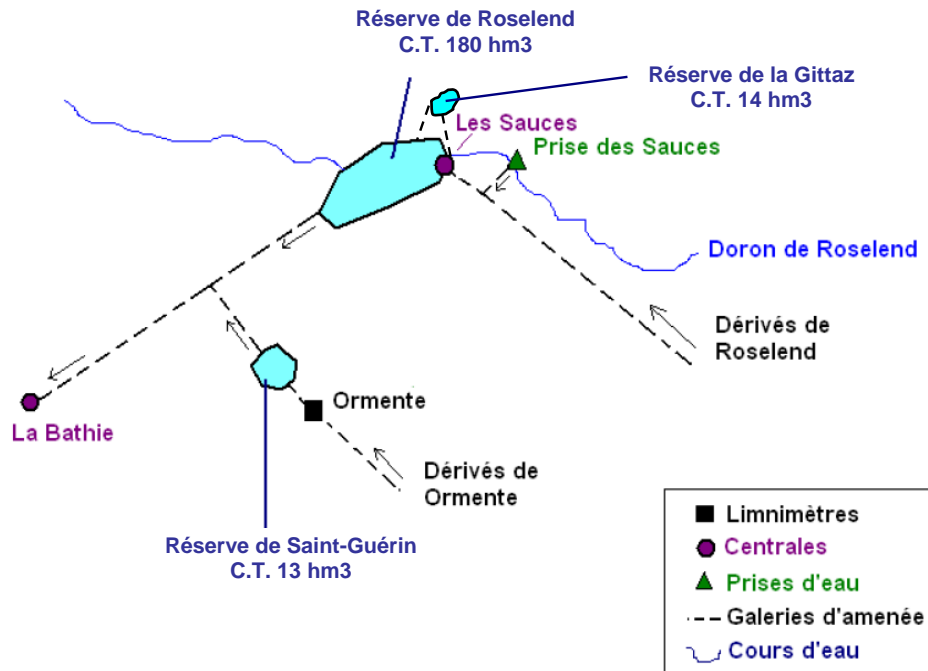


FIGURE 1.18 – Vue schématique de l'aménagement des Saucés, de la retenue de Roselend et de l'aménagement d'Ormente.

des Saucés". L'objectif de ces dérivations dans Roselend est de turbiner ensuite la centrale de la Bathie située à proximité d'Albertville, avec une puissance d'environ 600 MW.

Concernant l'ensemble des ouvrages strictement localisés sur le bassin, on chiffre :

- 2 retenues d'accumulation : Tignes (ou Chevril; photo en figure 1.19) et la Sassièrè (figure 1.16);
- 3 aménagements au fil de l'eau : Val d'Isère situé tout en amont, Viclairè au centre du bassin, et enfin Pomblières et Moûtiers, en aval;
- 1 bassin de compensation : Montrigon;
- 52 prises d'eau et 2 barrage-prises (cf. photo de la prise du Chevril, figure 1.20);
- 60 km de conduites forcées, canaux, galeries (cf. photo de la conduite de forcée de Malgovert en figure 1.21);
- 9 centrales hydroélectriques, dont les Brévières et Malgovert qui utilisent directement l'accumulation de Tignes;
- 3 ouvrages de mises en charge;
- 4 vannes;
- 5 cheminées d'équilibre;
- 41 fenêtres;

Ces ouvrages, dont on évalue l'influence sur les écoulements dans le chapitre 3, sont donc capables d'une part de ponctionner une certaine quantité de volume d'écoulement de certains cours d'eau pour le restituer dans un autre situé en amont ou bien en aval du premier, ou même dans le cours d'eau d'une vallée voisine, et d'autre part de retenir ou bien de relâcher un certain

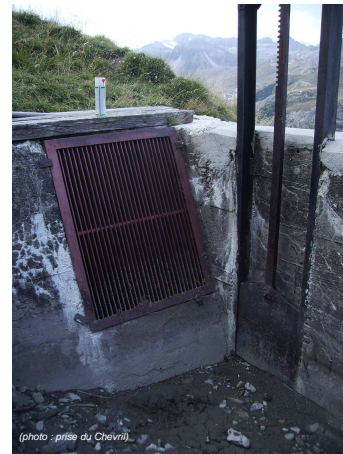
volume d'eau après un certain temps écoulé. Si dans la communauté scientifique les impacts des divers aménagements fluviaux sur les écosystèmes ont fait l'objet d'un nombre important de publications, il n'en est pas de même pour l'hydrologie. On peut citer malgré tout les travaux de Verbunt (2005) qui a travaillé sur un bassin alpin situé en Suisse. En ce concernant notre zone d'étude, les travaux de Vivian (1994), (1996), Ritter (1959) et Marnezy (1999) indiquent une influence notable de ces aménagements sur les écoulements du bassin, en ce sens où ils modifient leur régime naturel : en général on observe un stockage donc une *diminution à l'exutoire des volumes d'écoulement de fonte printanière*, pour pouvoir ensuite faire turbiner les centrales pendant l'hiver, et donc également une *augmentation des écoulements d'étiage*. Tout cela a donc tendance à produire un cycle d'écoulement saisonnier moins marqué, avec une différence moindre entre les deux périodes de basses et de hautes eaux.



FIGURE 1.19 – Retenue du Chevril (barrage de Tignes ; le 15/09/09, depuis la prise du Chevril, avec vue également sur le massif du Mont-Pourri).



(a) vanne du débit réservé (à gauche) et de vidange (à droite)



(b) grille en prise latérale et vanne de vidange par batardeau métallique

FIGURE 1.20 – Prise d'eau du Chevril (15/09/09).



FIGURE 1.21 – Conduites forcées de Malgovert. Hauteur de chute dépassant les 900m. (le 18/01/09).

1.5 Synthèse du chapitre

En résumé, ce chapitre a permis de présenter les grandes caractéristiques de la zone d'étude. Son contexte de montagne lui confère quelques particularités : sa position géographique et son relief en font une zone relativement "abritée", même si elle reçoit malgré tout de grandes quantités de précipitations d'une part en général, et d'autre part pendant les épisodes particuliers de retour d'est. Sa surface élevée en altitude lui confère un régime hydrologique nival, avec une

période de basses eaux l’hiver due au stockage des précipitations, et de hautes eaux l’été en raison de la fonte des neiges et des glaciers. Nous avons ensuite constaté que l’important réseau hydroélectrique présent sur l’ensemble du bassin, pour pouvoir satisfaire la demande en électricité, prélève, achemine, stocke et relâche une certaine quantité des écoulements du bassin, qui donc influence visiblement le régime moyen de ses écoulements.

Le bassin de l’Isère à Moûtiers se différencie donc des bassins de plaine par l’origine nivale de ses écoulements et la présence de nombreux ouvrages hydrauliques et hydroélectriques qui modifient son régime hydrologique.

La modélisation du bassin doit donc tenir compte de ces deux spécificités de la zone d’étude. Elle doit d’une part pouvoir représenter le stockage des précipitations solides et donc la constitution d’un manteau neigeux pendant l’hiver, et d’autre part un relargage de ces volumes d’eau par processus de fonte dans les cours d’eau au printemps, ainsi que la fonte estivale des glaciers. Pour pouvoir modéliser convenablement ces processus, il est donc nécessaire avant tout de bien représenter la météorologie du bassin (précipitation et température notamment).

Cette modélisation doit également considérer la présence et de l’influence des aménagements hydroélectriques, de façon à pouvoir représenter toutes les ponctions et transferts de volume d’eau ainsi que les stockages et les rejets qui se réalisent sur l’ensemble du bassin, afin de reproduire la bonne dynamique des écoulements à l’exutoire. Il est donc évidemment important de bien reproduire les volumes d’écoulements en amont de ces ouvrages (prises d’eau, retenue, etc.).

Pour pouvoir mettre en oeuvre cette modélisation, il est nécessaire premièrement de collecter différents types de données : météorologiques, hydrologiques mais également de géoréférencement. Le chapitre suivant présente donc l’ensemble des données rassemblées sur la zone d’étude.

Chapitre 2

Données disponibles

La constitution d'une base de données est indispensable et préliminaire à toute étude de modélisation hydrologique. Elle permet non seulement de rassembler, de stocker et d'organiser un grand ensemble de données nécessaires à l'étude, mais aussi d'extraire d'autres informations notamment de type spatial (pente, surface, etc..) au moyen d'outils de calculs intégrés, indispensables à l'étape de calage du modèle hydrologique.

Dans un premier temps, on présente les données liées aux caractéristiques topographiques du bassin, qui ont été stockées au sein d'une base de données géoréférencées organisée selon un Système d'Informations Géographiques (SIG). Dans un second temps, on décrit les données relatives au réseau hydroélectrique installé sur le bassin. Les données hydrométéorologiques brutes, qui ont été fournies par plusieurs gestionnaires (EDF, Météo-France, etc.), sont présentées dans un troisième temps. Elles ont nécessité d'être traitées et critiquées, résultats que nous présentons dans un quatrième temps.

2.1 Caractéristiques du bassin

2.1.1 Les différentes données acquises

Les différentes données de géoréférencement liées aux caractéristiques topographiques et géomorphologiques du bassin ont été fournies gracieusement par le SPC AN dans le système de coordonnées projetés Lambert II étendu (unité : m) et comprennent une description :

- *de l'altimétrie*, à la résolution spatiale de 25 m (BD ALTI de l'IGN), couvrant la zone du bassin de l'Isère à Grenoble ;
- *des types d'occupations des sols* (BD Corine Land Cover 2006 ; figures 1.3 et 1.4) ;
- *de l'hydrographie* (Base de Données CARTHAGE de l'IGN ; figure 1.6) ;
- *des formations géologiques* (cartes du BRGM à l'échelle 1/250000 et 1/1000000 ; annexe B) ;
- *des formations pédologiques* (BD IGCS, présentées en annexe B) ;
- *de divers éléments* tels que la délimitation des départements, communes, les cartes IGN à l'échelle 1/25000 et 1/250000, etc.. (BD TOPO de l'IGN)

Ces couches sont donc géoréférencées au sein de la base de données SIG (logiciel ArcGis), à l'exception de celle relative à l'altimétrie du bassin qui a nécessité d'abord un pré-traitement (sous-section 2.1.2).

2.1.2 Détermination des caractéristiques géométriques du bassin

Les données d'altitude nous ont permis d'estimer les caractéristiques géométriques du bassin. Ce travail a été nécessairement effectué en plusieurs étapes, dont les procédures sont détaillées en annexe C :

1) *Choix de la résolution du Modèle Numérique de Terrain*

On conserve la résolution spatiale de 25 m pour avoir une estimation très précise de chaque caractéristique, notamment pour les calculs de moyennes spatiales sur des sous-bassins de très faible taille.

2) *Prétraitement du MNT*

Cette étape est indispensable car elle permet de corriger les données brutes d'altitude et de réaliser ensuite le traitement hydrologique sur SIG, notamment d'identifier le réseau hydrographique.

3) Extraction du MNT du bassin

Le MNT corrigé couvre un territoire assez important (figure C.2). Le but est, en localisant son exutoire et en calculant les directions d'écoulement, d'extraire seulement le MNT de la zone qui nous intéresse, celle du bassin de l'Isère à Moûtiers, qui a été illustré à la figure 1.2 (p. 18) ;

4) Détermination des caractéristiques du bassin

Enfin, on peut alors calculer les caractéristiques géométriques du bassin : sa surface, son altitude minimale et maximale, médiane et sa pente moyenne. La figure 2.1 montre l'hypsométrie du bassin de l'Isère à Moûtiers. On constate que plus de 50% de sa surface se situe au-dessus de 2190 m environ. Sa pente moyenne est d'environ 51%.

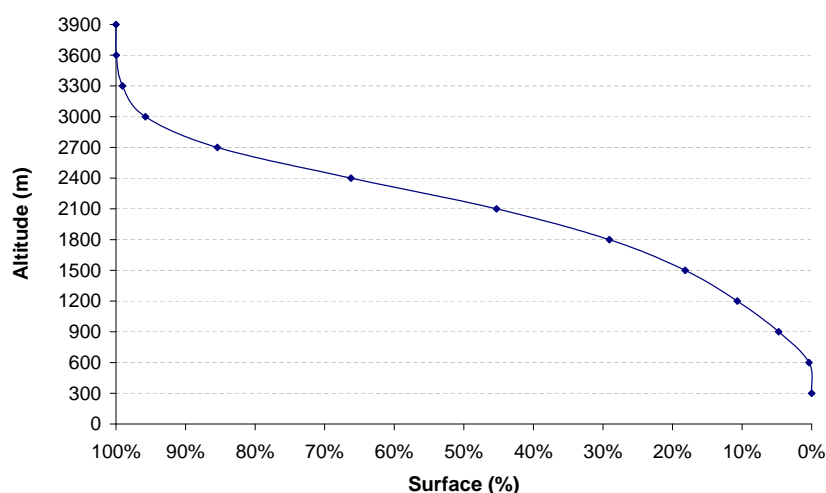


FIGURE 2.1 – Hypsométrie du bassin de l'Isère à Moûtiers.

2.2 Données descriptives du réseau hydroélectrique

La simulation des débits observés à l'exutoire passe forcément par la connaissance des ouvrages hydroélectriques présents sur le bassin et à proximité. Ces données nous ont été transmises en intégralité par l'Unité de Production Alpes d'EDF que l'on remercie, et qui a eu également la gentillesse de bien vouloir nous apporter son aide pour comprendre le fonctionnement de ce réseau assez complexe, ainsi que de nous faire visiter certains de ses aménagements.

Les données se présentent sous différentes formes et comprennent des séries temporelles de débits, de hauteurs et volumes de retenue, des lois hauteur-volume et hauteur-débit de retenues, des caractéristiques géométriques et hydrauliques de certains ouvrages, mais également des rapports de crue liés à certains aménagements et pour certains événements. On fait ici la liste exhaustive de l'ensemble de ces données, par type d'ouvrage.

2.2.1 Les prises d'eau

Nous avons recueilli pour chaque prise d'eau son *altitude*, sa *capacité d'entonnement* (ou encore débit équipé) qui est égal au débit maximum dérivable, ainsi que son *débit réservé* qui est le débit minimal que l'exploitant doit restituer obligatoirement en aval du cours d'eau (préservation de l'écosystème).

De plus, nous avons estimé selon la procédure présentée en section 2.1 leur *surface drainée*. Ces caractéristiques sont récapitulées par grand aménagement (ou groupement) en annexe (tableau D.1), avec leur localisation géographique (figure D.1) et à la figure 2.3 pour le cas des groupements de Tignes-Malgovert et des Saucés. Le dimensionnement et la géométrie de quelques prises d'eau seulement ont pu être également recueillis.

Dans l'ensemble, les prises possèdent des capacités qui varient de quelques centaines de litres/s à $5.4 \text{ m}^3/\text{s}$, et drainent des surfaces comprises entre quelques dixièmes à 32 km^2 . On constate que l'aménagement de Tignes (moitié gauche du graphique du haut de la figure 2.3) est le plus important de par ses nombreuses prises qui possèdent des capacités et qui drainent de surfaces relativement importantes. En général leur capacité croît logiquement avec la surface qu'elles drainent à l'exception de la prise de Saint-Claude (située en rive droite de l'Isère en amont de Malgovert, avec une capacité égale à $5 \text{ m}^3/\text{s}$ et une surface drainée de 8.4 km^2 ,) qui reçoit, en plus des écoulements de son bassin naturel, ceux dérivés de la prise de la Sassièrre. On constate que 36% de la surface totale du bassin est dérivée (hors barrage-prises), et que cette surface est évidemment située sur les plus hautes altitudes du bassin, à partir d'environ 2000 m (figure 2.2).

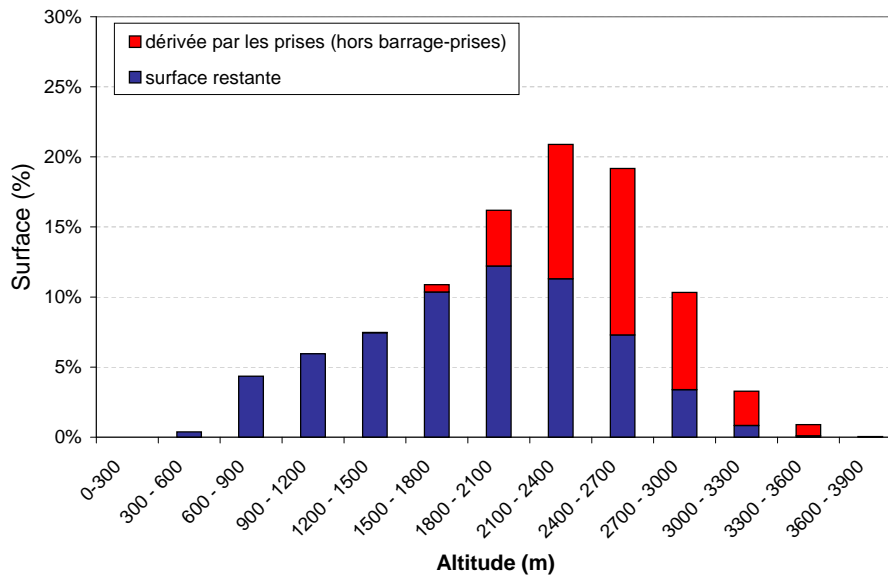
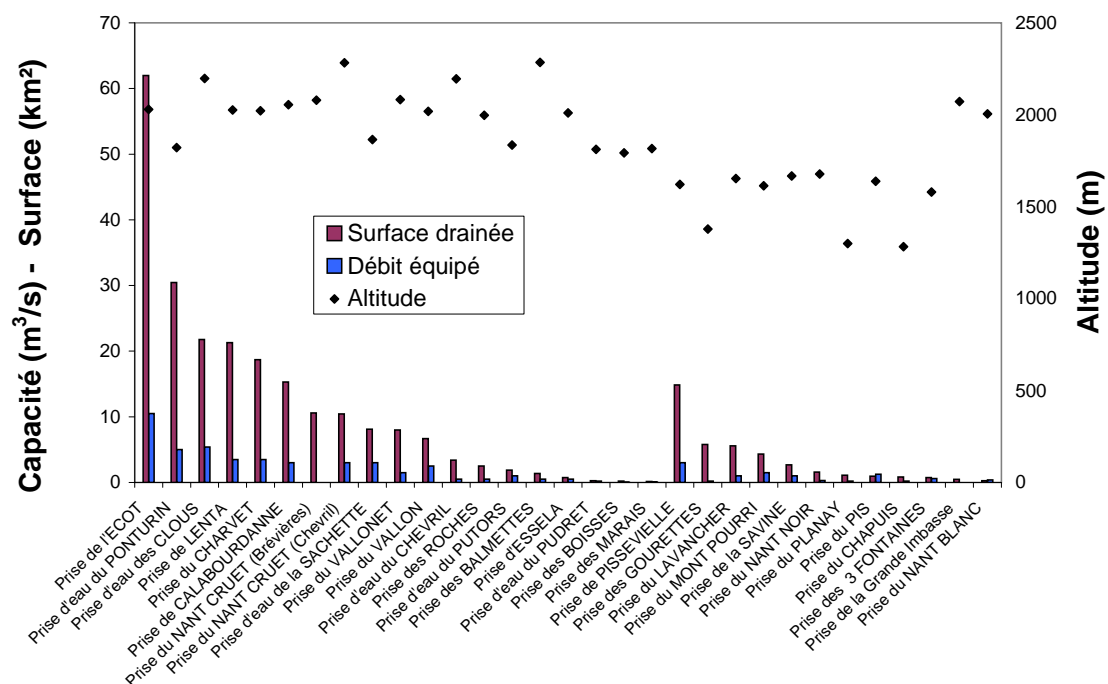
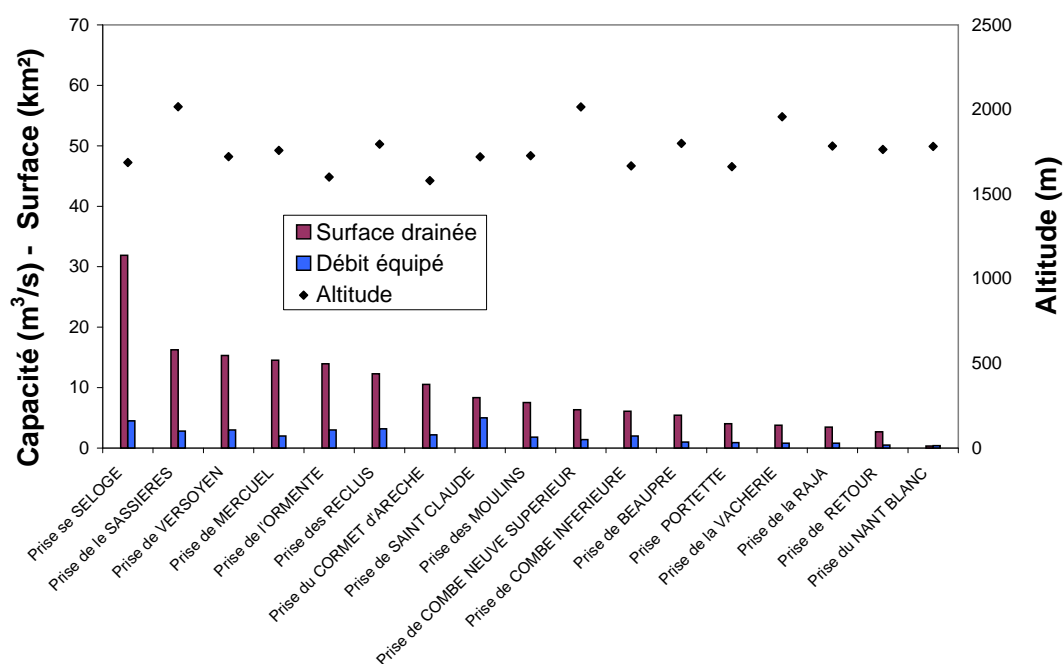


FIGURE 2.2 – Hypsométrie de la surface dérivée totale.



(a) Aménagement de Tignes-Malgovert



(b) Aménagement des Saucés

FIGURE 2.3 – Distribution des débits équipés, des surfaces drainées et des altitudes des prises des aménagements de Tignes-Malgovert et des Saucés.

2.2.2 Les conduites et galeries

Malheureusement, on n'a pu bénéficier que du géo-référencement des conduites et galeries (figure 1.15 p. 32) (pas d'informations sur leur géométrie, notamment leur diamètre, leur pente exacte, etc..).

2.2.3 Les bassins de compensation et retenues d'accumulation

Leur localisation géographique est présentée en annexe (figure D.2).

Nous avons complété notre base de données avec les éléments suivants :

- *Chroniques des cotes et volumes* des retenues de Tignes (pas de temps journalier) et de La Sassièrre (mensuel) sur la période 1992 à 2006 ;
- *Loi Hauteur-Volume* des retenues de Tignes, Montrigon, La Sassièrre et du Saut (annexe D, figures D.4 et D.5) ;
- *Loi Hauteur-Débit* de la retenue du Saut (annexe D, figure D.6) ;

2.2.4 Les centrales

Les *chroniques des débits turbinés* de la majorité des centrales concernées par le bassin ont été acquises, au pas de temps journalier et sur la période 1992 à 2006. On dispose également des *caractéristiques hydroélectriques* de ces centrales : capacité, puissance installée, etc., qui sont précisées en annexe (tableau D.2). L'analyse des débits turbinés de la centrale des Brévières (figure 2.4), l'une des deux plus puissantes du bassin avec celle de Malgovert, qui utilisent directement les variations de niveau de la retenue de Tignes, montre bien qu'il existe un cycle saisonnier et hebdomadaire de turbinage, comme évoqué en début de section 1.4 (p. 27). La localisation géographique de l'ensemble des centrales est présentée en annexe (figure D.3).

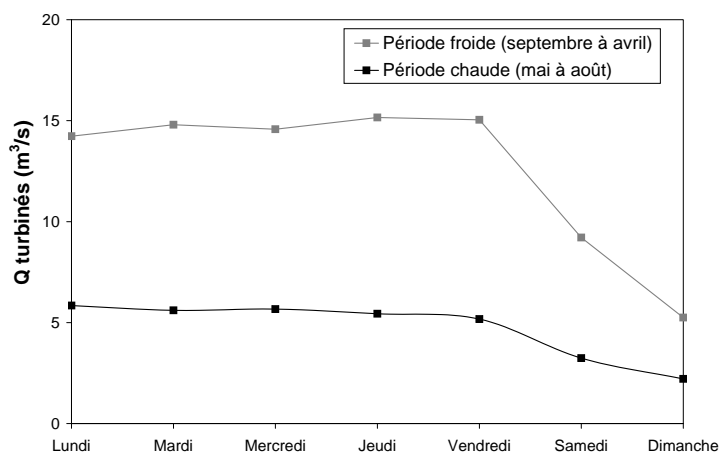


FIGURE 2.4 – Cycle saisonnier et hebdomadaire de turbinage. Exemple de la centrale des Brévières.

On résume au tableau 2.1 les caractéristiques des deux principaux aménagements du bassin, à savoir celui de Tignes-Malgovert qui est le plus imposant, dont la puissance installée permet de produire une quantité d'électricité équivalente à celle que consomme une ville de 330 000 habitants environ, et celui des Saucés qui draine une part importante de la surface totale du bassin.

<i>Aménagement</i>	<i>Nb de prises</i>	<i>Nb de centrales</i>	<i>S. drainée (km²)</i>	<i>Débit équipé (m³/s)</i>	<i>Puissance ins. (MW)</i>
Tignes - Malgovert	32	5	263	107	392
Les Saucés	18	1	163	35	18.5

TABLEAU 2.1 – Caractéristiques des deux principaux aménagements du bassin de l'Isère à Moûtiers.

2.2.5 Données liées à l'exploitation des ouvrages en période de crue

Enfin, l'UP Alpes nous a transmis également les rapports de crue de l'ouvrage de Montrignon pour les événements de mai 1999, mai 2008, et du sous-ensemble aval de l'aménagement de Malgovert pour la crue de mai 2000. Ces rapports contiennent des informations qui nous ont aidé d'une part à comprendre le comportement des aménagements en période de crue et d'autre part à fournir des données supplémentaires pour ces épisodes particuliers.

Chaque rapport se présente généralement sous la forme d'un document de quelques dizaines de pages, qui contient les informations suivantes :

- la situation météorologique de l'événement, qui montre en général l'évolution des hyéto-grammes horaires observés aux stations concernées par l'épisode ;
- la situation hydrologique de l'événement, avec l'évolution des débits horaires observés aux stations de rivière mais également sur ouvrages, notamment les entrants et sortants des retenues ;
- l'état initial des installations, c'est-à-dire l'état de remplissage des retenues avant la crue, ainsi que l'état de disponibilité des groupes hydrauliques ;
- le déroulement chronologique de l'épisode de crue, qui décrit du début à la fin de l'épisode la gestion des ouvrages adoptée, en précisant les différentes règles d'exploitation appliquées en fonction du débit entrant de chaque ouvrage (appel de l'agent technique d'astreinte, passage de la gestion d'un barrage en local, ouverture des vannes pour maintenir le niveau de la retenue, etc..). Ce suivi aboutit à un relevé de la variation de cote des retenues, de celle des débits horaires entrants et restitués, ainsi qu'à un listing précis des déclenchements et des manoeuvres d'exploitation sur les groupes, et des interventions humaines ;
- l'application de la consigne de crue associé à l'ouvrage en question ;
- les différentes prises de contact ou les relations avec l'extérieur ;
- les principales difficultés rencontrées pendant ou après l'épisode ;

- et enfin la liste des dégâts éventuels subis par les installations et travaux envisagés.

Enfin, on récapitule ici brièvement l'ensemble des données recueillies (ou estimées) liées aux aménagements hydroélectriques :

- géo-référencement de l'ensemble des ouvrages sur le bassin de l'Isère à Grenoble : prises d'eau, conduites, galeries, centrales, retenues d'accumulation, bassins de compensation, etc.. ;
- débits équipés, réservés et surfaces drainées des prises d'eau ;
- séries temporelles des cotes et volumes des retenues de Tignes (journalier) et de La Sassièrre (mensuel) sur la période 1992 à 2006 ;
- loi Hauteur-Volume des retenues de Tignes, Montrigon, La Sassièrre et du Saut, et loi Hauteur-Débit de la retenue du Saut (annexe D) ;
- séries journalières des débits turbinés et caractéristiques des centrales ;
- rapports de crue de l'ouvrage de Montrigon et de l'aménagement de Malgovert ;

Ces données nous ont permis d'établir les bilans hydrologiques présentés au chapitre 3.

2.3 Base de données hydrométéorologiques

Au cours de ce travail, nous avons également établi une base de données hydrométéorologiques, afin d'une part de constituer les forçages du modèle hydrologique et d'autre part de pouvoir contrôler ses performances à différents points de contrôles des débits. Nous avons donc collecté des mesures de précipitations, de températures de l'air et des données de débit en rivière et sur ouvrages. Les données des réseaux EDF et MétéoFrance concernées par ce bassin ont été recueillies, en choisissant de border notre domaine d'étude jusqu'à une large bande d'environ 30 km au-delà de ses limites, afin de pouvoir représenter à minima la météorologie au niveau des limites du bassin. Dans ce contexte de montagne, l'estimation des variables météorologiques telles que les précipitations n'est pas chose aisée du fait de la présence de processus complexes qui opèrent sur le bassin (effets orographiques, etc.), comme on l'explique plus tard. Nous avons donc souhaité acquérir en outre les réanalyses de précipitations qui ont été effectuées dans le cadre des travaux d'EDF (Gottardi 2009), ainsi que les réanalyses du système SAFRAN (Quintana-Seguí *et al.* 2008) de Météo-France, afin de bénéficier de la meilleure représentation possible de la précipitation du bassin, en entrée du modèle hydrologique.

La base de données que l'on présente ne concerne évidemment que le bassin de l'Isère à Moûtiers.

2.3.1 Données météorologiques

Les précipitations

-> Données stationnelles

L'ensemble des séries de mesures, provenant uniquement de pluviographes, est disponible au pas de temps horaire du 01/01/1990 au 31/12/2006. On présente à la figure 2.5 la localisation de l'ensemble de ces stations. On distingue 4 postes Météo-France (en bleu) et 9 postes EDF-DTG (en rouge), dont 3 en co-gestion (caractéristiques de chaque poste en annexe au tableau E.1, p. 409).

Le réseau de Météo-France concerné est le réseau RADOME¹ (excepté pour la station de Tignes). Les appareillages concernés, quelque soit leur appartenance (réseau EDF-DTG ou Météo-France), sont des stations automatiques temps réel, avec transmission quotidienne des données, heure par heure en routine avec possibilité de déclenchement d'un mode turbo qui interroge alors la station à un pas de temps plus court. En général, chaque appareil est équipé d'un système chauffant pour pouvoir comptabiliser convenablement les précipitations qui tombent sous forme solide (neige). Sans un tel système, le comptage de ces précipitations peut être entaché d'erreur pour plusieurs raisons :

- comptabilisation retardée (seulement au moment où les précipitations se mettent à fondre) ;

1. RADOME : Réseau d'Acquisition de DONnées Météorologiques Etendu, qui est né d'un projet, lancé par Météo-France en 1996, de réorganisation de son réseau d'observation au sol, pour les besoins de la surveillance et de la prévision immédiate.

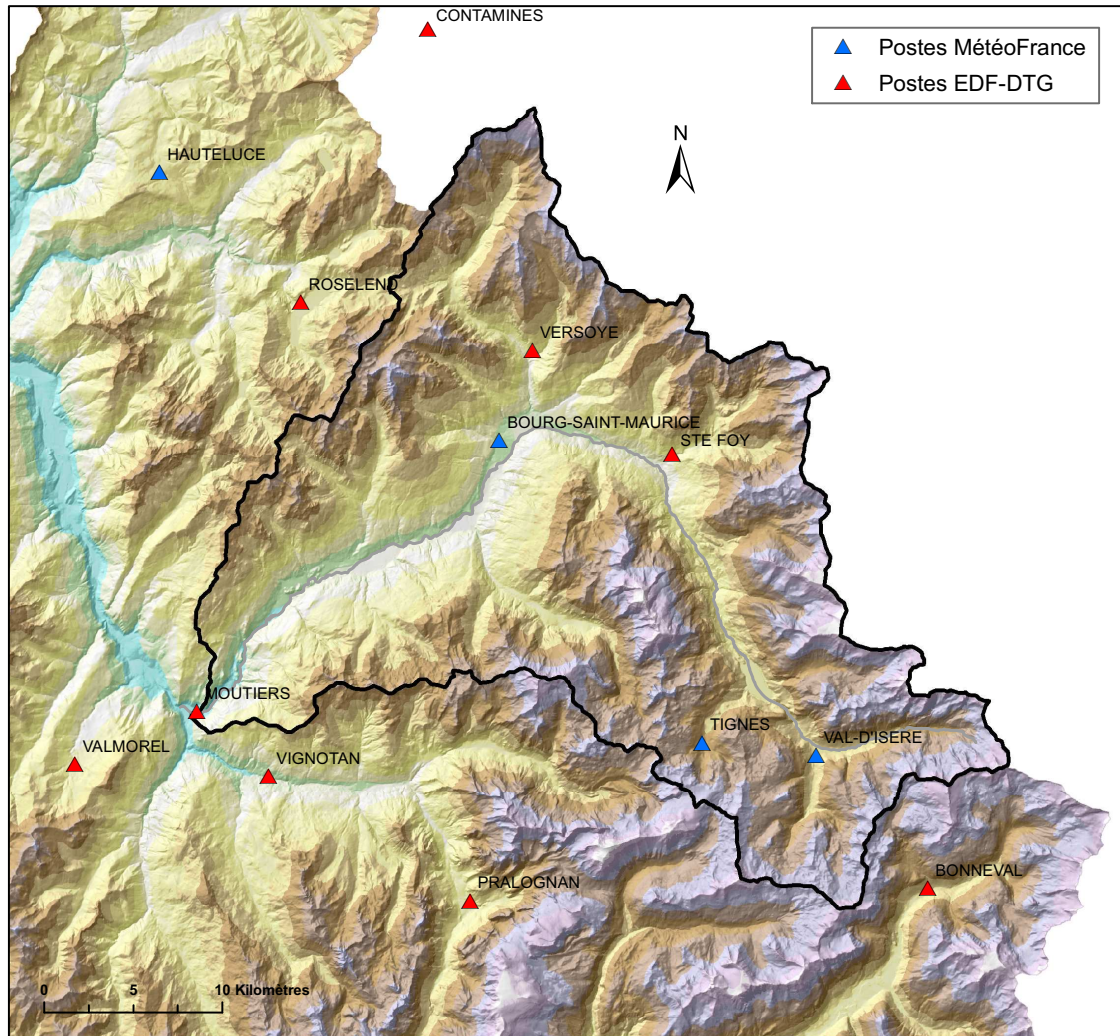


FIGURE 2.5 – Localisation des pluviographes.

- sous-estimation par pertes par sublimation se produisant à la surface de la neige bloquée dans le cône, et éventuellement par débordement du pluviographe si la chute est importante.

Seulement 6 stations se situent donc sur le bassin, ce qui fait en moyenne une station pour 150 km², ou encore tous les 13 km environ. Elles se concentrent soit dans la partie nord, soit dans la partie sud du bassin, ce qui laisse donc sans postes une large bande horizontale, délimitée au nord par Bourg-St-Maurice et au sud par Tignes. Cette zone, en plus d'être mal renseignée, est probablement sujette à de forts effets orographiques en raison de la présence de reliefs très marqués (massif du Mont-Pourri).

Outre cette absence de stations évoquée, même si la surface du bassin située en-dessous de 1500 m est bien représentée (figure 2.6), on observe par ailleurs en général une répartition altitudinale non équitable du nombre de pluviographes, et surtout un déficit qui croît avec l'altitude à partir de 2000 m et même une absence totale de postes au-delà de 3000 m (dont la part de bassin correspondante représente environ 10%). En effet, à ces hautes-altitudes, l'installation et la maintenance d'appareillages est en général plus compliquée à gérer du fait de la difficulté d'accès.

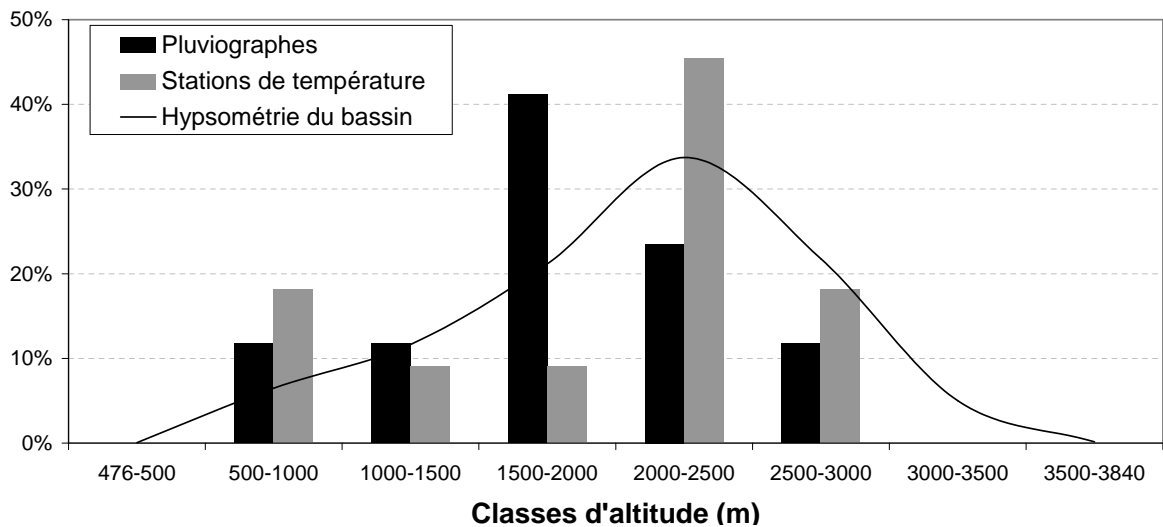


FIGURE 2.6 – Répartition altimétrique des stations de précipitation et de température.

La qualité des forçages météorologiques joue un grand rôle dans la modélisation hydrologique, puisqu'elle influence directement la qualité de la simulation des hydrogrammes. En zone de montagne alpine, la précipitation possède une très grande variabilité spatiale et temporelle, car son relief accidenté entraîne des processus complexes. Un bassin d'une taille similaire à celui de l'Isère à Moûtiers peut être soumis à des influences météorologiques régionales, comme nous l'avons décrit en section 1.2 (front d'origine océanique et effet d'abri, retour d'est, etc.), mais également à des effets plus locaux. On peut citer principalement celui lié à l'orographie qui se produit lorsqu'une masse d'air rencontre une montagne et doit s'élever pour la contourner. Ainsi, l'air se condense du fait de la température qui diminue avec l'altitude et génère de grandes quantités de précipitations sur le versant au vent. De ce phénomène très fréquent en montagne résultent de forts gradients de précipitation. Le retour d'expérience de l'événement d'août 2005, qui a généré des quantités de ruissellement considérables sur les torrents des balcons du massif de Belledonne, a montré que les pluies cumulées sur les deux jours de l'épisode ont été estimées à 35 mm au Versoud, alors qu'environ 2000m plus haut en altitude il a été enregistré un cumul de 278 mm, soit un gradient d'environ 6 mm/100m/j! (Belleudy 2009). Au-delà de la crête, sur le versant sous le vent cette fois, on observe alors généralement un effet de foehn, c'est-à-dire la présence de vents forts avec un réchauffement de la masse d'air. La Haute Tarentaise est d'ailleurs une zone de prédilection, ainsi que la partie basse du bassin.

Certains auteurs ont cherché, en travaillant sur des bassins alpins très influencés par l'orographie et où le réseau de mesures de précipitation était très déficitaire, à estimer cette variable par méthode inverse en s'appuyant sur la modélisation hydrologique et en utilisant des données de débits observés (Ranzi *et al.* 2003 et Valery 2010). Concernant notre zone d'étude, de nombreuses études ont montré qu'il existe une forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations (De Saintignon et Douguedroit 1984, Onde 1938, Marnezy 1999, Pardé 1924). Le premier auteur a montré une grande difficulté à obtenir une représentation spatiale fiable des précipitations, il évoque également une forte opposition sous le vent et au vent dans la partie aval du bassin ainsi qu'une limitation en altitude des mouvements d'ascendance, avec de forts gradients

en présence de fronts chauds et des gradients beaucoup plus variables en présence de fronts froids. Le second auteur évoque entre-autre une influence significative de la partie du bassin située en amont du barrage de Tignes, par les courants d'air provenant de la vallée du Doron de Bozel (vallée limitrophe située au sud-est du bassin, figure 2.5).

En résumé, notre zone d'étude connaît d'une part une forte variabilité spatiale des précipitations. Il s'ajoute à cela le faible nombre de stations de mesures disponibles, en particulier au centre du bassin et en altitude, qui ne semble peut-être pas suffisant pour permettre d'y obtenir une bonne représentativité des précipitations. Par conséquent, notre base de données a été complétée avec deux archives de précipitations réanalysées disponibles : notamment celle d'EDF, fruit des travaux de Gottardi (2009), et celle du système SAFRAN (Durand *et al.* 1993) de Météo-France, que l'on décrit maintenant. Malheureusement les données issues de la première archive seront essentiellement au pas de temps journalier.

→ Données réanalysées issues des travaux (Gottardi 2009)

Les données de précipitations réanalysées issues des récents travaux de F. Gottardi (2009) ont été fournies par EDF-DTG. Elles sont disponibles à la résolution spatiale de 1 km au pas de temps journalier (cumuls 6h-6h) du 01/01/1990 au 31/12/2005 et couvrent la zone du bassin de l'Isère à Grenoble, et débordent sur le territoire italien à l'est. Les données transmises correspondent à la première version produite des réanalyses, qui ont été élaborées en considérant un coefficient de correction de la phase solide des précipitations spatialement uniforme. EDF-DTG travaille aujourd'hui à l'élaboration d'une autre version de réanalyses de précipitation (non disponible à ce jour), visant à prendre en compte un coefficient de correction de la phase solide spatialement hétérogène.

La production de ces réanalyses avait pour but de mieux connaître la pluviométrie réelle des massifs montagneux français et de pouvoir ainsi mieux gérer la ressource en eau pour la production hydroélectrique d'EDF. Les précipitations observées des 50 dernières années sur les massifs montagneux français, notamment les Alpes, ont été réanalysées. Pour réaliser ce travail, une vaste base de données a été établie, regroupant des données françaises (EDF et Météo France) mais également suisses, italiennes et espagnoles. A terme, ces réanalyses devraient permettre à EDF-DTG d'améliorer son outil de prévision opérationnel, notamment en le faisant évoluer vers une vision spatialisée et cartographiée de la pluie et de la neige mesurées sur les bassins versants concernés.

Ces réanalyses ont consisté à modéliser l'effet orographique, considéré comme prédominant dans l'explication des précipitations en montagne. Par contre, le gradient associé a été considéré selon le type de circulation atmosphérique, notamment en fonction d'une classification en types de temps (onde atlantique, situation océanique, flux de sud, retour d'est, etc.). Pour chaque maille et selon le type de temps, l'effet orographique est modélisé par une relation linéaire locale reliant en moyenne climatologique la précipitation à l'altitude, en se basant sur les points de mesure situés à proximité du pixel, dont le mode de sélection et de pondération a été optimisé. Ensuite, cette ébauche climatologique (par type de temps) est adaptée aux données pluviométriques disponibles pour chaque journée. Quant à la qualité des lames d'eau de bassin, elle a

été évaluée par ailleurs pour chaque étape qui suit à travers le bilan hydrologique intégré sur les bassins versants instrumentés d'une part, et à l'aide d'une confrontation avec les postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux d'autre part.

L'auteur a cherché à introduire d'autres observations, en particulier celles réalisées à l'aide de nivo-pluviomètres totalisateurs (NPT). Ce réseau présente l'avantage d'avoir été déployé à des altitudes plus importantes que les pluviomètres. Cependant, l'introduction du réseau de NPT ne s'est pas avérée suffisante car les estimations sont restées largement déficitaires. Une assimilation de mesures d'équivalent en eau du manteau neigeux, qui se mesurent par les NRC (Nivomètre à Rayonnement Cosmique) a donc été effectuée et a permis, en utilisant un outil de modélisation hydrologique, d'estimer plus exactement les volumes de précipitation à haute altitude. On peut observer à la figure 2.7 la différence de cumuls de précipitations annuelles moyennes que l'auteur a obtenu après cette assimilation (avec la délimitation du bassin de l'Isère à Moûtiers en rouge). Il a ensuite proposé un modèle simple de correction des mesures de précipitations journalières, en introduisant un facteur correctif dépendant de la seule fraction solide de précipitation.

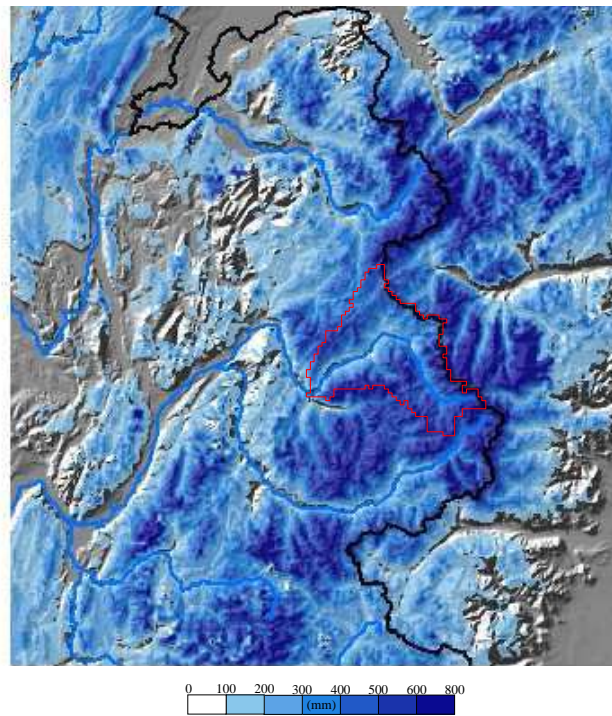


FIGURE 2.7 – Différence des cumuls de précipitation annuels moyens (réanalyses EDF) : sans et avec assimilation des hauteurs de neige.

→ Données réanalysées issues du système SAFRAN-France

Le système d'analyse SAFRAN-France (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige appliquée à la France entière) est un système automatique d'assimilation et d'analyse des données météorologiques qui a été initialement développé pour fournir des forçages atmosphériques pour la prévision du risque d'avalanches. On suppose qu'au sein d'une zone climatologique homogène (appelée zone Symposium ; découpage en annexe F), dont la surface ne dépasse pas les 1000 km², les gradients climatiques horizontaux sont faibles et la

précipitation ne varie qu'en fonction de l'altitude et de l'exposition. Ces zones ne sont pas entièrement isolées car les observations de certaines zones voisines sont utilisées si nécessaire. Une première ébauche, issue du modèle atmosphérique opérationnel Arpege (Courtier *et al.* 1991), est affinée grâce aux observations de précipitations disponibles, quotidiennement à 6h TU (Temps Universel) afin d'inclure les mesures de précipitations journalières 6h-6h. La première ébauche est dans ce cas déduite des champs climatologiques (un gradient altitudinal constant ou plus élaboré, par exemple dépendant du type de temps, si disponible). L'interpolation horaire des précipitations est réalisée en quatre étapes :

- 1) détermination de la plus haute isotherme 0°C horaire ;
- 2) détermination de la limite pluie-neige horaire basée sur les observations météorologiques et sur les gradients de températures estimés ;
- 3) détermination du ratio pluie-neige journalier basé sur les observations de sites ;
- 4) détermination des précipitations horaires et de leur phase en fonction des variations d'humidité relative et des ratios pluie-neige précédemment calculés.

Les données de précipitations réanalysées issues du système SAFRAN-France ont été validées par Quintana-Segui (2008) et nous ont été fournies par le Centre d'Etude de la Neige de Météo-France. Elles sont disponibles au pas de temps horaire du 01/01/1960 au 31/12/2006 et couvrent la France entière. Cette archive fournit une valeur de précipitation horaire par zone Symposium et par tranche d'altitude de 300 m.

Les températures

L'ensemble des séries de mesures est disponible au pas de temps horaire du 01/01/1990 au 31/12/2006. On présente à la figure 2.8 la localisation de l'ensemble de ces stations. On distingue cette fois un plus grand nombre de postes Météo-France, 5 au total (en bleu) et 2 postes EDF-DTG (en rouge), dont 1 en co-gestion (caractéristiques de chaque poste en annexe au tableau E.2, p. 409).

On constate que la répartition géographique des postes de températures est déséquilibrée, ceux-ci étant relativement plus nombreux dans la partie sud du bassin (3 postes pour 100 km²). Seulement 4 stations se situent sur le bassin, ce qui fait en moyenne une station pour 227 km², et tous les 25 km environ. Concernant leur répartition altitudinale, on observe que les stations de températures sont un peu mieux réparties en général, avec une meilleure représentation des hautes altitudes comparées aux postes de précipitation, cependant elles demeurent en sous-effectif pour la tranche 1500-2000 m (figure 2.6). On observe également que ces stations semblent mal représenter les hauts de versants du bassin, car 3 postes sur les 4 se situent en vallée.

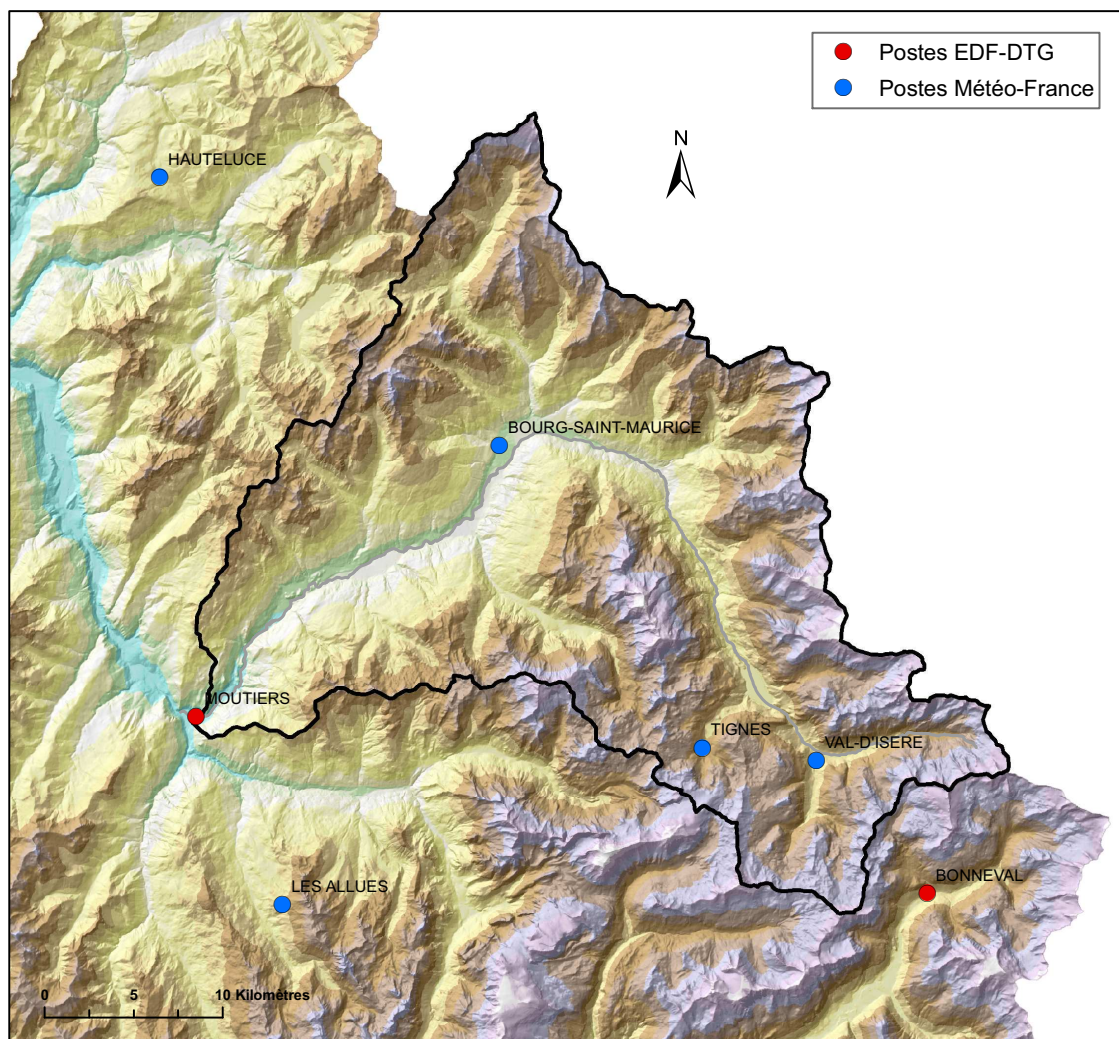


FIGURE 2.8 – Localisation des stations de températures.

L'estimation de l'ETP

Il est important de distinguer deux types d'évapo-transpiration : l'Évapo-Transpiration Potentielle (ETP) et l'Évapo-Transpiration Réelle (ETR). L'ETP est définie comme le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol recouvert par un gazon ras de façon uniforme et disposant d'eau à l'infini. Elle représente donc la borne supérieure de l'ETR, qui est égale à la perte en eau réelle du bassin, par évaporation du sol et transpiration des plantes (autres que du gazon) quand le sol est à son taux d'humidité réel parfois limitant. Les formules d'estimation d'ETP sont très nombreuses dans la littérature, mais surtout pour des grands pas de temps (mensuel et annuel). Nous pouvons citer par exemple la formule de Mouelhi (Mouelhi 2003) qui donne une estimation annuelle, en s'inspirant principalement du modèle de Turc-Pike (Turc 1953, Pike 1964). Malgré tout, les travaux de L. Oudin (2004) ont consisté à proposer une nouvelle formulation de l'ETP au pas de temps journalier beaucoup moins complexe que celles généralement utilisées. Il a travaillé avec un échantillon de 308 bassins versants dont 221 français, 79 nord-américains et 8 australiens, a dressé une liste des formulations d'ETP existantes et a cherché à comparer leurs performances au sein de différents modèles pluie-débits. La nouvelle formulation, qui garantit

des performances de modélisation aussi bonnes, voire meilleures que celles que l'on trouve dans la littérature, s'appuie sur la formule de McGuinness (1972) qui s'écrit sous la forme suivante :

$$ETP = \frac{Re}{\lambda * \rho} * \frac{Ta + K2}{K1} \quad (2.1)$$

Avec :

- ETP : EvapoTranspiration Potentielle journalière en $m.j^{-1}$;
- Re : Rayonnement extraterrestre qui dépend de la latitude et du jour julien en $MJ.m^{-2}.j^{-1}$. Son calcul est détaillé en annexe G ;
- Ta : Température de l'air en degrés Celsius ;
- λ : Chaleur latente de vaporisation en $MJ.kg^{-1}$. Ce terme varie pour des températures supérieures à 30°C. Pour $T < 30^\circ C$, $\lambda = 2500 \text{ kJ.kg}^{-1}$ soit 2.5 MJ.kg^{-1} ;
- ρ : Masse volumique de l'eau en $kg.m^{-3}$; $\rho = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$;
- K1 : Facteur d'échelle permettant d'ajuster le volume d'ETP dans l'année ;
- K2 : Coefficient permettant d'imposer 1 seuil sur les températures afin que l'ETP soit différente de 0 si $T < 0^\circ C$.

Afin d'ajuster ces deux constantes K1 et K2, plusieurs valeurs ont été testées, et pour chaque modèle pluie-débit, le couple (K1;K2) qui donnait les meilleures performances en simulations sur l'ensemble de l'échantillon de bassins versants a été conservée. Une formule simple a ainsi été retenue, commune aux différents modèles pluie-débit testés, qui est la formulation d'Oudin suivante (avec K1=100 et K2=5) :

$$ETP = \frac{Re * (Ta + 5)}{2.5 * 10^5} \quad (2.2)$$

Nous avons donc utilisé cette formule afin d'estimer l'ETP à chaque poste de température disponible. Nous obtenons donc une série journalière d'ETP sur la période allant du 01/01/1990 au 31/12/2006 pour chaque poste localisé à la figure 2.8.

2.3.2 Données hydrologiques

Toute modélisation hydrologique exige de valider les résultats de simulations en sortie en se comparant aux observations de débit disponibles, afin de pouvoir évaluer la performance du modèle. On présente ici l'ensemble des données que nous avons recueillies, et également celles que nous avons reconstituées nous-mêmes avec l'appui d'EDF-DTG.

→ Stations de mesure

On décrit ici l'ensemble des mesures limnimétriques disponibles. Ces données nous ont été transmises gracieusement par EDF-DTG et sont disponibles directement sous forme de séries temporelles de débit au pas de temps horaire du 01/01/1990 au 31/12/2006. Précisons que nous avons rapidement décidé d'écarter les postes dont le nombre de données manquantes sur l'ensemble de la période étaient importantes (notamment les mesures des stations de Pissevieille et Pont des Lanches). D'autre part nous avons également collecté des données de débits de la

banque Hydro, notamment celles concernant la station de Moûtiers, au pas de temps journalier du 01/01/1903 au 31/12/2006, et au pas de temps horaire du 01/01/1990 au 31/12/2006.

Les limnimètres mesurent les hauteurs d'eau. La conversion entre hauteur et débit se réalise grâce à la courbe de tarage. Celle-ci s'établit grâce à une campagne de mesure de débit instantané qui permet d'obtenir le couple (hauteur moyenne - débit). L'ensemble de ces couples permet de tracer la courbe passant au plus près des points. Ainsi, avec les hauteurs d'eau mesurées, cette courbe permet donc d'avoir accès à l'estimation du débit. Sur notre bassin, nous distinguons les débits de cours d'eau (Isère, etc.), et les débits dérivés par le réseau hydroélectrique. Dans ce cas, les limnimètres sont situés généralement dans une galerie ou un canal de dérivation. On présente à la figure 2.9 la localisation de l'ensemble de ces postes : 3 se situent en rivière (Val d'Isère, Malgovert Amont et Moûtiers (figure 2.10)) et 5 sur ouvrages (Fenêtre des Roches, Les Boisses, Nant-St-Claude, Prise des Saucés, Ormente). Leurs caractéristiques sont récapitulées en annexe (tableaux E.3 et E.4).

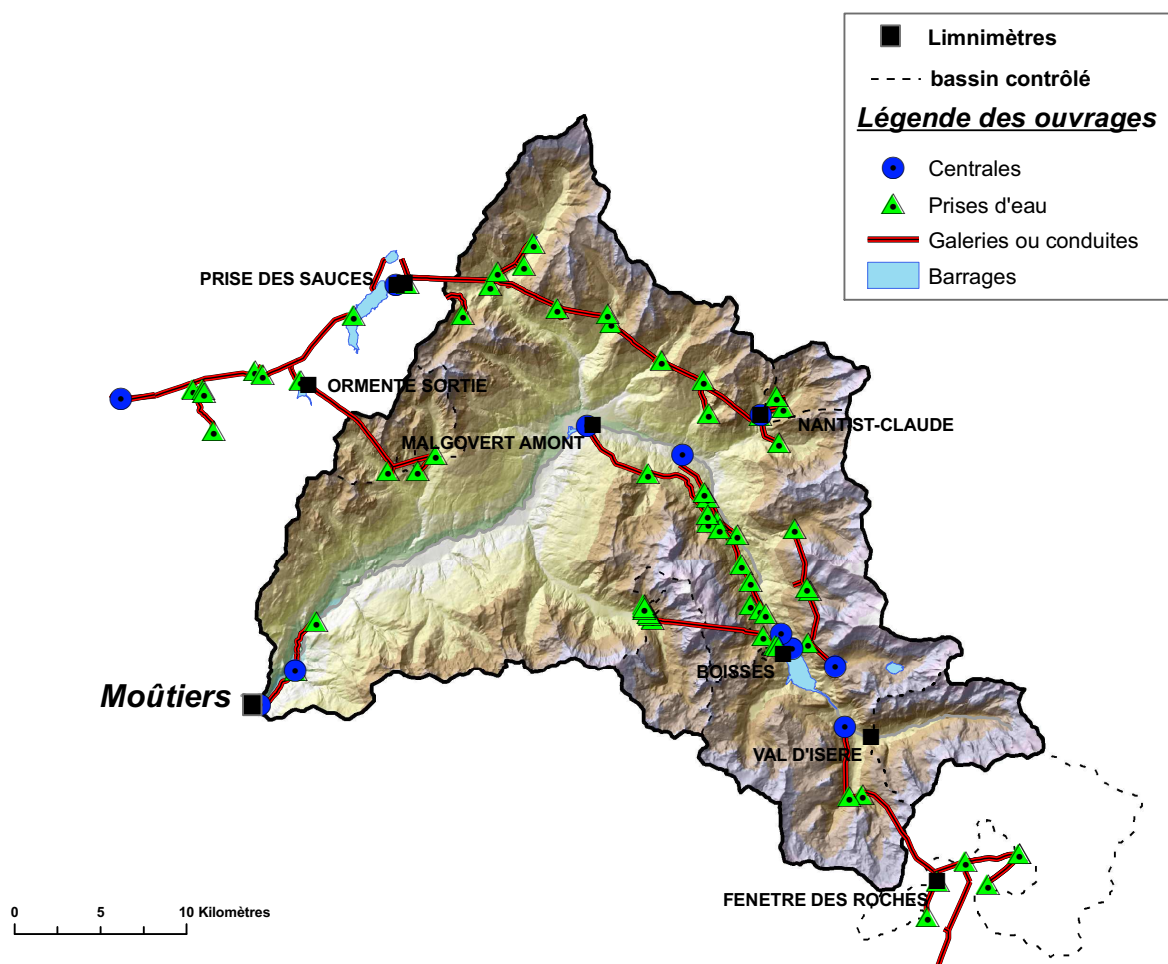


FIGURE 2.9 – Localisation des stations limnimétriques.



FIGURE 2.10 – L’Isère à Moûtiers (et son limnimètre à gauche).

→ Données hydrologiques reconstituées

En plus de ces données hydrologiques aux stations, nous avons pu recueillir les débits réels entrants dans la retenue de Tignes, qui ont été calculés par une méthode de reconstitution. Ce travail de reconstitution a été basé sur le bilan de la retenue : $\text{entrée} = \text{sortie} + \text{stockage}$. Cette reconstitution a été réalisée par EDF-DTG et les données sont disponibles au pas de temps journalier du 01/01/1969 au 31/12/2006.

Par ailleurs, la présence de ce réseau hydroélectrique complexe sur le bassin a exigé, avant de débiter la modélisation hydrologique, de comprendre à travers une analyse des données recueillies, le fonctionnement et l’influence de chaque organe de dérivation et des variations de niveau de retenue sur les écoulements du bassin. Cela revient en fait à comprendre la modification du régime naturel des écoulements par les aménagements. Nous avons donc procédé à la reconstitution des débits naturels de l’Isère en trois points stratégiques du bassin, où les données étaient disponibles : à l’entrée du barrage de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (figure 2.12). Cette reconstitution a été réalisée nécessairement au pas de temps journalier, seul pas de temps disponible (de ce fait utilisation de valeurs moyennes sur le créneau 0h-0h). Ce dernier permet également de négliger les temps de propagation des écoulements, que ce soit ceux des rivières ou des conduites et des galeries. On présente ici seulement la méthode de reconstitution que nous avons employée, et les résultats, qui ont été validés par EDF-DTG, seront présentés en section 3.3. Notons que cette reconstitution des débits naturels a joué un rôle déterminant dans le choix de la stratégie de modélisation que nous avons décidé d’adopter, et qui est présentée au chapitre 5.

Méthode de reconstitution des débits naturels (QNR)

La méthode adoptée pour reconstituer les débits naturels à l'exutoire d'un sous-bassin donné est illustrée à la figure 2.11 et par l'équation 2.3. C'est une opération arithmétique qui consiste :

- quand il y en a un, à ajouter le débit naturel reconstitué amont comptabilisé comme une entrée du sous-bassin (QNR_{amont});
- à évaluer la différence des débits observés entre la sortie (Q_{out}) et l'entrée (Q_{in}) du sous-bassin (en noir à la figure 2.11);
- à rajouter tous ses exports artificiels (Q_{exp});
- à retirer tous les imports artificiels du sous-bassin (Q_{imp});
- à rajouter toutes variations de stockage éventuelles ($\frac{\Delta V}{\Delta t} = Q_{var}$).

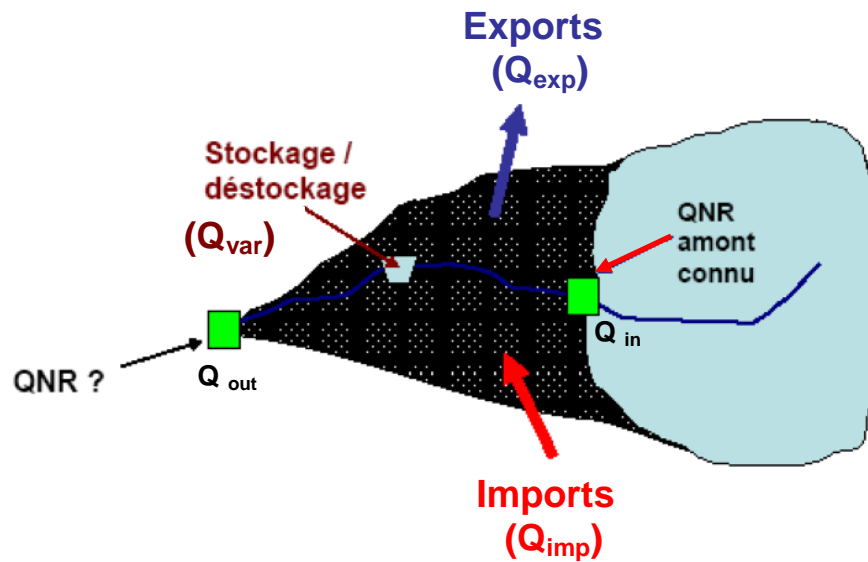


FIGURE 2.11 – Schéma méthodique pour la reconstitution des débits naturels. On cherche ici à reconstituer les débits naturels du sous-bassin matérialisé par l'aire en noire.

Le débit naturel reconstitué à l'exutoire du sous-bassin peut donc s'exprimer par l'équation suivante :

$$QNR_{exu} = QNR_{amont} + Q_{out} - Q_{in} + Q_{exp} - Q_{imp} + Q_{var} \quad (2.3)$$

On présente maintenant les différents termes de l'équation de reconstitution du débit naturel, qui se serait écoulé sans la présence des aménagements, de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (figure 2.12).

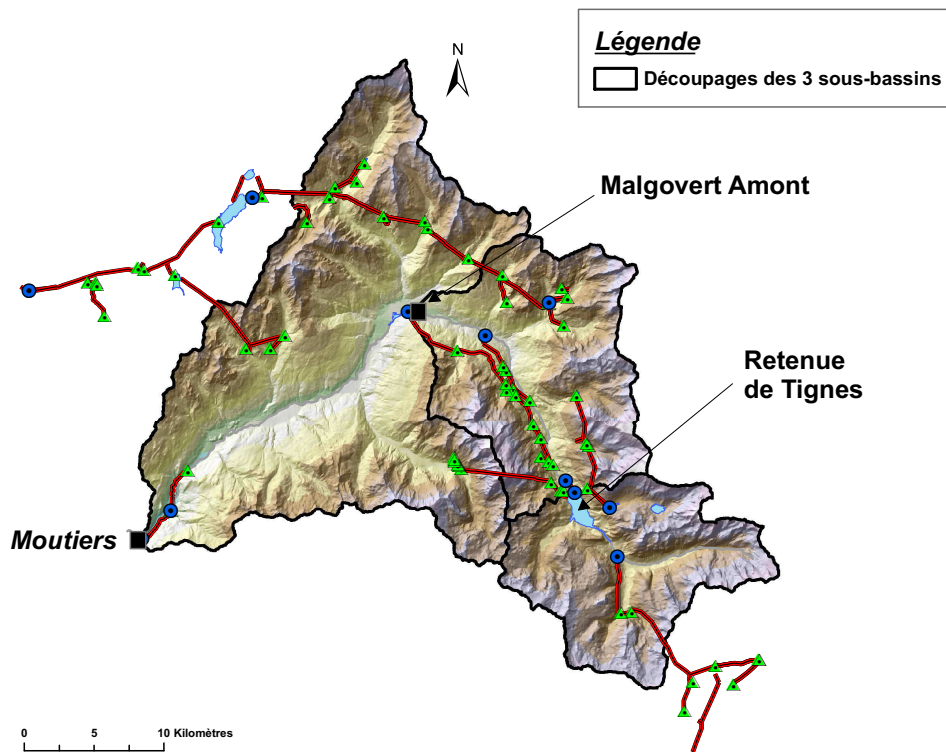


FIGURE 2.12 – Localisation des points de reconstitution des débits naturels et découpage du sous-bassin considéré pour la reconstitution.

→ *Reconstitution des ANR de la retenue de TIGNES*

Nous aurions pu utiliser l'acronyme QNR pour qualifier les débits naturels reconstitués de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes, mais ces derniers représentant des apports à la retenue, on préfère utiliser ici l'acronyme ANR qui signifie "Apports Naturels Reconstitués". La retenue du Chevril reçoit les eaux d'un bassin naturel de 171 km², ainsi que les 35 km² dérivés du Clou et du Nant-Cruet (rive droite de l'Isère après la retenue), les 43 km² dérivés du Ponturin et de la Sachette (rive gauche), et enfin les 100 km² de dérivés du bassin de l'Arc (figure 2.13).

Les différents termes de l'équation de reconstitution des ANR de Tignes, illustrée en figures 2.13 et 1.16 (p. 32), sont égaux à :

$$QNR_{amont} = 0;$$

$$Q_{out} = \text{ARR (Apports Réels Reconstitués) de la retenue de Tignes};$$

$$Q_{in} = 0;$$

$$Q_{exp} = 0;$$

$$Q_{imp} = Q_{imp(Maurienne)} + Q_{imp(Ponturin-Sachette)} + Q_{imp(NantCruet-Clou)};$$

$$Q_{var} = 0 \text{ (on se situe en amont de la retenue de Tignes)};$$

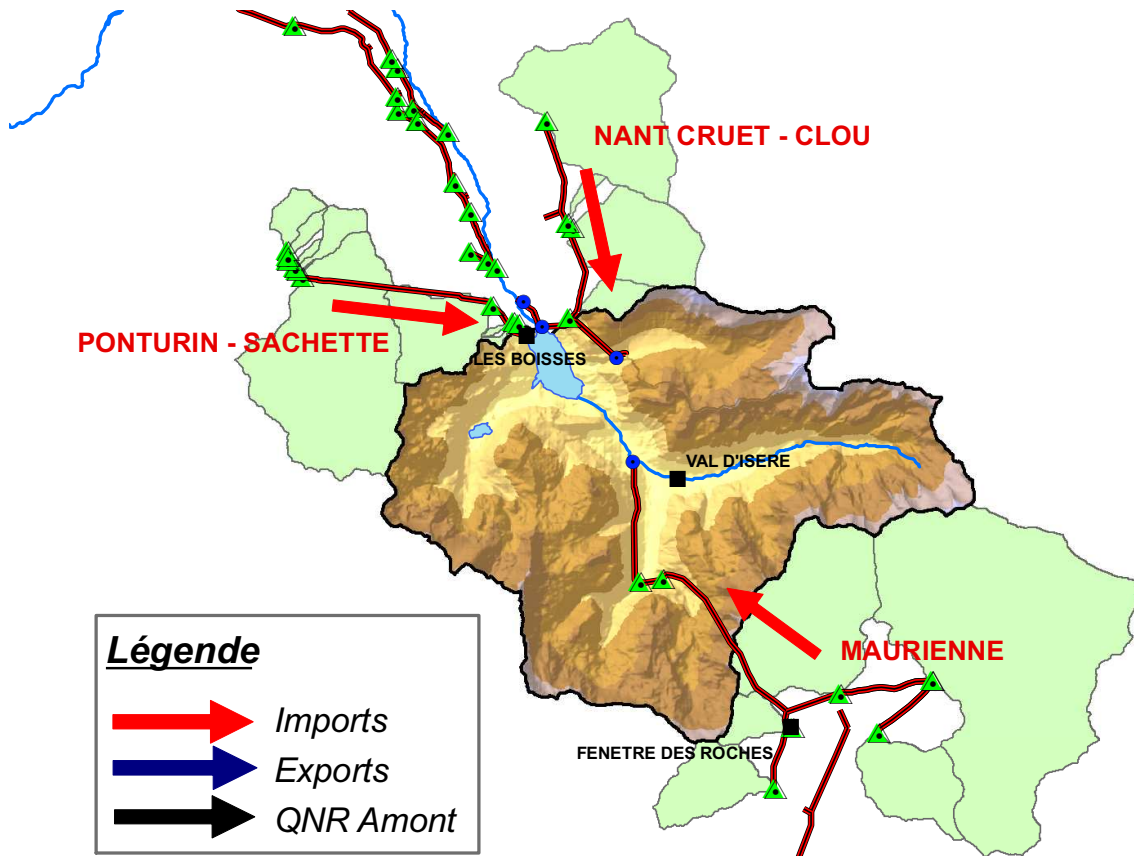


FIGURE 2.13 – Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes.

Avec (figure 2.13) :

- $Q_{imp(Maurienne)}$: débits observés à Fenêtre des Roches (dérivés de la Maurienne) ;
- $Q_{imp(Ponturin-Sachette)}$: débits observés aux Boisses (dérivés du Ponturin et de la Sachette) ;
- $Q_{imp(N.C.-Clou)}$: débits estimés par la différence entre les turbinés du Saut et les turbinés du Chevril (dérivés du Nant Cruet et du Clou, rive droite de l'Isère juste après le barrage de Tignes) ;

Les variations de cotes des retenues de La Sassièrre (10 hm³) et du Saut (barrage-prise) ont été négligées (car aucune donnée journalière disponible et très faible influence). L'équation de reconstitution des QNR de Tignes s'exprime donc par la relation suivante (éq. 2.4) :

$$QNR_{TIGNES} = ARR_{TIGNES} - Q_{imp(Maurienne)} - Q_{imp(Ponturin-Sachette)} - Q_{imp(N.C.-Clou)} \quad (2.4)$$

→ Reconstitution des QNR de l'Isère à Malgovert Amont

Dans le but de créer des apports supplémentaires à la retenue de Roselend située au nord-ouest en-dehors du bassin, de nombreuses prises dérivent les eaux des torrents situées en rive droite de l'Isère (figure 2.14). Avant leur rejet dans cette retenue, ces exports permettent de faire turbiner la centrale des Saucés (figure 1.18, p. 34). Mais ici on considère nécessairement seulement une part de ces exports.

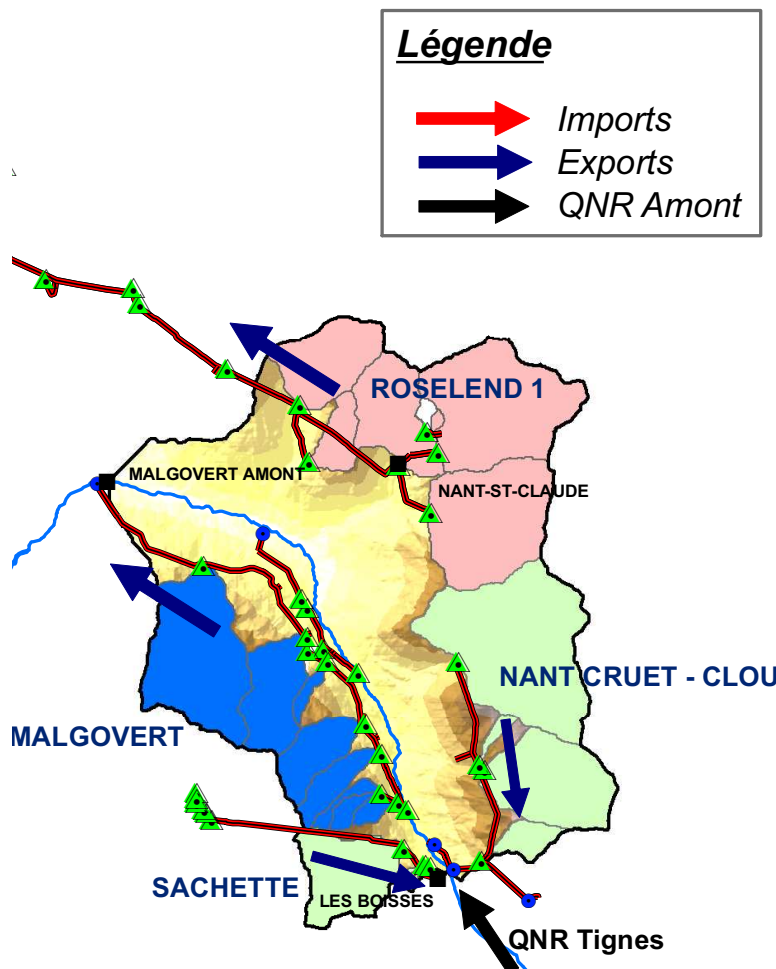


FIGURE 2.14 – Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à Malgovert Amont.

Les différents termes de l'équation de reconstitution des QNR de l'Isère à Malgovert Amont sont illustrés en figures 2.14 et 1.17 (p. 33), et sont égaux à :

$$\begin{aligned}
 QNR_{amont} &= ANR_{Tignes} ; \\
 Q_{out} &= Q_{MalgoAmont} ; \\
 Q_{in} &= Q_{turb(Brevieres)} ; \\
 Q_{exp} &= Q_{exp(Sachette)} + Q_{exp(N.C.-Clou)} + Q_{exp(Malgovert)} + Q_{exp(Roselend1)} ; \\
 Q_{imp} &= 0 ; \\
 Q_{var} &= 0 ;
 \end{aligned}$$

Avec :

- $Q_{MalgoAmont}$: débits observés de l'Isère à Malgovert Amont ;
- $Q_{turb(Brevieres)}$: débits turbinés des Brévières (sortie du barrage de Tignes ; en théorie, il faudrait rajouter les sortants par la vanne de fond mais négligeables) ;
- $Q_{exp(N.C.-Clou)}$: voir reconstitution des ANR de la retenue de Tignes ;
- $Q_{exp(Malgovert)}$: débits turbinés à la centrale de Malgovert ;
- $Q_{exp(Roselend1)}$: débits dérivés partiels vers la retenue de Roselend estimés par une pondération surfacique (0.37) des dérivés totaux, eux-mêmes estimés par la différence entre les

turbinés des Saucés et les dérivés de la prise des Saucés (figure 1.18, p. 34).

Les QNR de Malgovert Amont se calculent donc par la relation suivante (éq. 2.5) :

$$QNR_{MALGO.AMONT} = ANR_{TIGNES} + Q_{MalgoAmont} - Q_{turb(Brvires)} + Q_{exp(Sachette)} + Q_{exp(NantCruet-Clou)} + Q_{exp(Malgovert)} + Q_{exp(Roselend1)} \quad (2.5)$$

-> *Reconstitution des QNR de l'Isère à Moûtiers*

On considère ici nécessairement la seconde part des débits exportés vers la retenue de Roselend, la première concernant la reconstitution des QNR de l'Isère à Malgovert Amont (reconstitution précédente). Il est également nécessaire de considérer les débits exportés vers la retenue de Saint-Guérin, après avoir été mesurés au limnimètre Ormente.

Les différents termes de l'équation de la reconstitution des QNR de l'Isère à Moûtiers, illustrés en figures 2.15 et 1.18 (zoom sur l'aménagement des Saucés, p. 34), sont donc égaux à :

$$\begin{aligned} QNR_{amont} &= QNR_{MalgovertAmont} ; \\ Q_{out} &= Q_{Motiers} ; \\ Q_{in} &= Q_{MalgovertAmont} ; \end{aligned}$$

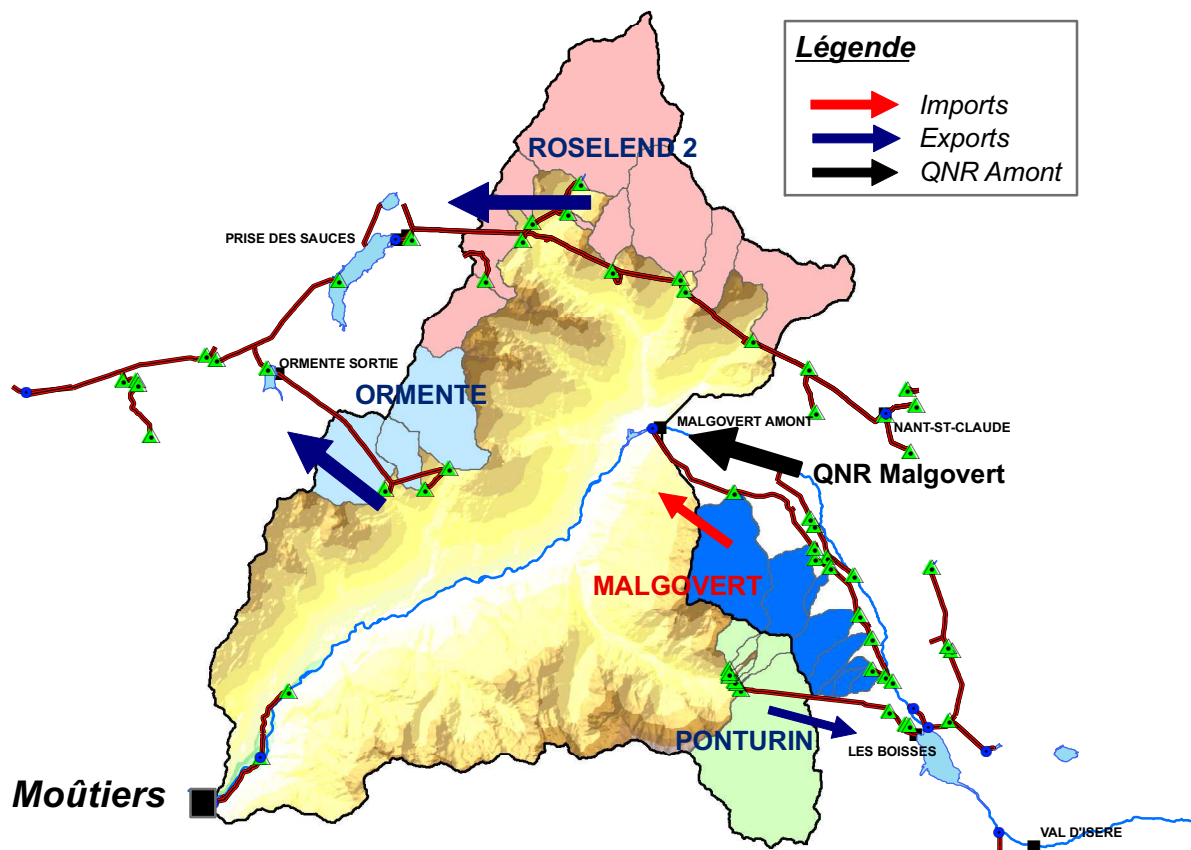


FIGURE 2.15 – Schéma de reconstitution des débits naturels de l'Isère à Moûtiers.

$$\begin{aligned}
Q_{exp} &= Q_{exp(Ponturin)} + Q_{exp(Roselend2)} + Q_{exp(Ormente)}; \\
Q_{imp} &= Q_{imp(Malgovert)}; \\
Q_{var} &= 0;
\end{aligned}$$

Avec :

- $Q_{Motiers}$: débits observés de l'Isère à Moûtiers ;
- $Q_{MalgovertAmont}$: débits observés de l'Isère à Malgovert Amont ;
- $Q_{exp(Ponturin)}$: débits estimés par une pondération surfacique (0.84) des débits observés des Boisses (dérivés du Ponturin rive gauche de l'Isère en aval de Malgovert Amont) ;
- $Q_{exp(Roselend2)}$: débits estimés par une pondération surfacique (0.63) des dérivés totaux, eux-mêmes estimés par la différence entre les turbinés des Saucés et les dérivés de la prise des Saucés (dérivés partiels vers la retenue de Roselend) (figure 1.18, p. 34) ;
- $Q_{exp(Ormente)}$: débits mesurés au limnimètre Ormente (dérivés vers la retenue de Saint-Guérin) (figure 1.18, p. 34) ;
- $Q_{imp(Malgovert)}$: voir reconstitution des QNR à Malgovert Amont ;

Aucune variation de cotes de retenue n'a été prise en compte. On suppose que le bassin de compensation de Montrigon, pour lequel nous n'avons aucune donnée journalière, possède une faible influence sur les écoulements à l'exutoire du bassin au moins au pas de temps journalier (hypothèse soutenue par EDF-DTG). On en déduit l'équation suivante de reconstitution des QNR de l'Isère à Moutiers (éq. 2.6) :

$$\begin{aligned}
QNR_{MOUTIERS} &= QNR_{MALGO.AMONT} + Q_{Moutiers} - Q_{MalgovertAmont} + Q_{exp(Ponturin)} \\
&\quad + Q_{exp(Roselend2)} + Q_{exp(Ormente)} - Q_{imp(Malgovert)} \quad (2.6)
\end{aligned}$$

Après avoir achevé cette étape de reconstitution, on obtient des séries journalières de débits naturels reconstitués de l'Isère en trois points stratégiques du bassin (figure 2.12), qui sont donc l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes, à Malgovert Amont et à Moutiers, pour la période allant du 01/01/1992 au 31/12/2006.

2.3.3 Comblement des données manquantes et critique des données

Toute étude de modélisation hydrologique nécessite de devoir s'appuyer sur un réseau de données fiables et homogènes. Pour ce faire, nous avons donc suivi les étapes suivantes :

1) *Restriction de la période d'étude*

Contrairement aux données de précipitations réanalysées, qui ont fait l'objet d'une étude approfondie, les données acquises issues des mesures de stations ne sont pas disponibles sur l'intégralité de la période (du 01/01/1990 au 31/12/2006) : d'une part car l'installation des systèmes d'acquisitions horaires est relativement assez récente, elle s'est effectuée en plusieurs vagues vers la fin du 20^{ème} siècle et début du 21^{ème} (installation effectuée parfois avant ou

au cours de la période d'étude). D'autre part les stations de mesures peuvent connaître des dysfonctionnements (pannes, etc.), - ce qui au passage peut également survenir en conditions de prévision en temps réel, et devenir alors rapidement un vrai problème pour le prévisionniste si cela se produit en même temps qu'une crue -, ou bien un déplacement qui peut représenter également une source de données manquantes dans les séries temporelles de mesures.

L'évolution du nombre de postes météorologiques en service par années est présentée en figure 2.17. On constate que ce nombre est maximal à partir de 1996. La proportion de l'ensemble des données manquantes (en considérant l'ensemble des postes sur toute la période), comme le montre la figure 2.16, varie sur l'ensemble de la période et suivant le type de donnée.

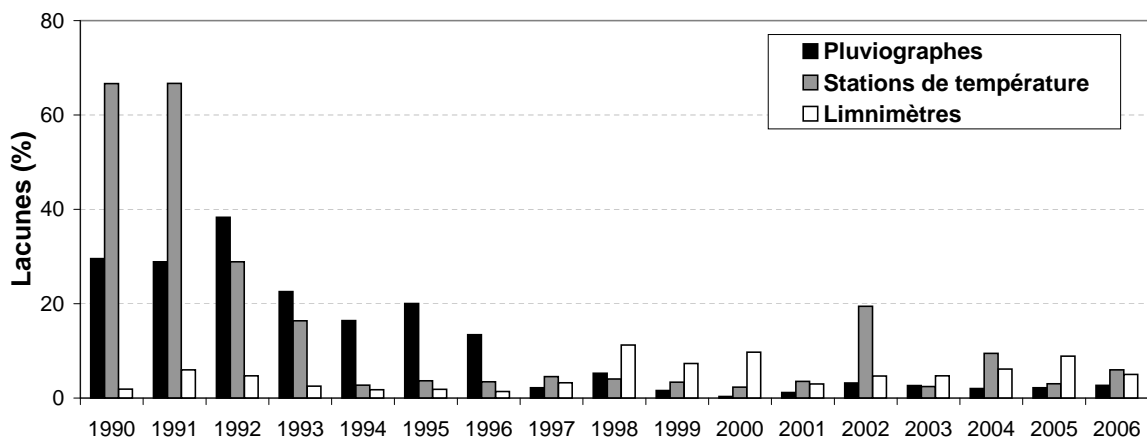


FIGURE 2.16 – Proportion de données manquantes dans les mesures des postes hydrométéorologiques.

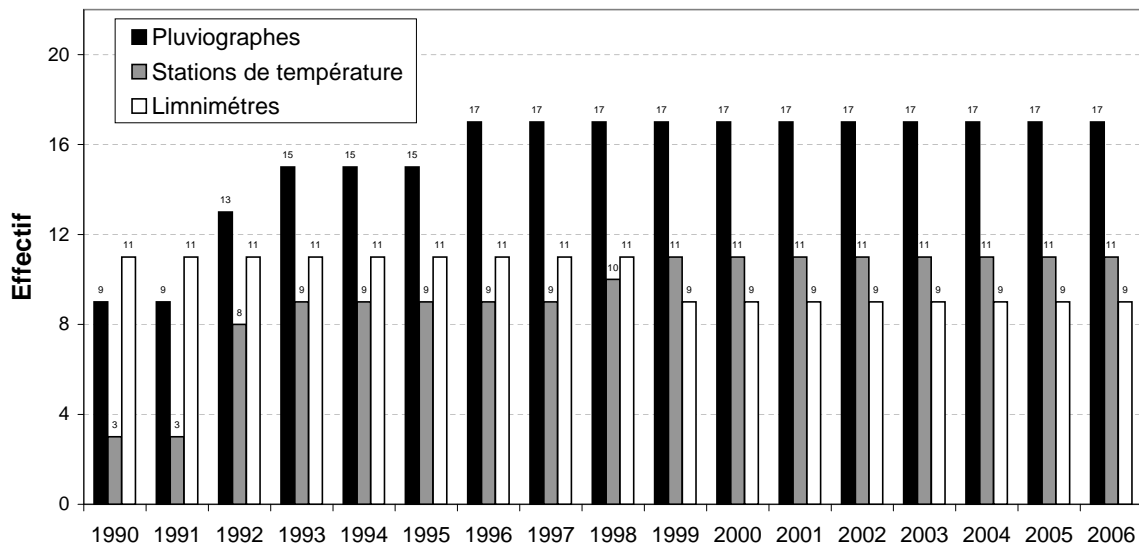


FIGURE 2.17 – Nombre de postes hydrométéorologiques en service par année.

On constate que les données de précipitation contiennent environ 30% de données manquantes pour les années 1990 à 1993 (1^{er} janvier au 31 décembre de chaque année), cette valeur diminue environ à 18% en moyenne jusqu'à 1996, avant de tomber à quelques pourcents à partir de 1997. Concernant les données de température, les données manquantes sont très nombreuses pour les

deux premières années (environ 60% de la totalité des données), puis ce pourcentage diminue à environ 20% jusqu'à 1993, et ensuite tombe à quelques pourcents jusqu'à la fin de la période (excepté pour l'année 2002 en raison de l'absence de données à la station de Moûtiers). Enfin, le pourcentage de données manquantes dans les données de débits est assez faible sur l'ensemble de la période (autour de 5%), avec des valeurs légèrement plus faibles dans la première moitié. On constate donc une augmentation générale et significative de la disponibilité des données à partir des années 1994 à 1997.

L'établissement d'un modèle hydrologique requiert de travailler sur une période assez longue pour que son calage soit suffisamment robuste et pour ensuite pouvoir le valider sur un nombre d'années suffisant. Mais il semble également nécessaire que les différentes séries de données disponibles durant cette période, qui serviront de données d'entrée du modèle, soient les plus homogènes et les plus exhaustives possibles. Plus la qualité des forçages du modèle est bonne, et plus ce dernier sera capable de générer un calage cohérent et une meilleure reproduction des débits observés. Il apparaît ici que les années situées entre 1997 et 2006 (inclus) représentent une période pendant laquelle la proportion de données disponibles est constante et maximale. On a donc décidé de restreindre notre période d'étude du 01/01/1997 au 31/12/2006, en conservant bien évidemment les données qui concernent la période allant du 01/01/1990 au 31/12/1996.

2) *Reconstitution des données manquantes*

Un long travail a consisté ensuite à compléter les séries temporelles de précipitation et de température observées en stations, nécessaires pour le forçage du modèle. Nous n'avons pas jugé utile de combler les éventuelles lacunes des données de débits (observés ou reconstitués). Certains épisodes significatifs de crues sont effectivement mal décrits, mais nous n'avons pas à notre disposition des éléments pour permettre de reconstituer de manière fiable les débits. L'analyse du régime hydrologique présentée au chapitre 3 et le contrôle des performances du futur modèle (chapitres 6 et 7) seront donc réalisés en se basant seulement sur les données disponibles.

Dans un premier temps, nous avons procédé au comblement de ces lacunes au pas de temps journalier, en suivant la méthode décrite ci-dessous. Nous expliquerons au chapitre 9 la démarche suivie dans un second temps pour l'établissement des forçages du modèle au pas de temps horaire.

La reconstitution des données manquantes a été réalisée en utilisant la méthode de corrélation linéaire multiple qui consiste à estimer une variable X par un lot de variables X_1, X_2, \dots, X_n , par l'intermédiaire d'une relation linéaire du type : $X = a_1 * X_1 + a_2 * X_2 + \dots + a_n * X_n + a_0$. C'est une méthode simple, rapide et fiable dont la démonstration est décrite de façon exhaustive par exemple dans Bois, Obled et Zin (2007). Elle est souvent utilisée en hydrologie non seulement dans la reconstitution de données manquantes mais également pour la réalisation de modèles simples de prévision de débit ou encore dans le contrôle des données.

Pour chaque reconstitution, nous avons conservé les variables explicatives vraiment utiles afin d'avoir un modèle simple et robuste. Que cela concerne la précipitation ou la température, il est évident que la distance est un facteur qui explique une grande part de la relation entre les mesures de deux stations. Mais sa considération n'est pas suffisante car d'autres facteurs rentrent

en jeu, notamment l'altitude des stations, l'effet de vallée, etc.. Si on veut expliquer par exemple les observations de précipitation à la station de Pralognan, on constate d'après le tableau 2.2 qu'il vaut mieux en premier l'expliquer avec celles de la station de Tignes ($R^2=0.87$) pourtant plus éloignée de Pralognan (figure 2.5, p. 48) que la station de Vignotan ($R^2=0.84$).

L'utilisation des corrélations brutes reste délicate car certaines variables peuvent influencer les autres, et on peut parfois trouver des résultats absurdes. En effet, il n'est pas rare qu'une ou plusieurs autres variables viennent fausser la corrélation entre 2 variables, laissant penser à tort l'existence (ou l'absence) d'une liaison. Dans ce cas, il faut alors réaliser une corrélation *partielle* en éliminant l'effet de certaines variables. L'idée de la corrélation partielle est de mesurer la corrélation entre deux variables X et Y en annulant (en contrôlant) l'effet d'une troisième variable Z, ou bien ceux d'autres variables. On parle plus précisément dans ce dernier cas de corrélation partielle d'ordre p lorsque l'on a p variables de contrôle. Ici p est donc égal à 11 au maximum pour la reconstitution des précipitations (car au total 13 stations), et 5 au maximum pour celle des températures (au total 7 stations). Le calcul de ces corrélations partielles a été effectué en utilisant les résidus de chaque régression. Cela consiste à calculer la corrélation entre les résidus ϵ_x et ϵ_y de la régression de X et de Y (respectivement) sur (Z_1, Z_2, \dots, Z_p) :

$$r_{xy.z1\dots zp} = r_{\epsilon_x \epsilon_y} \quad (2.5)$$

A titre d'exemple, les coefficients de corrélation partielle obtenus pour les précipitations et les températures à l'issue d'une corrélation multiple prenant en compte l'ensemble des stations sont présentés aux tableaux 2.3 et 2.4 respectivement. Ces valeurs de coefficients de corrélation ont donc guidé le choix de sélection des stations pour effectuer la reconstitution de chaque série de mesures. En général, la performance du modèle de régression atteint un palier à partir de la prise en compte de trois variables explicatives (voir 4 pour quelques stations de précipitation). Compte tenu du fait que ce premier modèle ne permettait pas de reconstituer l'ensemble des données manquantes, il fallut utiliser un ou plusieurs autres modèles pour pouvoir combler le reste. Le comblement de lacunes de certaines stations nécessita d'utiliser des stations relativement éloignées avec un faible coefficient de corrélation partielle (inférieur à 0,05 pour les plus faibles coefficients).

Voici donc la démarche suivie pour les données de précipitation et de température :

- a) Concernant les données de précipitation, nous considérons seulement les jours où la précipitation est strictement non nulle aux stations, afin de ne pas biaiser les corrélations ;
- b) *Sélection du couple ou du trio de stations optimal*, dont les observations expliquent le mieux celles de la station dont on cherche à compléter la série de mesure ;
- c) *Calcul des coefficients de la régression et du critère d'optimisation R^2* ;
- d) *Estimation des valeurs manquantes de la série* ;
- e) *Evaluation de la qualité de cette estimation* en calculant la corrélation linéaire entre la variable X et sa valeur estimée par l'équation de la régression ;

	<i>Bon.</i>	<i>Bou.</i>	<i>Con.</i>	<i>Hau.</i>	<i>Mou.</i>	<i>Pra.</i>	<i>Ros.</i>	<i>Sai.</i>	<i>Tig.</i>	<i>Val.</i>	<i>Val.</i>	<i>Ver.</i>	<i>Vig.</i>
Bonneval	1												
Bg-St-Mau.	0.63	1											
Contamines	0.54	0.85	1										
Hauteluca	0.50	0.86	0.89	1									
Moûtiers	0.54	0.87	0.82	0.84	1								
Pralognan	0.74	0.79	0.74	0.73	0.77	1							
Roselend	0.51	0.84	0.89	0.91	0.84	0.76	1						
Ste-Foy	0.60	0.90	0.84	0.85	0.84	0.81	0.83	1					
Tignes	0.80	0.82	0.78	0.73	0.75	0.87	0.74	0.81	1				
Val d'Is.	0.84	0.80	0.71	0.69	0.71	0.82	0.69	0.78	0.91	1			
Valmorel	0.59	0.88	0.83	0.87	0.91	0.78	0.85	0.84	0.79	0.75	1		
Versoye	0.57	0.93	0.86	0.89	0.87	0.78	0.89	0.89	0.79	0.76	0.89	1	
Vignotan	0.65	0.89	0.82	0.83	0.92	0.84	0.83	0.86	0.81	0.77	0.88	0.86	1

TABLEAU 2.2 – Coefficients de détermination issus de la corrélation entre les séries de mesure de précipitation de chaque station.

	<i>Bon.</i>	<i>Bou.</i>	<i>Con.</i>	<i>Hau.</i>	<i>Mou.</i>	<i>Pra.</i>	<i>Ros.</i>	<i>Sai.</i>	<i>Tig.</i>	<i>Val.</i>	<i>Val.</i>	<i>Ver.</i>	<i>Vig.</i>
Bonneval	-1												
Bg-St-Mau.	0.06	-1											
Contamines	-0.02	0.04	-1										
Hauteluca	-0.02	0.07	0.34	-1									
Moûtiers	-0.13	0	0.05	-0.05	-1								
Pralognan	0.16	-0.14	-0.11	-0.04	0	-1							
Roselend	-0.06	-0.09	0.27	0.39	0.08	0.17	-1						
Ste-Foy	-0.1	0.25	0.08	0.16	0.07	0.16	-0.05	-1					
Tignes	0.17	0.07	0.23	-0.14	-0.11	0.31	0.05	0.07	-1				
Val d'Is.	0.47	0.1	-0.04	0.03	0.05	0.04	-0.06	0.08	0.44	-1			
Valmorel	0.01	0.03	-0.03	0.22	0.39	-0.03	-0.02	-0.12	0.17	-0.01	-1		
Versoye	-0.09	0.45	-0.02	0.06	0.04	0.02	0.28	0.17	-0.03	0.07	0.23	-1	
Vignotan	0.15	0.25	0.03	0.02	0.54	0.28	-0.01	0.06	-0.01	-0.07	0.06	-0.1	-1

TABLEAU 2.3 – Coefficients de corrélation partielle issus de la corrélation entre les séries de mesure de précipitation de chaque station.

	Bon.	Bour.	Haut.	Les A.	Mout	Tig.	Val.
Bonneval	-1						
Bourg-St-Maurice	-0.15	-1					
Hauteluca	0.02	0.35	-1				
Les Allues	0.22	0.08	0.57	-1			
Moûtiers	0.33	0.88	-0.14	-0.31	-1		
Tignes	0.28	-0.23	0.16	0.42	0.16	-1	
Val d'Isère	0	0.32	-0.01	-0.26	-0.14	0.75	-1

TABLEAU 2.4 – Coefficients de corrélation partielle issus de la corrélation entre les séries de mesures de température de chaque station.

On récapitule en annexe H, pour chaque série de mesure de précipitation (figure H.1) et de température (figure H.2), les stations retenues pour effectuer la corrélation multiple, ainsi que les valeurs des coefficients de la régression et celles des coefficients de détermination obtenus. A noter que les séries de mesure de précipitation et de température à la station de Bourg-St-Maurice n'ont fait l'objet pratiquement d'aucun travail de reconstitution en raison du très faible nombre de lacunes (8 jours au total!). On obtient donc des modèles assez fiables en général, ce qui se traduit par une bonne corrélation entre observations et estimations, excepté pour les stations de

précipitations de Bonneval, pour laquelle la situation d'isolement par rapport aux autres stations et l'effet de changement de vallée l'ont situées probablement ici dans un contexte défavorable.

Au final les séries journalières de précipitation (aux 13 stations) et de température (aux 7 stations) sont donc complétées, et ne comportent plus aucune lacune pour la période d'étude allant du 01/01/1997 au 31/12/2006.

3) Critique des données

La dernière étape de la constitution d'une base de données, bien que fastidieuse pour l'hydrologue, est le contrôle des séries temporelles retenues. En effet, différentes sources d'erreurs peuvent dégrader la qualité des mesures hydrométéorologiques, erreurs qu'il est important d'identifier puis de corriger :

- erreurs dues au capteur de l'appareil de mesure : défaillance, mauvaise utilisation de celui-ci (*erreur de type ponctuelle*);
- déplacement de l'appareil ou changement de son contexte environnemental : construction d'une maison à côté du pluviographe, etc.. (*de type systématique progressive*);
- erreurs dues à certaines conditions de la mesure (*de type aléatoire*);
- erreurs liées au dépouillement et aux transferts des données : décalage dans la série à cause d'un oubli d'affichage de la mesure sur un pas de temps, etc..(*de type systématique brutal*);

La critique que l'on décrit ici concerne les données issues des mesures de précipitation et de température. Les données réanalysées de précipitation, qui ont fait l'objet d'une analyse approfondie, ont de ce fait déjà été critiquées. Nous les avons tout de même comparées entre-elles par la suite. Les débits naturels reconstitués ont été validés par EDF-DTG mais nous les avons malgré tout critiqués, tout comme les mesures de débit. Cette critique a consisté, comme nous avons décidé de ne pas combler leurs lacunes, à les analyser graphiquement d'une part en traçant les hydrogrammes sur la période entière de façon à détecter d'éventuels paliers inexplicables, des incohérences entre leur dynamique et celle des précipitations, etc., et d'autre part à analyser leur distribution avec la méthode des débits classés, décrite en section 6.2 (p. 219).

Afin de réaliser ce travail, nous avons distingué trois types de critiques : en premier, nous avons commencé par chercher à détecter des valeurs aberrantes, puis dans un second temps à identifier éventuellement des décalages puis des ruptures temporelles dans un troisième temps.

a) Test des valeurs aberrantes

Ce test, qui permet de corriger les erreurs de type ponctuelle, a consisté à calculer la moyenne μ et l'écart type σ de chaque série journalière, puis d'évaluer chaque écart à la moyenne de chaque observation. Pour cela nous avons calculé pour chaque observation X la valeur centrée réduite

correspondante u , qui s'exprime par la relation :

$$u = \frac{|X - \mu|}{\sigma} \quad (2.6)$$

Si u dépasse un certain seuil, généralement inférieur ou égal à 3, on suspecte alors une éventuelle valeur aberrante qu'on corrige automatiquement ou manuellement. Ce test a l'avantage de pouvoir être réalisé assez rapidement mais exige pour un même type de variable, d'acquérir un nombre suffisant de séries de mesure, et également que les stations correspondantes ne soient pas trop éloignées.

Dans notre cas, aucune valeur aberrante n'a été détectée.

b) Décalage temporel

Cette détection n'est réalisable que dans les séries de mesures de précipitation, car il est difficile de l'observer dans les séries de températures.

Selon Gottardi (2009), concernant les données de précipitation, le calcul précédent du nombre d'anomalies détectées réalisé par années avec un seuil bas (entre 1 et 1.5) peut permettre de détecter les éventuels décalages temporels dans la série. On montre le résultat de ce test pour la série de mesures au poste de Tignes (figure 2.18), pour laquelle nous avons obtenu un faible nombre d'anomalies quelque soit l'année considérée, comme d'ailleurs pour toutes les autres séries (nombres d'anomalies obtenues en général faibles et stables sur toute la période d'étude).

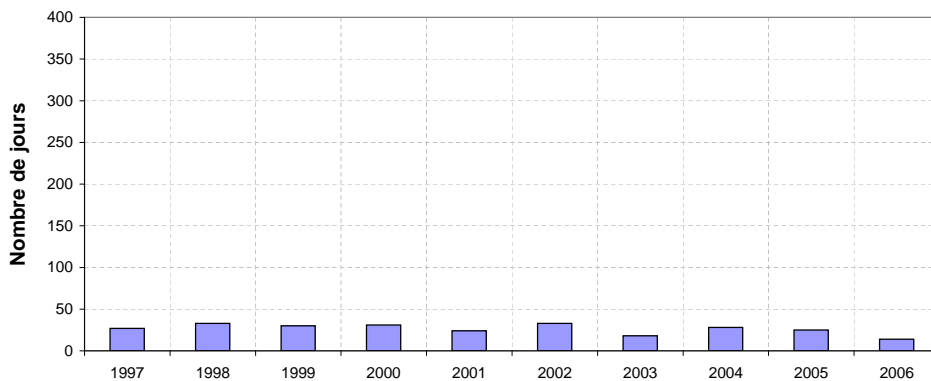


FIGURE 2.18 – Nombre de jours d'anomalie dans la série de mesure de précipitation à la station de Tignes (test de détection de décalages temporels).

c) Ruptures temporelles

Ce test a pour but de détecter et de corriger dans les séries de mesure les éventuelles erreurs de type systématiques progressives, causées soit par une évolution de l'environnement de la station, soit par son déplacement, ou encore par un changement du type d'appareillage (exemple : remplacement d'un pluviomètre par un pluviographe, etc.). Ces erreurs génèrent alors une instationarité dans les mesures de ces stations que l'on doit corriger.

Nous avons utilisé deux différentes méthodes :

- *méthode des cumuls* appliquée ici seulement aux données de précipitation ;
- *méthode par corrélation et cumuls des résidus associée aux ellipses de Bois* (Bois 1971), qui s'appliquent à la fois aux précipitations et aux températures ;

La méthode des cumuls consiste simplement à représenter graphiquement le cumul des valeurs sur toute la période. Les mesures doivent restées stables dans le temps, c'est-à-dire que les points de mesures de deux ou plusieurs stations bien corrélées doivent statistiquement avoir un comportement identique. Si par contre nous observons une ou plusieurs ruptures de pentes chez l'une et non détectée chez l'autre, on peut suspecter alors une anomalie dans les données. Cette méthode bien que simpliste permet de détecter assez rapidement les éventuelles erreurs, même si l'interprétation graphique n'est pas toujours chose aisée. Dans notre cas, aucune rupture temporelle n'est suspectée (figure 2.19), même si on peut constater que les mesures fluctuent parfois mais de façon homogène (exemple : première moitié de l'année 2000). Néanmoins, cette méthode reste un moyen complémentaire à la seconde que nous expliquons à présent.

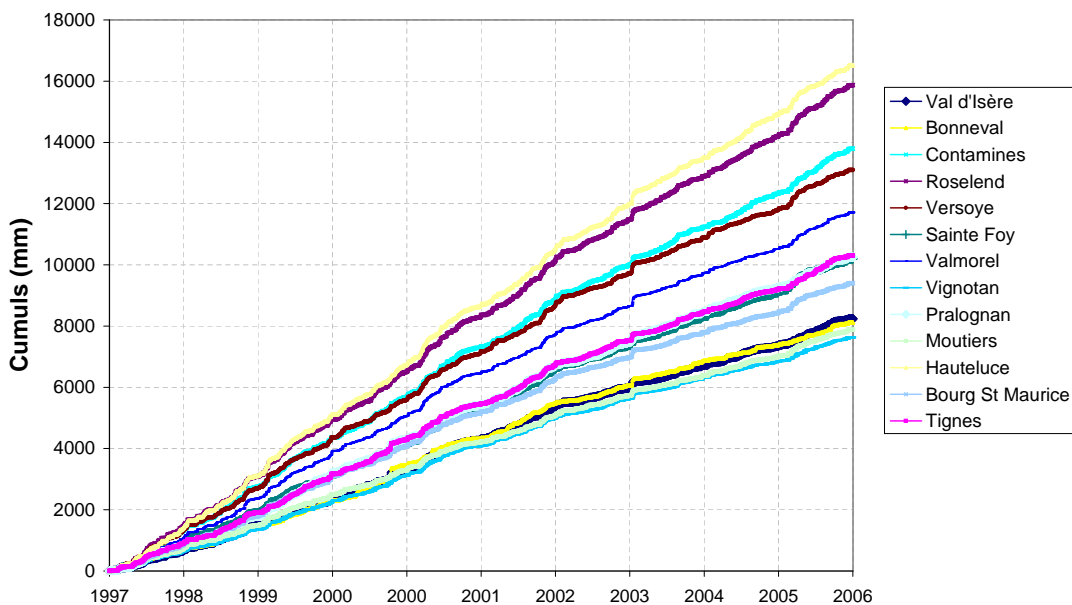


FIGURE 2.19 – Méthode des cumuls pour la détection des ruptures temporelles des séries de précipitation.

La méthode du cumul des résidus associée aux ellipses de Bois est souvent employée quand on souhaite tester l'homogénéité de deux stations bien corrélées. Elle consiste non pas à étudier directement les mesures x_i et y_i de chaque station mais les cumuls des résidus ϵ_i de la régression linéaire de y en x (où a_0 et a_1 sont les coefficients de cette régression) :

$$y_i = a_0 + a_1 * x_i + \epsilon_i \quad (2.7)$$

$$\text{donc} \quad \epsilon_i = y_i - a_0 + a_1 * x_i \quad (2.8)$$

$$\text{donc} \quad \epsilon_i = y_i - y_{estimee,i} \quad (2.9)$$

Nous formons donc des couples de stations en unissant celles qui possèdent la meilleure corrélation, en distinguant la série test de celle de référence. Ensuite on calcule les résidus, issus de la corrélation entre les valeurs observées et estimées par le modèle linéaire, dont on reporte sur un graphique la chronique journalière, ainsi que l'ellipse qui représente l'intervalle de confiance à 99%.

Après détection des éventuelles ruptures chronologiques, on se doit de proposer alors un découpage de cette série en sous-périodes homogènes, délimitées par les jours de ruptures détectées. L'étude détaillée du suivi de chaque station peut s'avérer très utile car elle permet de mettre en relation ces éventuelles ruptures détectées et les aléas de la station, et ainsi de faciliter la compréhension et la correction de ces erreurs.

Pour pouvoir comparer convenablement les séries de températures entre-elles, il a été nécessaire d'effectuer au préalable une désaisonnalisation afin de les désinfluencer de leur régime saisonnier. Pour chacune de ces séries, nous avons donc calculé le cumul des résidus non pas directement avec les valeurs de températures journalières mais avec ceux des variables centrées réduites correspondantes x_j calculées par rapport à la valeur mensuelle moyenne :

$$x_j = \frac{T_{jm} - \mu_m}{s_m} \quad (2.10)$$

Avec :

x_j : la nouvelle valeur de température journalière désaisonnalisée (°C) ;

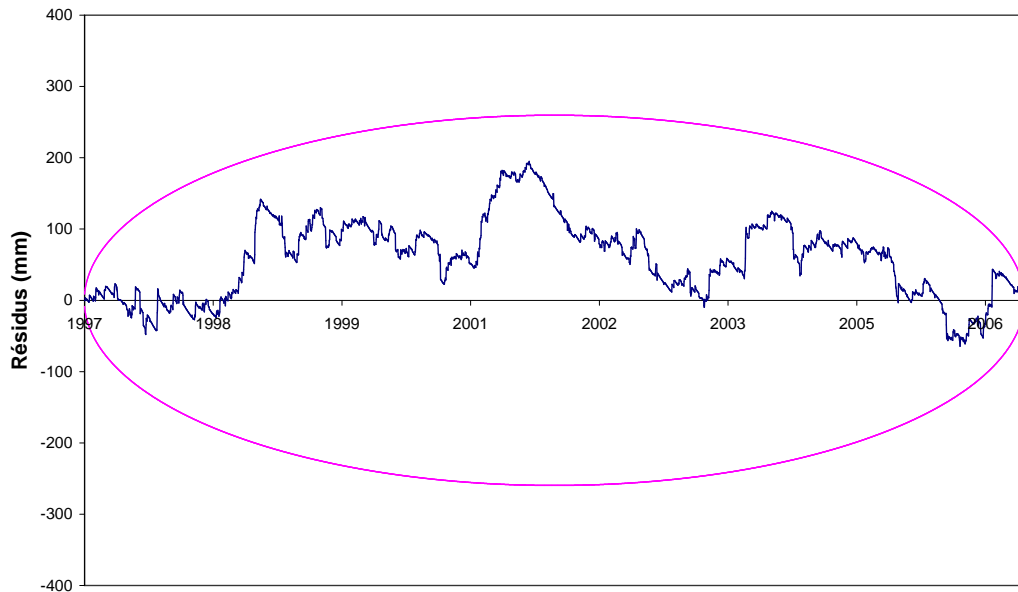
T_{jm} : température journalière du mois m (°C) ;

μ_m : température mensuelle moyenne du mois m (°C) ;

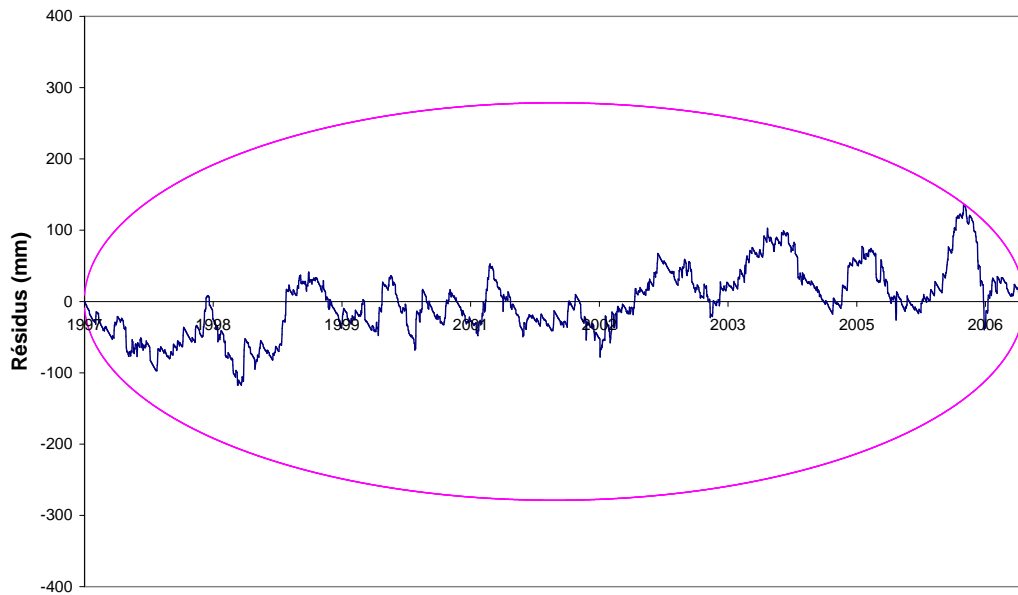
s_m : variance des températures mensuelles du mois m (°C) ;

La sélection des couples de stations s'est alors effectuée non plus en fonction des corrélations entre les températures journalières des stations mais nécessairement par comparaison des nouvelles valeurs désaisonnalisées (en calculant leur moyenne sur toute la série).

Dans notre cas, comme le montre les résultats pour le test des séries de mesure de précipitation aux stations de Valmorel et Roselend, et de température aux stations de Les Allues et Bourg-St-Maurice (figures 2.20 et 2.21), nous n'avons pas détecté d'erreurs significatives dans l'ensemble des séries de mesures. Cela s'explique par le fait que les séries de mesures soient préalablement contrôlées par les fournisseurs. On présente en annexe un bilan des résultats obtenus (figures H.3 et H.4) qui précise pour chaque test la station de référence sélectionnée ainsi que le nombre de jours où les cumuls des résidus se situent à l'extérieur de l'ellipse. Chacun de ces cas a fait l'objet d'une vérification attentive des valeurs de la série, en les comparant à celles des autres stations. Mais aucune anomalie n'a été constaté, donc nous n'avons apporté aucune correction aux données.

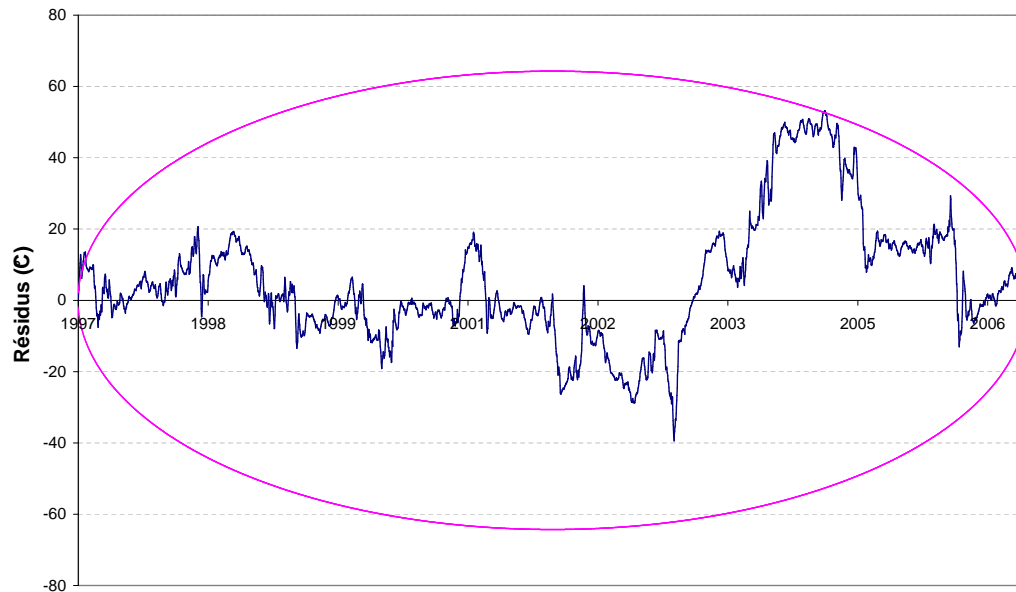


(a) Valmorel (station témoin : Moûtiers)

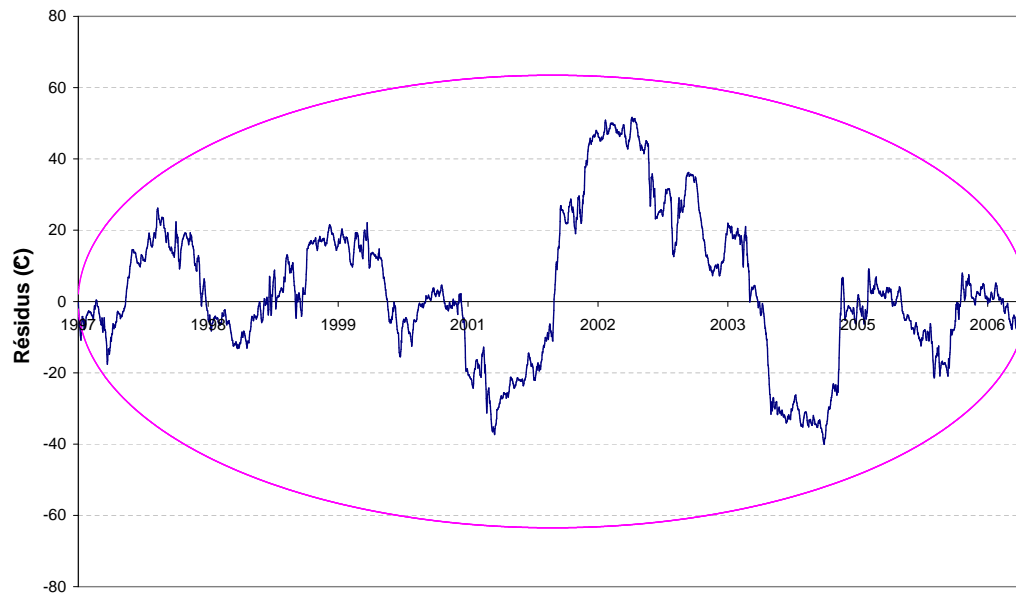


(b) Roselend (station témoin : Hauteluce)

FIGURE 2.20 – Cumuls des résidus et ellipses de Bois associées (intervalle de confiance à 99%) pour la détection des ruptures temporelles des séries de mesures de *précipitation* aux stations de Valmorel (en utilisant Moûtiers comme référence) et de Roselend (en utilisant Hauteluce comme référence).



(a) Les Allues (station témoin : Val d'Isère)



(b) Bourg-St-Maurice (station témoin : Hauteluce)

FIGURE 2.21 – Cumuls des résidus et ellipses de Bois associées (intervalle de confiance à 99%) pour la détection des ruptures temporelles des séries de mesures de *température* aux station de Les Allues (en utilisant Val d'Isère comme référence) et de Bourg-St-Maurice (en utilisant Hauteluce comme référence).

Concernant la disponibilité des données hydrométéorologiques, en résumé, on dispose alors :

- des séries horaires de précipitations et de températures complétées du 01/01/1997 au 31/12/2006 à 13 et 8 stations respectivement, ainsi que de débits disponibles à 8 stations ;

- de deux archives différentes de réanalyses de précipitation, la première fournie par EDF-DTG et la seconde par MétéoFrance-CEN ;

- des séries journalières d'ETP (estimées) au droit de chacun des postes de température ;

- et des séries journalières de débits naturels reconstitués, sur la période 1992-2006, qui vont permettre d'une part, par comparaison avec les débits observés (influencés), de comprendre la modification du régime naturel du bassin et donc l'influence des ouvrages sur les écoulements (section 3.3), et d'autre part de mettre en oeuvre la stratégie de modélisation hydrologique adoptée (décrite au chapitre 5).

Le tableau 2.5 récapitule, par type de variable, la disponibilité de l'ensemble de ces données hydrométéorologiques et le choix de la période retenue pour effectuer le calage et la validation du modèle hydrologique. Chaque année mentionnée débute le 1^{er} janvier et se termine le 31 décembre.

Variable	Type de données	Pas de temps		Pas d'espace	Période	
		dispo.	retenu pour la modélisation		dispo.	retenu pour la modélisation
Précipitation	observation	h	h et j	local	1990-2006	1997-2006
	réanalyses	j	j	grilles 1km	1990-2005	1997-2005
	réanalyses	h	h et j	zones Sympo.	1960-2006	1997-2006
Température	observation	h	h et j	local	1990-2006	1997-2006
Débits	observation	h	h et j	local	1990-2006	1997-2006
	QNR	j	j	local	1992-2006	1997-2006
ETP	est. Oudin	j	j	local	1990-2006	1997-2006

TABLEAU 2.5 – Récapitulatif des données hydrométéorologiques disponibles et choix des périodes retenues pour effectuer le calage et la validation du modèle hydrologique. Avec obs. : observations ; QNR : débits naturels reconstitués ; est. : estimation ; h : horaire ; j : journalier.

2.4 Synthèse du chapitre

Ce chapitre a consisté à présenter la constitution de notre base de données, relativement importante et assez informée, qui comprend donc :

- les caractéristiques topographiques géoréférencées du bassin (surface, pente, altitude médiane, etc.);
- les données relatives au réseau hydroélectrique qui nous ont permis de mieux le caractériser ;
- ainsi que les données hydrométéorologiques, qui ont été nécessairement complétées, au vu de ce contexte montagneux, d'une part par deux archives de réanalyses de précipitation pour nous permettre d'avoir une estimation fiable de ce forçage, et d'autre part par des débits naturels que l'on a reconstitués ;

Nous disposons à présent de données hydrométéorologiques fiables qui ont été complétées (seulement les données météorologiques) et critiquées par différentes méthodes, dont la fameuse méthode du cumul des résidus.

L'acquisition de ces données nous permet maintenant d'analyser de plus près le régime hydrométéorologique du bassin (chapitre 3), notamment l'influence des aménagements sur ses écoulements, avant d'effectuer le choix du modèle hydrologique (chapitre 4) et de présenter la stratégie de modélisation (chapitre 5).

Chapitre 3

Analyse du régime hydrométéorologique

3.1 Introduction

Le but de ce chapitre est de présenter dans un premier temps une analyse du régime météorologique du bassin basée sur les données disponibles de précipitation et de température en stations, et réalisée à plusieurs échelles temporelles : annuelles, saisonnières et journalières. On s'appuie également sur les réanalyses de précipitation afin de décrire leur variabilité moyenne spatiale du bassin. Dans un second temps, on décrit son régime hydrologique réellement observé, c'est-à-dire celui influencé par les ouvrages, et également son régime naturel (dont la méthode de reconstitution des débits a été présentée dans le chapitre précédent). Une comparaison de ces deux types de régime d'écoulement permet de comprendre la modification du régime naturel en trois points stratégiques (Isère à l'entrée de la retenue de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers), et donc l'influence des différents aménagements sur les écoulements du bassin (Claude *et al.* 2010). Cette dernière analyse permet également de mettre en exergue les principaux modes de gestion des ouvrages qui sont appliqués par l'exploitant, d'une part en régime moyen, et d'autre part pendant les épisodes particuliers de forts débits (crues).

3.2 Régime météorologique

Cette section décrit le régime des précipitations puis celui des températures. Pour chaque variable, on analyse leur régime annuel, saisonnier puis journalier en se basant sur les observations des stations mais également sur les réanalyses de précipitation afin d'obtenir une représentation moyenne spatiale du bassin. Nous décidons d'utiliser les données issues de l'archive EDF car ces réanalyses ont fait l'objet de travaux récents (Gottardi 2009) qui ont concerné entre autres notre zone d'étude. Cependant, les deux archives de réanalyses de précipitation ont fait l'objet d'une inter-comparaison à plusieurs échelles spatiales et temporelles que l'on présente en section 6.1 et qui viendra donc compléter l'analyse qui va suivre. Ces analyses, au même titre que les simulations du modèle hydrologique dont les résultats seront présentés aux chapitres 6 et 7, ont été effectuées non pas en considérant les années civiles mais les années "hydrologiques", qui débutent dans notre cas le 1^{er} août et se terminent le 31 juillet de l'année civile suivante (cf. choix de la période de calage et de validation du modèle en section 5.5).

3.2.1 Les précipitations

- Cumul annuel

On présente à la figure 3.1 le cumul annuel des précipitations observées pour quelques stations que l'on a classées ici par altitude décroissante. Ces stations se situent à l'intérieur du bassin (cas de Val d'Isère, Versoye, Bourg-St-Maurice, Moûtiers) ou à l'extérieur (cas de Bonneval et Roselend). On rappelle que leur localisation est illustrée en figure 2.5 (p.48). Ces cumuls ont été calculés du 1^{er} août au 31 juillet de chaque année. On constate tout d'abord que les années 1998, 2000 et 2002 sont les plus humides en général, et que 2004 semble être l'année la plus sèche de la période. Cette différenciation est un peu nuancée selon la station considérée : l'année 1998 n'est pas si humide pour les stations situées dans le sud du bassin (Val d'Isère et Bonneval), par rapport

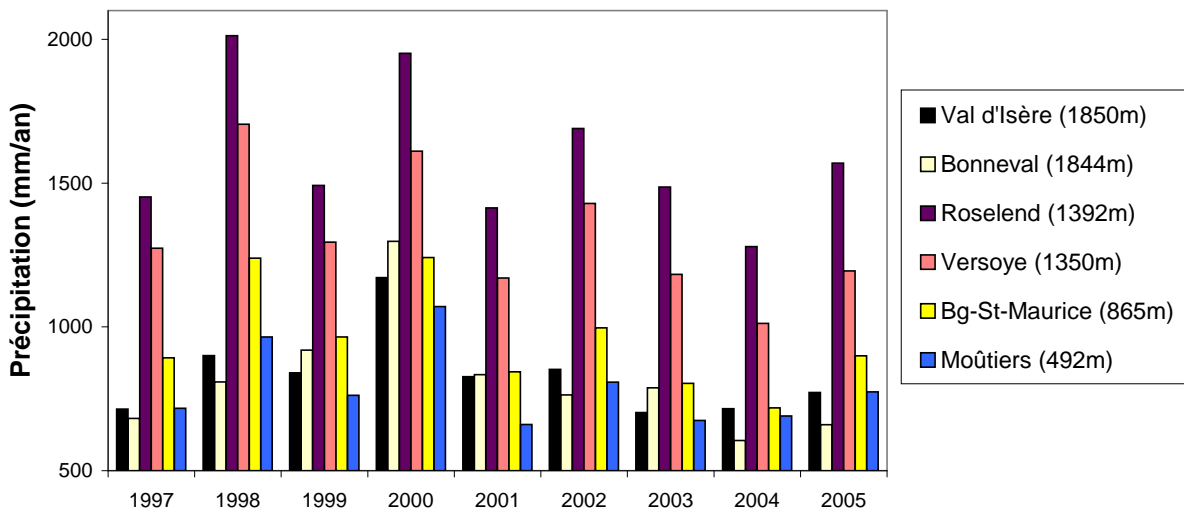


FIGURE 3.1 – Précipitation annuelle observée à quelques stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/01/1997 au 31/12/2006).

aux stations situées davantage au nord (Roselend, Versoye et Bourg-St-Maurice). On observe d'ailleurs également que le cumul annuel de ces dernières stations croît logiquement quelque soit l'année avec l'altitude de la station, excepté pour les stations de Bonneval et Val d'Isère, pourtant situées à plus haute altitude, pour lesquelles on obtient clairement de plus faibles cumuls. Cette première remarque indique donc que cette zone du sud du bassin est beaucoup plus protégée des arrivées des masses d'air humides provenant de l'ouest ou du nord-ouest (mis en exergue dans le premier chapitre, cf. "situations typiques météorologiques de la Tarentaise", p. 21). On peut également supposer une sous-estimation des précipitations à ces stations, notamment des chutes de neige, pouvant être fréquemment exposées à des problèmes de captation déjà évoqués en section 2.3 (influence du vent, débordement du cône de captation, sublimation, etc.). Par ailleurs, on obtient des cumuls assez élevés à la station de Roselend, pourtant située seulement à 1392 m d'altitude, avec un cumul minimal d'environ 1400 mm/an (année 2004) et maximal de 2000 mm/an (année 1998), pour une moyenne de 1600 mm/an (figure 3.2). Cette zone, située au nord-ouest du bassin, correspond au massif du Beaufortin qui reçoit chaque année beaucoup plus de précipitation que le reste du bassin, probablement davantage sur les versants au vent (faces orientées au nord-ouest). On constate au contraire que la station de Tignes, située dans le sud du bassin mais pourtant non en fond de vallée, reçoit de plus faibles cumuls avec une valeur minimale de 877 mm/an (année 1997), maximale de 1398 mm/an (année 2000) pour une moyenne de seulement 1038 mm/an, et celle observée à Val d'Isère étant d'environ 833 mm/an, soit environ la moitié de celle observée à Roselend.

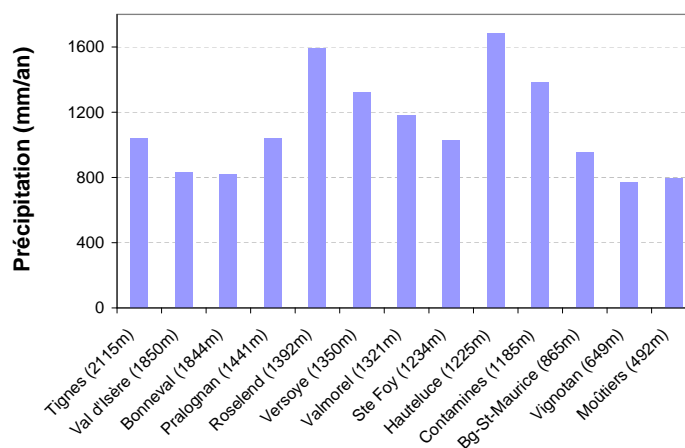


FIGURE 3.2 – Précipitation annuelle moyenne observée aux 13 stations en considérant la période d'étude allant du 01/08/1997 au 31/07/2006.

Cela engendre donc sur la zone d'étude une grande hétérogénéité spatiale des volumes de précipitation, qui sera confirmée par les résultats de l'inter-comparaison des deux réanalyses (section 6.1), et de ce fait une relation qui est en général loin d'être évidente avec l'altitude.

En outre, concernant la variabilité spatiale des gradients altitudinaux, dans son étude, H.Onde (1938) avait estimé, en se basant sur les cumuls de précipitation observés entre les années 1923 et 1935, un gradient moyen égal à environ 0.21 mm/j/100m entre Aime (ville située à 700m d'altitude dans le fond de vallée de l'Isère entre Bourg-Saint-Maurice et Moûtiers) et Moûtiers, 0.79 mm/j/100m entre Aime et Bourg-St-Maurice, 0.59 mm/j/100m entre Bourg-St-Maurice et

le Petit St-Bernard (col à la frontière franco-italienne, d'altitude 2160m, situé à 7km à l'est de la station de Versoye), 0.017 mm/j/100m entre Sainte-Foy et Val d'Isère. Enfin, il a constaté sur le sous-bassin versant de l'Isère en amont de Tignes une forte augmentation des précipitations entre la vallée et les hauts-reliefs, et a estimé concernant cette fois pour l'ensemble du bassin de la Haute-Isère un gradient de 0.1 mm/j/100m jusqu'à 2000m d'altitude, et au-delà égal à 1.5 mm/j/100m.

Si on s'intéresse à la précipitation moyenne spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (figures 3.3 et 3.4), en se fiant aux grilles réanalysées de l'archive EDF (méthode de calcul de la lame de bassin décrit en section 5.4), la figure 3.3 montre que ces cumuls annuels varient de 1237 mm/an (année 2004) à 1984 mm/an (année 2000), pour une moyenne annuelle de 1535 mm/an, donc une valeur jamais atteinte quelque soit l'année par les postes d'observations situés sur le bassin.

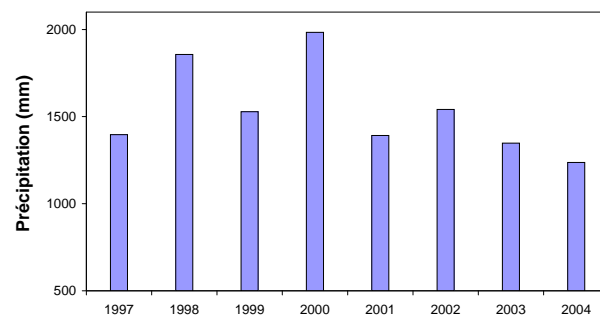


FIGURE 3.3 – Précipitation annuelle du bassin de l'Isère à Moûtiers : moyenne spatiale estimée avec les réanalyses EDF sur la période disponible (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

Ces réanalyses donnent de plus forts cumuls sur les versants situés au nord du bassin, notamment dans la zone du sous-bassin du Versoyen où l'estimation du cumul annuel moyen est comprise entre 2000 et 2500 mm/an (figure 3.4). En vallée, les cumuls sont de l'ordre de 1000 à 1500 mm/an dans la moitié est du bassin, et de 500 à 1000 mm/an pour la moitié ouest.

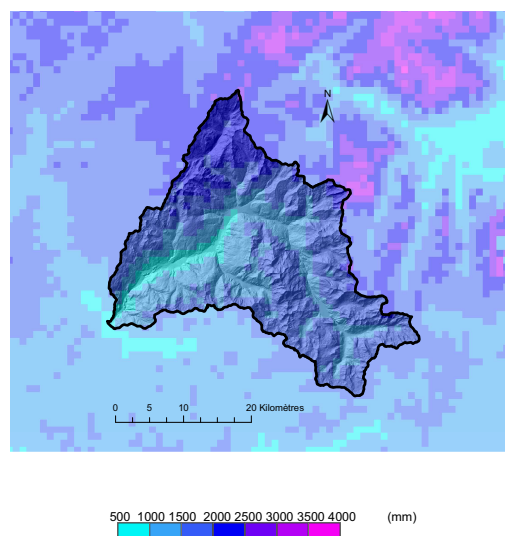


FIGURE 3.4 – Précipitation annuelle moyenne selon les estimations EDF sur la zone d'étude (période 1997-2004)

Ces estimations ont fait en outre l'objet d'une analyse un peu plus détaillée, en considérant une classification en types de temps, que nous présentons en annexe J. En résumé, deux grands types de temps génèrent chaque année un volume considérable de précipitation sur le bassin : la situation océanique stationnaire avec 630 mm/an en moyenne, puis l'onde atlantique avec 324 mm/an, et enfin le retour d'est avec 153 mm/an, qui n'apporte pourtant de la précipitation que pendant 3% du temps, mais donc visiblement avec de fortes intensités (comme on l'avait expliqué dans le premier chapitre, en sous-section 21).

- Régime et gradients saisonniers

Concernant le régime saisonnier des précipitations, la lame mensuelle moyenne de bassin ne laisse apparaître aucun cycle (figure 3.5). Ce constat est également vrai pour la précipitation mensuelle moyenne observée aux stations (en annexe la figure J.2). Selon ces réanalyses, la précipitation mensuelle du bassin oscille autour de 120 mm/mois, avec de plus forts cumuls pour les mois de janvier et octobre (environ 160 mm/mois).

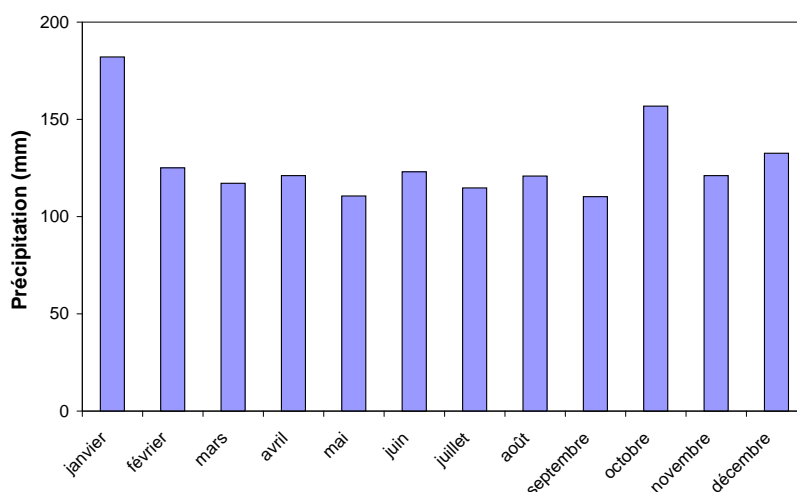


FIGURE 3.5 – Précipitation mensuelle moyenne du bassin de l'Isère à Moûtiers : moyenne spatiale estimée avec les réanalyses EDF sur la période disponible (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

On observe tout de même que les stations du sud du bassin (Val d'Isère, Tignes, Bonneval et Pralognan) reçoivent davantage de précipitation plutôt en été et au printemps (de mai à octobre, hormis le mois de septembre), avec des valeurs proches de 100 mm/mois à Tignes et autour de 80 mm/mois pour les 3 autres (en annexe la figure J.2). Cette différenciation s'explique par le fait que ces stations, de par leur localisation, sont plus influencées par les situations de flux de sud (et sud-est) qui apportent eux-mêmes une part plus importante de volume de précipitation en été et en automne (en annexe la figure J.1c). Concernant les autres stations situées sur le bassin, le mois de janvier semble être celui pendant lequel elles reçoivent le maximum de précipitation. On note donc également par rapport aux autres postes, une sensibilité plus forte de ces stations aux masses d'air provenant de l'ouest (qui concernent notamment le type de temps 2), qui génèrent davantage de précipitation l'hiver.

Concernant la variabilité spatiale des gradients de précipitation, aujourd'hui beaucoup de scientifiques étudient les différents phénomènes qui interviennent dans la genèse des précipitations en montagne alpine, afin d'obtenir une estimation fiable des gradients pour obtenir la meilleure représentation possible de la précipitation spatiale. La zone de la Tarentaise n'a néanmoins pas été beaucoup investie par de tels travaux de recherche, malgré les quelques exemples déjà cités en section 2.3 (p.47). Concernant la recherche précise d'estimation de gradients concernant notre zone d'étude, ceux de Castellani (1986) ont consisté à calculer des valeurs sur les Alpes du Nord à partir d'observations de plusieurs stations : l'auteur montre, à partir d'une coupe nord/ouest - sud/est, que la répartition de ces valeurs est liée à deux facteurs essentiels : l'allure générale du relief qui génère des valeurs plus faibles en fonds de vallée et plus fortes pour les versants pentus, mais également la position par rapport au flux d'ouest qui fait que plus on s'éloigne des contreforts Préalpins situés à l'ouest pour se diriger vers l'est, plus les précipitations mais également les gradients diminuent. Des estimations de gradients proches de 0.2 mm/j/100m ont été obtenues pour la zone qui nous concerne.

Enfin, à l'aide des observations de précipitation dont nous disposons, nous avons réalisé nous-mêmes une estimation du gradient journalier de précipitation sur la période 1997-2006, en considérant évidemment seulement les jours de précipitations. Pour cela, nous avons formé des couples de stations en fonction de leur proximité, de façon à obtenir des estimations sur l'ensemble du bassin, et autant que possible dans les zones fortement encaissées où les gradients s'intensifient brutalement.

Le gradient de précipitation entre deux stations A et B peut s'exprimer ainsi :

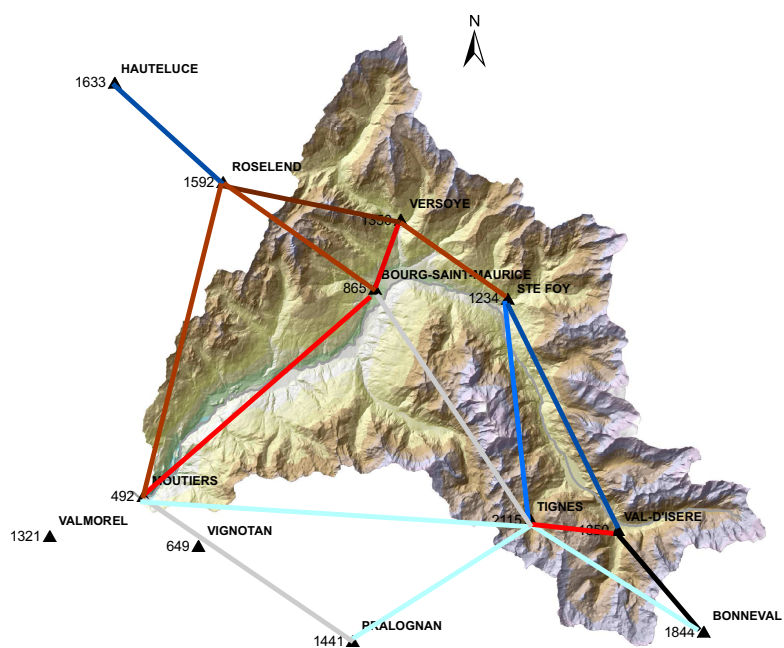
$$\Delta P = 100 * \frac{P_A - P_B}{Z_A - Z_B} \quad (3.1)$$

Avec :

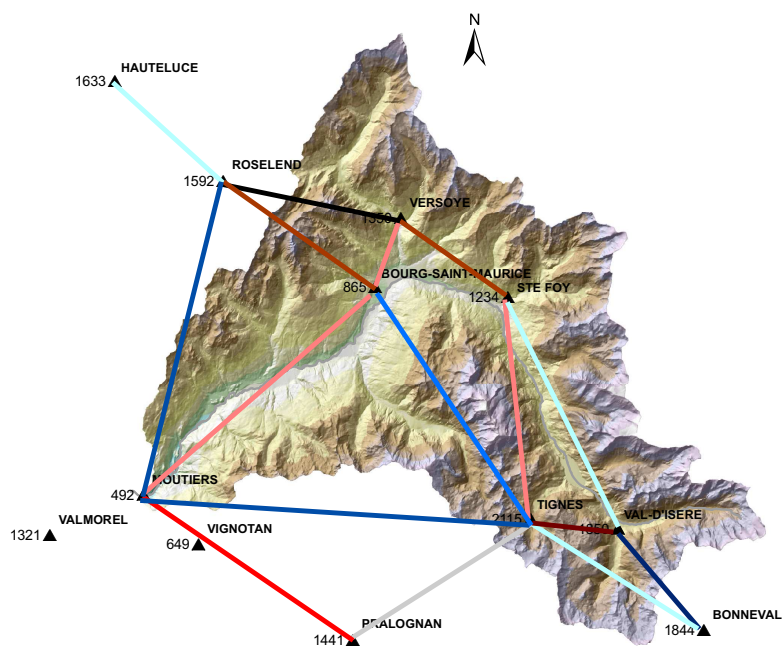
- ΔP : gradient journalier de précipitation ($mm/100m/j$);
- P_A et P_B : la précipitation journalière observée aux stations A et B respectivement (mm/j);
- Z_A et Z_B : l'altitude des stations A et B respectivement (m);

Les résultats des estimations du gradient moyen mensuel pour chacun de ces couples de stations sont présentés en annexe à la figure J.3. La figure 3.6 montre une représentation spatiale de ces gradients que l'on a calculés en distinguant 2 périodes de l'année : *froide* d'octobre à mars et *chaude* d'avril à septembre.

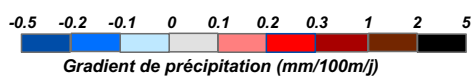
On obtient des valeurs de gradients assez faibles en moyenne, souvent comprises entre 0.1 et 0.2 mm/j/100m, voire même négatives pour les couples Sainte-Foy - Val d'Isère, Sainte-Foy - Tignes et Pralognan - Tignes. On suppose que ces gradients négatifs à nuls sont dus à un effet de "frontière météorologique" : en effet le mouvement des masses d'air provenant principalement de l'ouest (influence océanique, type de temps 2) déchargent en grande partie leur humidité sur les premiers massifs qu'elles rencontrent (Chartreuse jusqu'au Beaufortin), et de ce fait les parties les plus reculées (partie du bassin en amont de Sainte-Foy) reçoivent beaucoup moins de précipitation même si localisées à plus haute altitude. Dans le sud du bassin, la valeur estimée



(a) période froide (octobre à mars)



(b) période chaude (avril à septembre)



(c) légende

FIGURE 3.6 – Gradients mensuels moyens inter-annuels de précipitation calculés entre plusieurs stations en distinguant deux périodes de l'année : froide (d'octobre à mars) et chaude (d'avril à septembre), pour toute la période d'étude (de 1997 à 2005).

malgré une faible différence d'altitude (environ 300m) entre Tignes et Val d'Isère est d'environ 0.2 mm/j/100m, une valeur comprise entre 0.1 et 0.2 mm/j/100m dans le nord du bassin vers le Beaufortin et enfin entre 0 et 0.15 mm/j/100m vers sa partie sud. Donc localement il existe un gradient vertical assez fort de précipitation dû à l'effet orographique (dépendant de la pente du relief), mais de plus comme on l'a déjà évoqué un fort contraste de précipitation (gradient horizontal) entre les parties nord-ouest et sud-est du bassin.

Par ailleurs, en période froide les gradients sont relativement plus forts dans la partie nord de la diagonale sud-ouest/nord-est du bassin (figure 3.6). Cela pourrait s'expliquer par une plus grande fréquence d'apparition du type de temps provenant du nord-ouest (océanique; figure J.1c). Au contraire, ces gradients sont relativement plus forts en période chaude dans la partie sud du bassin, ce qui pourrait être dû à un plus grand nombre d'apparitions de flux de sud, de retours d'est et de d'orages estivaux (situation anticyclonique).

Ces gradients mensuels moyens obtenus présentent donc une dispersion importante qui confirme sur notre zone d'étude la grande hétérogénéité spatiale des précipitations même au sein d'une même vallée. Ces résultats confirment également les valeurs de gradients obtenus par Castellani (1986). Concernant l'estimation du forçage des précipitations en entrée du modèle, on retient pour notre étude un gradient moyen spatial du bassin fixé à 0.2 mm/100m/j.

- Régime journalier

Concernant le régime journalier des précipitations, l'analyse de la distribution par classe d'intensité des observations en stations (figure 3.7; stations représentées de gauche à droite par altitude décroissante) permet de faire plusieurs observations. Tout d'abord, les plus forts cumuls (classes supérieures à 30 mm) sont générés sur les stations situées vers le nord du bassin, et donc pas forcément sur les stations les plus hautes. Ceci est surtout vrai pour la classe 30-50 mm, car pour la classe supérieure (>50 mm), on remarque que, excepté les stations de fond de vallée situées en-dessous de 1000m d'altitude (Moûtiers, Bourg-St-Maurice et Vignotan), chaque station reçoit en moyenne un cumul journalier par an supérieur à 50 mm. Cette analyse montre également que la station de Bourg-St-Maurice, et celles situées dans le sud du bassin mais dans une moindre mesure, qui ne reçoit pas fréquemment de forts cumuls journaliers, connaît en revanche un plus grand nombre de jours de plus faibles cumuls, comparé aux autres stations.

En ce qui concerne l'analyse des gradients journaliers de précipitation, les récents travaux de la thèse de F.Gottardi (2009) dans lesquels l'auteur a établi une cartographie des gradients de précipitation par type de temps sur les grands massifs français, estiment des valeurs plutôt faibles pour la vallée de la Tarentaise, le plus souvent comprises entre 0 et 0.3 mm/j/100m selon le type de temps considéré, avec des valeurs maximales proches de 0.45 mm/j/100m pour les circulations de retours d'est.

Par ailleurs, afin d'obtenir une estimation des valeurs extrêmes de ces gradients, nous avons réalisé une analyse qui a consisté à ne retenir, dans les séries journalières de gradients journaliers que nous avons estimés avec nos propres données, seulement les jours de précipitations intenses (>30 mm/j). Cette analyse montre que l'on peut atteindre des valeurs de gradients journaliers

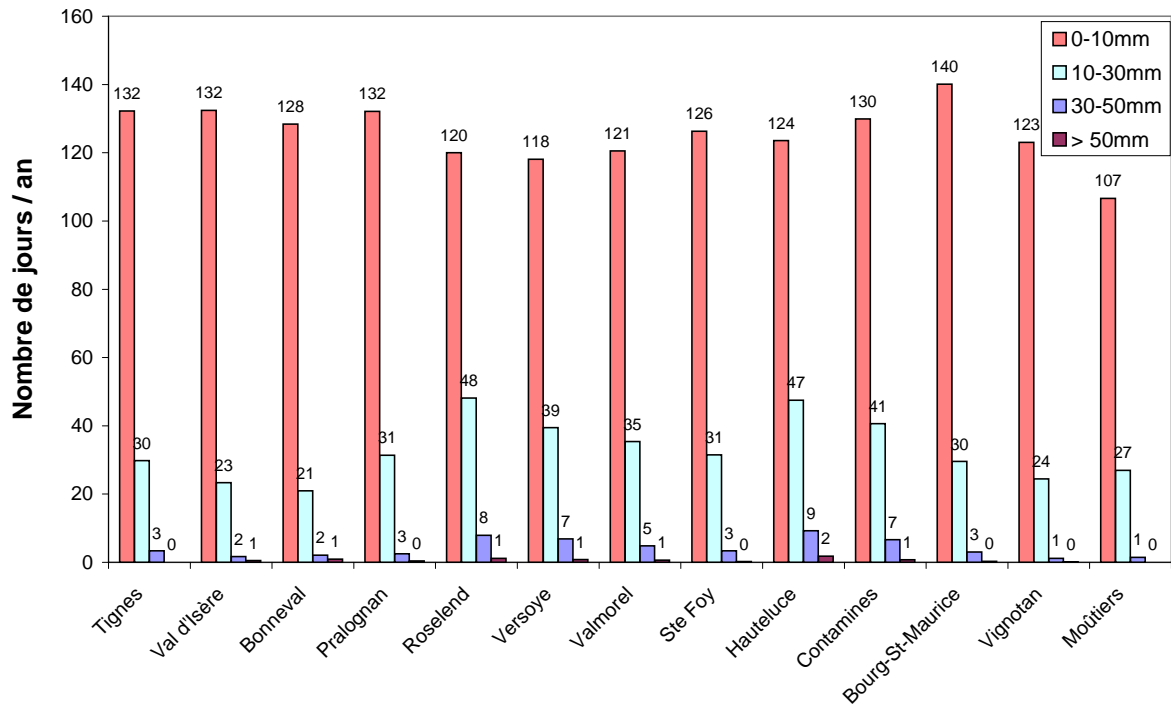


FIGURE 3.7 – Fréquence d'apparition (nombre de jours par an) par classe d'intensité de la précipitation observée en stations. Résultats obtenus en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/12/2005).

comprises entre -4 et 6 mm/100m/j entre Val d'Isère et Tignes (moyenne de 2 mm/100m/j), et des valeurs plus faibles en absolue comprises entre -0.8 à 0.3 mm/100m/j entre Bourg-Saint-Maurice et Versoye (moyenne de 0.2 mm) qui traduisent probablement leur plus faible altitude. Concernant les épisodes particuliers du 14 mai 1999 (fonte considérable accompagnée de pluies) et du 15 octobre 2000 (phénomène de pluie sur neige), qu'on décrit plus en détail dans la suite du manuscrit, on obtient entre Val d'Isère et Tignes une valeur égale à -1.89 mm/100m/j et 5.21 mm/100m/j respectivement, et entre Bourg-Saint-Maurice et Versoye égale à 1.39 mm/100m/j et -0.87 mm/100m/j respectivement.

Enfin, une analyse de la distribution des précipitations moyennes spatiales du bassin, estimées avec les réanalyses EDF, a montré que la précipitation décennale P_{10} serait d'environ 103 mm/j (Obled 2009). Cette estimation a été obtenue après ajustement de cette distribution par loi Gumbel (méthode des moments) en considérant la période allant de 1960 à 2005. La précipitation quinquennale serait d'environ 90 mm/j.

3.2.2 Les températures

La température de l'air est une variable qui joue un rôle déterminant dans les processus hydrométéorologiques en zone de montagne car c'est elle qui contrôle notamment deux facteurs essentiels. Le premier est la phase des précipitations, car ces dernières, en fonction des températures de l'air, peuvent soit s'accumuler au sol dans le cas de précipitations solides (neige), ou bien soit tomber sous-forme liquide (pluie) et alors générer du ruissellement et éventuellement

une accélération de la fonte du manteau neigeux. Le second facteur est la fonte (ou le regel) du manteau neigeux en ce sens où des températures positives peuvent générer sans qu'il y ait précipitation un écoulement dû à la fonte de la neige qui produira à son tour du ruissellement, ou bien un regel (si températures négatives) du volume d'eau liquide à l'intérieur du manteau neigeux et aucun ruissellement ne sera alors produit. Dans notre cas, ces deux facteurs sont d'autant plus préoccupants quand il s'agira de simuler les débits de crues printaniers et automnaux, comme le montre très bien l'étude de Braun et al (1994), du fait de la présence de neige sur les versants qui représente un stock d'eau supplémentaire susceptible d'aggraver la crue. C'est d'ailleurs pour cette raison que les écoulements à ces périodes sont surveillés de très près par le Service de Préviation de Crue des Alpes du Nord. Enfin, la température de l'air joue également un rôle important dans d'autres processus, comme celui de l'évapo-transpiration, etc..

- Régime annuel

La variabilité spatiale des températures de l'air est en général un peu moins forte que celle des précipitations. La localisation des postes d'observation disponibles est illustrée en figure 2.8 (p.53). De même que pour les précipitations, les températures annuelles ont été calculées du 1^{er} août au 31 juillet de chaque année (considération d'années hydrologiques). Le régime annuel de ces dernières montre bien (figure 3.8), à une exception près (évoquée plus bas), qu'elles sont fortement reliées à l'altitude en général.

En général la température annuelle varie quelque soit la station d'environ + ou -0.7°C autour de la moyenne inter-annuelle. On constate que trois années sont relativement plus chaudes que les autres : 1997, 2000 et 2002, et d'autres relativement plus froides : 1998, 2004 et 2005. L'exception évoquée plus haut concerne les stations de Val d'Isère et de Bonneval, pourtant situées à la même altitude mais dans des vallées différentes, et qui fait constater que visiblement les températures mesurées dans le fond de vallée de la Haute-Maurienne sont significativement plus élevées en moyenne (écart moyen de 1.6°C!) que celles mesurées dans le fond de la vallée de la Haute-Tarentaise. Cela s'explique par le fait que la haute vallée de l'Arc soit davantage influencée par les masses d'air plus chaudes en provenance du sud, influence favorisée par les hauts-reliefs

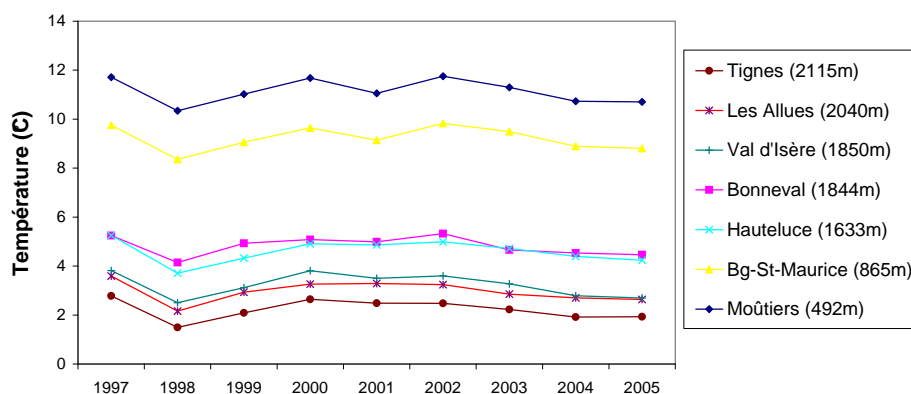


FIGURE 3.8 – Température annuelle observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (années hydrologiques du 01/08/1997 au 31/07/2006).

séparant les deux vallées qui, en freinant ces masses d'air, génèrent une différence marquée des températures entre les deux vallées. Enfin, on obtient comme on l'a évoqué précédemment une relation très nette entre les températures de l'air observées et l'altitude des stations (même si localisées de façon assez hétérogène sur le bassin), avec une valeur moyenne spatiale de gradient égale à $-0.52^{\circ}\text{C}/100\text{m}/\text{j}$ (figure 3.9).

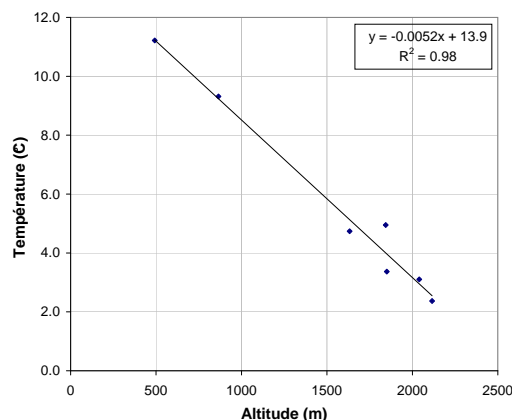


FIGURE 3.9 – Relation de la température moyenne annuelle observée aux 7 postes avec l'altitude. Considération de l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2006).

- Régime et gradients saisonniers

Les températures de l'air ont un caractère saisonnier indiscutable (figure 3.10), et c'est ce cycle qui confère au bassin un régime nival avec une période de hautes et de basses eaux : on peut observer les plus fortes valeurs de températures de mai à octobre, qui ont tendance à générer une proportion plus importante de précipitations liquides, et les plus faibles valeurs de novembre à avril, qui engendrent en général un stockage des précipitations solides, mais avec des amplitudes thermiques plus élevées en fond de vallée : environ de 20°C contre 15°C pour les postes situés sur les versants. Les températures deviennent en moyenne positives à partir de mars à Hauteluce et Bonneval, à partir de fin mars à Val d'Isère et pas avant le mois d'avril pour les postes situés au sud du bassin au-dessus de 2000m d'altitude (postes de Tignes et des Allues). La température à ces stations redevient négative (toujours en moyenne bien évidemment) environ à partir de novembre.

Souvent en zone de montagne la valeur moyenne de base de $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ du gradient thermique vertical est utilisée par les hydrologues. Or l'estimation de ce gradient a déjà fait l'objet de quelques travaux qui ont porté sur notre zone d'étude. Ceux de De Saintignon et al. (1984) ont montré que des valeurs comprises entre -0.5 et $-0.52^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ pourraient convenir seulement pour les fonds de vallées. Dans sa thèse, Lhotellier (2005) a estimé un gradient moyen annuel égal à environ $-0.47^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ sans considération de type de temps, ni de distinctions spatiales. Enfin, la thèse de F.Gottardi (2009) a abouti à des valeurs d'environ -0.5 à $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ pour le gradient de température minimale (valeurs absolues), ainsi que des gradients de température maximale compris entre -0.6 et $-0.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Ces valeurs sont donc toutes relativement plus faibles en valeur absolue que celle donnée en début de paragraphe.

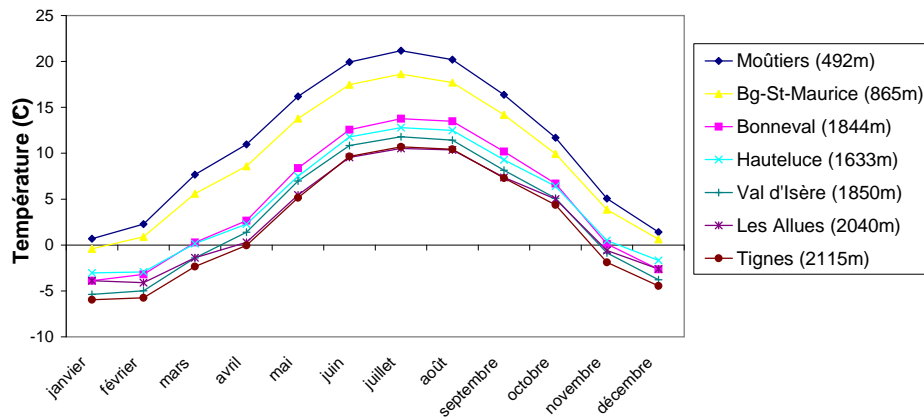


FIGURE 3.10 – Température mensuelle moyenne observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

De même que pour les précipitations, nous avons réalisé des estimations de gradients mensuels moyens de température à partir des observations. Les couples de stations ont été choisis de façon à obtenir des estimations le plus possible sur l'ensemble du bassin, et dont la différence d'altitude est assez significative. On a cherché également à avoir des valeurs en fond de vallée de l'Isère.

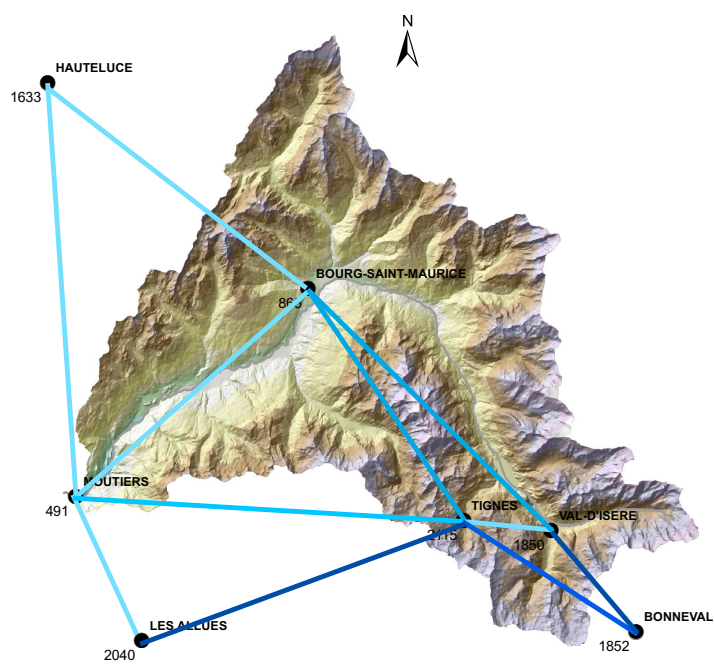
Ces couples sont donc :

- pour la partie sud du bassin : Val d'Isère - Tignes et Bonneval - Tignes ;
- pour les fonds de vallée : Bourg-St-Maurice - Val d'Isère et Moûtiers - Bourg-St-Maurice ;
- pour la partie centre : Bourg-St-Maurice - Tignes ;
- pour le massif du Beaufortin vers le nord du bassin : Bourg-St-Maurice - Hauteluze ;
- pour la partie aval : Moûtiers - Les Allues et Moûtiers - Tignes.

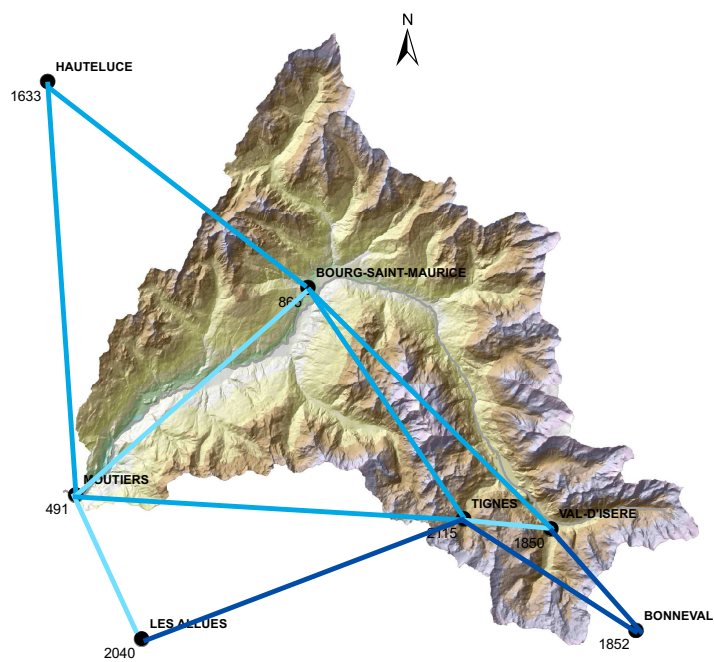
La figure 3.11 illustre la répartition spatiale des valeurs obtenues, en distinguant les deux périodes précédentes froides et chaudes. Les cycles saisonniers des gradients obtenus pour chaque couple de stations sont présentés en annexe à la figure J.4.

Les gradients connaissent également un cycle saisonnier avec des valeurs plus fortes (en valeur absolue) en période chaude, de mars à septembre, et plus faibles (toujours en absolu) le reste de l'année, en raison de l'influence des masses d'air (taux d'humidité différent notamment, etc..) (en annexe figure J.4). Globalement, on obtient des valeurs de gradients mensuels moyens comprises entre -0.86 et $-0.17^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, pour une moyenne égale à $-0.51^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ avec des valeurs absolues plutôt fortes vers le massif du Beaufortin, moyennes au centre et plutôt faibles dans le relief et en zone de vallée du sud du bassin. Entre Tignes et Val d'Isère on obtient effectivement un gradient mensuel moyen plutôt faible en valeur absolue ($-0.32^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). La grande amplitude de différence de température entre ces deux stations est probablement due à l'influence de Tignes par les courants d'air en provenance de la vallée du Doron de Bozel (vallée limitrophe située au sud-est du bassin) et également à son confinement dans la petite vallée retirée du Chardonnet.

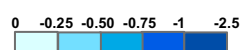
La valeur moyenne assez faible ($-0.38^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) entre Moûtiers et Bourg-Saint-Maurice montre que le sens de circulation des masses d'air (d'ouest en est) influence significativement les gradients



(a) période froide (octobre à mars)



(b) période chaude (avril à septembre)



(c) légende

FIGURE 3.11 – Gradients mensuels moyens inter-annuels de température calculés entre plusieurs stations en distinguant deux périodes de l'année : froide (d'octobre à mars) et chaude (d'avril à septembre), pour toute la période d'étude (de 1997 à 2005).

de température en fond de vallée. Ceci explique probablement au contraire la forte valeur absolue entre les deux stations de Bourg-Saint-Maurice et Val d'Isère localisées de part et d'autre de la "frontière météorologique" mis en exergue dans l'analyse précédente des précipitations.

- Analyse des gradients de température par temps fortement pluvieux

Une analyse des gradients de température, réalisé en considérant seulement les jours de fortes précipitations (même seuil, à savoir 30 mm) a montré qu'entre les stations de Val d'Isère et de Tignes (couple n°1) et entre Bourg-Saint-Maurice et Hauteluce (couple n°2), on obtenait des valeurs comprises entre -0.80 et $+0.80^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, et entre -0.90 et $-0.10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ respectivement, avec une moyenne de $-0.30^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ et de $-0.60^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Concernant les épisodes particuliers de mai 1999 et d'Octobre 2000, le gradient moyen obtenu est égal à $-0.73^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ et $-0.67^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ pour le couple n°1 respectivement (donc des valeurs absolues plus fortes que la moyenne), et égale à $-0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ et $-0.38^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ pour le couple n°2. Ces valeurs ont été obtenues avec les données disponibles aux stations et permettent seulement de donner une estimation approximative du gradient, pour deux zones du bassin. Ce gradient varie bien entendu en fonction du type de temps, notamment du mouvement des masses d'air, et également en fonction d'autres paramètres comme l'humidité de l'air, la distinction fond de vallée - versants, etc..

Comme l'a démontré l'étude de (Lhotellier 2006), le pourcentage de variance que l'altitude explique à elle seule varie lui-même en fonction du type de temps, avec des valeurs plus faibles pendant un temps anticyclonique, et plutôt élevées pendant un temps perturbé où elle peut atteindre 80%. Malgré tout, nous avons choisi de tenir compte seulement de cette relation avec l'altitude, qui permet déjà selon (Gottardi 2009) d'obtenir d'assez bons résultats en terme de modélisation hydrologique.

En conclusion, à l'issu de cette analyse de la météorologie du bassin, on retrouve avec nos propres estimations, concernant le gradient des précipitations, la valeur de $0.2 \text{ mm}/100\text{m}/\text{j}$ en général sur l'ensemble du bassin, ce qui est cohérent avec les études de Gottardi (2009) et Castellani (1986). Concernant les températures, nous obtenons en général des gradients proches de la valeur de $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, ce qui corrobore par ailleurs les résultats de l'étude de Lhotellier (2005). Ces valeurs seront donc utilisées pour réaliser la spatialisation de ces deux variables afin de constituer les forçages du modèle. Concernant les précipitations, les deux réanalyses EDF et SAFRAN seront également testées.

3.3 Régime hydrologique

Après avoir décrit le régime des précipitations et des températures du bassin, on présente dans cette section une analyse de son régime hydrologique observé, et donc influencé, à partir des données disponibles, et également de son régime naturel, que l'on aurait observé sans la présence des aménagements, en se basant sur les débits reconstitués. Une comparaison de ces deux types d'écoulements aux échelles annuelle, saisonnière puis journalière permet en se plaçant en trois points stratégiques (Isère à l'entrée de la retenue de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers) de comprendre la modification du régime naturel, et donc, avant de s'engager dans une modélisation trop complexe, d'évaluer l'influence des différents aménagements sur les écoulements du bassin. Cette dernière analyse permet d'autre part de mettre en exergue les principales caractéristiques du fonctionnement moyen des aménagements, et également leur mode de gestion en période de crue.

Avant de se focaliser sur la période d'étude qui nous concerne (1997-2005), et dans le but d'évaluer la qualité de la reconstitution des débits naturels (QNR), on compare, en s'appuyant sur les données disponibles de la banque Hydro, les débits observés de l'Isère à Moûtiers entre les périodes 1905 à 1952 et 1992 à 2006, et les QNR obtenus de 1992 à 2006 (figure 3.12). Pendant la première période, le régime du bassin n'a connu aucune influence significative de type anthropique, excepté à partir de 1952, année de mise en eau de la retenue de Tignes. On constate que le régime journalier moyen reconstitué par les QNR, et celui des débits observés pendant cette première période sont beaucoup plus comparables, avec des débits moyens d'étiage pres-

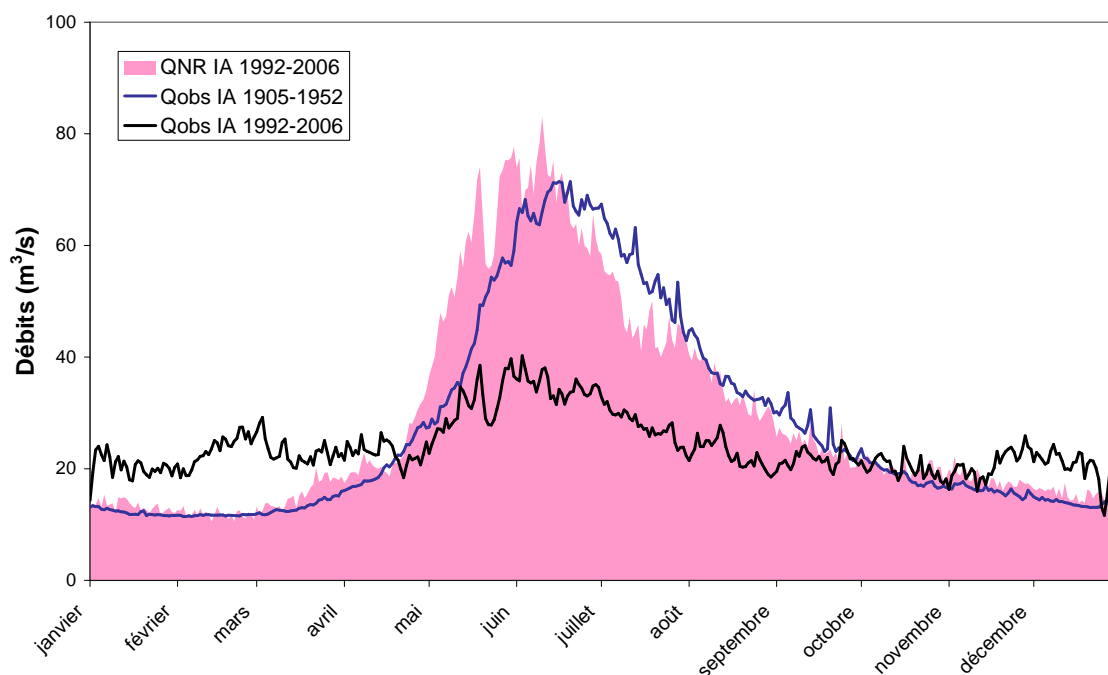


FIGURE 3.12 – Cycle hydrologique saisonnier moyen interannuel (IA) de l'Isère à Moûtiers : comparaison entre les débits journaliers observés (Qobs) des périodes 1905-1952, 1992-2006, avec les débits journaliers naturels reconstitués (QNR) sur la période 1992-2006.

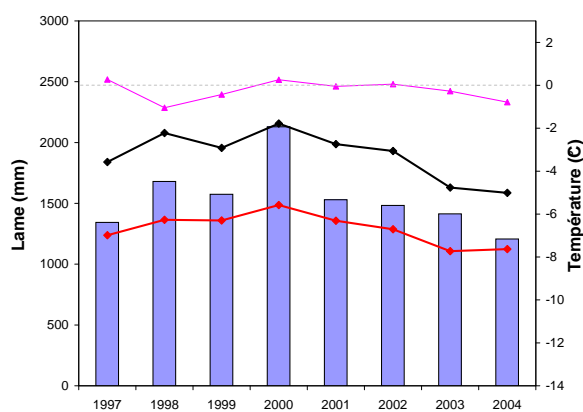
qu'identiques. En revanche, concernant les débits observés sur la période récente, on constate que ce cycle saisonnier de basses et de hautes eaux a presque complètement disparu, avec une onde de fonte beaucoup moins marquée, un niveau d'étiage significativement plus élevé, et une allure moins régulière (nombreuses oscillations). Cela est dû en partie évidemment à la présence des aménagements hydroélectriques installés sur le bassin depuis les années 1950 dont les effets influencent significativement les écoulements de l'Isère. Par ailleurs, il est également probable que les variations du climat (notamment réchauffement global) au cours du siècle passé puissent expliquer partiellement les différences entre ces deux périodes de débits observés. En supposant une qualité irréprochable de reconstitution des débits naturels, cette dernière hypothèse expliquerait peut-être également (en partie) les différences obtenues entre le régime moyen des QNR et celui des débits observés de 1905 à 1952 (figure 3.12), avec sur la période reconstituée 1992-2006 une avance significative de la pointe des débits, d'environ 3 semaines, traduction sans doute d'une évolution climatique. Ce n'est bien évidemment qu'une hypothèse, d'autant plus que les données disponibles ne permettent pas de comparer ces deux périodes sur une même durée.

3.3.1 Régime annuel (période 1997 à 2005)

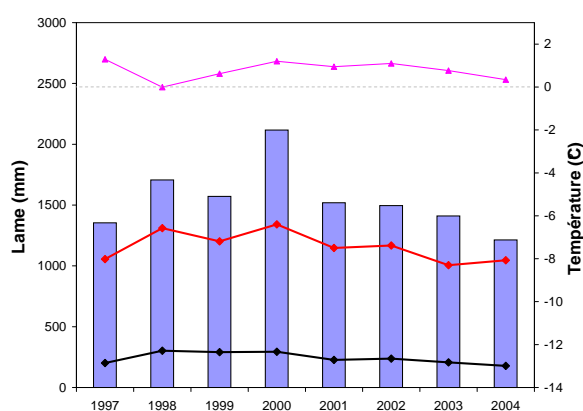
On analyse le régime hydrologique du bassin en se focalisant à présent sur notre période d'étude, allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 (par années hydrologiques). On présente à la figure 3.13 le régime annuel des écoulements, des précipitations et des températures des sous-bassins de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes et à Malgovert Amont, et du bassin de l'Isère à Moûtiers. Les écoulements (naturels en rouge et observés en noir) ainsi que les précipitations, estimées avec les réanalyses EDF, représentent la lame moyenne spatiale du sous-bassin considéré (surface du sous-bassin de Tignes : 171 km² et du sous-bassin de l'Isère à Malgovert Amont : 394 km²). Les températures ont été estimées avec les données disponibles aux stations en employant la méthode *Inverse Distance Weighting* (IDW ; Shepard 1968) qui fournit une estimation en effectuant une combinaison linéaire des observations en tenant compte du poids de chaque station, lui-même dépendant de la distance entre la station et le centre géométrique du bassin (ou du sous-bassin). Cette méthode, pour laquelle nous avons considéré un gradient de température égal à -0.5°C (valeur déduite des résultats de l'analyse précédente du régime météorologique), est expliquée en détails en section 4.2.4 (prochain chapitre).

Concernant le sous-bassin de l'Isère à l'entrée de la retenue de Tignes (ou "sous-bassin de Tignes"), on constate que les réanalyses EDF estiment une précipitation annuelle qui varie entre 1400 et 2100 mm/an avec une moyenne de 1550 mm/an, donc à peine plus élevée que celle du bassin entier (égale à 1535 mm/an ; section précédente). Les températures moyennes annuelles sont le plus souvent négatives, comprises entre -1°C et 0.3°C, pour une moyenne de -0.3°C, contrairement à celles estimées pour le sous-bassin de Malgovert Amont (moyenne de 0.8°C) et pour le bassin entier (2.4°C), ceux-ci étant situés à plus basse altitude (valeur médiane respective égale à 2550m, 2300m et 2190m).

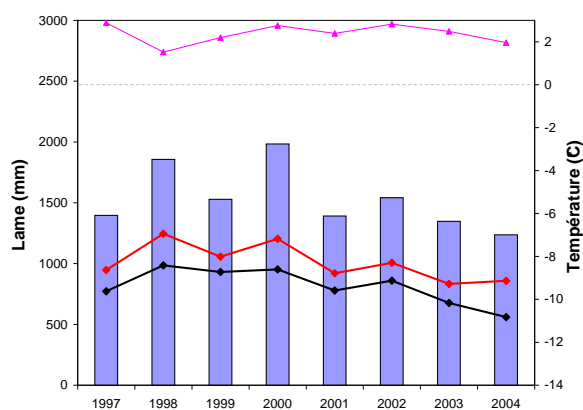
Si on considère le régime hydrologique naturel des sous-bassins (courbes rouges), concernant le sous-bassin de Tignes les écoulements représentent une plus grande part des précipitations avec



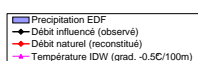
(a) Isère à l'entrée de la retenue de Tignes



(b) Isère à Malgovert Amont



(c) Isère à Moutiers



(d) légende

FIGURE 3.13 – Régime hydrologique inter-annuel du bassin de l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moutiers pour la période 1997 à 2005. Précipitation et température estimée à l'altitude médiane du bassin (ou sous-bassin).

un coefficient d'écoulement annuel moyen d'environ 84% (moyenne des rapports de précipitation annuelle sur écoulement annuel). Ce dernier est égal à 75% pour les écoulements naturels de l'Isère à Malgovert Amont, et à 66% si on se place à l'exutoire (Moûtiers). En tenant compte de l'influence des aménagements, donc en s'intéressant cette fois aux écoulements observés (courbes noires), ces coefficients d'écoulement sont significativement modifiés et deviennent égaux à 123%, 16% et 53% respectivement. Ces différences proviennent des import, export et stockage que nous avons déjà décrit lors de l'étape de reconstitution des débits naturels (sous-section 2.3.2, p. 54), et qui modifient le régime naturel du bassin. La figure 3.14 présente une cartographie des surfaces drainées par chacun de ces aménagements, ainsi que leur capacité totale d'entonnement (valeurs récapitulées au tableau 3.1). Sur cette carte, la surface non dérivée (64%, soit 582 km², partie visible du MNT) correspond au bassin dit "résiduel", car elle reçoit des sous-bassins amonts seulement les écoulements déversés des prises d'eau (écoulements "résiduels"), l'autre part ayant été dérivée puis acheminée vers un autre exutoire.

	sbv en amont de la retenue de Tignes			sbvi entre Tignes et Malgovert	sbvi entre Malgovert et Moûtiers	
<i>Transferts</i>	<i>Imports de</i>			<i>Exports vers</i>	<i>Exports vers</i>	
	Maurienne	Clou Nant-C	Ponturin-Sachette	centrale de Malgovert	Roselend	St-Guérin
<i>Capacité tot. (m³/s)</i>	18.5	8.4	6.7	9.1	25	6.1
<i>S. drainées (km²)</i>	100	32	44	31	134	29

TABLEAU 3.1 – Capacité et surface drainée des différents organes d'ouvrages. *sbvi* : sous-bassin versant intermédiaire.

On constate que les débits observés de l'Isère sont en moyenne, par rapport aux débits naturels (figure 3.15) :

- à l'entrée de la retenue de Tignes supérieurs de 47% environ (débit annuel moyen de 10 m³/s) ;
- à Malgovert Amont inférieurs de 80% environ (débit annuel moyen qui diminue à 3 m³/s) ;
- à Moûtiers inférieurs de 20% environ (débit annuel moyen de 23 m³/s).

Concernant le sous-bassin de Tignes, on constate que cette différence est à peu près constante d'une année sur l'autre, et s'explique en moyenne à raison de 35% par l'import du Ponturin et de la Sachette (débit annuel moyen de 1.2 m³/s), également environ pour 35% par l'import du Clou et du Nant Cruet, et pour 30% par l'import de la Maurienne (débit annuel moyen de 0.8 m³/s). Si on se place à Malgovert Amont, on note que cette grande différence entre débits observés et naturels reconstitués (environ égale à 15 m³/s en moyenne) semble ne pas varier significativement au cours de la période. Elle s'explique principalement (à raison de 73% en moyenne) par l'export d'une partie des écoulements de ses affluents situés en rive gauche de l'Isère (en aval du barrage de Tignes), vers la centrale de Malgovert. Finalement, à l'exutoire du bassin (Moûtiers), on note des différences entre QNR et débits observés comprises entre 4 m³/s et 10 m³/s (différence moyenne de 6 m³/s), qui s'expliquent majoritairement par l'export d'une partie des écoulements des affluents de l'Isère en rive droite, vers la retenue de Roselend. On constate par ailleurs que la retenue de Tignes réalise certaines années soit un stockage (1998, 2000 et 2004), soit un déstockage (1997, 1999, 2001 et 2002) pouvant être équivalent à un débit moyen annuel de 2 m³/s, ou encore à un volume de 63 hm³/an, soit 1/11ème du volume annuel moyen écoulé à Moûtiers (741 hm³).

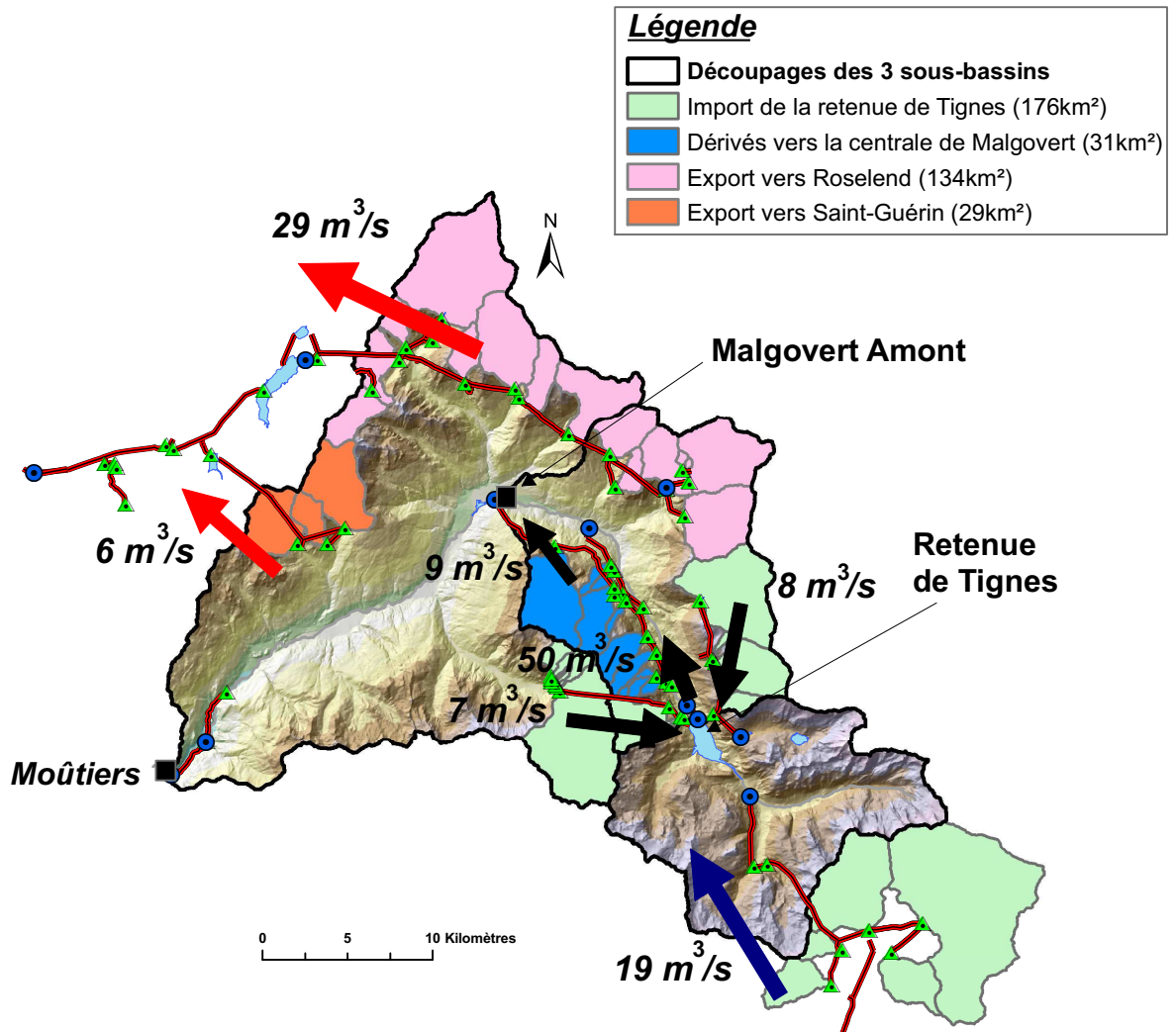
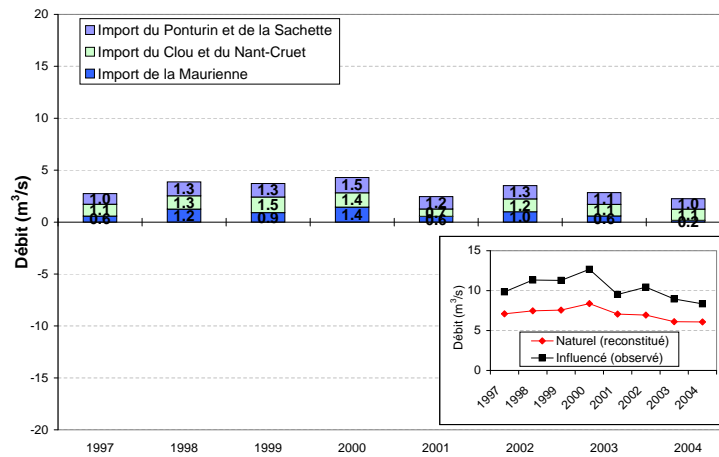
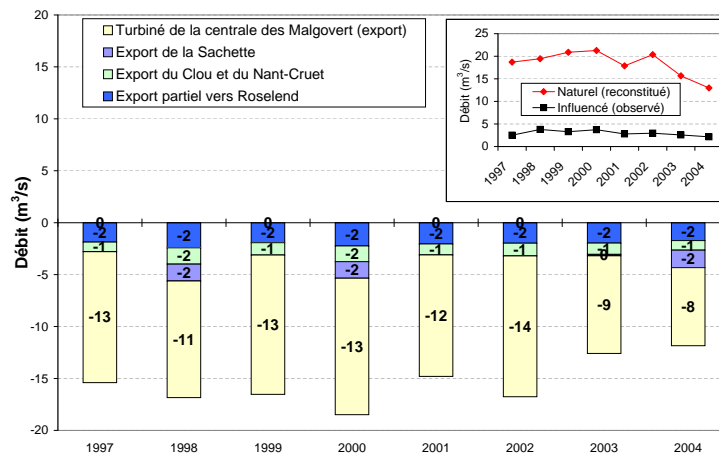


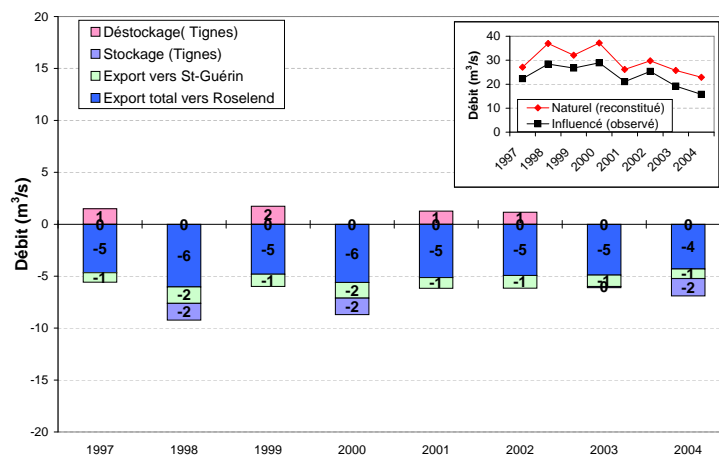
FIGURE 3.14 – Cartographie des surfaces drainées et capacités des grands aménagements du bassin de l'Isère à Moûtiers.



(a) Isère à l'entrée de la retenue de Tignes



(b) Isère à Malgovert Amont



(c) Isère à Moutiers

FIGURE 3.15 – Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère à l'échelle annuelle du 01/08/1997 au 31/07/2005 (différence des débits observés auxquels on a retranché les débits naturels, de ce fait chaque import et stockage sont comptés négativement, et export et déstockage sont comptés positivement).

3.3.2 Régime saisonnier

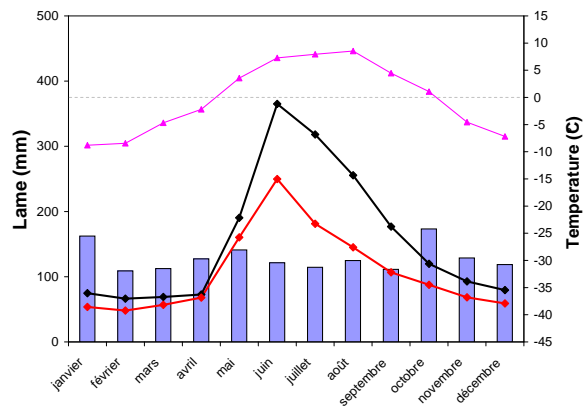
Si l'on considère à présent le régime saisonnier du bassin sur la période récente (figure 3.16), on peut observer tout d'abord que la méthode IDW estime des températures qui varient mensuellement en moyenne de -8.8°C à 8.5°C pour le sous-bassin de Tignes, de -7.7°C à 9.7°C pour le sous-bassin de l'Isère à Malgovert Amont, et de -6.6°C à 11.4°C pour le bassin entier, ces valeurs étant atteintes au mois de janvier et d'août respectivement. Comme évoqué dans l'analyse météorologique (section précédente), les précipitations ne présentent pas de cycle saisonnier marqué, mais en revanche leur cumul mensuel moyen semble plus élevé pour les mois de janvier et d'octobre, quelque soit le sous-bassin considéré.

Les écoulements *naturels* (courbes rouges) du sous-bassin de Tignes présentent clairement un cycle saisonnier de basses eaux d'octobre à avril dues au stockage des précipitations solides, avec un minima en février, et de hautes eaux de mai à septembre dues à la fonte de cette neige et à la phase plutôt liquide des précipitations, avec un maxima en juin. On retrouve les mêmes tendances en se plaçant à Malgovert Amont, mais avec une fonte légèrement plus précoce, une lame écoulée en période estivale (notamment en août) plus élevée en raison d'une part plus importante de surface glaciaire (figure 1.4; 6.5% contre 4.5% pour le sous-bassin de Tignes), et enfin une lame écoulée légèrement plus faible. En considérant le bassin dans sa totalité, cette onde de fonte est encore un peu plus avancée en raison de la présence de températures plus élevées en général.

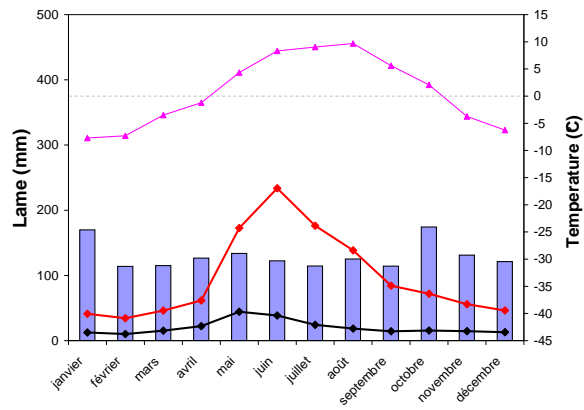
Les débits spécifiques, qui permettent de comparer les quantités d'écoulement de plusieurs sous-bassins en exprimant ces écoulements par même unité de surface (en litre/s/km² généralement), ont été estimés en se basant sur les QNR de chaque sous-bassin intermédiaire : sous-bassin de Tignes, sous-bassin intermédiaire de l'Isère entre Tignes et Malgovert Amont (que l'on nomme également Malgovert Intermédiaire), ainsi que le sous-bassin de l'Isère entre Malgovert Amont et Moûtiers (Moûtiers intermédiaire). On constate une plus grande quantité d'écoulement concernant le sous-bassin de Tignes, cette différence étant plus marquée pendant la période de basses eaux (figure 3.17). Cela peut s'expliquer par trois raisons. La première est que, toutes choses étant égales par ailleurs, des sous-bassins de taille différente intègrent des processus météorologiques différents, et donc reçoivent des précipitations différentes. De plus, ici, le sous-bassin de Tignes reçoit en fait chaque année une quantité de précipitation plus importante que les deux autres (comme on le montrera dans l'inter-comparaison des réanalyses de précipitation en section 6.1). Enfin la troisième raison est probablement que ce dernier sous-bassin évapo-transpire moins car étant situé à une altitude plus élevée (en moyenne).

Au contraire, on note une plus faible quantité d'écoulement concernant le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire qui est due aux effets des deux facteurs évoqués précédemment (précipitations moindres et ETR supérieures), et de plus à une proportion de surface glaciaire plus faible (0.8%).

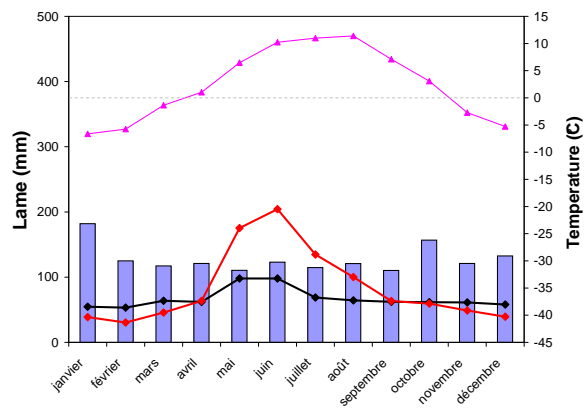
Si on s'intéresse à présent aux écoulements *observés* de l'Isère (courbes noires, figures 3.16 et 3.18), on constate que concernant le sous-bassin de Tignes, les 3 imports présentent naturellement un cycle saisonnier avec une période de fonte et d'étiage, et de ce fait génèrent une différence



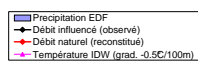
(a) Isère à l'entrée de la retenue de Tignes



(b) Isère à Malgovert Amont



(c) Isère à Moûtiers



(d) légende

FIGURE 3.16 – Régime hydrologique mensuel moyen du bassin de l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers pour la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005. Précipitation et température estimées à l'altitude médiane du bassin (ou sous-bassin).

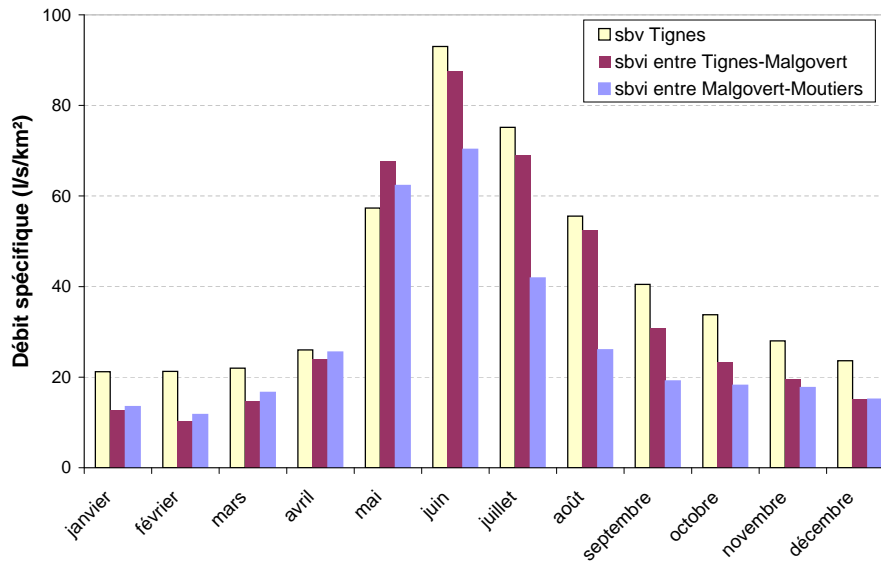
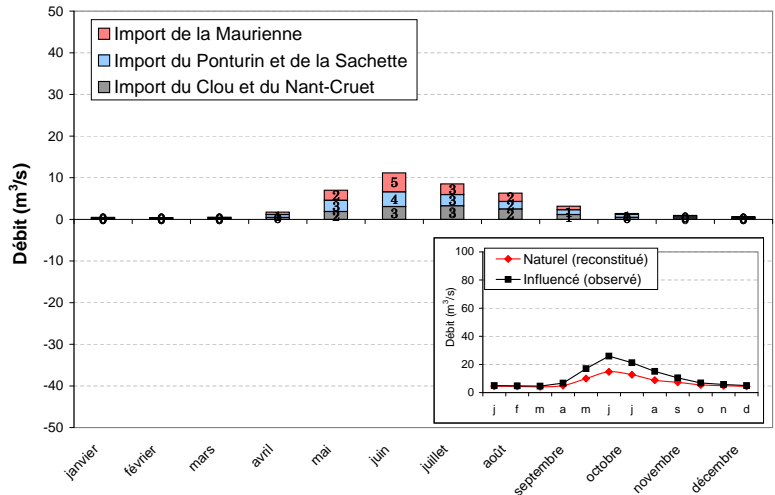


FIGURE 3.17 – Débits spécifiques saisonniers naturels reconstitués de l’Isère à l’entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005) ; ssbvi : sous-bassin versant intermédiaire.

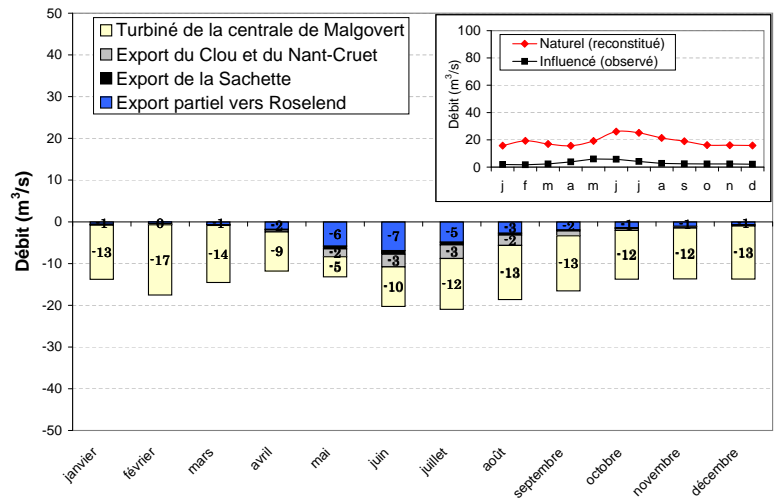
maximale entre débits mensuels moyens naturels et observés de $12 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois de juin (qui représentant 36% du débit mensuel moyen observé) (Claude *et al.* 2010).

En se plaçant à Malgovert Amont, on peut observer que les écoulements exportés vers la centrale de Malgovert, qui expliquent la majeure part de la différence entre QNR et débit observé, présentent également un cycle saisonnier, mais cette fois avec des plus fortes valeurs en période froide (octobre à avril plus précisément). Cette centrale, tout comme celle des Brévières, utilise les lâchers du barrage de Tignes afin de produire de l’électricité de façon à pouvoir satisfaire la forte demande en période d’hiver. On peut d’ailleurs constater que les variations de volume de la retenue présentent un cycle saisonnier de vidange d’octobre à avril, et de remplissage de mai et à septembre (figure 3.19), cycle auquel est donc fortement lié celui de turbinage des centrales des Brévières et de Malgovert (figure 3.20). Au contraire, la production d’écoulement des autres exports (du Clou et Nant-Cruet, de la Sachette et vers Roselend) dépend elle entièrement du régime météorologique des sous-bassins dérivés (situés en amont des prises). On obtient donc de plus grandes différences au final entre QNR et débits observés de l’Isère à Malgovert Amont aux mois de juin et juillet ($20 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un débit mensuel moyen observé de $5.7 \text{ m}^3/\text{s}$).

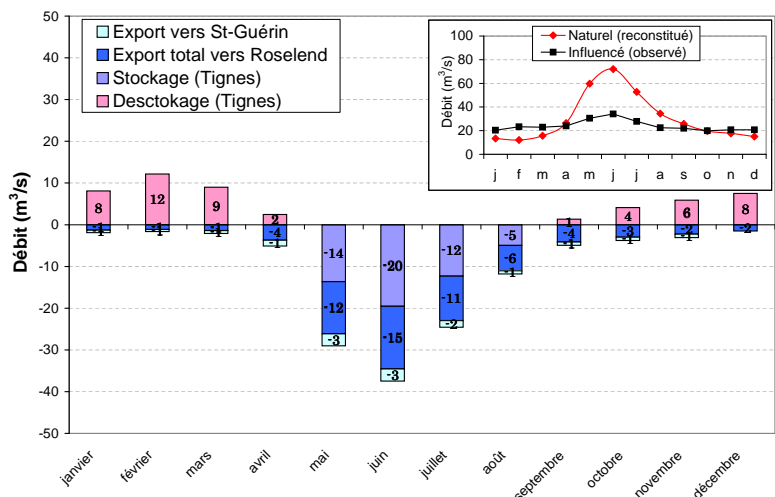
Enfin, à l’exutoire du bassin les débits observés en période froide sont significativement plus élevés que les débits naturels, et au contraire beaucoup plus faibles en période chaude : pendant la période de fonte, cette différence est expliquée à raison de 50% environ par le stockage des écoulements du sous-bassin de Tignes dans la retenue, ainsi qu’à 42% par l’export vers la retenue de Roselend et 8% par celui vers la retenue de Saint-Guérin. En période froide (octobre à mars), les écoulements restitués dans l’Isère par le barrage de Tignes soutiennent en moyenne le tiers des volumes écoulés de l’Isère à Moûtiers (Claude *et al.* 2010).



(a) Isère à l'entrée de la retenue de Tignes



(b) Isère à Malgovert Amont



(c) Isère à Moûtiers

FIGURE 3.18 – Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère à l'échelle mensuelle moyenne.

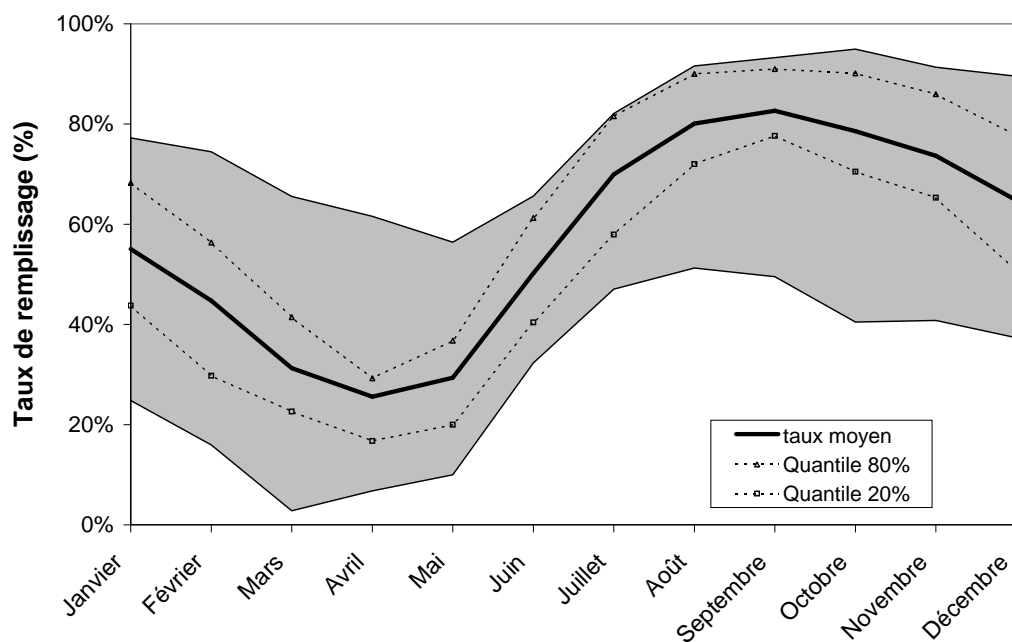


FIGURE 3.19 – Taux mensuel moyen de remplissage de la retenue de Tignes avec valeurs minimales, maximales (bornes inférieure et supérieure de l'enveloppe respectivement) et quantiles 20% et 80%.

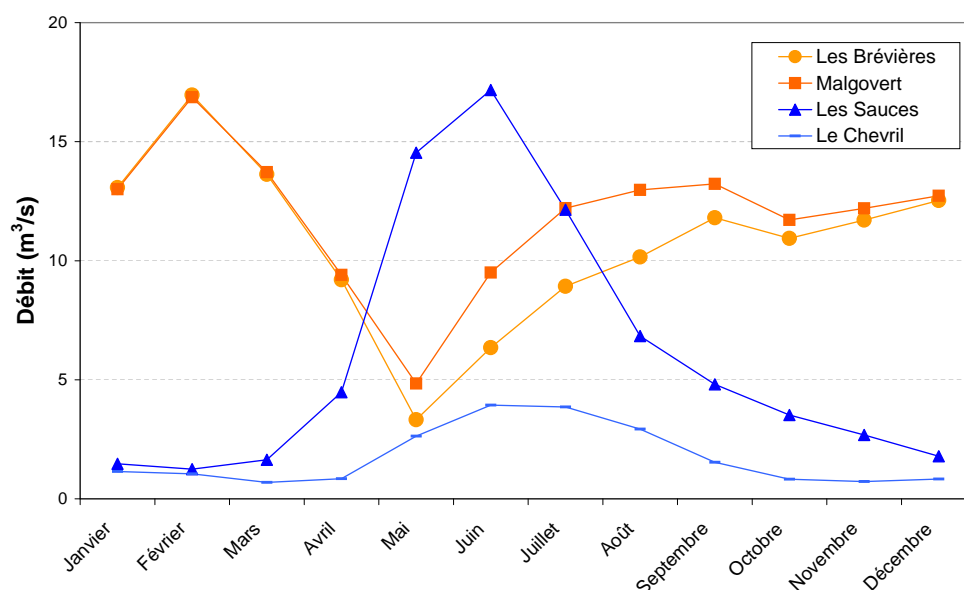


FIGURE 3.20 – Cycle saisonnier de turbinage des principales centrales du bassin de l'Isère à Moûtiers (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005).

3.3.3 Régime journalier et épisodes de crue

Le débit de pointe de l'Isère à Moûtiers de période de retour décennale Q_{10} estimé sur la période 1903 à 2005 est d'environ $140 \text{ m}^3/\text{s}$, et le Q_{50} égal à environ $440 \text{ m}^3/\text{s}$ (tableau 1.2, p.27). La figure 3.21 présente les débits journaliers moyens et maximaux inter-annuels de l'Isère à Moûtiers sur la période 1997-2005. Nous avons calculé pour cela la valeur moyenne et maximale des débits de même jour julien (valeur moyenne et maximale de tous les 1^{er} janvier, etc.), en considérant l'ensemble de la période d'étude (01/08/1997 au 31/07/2005). Le régime journalier moyen observé présente un cycle saisonnier presque effacé très comparable à celui obtenu en début de section (sur la période 1956 -2006), avec de nombreuses oscillations et des débits compris entre $20 \text{ m}^3/\text{s}$ et $40 \text{ m}^3/\text{s}$ seulement. Par ailleurs, en se focalisant cette fois sur les débits journaliers maximaux inter-annuels, on peut dater les plus grandes crues observées de l'Isère à Moûtiers durant la période d'étude. Un plus grand nombre de crues se produisent en période chaude, naturellement lorsque le niveau de l'Isère est déjà assez élevé en raison de l'apport de la fusion nivale. Parmi ces crues, la plus forte est celle de mai 1999, puis celle de mai 2001. Il est également probable d'observer des crues en période de basses eaux, comme celle générée par l'épisode particulier d'Octobre 2000. Ces trois épisodes, que l'on décrira plus en détail, serviront de référence pour le calage et la validation du modèle hydrologique.

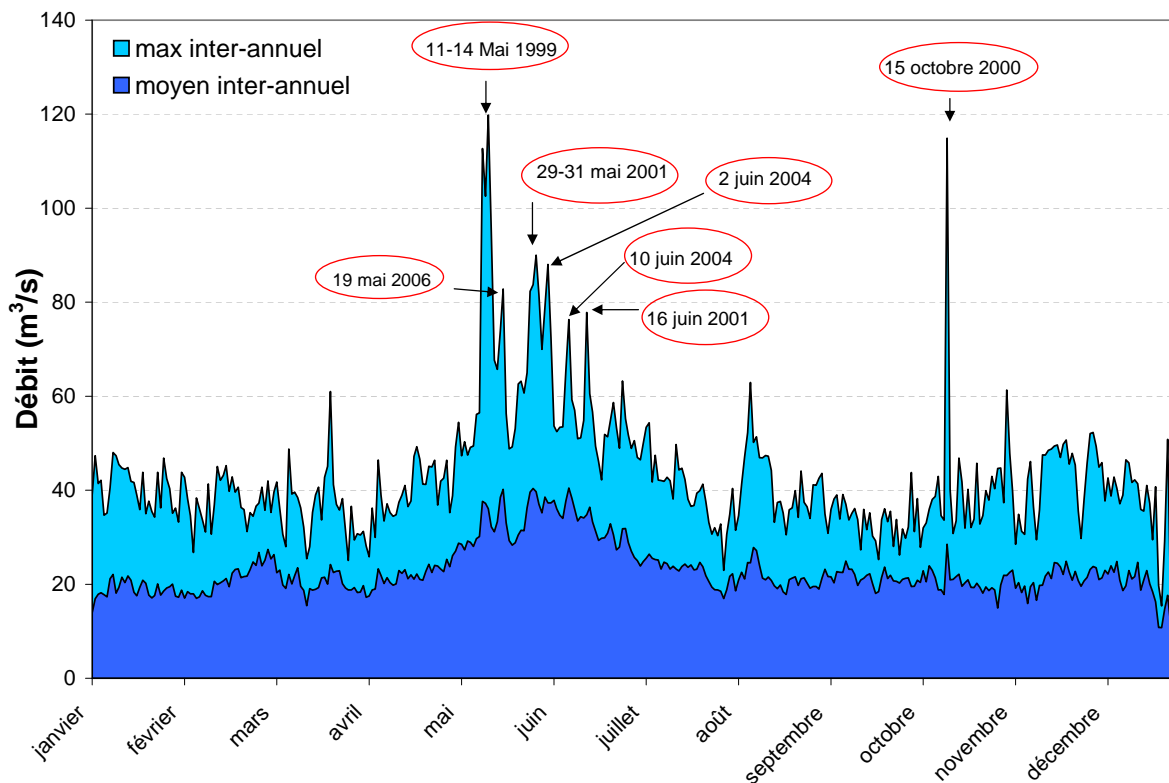


FIGURE 3.21 – Le régime moyen des écoulements observés de l'Isère à Moûtiers ainsi que ses plus grandes crues sur la période 1997 à 2005. Débit journalier moyen et maximal inter-annuel.

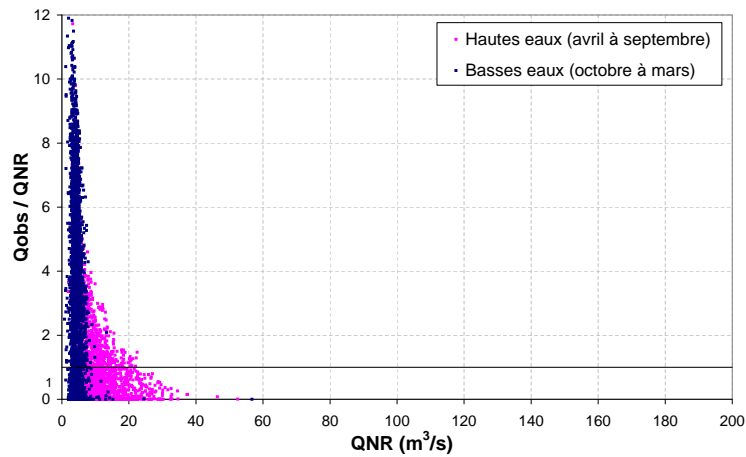
Afin d'analyser l'influence des aménagements non plus en ce qui concerne le régime moyen des écoulements du bassin mais en s'intéressant à l'ensemble de la chronique des débits journaliers

disponibles, et notamment aux jours de forts débits, on a cherché dans un premier temps à analyser le rapport du débit observé sur le débit naturel aux trois points stratégiques du bassin : Isère à la sortie du barrage de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers. Nous avons décidé de réaliser cette analyse sur la période la plus longue possible (depuis le 01/01/1992 jusqu'au 31/12/2006) de façon à pouvoir le plus possible détecter d'éventuelles tendances, notamment concernant les jours de crue. Ce rapport permet pour chaque jour de la période de déterminer le degré de modification du régime naturel des écoulements. La figure 3.22 montre tout d'abord une fois de plus que cette modification est très dépendante de la saison (chaude ou froide notamment), quelque soit le point de contrôle. En général en période froide pendant laquelle les QNR sont assez faibles, ces rapports sont souvent supérieurs à 1 en raison des déstockages de la retenue de Tignes (excepté à Malgovert Amont), et atteignent de fortes valeurs : valeur maximale de 25 à Tignes, 31 à Malgovert Amont et 30 à Moûtiers, pour des valeurs minimales égales à 0, 0 et 0.4 respectivement, et des valeurs moyennes de 3.3, 0.3 et 1.6. Au contraire, les rapports en saison chaude sont plutôt inférieurs à 1, avec des valeurs maximales égales à 11.7, 1.2 et 4 respectivement, minimales de 0, 0.1 et 0.2 et moyennes égales à 1, 0.2 et 0.7.

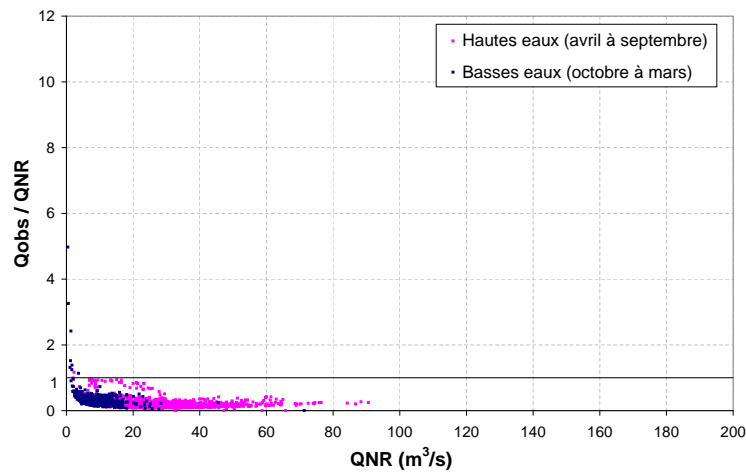
A la sortie du barrage de Tignes, on constate qu'à partir d'un débit naturel supérieur à environ $25 \text{ m}^3/\text{s}$, le rapport devient constamment inférieur à 1 et même nul à partir de $50 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui traduit donc automatiquement qu'au-delà de ces seuils les écoulements entrants sont stockés partiellement puis complètement dans la retenue (respectivement). A Malgovert Amont, on constate qu'en général les débits observés sont souvent inférieurs à la moitié des débits naturels, surtout pour les QNR supérieurs à $30 \text{ m}^3/\text{s}$. On peut malgré tout remarquer quelques jours où les rapports sont supérieurs à 1, notamment en période froide, pour lesquels on peut supposer que les écoulements turbinés aux Brévières n'ont pas été dérivés par le barrage-prise des Brévières pour être turbinés à la centrale de Malgovert, mais ont été directement restitués dans l'Isère et ont pu être observés à Malgovert Amont.

Concernant l'Isère à l'exutoire du bassin, on peut observer d'une part qu'à partir d'un écoulement naturel environ égal à $50 \text{ m}^3/\text{s}$, l'écoulement observé reste toujours inférieur à ce dernier, cela traduisant l'effet du stockage de la retenue de Tignes ainsi que celui de l'export vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin. Les prises de ces aménagements dériveraient donc automatiquement les écoulements entrants, bien évidemment seulement jusqu'à leur capacité d'entonnement, le surplus étant restitué dans le cours d'eau. D'autre part à partir de $120 \text{ m}^3/\text{s}$, on constate que le rapport entre débit observé et débit naturel se stabilise à la valeur de 0.6 environ. Le jour où l'on obtient le plus fort débit naturel (valeur égale à $197 \text{ m}^3/\text{s}$) correspond à la crue d'Octobre 2000.

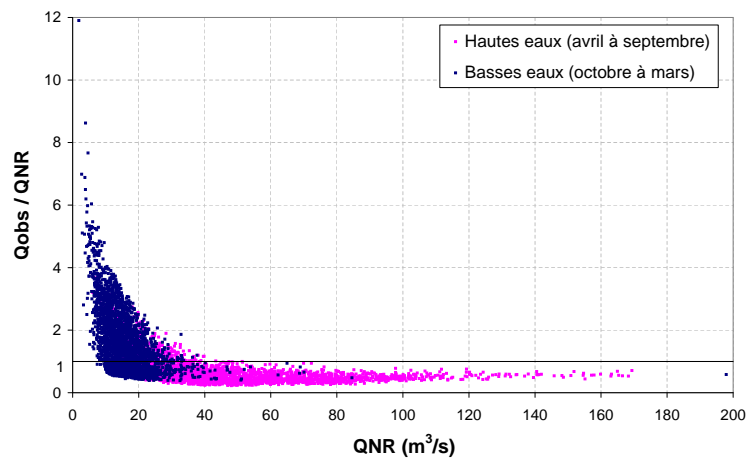
Dans un second temps, nous nous sommes focalisés sur les plus fortes crues de cette période (1992 à 2006), en ne retenant que les jours où le QNR est supérieur à environ $110 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui correspond environ à quatre fois le QNR moyen de toute la période, ou encore à un débit de crue qui se produit en moyenne chaque année. Cela nous permet au final d'obtenir 15 dates de crue au total, pour lesquelles nous avons cherché à expliquer la différence entre débit naturel et débit observé (figure 3.23).



(a) Isère à la sortie de la retenue de Tignes

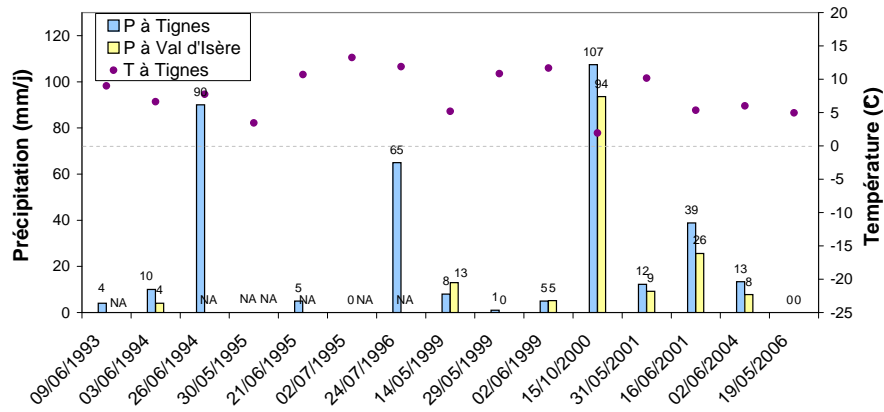


(b) Isère à Malgovert Amont

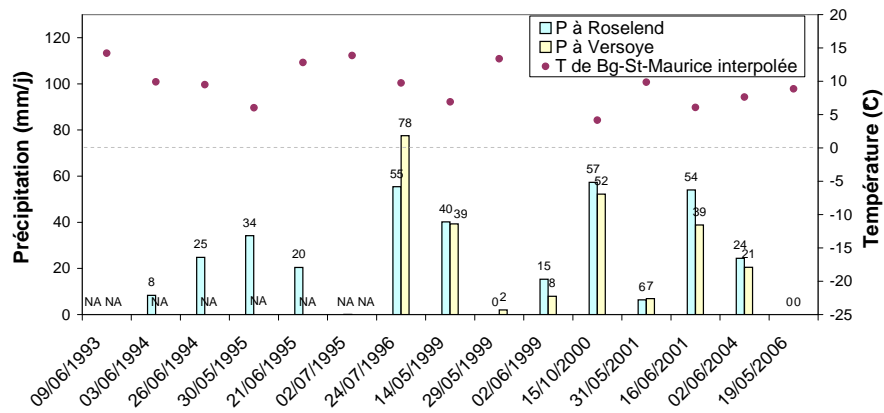


(c) Isère à Moûtiers

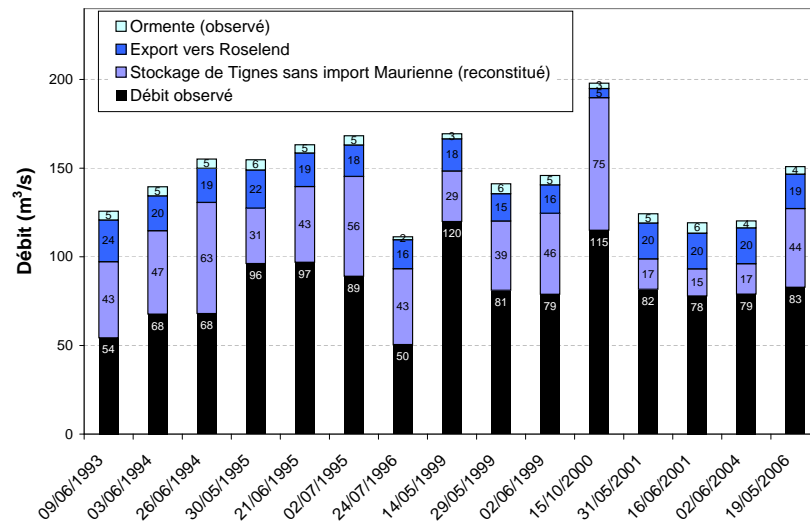
FIGURE 3.22 – Rapport des débits observés et des débits naturels reconstitués en trois points stratégiques du bassin en distinguant périodes de basses et de hautes eaux (période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005).



(a) Météorologie observée aux stations de Tignes et Val d'Isère



(b) Météorologie observée aux stations de Roselend et Versoye, et estimée



(c) Différence entre QNR (barre totale) et débit observé

FIGURE 3.23 – Explication de la différence entre débits naturels et débits observés de l'Isère pour quelques jours de crue (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

Comme déjà évoqué précédemment, les débits observés, représentés par la couleur noire à la figure 3.23c, sont tous significativement plus faibles que les débits naturels, représentés par les batons complets. On constate que cette différence s'explique en général, en fonction de l'événement, à raison de deux tiers par un stockage dans la retenue de Tignes, et d'environ un tiers par l'export vers la retenue de Roselend. Ces proportions varient visiblement selon l'événement : un assez faible stockage dans la retenue de Tignes fut observé pour les crues de mai, juin 2001 et de juin 2004 car d'une part ces épisodes, comme l'indique les observations de précipitations et les températures (figure 3.23a et 3.23b), ont apparemment affecté surtout la zone du bassin située en aval de Tignes, d'où au passage un export significatif des écoulements vers la retenue de Roselend (égal à $20 \text{ m}^3/\text{s}$), et d'autre part probablement en raison, pour les crues de mai et juin 2001, d'un taux de remplissage initial de la retenue significativement élevé pour la saison (tableau 3.2 et la figure 3.19). Cela n'est qu'une hypothèse, d'autant plus qu'un niveau initial significativement élevé de la retenue (valeur supérieure à la normale saisonnière) ne signifie pas forcément que les écoulements entrants ne pourront pas être stockés. Pour donner un ordre de grandeur, avec un taux de remplissage d'environ 60%, la retenue est encore capable de stocker environ 5 fois le volume de la crue centennale.

En ce qui concerne les crues de juin 1994 et d'octobre 2000, un stockage considérable dans la retenue de Tignes est constaté. Ceci se traduit par la circulation météorologique typique du retour d'est, déjà décrit précédemment, qui affecte surtout le haut des vallées de Maurienne et de Tarentaise. Les taux de remplissage de la retenue concernant les jours précédents ces deux crues (égaux à 0.61 et 0.66 respectivement) montrent donc que son niveau était relativement bas, ce qui a donc permis de stocker la totalité des écoulements entrants. Mais un très faible export vers Roselend fut enregistré, pourtant apparemment indiqué comme conséquent par les précipitations et les températures observées, surtout en ce qui concerne l'épisode d'octobre 2000. Deux hypothèses peuvent alors être émises : soit l'apparition d'un processus de colmatage des

	taux de remplissage le jour précédent la crue %	taux de remplissage mensuel moyen %	différence %
09/06/1993	50	50	0
03/06/1994	42	50	-8
26/06/1994	61	50	11
30/05/1995	28	30	-2
21/06/1995	43	50	-7
02/07/1995	59	70	-11
24/07/1996	74	70	4
14/05/1999	36	30	6
29/05/1999	47	30	17
02/06/1999	53	50	3
15/10/2000	66	79	-13
31/05/2001	60	30	30
16/06/2001	64	50	14
02/06/2004	24	50	-26
19/05/2006	32	30	2

TABLEAU 3.2 – Taux de remplissage de la retenue de Tignes pour les 15 épisodes de crue sélectionnés (valeur du jour précédent) et valeur mensuelle moyenne (calculées sur 1992-2006).

prises d'eau (due aux flottants et aux MES¹ transportés dans les cours d'eau) qui aurait provoqué une mise hors service de la dérivation vers Roselend, soit une activation par l'exploitant du système de by-pass² localisé juste avant la centrale des Saucés qui n'aurait pas permis de mesurer ces débits exportés. Mais l'absence dans les mesures de hauteurs d'eau au limnimètre de Nant-St-Claude et malgré tout le faible débit turbiné aux Saucés pourraient justifier la première hypothèse.

En outre, une analyse du comportement des prises d'eau, qui a consisté à évaluer pour chaque crue le rapport des débits dérivés sur la capacité d'entonnement des prises, en se basant sur les points de contrôles de débit disponible, confirme qu'en général (figure 3.24), les prises des aménagements du bassin dérivent automatiquement les écoulements entrants, jusqu'à atteindre leur capacité et au-delà, restituer le surplus au cours d'eau. Ces volumes dérivés ne dépendent alors que de la météorologie de l'événement. En revanche, l'import de la Maurienne, qui ne figure pas sur ce graphique, est un cas particulier car la dérivation des débits de l'Arc vers la retenue de Tignes dépend en fait de la gestion d'une autre retenue située dans la vallée de l'Arc (retenue de Mont-Cenis). Ces volumes dérivés n'ont pas de lien direct avec la météorologie de cette zone du bassin. Cette dérivation est réalisée au moyen d'un répartiteur de débit dont nous n'avons pu maîtriser la gestion.

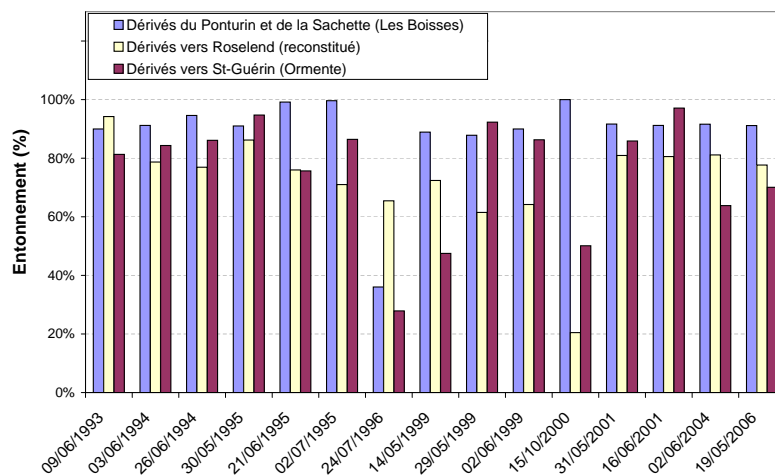


FIGURE 3.24 – Pourcentage d'entonnement des prises d'eau par groupement en période de crue (entonnement = rapport du débit dérivé et de la capacité).

Finalement quand l'événement est généralisé (cas des autres crues notamment celle de mai 1999), avec des températures suffisamment positives pour générer de l'écoulement, le même type de fonctionnement des aménagements est observé : entre 20 m³/s et 24 m³/s en moyenne sont exportés vers la retenue de Roselend et un volume minimal de 2.6 hm³/jour (équivalent à un débit minimal de 30 m³/s) est stocké dans la retenue de Tignes.

1. MES : Matière En Suspension composée de fines particules et transportée par les eaux d'une rivière

2. Certaines usines du réseau sont en effet équipées d'un système by-pass qui permet à l'exploitant s'il le souhaite de restituer dans le cours d'eau les écoulements initialement destinés à faire turbiner sa centrale. Pour certains cas (exemple de la centrales des Saucés et son système by-passant), ce point gênant nous empêche de connaître les débits dérivés réels se propageant vers les centrales équipés de ce système.

3.3.4 Synthèse du fonctionnement global des aménagements du bassin

L'analyse de la modification du régime naturel des écoulements du bassin par les aménagements hydroélectriques aux trois points stratégiques a permis de mieux comprendre le fonctionnement, le mode de gestion et l'influence des ouvrages sur les écoulements, dont on propose ici une synthèse. Ces résultats serviront ultérieurement (chapitre 5) à définir une méthode pour représenter ces aménagements et leur gestion dans le modèle hydrologique.

- *En régime moyen*

A l'échelle annuelle, les débits observés de l'Isère à l'exutoire sont généralement en moyenne inférieurs aux QNR de 20% (débit annuel moyen observé de $23 \text{ m}^3/\text{s}$), cette différence s'expliquant majoritairement par l'export vers la retenue de Roselend. La considération de l'échelle saisonnière des écoulements nous a permis de constater que les centrales des Brévières et de Malgovert, les deux plus puissantes du bassin, utilisent les lâchers du barrage de Tignes pour produire de l'électricité notamment en période d'hiver. En période froide (octobre à mars), les écoulements restitués dans l'Isère par le barrage de Tignes soutiennent en moyenne le tiers des volumes écoulés de l'Isère à Moûtiers (soit en moyenne $7 \text{ m}^3/\text{s}$). En période chaude, qui correspond à la fonte des neiges et des glaciers, la différence entre QNR et débits observés est plus importante (variant en moyenne selon le mois de 3 à $38 \text{ m}^3/\text{s}$, pour des QNR variant en moyenne de 20 à $70 \text{ m}^3/\text{s}$) et est expliquée à raison de 50% environ par le stockage des écoulements du sous-bassin de Tignes dans la retenue, ainsi que de 42% par l'export vers la retenue de Roselend et 8% par celui vers la retenue de Saint-Guérin.

- *En régime de crue*

En période de crue, l'analyse du comportement des prises d'eau, de la variation du niveau de la retenue de Tignes ainsi que de la météorologie de chaque événement a permis d'en déduire que, dans tous les cas, si l'épisode le permet, il se réalise :

→ un stockage des écoulements du sous-bassin amont de Tignes dans la retenue. Il est probable que ce stockage dépende du niveau initial de remplissage de cette retenue. Cette quantité de volume stocké varie bien évidemment selon l'intensité de l'événement mais peut représenter jusqu'à environ 30% des débits naturels de l'Isère à l'exutoire du bassin (cas de la crue d'octobre 2000, avec un QNR de $197 \text{ m}^3/\text{s}$);

→ un export vers la retenue de Roselend d'environ $24 \text{ m}^3/\text{s}$, le surplus de débits dépassant la capacité des prises (débits déversés) rejoignant alors l'Isère, sauf s'il se produit un colmatage des prises d'eau, comme celui supposé pour la crue d'octobre 2000, qui dans ce cas provoque l'arrêt des dérivations et tous les écoulements entrants dans les prises sont aussitôt restitués automatiquement dans le cours d'eau (prises effacées) et rejoignent l'exutoire du bassin.

Enfin une relation empirique est envisageable pour les écoulements naturels de l'Isère à Moûtiers supérieurs à $150 \text{ m}^3/\text{s}$, où le débit observé est alors en général équivalent à 60% des débits naturels.

En résumé, concernant les organes d'imports et d'exports du bassin, on peut considérer que la gestion des prises d'eau est effectuée de manière passive, c'est-à-dire que la dérivation des écoulements se réalise sans aucune intervention humaine, ni opération particulière. Excepté l'import de la Maurienne dans Tignes dont les écoulements sont des surplus des dérivés vers le Mont-Cenis, et sont donc difficiles à prévoir. Ce type de gestion est également valable en période de crue ; on devra malgré tout se rappeler que d'éventuels processus de colmatage des prises peuvent venir modifier leur fonctionnement.

Concernant la gestion de la retenue de Tignes, ses sortants (turbinés des Brévières) dépendent entièrement de la demande en électricité sur le marché ; il sera donc nécessaire de représenter le fonctionnement de la retenue en considérant une gestion particulière.

3.4 Synthèse du chapitre

Ce chapitre a permis de caractériser le régime hydrométéorologique du bassin, notamment celui des précipitations, des températures et des écoulements, à travers une analyse des données soit disponibles aux stations, soit réanalysées (précipitation) ou encore reconstituées (débit naturel), à plusieurs échelles de temps et en se plaçant en trois points stratégiques.

A l'issue de cette analyse, nous avons donc décidé de fixer pour l'ensemble du bassin un gradient moyen spatial de précipitation égal à $0.2\text{mm}/100\text{m}/\text{j}$ et égal à $-0.50^\circ\text{C}/100\text{m}$ pour celui des températures. Ces valeurs permettront donc de réaliser leur estimation et constitueront ainsi les forçages du modèle. Concernant les précipitations, les deux réanalyses EDF et SAFRAN seront également testées.

L'analyse de la modification du régime naturel des écoulements s'est basée surtout sur une comparaison systématique entre débit naturel et observé. Elle a permis de comprendre plus précisément l'influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements du bassin, ainsi que leur fonctionnement et leur gestion, dont on a fait la synthèse ci-dessus. Ces résultats vont nous permettre de représenter convenablement ces aménagements hydroélectriques dans le modèle hydrologique.

Synthèse de la première partie

En résumé, cette première partie a présenté les grandes spécificités de la zone d'étude, ainsi que l'ensemble des données disponibles nécessaires à la mise en oeuvre du modèle hydrologique. La collecte de ces données a permis d'établir une base de données assez informée, qui décrivent la topographie du bassin et le réseau hydroélectrique en présence. Les données météorologiques ont été complétées et l'ensemble des données hydrométéorologiques critiquées de façon à obtenir des données fiables. Le régime hydrométéorologique du bassin a ensuite été caractérisé, notamment celui des précipitations, des températures et des écoulements, à travers une analyse des données soit disponibles aux stations, soit réanalysées (précipitation) ou encore reconstituées (débit naturel), à plusieurs échelles de temps et en se plaçant en trois points stratégiques : Tignes, Malgovert Amont et Moûtiers.

Le contexte de montagne confère au bassin un régime d'écoulement nival, avec une période de basses eaux due aux stockages des précipitations solides, et une période de hautes eaux marquée par la fonte des neiges. Ce relief engendre également une forte variabilité spatiale de la météorologie, notamment des précipitations dont il est difficile d'obtenir une bonne représentativité avec le réseau de mesure installé. De ce fait, nous testerons en entrée du modèle également deux archives de réanalyses de précipitation, qui permettront d'avoir une estimation fiable de ce forçage.

L'analyse de la modification du régime naturel des écoulements s'est basée surtout sur une comparaison systématique entre débit naturel et observé. Elle a permis de comprendre plus précisément l'influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements du bassin, ainsi que leur fonctionnement et leur gestion, à la fois en régime normal et en période de crue, de manière à les représenter judicieusement dans le modèle.

La modélisation du bassin doit donc tenir compte de ces deux spécificités de la zone d'étude. Elle doit donc d'une part pouvoir représenter la constitution et la fonte du manteau neigeux, tout en représentant d'abord assez fidèlement la météorologie du bassin. D'autre part, cette modélisation doit également considérer la présence et l'influence des aménagements hydroélectriques, en étant d'abord capable de simuler convenablement les volumes d'écoulements en amont de ces ouvrages (prises d'eau, retenue, etc.), pour enfin reproduire la bonne dynamique des écoulements à l'exutoire.

Il est donc nécessaire à présent d'effectuer le choix de ce modèle et d'élaborer une stratégie de modélisation adaptée à ce contexte particulier. Ces travaux font donc l'objet de la prochaine partie..

Deuxième partie

Choix du modèle et stratégie de modélisation

Introduction

Cette seconde partie est divisée en deux chapitres : le chapitre 4 fait tout d'abord état des modèles existants capables de représenter les spécificités de la zone d'étude qui ont été présentées dans la partie précédente, et de simuler les débits à l'exutoire. Il présente ensuite de façon exhaustive le modèle retenu pour modéliser le bassin de l'Isère à Moûtiers, notamment son concept hydrologique, sa méthode de représentation des ouvrages et de spatialisation des variables météorologiques, et enfin, sa paramétrisation.

De ce contexte particulier dépend donc le choix du modèle hydrologique mais également celui du type de stratégie de modélisation qui doit être mise en oeuvre. Son élaboration fait donc l'objet du chapitre 5. Trois représentations des aménagements seront testées dans le modèle, et conduisent à plusieurs discrétisations spatiales du bassin. Ensuite la stratégie est basée sur le principe que l'intégration des ouvrages dans le modèle empêche de calibrer rigoureusement les paramètres du modèle sur les débits observés et donc influencés. Nous décidons donc d'adopter une stratégie de modélisation originale qui se scinde en deux étapes : la première est la calibration du modèle en conditions pseudo-naturelles, sans considération des ouvrages, et la seconde est la prise en compte des ouvrages dans le modèle en réutilisant le calibrage et les forçages précédents. Lors de cette première étape, chaque architecture de modèle exige donc une spatialisation différente des données d'entrée, notamment des forçages météorologiques, dont on décide d'évaluer l'influence sur les sorties du modèle. Enfin, ce chapitre décrit également la méthode de calage et de validation des paramètres du modèle.

Chapitre 4

Choix du modèle de prévision des crues

Le modèle de prévision des crues est un outil d'aide à la décision indispensable pour le prévisionniste du Service de Prévision des Crues, car il constitue un des seuls moyens sur lequel se baser pour gérer une situation de crise. En effet en fonction du débit que le modèle prévoit, sera donné (indirectement) l'ordre ou non d'exécuter une procédure d'urgence telle que celle de faire évacuer des populations, etc..

Par ailleurs, ce modèle doit permettre de représenter les spécificités de la zone d'étude qui ont été mises en exergue dans les chapitres précédents, à savoir un régime nival d'écoulement, mais également la présence d'un système hydroélectrique complexe qui modifie significativement ce régime. Le modèle devra reproduire les écoulements à l'exutoire du bassin, aussi bien en régime moyen qu'en période de crue. Il devra également être le plus souple possible de façon à pouvoir s'adapter au contexte opérationnel de l'étude.

Ce chapitre est divisé en deux grandes sections : dans la première, après avoir défini les caractéristiques de la modélisation hydrologique de montagne, on présente quelques types de modèles hydrologiques capables de s'adapter aux conditions particulières de la Tarentaise. Enfin, dans une seconde section, on fait une description complète de l'outil mis en oeuvre dans le cadre de l'étude.

4.1 Modélisation hydrologique en zone de montagne

La modélisation hydrologique consiste en la représentation d'un ou plusieurs processus liés au cycle de l'eau (précipitation, ruissellement, etc.), de façon plus ou moins simplifiée, plus ou moins schématique, en décrivant les relations entre les différents facteurs rentrant en jeu par des équations mathématiques qui constitueront alors le modèle, lequel permettra finalement de mieux pouvoir étudier le système en question. Généralement elle est utilisée dans le but de prévoir le volume qui s'écoule pendant un temps plus ou moins long dans un cours d'eau à l'exutoire du système donné. Dans cette thèse, les modèles hydrologiques que nous mettrons en oeuvre ont pour unique but la reproduction des débits observés à l'exutoire d'un bassin versant.

4.1.1 Son conditionnement

Plusieurs paramètres vont conditionner la mise en oeuvre d'un modèle hydrologique : l'*objectif* de l'étude, le *système* étudié mais également les *moyens* mis en oeuvre.

En effet, tout d'abord une modélisation hydrologique est réalisée pour atteindre différents types d'**objectifs** : l'estimation de la ressource en eau disponible pour la population d'un pays, la gestion des aménagements hydroélectriques ou encore la gestion des risques vis-à-vis de la sécurité de la population et des biens, ces risques étant souvent liés aux événements extrêmes : crues, sécheresses, etc.. Notre objectif qui est la prévision des crues s'inscrit bien-entendu dans ce dernier volet.

Concernant ce dernier type d'objectif, chaque modèle alors construit ne possède pas le même potentiel de performance ou prévision. Sur les grands bassins de plaine comme celui de la Loire ou de la Seine, dont le temps de réponse est de plusieurs jours, la pluie est le seul facteur déclencheur. De ce fait, ces bassins vont permettre d'obtenir des prévisions fiables plusieurs jours à l'avance, seulement en se basant sur les mesures. Au contraire les bassins à crues éclairs, par exemple ceux situés dans le sud de la France (département du Gard ou de l'Aude par exemple), dont la violence incontrôlable des pluies qui en sont à l'origine est capable de déclencher une crue dévastatrice en quelques heures seulement, sont difficilement prévisibles. Ils nécessitent d'élaborer d'abord une prévision des précipitations, et éventuellement d'employer d'autres types de technologies comme celle des radars, etc. Les bassins alpins tels que le nôtre, connaissent en général des intensités de pluies moins élevées que ces régions, avec des temps de réponse un peu moins courts (plutôt de l'ordre de la mi-journée à quelques jours en général pour les bassins dont la surface est comprise entre un et quelques milliers de km²). En revanche, la représentation de la dynamique nivale, bien que particulière, y est indispensable.

Le **système** définit l'échelle spatiale de l'étude et le degré de complexité des processus physiques qui opèrent sur cette zone d'étude. Il représente en fait le bassin versant, qui est la zone topographique où tous les écoulements (de surface, subsurface et souterrains) contribuent à l'alimentation d'un cours d'eau en un point donné, appelé exutoire, vers lequel ils convergent. Dans notre cas, ce système est le bassin de l'Isère à Moûtiers, dont les spécificités ont été mis en

exergue dans la première partie : présence d'un régime d'écoulement nival et d'un réseau complexe d'aménagements hydroélectriques qui modifient significativement ce régime naturel.

Le dernier paramètre qui conditionne la modélisation hydrologique résulte des **moyens** que l'on souhaite mettre en oeuvre, qui dépendent évidemment de l'objectif fixé comme nous l'avons évoqué précédemment (échéance de prévision, résolution temporelle, etc..), et également de deux autres facteurs : le premier est la manière dont on souhaite représenter le système, c'est-à-dire le choix du degré de conceptualisation des processus en jeu (que l'on a évoqué ci-dessus), et donc du choix du modèle utilisé. On présente à ce titre ci-dessous une brève classification des modèles hydrologiques existants. Le second facteur, que l'on a tendance parfois à oublier, est le potentiel de disponibilité des différents jeux de données qui serviront soit à alimenter le modèle, soit à évaluer ses performances.

4.1.2 Classification des modèles hydrologiques

On présente ici une classification des modèles hydrologiques en s'appuyant sur celle élaborée par (Perrin 2000), qui considère 4 critères différents de classement :

a) *Déterministes* ou *stochastiques*, selon que la nature des variables, des paramètres ou des relations qui existent entre eux est :

-> *déterminée* par leur état ;

-> soumise au hasard et a fait au préalable l'objet d'analyses statistiques ;

b) *Empiriques, conceptuels* ou *théoriques*, suivant que les fondements du modèle sont basés sur :

-> l'expérience ;

-> une représentation de la réalité qui utilise des vues de l'esprit ;

-> une représentation de la réalité basée sur des lois de la physique ; « physically-based » dans la littérature anglaise ;

c) *Globaux, semi-distribués ou distribués* suivant que le bassin versant concerné par la modélisation sera :

-> considéré comme une entité spatialement homogène ;

-> divisé en sous-unités à l'intérieur desquelles on suppose que les entrées, les états et les paramètres sont homogènes (éventuellement des sous-bassins) ;

-> finement discrétisé en mailles ;

d) *Cinématiques* (descriptifs) ou *dynamiques* (explicatifs) suivant que l'évolution temporelle du système est :

-> simplement décrite ;

-> mise en relation avec les forces qui en sont la cause.

En raison des fortes incertitudes qui affectent la représentation des processus hydrologiques au sein d'un modèle, deux grandes familles se sont développées (Ambroise 1998 et Musy 2000) :

- l'approche empirique et conceptuelle : ces modèles visent à représenter les principaux processus hydrologiques de façon raisonnable, sans utiliser les lois théoriques de la physique pure. Cette représentation est basée seulement sur la façon dont l'hydrologue perçoit le comportement d'un bassin versant, à travers son expertise hydrologique et ses expériences théoriques et empiriques. On distingue 3 principaux types de modèles : *empiriques globaux* qui ne font appel qu'aux variables d'entrée et de sortie du bassin, sans considération de sa nature interne ; *conceptuels globaux* qui permettent de décrire le comportement interne du bassin versant en se basant sur des équations simplifiées traduisant les lois physiques de certains processus à l'aide de variables et de paramètres, ou encore *conceptuels semi-distribués* qui, en plus des modèles précédents, découpent le bassin en unités hydrologiques censées être les plus homogènes possibles, et permettent de simuler son comportement en plusieurs points. Parmi les modèles conceptuels, on trouve fréquemment les modèles à réservoirs inter-connectés. Ces réservoirs fonctionnent avec des lois de vidange et de remplissage, comme celle de Green et Ampt (1911) pour l'infiltration, ou celle de Dooge (1973) pour l'hydrogramme unitaire concernant le routage des écoulements ou encore celle de Beven et Kirby (1979) pour la vidange des réservoirs souterrains.

- l'approche spatialisée purement physique : le développement des modèles à base physique à l'échelle du bassin versant date des années 1980 et s'appuie sur les progrès récemment réalisés dans les domaines de l'hydrodynamique et de l'écophysologie. Ils font appel à des relations d'état, dynamiques et de conservation (bilan de matière, d'énergie et de quantité de mouvement) et permettent de décrire théoriquement la plupart des flux observés sur un bassin versant : la fonte des neiges par bilan radiatif du manteau neigeux, les écoulements souterrains en milieu poreux (équations de Darcy (1856) et Richards (1996)), les écoulements à surface libre en canal et rivière avec les équations de Saint-Venant (1871) et de Manning (1871), etc.. Ces modèles s'appuient sur une discrétisation spatiale assez fine souvent basée sur un Modèle Numérique de Terrain et permettent d'intégrer des paramètres cette fois mesurables. Néanmoins, ces modèles sont beaucoup moins nombreux que les autres types, car ils demeurent complexes à élaborer, assez lourds d'utilisation, générant des temps de calculs importants et nécessitant des jeux de données conséquents, pas toujours disponibles avec la densité et la qualité requise. C'est pour cela que leur mise en oeuvre n'est jamais à finalité opérationnelle, mais toujours à des fins d'investigation en laboratoire de recherche.

Au vu du contexte particulier de notre étude, il est important ici de rajouter que l'ensemble de ces modèles peuvent également se différencier selon des critères d'opérationnalité : pas de temps de calcul, nombre de paramètres, nombre et type de données d'entrée, type de simulation (continu ou événementiel), etc..

4.1.3 Prévision opérationnelle de débits sur des bassins alpins aménagés

Dans cette thèse, on se rend compte assez rapidement que l'approche retenue est *déterministe* car il est indispensable de représenter le comportement du bassin, autant celui lié à son régime météorologique tant sa variabilité spatiale est importante, que celui lié aux aménagements hydroélectriques tant les effets sur les écoulements à l'exutoire sont notables.

Ensuite, adopter une typologie empirique empêcherait de développer un système de prévision qui puisse tenir compte des aménagements, en raison de la trop grande complexité du réseau installé sur le bassin. Par ailleurs, le contexte opérationnel de l'étude impose également de construire une architecture de modèle qui soit la plus parcimonieuse et la plus souple possible, ce qui élimine donc la possibilité de représenter la physique de chaque processus qui opèrent sur le bassin, car cela mènerait à un modèle lourd, pas assez flexible pour l'utilisateur (le SPC), surtout au vu de la grande surface qu'occupe son territoire. Cela impose donc finalement d'intégrer une approche *conceptuelle*, en acceptant de représenter une réalité des processus plutôt simplifiée, et à travers un modèle qui doit comporter le moins de paramètres et de types de données d'entrée possibles.

Par ailleurs, pour répondre à la problématique posée, les modèles testés au cours de la thèse se baseront nécessairement sur des approches globales à semi-distribuées, afin de chercher à déterminer une architecture de modèle qui permettent de représenter de façon optimale l'hydrométéorologie naturelle du bassin d'une part ainsi que les aménagements hydroélectriques et leurs effets sur les écoulements d'autre part, tout en cherchant à minimiser le nombre d'entités hydrologiques (sous-bassins).

Les modèles hydrologiques susceptibles de s'adapter à ce contexte d'étude particulier sont en faible nombre. Tout d'abord, parmi ces modèles, seuls Routing System 2 (Garcia-Hernandez *et al.* 2007), modèle de prévision des crues appliqué aux bassins suisses alpins, HBV¹ (Bergström 1995), modèle de prévision hydrologique des pays Scandinaves, et SRM² (Martinec *et al.* 1998), modèle opérationnel et appliqué sur plus de 80 bassins dans le monde, répondent entièrement aux exigences de la problématique posée, dans la mesure où d'une part ils possèdent effectivement un module neige (et glace), et également la capacité de représenter un réseau complexe d'aménagements hydroélectriques. Routing System 2 (RS2) reprend les mêmes concepts de GSM-SOCONT (Glacier Snow Melt - SOil CONTRIBUTION model; (Schaeffli *et al.* 2005) et (Hingray *et al.* 2006)), qui a été utilisé pour modéliser le bassin du Rhône en amont du lac Léman (5240 km²) par le LCH (Laboratoire de Construction Hydraulique, EPFL). Il est la combinaison de plusieurs modèles hydrologiques (modèles GR3 et SWMM notamment) conçue pour représenter l'hydrologie des bassins alpins. RS2 possède en plus de GSM-SOCONT une plus grande possibilité de modéliser les ouvrages régulés. Afin de calculer la contribution de la fonte des neiges à l'échelle du bassin, SRM possède la particularité d'assimiler des informations de la couverture de neige.

Ces 3 modèles fonctionnent avec un nombre raisonnable de paramètres (8 et 10) et ne sont pas alimentés par plus de trois variables d'entrée différentes (les précipitations, les températures et

1. HBV : du suédois Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning, qui signifie "Bureau d'Hydrologie Section Ressource en Eau"

2. SRM : SnowMelt Runoff Model

l'ETP). Ils permettent de baser le découpage du bassin à la fois sur l'homogénéité des processus hydrologiques ou météorologiques (glaciers, etc.), sur la localisation de stations de jaugeage pour pouvoir caler le modèle, mais également sur celle des ouvrages hydrauliques. Ils intègrent en outre, de façon à faire se propager les écoulements en aval de chaque sous-bassin jusqu'à l'exutoire, la possibilité d'utiliser différents modèles de propagation en rivière.

Par ailleurs, d'autres modèles sont effectivement capables de représenter l'accumulation et la fonte de la neige, également avec une méthode degré-jour. On peut citer le modèle MORDOR à Stocks de Neige Etagés (MORDOR SNE) (Paquet 2004), qui est la version semi-distribuée du modèle MORDOR (Garçon, R. 1996), et qui considère chaque tranche d'altitude du bassin versant. Ce modèle, actuellement opérationnel, a été développé par EDF-DTG pour ses besoins de prévisions de débit à moyen terme et des prévisions d'apports de fonte sur de nombreux bassins de montagne. Avec une entrée supplémentaire qu'est la température, le modèle MORDOR SNE est capable de représenter l'évolution d'un stock de neige du bassin.

Parmi la grande famille des modèles du Génie Rural (modèles GR) développés pour les bassins ruraux par le Cemagref, réputés pour leur facilité et leur rapidité de mise en oeuvre, le modèle GR4J (Nascimento 1995), a fait l'objet d'une thèse récente qui a consisté à développer une version capable de fonctionner sous influence nivale (module développé "CemaNeige" (Valery 2010)).

Le modèle PREVAH ((Gurtz *et al.* 1999), (Gurtz *et al.* 2003)) a été appliqué au bassin versant de la Thur en Suisse orientale. Pas encore exploité comme modèle de prévision opérationnel, il comprend une description très détaillée des processus liés à l'interception et l'évapo-transpiration. Pour ce faire, un découpage du bassin versant en une grille régulière de haute résolution est appliqué, ce qui augmente significativement la complexité du modèle. La partie permettant la génération de débit est quant à elle fortement inspirée du modèle HBV.

Quatre de ces modèles ont donc l'avantage d'avoir fait leur preuve :

- RS2 fut le modèle pilote du projet MINERVE qui consiste à établir un modèle de prévision des crues du bassin aménagé du Rhône en amont du lac Léman (5500 km²) et une version très proche est actuellement opérationnelle dans le canton du Valais ;
- le modèle HBV est opérationnel et utilisé par le service d'alerte des crues en Suède et dans d'autres pays nordiques ;
- 30 modèles utilisant le schéma de MORDOR sont opérationnels dans les régions de montagne française ;
- et enfin le modèle SRM est opérationnel et fut appliqué en premier à des petits bassins européens puis depuis sur 80 bassins dans 25 pays différents.

Enfin d'autres modèles intègrent un module neige (TOPBAND (Durot 1999), version semi-spatialisée de TOPMODEL, CEQUEAU (Morin *et al.* 1981), PREVIS, actuellement opérationnel sur un bassin Québécois (Ribeiro *et al.* 1998), ou encore le modèle HECHMS de l'US Army Corps of Engineers (United States Army Corps of Engineers 2000), etc.).

4.2 Routing System 2 : modélisation hydrologique des bassins montagneux aménagés

Routing System 2 (Garcia-Hernandez *et al.* 2007) a été développé initialement par Dubois (Routing System, (Dubois et Boillat 2000)) au sein du Laboratoire de Constructions Hydrauliques (LCH) de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Il permet la modélisation hydrologique et hydraulique d'un bassin nival aménagé, selon un schéma de type conceptuel semi-distribué.

4.2.1 Pourquoi RS2 ?

Ce travail de recherche porte sur la modélisation et la gestion des crues d'un bassin versant alpin, et s'inscrit dans le cadre du projet ALCOTRA-RiskNat, qui a été décrit dans l'introduction du présent manuscrit. L'objectif de ce projet est l'amélioration des systèmes intégrés de prévision des crues en temps réel, de façon à aider la prise de décision par les services opérationnels. Ce projet concerne principalement les bassins versants du Rhône en amont du lac Léman (canton du Valais), de l'Isère à Grenoble et du Pô à Turin (Italie).

L'utilisation de RS2 donne donc ici la possibilité de fournir un terrain d'investigation propice aux actions menées dans le cadre de ce projet, financé rappelons-le par le SPC Alpes du Nord et deux régions italiennes (Piemontaise et Val d'Aoste), et duquel l'EPFL et le Canton du Valais sont partenaires. Il représente par ailleurs un modèle hydrologique qu'il est intéressant de tester dans ce contexte alpin français très voisin de celui pour lequel il a été développé (canton du Valais).

Son concept hydrologique se base sur celui du modèle GSM-SOCONT (Glacier Snow Melt - Soil CONtribution model; (Schaeffli *et al.* 2005), (Hamdi *et al.* 2005)). Ce dernier modèle a été employé lors du projet CONSECRU2 (Hingray *et al.* 2006) pour l'estimation des débits de projet de la Troisième Correction du Rhône, et également dans le cadre du projet MINERVE (Jordan *et al.* 2008) pour l'établissement d'un modèle de prévision des crues du Rhône en amont du lac Léman (5500 km²), avec optimisation des consignes d'exploitation des aménagements dans l'objectif de la protection contre les crues (Jordan 2007).

RS2 fut donc, avant de donner naissance récemment à une nouvelle version (RS3), le modèle pilote jusqu'en 2009 du projet MINERVE, car il permet, en plus de reproduire le régime nival des bassins alpins, une représentation assez exhaustive des ouvrages hydrauliques avec la possibilité de retranscrire un schéma d'exploitation assez complexe. En parallèle, RS2 fut opérationnel dans le canton du Valais (Service des routes et des cours d'eau) jusqu'à la fin de la phase préliminaire de ce projet.

De nombreuses applications sur des bassins Suisses alpins ont donc montré que RS2 était capable de simuler les processus hydrologiques essentiels observés sur les bassins montagneux, tels que la fonte nivale et glaciaire par la méthode degré-jour, l'originalité du concept étant, comme on le verra plus loin, de considérer très distinctement les deux dynamiques glaciaire et

non glaciaire, les écoulements de surface (Metcalf et Eddy 1971) et souterrains dus à l'infiltration ((Edijatno et .C. 1989), (Consuegra *et al.* 1998)), ainsi que les aménagements hydroélectriques tels que les retenues, prises d'eau, turbines ou pompes, galeries et autres ouvrages hydrauliques. Il a donc permis d'acquérir une expérience solide de la modélisation de l'écoulement sur un certain nombre de bassins aux superficies comprises entre moins d'1 km² jusqu'à plus de 30 000 km². Il est capable en outre de générer des simulations de débits jusqu'au pas de temps horaire, ce qui permet d'obtenir une estimation plus juste et plus précise du débit de crue, et également de tenir compte du temps de réponse plus court des petits sous-bassins.

RS2 propose donc un bon compromis entre une approche qui permet d'intégrer les grandes spécificités de la zone d'étude et une souplesse de mise en oeuvre, qui sur le plan opérationnel est un atout capital.

Comme le modèle RS2 fait l'objet d'une exploitation commerciale par plusieurs bureaux d'études, il n'a pu être mis à notre disposition que sous forme exécutable, grâce à l'aimable intercession du laboratoire LCH. Pour les besoins de notre étude, il était nécessaire de maîtriser le plus complètement possible ce modèle, d'où la description détaillée que l'on propose ci-dessous.

4.2.2 Présentation de la structure de RS2

Approche spatiale du système "bassin"

Selon RS2, le bassin est découpé dans un premier temps en plusieurs sous-bassins, en laissant à l'utilisateur le libre choix de ce découpage. Ce dernier peut dépendre à la fois de la morphologie du terrain, du réseau hydrographique et de la localisation de stations de jaugeage pour pouvoir caler et valider le modèle, mais également de la localisation des ouvrages hydrauliques importants à modéliser (retenues et prises d'eau notamment), afin de calculer le débit entrant dans chacun de ces ouvrages.

Cette approche, avec une représentation orientée "objets", permet donc de suivre l'évolution temporelle et spatiale de l'état des différents compartiments de stockage de l'eau dans le système. Le modèle simule le débit des cours d'eau en plusieurs points du bassin, et permet ainsi d'obtenir une série temporelle de débits simulés en des points stratégiques. Il est possible d'attribuer des valeurs différentes de paramètres pour chacun de ces sous-bassins, et ainsi de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale du bassin en fonction de la zone que ces sous-bassins représentent.

En modélisation hydrologique de bassins de montagne, la prise en compte des variations altitudinales de températures et de précipitations est nécessaire car elles jouent un rôle important dans l'élaboration des processus, notamment dans la constitution et la fonte du manteau neigeux, ainsi que la fonte des glaciers. De ce fait, chacun des sous-bassins précédents est divisé dans un second temps en bandes d'altitude. Nous avons choisi de réaliser ce découpage par tranche d'altitude de 300m, en supposant que cette valeur représente un bon compromis entre souplesse du modèle et représentation des processus hydrologiques, comme le montre l'étude (Hingray *et al.* 2006) qui a consisté à évaluer l'influence de la discrétisation altimétrique des bassins versants sur

l'estimation de la répartition pluie-neige, ou encore celles de Braun et al (1994) ou de Durand et al (1993).

L'approche de RS2 permet donc de conserver un certain contrôle des paramètres, et, au contraire des modèles distribués, de fonctionner avec un nombre raisonnable d'unités hydrologiques et ainsi de ne pas exiger un calage automatique du grand nombre de paramètres que cela impliquerait.

Enfin, concernant les bandes partiellement recouvertes de glacier, RS2 considère un fonctionnement différent pour la partie glaciaire et la partie non glaciaire (comme décrit ci-dessous), qui sont alors modélisées séparément.

Concept hydrologique de RS2

Le concept hydrologique de RS2 est basé sur celui du modèle GSM-SOCONT ((Schaeffli *et al.* 2005), (Hamdi *et al.* 2005)), son schéma est décrit à la figure 4.2.

La plus petite entité hydrologique considérée sera appelée Unité Hydrologique HU (Hydrological Unit). Chacune de ces HU peut être glaciaire ou non glaciaire (figure 4.1), et possède ses propres entrées et sorties.

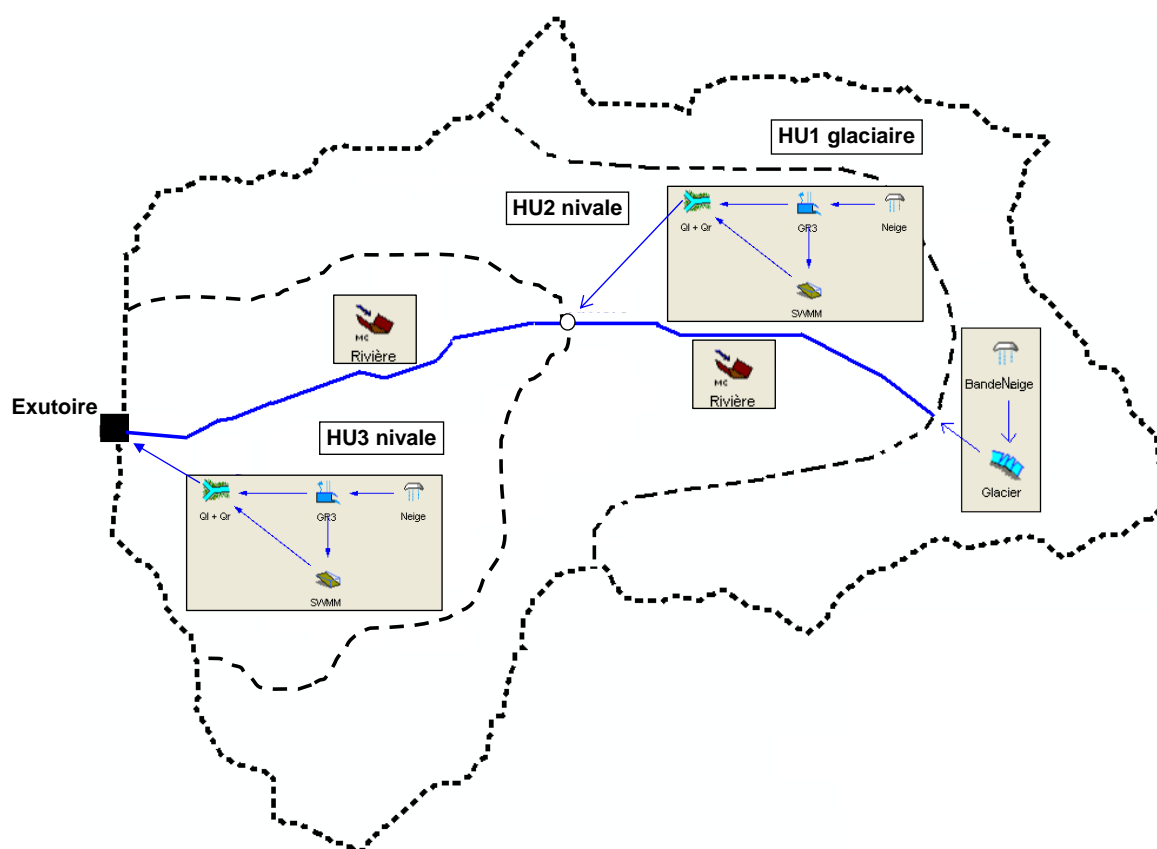


FIGURE 4.1 – Concept du modèle RS2. Exemple de modélisation d'un sous-bassin versant partiellement englacé : considération de trois HU, 1 glaciaire et 2 non-glaciaires.

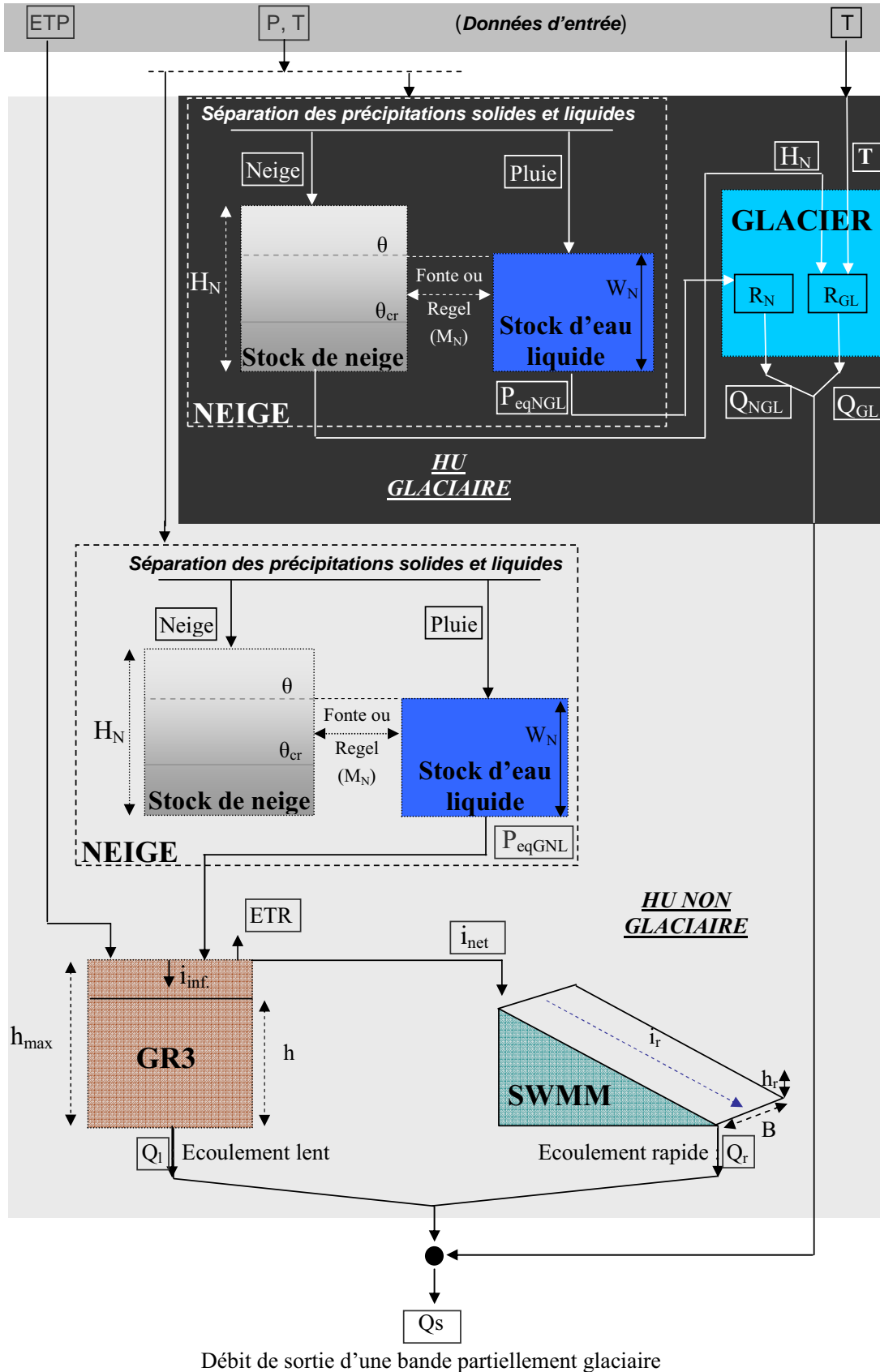


FIGURE 4.2 – Concept hydrologique de RS2. Aire gris-foncée : HU glaciaire (modèles Neige et Glacier); Aire gris-claire : HU non-glaciaire (modèles Neige, GR3 et SWMM).

Dans le cas où la HU est glaciaire (représentée par toute la zone gris-foncée de la figure 4.2), alors un modèle neige est connecté en série à un modèle glace. Le premier modèle reçoit en entrée une donnée de précipitation et de température. Une pluie équivalente P_{eqNGL} (lame liquide équivalente issue de la neige), produite par la fonte nivale et la précipitation liquide P^* est transférée au réservoir linéaire de neige. Celui-ci délivre ensuite un débit de fonte nivale à l'interface neige-glace Q_{NGL} . Si la hauteur de neige (H_N) sur le glacier est non nulle, alors le glacier est considéré comme fermé et imperméable, et cette lame est transférée comme on le verra plus loin à l'exutoire de la HU. Si au contraire la hauteur de neige sur le glacier est devenue nulle, alors il n'y a plus de fonte nivale et le modèle glacier produit une lame de fonte glaciaire P_{eqGL} qui alimente cette fois le réservoir linéaire glaciaire, lequel génère un débit de fonte glaciaire Q_{GL} . Finalement, le débit à l'aval de cette HU Q_{HUGL} , est constitué de Q_{NGL} et de Q_{GL} .

Si la HU est non-glaciaire (représentée par toute la zone gris-claire de la figure 4.2), un modèle de neige transfère la pluie équivalente P_{eq} (lame liquide, égale à la somme de la précipitation liquide P^* et de la fonte) au réservoir souterrain GR3. Ce dernier dispose également en entrée de l'ETP. Celle-ci sera modulée en ETR selon le niveau du réservoir. Le débit Q_{HU} en sortie de cette HU non-glaciaire est alors la somme d'une composante d'infiltration (écoulement lent) et de ruissellement de surface (écoulement rapide) ($Q_l + Q_r$).

Finalement, une bande partiellement recouverte de glacier sera constituée de deux HU, l'une glaciaire, l'autre non-glaciaire, et le débit exutoire sera la somme de Q_{GL} , Q_{NGL} , Q_l et Q_r .

Le fonctionnement des différents modèles de Neige, Glace, GR3 et SWMM repose sur un ensemble d'équations que nous présentons ci-dessous. L'algorithme de résolution employé pour chaque équation différentielle est un schéma d'Euler de premier ordre progressif (équation 4.1). Ce schéma simple permet la résolution explicite des équations du modèle mais nécessite le choix d'un pas de temps suffisamment court pour respecter la condition de Courant (afin d'éviter des instabilités de calcul).

$$x_{t+1} = x_t + \Delta t \cdot x'_t \quad (4.1)$$

Avec :

x_{t+1} : valeur de la variable x au temps t+1 ;

x_t : valeur de la variable x au temps t ;

Δt : pas de temps ;

x'_t : valeur dérivée de la variable x au temps t (approchée par $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ avec $\Delta x =$ entrées - sorties du système) ;

- o **Modèle Neige**
(*production de la lame liquide*)

Le modèle Neige reçoit en entrée une donnée de précipitation (P) et de température (T), et fournit en sortie une lame liquide qui est la somme de la pluie et de la fonte calculées. Ce modèle est composé de deux réservoirs dont la quantité d'eau qu'ils simulent est exprimée en équivalent en eau. Le premier gère l'évolution du stock de neige, notamment

son accumulation et sa fonte, et le second représente le contenu en eau liquide de cette neige.

La précipitation reçue est d'abord divisée en une précipitation solide N (neige) et une précipitation liquide P^* (pluie) en fonction de la température de l'air T et de deux températures critiques minimale T_{cp1} et maximale T_{cp2} caractérisant la séparation pluie/neige (éq. 4.2, 4.3 et 4.4) :

$$P^* = \alpha.P \quad (4.2)$$

$$N = (1 - \alpha).P \quad (4.3)$$

Avec :

$$\begin{aligned} \alpha &= 0 & \text{si } T \leq T_{cp1} \\ \alpha &= \frac{T - T_{cp1}}{T_{cp2} - T_{cp1}} & \text{si } T_{cp1} < T < T_{cp2} \\ \alpha &= 1 & \text{si } T \geq T_{cp2} \end{aligned} \quad (4.4)$$

P : intensité de précipitation (m.s^{-1});

P^* : intensité de pluie (m.s^{-1});

N : intensité de neige (m.s^{-1});

α : facteur de séparation de phase solide-liquide des précipitations;

T : température de l'air ($^{\circ}\text{C}$);

T_{cp1} : température critique minimale de séparation de phase des précipitations ($^{\circ}\text{C}$);

T_{cp2} : température critique maximale de séparation de phase des précipitations ($^{\circ}\text{C}$);

Si la température de l'air est inférieure à T_{cp1} , il se produit seulement des précipitations solides, si elle est supérieure à T_{cp2} , seulement des précipitations liquides, et si T se situe entre les deux températures critiques il se produit une part de neige et de pluie. La précipitation solide alimente directement le stock de neige. Une seconde entrée peut constituer un apport à ce réservoir neige s'il se produit un regel M_N (figure 4.2) de l'eau liquide du second réservoir. Ce regel ne peut bien-entendu pas être supérieur au contenu d'eau liquide de la neige W_N . Le bilan du réservoir Neige est également contrôlé par une unique sortie, le volume de fonte, qui ne peut être supérieur au stock de neige, et qui va alimenter le réservoir d'eau liquide M_N . Ce bilan s'exprime ainsi (éq. 4.5) :

$$\begin{aligned} \frac{dH_N}{dt} &= N - M_N \\ M_N &\leq N + \frac{H_N}{dt} \\ M_N &\geq -\frac{W_N}{dt} \end{aligned} \quad (4.5)$$

H_N : équivalent en eau du stock de neige (m);

M_N : intensité de fonte de la neige (quand elle est positive) ou de regel de l'eau liquide du manteau (quand elle est négative) (m.s^{-1});

W_N : hauteur d'eau liquide (m);

dt : pas de temps (s);

La fonte et le regel sont produits selon la méthode dite des degrés-jour (en fait degrés par pas de temps) qui considère un facteur de fonte (ou de regel) An et dépendent de la

différence de la température de l'air du pas de temps et d'une température critique de fusion de la neige T_{cr} . Pour les jours de pluie, un terme supplémentaire dépendant d'un facteur b_p est considéré pour tenir compte de l'effet du processus de pluie sur neige qui a tendance à favoriser la fonte, en raison de la chaleur que la pluie apporte au manteau (Obled et Rosse 1975) (éq. 4.6) :

$$\begin{aligned} M_N &= An.(1 + b_p.P^*). (T - T_{cr}) & \text{si } T \geq T_{cr} \\ M_N &= -An.(T - T_{cr}) & \text{si } T < T_{cr} \end{aligned} \quad (4.6)$$

Avec :

An : facteur de fonte nivale ($m.s^{-1}.\text{°C}^{-1}$) ;

b_p : facteur de fonte pour les jours de pluie ($s.m^{-1}$) ;

T_{cr} : température critique de fonte de la neige ou du regel de l'eau liquide du manteau (°C) ;

Cette lame de fonte M_N , augmentée de la pluie liquide P^* , est introduite positivement dans le réservoir d'eau liquide W_N , en cas de regel elle est introduite négativement dans W_N et ajoutée à H_N . Ensuite, le réservoir W_N va délivrer une lame liquide équivalente P_{eq} . Celle-ci est déclenchée :

- en l'absence de neige dès qu'il pleut ;

- ou en présence de neige à partir du moment où le contenu relatif en eau liquide θ du manteau (éq. 4.7) dépasse un certain seuil critique θ_{cr} :

$$\theta = \frac{W_N}{H_N} \quad (4.7)$$

$$\begin{aligned} P_{eq} &= P^* + \frac{W_N}{dt} & \text{si } H_N = 0; \\ P_{eq} &= 0 & \text{si } H_N > 0 \text{ et } \theta < \theta_{cr}; \\ P_{eq} &= (\theta - \theta_{cr}). \frac{H_N}{dt} & \text{si } H_N > 0 \text{ et } \theta \geq \theta_{cr}; \end{aligned} \quad (4.8)$$

Avec :

θ : contenu relatif d'eau liquide dans le stock de neige ;

θ_{cr} : contenu minimum d'eau liquide dans le stock de neige, au-delà duquel de la pluie équivalente est produite ;

P_{eq} : intensité de pluie équivalente produite à la base du manteau ($m.s^{-1}$) ;

Enfin, une fois cette pluie équivalente calculée, le bilan du réservoir d'eau liquide de la neige est établi selon l'équation 4.9 :

$$\frac{dW_N}{dt} = P^* + M_N - P_{eq} \quad (4.9)$$

○ **Modèle Neige**

(*transfert de la lame liquide à l'exutoire* ; pour les HU glaciaires)

A la différence des HU non-glaciaires où cette lame d'eau P_{eq} va être repris par le modèle d'infiltration GR3, le modèle Neige pour les HU glaciaires va réaliser le transfert (jusqu'à l'exutoire du bassin) de la lame liquide équivalente produite à l'interface neige-glace par la pluie et la fonte du manteau neigeux. Il suppose qu'en présence de neige cette eau ne transite pas dans le réservoir glacier. Il convertit à l'aide d'une loi simple de vidange cette intensité de pluie équivalente en un débit Q_{NGL} à l'exutoire. La variation du niveau de ce réservoir linéaire R_N est exprimée par l'équation 4.10 :

$$\frac{dh_{NGL}}{dt} = P_{eq} - h_{NGL} * K_N \quad (4.10)$$

Avec :

h_{NGL} : niveau du réservoir linéaire de neige (m), à ne pas confondre avec H_N ;

K_N : constante de vidange du réservoir linéaire R_N de neige (s^{-1}) ;

Enfin le débit nival sur glace Q_{NGL} dépend du niveau du réservoir, du coefficient de vidange qui permet de réaliser le transfert de la pluie équivalente de façon à amortir son signal, et le tout rapporté à la surface du glacier (éq. 4.11) :

$$Q_{NGL} = K_N \cdot h_{NGL} \cdot S_{GL} \quad (4.11)$$

Avec :

S_{GL} : surface du glacier (m^2) ;

Les entrées du modèle Neige sont donc la précipitation et la température, et les sorties la pluie équivalente (production) et le débit nival (transfert). Les variables d'état associées à ce modèle sont θ , H_N et h_{NGL} . Les paramètres à caler sont le facteur de fonte A_n et le coefficient de vidange K_N . Les autres paramètres sont admis constants ($b_p = 0.0125$, $\theta_{cr} = 0.1$, $T_{cp1} = 0^\circ\text{C}$, $T_{cp2} = 6^\circ\text{C}$, $T_{cr} = 0^\circ\text{C}$). La caractéristique à renseigner est la surface du glacier S_{GL} (transfert).

○ **Modèle Glacier**

(*production de la lame de fonte*)

La partie production du modèle Glacier permet de simuler la fonte estivale des glaciers avec la même méthode degré-jour. Aucune conservation de leur masse n'est considérée, ce qui signifie qu'il peut fondre jusqu'à l'infini (pas d'épuisement de stock). Cette fonte dépend seulement de la température T et de l'absence ou non de neige sur le glacier. La lame de fonte glaciaire s'exprime ainsi (éq. 4.12) :

$$\begin{aligned} P_{eqGL} &= A_{gl} \cdot (T - T_{cr}) && \text{si } T > T_{cr} \text{ et } H_N = 0 \\ P_{eqGL} &= 0 && \text{si } T \leq T_{cr} \text{ ou } H_N > 0 \end{aligned} \quad (4.12)$$

Avec :

P_{eqGL} : lame de fonte glaciaire ($m.s^{-1}$);

Agl : facteur de fonte glaciaire ($m.s^{-1}.^{\circ}C^{-1}$);

o Modèle Glacier

(*transfert de la lame de fonte*)

Le réservoir de transfert R_{GL} de la lame de fonte glaciaire est basé sur le même principe que celui du réservoir linéaire neige R_N , son bilan s'exprimant par l'équation 4.13 :

$$\frac{dh_{GL}}{dt} = P_{eqGL} - h_{GL} * K_{GL} \quad (4.13)$$

Avec :

h_{GL} : niveau du réservoir linéaire de glace (m);

K_{GL} : constante de vidange du réservoir linéaire de glace (s^{-1});

Enfin le débit de fonte glaciaire Q_{GL} se calcule selon une loi ordinaire de vidange et dépend du niveau h_{GL} du réservoir R_{GL} , de son coefficient de vidange K_{GL} et de la surface du glacier (éq. 4.14) :

$$Q_{GL} = K_{GL}.h_{GL}.S_{GL} \quad (4.14)$$

Les entrées du modèle Glacier global (production + transfert) sont la hauteur de neige, la température et la précipitation équivalente provenant du modèle de neige, et les sorties le débit de fonte glaciaire. La variable d'état associée à ce modèle est h_{GL} . Les paramètres à caler sont Agl et K_{GL} . La caractéristique à renseigner est la surface du glacier S_{GL} .

o Modèle SOCONT

Concernant les HU non-glaciaires, l'intensité de pluie équivalente en sortie du modèle de production Neige est transmise en entrée du modèle SOCONT (SOil CONtribution),¹ dont le concept hydrologique permet de représenter les processus d'écoulement souterrain et de ruissellement du bassin. SOCONT est composé de ce fait de deux réservoirs : GR3 [(Edijatno et .C. 1989), (Consuegra *et al.* 1998)] qui gère à la fois la *production* et le *transfert* des écoulements souterrains jusqu'à l'exutoire, ainsi que la *production* des écoulements de surface, dont le *transfert* est généré par le second réservoir SWMM (Metcalf et Eddy 1971).

1. Le modèle SOCONT a été développé à l'HYDRAM (ancien laboratoire en hydrologie de l'EPFL) dans le cadre d'un projet d'estimation des crues extrêmes du Rhône en Valais appelé CONSECRU (Bérod et Consuegra 1995), (Consuegra *et al.* 1998). Ce concept a été ensuite étendu et a donné naissance au modèle GSM-SOCONT (Schaeffli *et al.* 2005), (Hamdi *et al.* 2005).

→ **Modèle GR3** (*production du ruissellement de surface + production et transfert de la d'écoulement souterrain*)

Ce modèle reçoit en entrée l'intensité de pluie équivalente produite par le réservoir de production Neige ainsi qu'une donnée d'ETP. Il génère en sortie un débit d'écoulement lent et une intensité nette qu'il transmet au modèle SWMM.

Si le réservoir GR3 n'est pas entièrement plein (sol non saturé), cette pluie équivalente peut s'infiltrer et l'intensité correspondante i_{inf} est proportionnelle au taux de saturation du réservoir (ou taux de remplissage) (éq. 4.15) :

$$\begin{aligned} i_{inf} &= P_{eq} \cdot \left(1 - \left(\frac{h}{h_{max}}\right)^2\right) & \text{si } h < h_{max} \\ i_{inf} &= 0 & \text{si } h \geq h_{max} \end{aligned} \quad (4.15)$$

Avec :

i_{inf} : intensité d'infiltration ($m \cdot s^{-1}$);

h : hauteur d'eau du réservoir GR3 (m);

h_{max} : capacité du réservoir GR3 (m);

L'évapo-transpiration réelle est calculée comme une pondération de l'ETP et augmente proportionnellement avec le taux de remplissage du réservoir GR3. Elle est donc maximale si le réservoir GR3 est saturé (éq. 4.16) :

$$\begin{aligned} ETR &= ETP \cdot \left(\frac{h}{h_{max}}\right)^{1/2} & \text{si } h < h_{max} \\ ETR &= ETP & \text{si } h \geq h_{max} \end{aligned} \quad (4.16)$$

Avec :

ETP : intensité d'Évapo-Transpiration Potentielle ($m \cdot s^{-1}$);

ETR : intensité d'Évapo-Transpiration Réelle ($m \cdot s^{-1}$);

La quantité d'eau infiltrée dans le réservoir GR3 peut être soit reprise par évapo-transpiration (comme indiqué ci-dessus), soit s'écouler dans la partie souterraine du bassin par transfert de nappes avant de rejoindre l'exutoire. Ce processus, qui intègre une dynamique lente d'écoulement, est représenté ici par une loi simple de vidange qui considère un coefficient de transfert et la surface du bassin d'infiltration pour convertir cette intensité en débit (éq. 4.17) :

$$Q_l = K \cdot h \cdot S \quad (4.17)$$

Avec :

S : surface du bassin d'infiltration (surface du bassin hors glacier) (m^2);

K : coefficient de vidange des écoulements lents du réservoir GR3 (s^{-1});

Q_l : débits d'écoulements lents en sortie du réservoir GR3 (m^3/s).

Par ailleurs, la part de pluie équivalente qui n'a pas pu s'infiltrer constitue l'intensité nette i_{net} (éq. 4.18), qui est ensuite directement connecté en entrée du modèle d'écoulement de

surface (SWMM).

$$i_{net} = Peq - i_{inf} \quad (4.18)$$

Avec :

i_{net} : intensité nette de la lame disponible pour le ruissellement de surface ($m.s^{-1}$);

Finalement, le bilan du réservoir GR3 est remis à jour par l'équation 4.19 :

$$\frac{dh}{dt} = i_{inf} - ETR - \frac{Q_l}{S} \quad (4.19)$$

Les entrées du modèle GR3 sont la pluie équivalente et l'ETP. L'intensité nette, le débit d'écoulement lent et l'évapotranspiration réelle sont produits en sortie. La variable d'état associée à ce modèle est la hauteur h du réservoir GR3. Les paramètres à caler sont K et h_{max} . La caractéristique à renseigner est la surface d'infiltration S .

-> modèle SWMM

(*transfert du ruissellement de surface*)

Le transfert de l'intensité nette i_{net} calculée par le réservoir GR3 vers l'exutoire de la HU est réalisé à l'aide d'un réservoir non-linéaire de transfert (adapté du modèle Storm Water Management Model (Metcalf et Eddy 1971)). Alimenté par ce hyétogramme de pluie nette, il génère d'abord une intensité d'écoulement rapide à l'exutoire suivant un calcul de rétention sur plan incliné. La loi de frottement utilisée est celle de Manning-Strickler (éq. 4.20) :

$$i_r = Ks.J_0^{1/2}.h_r^{5/3}.\frac{B}{S} \quad (4.20)$$

Avec :

i_r : intensité d'écoulement rapide calculée par le réservoir SWMM ($m.s^{-1}$);

Ks : coefficient de Strickler ($m^{1/3}.s^{-1}$);

J_0 : pente moyenne du plan incliné ($m.m^{-1}$);

h_r : hauteur d'eau du réservoir SWMM à l'aval de la surface (m);

B : largeur moyenne du plan incliné (m);

S : surface du plan incliné (de ruissellement) (m^2);

Puis le modèle convertit cette intensité i_r en débit Q_r en considérant la surface de ruissellement (éq. 4.21) :

$$Q_r = i_r.S \quad (4.21)$$

Avec :

Q_r : débit d'écoulement rapide à l'aval du plan incliné ($m.s^{-1}$);

Enfin, le bilan du réservoir SWMM est remis à jour (éq. 4.22) :

$$\frac{dh_r}{dt} = i_{net} - i_r \quad (4.22)$$

L'entrée du modèle SWMM est l'intensité nette i_{net} fournie par le réservoir GR3 et SWMM produit en sortie une lame i_r et un débit Q_r d'écoulement rapide. La variable d'état associée à ce modèle est h_r . Le paramètre à caler est K_s . Les caractéristiques géométriques du versant (J_0 , B , S) sont à fournir au modèle.

Finalement, le débit sortant du modèle SOCONT (donc d'une HU non-glaciaire) est la somme des contributions de GR3 et SWMM (éq. 4.23 et figure 4.2) :

$$Q_s = Q_l + Q_r \quad (4.23)$$

Enfin, le modèle requiert donc l'initialisation des variables d'état suivantes : l'équivalent en eau du stock de neige H_{Nini} , le débit de fonte nivale Q_{NGLini} , de fonte glaciaire Q_{GLini} , la hauteur du réservoir sol GR3 h_{ini} , ainsi que celle du réservoir SWMM h_{rini} . Comme on le verra plus tard dans la procédure de calage et de validation du modèle (section 5.5), nous avons choisi de débiter les simulations du modèle au mois d'août, en considérant que le stock de neige a complètement disparu, ce qui nous permet de fixer à 0 les deux premières variables. En revanche à cette période de l'année il est très probable d'observer de la fonte glaciaire. De ce fait, les trois autres variables (Q_{GLini} , h_{ini} et h_{rini}) ont fait nécessairement l'objet d'un ajustement de façon à ce que chaque simulation du modèle ne soit pas biaisée dès le départ.

o Propagation des écoulements dans les cours d'eau

Au sein d'un bassin versant, les écoulements produits à l'aval d'un sous-bassin sont transférés ensuite par les cours d'eau pour rejoindre l'exutoire. Cette propagation a tendance à générer un décalage temporel de l'écoulement qui nécessite de tenir compte d'un temps de transfert, et d'une modification de la forme de l'hydrogramme (notamment une atténuation de la pointe). Ces effets de routage sont retranscrits dans RS2 par le biais de trois schémas de résolution du transfert de débit.

- Routage selon St-Venant

Ce schéma résout les équations complètes de St-Venant. Elles correspondent au modèle 1D non-stationnaire et traduisent la conservation de la masse (éq. 4.24) et de la quantité de mouvement (éq. 4.25) :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (4.24)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} + g.I_1 \right) = g.A.(J_0 - J_f) + g.I_2 \quad (4.25)$$

Avec :

A : la surface mouillée du profil en travers (m^2);

Q : le débit du cours d'eau (m^3/s);

x : l'abscisse curviligne du cours d'eau (m);

g : l'accélération terrestre ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$);

J_0 : la pente de fond du cours d'eau ($m.m^{-1}$);

J_f : la pente de frottement ($m.m^{-1}$);

I_1 : le coefficient de profil (m^3);

I_2 : le coefficient de variation de la section (m^2).

La pente de frottement J_f est calculée à l'aide de la formule de Manning-Strickler (éq. 4.26) :

$$J_f = \frac{Q \cdot |Q|}{A^2 \cdot K s^2 \cdot R_h^{4/3}} \quad (4.26)$$

$$\text{avec } Rh = \frac{A}{L_p} \quad (4.27)$$

Avec :

R_h : le rayon hydraulique défini par l'équation 4.27 (m);

Ks : coefficient de Strickler ($m^{1/3} \cdot s^{-1}$);

L_p : le périmètre mouillé (m);

Le terme I_1 désigne la forme géométrique du profil en travers et se calcule par l'équation 4.28 :

$$I_1 = \int_{i=0}^h (h - \eta) * b(\eta) d\eta \quad (4.28)$$

Avec :

η : la variable d'intégration suivant la hauteur du cours d'eau (m);

$b(\eta)$: la largeur de la section à la cote η (m).

RS2 est capable d'effectuer ce routage pour une géométrie de profil en travers trapézoïdale (figure 4.3). Selon cette géométrie, l'équation 4.28 devient (éq. 4.29) :

$$I_1 = \frac{B \cdot h^2}{2} + \frac{m \cdot h^3}{3} \quad (4.29)$$

Avec :

B : la largeur de base du trapèze (m);

m : le fruit de la section (considéré comme constant);

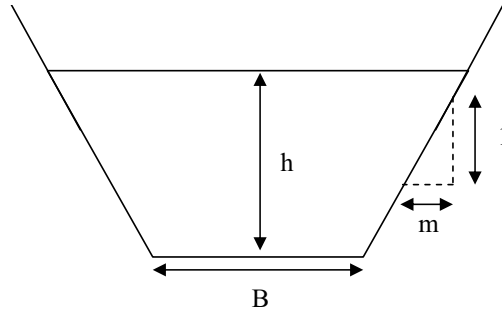


FIGURE 4.3 – Profil en travers trapézoïdale utilisé par RS2 pour le calcul du routage en cours d'eau. Avec : h la hauteur d'eau, B la largeur de base du trapèze, m le fruit de la section.

Le terme I_2 permet de prendre en compte la variation de la section le long du cours d'eau et se définit selon l'équation 4.30. Il est donc nul si on considère un canal prismatique.

$$I_2 = \int_{i=0}^h (h - \eta) \cdot \frac{\partial B}{\partial x} \quad (4.30)$$

Les équations 4.24 et 4.25 sont ensuite résolues par la méthode d'Euler (éq. 4.1). On pourra obtenir davantage de détails sur cette résolution concernant le cas d'un canal prismatique dans les ouvrages (Garcia-Hernandez *et al.* 2007) ou (Jordan 2007). RS2 considère comme condition limite aval imposée la hauteur normale, ce qui signifie que l'influence exercée par la partie aval du cours d'eau est ici négligée. Cette hypothèse est tout à fait recevable dans le cas du transfert des débits de crue.

Par ailleurs, en pratique, certains termes des équations dynamiques complètes (éq. 4.24 et 4.25) peuvent être négligés de façon à simplifier les calculs, sans pour autant que ces équations perdent leur véritable sens physique (Garcia-Hernandez *et al.* 2007). Les solutions qui permettent cette simplification font l'objet des deux prochains paragraphes.

- Routage selon Muskingum-Cunge

Le modèle de Muskingum-Cunge néglige les 2 premiers termes de l'équation de conservation de la quantité de mouvement (éq. 4.25), qui devient (éq. 4.31) :

$$\frac{\partial I_1}{\partial x} = A \cdot (J_0 - J_f) + I_2 \quad (4.31)$$

Ce modèle correspond à l'approximation de l'onde diffusive. En considérant un canal de forme prismatique, cette équation peut s'écrire alors (éq. 4.32) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \left(\frac{Q}{BD} \cdot \frac{\partial D}{\partial h} \right) \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{D^2}{2B|Q|} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (4.32)$$

$$\text{avec } D = J_0^{1/2} \quad (4.33)$$

Avec :

B : largeur du profil à la base (m) ;

D : débitance (m^3/s).

L'équation (éq. 4.32) aux dérivés partielles, de type parabolique, fait donc intervenir la convection et la diffusion du débit Q qui est ainsi transporté à une vitesse constante c (4.34) et diffusé avec un coefficient de diffusion δ (4.35) :

$$c = \frac{Q}{BD} \cdot \frac{dD}{dh} \quad (4.34)$$

$$\delta = \frac{D^2}{2B|Q|} \quad (4.35)$$

En admettant l'hypothèse qu'il existe une relation univoque entre Q et h, c'est-à-dire qu'à chaque hauteur d'eau correspond un et un seul débit, l'équation 4.32 se réduit à (éq. 4.36) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \left(\frac{dQ}{dA}\right)_{x_0} \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (4.36)$$

Cette équation correspond donc à l'équation de l'onde cinématique qui décrit la convection simple du débit à la vitesse c , telle que définie par l'équation 4.34 de la célérité. Après résolution de cette équation par un schéma numérique dont la démonstration est précisée dans (Garcia-Hernandez *et al.* 2007), on constate que selon (Cunge 1969), l'équation de Muskingum est une écriture en différences finies (éq. 4.37) de l'équation de l'onde diffusive (éq. 4.32) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \cdot \frac{dQ}{dx} - c \cdot B \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (4.37)$$

En posant :

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = c \quad (4.38)$$

Et avec :

$$\begin{aligned} B &= \Delta x \cdot \left(\frac{1}{2} - X\right) \\ X &= \frac{1}{2} - \frac{D^3}{2\Delta x \cdot |Q| \cdot Q \cdot \frac{dD}{dh}} \end{aligned} \quad (4.39)$$

Cette fonction de l'onde diffusive est actuellement capable de résoudre l'équation de Muskingum-Cunge pour la géométrie de profil en travers prismatique telle que présentée à la figure 4.3.

- Routage par onde cinématique

Ce troisième modèle est le plus simple et se base sur l'équation 4.36, où les forces d'inertie et de gravité des équations de St-Venant (4.24 et 4.25) sont négligées. Les forces de gravité sont donc égales mais opposées aux forces de frottement. Par conséquent, la pente de frottement J_f est égale à la pente de fond J_0 , ce qui traduit une relation univoque entre débit et hauteur d'eau : la hauteur normale. De ce fait, ce modèle retranscrit seulement un processus simple de convection du débit à vitesse constante, de célérité c (éq. 4.40) :

$$c = \frac{\partial Q}{\partial A}; \quad (4.40)$$

Contrairement au modèle de l'onde diffusive, aucune réduction du débit de pointe n'est produite puisque le terme de diffusivité est négligé, mais l'aspect général de la crue est modifié puisque les grands débits sont transférés vers l'aval à une vitesse plus grande que les petits. Les caractéristiques géométriques et les paramètres d'entrée sont identiques à ceux du modèle d'onde diffusive, cette fonction considérant la même géométrie pour les profils en travers que celle décrite avec la méthode de Muskingum-Cunge.

Pour ces trois modèles de routage, les cours d'eau sont modélisés par segments : sur chaque section, toute entrée latérale peut être prise en compte. Comme déjà précisé précédemment, la géométrie de la section est considérée de forme trapézoïdale. Les résolutions des équations différentielles, basée sur la méthode d'Euler, est précisée pour chacun de ces 3 modèles dans (Garcia-Hernandez *et al.* 2007). L'information requise en entrée est le débit amont (en sortie du sous-bassin concerné) et la sortie est le débit aval du segment. Le paramètre à caler est le coefficient de frottement K et les caractéristiques géométriques du cours d'eau à renseigner sont sa pente J_0 , sa longueur L , sa largeur B , son fruit m et le nombre de tronçons à considérer (seulement pour le routage selon St-Venant).

Finalement, nous avons employé la méthode Muskingum-Cunge car son utilisation est un bon compromis pour représenter la propagation des écoulements des cours d'eau : elle permet d'aboutir à des expressions simplifiées, donc des temps de calcul plus courts, sans pour autant que les équations associées perdent leur véritable sens physique. De plus elle requiert le minimum de paramètres possible.

Comportement typique d'un sous-bassin versant partiellement englacé

Le concept hydrologique de RS2 permet donc de représenter les processus de fonte nivale, glaciaire, de ruissellement et d'écoulement souterrain. On présente ici le comportement typique d'un sous-bassin versant non aménagé partiellement englacé : il s'agit de celui de l'Isère à Val d'Isère qui possède une surface de 46 km², dont 5 km² est recouverte par les glaciers (soit 9%), une altitude médiane de 2700 m, minimale de 1840 m et maximale de 3576 m. Le bassin a été divisé en 7 bandes d'altitude, donc 7 HU non-glaciaires et 4 HU glaciaires. La figure 4.4 illustre les différentes composantes d'écoulement simulé des parties glaciaires du sous-bassin (fonte de neige sur glace et fonte glaciaire), ainsi que celles des parties non-glaciaires (écoulements lent et rapide) (somme de chaque bande). La superposition de chacune de ces composantes sur le graphique représente le débit à l'exutoire du sous-bassin.

On distingue clairement le caractère saisonnier des écoulements, avec des débits très faibles voire quasi inexistantes de novembre à avril, dont une part majeure provient des écoulements souterrains. Cette période de basses eaux est due, d'une part à la présence de températures estimées au-dessous de la température minimale T_{cp1} de séparation de phase des précipitations, et d'autre part également au-dessous de la température critique de fonte T_{cr} . La fonte débute à partir du mois de mai, avec une proportion majeure d'écoulement de fonte nivale non-glaciaire. Ces premiers volumes de fonte recharge en premier le réservoir GR3 qui s'est vidé pendant la

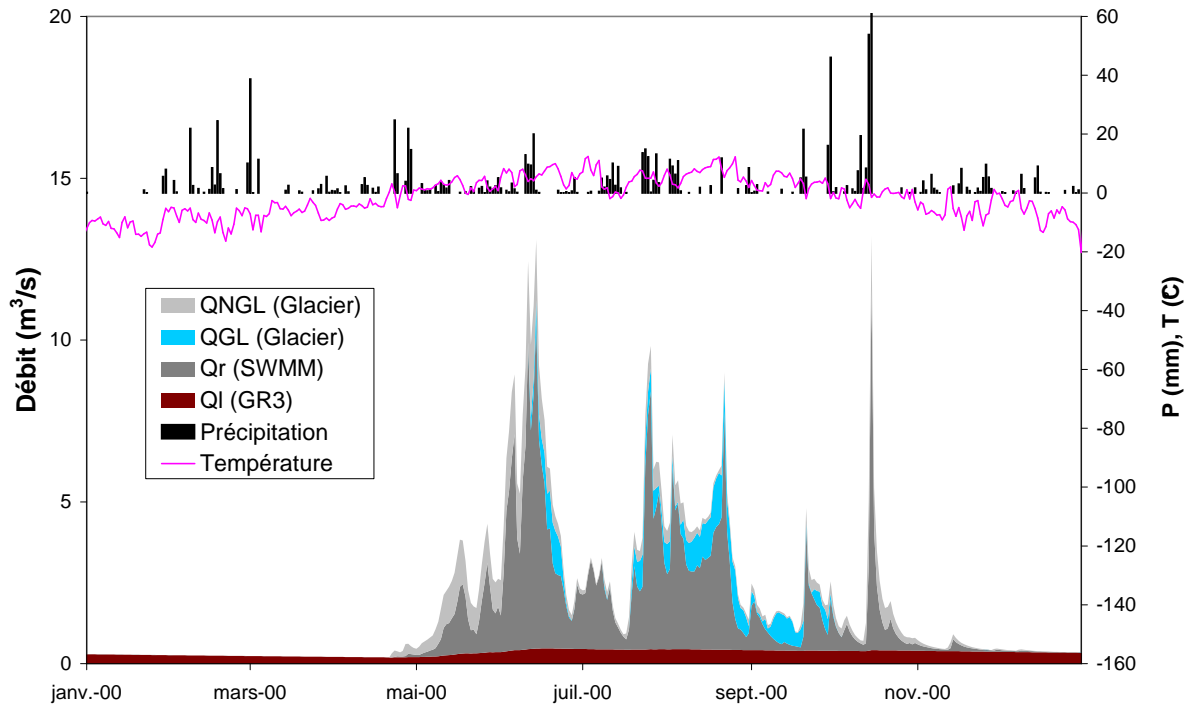


FIGURE 4.4 – Comportement typique d'un bassin versant partiellement englacé : l'Isère à Val d'Isère (surface : 46km² dont 5km² de surface glaciaire, altitude médiane : 2700m). Précipitations et températures estimées à l'altitude médiane.

période froide, avant de générer du ruissellement. Cette fonte atteint un pic au début du mois de juin, lorsque les stocks de neige se sont en général très affaiblis, avant de connaître une seconde onde de fonte de mi-juillet à fin août. Elle engendre également une légère hausse des débits de base jusqu'à la fin de l'année. La fonte des glaciers commence dès la fin juin, et elle est ensuite stoppée au début du mois de juillet en raison de chute de neige qui sont venues recouvrir certaines parties glaciaires, puis se prolonge jusqu'à fin septembre. La crue automnale d'octobre 2000 est produite essentiellement par les réservoirs-sols des bandes non-glaciaires. Enfin, l'écoulement à l'exutoire redevient à nouveau très faible à partir de novembre et le régime du sous-bassin rentre alors dans une nouvelle période de basses eaux.

Par ailleurs, concernant la représentation des glaciers, il est important de noter que le modèle n'est pas capable de tenir compte d'une éventuelle diminution de leur surface au cours du temps, due notamment à l'impact du réchauffement systématique de l'atmosphère sur les processus hydrologiques qui opèrent au sein du système "bassin". Comme on l'a vu précédemment, le modèle de fonte de glace ne tient pas compte de leur bilan de masse. Un glacier qui aurait perdu une part significative de sa masse pourrait donc représenter pour le modèle une source d'erreur importante, car une fois les surfaces glaciaires renseignées et le modèle calé sur la période actuelle, ce dernier pourrait à plus long terme (en validation) produire une surestimation systématique des volumes de fonte glaciaire. Il sera donc nécessaire de remettre à jour tous les ans ou 5 ans la surface de chaque HU glaciaire lors d'une utilisation du modèle à long terme.

4.2.3 Représentation des aménagements hydroélectriques

L'un des points forts de RS2 est sa capacité à représenter le fonctionnement et la gestion des aménagements hydroélectriques. La modélisation du bassin de l'Isère à Moûtiers ne peut pas être réalisée sans prendre en compte l'important dispositif installé, dont les effets modifient significativement le régime naturel des écoulements. On fait ici la description de la représentation dans RS2 de chaque ouvrage hydraulique selon son type de fonctionnement.

Tout d'abord, le premier maillon de la chaîne des aménagements est représenté par la fonction de dérivation des écoulements d'un cours d'eau.

→ *Dérivation des débits d'un cours d'eau*

La fonction "Dérivation" permet de reproduire le comportement d'une prise d'eau. Celui consiste à dériver une part de l'écoulement d'un cours d'eau vers le réseau hydraulique (conduites ou galeries). Cette dérivation débute seulement à partir du moment où le débit entrant de la prise a dépassé le débit réservé du cours d'eau (figure 4.5), mais la prise ne peut dériver une quantité d'écoulement supérieure à sa capacité d'entonnement.

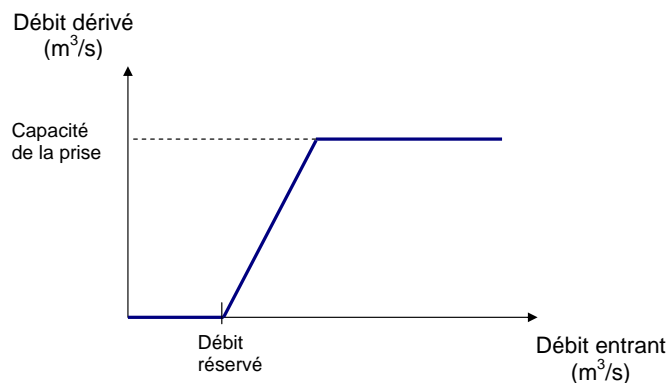


FIGURE 4.5 – Loi de fonctionnement d'une prise d'eau selon RS2.

Mis à part l'hydrogramme entrant, cette fonction requiert donc la connaissance de la relation "Débit entrant - Débit dérivé", donc sa capacité d'entonnement ainsi que son débit réservé pour le cours d'eau en aval de la prise. Aucune normalisation ne peut y être envisagée, et il n'est donc pas non plus possible de tenir compte de l'ensemble des caractéristiques physiques et hydrauliques qui permettraient de représenter la prise d'eau de façon très précise (ses dimensions géométriques, la charge hydraulique amont, etc.). On prend donc une évolution linéaire du débit dérivé en fonction du débit entrant. Cette fonction fournit alors un hydrogramme de débit dérivé et un hydrogramme de débit non-dérivé, selon l'équation 4.41, pour chaque pas de temps n :

$$Q_{total}^n = Q_{derive}^n + Q_{non-derive}^n \quad (4.41)$$

Une part des écoulements des cours d'eau est donc ensuite dérivée vers le réseau hydraulique composés de conduites et/ou de galeries, et la fonction devra donc transférer cet écoulement soit vers une retenue, soit vers une centrale.

-> *Propagation de l'écoulement en conduites et galeries*

Cette fonction réalise le routage des écoulements dérivés dans les conduites et/ou les galeries jusqu'au point de rejet (retenue ou centrale). Ce routage peut être réalisé avec les 3 mêmes modèles qui réalisent le transfert d'écoulement des cours d'eau (précédemment décrits). Il faut donc préciser au modèle les mêmes caractéristiques géométriques du chenal ainsi que caler le paramètre de frottement. A noter que ces schémas ne permettent donc pas la modélisation d'écoulements en charge ou des systèmes hydrauliques maillés, ni d'effectuer des calculs hydrauliques tels que celui de lignes d'eau ou de transport solide.

-> *Stockage dans un réservoir (et déstockage)*

L'écoulement dérivé transféré par le réseau hydraulique peut être ensuite stocké dans un réservoir, dont la variation du volume d'eau V en fonction du temps est exprimée par l'équation de rétention suivante (éq. 4.42) :

$$\frac{dV}{dt} = Q_e - Q_s \quad (4.42)$$

Avec :

V : volume d'eau du réservoir (m^3) ;

Q_e : débit entrant dans la retenue (m^3/s) ;

Q_s : débit sortant de la retenue (m^3/s) ;

Afin de garantir leur sécurité, les barrages sont souvent équipés d'évacuateurs de crue se présentant sous la forme de déversoirs ou d'orifices. Dans ce cas, le débit sortant est fonction du niveau d'eau de la retenue. Il est donc indispensable de pouvoir exprimer ce débit sortant en fonction du volume d'eau de la retenue. La relation hauteur-volume de la retenue est donc requise et permet de résoudre une équation différentielle ordinaire en fonction du temps et du volume. Elle est résolue numériquement par la méthode d'Euler de premier ordre (éq. 4.43), à condition d'indiquer au modèle le niveau d'eau initial :

$$V^{n+1} = V^n + (Q_e^n - Q_s^n) \cdot \Delta t \quad (4.43)$$

En entrée, cette fonction est alimentée par l'hydrogramme entrant, et les données à fournir sont la relation "Hauteur-Volume" et la hauteur initiale de la retenue. Les variables de sortie sont l'évolution temporelle de la hauteur et du débit sortant de la retenue.

→ **Déversoir**

Le déversoir ne peut fonctionner qu'en lien avec un réservoir et permet, à condition de lui fournir cette fois la loi Hauteur-Débit de la retenue, de simuler les débits déversés par les ouvrages d'évacuation (éq. 4.45).

$$\begin{aligned} Q_d^n &= 0 & \text{si } H^n < H_1 \\ Q_d^n &= Q_{d,i} + (H_{i+1} - H^n) \cdot \frac{Q_{d,i+1} - Q_{d,i}}{H_{i+1} - H_i} & \text{si } H_i < H^n < H_{i+1} \end{aligned} \quad (4.44)$$

Avec :

Q_d^n : débit déversé au temps n (m³/s) ;

H^n : hauteur d'eau dans le réservoir au temps n (m) ;

$Q_{d,i}$: débit déversé à la hauteur H_i (m³/s) ;

H_i : hauteur d'eau dans le réservoir au palier i (m).

La variable d'entrée est donc la hauteur simulée par la fonction réservoir et en sortie le modèle génère une série temporelle de débits déversés par l'ouvrage.

→ **Turbine - pompe**

Les centrales peuvent turbinées soit directement les écoulements dérivés des prises après leur acheminement jusqu'à la centrale, soit les lâchers d'un barrage situé en amont de la centrale. Toujours lié à une série temporelle de débits turbinés qu'on doit fournir, cet objet permet pour chaque pas de temps de simuler le rejet des volumes turbinés dans un cours d'eau ou bien de soutirer un volume d'eau au réservoir associé.

$$Q_{t,p}^n = Q_{source}^n \quad (4.45)$$

Avec :

$Q_{t,p}^n$: débit turbiné ou pompé au temps n (m³/s) ;

Q_{source}^n : débit fourni ou prélevé à une rivière par turbinage ou pompage au temps n sous forme de série temporelle (m³/s).

→ **Régulation de systèmes : capteur et état**

Le fonctionnement d'un aménagement hydroélectrique peut quelque fois dépendre du comportement de certaines variables du système. L'exemple typique est le cas de la gestion du niveau d'une retenue qui, en période de crue, peut dépendre essentiellement de son débit entrant. A partir du dépassement d'un certain volume d'écoulement entrant dans la retenue, le gestionnaire peut décider ou non d'augmenter les volumes sortants, de façon à stabiliser le niveau du plan d'eau, etc.. La représentation de ces régulations de systèmes, qui exige alors une connaissance très précise du schéma d'exploitation des ouvrages en question, se réalise au moyen de plusieurs objets.

Tout d'abord, les *capteurs*, qui sont automatiquement rattachés à la variable test (exemple : débit entrant d'une retenue), permettent d'activer des alarmes lorsque des valeurs seuils de l'objet associé sont dépassées (éq. 4.46).

$$\begin{aligned} val_{alarme}^n &= 0 & si & X^n < val_{seuil} \\ val_{alarme}^n &= 1 & si & X^n \geq val_{seuil} \end{aligned} \quad (4.46)$$

Avec :

val_{alarme}^n : valeur de l'alarme au temps n ;

X^n : valeur de la variable au temps n ;

X_{seuil} : valeur seuil de la variable.

Ensuite, avec l'objet *régulation*, un sous-modèle est automatiquement activé. Plusieurs *états* peuvent y être créés et le choix de l'état actif est fait en fonction des valeurs des capteurs associés. Cette fonction de régulation requiert évidemment de définir au préalable un état initial (éq. 4.47) :

$$\begin{aligned} E^n &= E_1 & si & n = 0 \\ E^n &= E_i & si & n > 0 \end{aligned} \quad (4.47)$$

Avec :

E^n : état défini au temps n ;

E_i : état i défini en fonction des valeurs aux capteurs.

Dans chaque état, plusieurs objets peuvent être créés (et de ce fait activés) en fonction des besoins (turbinage, dérivation, etc). Dans notre exemple, un turbinage différent peut être placé dans chaque état pour fournir un débit de sortie qui dépendra alors de l'état activé du système, et donc du seuil que le débit entrant dépassera.

4.2.4 Spatialisation des variables météorologiques

Comme évoqué précédemment ("concept hydrologique"), le modèle RS2 requiert en entrée de chaque HU une série temporelle de précipitation, de température et d'ETP. L'estimation de ces variables est rendue délicate par le contexte montagneux de la zone d'étude, comme nous l'avons expliqué en section (section 2.3), car son relief accidenté entraîne des processus complexes (pluies orographiques, etc..) qui favorise l'hétérogénéité spatiale de ces variables. Or la qualité de ces forçages météorologiques joue un grand rôle dans la modélisation hydrologique, puisqu'elle influence directement la qualité de la simulation des hydrogrammes. RS2 permet d'intégrer ces variables météorologiques de deux façons :

- soit en se basant sur un outil de spatialisation intégré au modèle, capable de réaliser une estimation moyenne spatiale à partir d'observations ;
- soit en introduisant directement des séries temporelles calculées préalablement par d'autres méthodes.

-> *spatialisation des variables météorologiques selon RS2*

Le modèle est capable de réaliser une spatialisation de ces forçages en se basant sur les séries temporelles observées en stations, en ce qui concerne la précipitation et la température, ou bien estimées, concernant le forçage d'ETP. Il utilise la méthode IDW, "Inverse Distance Weighting" (Shepard 1968), qui permet d'estimer une variable X_s à partir des valeurs de n stations en réalisant une combinaison linéaire et en leur affectant un poids qui dépend du carré de l'inverse de la distance $d_{i,s}$ euclidienne entre la station i et le centre de gravité de la HU considérée (point de calcul s) (éq. 4.48 et 4.49). Il est possible de fixer un rayon r_s de sélection de ces stations.

$$d_{i,s} = \sqrt{(x_i - x_s)^2 + (y_i - y_s)^2} \quad (4.48)$$

avec $d_{i,s} \leq r_s$

$$X_s = \frac{\sum_{i=1}^n X_i \cdot \frac{1}{d_{i,s}^2}}{\frac{1}{d_{i,s}^2}} \quad (4.49)$$

Avec :

(x_i, y_i) : coordonnées métriques de la station i (m) ;

(x_s, y_s) : coordonnées métriques du point de calcul s (m) ;

$d_{i,s}$: distance entre la station i et le point de calcul s (m) ;

n : nombre de stations sélectionnées ; n est donc variable pour chaque point de calcul ;

r_s : rayon de sélection des stations (m) ;

X_s : valeur de la variable météorologique estimée au point de calcul s (U.I) ;

X_i : valeur de la variable météorologique à la station i (U.I).

Mais cette méthode est capable de réaliser une estimation de la variable seulement selon un espace en deux dimensions. Elle a donc été nécessairement modifiée de façon à prendre en compte la variabilité altitudinale de chaque forçage. De ce fait, les variables X_i situées à l'altitude z_i sont donc remplacées par leur équivalent X_i^* au niveau de la mer $z_0 = 0$ m s.m., selon une relation linéaire avec un gradient altimétrique constant $\frac{dX_s}{dz}$ associé au point de calcul s (éq. 4.50) :

$$X_i^* = X_i - \frac{dX_s}{dz} \cdot (z_i - z_0) \quad (4.50)$$

Les valeurs équivalentes X_i^* négatives obtenues sont nécessairement converties en valeurs nulles. L'application de la méthode de Shepard avec ces variables équivalentes au niveau de la mer permet de fournir l'estimation de la variable X_s^* (variable équivalente de X_s), qui doit ensuite être interpolée jusqu'à l'altitude z_s du point de calcul, en considérant le même gradient altimétrique (éq. 4.51) :

$$X_s^* = X_s + \frac{dX_s}{dz} \cdot (z_s - z_0) \quad (4.51)$$

Au sein du modèle, le point de calcul de la HU considérée, pour laquelle on souhaite obtenir l'estimation moyenne spatiale des forçages météorologiques, se matérialise par une *station virtuelle*, laquelle requiert nécessairement de connaître les coordonnées X, Y, Z du centre de gravité de la HU, le rayon de sélection des stations, ainsi que les gradients altimétriques (de chaque variable météorologique). Il est également possible de tenir compte d'un coefficient de pondération pour chaque type d'estimation. Les variables météorologiques d'entrée sont conservées dans une base de données qui doit être connectée au modèle, et qui possède une structure à 4 tables :

- . table *Stations* qui contient les coordonnées X, Y, Z et le nom de chaque station de mesure ;
- . table *Capteurs* qui contient les variables mesurées par chacune des stations et l'unité associée ;
- . table *Datagroup* qui contient les méta-informations de chaque capteur (gestionnaire, date d'enregistrement, etc.) ;
- . table *Valeurs* qui contient les séries temporelles des valeurs mesurées aux stations.

Dès le début de la simulation, chaque station virtuelle du modèle effectue la spatialisation des variables météorologiques pour s'attribuer des variables d'entrées propres selon ses coordonnées et celles des stations considérées dans la BD. La station virtuelle peut donc fournir aux sous-modèles Neige, Glacier et GR3 des séries temporelles de précipitation, de température et d'ETP.

Cette *station virtuelle* apparaît donc dans le modèle autant de fois que ce dernier exige des données d'entrée, donc pour chacune des HU du modèle.

→ *intégration de forçages météorologiques estimés avec une autre méthode*

Cette méthode IDW est simple et rapide à mettre en oeuvre, d'autant qu'elle est déjà intégrée au modèle. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle elle sera testée dans la modélisation hydrologique. Néanmoins, elle ne permet probablement pas d'obtenir une bonne représentativité des variables météorologiques, notamment celle des précipitations. De ce fait, on a souhaité tester deux autres types d'estimation des précipitations, qui ont fait l'objet de réanalyses : les archives EDF-DTG et MétéoFrance-SAFRAN, dont les méthodologies sous-jacentes ont été décrites en section 2.3.

L'utilisation de ces deux types de réanalyses par le modèle exige de calculer au préalable l'estimation moyenne spatiale correspondante pour chaque HU. Puis dans un second temps, leur intégration au sein du modèle est réalisée soit en introduisant directement dans le modèle la série temporelle de précipitation, soit en stockant ces séries temporelles au sein de la base de données initiale ce qui permet de ne pas alourdir le modèle.

4.2.5 Paramétrisation et caractéristiques du modèle RS2

En résumé, le modèle RS2 intègre les principales fonctions suivantes :

- o forçages météorologiques :
 - recherche des variables météorologiques d'entrée ;
 - spatialisation des variables météorologiques (méthode IDW ou forçage avec une autre mé-

thode);

- o modèle hydrologique :
 - transformation précipitation-débit : fonte nivale sur glace et hors glace, fonte glaciaire, écoulement souterrain, ruissellement de surface;
- o fonctionnement des aménagements :
 - transfert de débit dans les cours d'eau et les conduites ou galeries;
 - addition de débits (jonction);
 - séparation de débits (dérivation);
 - stockage de débit (réservoir; relation hauteur-volume);
 - soutirage de débit (turbine, pompe);
 - évacuation de débit (relation hauteur-débit);
 - régulation de systèmes.

On récapitule pour chacune de ces fonctions les différentes caractéristiques (tableau 4.1) ainsi que les différents paramètres requis (tableaux 4.2 et 4.3). Les caractéristiques géométriques ont été estimées en général avec l'outil SIG (surfaces, longueurs, etc..) ou bien à l'aide d'un outil de programmation. Les valeurs de gradients des variables météorologiques ont été fixées dans le chapitre précédent (égal à 0.2mm/j/100m pour les précipitations et -0.5°C/100m pour les températures) et du rayon de sélection des stations a été estimé à travers une analyse que nous présentons dans la stratégie de modélisation (prochain chapitre; section 5.4).

		Caractéristiques	Définition
<i>forçages météorologiques</i>	Spatialisation (méthode IDW)	X, Y, Z	coordonnées de la station virtuelle
		r_s	rayon de sélection des stations de mesures
		grad. P, T, ETP	gradients météorologiques
		coef. P, T, ETP	coefficient de pondération des forçages
<i>modèle hydrologique</i>	Neige	-	-
	Glacier	S_{GL}	surface glaciaire (km ²)
	GR3	S	surface d'infiltration (km ²)
	SWMM	Jo	pente de ruissellement
		B	largueur de versant
		S	surface de ruissellement (km ²)
<i>fonctionnement des aménagements</i>	Routage	L	longueur (m)
		Jo	pente (m/m)
		Bo	largueur de fond (m)
		m	fruit des talus latéraux
	Réservoir	loi H-V	loi Hauteur-Volume du réservoir
	Déversoir	loi H- $Q_{deverse}$	loi Hauteur-Débit du déversoir associé
	Turbine/Pompe	-	-
	Dérivation	loi $Q_e - Q_{derive}$	capacité et débit réservé (m ³ /s)
	Addition	-	-
	Capteur	-	-
Régulation/Etat	-	-	

TABLEAU 4.1 – Récapitulation des caractéristiques requises par les différents sous-modèles de RS2. Le routage comprend également le transfert d'écoulement dans les cours d'eau.

		Paramètres	Définition
<i>modèle hydrologique</i>	Neige	A_N	facteur de fonte ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{j}$)
	Glacier	A_{GL}	facteur de fonte ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{j}$)
		K_N	coefficient de vidange du réservoir linéaire Neige (s^{-1})
		K_{GL}	coefficient de vidange du réservoir linéaire Glace (s^{-1})
		K	coefficient de vidange du réservoir-sol (s^{-1})
	GR3	h_{max}	capacité d'infiltration du réservoir GR3 (m)
	SWMM	K_s	coefficient de Strickler ($m^{1/3}.s^{-1}$)
Routage	K_s routage	coefficient de Strickler ($m^{1/3}.s^{-1}$)	

TABLEAU 4.2 – Récapitulation des paramètres de calage des différents sous-modèles de RS2.

	Paramètres	Valeur	Définition
<i>modèle hydrologique</i>	T_{cr}	0	Température critique de fonte ou de regel ($^\circ\text{C}$)
	T_{cp1}	0	Température minimale de séparation de phase des P.
	T_{cp2}	6	Température maximale de séparation de phase des P.
	θ_{cri}	0.1	Contenu critique en eau liquide du manteau neigeux
	b_p	0.0125	Coefficient de fonte pour les jours de pluie ($s.m^{-1}$)

TABLEAU 4.3 – Récapitulation des paramètres exclus du calage (admis constants) de RS2.

Par ailleurs, certains paramètres ont fait l'objet d'une étude qui a consisté à choisir des valeurs constantes afin de réduire la taille du jeu de paramètres (Hamdi 2003). Cette étude a permis de fixer 5 paramètres associés au modèle de fonte de neige dont les valeurs sont présentées au tableau 4.3. La modélisation d'un sous-bassin versant (sans routage) partiellement englacé pour lequel on considérerait une HU non-glaciaire et une HU glaciaire exigera donc au total le calage de 8 paramètres : 2 facteurs de fonte nival, un facteur de fonte glaciaire, deux coefficients de vidange des réservoirs linéaires Neige et Glace, un coefficient de vidange et une capacité du réservoir GR3, et enfin un coefficient de frottement de versant. En outre, il a été nécessaire de donner une valeur initiale à toutes les variables d'états du modèle, valeurs que nous fixons dans la stratégie de modélisation (chapitre suivant).

Enfin, le modèle hydrologique n'est qu'une représentation simplifiée des processus physiques qui opèrent sur le bassin, mais il permet d'obtenir malgré tout des prévisions fiables des débits à l'exutoire, à condition d'effectuer le réglage du modèle en fonction des observations faites sur le terrain. Ce réglage, qui correspond au calage du modèle, est une étape importante car il permet d'aboutir à un jeu de paramètre optimal, dont on teste ensuite la robustesse lors de l'étape de validation. Si ce jeu génère de bons résultats, il sera conservé en espérant qu'il permettra au modèle de reproduire fidèlement les débits à l'exutoire du bassin pour les périodes futures. La méthode de calage du modèle RS2 est manuelle, elle se réalise en ajustant un par un chaque paramètre (RS2 n'intègre aucun module d'optimisation automatique), ce qui permet de conserver un certain contrôle sur leur ajustement. Concernant notre étude, cette étape a fait l'objet d'une procédure très précise que nous détaillons dans le prochain chapitre (section 5.5).

4.3 Synthèse du chapitre

De ce chapitre, on retiendra en premier que la modélisation hydrologique est un outil mathématique visant à représenter les différents processus physiques liés au cycle de l'eau qui opèrent

au sein d'un bassin versant. Cette modélisation dépend à la fois de l'objectif choisi, puis du système étudié, ainsi que des moyens mis en oeuvre.

Le contexte de notre étude, caractérisé d'une part par les spécificités du bassin, à savoir son régime nival et la présence d'un réseau hydroélectrique complexe qui modifie son régime naturel, et d'autre part par sa finalité opérationnelle (contribution au développement d'un outil d'aide à la décision pour le Service de Prévision des Crues), impose donc, parmi les différents familles de modèles existants d'adopter finalement une approche conceptuelle, en acceptant de représenter une réalité des processus plutôt simplifiée. Ce modèle doit permettre d'intégrer un découpage semi-distribué du bassin et proposer une architecture capable de représenter de façon optimale l'hydrométéorologie naturelle du bassin ainsi que les aménagements hydroélectriques, tout en cherchant à minimiser le nombre d'entités hydrologiques (sous-bassins). Peu de modèles hydrologiques sont donc capables de représenter ces spécificités. Notre étude s'inscrit dans le cadre du projet ALCOTRA-RiskNat, on décide donc de retenir le modèle Routing System 2, qui a été décrit en détail : il est capable de représenter les principaux processus hydrologiques du bassin, mais également les ouvrages hydrauliques en présence, et fonctionne avec un nombre raisonnable de paramètres et de types de données d'entrée. Il permet de tester d'autres méthodes d'estimation des forçages météorologiques, notamment celui de la précipitation. RS2 propose donc un bon compromis entre une approche qui permet d'intégrer les grandes spécificités de la zone d'étude et une souplesse de mise en oeuvre, qui sur le plan opérationnel est un atout capital.

Après avoir choisi cet outil, on doit à présent établir une stratégie de modélisation qui réponde à la problématique posée et aux objectifs de l'étude.

Chapitre 5

Stratégie de modélisation

5.1 Introduction

La stratégie de modélisation doit permettre de déterminer au final une architecture de modèle qui soit capable d'une part de représenter convenablement la météorologie du bassin, et d'autre part les aménagements et leurs influences sur les écoulements. Elle a donc consisté à définir plusieurs discrétisations spatiales du bassin, qui se sont basées en premier sur la représentation des ouvrages dans le modèle. Puis à partir de celles-ci, nous avons imaginé d'autres découpages permettant de tester la prise en compte de la variabilité spatiale météorologique.

Par ailleurs, cette stratégie se base sur le principe que l'intégration des ouvrages dans le modèle empêche de calibrer rigoureusement les paramètres du modèle sur les débits observés eux-mêmes influencés. Nous décidons donc d'adopter une stratégie originale qui se scinde en deux étapes : la première est la calibration du modèle en conditions pseudo-naturelles, sans considération des ouvrages, et la seconde est la prise en compte des ouvrages dans le modèle en réutilisant le calibrage et les forçages précédents.

Ce chapitre est donc divisé en 4 sections : après avoir expliqué en quoi la représentation des ouvrages dans le modèle est délicate et doit nécessairement faire l'objet d'une attention particulière, on présente la stratégie finalement adoptée pour modéliser le bassin nival influencé de l'Isère à Moûtiers (section 1). La section suivante décrit les différentes discrétisations spatiales du bassin qui seront testées à travers une modélisation du bassin (section 2), que cela concerne la représentation de sa météorologie ou celle des ouvrages. Enfin on présente les différents éléments nécessaires à toute étude de modélisation, notamment le choix et la méthode de spatialisation des forçages météorologiques (section 3) ainsi que le protocole suivi pour l'étape de calage et de validation des modèles (section 4).

5.2 Stratégie de modélisation

5.2.1 Son fondement

Notre objectif étant que le modèle puisse reproduire les débits observés à l'exutoire du bassin, il doit donc nécessairement être capable de représenter d'une part judicieusement la météorologie du bassin de façon à reproduire convenablement les volumes d'écoulement à l'entrée de chaque ouvrage et sur les parties de bassin intermédiaire. D'autre part il doit également pouvoir représenter les aménagements ainsi que leurs effets sur les écoulements.

Tout outil de modélisation hydrologique nécessite de fixer un degré de complexité. L'utilisation opérationnelle future de notre modèle impose d'intégrer une approche de modélisation la plus parcimonieuse possible. Il est important que notre modèle soit alimenté par un minimum de ressources nécessaires si on veut que le futur utilisateur (le Service de Prévision des Crues Alpes du Nord) puissent bénéficier d'une grande souplesse d'utilisation et de mis en oeuvre. Plus la discrétisation sera grossière, et plus le nombre d'équations, de paramètres, de forçages, de descripteurs du bassin ainsi que le temps de calcul du modèle seront réduits, mais plus la qualité des simulations se dégradera.

La représentation des aménagements dans le modèle exige de déterminer quel découpage spatial adopter : est-ce que la représentation de ce dispositif nécessite obligatoirement le découpage individuel de chaque ouvrage ? Ou bien est-il possible de les représenter plus simplement ? Plusieurs représentations de ces aménagements ont été testées, et ont conduit à différentes discrétisations du bassin. Nous avons souhaité profiter de ces discrétisations afin de tester l'impact bénéfique de la représentation des forçages météorologiques correspondant. Concernant la représentation de la météorologie dans le modèle, l'approche globale est-elle par exemple suffisante ? Ou alors une discrétisation plus fine du bassin, correspondant à un découpage lié à une certaine représentation des aménagements, permet-elle une meilleure représentation de sa variabilité spatiale ?

5.2.2 Une stratégie en deux étapes

L'analyse de l'impact des aménagements hydroélectriques sur les écoulements du bassin, réalisée au chapitre 3, a montré que ces premiers influencent significativement son régime hydrologique naturel, à plusieurs échelles de temps, depuis environ le milieu du 20^{ème} siècle, période de transition qui a vu naître les grands ouvrages en Savoie.

Ce réseau hydroélectrique est assez complexe du fait de tous les imports et les exports qu'il réalise, et qui pour rappel regroupe au total 45 prises d'eau et un important réservoir installés sur une surface de 909 km² (1 prise / 20 km²). Environ 36% de la surface du bassin est dérivée, pour être acheminée soit vers un autre point du bassin, soit vers un bassin voisin.

Par conséquent, dans ce contexte, l'étape de calibration des paramètres du modèle s'avère être une étape délicate. En effet, en supposant que nous ne maîtrisons pas parfaitement la méthode de représentation des ouvrages dans le modèle, il ne serait pas raisonnable que l'incertitude liée

à cette représentation influence l'ajustement des paramètres de calibration. Les modèles à base physiques présenteraient ici l'avantage de s'affranchir de la calibration des paramètres, et donc de pouvoir intégrer directement les aménagements, mais à condition évidemment de leur fournir les paramètres physiques du bassin. Dans les modèles conceptuels tels que le nôtre, les paramètres de calibration justifient l'absence de représentation de certains processus hydrologiques dont le modèle s'affranchit. Autrement dit, ces paramètres ont pour rôle de représenter seulement les processus liés au cycle hydrologique naturel d'un bassin versant.

C'est pour cette raison que plusieurs auteurs ont réalisé le calage de leur modèle hydrologique en s'affranchissant de la représentation des aménagements (Caballero *et al.* 2005), ou encore les auteurs Hamdi *et al.* (2005), qui ont même adopté, malgré toute la difficulté que cela implique, une stratégie de calibration qui assure une certaine cohérence régionale des paramètres et ainsi qui permette une estimation raisonnable de ceux des bassins versants perturbés par les ouvrages.

Par ailleurs, le phénomène d'obturation des grilles des prises d'eau lors d'événements pluvieux intenses peut également perturber l'étape de calage du modèle. Les prises concernées sont alors hors service, donc en état de transparence : leur débit entrant est égal au débit sortant. Lorsque ce phénomène se produit, il est fort probable d'observer une crue à l'exutoire. Or notre objectif étant justement de prévoir ces crues, cet inconvénient devient donc un obstacle. Modéliser ce phénomène n'est pas un de nos objectifs, mais là encore l'ajustement des paramètres de calibration peut être sensible à cet aléa si ce calage est réalisé en considérant les ouvrages.

Pour s'affranchir de ces difficultés, on a donc jugé nécessaire de mettre en oeuvre une stratégie particulière de modélisation pour pouvoir simuler les débits observés à l'exutoire du bassin (Claude *et al.* 2010). Elle repose sur le principe de modéliser dans un premier temps le bassin en conditions naturelles, c'est-à-dire de caler le modèle sans y représenter les ouvrages et en se basant sur les débits naturels reconstitués précédemment. Elle permet ainsi de rendre indépendant la calibration des paramètres du modèle et la manière d'y représenter les ouvrages. Cette stratégie se base donc sur deux étapes successives de modélisation (figure 5.1) :

- **1^{ère} étape : calibration des paramètres sur la production et le transfert d'écoulement liés seulement au cycle de l'eau** ; construction, calage et validation du modèle hydrologique reproduisant le régime naturel d'écoulement du bassin, sans considération des ouvrages. On y teste donc plusieurs discrétisations spatiales du bassin (se basant sur celles imaginées pour la représentation des ouvrages), qui nous conduisent à la construction de plusieurs modèles (que l'on appellera les modèles N, comme Naturel). On peut ainsi, pour chacune de ces discrétisations spatiales, évaluer l'impact de la représentation des forçages météorologiques sur les sorties du modèle. La performance des modèles sera évaluée en comparant les débits simulés et les débits naturels reconstitués ;

- **2^{ème} étape : simulation des débits réellement observés en prenant en compte les ouvrages hydroélectriques** ; conservation des forçages météorologiques et de la calibration du meilleur modèle précédent, au sein duquel on intègre les ouvrages, de façon à évaluer l'impact sur les simulations de débits des différentes représentations définies initialement pour aboutir au

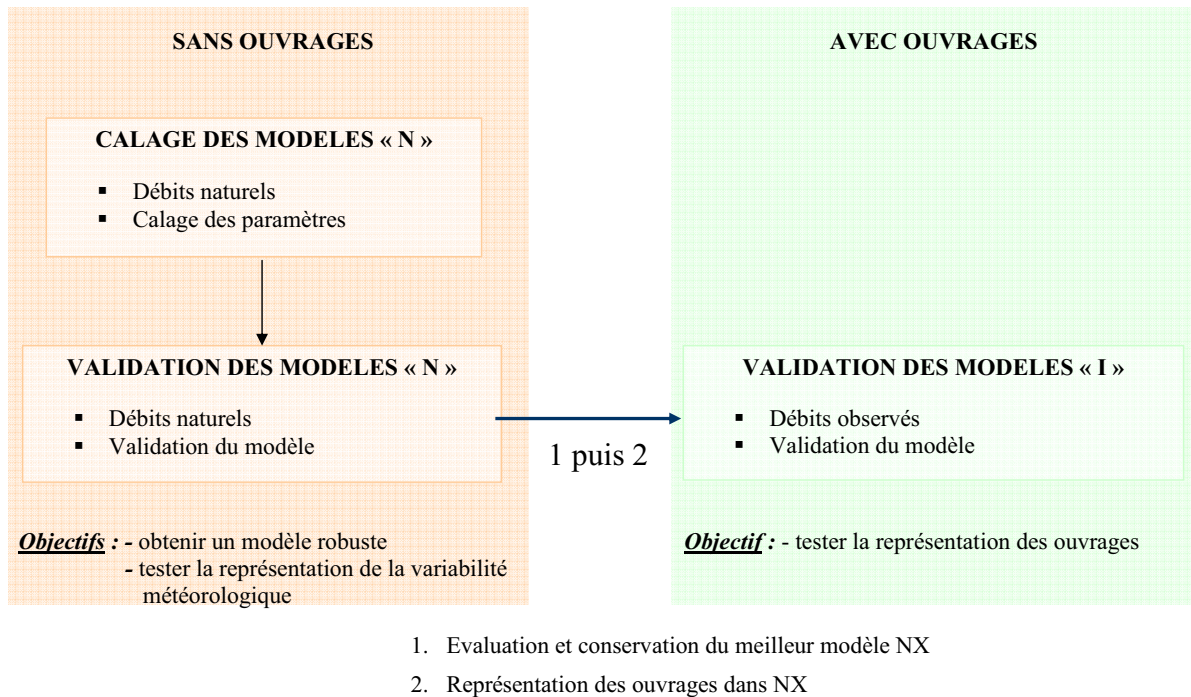


FIGURE 5.1 – Stratégie de calibration

final aux modèles I (I comme Influencé). La performance du modèle sera évaluée en comparant cette fois les débits simulés et les débits observés (influencés).

Cette stratégie va donc permettre de déterminer un découpage spatial pertinent et parcimonieux qui puisse à la fois représenter autant que possible la variabilité spatiale météorologique du bassin, ainsi que prendre en compte les ouvrages hydroélectriques de façon optimale.

5.2.3 Choix du pas de temps de modélisation

A terme, cette modélisation doit nécessairement pouvoir fournir des prévisions de débits à l'exutoire avec un pas de temps suffisamment fin (horaire visé) qui permettent au SPC de pouvoir prendre les bonnes décisions au moment ultime, en se basant sur une estimation plus juste et plus précise du débit de crue. Ce pas de temps permet également de tenir compte du temps de réponse plus court des petits sous-bassins.

Cependant, la stratégie de modélisation que nous avons choisie de mettre en œuvre consiste dans une première étape à réaliser la modélisation hydrologique du bassin en se plaçant dans des conditions naturelles d'écoulement. Cela sous-entend devoir se baser sur les débits naturels reconstitués, qui imposent eux-mêmes d'intégrer l'approche journalière (QNR non disponibles au pas de temps horaire). Cette approche est nécessaire car elle permet la simulation des écoulements à l'exutoire sans exiger une trop grande résolution temporelle des variables d'entrée, et également de comprendre, puis de représenter les opérations quotidiennes des ouvrages hydroélectriques. On verra que la possibilité de travailler avec un pas de temps relativement intégrateur réduit égale-

ment les contraintes sur le pas d'espace nécessaire non seulement à une bonne représentation des ouvrages, mais également à la variabilité spatiale météorologique. L'utilisation du pas de temps journalier permet en outre de focaliser notre analyse sur la gestion volumique des écoulements sans nous préoccuper du problème des transferts. Elle permettrait par ailleurs au SPC de réaliser ses prévisions en conditions normales d'écoulement. Cette échelle temporelle a donc fait l'objet de la majeure part des travaux de modélisation issus de cette thèse (partie III).

Néanmoins, la modélisation au pas de temps horaire, plus complexe et qui requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques, a fait l'objet d'une étude préliminaire, présentée en partie IV, dans laquelle on explique en premier ce qu'elle implique, puis on décrit les méthodes d'estimation des nouveaux forçages du modèle, et enfin on présente les premiers résultats obtenus.

5.3 Discrétisations spatiales testées du bassin versant

Après avoir défini les différentes représentations des ouvrages testées au sein du modèle, cette section présente les découpages spatiaux associés à ces représentations, ainsi que ceux qui nous ont permis de tester l'impact de la représentation de la météorologie sur les sorties du modèle.

5.3.1 Quels choix de représentation des aménagements hydroélectriques pour la simulation journalière des débits de l'Isère à Moûtiers ?

→ *Première interrogation* : est-il pertinent de représenter tous les ouvrages ?

Autrement dit : quelle est leur influence sur les écoulements du bassin, comment modifient-ils le régime naturel des écoulements du bassin ? Les bilans d'import-export-stockage établis au chapitre 3 pour les trois sous-bassins considérés (l'Isère de sa source jusqu'au droit du barrage de Tignes, l'Isère du droit du barrage de Tignes jusqu'à Malgovert Amont, et l'Isère de Malgovert Amont jusqu'à Moûtiers) et à plusieurs échelles temporelles ont permis de constater qu'il est nécessaire de représenter dans le modèle :

- **tous les transferts d'écoulement**, identifiés à la figure 3.14 (p. 93), qu'ils soient intrabassin (réalisés à l'intérieur même du bassin de l'Isère à Moûtiers) ou bien en relation avec des vallées voisines (exemple de l'import de la Maurienne dans Tignes ou encore de l'export vers la retenue de Roselend situé au nord du bassin), qu'on liste ici pour rappel :
 - Import de la Maurienne dans la retenue de Tignes ;
 - Dérivations du Ponturin et de la Sachette dans la retenue de Tignes ;
 - Dérivations du Clous, Nant-Cruet et de la Sassièrre dans la retenue de Tignes (après avoir turbiné la centrale du Chevril) ;
 - Dérivations de l'Isère aux Brévières et de ces affluents rive gauche vers la centrale de Malgovert ;
 - Export des affluents rive droite de l'Isère dans la retenue de Roselend (après avoir turbiné la centrale des Saucés) ;

- Export des affluents rive droite de l’Isère dans la retenue de Saint-Guérin.
- **les variations de stockage de la retenue de Tignes.** En ce qui concerne le bassin de compensation de Montrignon ainsi que la retenue de la Sassièrre, dont le volume total est seulement de 0.65 millions de m³ et de 10 millions de m³ respectivement, il a été décidé de ne pas les considérer car leur impact semble négligeable sur les débits journaliers observés à l’exutoire.

Ces différents ouvrages susceptibles de modifier les écoulements du bassin de l’Isère à Moûtiers seront donc introduit dans le modèle.

En revanche, dans le but d’utiliser le dénivelé de certains versants encaissés du bassin pour produire de l’électricité, quelques tronçons de cours d’eau sont simplement ‘court-circuités’ sur une faible distance par des aqueducs et/ou des galeries d’aménées. Les écoulements partiellement dérivés subissent alors une chute pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (398 m de chute pour l’usine de Viclaire) pour pouvoir turbiner la centrale, avant de rejoindre à nouveau le cours d’eau. Les prises concernées sont celles (figure 5.2) :

- de la Calabourdane et du Charvet (court-circuitant le ruisseau de la Calabourdane sur 5.1 km ; extrême sud du bassin)
- de la Raie, des Gourettes, du Planay et du Chapuis dont les dérivés alimentent l’usine de Viclaire (court-circuitant l’Isère entre le barrage de Tignes et Malgovert Amont sur 6.1 km)
- de Pomblières et de Moûtiers dont le dérivé alimente successivement les usines du même nom (court-circuitant l’Isère avant Moûtiers sur 6.7 km)

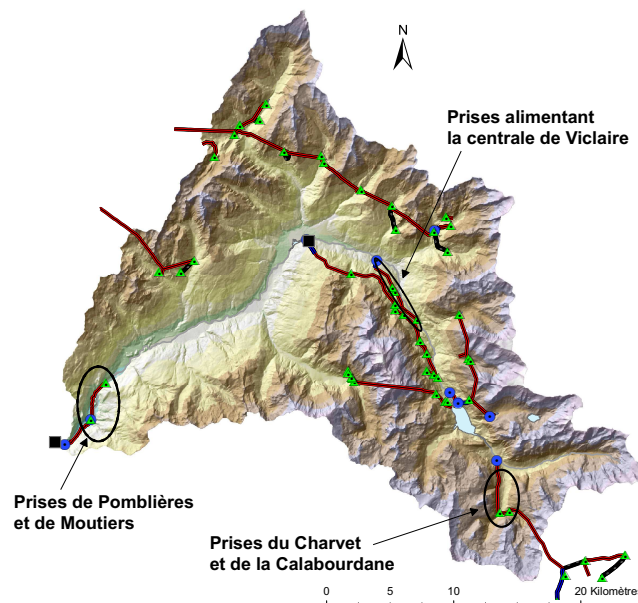


FIGURE 5.2 – Localisation des prises non modélisées

Si on considère que ces volumes d’eau se propagent même à une vitesse guère plus grande que 1 m/s (ce qui peut correspondre à des minimas de vitesse de propagation en galerie), on obtient des temps de parcours d’environ quelques heures donc largement inférieurs à la journée. Au vu

du pas de temps de modélisation (journalier), on décide ici de négliger ces prélèvements et donc de ne pas représenter dans le modèle les prises d'eau et les turbinages cités précédemment.

→ *Seconde interrogation* : quels choix de représentation des ouvrages ?

Les ouvrages listés précédemment seront donc introduits dans le modèle et l'on peut d'ores et déjà montrer le découpage obtenu (figure 5.3). Cela requiert au total une discrétisation en 40 sous-bassins, 39 étant consacrés à la représentation des prises d'eau. La taille de ces sous-bassins varie de 0.34 km² (surface drainée par la prise du Nant Blanc dans le nord du bassin) à 467 km² (sous-bassin résiduel de l'Isère des Brévières jusqu'à Moûtiers), pour une surface moyenne de 22 km².

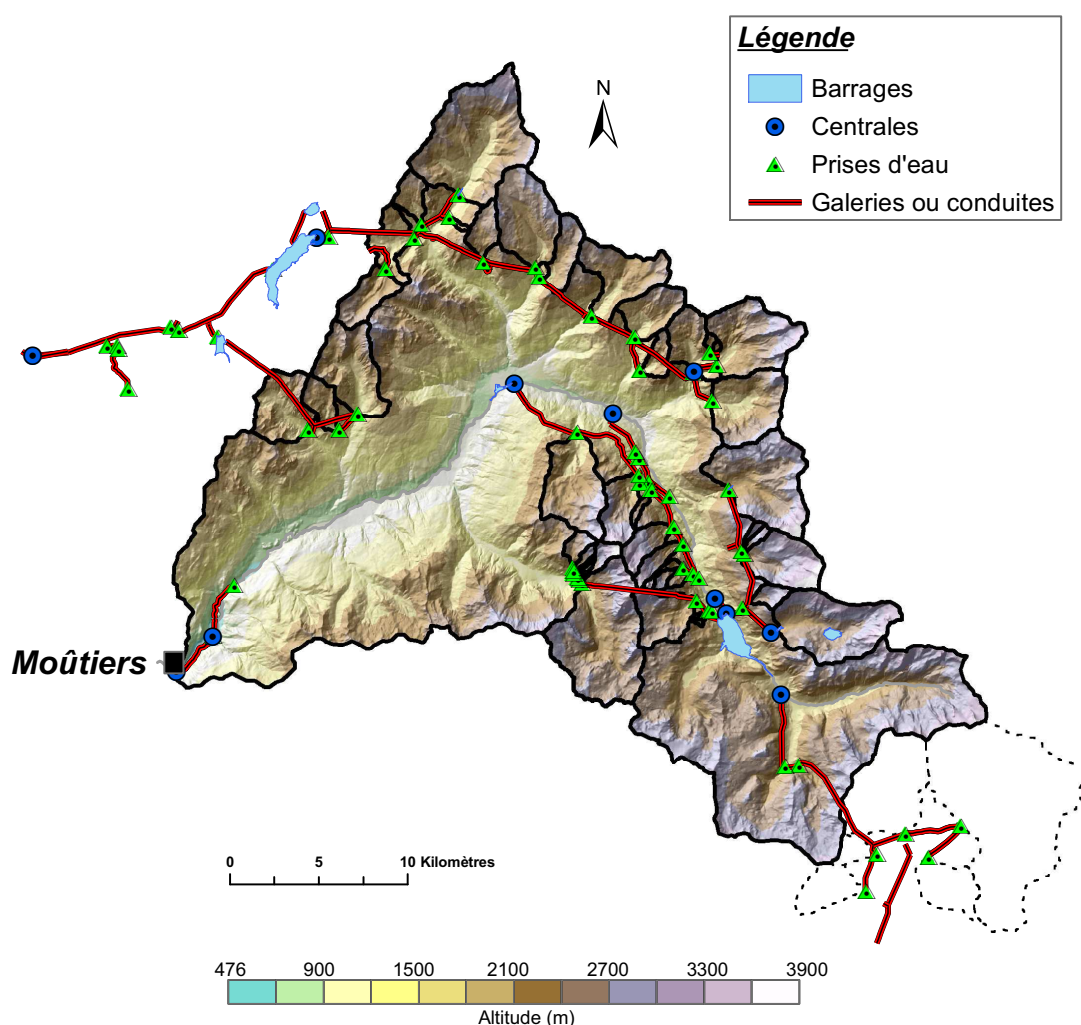


FIGURE 5.3 – Discrétisation du bassin considérant uniquement la représentation des ouvrages, avec individualité des prises d'eau (40 sous-bassins).

Nous avons cherché ensuite à réduire ce nombre conséquent de sous-bassins de manière à rendre l'architecture du modèle plus souple à manipuler et à utiliser. Pour la raison précédemment énoncée concernant les temps de propagation faibles par rapport au pas de temps journalier de simulation, le découpage des prises d'eau peut faire l'objet d'une réduction du nombre de sous-

bassin : en effet une simplification consiste à regrouper les prises dont les dérivés rejoignent la même conduite ou la même galerie, et qui ensuite sont turbinés à la même centrale ou bien s'écoulent vers le même point de contrôle. De cette façon, on ne représente qu'une seule prise équivalente par groupement, dont le fonctionnement doit équivaloir à celui de toutes les prises qu'elle représente simultanément. On considère alors que les débits réservés et déversés de la prise équivalente ne s'écoulent en aval de celle-ci que dans un unique drain. La loi de fonctionnement d'une prise d'eau telle qu'elle est représentée dans RS2, déjà présentée dans le chapitre précédent, est rappelée à la figure 5.4. Sa fonction est de dériver une part de son débit entrant à partir du moment où ce dernier dépasse le débit réservé aval du cours d'eau, et ce jusqu'à la capacité de la prise. Au-delà celle-ci déverse et restitue en aval l'écoulement excédentaire. Entre les deux, on suppose que l'évolution est linéaire, ce qui n'est qu'une approximation fonction de la forme du pertuis.

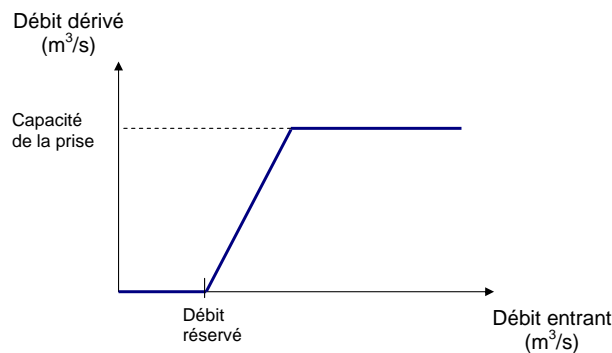


FIGURE 5.4 – Loi de fonctionnement d'une prise d'eau selon RS2.

Malgré tout, même si le débit dérivé par la prise équivalente est bien la somme du débit dérivé de chaque prise qu'elle représente, et que cette prise ne pourra pas dériver plus que la somme des capacités des prises, cette relation d'équivalence n'est pas intuitive. En effet, si l'on considère un groupement de prises et une météorologie (précipitation, température et évapo-transpiration) uniforme sur l'ensemble des sous-bassins amont, la prise qui dérivera la première n'est pas forcément celle qui a le plus petit débit réservé aval, et la prise qui déversera la première n'est pas forcément celle qui a la plus petite capacité. Tout dépend évidemment des caractéristiques géométriques des prises (capacité et débit réservé), mais également de leur débit entrant respectif et donc de la surface qu'elles drainent. On introduit donc ici la notion de débit spécifique. Ainsi on détaille la démonstration qui permet d'aboutir à l'écriture mathématique de la fonction de la prise équivalente.

Soient n prises d'eau dont on cherche à définir la fonction $y \rightarrow f(x)$ reliant cette fois les débits dérivés de la prise équivalente, avec x son débit entrant (en m^3/s) et y son débit dérivé (en m^3/s). On pose (figure 5.5) :

- Q_{in_i} : le débit entrant de la prise i (m^3/s)
- Q_{d_i} : le débit dérivé de la prise i (m^3/s)
- Q_{in} : le débit entrant total des prises (m^3/s)
- Q_d : le débit dérivé total des prises (m^3/s)

- Qr_i : le débit réservé de la prise i (m^3/s)
- Qc_i : la capacité de la prise i (m^3/s)
- S_i : la surface drainée par la prise i (m^2)
- P : l'intensité d'une pluie uniforme tombée sur les sous-bassins amont des n prises ($m.s^{-1}$)

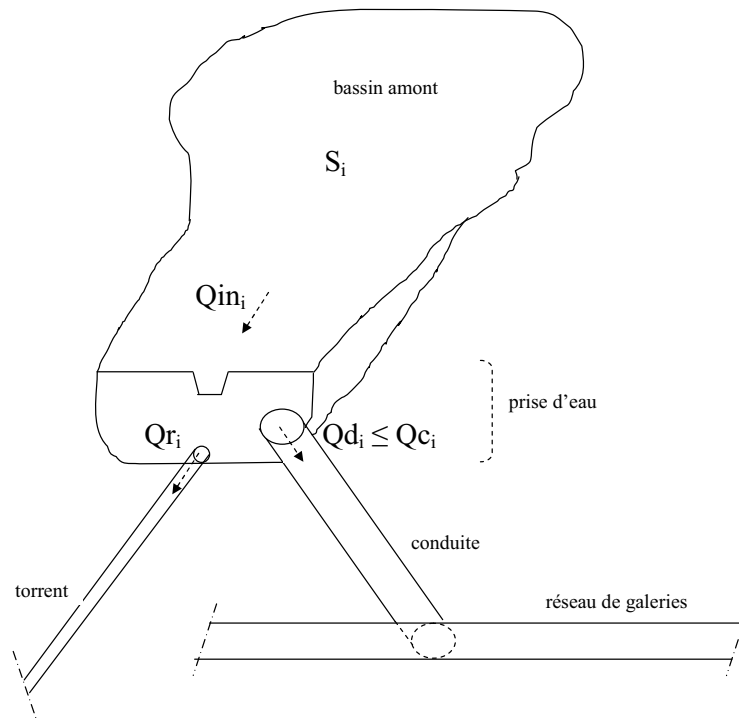


FIGURE 5.5 – Représentation schématique d'une prise d'eau.

La démonstration qui suit suppose un coefficient de ruissellement Cr spatialement uniforme sur l'ensemble des sous-bassins amont des prises, mais qui peut néanmoins être variable au cours du temps. Elle suppose également que pour un même groupement de prises, tous les débits réservés soient inférieurs aux capacités. La relation simple (linéarisée) entre débit entrant et débit dérivé, qui traduit le fonctionnement d'une prise (figure 5.4), fait intervenir les deux seuils que sont son débit réservé et sa capacité. Il faudrait donc déterminer la relation équivalente qui exprime le fonctionnement de notre ensemble de prises. Celle-ci va donc fonctionner en fonction de plusieurs seuils qui vont être activés progressivement, au début par dépassement des débits réservés, puis à la fin par l'atteinte des différentes capacités. Il faut alors distinguer deux catégories de seuil :

○ Seuils progressifs sur les débits réservés

Au moment précis où une première prise commence à dériver une partie de ses écoulements entrants, on peut écrire que :

$$\begin{aligned} Qin_1 &= Qr_1 \\ \Leftrightarrow (Cr.P).S_1 &= Qr_1 \\ \Leftrightarrow P &= \frac{Qr_1}{Cr.S_1} \end{aligned}$$

Pour que cette première prise commence à dériver, il faut donc que la pluie soit supérieure ou égale au rapport de son débit réservé sur le produit de sa surface drainée et du coefficient de ruissellement (supposé identique pour toutes les prises, même si variable dans le temps). C'est donc la prise qui possède le plus petit rapport $\frac{Qr^{(i)}}{S^{(i)}}$ qui va commencer à dériver. Ensuite ce sera la prise qui possède le second plus petit rapport, et ainsi de suite jusqu'à la n^{ieme} prise.

$$\begin{aligned} Qin &= Cr.P.S \\ Or P &= \frac{Qr_1}{Cr.S_1} \end{aligned}$$

Les seuils d'activation des débits réservés sont donc franchis successivement, en fonction des n valeurs suivantes de débits entrants (variable x de la fonction y) :

$$S * \frac{Qr_1}{S_1} ; S * \frac{Qr_2}{S_2} ; \dots ; S * \frac{Qr_k}{S_k} ; \dots ; S * \frac{Qr_n}{S_n}$$

En effet, au moment précis où la seconde prise se met aussi à dériver, le débit dérivé total est alors égal à celui de la première prise :

$$\begin{aligned} Qd &= Qd_1 \\ \Leftrightarrow Qd &= Qin_1 - Qr_1 \\ \Leftrightarrow Qd &= Cr.P.S_1 - Qr_1 \quad (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Or \quad Qin_2 &= Qr_2 \\ avec \quad Qin_2 &= Cr.P.S_2 \quad (d'ou P) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Donc (1) \Leftrightarrow Qd &= Cr. \frac{Qr_2}{Cr.S_2} .S_1 - Qr_1 \\ \Leftrightarrow Qd &= \frac{Qr_2}{S_2} .S_1 - Qr_1 \end{aligned}$$

De la même façon, au moment précis où la n^{ieme} prise se met aussi à dériver, le débit dérivé total est alors égal à la somme de ceux des prises d'indices 1 à (n-1) :

$$\begin{aligned}
 Qd &= \sum_{i=1}^{n-1} Qd_i \\
 \Leftrightarrow Qd &= \sum_{i=1}^{n-1} (Qin_i - Qr_i) \\
 \Leftrightarrow Qd &= \sum_{i=1}^{n-1} (Cr.P.S_i - Qr_i) \quad (2) \\
 \Leftrightarrow Qd &= Cr.P. \sum_{i=1}^{n-1} S_i - \sum_{i=1}^n Qr_i
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 Or \quad Qin_n &= Qr_n \\
 avec \quad Qin_n &= Cr.P.S_n \quad (d'ou P)
 \end{aligned}$$

$$\text{Donc (2)} \Leftrightarrow Qd = \frac{Qr_n}{S_n} \cdot \sum_{i=1}^{n-1} S_i - \sum_{i=1}^{n-1} Qr_i$$

Les seuils classés d'activation des débits dérivés (c'est à dire y : image de x par la fonction f(x)) relatifs aux débits réservés des prises sont donc égaux aux n termes suivants :

$$0 ; \frac{Qr_2}{S_2} \cdot S_1 - Qr_1 ; \dots ; \frac{Qr_k}{S_k} \cdot \sum_{i=1}^{k-1} S_i - \sum_{i=1}^{k-1} Qr_i ; \dots ; \frac{Qr_n}{S_n} \cdot \sum_{i=1}^{n-1} S_i - \sum_{i=1}^{n-1} Qr_i$$

Donc pour les abscisses de débits entrants activant successivement les prises, nous avons à présent déterminés les ordonnées de débits dérivés correspondants.

o Seuils progressifs sur les capacités

De même pour l'arrivée à saturation des prises fonction de leur capacité individuelle respective, on aboutit à la démonstration suivante.

Au moment précis où la première prise atteint sa capacité de dérivation, on peut écrire que :

$$\begin{aligned}
 Qin_1 &= Qc_1 + Qr_1 \\
 \Leftrightarrow Cr.P.S_1 &= Qc_1 + Qr_1 \\
 \Leftrightarrow P &= \frac{Qc_1 + Qr_1}{Cr.S_1}
 \end{aligned}$$

Pour que cette première prise atteigne sa capacité de dérivation, il faut que la pluie soit cette fois supérieure ou égale au rapport de la somme de son débit dérivé et son débit réservé, sur le produit du coefficient de ruissellement et de sa surface drainée. C'est donc la prise qui possède le plus petit rapport $\frac{Qc_i + Qr_i}{S_i}$ qui atteindra la première sa capacité de dérivation, puis celle qui possède le second plus petit rapport, et ainsi de suite jusqu'à la n^{ieme} prise. Les

seuils d'arrivée à saturation (sur les capacités) des prises sont donc franchis successivement, en fonction des n valeurs suivantes de débit entrant (variable x de la fonction y) :

$$S. \frac{Qc_1 + Qr_1}{S_1} ; S. \frac{Qc_2 + Qr_2}{S_2} ; \dots ; S. \frac{Qc_k + Qr_k}{S_k} ; \dots ; S. \frac{Qc_n + Qr_n}{S_n}$$

Au moment précis où la première prise atteint sa capacité de dérivation, on peut écrire que :

$$\begin{aligned} Qd &= \sum_{i=1}^n Qd_i \\ \Leftrightarrow Qd &= \sum_{i=1}^n (Qin_i - Qr_i) \\ \Leftrightarrow Qd &= Qc_1 + Cr.P. \sum_{i=2}^n S_i - \sum_{i=2}^n Qr_i \quad (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Or } Qin_1 &= Qc_1 + Qr_1 \\ \text{avec } Qin_1 &= Cr.P.S_1 \text{ (d'ou } P) \end{aligned}$$

$$\text{Donc (3)} \Leftrightarrow Qd = Qc_1 + \frac{Qc_1 + Qr_1}{S_1} \cdot \sum_{i=2}^n S_i - \sum_{i=2}^n Qr_i$$

Ensuite, au moment précis où l'avant dernière prise atteint sa capacité de dérivation, on peut écrire que :

$$\begin{aligned} Qd &= \sum_{i=1}^n Qd_i \\ \Leftrightarrow Qd &= \sum_{i=1}^{n-1} Qc_i + P.S_n - Qr_n \quad (4) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Or } Qin_{n-1} &= Qc_{n-1} + Qr_{n-1} \\ \text{avec } Qin_{n-1} &= Cr.P.S_{n-1} \text{ (d'ou } P) \end{aligned}$$

$$\text{Donc (4)} \Leftrightarrow Qd = \sum_{i=1}^{n-1} Qc_i + \frac{Qc_{n-1} + Qr_{n-1}}{S_{n-1}} \cdot S_n - Qr_n$$

Enfin, au moment précis où la $n^{ième}$ prise atteint aussi sa capacité de dérivation, on peut écrire que :

$$Qd = \sum_{i=1}^n Qd_i$$

$$\Leftrightarrow Qd = \sum_{i=1}^n Qc_i$$

Les seuils classés d'activation des débits dérivés (c'est à dire y : image de x par la fonction $f(x)$) relatifs aux capacités des prises sont donc égaux aux n termes suivants :

$$Qc_1 + \frac{Qc_1 + Qr_1}{S_1} \cdot \sum_{i=2}^n S_i - \sum_{i=2}^n Qr_i ; \dots$$

$$\dots ; \sum_{i=1}^k Qc_i + \frac{Qc_k + Qr_k}{S_k} \cdot S_{k+1} - Qr_{k+1} ; \dots ; \sum_{i=1}^n Qc_i$$

Les expressions des coordonnées des points de la fonction $y \rightarrow f(x)$, qui fait correspondre à chaque débit entrant sur le bassin global de la prise équivalente un débit dérivé de la prise équivalente sont à présent définis. Pour exemple, la figure 5.6 montre le comportement de la prise équivalente obtenue pour les 3 prises d'eau dont l'export est acheminé vers la retenue de Saint-Guérin (figure 3.14, p. 93). On remarque qu'il y a bien trois seuils successifs concernant les débits réservés (partie gauche en bas de la figure 5.6), l'accroissement de la pente des segments de droite traduisant l'augmentation des volumes d'écoulement dérivés au fur et à mesure que ces débits réservés sont atteints. On peut constater de même qu'il y a bien trois seuils successifs relatifs aux capacités des prises (partie droite en bas de la figure 5.6), mais avec au contraire cette fois une diminution de pente qui traduit un ralentissement de l'augmentation des volumes d'écoulement dérivés au fur et à mesure que ces capacités sont atteintes, avant d'arriver au palier de dérivation.

Pour définir les différents groupements de prises, on a considéré respectivement les dérivations vers les 3 centrales hydroélectriques du Chevril, des Saucés et de Malgovert (en annexe : figure D.3, p. 402), ainsi que vers les 2 limnimètres des Boisses et d'Ormente (figure 2.9, p. 55). On a été ensuite contraint de diviser certains sous-bassins dont les débits réservés (et donc également déversés) de chaque prise d'un même groupement ne rejoignaient pas le même cours d'eau : distinction du sous-bassin du Ponturin et de celui de la Sachette dont les déversés s'écoulent respectivement vers la partie aval du bassin et vers Tignes, et distinction de ceux des Clous et Nant-Cruet, et du Saut dont les déversés s'écoulent respectivement vers l'Isère après et avant le barrage de Tignes.

Par ailleurs, l'analyse de la modification du régime naturel des écoulements par les ouvrages (chapitre 3) a permis de constater que deux grands aménagements influençaient les débits à l'exutoire du bassin, à la fois en moyenne et en période de crue : il s'agit de ceux de Tignes et des Saucés. Donc afin de pouvoir évaluer l'impact de la représentation dans le modèle de chacun

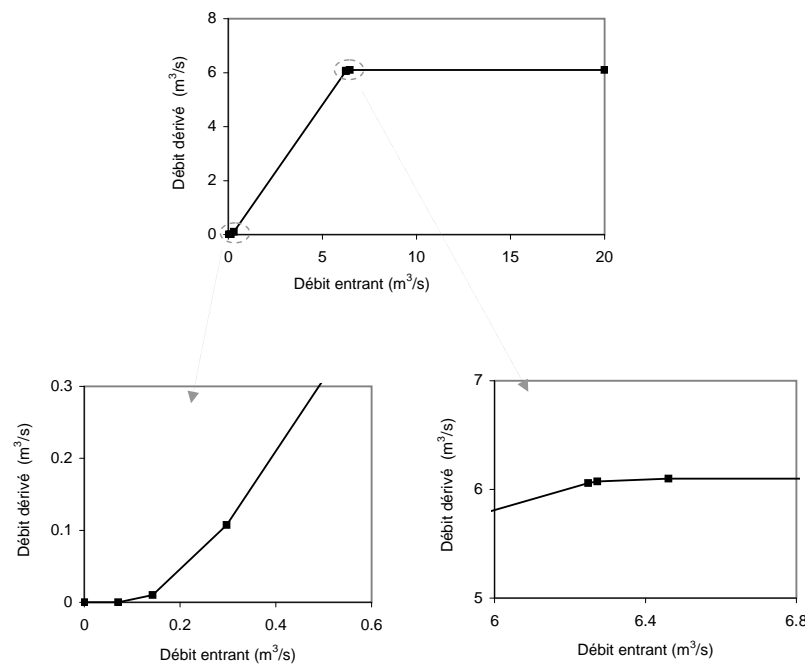


FIGURE 5.6 – Exemple de loi de comportement obtenue d’une prise d’eau équivalente, avec un zoom sur les seuils d’activation des débits réservés (en bas à gauche), et sur les seuils d’arrivée à saturation des prises (en bas à droite).

de ces aménagements sur les simulations de débits, nous avons décidé d’effectuer leur intégration au sein du modèle en deux phases :

- 1^{ère} phase : intégration de la représentation de *l’aménagement de la retenue de Tignes, et de tous les imports associés*. La discrétisation correspondante est présentée à la figure 5.7. Cette phase aboutit à la construction du modèle I2 ;

- 2^{nde} phase : intégration de la représentation des *aménagements de Malgovert, des Saucés et d’Ormente, également avec les imports et exports associés*, pour obtenir finalement le découpage illustré à la figure 5.8. Ce découpage tient compte nécessairement du point de contrôle de Malgovert Amont, qui divise en deux le sous-bassin de Roselend : Roselend 1 et Roselend 2. Le modèle construit à l’issu de cette phase est nommé I3.

Cette dernière discrétisation I3 du bassin permet de passer des 40 sous-bassins identifiés initialement avec prise en compte individuelle des prises d’eau (figure 5.3 p. 153), à seulement 9 sous-bassins. Elle minimise donc le nombre de sous-bassins à considérer et serait donc optimale pour représenter l’influence des ouvrages sur les écoulements à l’exutoire du bassin.

Par ailleurs, on considèrera que le modèle I1 ne représente aucun ouvrage et servira de référence. On considèrera également un quatrième modèle, I4, qui aura pour but de représenter les prise d’eau de manière individuelle, pour obtenir le découpage illustré à la figure 5.9. Comme le découpage du modèle I3, ce découpage tient compte nécessairement du point de contrôle de Malgovert Amont.

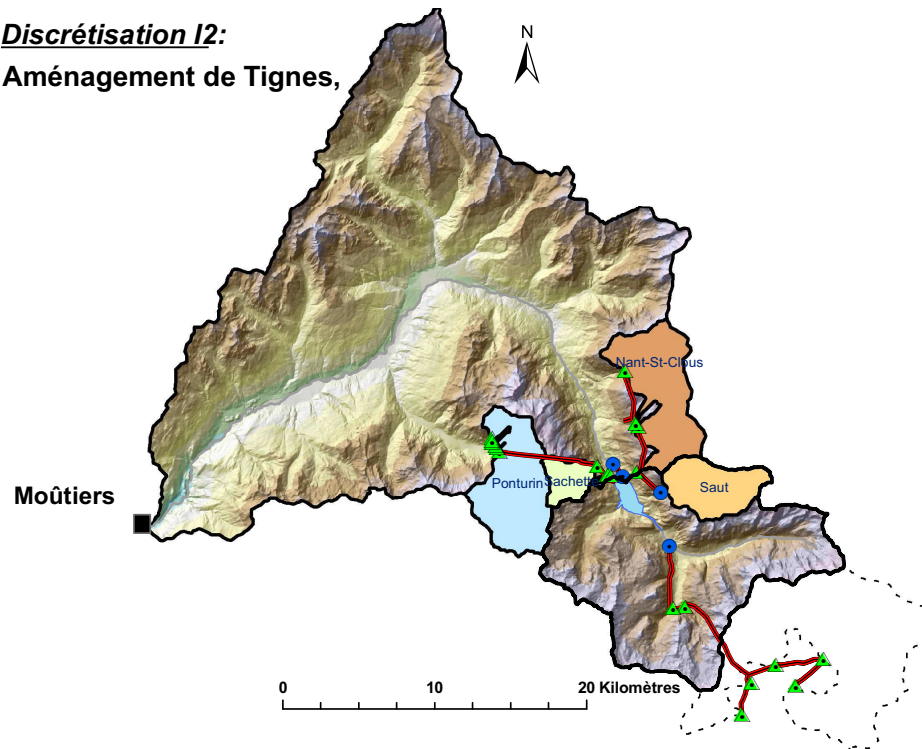
Discrétisation I2:**Aménagement de Tignes,**

FIGURE 5.7 – Discrétisation I2 du bassin considérant uniquement la représentation de l'aménagement de Tignes, ainsi que ses imports (phase 1).

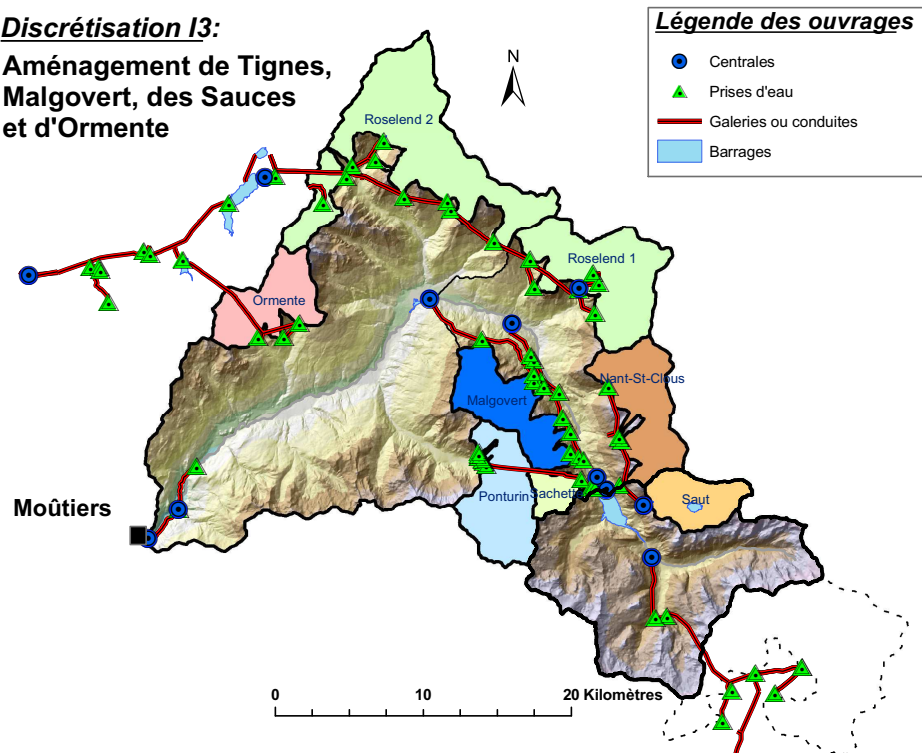
Discrétisation I3:**Aménagement de Tignes,
Malgovert, des Saucés
et d'Ormente**

FIGURE 5.8 – Discrétisation I3 du bassin considérant la représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et d'Ormente, avec considération de la prise équivalente (par groupement des prises) (phase 2).

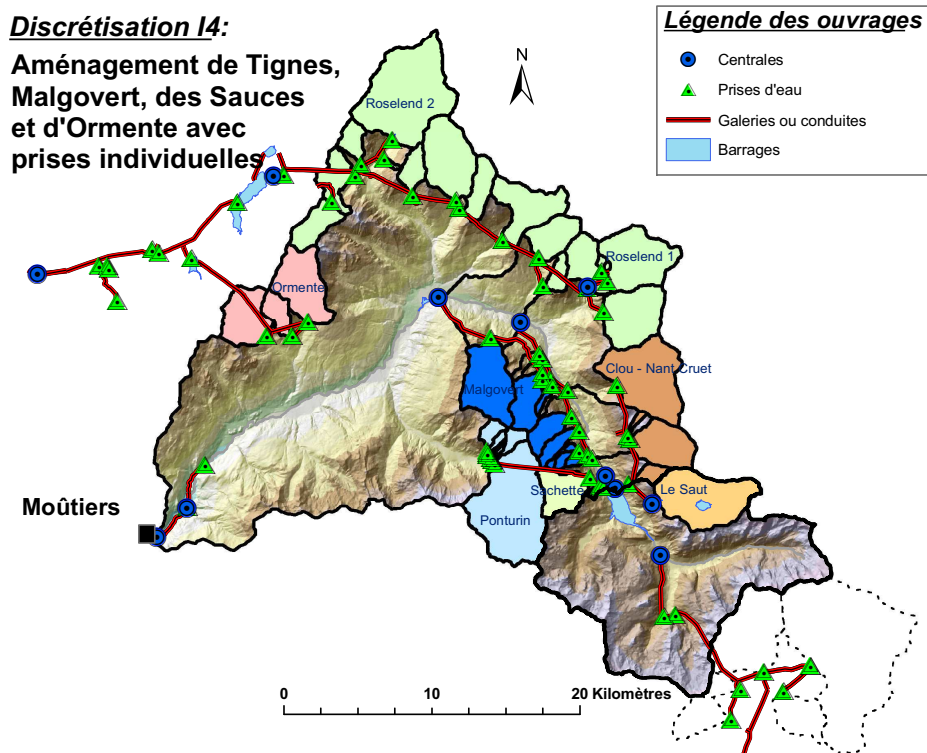


FIGURE 5.9 – Discrétisation I4 du bassin considérant la représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et d'Ormente, avec considération individuelle des prises d'eau.

Néanmoins, nous avons souhaité profiter de ces différents découpages pour évaluer quel était l'impact bénéfique de la représentation de la météorologie en passant d'un découpage à un autre. On explique donc à présent à partir de ces découpages comment nous sommes arrivés à imaginer et à déterminer les discrétisations spatiales qui ont permis de tester plusieurs représentations de la météorologie du bassin.

5.3.2 Quelles discrétisations tester du bassin de l'Isère à Moûtiers pour représenter autant que possible la variabilité spatiale de sa météorologie ?

La question sous-jacente est de savoir comment représenter le système de façon à introduire dans notre modèle autant que possible et d'une manière optimale l'hétérogénéité spatiale de la météorologie. On a donc imaginé plusieurs discrétisations spatiales en se basant sur celles déjà définies précédemment.

Nous avons constatés aux chapitres 2 et 3 que les phénomènes météorologiques sur notre bassin sont influencés par de nombreux facteurs tels que le relief, l'agencement des vallées, etc.. et possède de ce fait de fortes variabilités spatiales. Donc il est très probable que cette variabilité ne soit pas suffisamment faible pour que l'on puisse la considérer comme quasi-uniforme sur le domaine, ce qui aurait permis par la suite de minimiser le nombre de données d'entrées de précipitation, de température et d'ETP dans le modèle. De plus, il est en tout cas certain que cette hétérogénéité spatiale ne soit pas suffisamment représentée par le faible réseau de mesure

déployé sur le bassin. Cette variabilité implique donc un découpage du bassin en plusieurs entités spatiales qui considèrent ces deux facteurs.

En outre, il a également été nécessaire ici de considérer la localisation des points du bassin qui nous permettraient de réaliser l'étape de calage et de validation du modèle. Ces étapes ont été effectuées en considérant des conditions naturelles d'écoulement, donc en se basant sur les débits naturels reconstitués, aux trois points stratégiques du bassin : l'Isère à l'entrée de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers.

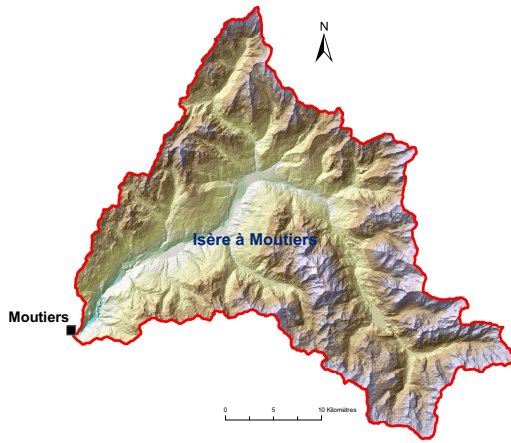
De ces considérations, nous en avons déduit le choix de tester 5 discrétisations spatiales différentes qui ont conduit à la mise en oeuvre de 5 modèles, les modèles N1 à N5. On fait ici une description détaillée de ces discrétisations en décrivant leur but et leurs caractéristiques (géométrie, nombre de sous-bassins, points de contrôle utilisés, etc.). La figure 5.10 ainsi que l'annexe L (zoom avant) permet de compléter visuellement cette synthèse.

- o **Discrétisation N1** : on utilise l'approche globale en considérant le bassin comme 1 seule entité (1 sous-bassin) mais divisé en bandes d'altitude, et un seul point de contrôle est donc considéré : l'exutoire du bassin (l'Isère à Moûtiers). Cette discrétisation considère donc une entrée de précipitation, de température et d'ETP uniforme sur chaque bande qui divise le bassin.

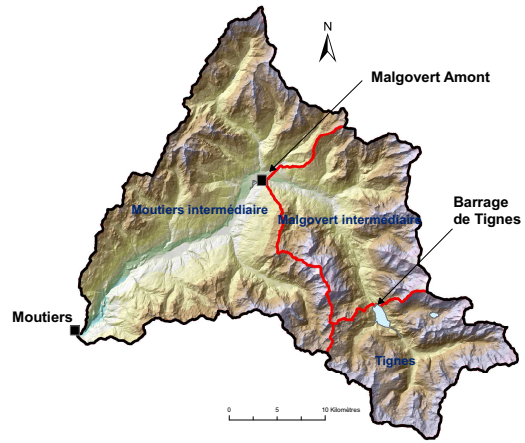
Les sorties de ce modèle serviront de base de comparaison avec celles des modèles basés sur une architecture plus raffinée (N2, N3, etc.), pour permettre d'évaluer leur gain de performance ;

- o **Discrétisation N2** : une approche semi-distribuée à 3 sous-bassins est adoptée. Ce découpage se base sur la discrétisation spatiale qui correspond à la représentation de la retenue de Tignes, que l'on a légèrement rendu plus souple. On a décidé de profiter d'un point de contrôle supplémentaire localisé sur l'Isère, à savoir Malgovert Amont, qui facilitera le calage du modèle et qui permet d'obtenir des tailles de bassin un peu plus homogènes. Au total, trois points de contrôle des débits de l'Isère sont considérés (entrant de Tignes, Malgovert Amont et Moûtiers) et donc on obtient 3 sous-bassins emboîtés : le premier est celui de l'Isère au droit du barrage de Tignes (171 km^2 et $Z_{50}=2550\text{m}$), le second est le sous-bassin intermédiaire de l'Isère entre le barrage de Tignes et le limnimètre de Malgovert Amont (223 km^2 et $Z_{50}=2300\text{m}$), et le troisième est le sous-bassin intermédiaire entre ce dernier limnimètre et Moûtiers (515 km^2 et $Z_{50}=1960\text{m}$). D'un point de vue météorologique, cette discrétisation pourrait représenter les parties relativement plus hautes (sous-bassin de Tignes) et plus basses (sous-bassin intermédiaire entre Malgovert Amont et Moûtiers) du bassin et donc d'intégrer une variabilité liée à la fois au déplacement des masses d'air et dans une moindre mesure à l'altitude. Enfin elle minimiserait par ailleurs le nombre de paramètres à calibrer (24) ;

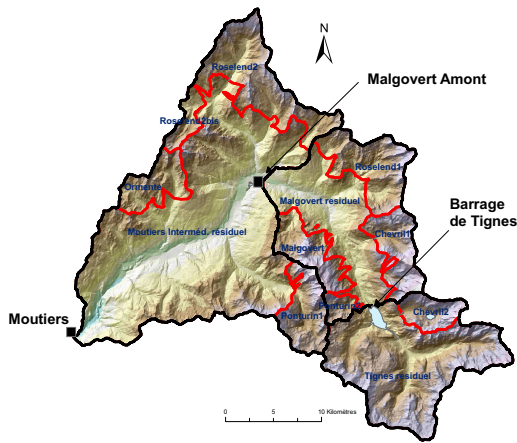
- o **Discrétisation N3** : on teste ensuite une approche semi-distribuée à 11 sous-bassins qui s'appuient presque entièrement sur le découpage permettant de représenter cette fois-ci l'ensemble des aménagements, à ceci près que l'on conserve les trois seuls points de contrôle



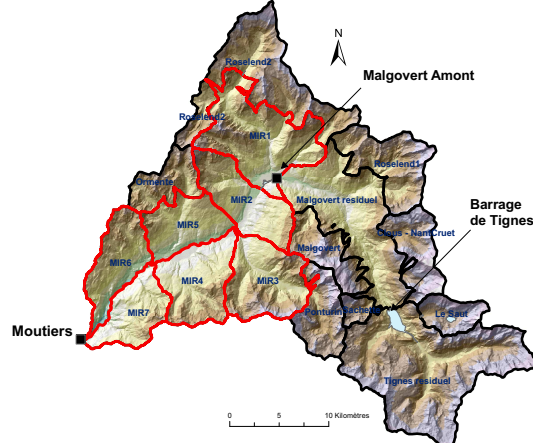
(a) Discrétisation N1 : Approche globale



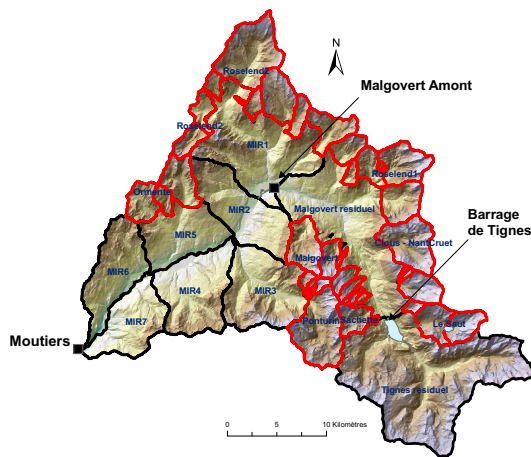
(b) Discrétisation N2 : 3 sous-bassins



(c) Discrétisation N3 : 10 sous-bassins

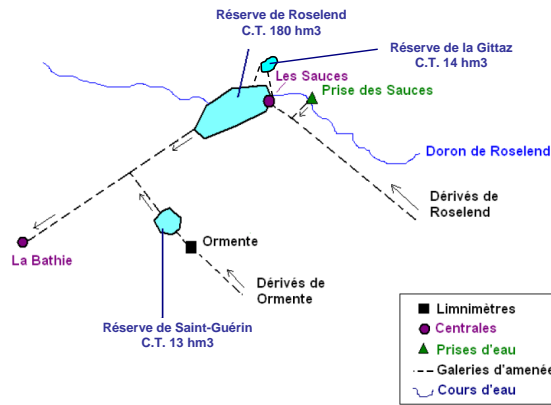


(d) Discrétisation N4 : 17 sous-bassins

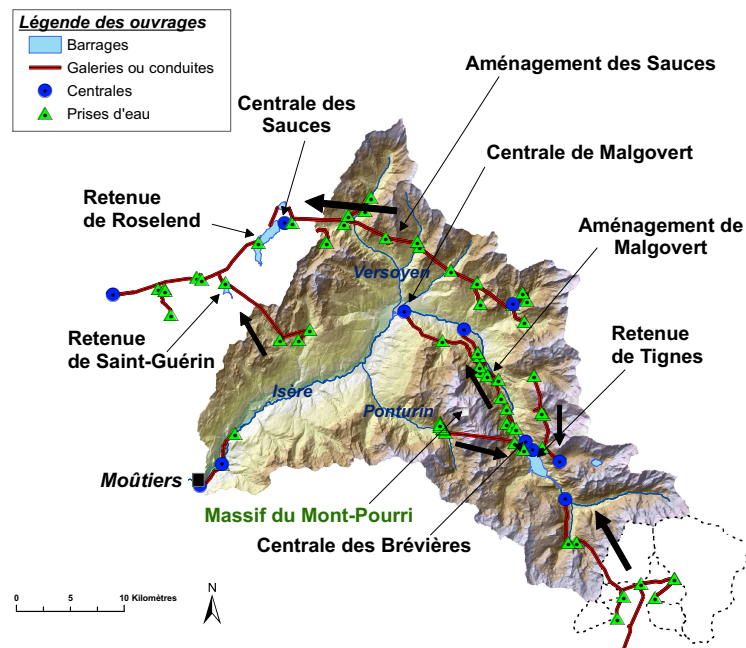


(e) Discrétisation N5 : 44 sous-bassins

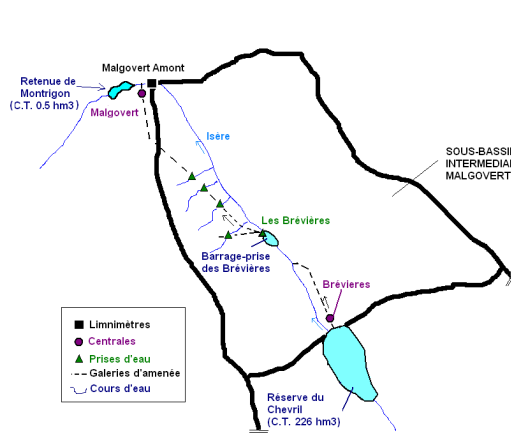
FIGURE 5.10 – Les différentes discrétisations spatiales du bassin



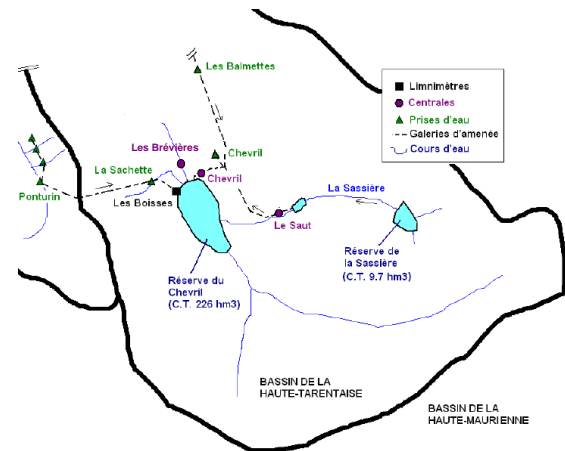
(a) Export vers la centrale des Saucés (retenue de Roselend) et St-Guérin



(b) Aménagements du bassin



(c) Aménagements de Malgovert



(d) Aménagements de Tignes

FIGURE 5.11 – Les aménagements du bassin

localisés sur l'Isère à savoir : Tignes, Malgovert Amont et Moûtiers. Par conséquent, le sous-bassin correspondant au groupement de Roselend est nécessairement séparé en 2 sous-bassins que l'on nomme Roselend 1 et Roselend 2 dont les écoulements rejoindront l'Isère respectivement avant et après Malgovert Amont. De même que la partie résiduelle totale du bassin (de 467 km²) est divisé en 2 sous-bassins que l'on nomme Malgovert Résiduel et Moûtiers Intermédiaire Résiduel. Ce découpage permettrait de distinguer le comportement nivo-glaciaire des parties hautes du bassin et la prédominance du régime nivale des fonds de vallées où les masses d'air et les effets orographiques qui les accompagnent n'ont pas les mêmes influences sur les écoulements de surface ;

- **Discretisation N4** : une approche semi-distribuée à 17 sous-bassins est ensuite proposée dans le but de représenter la variabilité météorologique du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire Résiduel. Ce dernier est divisé en 7 sous-bassins en tenant compte de la morphologie des vallées secondaires (cf. vallée du Versoyen représentée par le nouveau sous-bassin MIR1, et celle du Ponturin par MIR3) et de l'exposition des versants (sous-bassins MIR4 à MIR7). La taille des sous-bassins obtenus varie de 38 km² à 82 km² ;
- **Discretisation N5** : enfin nous avons souhaité vérifier si la prise en compte de la météorologie des hauts-reliefs des sous-bassins amonts de chaque prise permettait de mieux représenter les débits simulés par le modèle, plutôt que de considérer une météorologie moyenne. En conservant en outre l'architecture N4, on y rajoute alors 27 sous-bassins pour en obtenir un total de 44. La surface très variable de ces sous-bassins supplémentaires s'étend de 1 km² à 32 km².

Le tableau 5.1 récapitule les caractéristiques de ces 5 discrétisations en précisant pour chacune d'entre-elle son objectif de représentation de la météorologie.

Ces 5 architectures seront donc testées dans la première étape de la stratégie de modélisation, dont le but sera de déterminer l'architecture NX de modèle (entre N1, N2, N3, N4, N5) capable de représenter le mieux possible la variabilité spatiale de la météorologie du bassin (chapitre 6). La seconde étape consistera à réutiliser les forçages météorologiques et le calage associés de NX afin d'intégrer les ouvrages. On obtiendra alors successivement les modèles I1NX, I2NX et I3NX (chapitre 7) qui nous permettront d'analyser la sensibilité des sorties du modèle à chaque aménagement prise en compte.

Avant de présenter ces résultats de modélisation, il est nécessaire de définir la méthode de spatialisation des données météorologiques pour estimer les forçages du modèle ainsi que la procédure calage et validation indispensable à toute modélisation hydrologique conceptuelle.

Discrétisation	Particularités	Sous-bassins		Points de contrôles
		nombre	taille moy. (km ²)	
N1	- une seule entrée météo	1	909	- Moûtiers
N2	-représentation minimale des parties hautes et basses, et des orientations -minimisation du nombre de paramètres	3	303	-Tignes -Malgovert -Moûtiers
N3	-distinction plus prononcées des hautes altitudes et des fonds de vallées	11	83	-Tignes -Malgovert -Moûtiers
N4	-agencement des vallées secondaires -exposition des versants -tailles de ssbv plus homogènes	17	53	-Tignes -Malgovert -Moûtiers
N5	- météorologie des hauts-reliefs des sous-bassins amonts de chaque prise	44	21	-Tignes -Malgovert -Moûtiers

TABLEAU 5.1 – Caractéristiques des 5 discrétisations testées pour tester la représentation dans le modèle de la météorologie du bassin de l'Isère à Moûtiers

5.4 Spatialisation des données météorologiques

En hydrologie et probablement dans bien d'autres domaines, le type de données en entrée des modèles dépend assurément de la variable que l'on veut simuler, mais également des caractéristiques de la zone à modéliser. Pour donner un exemple, la modélisation hydrologique des grands bassins de plaine tels que ceux de la Seine et de la Loire va nécessiter plutôt l'emploi de modèles à deux entrées uniques, la pluie et l'ETP dont dépendent principalement les écoulements de surface observés à l'exutoire de ces bassins. En revanche, à cause de la présence du relief, la prévision des crues des bassins alpins tels que le nôtre exige de connaître une donnée supplémentaire qui est la température. Cette variable est en effet indispensable pour déterminer la phase des précipitations ainsi que pour estimer la quantité d'écoulement due à la fonte des neiges qui participera à la formation du débit observé à l'exutoire.

Ces données météorologiques de trois types (P, T, ETP) ont été nécessairement traitées de façon à les rendre fiables et prêtes à l'emploi (comblement des lacunes et critique des données

au chapitre 2). On dispose alors soit d'observations ponctuelles provenant des stations météorologiques, soit de données réanalysées (archives EDF et SAFRAN).

On décrit donc la procédure que nous avons suivie pour estimer ces 3 types de forçages en fonction de la nature des données disponibles.

5.4.1 Estimation des 3 forçages de précipitation (P)

Au vu des difficultés généralement rencontrées pour estimer les précipitations en montagne que nous avons précisées à la section 2.3, on a donc souhaité tester la sensibilité des sorties du modèle à 3 types d'estimation des précipitations.

a) Estimations IDW du modèle RS2

La méthode d'estimation "Inverse Distance Weighting" (Shepard 1968) a été décrite en détail à la section 4.2.4. C'est une méthode simple qui pour la HU considérée (sous-bassin ou bande d'altitude), réalise une combinaison linéaire des valeurs observées des stations sélectionnées en les pondérant par l'inverse du carré de la distance qui les sépare du centre de gravité de cette HU, pour laquelle en résulte une lame de précipitation moyenne.

o Choix du rayon de sélection des stations

Afin d'estimer le rayon de recherche qui fixe la distance jusqu'à laquelle le modèle sélectionne les stations pour réaliser la spatialisation, nous avons analysé son influence sur l'estimation de précipitation IDW du modèle. Pour cela nous avons effectué une validation croisée avec les observations des stations en testant plusieurs valeurs de rayons de recherche. Ce travail a consisté à réaliser une estimation IDW de la précipitation à chaque station (évidemment en négligeant la station en question dans le calcul) et de la comparer avec l'observation. Nous avons effectué cette validation croisée pour plusieurs valeurs de rayon de recherche : 20, 25, 30, 35 et 40 km, sur la période 1997-2006. On présente dans les tableaux qui suivent les pondérations obtenues des stations pour l'estimation IDW (tableaux 5.3 à 5.6), ainsi que la valeur des coefficients de détermination issus de la corrélation entre valeurs prédites et valeurs observées pour seulement quelques stations situées au nord (Roselend), au sud (Tignes) ou au centre du bassin (Versoye et Sainte-Foy) (tableau 5.2).

stations	altitude(m)	20km	25km	30km	35km	40km
Roselend (dP=0.3mm/j/100m)	1392	0.89	0.89	0.89	0.88	0.88
Roselend (dP=0.2mm/j/100m)	1392	0.90	0.89	0.89	0.89	0.89
Versoye (dP=0.2mm/j/100m)	1350	0.90	0.90	0.90	0.90	0.89
Ste Foy (dP=0.2mm/j/100m)	1234	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
Tignes (dP=0.2mm/j/100m)	2115	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85
<i>moyenne</i>		<i>0.88</i>	<i>0.88</i>	<i>0.88</i>	<i>0.88</i>	<i>0.88</i>

TABLEAU 5.2 – Valeurs des R^2 issus de la validation croisée avec la méthode d'estimation IDW en se basant sur les observations des stations et pour plusieurs rayons de recherche.

rayon (km)	Hau.	Ver.	Bou.	Con.	Sai.	Mou.	Vig.	Val.	Tig.	Pra.	Val.
20	0.44	0.22	0.21	0.13							
25	0.38	0.19	0.18	0.12	0.07	0.06					
30	0.35	0.17	0.17	0.11	0.06	0.05	0.04	0.04			
35	0.34	0.17	0.16	0.1	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	
40	0.33	0.16	0.16	0.1	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02

TABLEAU 5.3 – Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de *Roselend*

rayon (km)	Bou.	Sai.	Ros.	Hau.	Con.	Tig.	Mou.	Val.	Vig.	Pra.	Val.	Bon.
20	0.61	0.18	0.1	0.06	0.05							
25	0.59	0.18	0.1	0.06	0.05	0.03						
30	0.55	0.17	0.09	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02			
35	0.54	0.16	0.09	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	
40	0.53	0.16	0.09	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01

TABLEAU 5.4 – Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de *Versoye*

rayon (km)	Bou.	Ver.	Tig.	Val.	Ros.	Hau.	Con.	Pra.	Bon.	Vig.	Mou.	Val.
20	0.38	0.38	0.14	0.1								
25	0.36	0.36	0.13	0.1	0.07							
30	0.29	0.29	0.1	0.08	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03		
35	0.28	0.28	0.1	0.08	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	
40	0.28	0.28	0.1	0.08	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02

TABLEAU 5.5 – Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de *Sainte-Foy*

rayon (km)	Val.	Bon.	Pra.	Sai.	Bou.	Ver.	Vig.	Mou.	Ros.	Val.
20	0.67	0.12	0.11	0.1						
25	0.57	0.1	0.1	0.09	0.06	0.04	0.04			
30	0.56	0.1	0.09	0.09	0.06	0.04	0.04	0.03		
35	0.55	0.1	0.09	0.08	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	
40	0.54	0.1	0.09	0.08	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02

TABLEAU 5.6 – Poids des stations pour l'estimation IDW des précipitations à la station de *Tignes*

On peut constater que la valeur du coefficient R^2 est pratiquement insensible à la variation du rayon de recherche, et ce quelque soit la station considérée. Nous avons également essayé de faire varier le gradient de précipitation (qu'on considère uniforme sur tout le bassin) seulement pour l'estimation des précipitations à la station de Roselend, dans le but de vérifier si il avait une influence sur la corrélation entre valeurs prédites et observées quand on faisait varier le rayon de recherche. Ce n'est visiblement pas le cas puisqu'on a obtenu des coefficients R^2 très similaires avec des valeurs de gradients de 0.2 et 0.3 mm/j/100m. Il en résulte donc que le choix de ce rayon de recherche n'influencera pas l'estimation IDW de

précipitation en tout point du bassin. On a donc décidé de conserver la valeur par défaut du modèle égale à 35 km, après avoir vérifié que, au vu de la faible densité du réseau de stations pluviométriques du bassin, cette valeur était suffisamment grande pour permettre au modèle de sélectionner un nombre minimal de stations lors de la spatialisation.

o *Estimation du gradient de précipitation*

Comme dans toute étude qui consiste à réaliser une estimation spatiale des précipitations en zone de montagne à l'aide d'observations au sol, il est nécessaire d'estimer une valeur de gradient qui permette d'extrapoler verticalement la précipitation estimée IDW jusqu'à l'altitude médiane de la HU considérée.

Nous avons pris en compte un gradient moyen pour toutes les stations, donc invariant dans l'espace et le temps, le but étant d'obtenir une estimation basée sur une méthode assez simple à mettre en oeuvre, en étant conscient qu'on ne pourra pas y représenter une variabilité dépendante de la saisonnier. Sa valeur a été fixée à l'issue de l'analyse du régime météorologique à 0.2 mm/j/100m (section 3.2).

La détermination de ces deux paramètres (rayon de sélection des stations et gradient) nous permet à présent d'obtenir une estimation IDW de la précipitation pour chacune des HU représentées dans le modèle considéré, résultant des différentes discrétisations N1 à N5. Il suffit simplement d'indiquer dans le modèle, après chargement de la base des données de précipitations observées aux stations, les coordonnées XYZ du centre de gravité de chaque HU. Cette méthode repose donc sur une relation ne faisant intervenir qu'un nombre raisonnable de variables explicatives (précipitation, gradient et distance aux stations). Elle permettra de servir de base de comparaison pour constater si oui ou non d'autres estimations, dont la méthode est plus complexe, sont susceptibles d'améliorer significativement les simulations de débits.

Cette méthode a ensuite été réutilisée pour élaborer des cartes de champs d'estimation de précipitation journalière IDW, en considérant la même valeur de gradient de précipitation ci-dessus, à la résolution d'1km sur une zone assez élargie qui englobe le bassin. Le but est de pouvoir comparer spatialement les différents types d'estimations à plusieurs échelles temporelles. Les résultats sont présentés dans le prochain chapitre.

b) Estimation issue des réanalyses EDF-Gottardi

Ces réanalyses sont le fruit du travail de la thèse (Gottardi 2009) réalisée à EDF-DTG Grenoble. La méthode et le principe sur lesquels reposent ces estimations sont décrites à la section 2.3. Les données sont disponibles sous forme de grilles régulières à la résolution spatiale d'1km. Il en résulte que, pour estimer la précipitation moyenne sur une HU donnée, il suffit dans un premier temps de créer un masque sous forme d'une grille de valeurs qui distingue chaque HU pour laquelle on veut estimer la précipitation moyenne (figure 5.12).

Cette opération consiste à attribuer la même valeur aux pixels compris à l'intérieur d'une même HU. Dans un second temps, il ne reste plus qu'à superposer ce masque qui délimite chaque

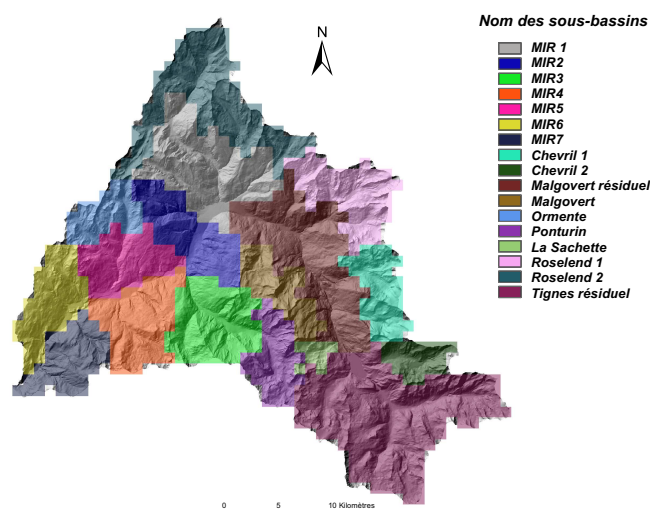


FIGURE 5.12 – Exemple de masque de sous-bassins pour le calcul de la précipitation moyenne EDF-Gottardi (découpage N4)

HU avec les grilles de précipitations fournies. On calcule alors la moyenne arithmétique des pixels portant la même valeur. C'est ainsi que l'on récupère la série temporelle de précipitation moyenne de chaque HU.

c) Estimation issue des réanalyses SAFRAN-France

Cette archive de réanalyse de précipitation, produit dérivé de SAFRAN Alpes appliqué et validé sur la France entière par MétéoFrance (Quintana-Seguí *et al.* 2008), a été décrit à la section 2.3 (p. 47).

La méthode de spatialisation pour estimer ces séries temporelles de précipitation SAFRAN-France pour chaque HU est donc un travail assez simple à partir du moment où on a déterminé pour chacune d'entre-elles son altitude médiane ainsi que la zone Symposium à laquelle elle appartient. Le programme disponible au LTHE effectue une interpolation linéaire des observations météorologiques selon l'altitude ainsi qu'une interpolation au prorata des zones et des bandes que la HU recouvre. Ainsi, ces séries temporelles horaires ont été estimées pour chaque HU de chaque découpage N1 à N5, avant d'être convertis en cumuls journaliers et de constituer ensuite la base de données qui sera importée dans le modèle correspondant.

De même que pour les estimations IDW et EDF-Gottardi, on a établi des cartes spatiales d'estimation de précipitation journalière SAFRAN-France à la résolution d'1km. Pour cela il a été nécessaire dans un premier temps de projeter sur une grille de même résolution les numéros des zones symposium (figure 5.13).

Ensuite la réalisation d'un programme permet, connaissant le numéro de zone symposium (à l'aide du raster zones précédemment créé) et l'altitude (à l'aide du raster MNT au 1km) de chaque pixel de la grille, de leur affecter la valeur de précipitation SAFRAN-France correspondante. On

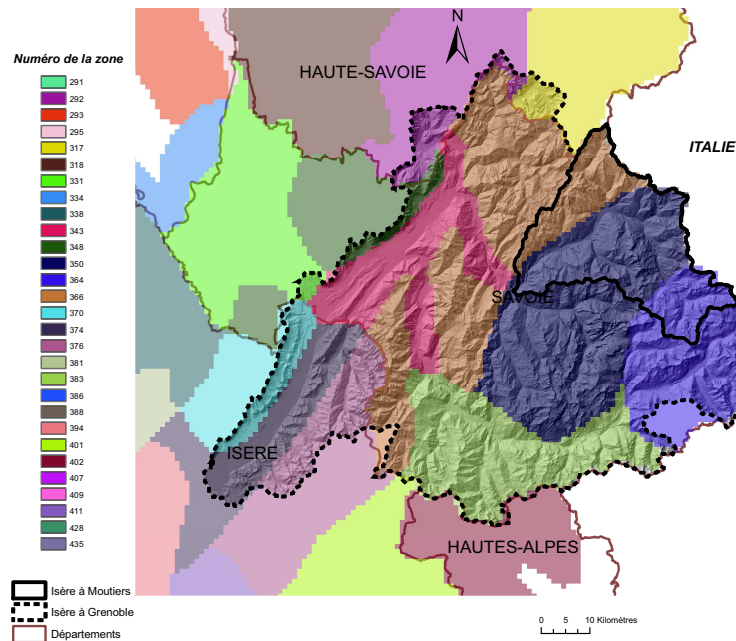


FIGURE 5.13 – Masque des zones symposium SAFRAN-France : fenêtre du bassin de l’Isère à Grenoble

obtient donc des grilles journalières de précipitation SAFRAN-France à la résolution d’1km de la même taille que celles des estimations IDW et EDF-Gottardi.

On montre finalement à la figure 5.14 un exemple de cartographie obtenue (résolution de 1km) des 3 types d’estimations de précipitation. Il s’agit des cumuls journaliers spatialisés pour l’événement du 15 octobre 2000. Pendant cette événement, les cumuls minimal et maximal observés ont été respectivement environ de 20 mm à la station de Moûtiers et de 140 mm à Bonneval. La comparaison de ces 3 cartes montre qu’il y a des différences significatives entre ces 3 types d’estimation. En effet, l’estimation IDW et celle des réanalyses SAFRAN France ont généré toutes les deux un champ de précipitation relativement plus homogène que celle des réanalyses EDF-Gottardi, la seconde ayant produit des cumuls moins intenses que les deux autres. On reconnaît à travers le champ produit par les réanalyses SAFRAN France les délimitations des zones symposium, à travers celui de l’estimation IDW la localisation des stations à partir desquelles on a effectué les interpolations (par exemple présence d’une tâche clair isolée au niveau de Moûtiers). Cependant, elles estiment toutes les 3 des cumuls plus importants pour la partie sud du bassin. Cette observation, qui est encore plus vrai pour les réanalyses EDF-Gottardi surtout sur les hauts-reliefs, reflète la grande particularité de la circulation du retour d’est.

Enfin ces 3 estimations de précipitations ont fait l’objet d’une inter-comparaison à plusieurs échelles spatiales et temporelles que l’on présente dans le prochain chapitre.

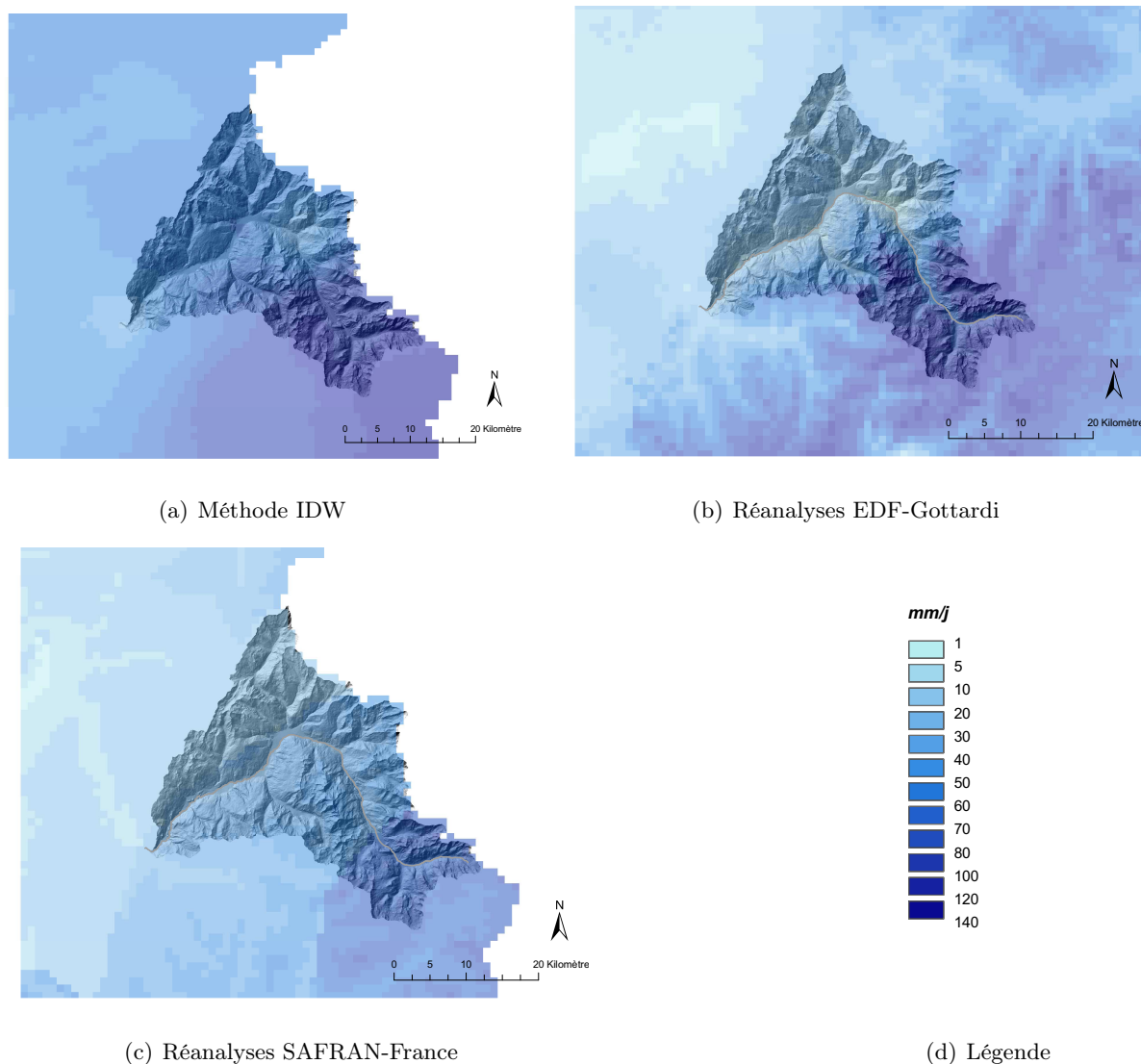


FIGURE 5.14 – Spatialisation des précipitations à l’aide de 3 types d’estimation (IDW, réanalyses EDF-Gottardi et SAFRAN-France) : cartographie des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000

5.4.2 Estimation du forçage des températures (T)

Comme évoqué dans l’analyse du régime des températures (section 3.2), les particularités de la zone d’étude font de la température un forçage indispensable du modèle. L’estimation de la température en entrée du modèle se base sur la méthode IDW intégrée à RS2 et déjà utilisée pour les précipitations, en décidant de conserver le même rayon de recherche de stations (par défaut 35 km).

De même que pour les précipitations, il est nécessaire de fixer un gradient altitudinal moyen qui permette d’extrapoler verticalement l’estimation IDW de température jusqu’à l’altitude médiane de la HU considérée. L’analyse évoquée ci-dessus a consisté à réaliser de manière assez simple et robuste une estimation du gradient altitudinal de température, que nous avons décidé de fixer à $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

On peut observer à la figure 5.15 un exemple de champ de température résultant de cette méthode de spatialisation également à la résolution de 1km pour le 15 octobre 2000. Pendant cette événement, les températures minimal et maximal observées ont été respectivement de 1.9°C à la station de Tignes et de 12.3°C à Moûtiers. On obtient une gamme assez étendue de valeurs estimées qui varient logiquement avec l'altitude, avec justement à altitude égale une tendance plus faible pour la partie sud du bassin qui montre une fois de plus l'influence du retour d'est.

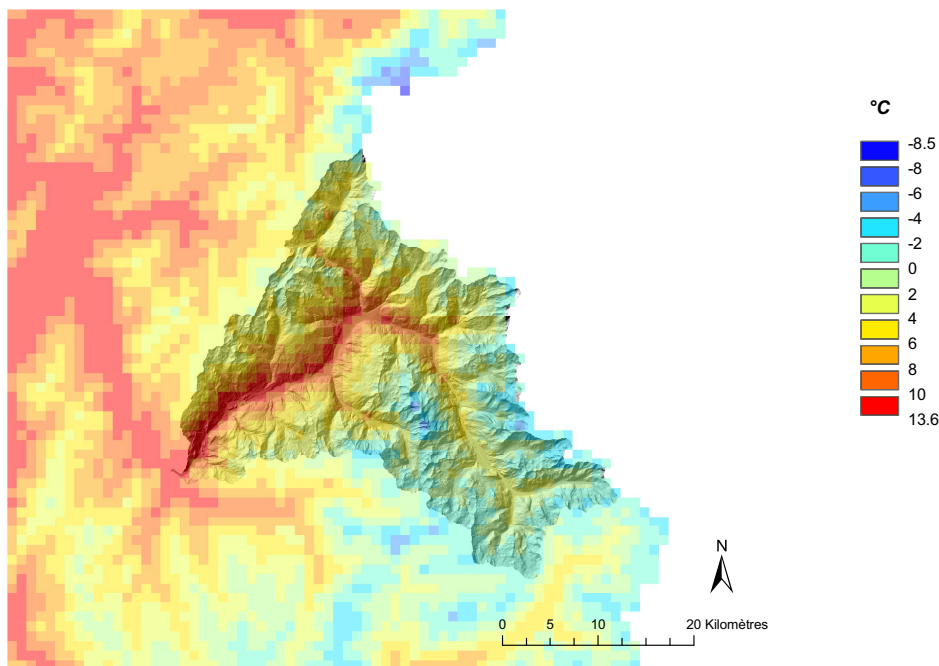


FIGURE 5.15 – Champ de température estimé avec la méthode IDW pour le 15 octobre 2000 sur le bassin de l'Isère à Moûtiers.

5.4.3 Estimation du forçage de l'évapo-transpiration (ETP)

La méthode Oudin (Oudin 2004) a été utilisée pour estimer l'ETP au droit de chacun des postes de températures (section 2.3). L'ETP moyenne d'une HU est estimée ensuite également à l'aide de la méthode IDW, en considérant un gradient altitudinal climatologique (calculé sur toute la période d'étude), à partir des valeurs calculées entre chaque station. Une valeur égale à $-8.6 \cdot 10^{-4}$ mm/j/100m a été obtenue.

À présent la méthode de spatialisation des 3 différents forçages (P, T et ETP) du modèle a été présentée. Afin de mettre en oeuvre une modélisation hydrologique rigoureuse, il est nécessaire de définir une procédure précise de calage et de validation qui sera appliquée à chaque modèle N1 à N5.

5.5 Procédure de calage et de validation des modèles

L'étape de calage et de validation est indispensable à toute modélisation hydrologique de type conceptuelle, au sein desquels parfois au lieu de représenter les équations physiques d'un processus complexe lambda (par exemple la propagation des écoulements d'eau souterrains), on les remplace par une relation approximative visant à reproduire au mieux le processus en question (loi de vidange du réservoir sol de RS2). La solution adoptée est d'introduire un ou plusieurs paramètres dans l'équation mathématique de cette relation (paramètres de coefficient de vidange et de capacité du réservoir sol de RS2) afin de pouvoir optimiser cette nouvelle représentation en se calant sur les observations (débits observés à l'exutoire du bassin ou sous-bassin). Cette étape se déroule nécessairement en deux phases : une pour le calage des paramètres du modèle et l'autre consacrée à la validation pour en tester sa robustesse. Toutes deux doivent se baser sur des critères d'évaluation et évidemment sur des périodes différentes.

5.5.1 Une procédure de calibration pas à pas adaptée au bassin influencé de l'Isère à Moûtiers

On a vu au chapitre 4 que le nombre de paramètres nécessaires pour caler le modèle hydrologique d'une seule HU non-glaciaire était égale à 4, et égal à 8 si elle contenait une surface glaciaire. Ce qui signifie que, pour représenter par exemple la discrétisation N4 qui comprend 24 HU glaciaires et 76 non-glaciaires, il faut alors caler au total un nombre considérable de paramètres, égal à 400 !

La calibration du premier modèle N1, qui ne comporte qu'un seul sous-bassin décomposé lui-même en 10 bandes d'altitude, peut permettre de converger plus rapidement vers le jeu optimal de paramètre. Pour réaliser le calage du second modèle N2, la procédure de calibration se déroule comme suit : en premier on affecte au modèle N2 les valeurs du jeu de paramètres optimal du modèle précédent N1, pour ensuite les réajuster (sous-bassin par sous-bassin) jusqu'à obtenir un jeu de paramètre optimal qui considère les nouveaux forçages météorologiques du modèle N2. Et ainsi de suite jusqu'au modèle N5.

Par ailleurs, pour tous les modèles dont le calage s'appuie sur plus d'un point de contrôle (il s'agit notamment des modèles N2 à N5), la calibration s'effectue sous-bassin par sous-bassin d'amont en aval. Nous avons donc assigner les mêmes valeurs de paramètres à chaque groupe de sous-bassins ayant le même point de contrôle : par exemple concernant la discrétisation N3, on donnera les mêmes valeurs de paramètres aux sous-bassins de Tignes résiduel et celui du Saut qui ont pour point de contrôle l'Isère à Tignes, mais on donnera une valeur différente pour les sous-bassins avals, etc.. Cette méthode permet donc d'adapter le comportement du modèle en fonction de la région qu'il représente. La modélisation en bandes d'altitude a consisté à affecter à chaque bande d'un même sous-bassin la même valeur de paramètre.

5.5.2 Les paramètres de calibration de RS2

Le tableau 5.7 rappelle l'ensemble des paramètres de calibration, et précise également les valeurs de leurs bornes inférieures et supérieures retenues.

Paramètre	Unité	Description	Borne inf.	Borne sup.
An_{gl}	mm/°C/j	Facteur de fonte nivale sur glacier	1	6
A_{gl}	mm/°C/j	Facteur de fonte glaciaire	2	8
An_{ngl}	mm/°C/j	Facteur de fonte nivale hors glacier	1	6
Kn	(s ⁻¹)	Coef. de vidange du réservoir de fonte nivale	0.05	2
K_{gl}	(s ⁻¹)	Coef. de vidange du réservoir de fonte glaciaire	0.05	2
K	(s ⁻¹)	Coefficient de vidange du réservoir sol	10 ⁻⁵	10 ⁻²
h_{max}	m	Capacité de stockage du réservoir sol	0.2	1.8
K_{rui}	m ^{1/3} /s	Coefficient de Strickler du ruissellement	0.1	10

TABLEAU 5.7 – Paramètres de calage de RS2, et bornes inférieures et supérieures retenues.

Pour les déterminer, on a cherché d'une part à élargir le plus possible la gamme de valeurs de chaque paramètre tout en essayant de la borner de façon à ne pas considérer les valeurs incohérentes ou non représentative de la réalité. Ces bornes ont été fixées d'autre part d'après les valeurs courantes de la littérature : l'étude de Hock et al. (2003) propose par exemple des valeurs de facteurs de fonte nivale pouvant varier de 2 à 6 mm/°C/j, ceux de fonte glaciaire de 5 à 8 mm/°C/j; les valeurs plus fortes obtenues pour la glace résulte d'un albédo plus faible et d'une hauteur de rugosité plus forte. Les résultats de l'étude de Jordan (2007) qui a également utilisé le modèle RS2 pour simuler les écoulements d'origine nivo-pluvial du Rhône en amont du lac Léman a également contribué à la détermination de ces bornes.

5.5.3 La procédure de calibration des paramètres

L'objectif de cette procédure est d'obtenir la combinaison de paramètres optimale et cohérente qui permette de générer des simulations satisfaisantes. Mais comme on l'a vu les modèles hydrologiques mis en oeuvre dans la présente étude peuvent comprendre un nombre important de paramètres, ce qui signifie également qu'un grand nombre de jeux de paramètres peuvent générer une simulation de qualité acceptable.

Nous avons opté malgré tout pour une calibration manuelle des paramètres qu'on décrit ci-dessous, en cherchant à minimiser le plus possible l'effort numérique et en garantissant la cohérence du paramétrage.

La calibration a donc été réalisée en se basant sur un principe que de nombreux auteurs appliquent en modélisation hydrologique semi-distribuée, qui consiste à isoler les différents processus d'écoulement d'un bassin versant, puis à effectuer le calage des paramètres en fonction de la période où ils se produisent (Verbunt *et al.* 2005; Jordan 2007; Hingray *et al.* 2010) : il s'agit de la calibration multi-sigale. Ce type de procédure, cherchant à observer les processus

hydrologiques séparément, garantit la cohérence du modèle hydrologique (Sivapalan 2003).

Ainsi la calibration des facteurs degré-jour de fonte de neige s'est basée sur les écoulements printaniers, en portant une attention particulière à la capacité du modèle à reproduire l'onde et la durée de période de fonte observée. Il est possible de définir des critères sur lesquels se baser comme la pente de l'hydrogramme de début de fonte et le timing du pic de fonte. Le degré-jour de fonte de la glace, calibré seulement sur la période de fonte estivale, influence également pendant cette période le volume d'écoulement que le modèle va simuler indépendamment des précipitations, si bien que le cycle inter-annuel moyen simulé en sera sensible.

Le bilan hydrologique du bassin versant est ensuite contrôlé par un second et un troisième paramètre : la capacité de stockage et le coefficient de vidange du réservoir-sol GR3. Ces deux paramètres ont une influence directe sur la réactivité du modèle à convertir un cumul de pluie en débit. Le premier permet de faire la part entre le volume qui sera stocké dans la nappe et celui qui ruissellera, et le second permet d'ajuster le temps de transfert des écoulements souterrains (sa dimension est $[1/T]$). Ce qui signifie que le fait d'affecter à ce dernier une trop grande valeur, c'est-à-dire un temps de transfert très court, cela produira des débits surestimés en période d'étiage qui dépendront eux-mêmes du stock d'eau dans le réservoir donc de sa capacité de stockage, et à l'inverse une sous-estimation des écoulements de fonte due au déficit de stock causé pendant l'étiage précédent, et donc des variations de débit de trop faibles amplitudes. Cette inter-dépendance impose donc de les ajuster simultanément, mais sur quelle période de l'année ? Cela rejoint une question qui fait débat en hydrologie de montagne. Pour des bassins versants non influencés par des ouvrages, on connaît les origines possibles des écoulements observés à l'exutoire en période hivernale : l'étude de Deng et al. (1994) montre par exemple à travers des analyses de sensibilité de modèle hydrodynamique appliqué à un bassin de petite taille que le régime d'écoulement de subsurface dépendait dans une large mesure de la variabilité spatiale de la fonte nivale. Celle de Martinec et al. (1982) en utilisant une méthode de traçage isotopique a révélé qu'une grande part de recharge des eaux souterraines provenait de la fonte nivale et qu'une part semblable de ces eaux souterraines se retrouvait dans les débits à l'exutoire du bassin alpin étudié. Mais concernant notre bassin, nous n'avons en notre possession aucune donnée qui permettrait de connaître la part de débit provenant de la fonte nivale ou/et glaciaire qui s'infiltre pour rejoindre la nappe, et la part de pluie qui s'infiltre directement dans le réservoir souterrain qu'on retrouvera à l'exutoire. On a donc décidé de caler ces deux paramètres en essayant de respecter au mieux l'amplitude de l'hydrogramme observé, en veillant à ne pas introduire une trop grande capacité de stockage qui empêcherait au modèle de reproduire les pics des crues. De plus, si ces deux paramètres venaient à être mal ajustés, ils pourraient conduire à un stockage ou au contraire à une vidange d'eau inter-annuelle, de ce fait on veillera à ce qu'aucune tendance marquée apparaissent dans le cycle annuel du niveau de stock d'eau simulé par le réservoir sol.

Ensuite, les coefficients de vidange de fonte nivale et glaciaire sont calibrés de façon à reproduire les petites et moyennes crues observées pendant la période de fonte respectivement au printemps puis en été. Pour finir, les pics de crues toutes saisons confondues permettent en der-

nier lieu d'ajuster le coefficient de rugosité de versant (coefficient de Strickler du sous-modèle de ruissellement).

Enfin, pour débiter la calibration, il est nécessaire de donner une valeur initiale cohérente à chacun des paramètres, qui peuvent être des valeurs moyennes, par exemple centrées entre leur borne minimale et maximale définies au tableau 5.7. On récapitule au tableau 5.8 dans l'ordre chronologique les différentes étapes de la procédure de calage, que nous avons nécessairement ré-itérée.

Etape	Période de calage	Variable(s) observée(s) visée(s)
1 : Initialisation des paramètres à des valeurs moyennes		
2 : calage de An_{ngl} et An_{gl}	fonte printanière	pente et pic du Q_j et du Q_{jmoyIA}
3 : calage de K et h_{max}	<i>toute l'année</i>	amplitude des Q_j et Q_{jmoyIA}
4 : calage de A_{gl}	fonte estivale	volume des Q_j et Q_{jmoyIA}
5 : calage de K_n	fonte printanière	petites et moyennes crues
6 : calage de K_{gl}	fonte estivale	petites et moyennes crues
7 : calage de K_{rui}	<i>toute l'année</i>	pics de crue

TABLEAU 5.8 – Procédure de calage des paramètres (Q_j : débits journaliers ; Q_{jmoyIA} : débits journaliers moyens inter-annuels)

5.5.4 Les critères d'optimisation et d'évaluation des modèles

La méthode de calibration des paramètres est maintenant définie. Malgré cela, la détermination des valeurs optimales des paramètres n'est pas chose aisée, et dépend fortement de l'objectif du modèle. Dans notre cas, ce dernier doit être optimisé avec pour premier objectif de pouvoir prévoir le plus fidèlement possible les crues du bassin. Ce qui signifie que l'on doit choisir un critère qui puisse évaluer le plus possible ses performances pendant les périodes de forts débits. D'autre part ce critère est prépondérant puisqu'il influe directement sur le jeu de paramètres final.

Pour rendre compte de la qualité de représentation de nos modèles en simulation, on a décidé d'utiliser deux types de critères afin d'augmenter les chances d'obtenir un modèle robuste capable de générer des hydrogrammes de qualité :

- les critères numériques :

Le premier choisi est le fameux critère de Nash (Nash et Stedinger 1970) largement répandu dans la communauté scientifique des hydrologues. Nous l'avons employé sous sa première forme qui utilise les valeurs des débits (équation 5.1) et qui permet d'évaluer préférentiellement la capacité du modèle à représenter les débits élevés, par conséquent les crues.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_t} - Q_{sim_t})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_t} - Q_{obs_{moy_t}})^2} \quad (5.1)$$

Avec :

- Q_{obs_t} : débits observé au temps t (m^3/s)
- Q_{sim_t} : débits simulé au temps t (m^3/s)
- Q_{obsmoy_t} : débit moyen observé sur la période d'évaluation (m^3/s)

Une valeur de Nash proche de 1 signifie que le modèle est presque parfait, une valeur nulle du Nash indiquerait que le débit moyen serait un indicateur équivalent au modèle, et des valeurs négatives de Nash indiquent un modèle très médiocre. Le principal avantage de ce critère réside dans sa formulation adimensionnelle. En revanche, malgré son utilisation commune en hydrologie, ce critère possède un inconvénient : comme le confirme (Schaeffli et Gupta 2007), il dépend effectivement des conditions climatiques puisqu'il est par exemple plus facile d'obtenir de bonnes performances sur des années de forte variabilité d'écoulement, et inversement.

Nous avons souhaité utiliser un autre critère d'évaluation qui est le biais en volume permettant de déterminer si le modèle a tendance à sous-estimer ou surestimer les écoulements. Sa formule est la suivante :

$$Vol = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim_t}.dt}{\sum_{i=1}^n Q_{obs_t}.dt} \quad (5.2)$$

$$\Leftrightarrow Vol = \frac{V_{sim}}{V_{obs}} \quad (5.3)$$

Avec :

- V_{obs} : volume *observé* sur la période d'évaluation (m^3)
- V_{sim} : volume *simulé* sur la période d'évaluation (m^3)

Ce critère ne s'intéresse pas à l'erreur du modèle à chaque pas de temps mais à l'erreur cumulée. Un critère de Volume égal à 1 signifie que le modèle n'est pas biaisé en volume, alors qu'un $Vol > 1$ signifie que le modèle produit un excès d'eau et est en déficit d'écoulement si $Vol < 1$.

Enfin, dans le but d'obtenir une évaluation statistique du modèle par gamme de débit, nous avons utilisé le critère des débits classés qui consiste à calculer la fréquence d'apparition de plusieurs classes de débit.

- *les critères visuels* :

Les critères visuels nous permettent de vérifier si l'hydrogramme simulé paraît cohérent par rapport à l'hydrogramme observé. Cette comparaison visuelle, qui peut très bien être réalisée sur la chronique journalière entière, ou bien sur l'hydrogramme moyen inter-annuel, révèle des informations que nous ne pouvons pas obtenir avec les critères numériques. Par exemple, on peut évaluer si le modèle est capable de reproduire la structure temporelle de l'hydrogramme de crue : analyser les phases de montée de crues et/ou les décrues. Il arrive que l'allure générale de l'hydrogramme simulé soit incohérente avec celle de l'hydrogramme observé, c'est-à-dire par exemple que la période d'étiage soit surestimée et que la période de fonte soit sous-estimée, et/ou que les récessions soient trop lentes, mais que malgré tout les critères de Nash et de Vol indiquent une assez bonne valeur : le critère visuel peut faire la différence, c'est alors un élément indispensable.

La combinaison optimale des paramètres doit alors satisfaire l'ensemble de ces critères.

5.5.5 Périodes de calage et validation

Notre outil de modélisation impose de caler des paramètres de façon à représenter le mieux possible les processus hydrologiques qui ont été conceptualisés au sein du modèle. Pour cela, on distingue deux étapes : une pour le calage et une pour valider le modèle obtenu. Toutes deux nécessitent de séparer la période d'étude en 2. Pour obtenir au final un modèle robuste, il y a deux facteurs auxquels on doit prêter attention. Le premier est le nombre d'années de calage : plus ce nombre est grand et plus on est certain que notre modèle sera robuste pour des prévisions futures car le jeu de paramètres contiendra davantage d'information sur la variabilité hydro-climatologique du bassin. Dans la thèse de (Mathevet 2005), l'auteur a comparé les performances en validation d'un modèle calé sur 1, 2, 3 et 4 ans et en a conclu que de meilleurs résultats étaient clairement mis en évidence pour la plus grande durée (+10 points de Nash pour certains modèles). Mais dans notre cas cette durée est contrainte par la disponibilité des données. Le second facteur consiste à devoir distinguer les années sèches des années humides, à la fois en terme de météorologie et d'hydrologie, de façon à ce que le calage soit réalisé en considérant la climatologie moyenne du bassin. Cette distinction peut s'observer d'une part à partir des résultats de l'analyse du régime hydrométéorologique (chapitre 3, notamment à la figure 3.13, p. 91) qui présente les lames annuelles de précipitation, d'écoulement naturel reconstitué ainsi que les températures moyennes annuelles.

On peut constater que les années hydrologiques 1998 et 2000 sont les plus humides, que les années 1997 et 2004 sont au contraire les plus sèches, qu'il y a des années (1997, 2000 et 2002) relativement plus chaudes que les autres. Les années 1999, 2001 et 2002 seraient des années assez moyennes au point de vue de la précipitation. Sachant que les deux crues les plus intenses de la période sont celles de mai 1999 et d'octobre 2000, on a décidé de caler les modèles sur cette dernière crue qui a été générée par un épisode pluvio-neigeux de retour d'est, et de les valider sur la première qui est un cas moins exceptionnel plus lié à la fonte du manteau neigeux.

Les conditions initiales des variables d'état du modèle sont importantes ici à considérer, notamment celles de la hauteur de neige pour laquelle on a supposé que dès le mois d'août le stock de neige a entièrement fondu, après les grosses chaleurs des mois de juin et de juillet. Des mesures de hauteur de neige à quelques stations localisées sur le bassin montrent qu'à partir de 2600 m le manteau neigeux a complètement disparu dès la fin du mois de juin. En revanche, il est nécessaire d'ajuster les conditions initiales des autres variables d'état du modèle, à savoir la hauteur du réservoir linéaire de glace, et celles des réservoirs GR3 et SWMM, pour ne pas pénaliser la performance du modèle.

Ces considérations nous ont conduit à fixer la période de calage des modèles du 01-08-1999 au 31-07-2003, période de 4 ans pendant laquelle l'hydrométéorologie du bassin est assez moyenne sauf pour l'année 2000 particulièrement humide où l'on essaiera donc de soigner le calage de la crue d'Octobre. On a souhaité conserver 5 années de validation (1997, 1998, 2003, 2004 et 2005) pour avoir plus de chance de considérer des années variables pour l'évaluation de la robustesse des modèles. Ces années sont plutôt sèches en général sauf l'année hydrologique 1998 (qui va donc du 01-08-1998 au 31-07-99) où l'on évaluera la capacité du modèle calé à reproduire la crue de mai 1999.

Synthèse de la seconde partie

Cette seconde partie avait pour but de présenter en deux chapitres les moyens et la stratégie mis en oeuvre pour modéliser le bassin nival influencé de l'Isère à Moûtiers.

Le contexte particulier de notre étude, caractérisé d'une part par le régime nival du bassin, la présence d'un réseau hydroélectrique complexe qui modifie son régime naturel, et d'autre part par sa finalité opérationnelle, impose donc, parmi les différents familles de modèles existants d'adopter finalement une approche conceptuelle, en acceptant de représenter une réalité des processus plutôt simplifiée. Ce modèle doit permettre d'intégrer un découpage semi-distribué du bassin et proposer une architecture capable de représenter de façon optimale l'hydrométéorologie naturelle du bassin ainsi que les aménagements hydroélectriques, tout en cherchant à minimiser le nombre d'entités hydrologiques (sous-bassins). Peu de modèles hydrologiques sont donc capables de représenter l'ensemble de ces spécificités. Notre étude se déroulant dans le cadre du projet ALCOTRA-RiskNat, on décide de retenir le modèle Routing System 2, que nous avons donc décrit en détail. Ce modèle est capable de représenter les principaux processus hydrologiques du bassin, mais également les ouvrages hydrauliques en présence, et fonctionne avec un nombre raisonnable de paramètres et de types de données d'entrée. RS2 propose un bon compromis entre une approche qui permet d'intégrer les grandes spécificités de la zone d'étude et une souplesse de mise en oeuvre, qui sur le plan opérationnel est un atout capital.

Dans le second chapitre, nous avons élaboré une stratégie pour modéliser au pas de temps journalier l'hydrologie influencée de l'ensemble du bassin. La modélisation au pas de temps horaire, plus complexe et qui requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques, a fait l'objet d'une étude préliminaire que l'on présente en partie IV.

En premier au vu de la complexité imposée par les ouvrages hydroélectriques, nous avons jugé judicieux avant toute chose d'intégrer ces aménagements dans le modèle en deux phases successives : la première est la représentation de la retenue de Tignes et tous les imports associés, et la seconde est celle des aménagements de Malgovert, des Sauces et d'Ormente. Ces deux phases vont nous permettre d'analyser l'impact de la représentation de chaque aménagement introduit dans le modèle sur les simulations de débits à l'exutoire. Ces deux représentations nous ont donc conduit par la même occasion à déterminer deux discrétisations spatiales du bassin, sur lesquelles nous nous sommes basés pour imaginer plusieurs découpages, qui permettront d'évaluer l'impact de la représentation des forçages météorologiques sur les sorties du modèle.

Par ailleurs, l'intégration de ces ouvrages dans le modèle empêche de calibrer rigoureusement les paramètres du modèle sur les débits observés eux-mêmes influencés. Il a donc été préférable de scinder cette stratégie en 2 étapes : la première permettra de calibrer le modèle dans des conditions pseudo-naturelles pour que les paramètres ne soient pas influencés par la représentation des ouvrages. On analysera alors l'impact de la représentation des forçages météorologiques sur les sorties du modèle. La seconde consistera à intégrer les ouvrages (en deux phases) et à valider le modèle cette fois sur les débits observés.

La méthode employée pour constituer les forçages météorologiques du modèle se base sur la méthode IDW intégrée à RS2, pour laquelle il a été nécessaire de fixer une gradient altitudinal. Pour le forçage des précipitations, on testera également les 2 réanalyses EDF et SAFRAN. Nous nous baserons sur une procédure de calibration multi-signal afin de déterminer le jeu de paramètres optimal de chaque modèle, qui permettra de bien restituer à chaque paramètre la signature hydrologique qui le concerne. Enfin, nous nous appuierons sur une évaluation multi-critères afin de garantir la robustesse et la cohérence des modèles.

Les résultats des simulations vont donc maintenant être présentés, d'abord ceux liés à la première étape de la stratégie, dans laquelle les simulations obtenues ont été effectuées dans des conditions naturelles d'écoulement, sans considération des ouvrages (chapitre 6), puis ceux liés à la seconde étape, dont les simulations générées ont été obtenues dans les conditions réelles d'écoulement (chapitre 7).

Troisième partie

Modélisation au pas de temps journalier

Introduction

Cette partie présente principalement les résultats de la modélisation hydrologique journalière du bassin.

Tout d'abord, une analyse préliminaire a consisté à inter-comparer les 3 champs de précipitation testés en entrée du modèle, dans le but d'évaluer l'incertitude liée à l'estimation de cette variable sur notre bassin, à plusieurs échelles temporelles, ainsi qu'en fonction des différentes discrétisations spatiales du bassin définies pour réaliser la première étape de la stratégie de modélisation. Ces résultats ont permis de comprendre ensuite comment se répercute cette incertitude sur les simulations journalières de débit.

Nous avons réalisé cette modélisation en appliquant la stratégie de modélisation originale précédemment définie qui comprend deux étapes. La première est la calibration du modèle effectuée dans des conditions pseudo-naturelles d'écoulement, sans considérer les ouvrages (chapitre 6). Elle permet d'analyser l'impact des différents discrétisations des forçages météorologiques (qui se basent sur les différentes représentations testées des aménagements), ainsi que des incertitudes associées à l'estimation de la précipitation, sur les termes du bilan hydrologique simulés. L'évaluation de la performance de ces modèles se base sur la comparaison des débits simulés et des débits naturels reconstitués.

Le modèle capable de représenter le mieux possible l'hydrométéorologie naturelle du bassin est conservé afin de réaliser la seconde étape (chapitre 7). Celle-ci consiste à intégrer dans le modèle précédent la représentation des aménagements en deux phases, en premier ceux de Tignes et ses imports associés, puis en second ceux de Malgovert, des Saucés et d'Ormente. L'impact de la représentation dans le modèle de ces aménagements sur les simulations de débit peut être quantifié. La validation du modèle est basée cette fois sur la comparaison des débits simulés et débits observés.

Le but final de la mise en oeuvre de cette modélisation journalière est donc de retenir une architecture de modèle optimisée pour la prise en compte des aménagements hydroélectriques, et qui intègrent la représentation des forçages météorologiques, parmi celles que nous avons déduites des différentes discrétisations de ces aménagements, la plus adaptée. Cette architecture sera ensuite réutilisée et éventuellement modifiée pour fonctionner au pas de temps horaire (partie IV).

Chapitre 6

Simulations réalisées en conditions pseudo-naturelles

Le but final de ce chapitre est d'obtenir un modèle calé qui soit le plus adapté pour représenter la variabilité spatiale de la météorologie, compte-tenu des 5 discrétisations spatiales à tester (N1 à N5). Une analyse préliminaire (section 6.1) consiste à exploiter les résultats de la spatialisation des données de précipitations, de façon à évaluer l'incertitude liée à l'estimation de cette variable sur notre bassin. Ensuite, on évalue l'impact de la représentation de la météorologie, en testant les 4 premières discrétisations spatiales N1 à N4, sur les sorties du modèle, notamment sur les variables simulées du bilan hydrologique : écoulement, ETP, mais aussi lame de fonte, variation de stock d'eau dans le sol, lame ruisselée, etc.. Cette analyse porte d'abord sur le régime hydrologique moyen du bassin (échelles annuelles et saisonnières), puis se focalise sur plusieurs périodes de crue (section 6.2). L'impact de l'incertitude liée à la précipitation sur les simulations de débit est également évaluée en parallèle. La discrétisation N5, qui nécessite d'intégrer les prises d'eau dans le modèle, fait donc l'objet d'une section du chapitre suivant. L'évaluation de la qualité des simulations de débits à l'exutoire mais également à d'autres points de contrôles du bassin, en distinguant bien les performances des modèles en phase de calage et de validation, permet finalement de retenir le meilleur calage, sur lequel on se basera pour y intégrer les ouvrages.

6.1 Incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur le bassin

Afin d'évaluer l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur le bassin, on présente ici les résultats d'une inter-comparaison des 3 champs testés (méthode IDW, réanalyses EDF et SAFRAN) réalisée à différents pas de temps : annuel, mensuel puis journalier et en se focalisant sur les jours de crue, ainsi qu'à différents pas d'espace : pour chaque sous-bassin des 4 discrétisations spatiales N1 à N4, nous avons comparé les 3 estimations de précipitations et les avons également confrontés de manière ponctuelle avec les observations des stations pluviométriques. La comparaison de ces 3 types d'estimations jusqu'au degré de discrétisation spatiale le plus élevé (N4) a été effectué seulement au pas de temps journalier, pour lequel on observe une plus grande variabilité spatiale des précipitations par rapport aux autres pas de temps. Cela nous permettra ensuite d'évaluer comment se répercute cette incertitude sur les sorties journalières du modèle (section 6.2).

Pour l'ensemble des résultats de cette section, la période d'étude considérée va du 01/08/1997 au 31/07/2005 (donc considération des années hydrologiques 1997 à 2004). Les données de précipitation issues des réanalyses EDF sont basées sur des cumuls journaliers allant de 6h du jour j à 6h du jour $j+1$. Pour pouvoir réaliser l'analyse qui suit, nous avons donc calculés également des cumuls du même type pour les estimations IDW et SAFRAN.

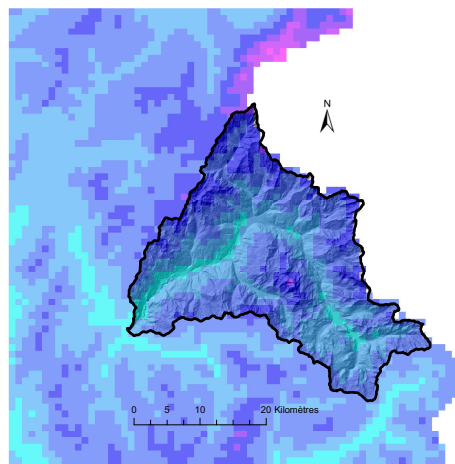
Mais concernant les simulations du modèle que l'on présentera dans la prochaine section, étant donné que les débits naturels reconstitués sont disponibles seulement sous forme de valeurs moyennes journalières allant de 0h à 0h (sous-section 2.3.2, p.2.3.2), les simulations de débit ont été effectuées en prenant en compte des cumuls de précipitation 0h-0h pour les estimations IDW et SAFRAN, et 6h-6h en ce qui concerne les réanalyses EDF. Ceci dans le but de pouvoir générer ces simulations dans les mêmes conditions de prévision que celle du Service de Prévision des Crues Alpes du Nord.

6.1.1 Incertitude sur le régime pluviométrique annuel

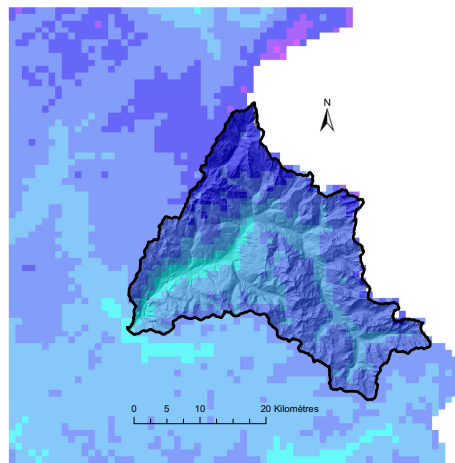
a) Inter-comparaison des champs spatiaux de précipitation

L'étape de spatialisation des forçages météorologiques dont la méthode a été décrite au chapitre 5 (section 5.4) nous a permis d'obtenir pour chaque estimation testée les grilles de précipitation journalière, à la résolution d'1km. Nous avons ensuite fait la somme de ces grilles journalières de façon à obtenir les grilles des cumuls annuels correspondants, avant d'en déduire pour chaque type d'estimation une grille de précipitation annuelle moyenne que l'on présente à la figure 6.1. La figure 6.2 montre la différence de ces trois champs moyens.

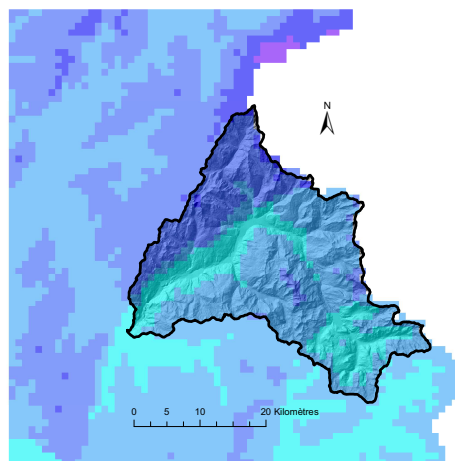
La valeur minimale obtenue pour les estimations IDW, EDF et SAFRAN, du pixel localisé sur le bassin de l'Isère à Moûtiers vaut respectivement 800 mm/an, 756 mm/an et 708 mm/an. Elle correspond pour le premier et le dernier type d'estimation à la zone située à proximité de l'exutoire en rive droite de l'Isère, et à la zone de l'Isère située à mi-parcours entre Malgovert et Moûtiers pour les réanalyses EDF. Leur valeur maximale vaut respectivement 2773 mm/an,



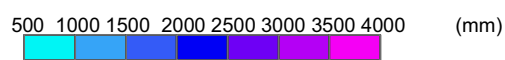
(a) estimation IDW



(b) estimation EDF

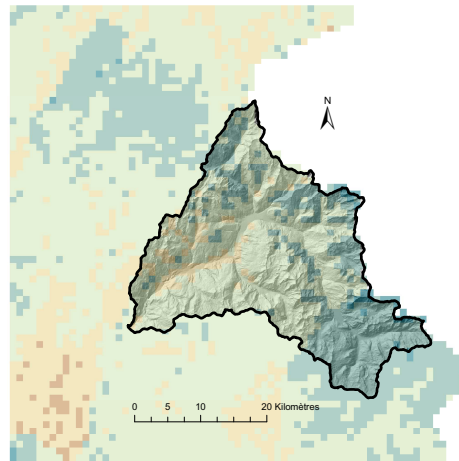


(c) estimation SAFRAN

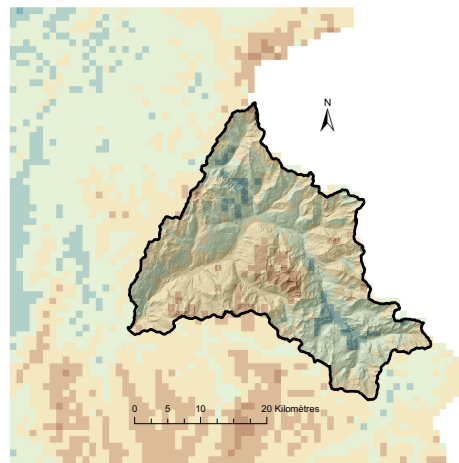


(d) légende

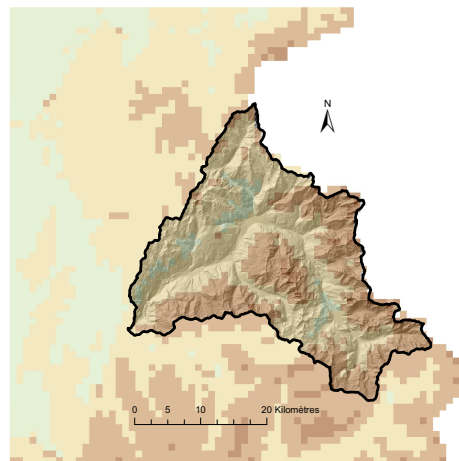
FIGURE 6.1 – Précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004)



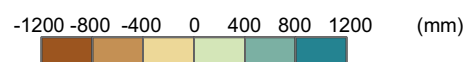
(a) différence EDF - SAFRAN



(b) différence EDF - IDW



(c) différence SAFRAN - IDW



(d) légende

FIGURE 6.2 – Différence d'estimation de précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004)

2332 mm/an et 2143 mm/an. Elle correspond dans les trois cas à l'altitude maximale du bassin représentée par le pixel situé à la pointe nord du bassin (au sud de l'Aiguille de la Lex Blanche, sud-ouest du massif du Mont-Blanc).

La méthode IDW estime de forts cumuls sur l'ensemble des versants de haute-altitude (au-dessus de 2700m), compris entre 2000 mm/an et 2500 mm/an mais pouvant atteindre localement les 3000 mm/an. Ces versants sont situés à la fois au nord du bassin, et dans la zone du Mont-Pourri située au centre, pour laquelle cette méthode a généré des cumuls supérieurs de 400 à 800 mm par rapport aux deux réanalyses SAFRAN et EDF. La méthode génère des valeurs similaires à peu près dans toute la vallée de l'Isère comprises entre 500 et 1000 mm/an, un peu plus fortes dans la zone de vallée située entre le barrage de Tignes et Malgovert.

Contrairement aux estimations IDW, les réanalyses EDF donnent de plus forts cumuls sur les versants situés au nord du bassin, notamment dans la zone du sous-bassin du Versoyen où l'estimation du cumul annuel moyen est comprise entre 2000 et 2500 mm/an. En vallée, les cumuls sont de l'ordre de 1000 à 1500 mm/an de Val d'Isère à Malgovert, et de 500 à 1000 mm/an pour la partie aval de Malgovert. Par comparaison aux deux autres estimations, des valeurs plus fortes ont été obtenues pour la partie sud du bassin (amont de Tignes), autour de 600 mm/an de plus par rapport aux réanalyses SAFRAN et autour de 300 mm/an par rapport à l'estimation IDW. Par rapport aux réanalyses SAFRAN, on remarque que de plus forts cumuls de précipitation (de 400 à 800 mm/an de plus) ont été obtenus sur les versants situés en altitude, ce qui s'explique par l'assimilation dans les réanalyses EDF de mesures de nivo-pluviomètres totalisateurs (NPT) situés à plus haute altitude que les pluviomètres (généralement au-dessus de 2000m ; Gottardi 2009), qui ont probablement permis d'obtenir une meilleure représentativité de la précipitation des hauts-reliefs.

Les réanalyses SAFRAN produisent des cumuls en général plus faibles sur l'ensemble du bassin. On reconnaît l'effet de la considération des zones symposium sur la répartition spatiale des cumuls qui partage le bassin en trois zones. La première, rattachée à la même zone de la vallée de la Haute-Maurienne (découpage des zones symposium en figure 5.13, p.172), est située au sud du bassin (Isère à Tignes) et contient les plus faibles valeurs qui s'échelonnent entre 500 et 1100 mm/an pour des altitudes pouvant atteindre 3730m. La seconde zone est représentée par une large bande inclinée dans le sens sud-ouest à nord-est et délimitée par Malgovert et Tignes, qui contient des valeurs un peu plus fortes (comprises entre 800 et 1600 mm/an) mais où l'effet du relief sur les précipitations est moins représenté que les deux autres estimations. La troisième zone est la partie rive droite de l'Isère (hors vallée) à partir de Malgovert jusqu'à Moûtiers qui appartient à la zone symposium comprenant le massif du Beaufortin. Ce massif reçoit de par sa localisation géographique un cumul annuel moyen conséquent de précipitation (section 3.2), ce qui explique que ces cumuls significativement plus forts, compris entre 1500 et 2100 mm/an.

b) Inter-comparaison des précipitations de bassin

Nous avons souhaité comparer ensuite la précipitation moyenne spatiale de chaque sous-bassin, selon le type d'estimation. Nous avons calculé pour cela la précipitation moyenne journalière des 32 sous-bassins correspondant aux 4 découpages testés en suivant la méthode décrite en section 5.4. Puis nous en avons déduits les cumuls annuels en sommant simplement la valeur de chaque jour.

Le tableau 6.1 récapitule les valeurs de précipitation annuelle moyenne de chaque sous-bassin (moyenne spatiale). Il précise également l'écart maximal en mm/an entre les trois couples d'estimations ainsi que l'écart relatif correspondant, considéré par rapport à la moyenne des 3 estimations de précipitation (en %). L'annexe M montre la corrélation des cumuls annuels entre chaque type d'estimation pour le bassin de Moûtiers ainsi que pour les 3 sous-bassins du découpage N2. Il précise à chaque fois les caractéristiques de la régression linéaire correspondante : coefficient de détermination R^2 , pente a et ordonnée à l'origine b de cette droite de régression.

Globalement, pour le bassin de l'Isère à Moûtiers, on constate que le cumul annuel moyen donné par les réanalyses EDF est le plus élevé avec 1540 mm/an, ensuite vient celui estimé par la méthode IDW (1427 mm/an) puis celui des réanalyses SAFRAN (1221 mm/an). On en

	Sous-bassins	IDW	EDF	SAF	écart maximal	
					mm/an	mm/an %
N1	Moûtiers	1427	1540	1221	319	23
	Tignes	1174	1552	974	578	47
N2	Malgovert Intermédiaire	1437	1580	1216	364	26
	Moûtiers Intermédiaire	1465	1521	1289	231	16
N3	Tignes résiduel	1160	1530	966	563	46
	Clous-Nant Cruet	1437	1801	1323	478	31
	Le Saut	1251	1713	990	723	55
	Ponturin	1415	1509	1318	191	14
	La Sachette	1127	1601	1293	474	35
	Malgovert	1483	1566	1339	227	16
	Malgovert résiduel	1275	1401	1104	298	24
	Roselend 1	1484	1738	1267	471	31
	Roselend 2	1667	1825	1742	158	9
	Ormente	1607	1775	1672	168	10
N4	Moûtiers Interméd. Résiduel (MIR)	1343	1373	1193	180	14
	MIR1	1510	1713	1441	273	18
	MIR2	1257	1334	1220	113	9
	MIR3	1352	1330	1193	159	12
	MIR4	1257	1191	1069	188	16
	MIR5	1258	1204	1132	126	10
	MIR6	1243	1398	1303	155	12
	MIR7	1123	1146	1005	141	13

TABLEAU 6.1 – Valeurs de précipitation annuelle moyenne selon les 3 types d'estimations pour les sous-bassins des 4 premiers découpages étudiés et valeurs absolues et relatives des écarts maximaux. *MIR* : Moûtiers Intermédiaire Résiduel.

déduit donc qu'on ne peut estimer la pluviométrie annuelle moyenne du bassin, à partir des données disponibles, qu'avec une incertitude significative d'environ 20%. Par ailleurs, les valeurs de coefficients R^2 (annexe M) indiquent malgré tout qu'il existe à l'échelle annuelle une très bonne corrélation entre ces deux réanalyses (0.99).

La discrétisation N2 fait apparaître, pour le sous-bassin de Tignes, un plus grand écart entre les valeurs annuelles moyennes, égal à 578 mm/an (écart représenté par les deux barres horizontales de la figure 6.3b). Cet écart a été obtenu entre les deux réanalyses et représente plus de 50% de l'estimation SAFRAN (974 mm/an). Pour ce sous-bassin les estimations IDW et EDF sont les mieux corrélées avec une valeur du coefficient R^2 égale à 0.95.

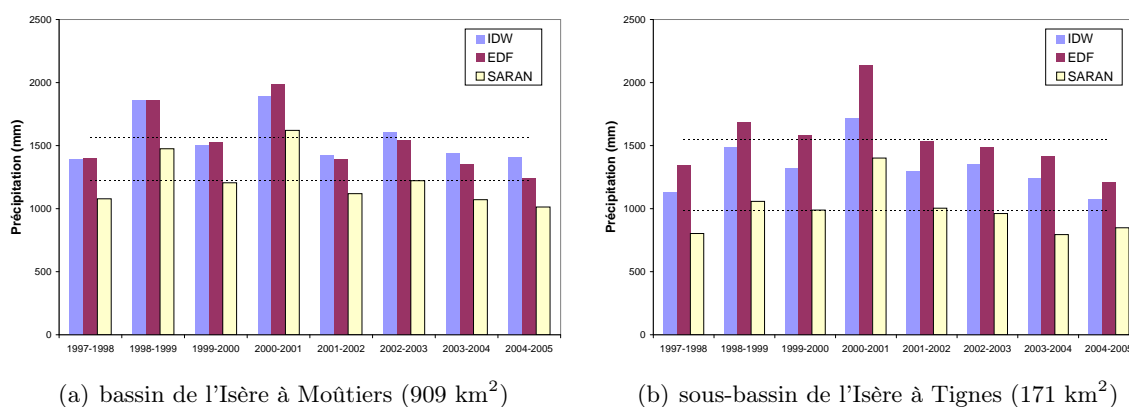


FIGURE 6.3 – Précipitation annuelle sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN), pour le bassin de l'Isère à Moûtiers et l'Isère à Tignes.

L'écart maximal entre les 3 types d'estimations est moins important pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, et diminue encore pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire à la valeur de 265 mm/an. En parallèle on remarque également que les coefficients R^2 correspondants s'améliorent.

On obtient donc, pour le bassin entier, comparé au sous-bassin de Tignes, une plus faible différence entre la moyenne inter-annuelle minimale et maximale d'une part, et d'autre part de meilleures corrélations entre estimations. Cela s'explique par deux raisons. La première est que l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation moyenne d'un plus grand sous-bassin a plus de chance d'être la plus faible car il est plus probable que les différences entre estimations se compensent. La seconde réside dans le fait qu'en général cette incertitude croît avec l'altitude médiane du sous-bassin considéré en raison de la faible densité d'appareils de mesures en altitude et du déficit de captation des précipitations solides (expliqué par l'influence du vent notamment). Cette relation est mise en évidence à la figure 6.4 qui montre qu'il existe une corrélation assez significative (R^2 de 0.44) entre l'écart maximal obtenu entre les 3 estimations pour chaque sous-bassin (N1 à N4), et l'altitude médiane de ces derniers.

Concernant le découpage N3 qui divise le bassin en 11 sous-bassins, on y observe que le plus grand écart relatif d'estimation, égal à 55% (tableau 6.1), a été obtenu pour le couple des deux réanalyses EDF et SAFRAN. Il concerne le sous-bassin du Saut situé en rive droite de l'Isère juste en amont du barrage de Tignes, dont l'altitude médiane est de 2785m. On obtient également de

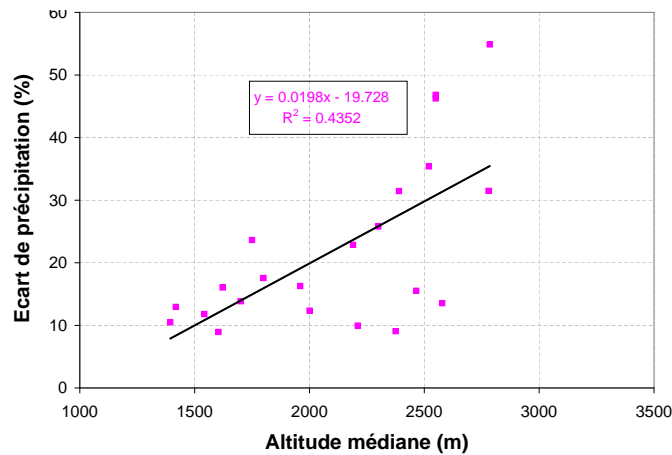


FIGURE 6.4 – Ecart maximal relatif (en % de la moyenne des 3 estimations) entre les 3 estimations testées de précipitation annuelle moyenne (période 1997-2004) en fonction de l'altitude médiane de chaque sous-bassin des découpages N1 à N4.

plus forts écarts d'estimation (compris entre 30 et 45%) pour les sous-bassins de Tignes résiduel, du Clou-NantCruet, de Roselend1, toujours entre les deux réanalyses. Les réanalyses EDF, en plus d'avoir assimilées des mesures de NPT, ont consisté également à comparer les mesures en altitude de l'équivalent en eau du manteau neigeux du réseau EDF avec les séries de précipitations journalières estimées. Ce travail a été réalisé sur chacun des pixels où se situent ces appareillages de mesure (perches, nivomètres, NRC). Il en est ressorti que la précipitation estimée au droit de l'ensemble de ces postes neige ne semblait pas suffisante pour expliquer le volume de stock de neige observé, surtout sur les tranches d'altitude supérieures à 2000m. Ces estimations de précipitations solides ont donc été corrigées en fonction des déficits obtenus pour chaque poste, dont deux situés sur le sous-bassin de Val d'Isère et sur le versant en rive droite de l'Isère un peu avant Malgovert, pour lesquels il a été obtenu une valeur de coefficient multiplicateur des précipitations comprise entre 2 et 2.4. Ces valeurs expliquent donc les grandes différences évoquées en début de paragraphe.

c) Inter-comparaison des estimations de précipitations par bilan hydrologique

L'objectif de ce travail est d'inter-comparer chaque type d'estimation de précipitation en utilisant le bilan hydrologique au pas de temps annuel toujours sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005. Ce bilan peut être défini simplement par une loi de conservation de la masse, en ce sens où pendant une longue période considérée les apports d'un bassin versant sont égaux à ses sorties et à sa variation de stockage d'eau près. Les apports sont les précipitations, et les sorties sont les écoulements à l'exutoire et l'évapo-transpiration réelle. Les volumes d'écoulement dus à la fonte des glaciers, ces derniers couvrant environ 3% de la surface du bassin, ont été estimée en se basant sur les résultats des simulations du modèle de l'Isère à Moûtiers (présentés dans la prochaine section). Ils représenteraient seulement environ 3.5% du volume d'écoulement annuel naturel du bassin. On décide donc ici de ne pas les considérer. D'autre part, en supposant que les variations de stockage du bassin sont négligeables au pas de temps annuel, et qu'il n'y ait pas

de drainage profond, on peut écrire que :

$$P = E + ETR \quad (6.1)$$

Tous les termes du bilan sont exprimés en lame moyenne de bassin et sont des cumuls sur la période considérée (en l'occurrence chaque année), avec :

- P la précipitation moyenne spatiale (mm) ;
- E les écoulements à l'exutoire (mm) ;
- ETR l'évapo-transpiration réelle (mm) ;

L'idéal aurait été de pouvoir calculer la somme des écoulements et de l'ETR, de retrancher la fonte glaciaire, puis de comparer le résultats à nos 3 types d'estimations de précipitation. Mais l'estimation de l'ETR reste très délicate car elle fait intervenir des processus hydrométéorologiques complexes, surtout en zone de montagne. En effet, en plus de sa dépendance au type d'occupation des sols (sol nu, conifères, etc..), l'évapo-transpiration dépend également de la présence ou non de neige en surface, et elle variera aussi dans ce cas selon que cette neige se trouve au sol ou bien encore interceptée par la végétation. Pour pouvoir s'affranchir de cette variable, on décide donc de s'intéresser au déficit d'écoulement D (mm) du bassin défini comme étant la différence entre P et E :

$$D = P - E \quad (6.2)$$

Ce déficit permet donc de comparer chaque estimation de précipitation.

Au pas de temps annuel, E est la somme des lames écoulées quotidiennement tout au long de l'année considérée. Sur notre bassin, l'influence des ouvrages sur les écoulements est important (comme on l'a vu en section 3.3) et modifient artificiellement ce bilan hydrologique. De ce fait, chaque lame journalière est calculée à partir du débit naturel reconstitué journalier, par cette simple relation :

$$E_j = \frac{QNR_j}{S_{bv}} * 86.4 * 10^6 \quad (6.3)$$

avec

- E_j la lame journalière écoulée (mm)
- QNR_j le débit naturel reconstitué moyen journalier (m^3/s)
- S_{bv} la surface du sous-bassin (m^2)

Nous avons à disposition la série journalière des débits naturels de l'Isère reconstitués en trois points du bassin : Tignes, Malgovert et Moûtiers. On peut donc établir ce bilan hydrologique pour le bassin entier (Isère à Moûtiers), ainsi que pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire (ces 3 sous-bassins correspondent au découpage N2). Par ailleurs on néglige au pas de temps annuel l'incertitude liée à la reconstitution des débits naturels.

Les résultats des déficits d'écoulements annuels obtenus sont présentés pour le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers à la figure 6.5, et pour ceux de Tignes, de Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire en figure 6.6.

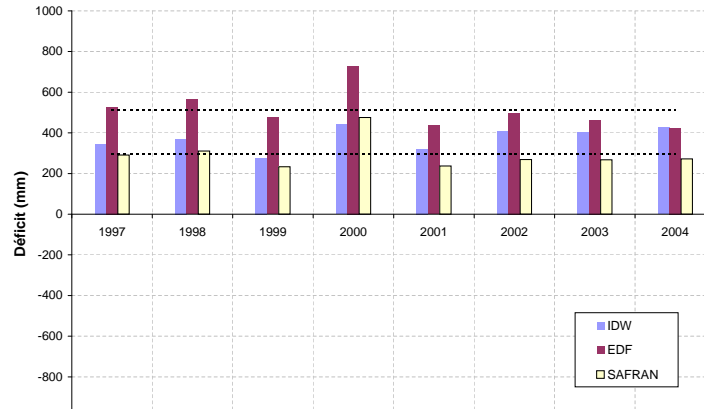
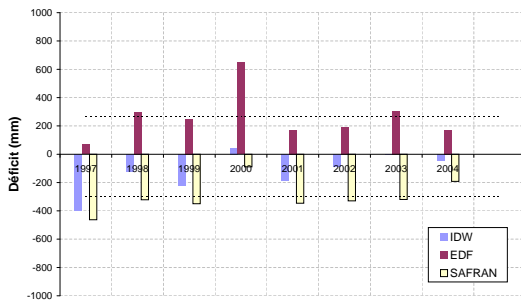
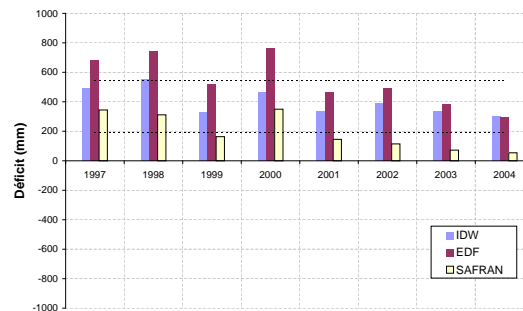


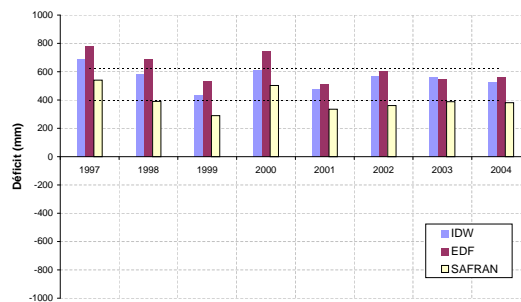
FIGURE 6.5 – Déficit d'écoulement annuel sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN) pour le bassin de l'Isère à Moûtiers. Les deux barres en pointillés noirs représentent la valeur du déficit annuel moyen minimal (SAFRAN) et maximal (EDF).



(a) sous-bassin de Tignes



(b) sous-bassin de Malgovert Intermédiaire



(c) sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire

FIGURE 6.6 – Déficit d'écoulement annuel sur la période 1997-2004 selon les 3 estimations (IDW, EDF et SAFRAN) pour les sous-bassins du découpage N2. Les deux barres en pointillés noirs représentent la valeur du déficit annuel moyen minimal et maximal.

A l'échelle du bassin, on obtient un déficit moyen inter-annuel égal à 374 mm/an pour les estimations IDW, à 515 mm/an pour les réanalyses EDF et 295 mm/an pour celles de SAFRAN. On constate donc que ce déficit représenterait un quart des précipitations selon les estimations IDW et SAFRAN, et un tiers selon les réanalyses EDF.

Concernant le déficit d'écoulement calculé pour le sous-bassin de Tignes, seules les estimations EDF génèrent des valeurs annuelles positives (moyenne de 271 mm/an). Si on suppose donc que l'estimation des réanalyses EDF est assez proche de la réalité dans cette zone de bassin (et donc qu'il n'y ait aucun drainage souterrain), cela signifie que la méthode IDW et les réanalyses SAFRAN y sous-estiment largement la précipitation, respectivement de 300 mm/an et 600 mm/an. Par ailleurs, les déficits moyens inter-annuels obtenus avec les trois types d'estimations pour le sous-bassin de Tignes sont inférieurs à ceux obtenus pour le bassin entier. Cela semble cohérent avec le fait que ce sous-bassin évapo-transpirerait moins du fait que ses altitudes minimale et médiane sont plus élevées (respectivement de 1600m et de 2550m).

Dans la littérature, les études qui visent à fournir une estimation de l'ETR en zone de montagne sont peu nombreuses. Cependant, l'étude de Carrega (1988) donne des valeurs annuelles moyennes estimées à quelques stations météorologiques sur la période 1980 à 1984 : 440 mm/an à Bourg-St-Maurice, 500 mm/an à Grenoble et 385 mm/an à Embrun (bassin de la Durance). Une étude réalisée par l'INRA d'Avignon (Seguin 2005) a abouti pour la période 1993 à 2004 à des valeurs simulées comprises entre 384 mm/an et 600 mm/an d'amont en aval du bassin de l'Isère à Moûtiers. Concernant le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, on obtient des déficits positifs mais avec des écarts importants : un déficit inter-annuel égal à 194 mm/an produit par les estimations SAFRAN et égal à 550 mm/an environ avec les réanalyses EDF. Un cumul moyen annuel d'ETR estimé à moins de 200 mm/an semble être une valeur trop faible sachant que l'altitude du sous-bassin descend en-dessous de 850 m. Ce qui signifierait que les réanalyses SAFRAN sous-estiment globalement la précipitation de ce sous-bassin. Cette hypothèse ne suppose évidemment aucun drainage de nappe profonde. En revanche, une ETR égale à 550 mm/an semble pouvoir être en accord avec les valeurs obtenues dans la littérature.

Concernant le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire, le plus faible déficit d'écoulement annuel moyen, obtenu avec les estimations SAFRAN, vaut environ 400 mm/an, puis vient celui des estimations IDW avec 556 mm/an et enfin celui des estimations EDF avec une valeur dépassant les 600 mm/an. On a donc obtenu avec les réanalyses SAFRAN une valeur de déficit plus cohérente que celle des deux autres types d'estimations, car cette valeur est plus comparable à des valeurs probables d'ETR. Cela signifierait, pour ce sous-bassin, si aucun drainage profond n'était observé, que les estimations de précipitation SAFRAN soient plus fiables que les deux autres.

d) Confrontation des estimations des 2 réanalyses aux observations

On a souhaité ensuite réaliser cette inter-comparaison de ces types d'estimation de précipitation testés en se basant sur les observations en stations, ce qui permet de se référer en quelque sorte à un témoin, mais seulement de façon ponctuelle. Cette comparaison a été réalisée seulement avec les deux réanalyses. Il aurait été possible de faire ce test avec les estimations IDW mais seulement en procédant à une validation croisée, c'est-à-dire en estimant la précipitation à chaque station sans considérer sa valeur observée puis de la comparer à son observation. Mais vu la faible densité du réseau de station, on suppose qu'en supprimant une station la qualité de l'estimation obtenue dans ce cas n'aurait pas été représentative de celle de l'estimation IDW elle-même.

On rappelle que la localisation des stations de précipitation est présentée en figure 2.5 (p.48). Pour chaque grille journalière des deux réanalyses, nous avons extrait la valeur des 13 pixels correspondants à la localisation de ces 13 stations. Nous obtenons donc pour chaque réanalyse 13 séries temporelles de précipitation journalière que nous avons sommés pour obtenir les cumuls annuels, avant de les comparer ensuite aux cumuls annuels observés.

Nous avons calculés les écarts relatifs entre les estimations de précipitation annuelle moyenne des deux réanalyses et ceux des observations. Cet écart relatif est exprimé ici par le rapport de la différence entre précipitation estimée et précipitation observée sur celle observée. Tous les termes de précipitation sont en mm :

$$Ecart(\%) = \frac{P_{estime} - P_{obs}}{P_{obs}} \quad (6.4)$$

Les écarts relatifs obtenus sont présentés à la figure 6.7 en fonction de l'altitude de la station considérée. Les points représentés par des losanges correspondent aux écarts obtenus avec les estimations EDF, et les carrés à ceux obtenus avec les estimations SAFRAN. La moyenne de ceux obtenus justement avec les estimations des réanalyses SAFRAN est de -4% et on ne note aucune relation de ces écarts avec l'altitude. L'obtention d'écarts relatifs significativement négatifs (valeurs inférieures à environ -5%) signifierait par ailleurs que les observations des stations associées n'auraient donc pas été prises en compte dans la réanalyse.

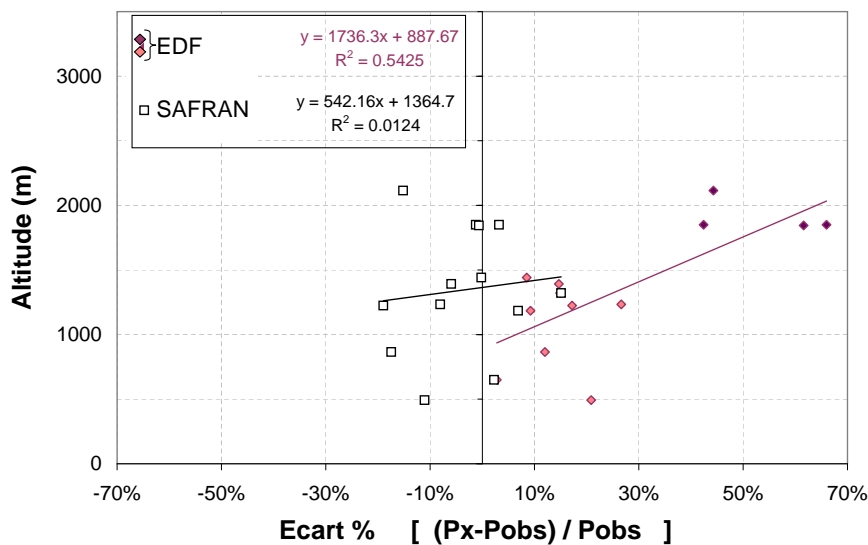


FIGURE 6.7 – Ecart relatif (%) d'estimation de la précipitation en fonction de l'altitude de la station calculée sur la période 1997-2005. Valeurs annuelles moyennes.

En revanche, les estimations de précipitations issues des réanalyses EDF sont très supérieures aux valeurs observées et cet écart semble être assez corrélé à l'altitude (erreur moyenne de 26% et R^2 égal à 0.54). Il semble se dégager en fait deux nuages de points : l'un représentant des écarts assez faibles (entre 10 et 30%; losanges de couleur rose) pour les stations de faible altitude (<1500m) situées en vallée, à savoir Pralognan, Roselend, Valmorel, Ste-Foy, Hauteluce, Contamines, Bourg-St-Maurice, Vignotan, Moûtiers, et l'autre représentant des écarts assez forts

(40 à 70% ; losanges de couleur violette) pour les stations d'altitude (situées entre 1500m et 2200m) à savoir : Tignes, Val d'Isère, Versoye et Bonneval. Cette distinction traduit clairement une correction des précipitations assez dépendante de l'altitude, qui aurait permis notamment de combler probablement les déficits de captation plus importants aux stations situées plus en altitude.

6.1.2 Incertitude sur le régime pluviométrique mensuel

Après avoir inter-comparé les 3 types d'estimation de précipitation du bassin à l'échelle annuelle, on s'intéresse maintenant à quantifier cette incertitude en se focalisant sur le régime saisonnier des précipitations, en analysant les différences d'un mois sur l'autre. On présente la comparaison des lames mensuelles de bassin des 3 types d'estimations, ainsi que la comparaison ponctuelle de leur cumul mensuel avec ceux des observations.

a) Inter-comparaison des précipitations de bassin

La figure 6.8 représente l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation mensuelle moyenne obtenue pour le bassin de l'Isère à Moûtiers. Cette incertitude se présente sous forme de courbe enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN pour chaque mois, et leur moyenne représentée par la courbe rouge.

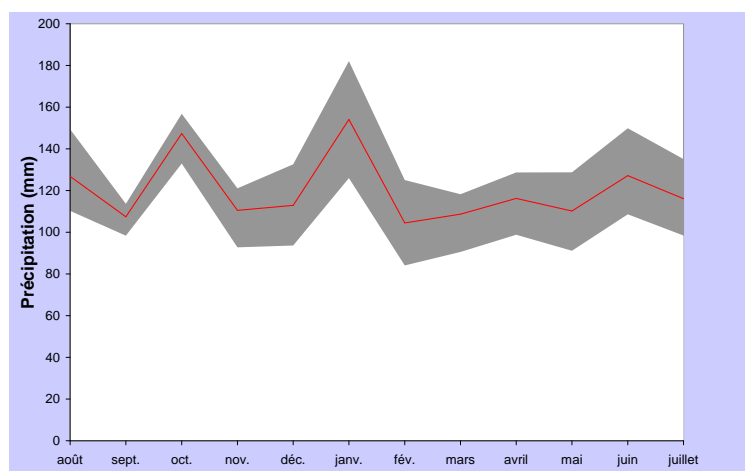


FIGURE 6.8 – Incertitude liée à l'estimation de la précipitation mensuelle interannuelle sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 pour le bassin de l'Isère à Moûtiers. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN pour chaque mois, et avec leur moyenne représentée par la courbe rouge.

A l'échelle du bassin, les valeurs mensuelles moyennes obtenues varient de 104 à 154 mm/mois pour les estimations IDW (valeurs respectives pour février et janvier), de 110 à 182 mm/mois pour les réanalyses EDF (valeurs respectives pour septembre et janvier), et de 84 à 133 mm/mois pour les réanalyses SAFRAN (valeurs respectives pour février et octobre). Donc a priori selon les estimations IDW et EDF le mois de janvier reçoit en général le plus grand cumul de précipitation, et selon ce coup-ci les estimations IDW et SAFRAN le mois de février recevrait le plus faible en moyenne.

On constate que l'incertitude est beaucoup plus faible pour les mois de septembre et octobre, ce qui pourrait indiquer que les mécanismes de formation des précipitations qui opèrent pendant ces deux mois sont en moyenne moins complexes, notamment peut-être avec des gradients moins variables spatialement et moins extrêmes, qui rendraient l'estimation des champs de cumuls moins délicate. Par ailleurs, l'écart relatif maximal étant en moyenne d'environ 30%, on obtient donc logiquement une valeur plus élevée que celle obtenue à l'échelle annuelle (qui était d'environ 20%), ce qui traduit effectivement le fait que le régime des précipitations est plus variable d'un mois sur l'autre que d'une année sur l'autre.

En découpant le bassin selon la discrétisation N2, on retrouve des plus faibles écarts en automne et des plus forts le reste de l'année, mais avec des amplitudes différentes (figure 6.9). Ceci excepté pour le sous-bassin de Tignes (figure 6.9a) où l'on retrouve cette plus forte incertitude (déjà constatée et expliquée à l'échelle annuelle) avec un écart relatif maximal en moyenne d'environ 46%, notamment pour les mois d'hiver (octobre à mars) avec des valeurs s'échelonnant de 38% jusqu'à 72%. Ces grands écarts hivernaux sont principalement liés à la distinction des réanalyses EDF dont les cumuls de précipitation solide ont été corrigés. Par ailleurs, les 3 estimations

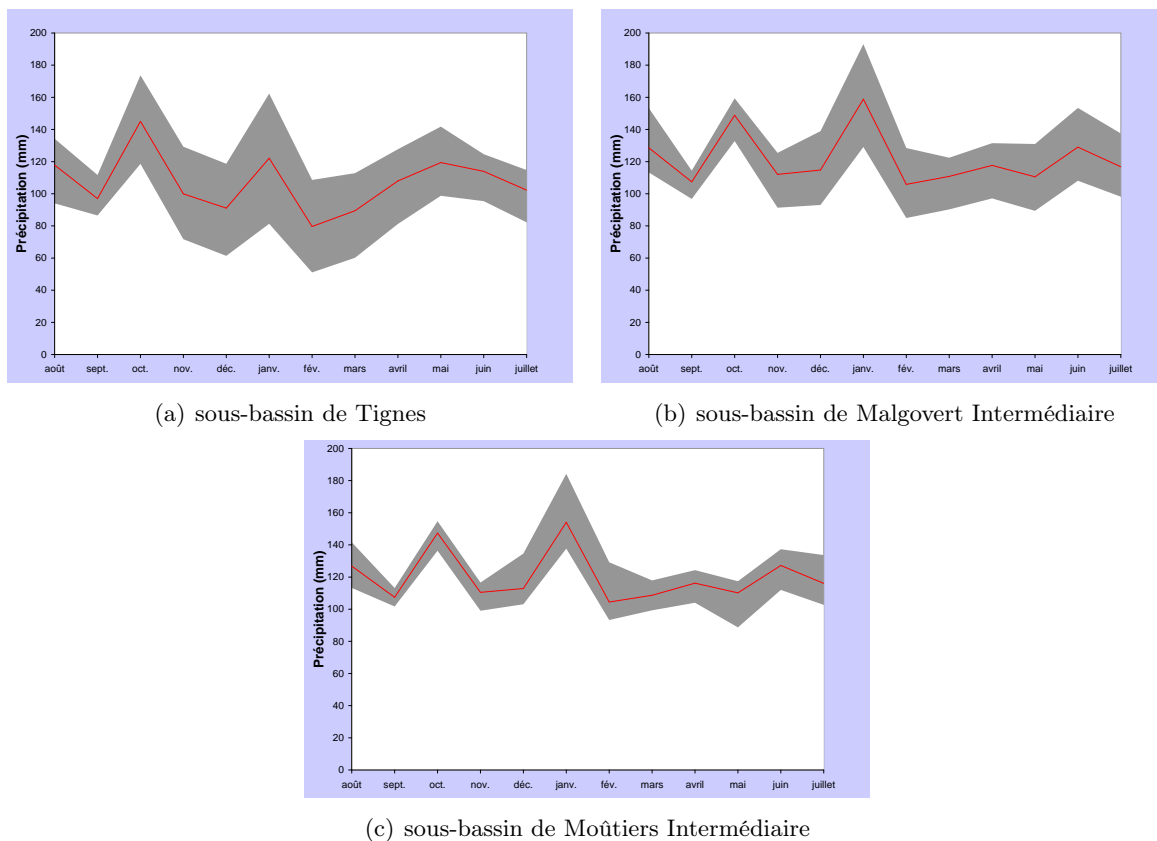


FIGURE 6.9 – Incertitude liée à l'estimation de la précipitation mensuelle interannuelle sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 pour les sous-bassin de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des 3 estimations testées pour chaque mois, et avec leur moyenne représentée par la courbe rouge.

indiquent que ce sous-bassin reçoit en général des cumuls de précipitation significativement plus forts pour le mois d'octobre. Cela est probablement dû à une plus grande fréquence de jours de flux de sud pendant ce mois (fréquence des types de temps en figure J.1c p.422), qui généreraient de plus grandes quantités de précipitation dans cette zone du bassin.

Concernant le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, les écarts entre les 3 estimations sont très similaires à ceux obtenus pour le bassin entier, à ceci près qu'ils sont légèrement supérieurs avec un écart maximal relatif moyen de 32% (+3%). Cette incertitude devient plus faible pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire pour lequel de faibles écarts sont en outre observés pour les mois de novembre, mars et avril.

b) Confrontation des 3 types d'estimations aux observations

La démarche est la même qu'au pas de temps annuel. Après avoir calculé pour chacune des deux réanalyses les 13 séries temporelles de précipitation mensuelle moyenne, nous avons pu les comparer aux cumuls mensuels moyens observés aux 13 stations sur la même période d'étude.

On montre tout d'abord, à la figure 6.10, les écarts relatifs mensuels moyens (moyenne des 13 stations). Concernant les écarts des estimations EDF, les valeurs présentent une variation saisonnière avec un maximum en hiver (35%, mois de février) et un minimum en été (6%, pour les mois de juillet et août) qui traduit une fois de plus l'utilisation des mesures de hauteurs de neige. La corrélation entre estimations et observations mensuelles moyennes pour les 13 stations, pour laquelle on a distingué les mois "froids" (octobre à mars) des mois "chauds" (avril à septembre), laisse d'ailleurs entrevoir clairement deux nuages de points bien distincts (graphique de gauche à la figure 6.11).

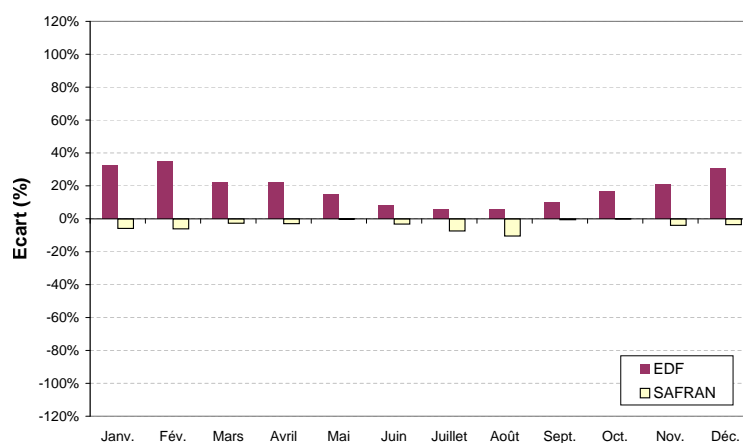


FIGURE 6.10 – Ecart relatif lié à l'estimation de la précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004. Moyenne des 13 stations.

Les écarts relatifs obtenus avec les réanalyses SAFRAN ne présentent quant à eux aucun cycle (un seul nuage de points). La valeur minimale obtenue est de -11% (mois d'août) et la valeur maximale est nulle (mois de mai et octobre). Ces écarts constamment négatifs indiquent que ces réanalyses sous-estiment en moyenne la précipitation observées à ces stations tout au long de l'année. Ce biais semble plus fort pour les mois de janvier-février ainsi que les mois juillet-août.

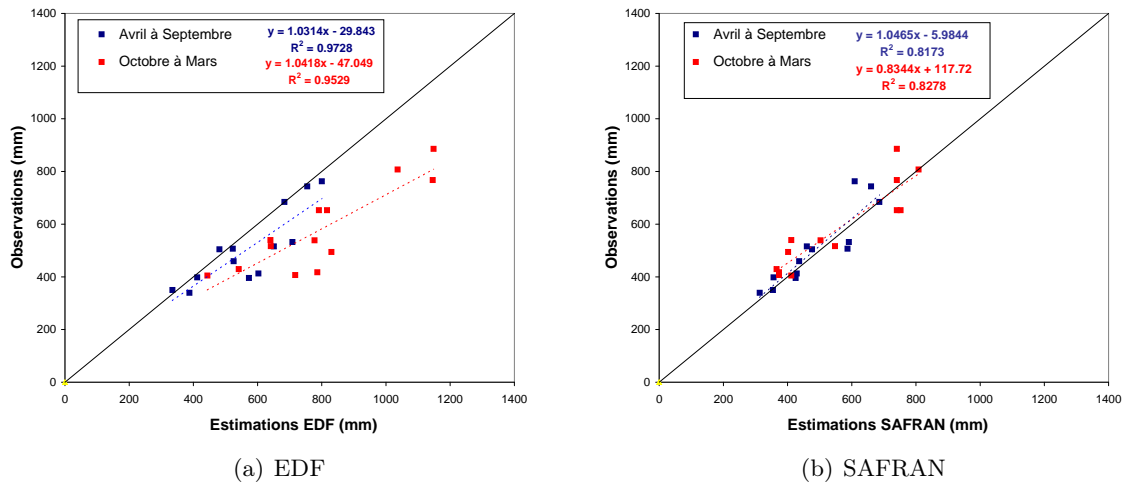


FIGURE 6.11 – Corrélation saisonnière entre estimations et observations de précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004.



FIGURE 6.12 – Ecart relatif lié à l'estimation de la précipitation mensuelle moyenne sur la période 1997-2004 en fonction de la station.

Si on s'intéresse à cet écart station par station, on constate qu'avec les estimations EDF on retrouve cette variation saisonnière surtout pour les stations situées dans le sud du bassin (Val d'Isère, Tignes ; figure 6.12), pour lesquelles on obtient des biais supérieurs à 100%. Ces valeurs sont cohérentes avec les coefficients multiplicateurs obtenus pour corriger les précipitations (Gottardi 2009 ; variant de 2 à 2.4 pour rappel).

Pour ces deux stations, les estimations SAFRAN sont inférieures aux observations en général en hiver. Elles le sont également en été pour la station de Tignes, ce qui peut s'expliquer probablement, au vu de sa localisation (en altitude et entourée de versants à forte pente), par une difficulté à reproduire les cumuls de pluies d'orage. Pour les autres stations, on retrouve des valeurs le plus souvent négatives, sauf pour les stations de Roselend et Versoye où de meilleurs résultats sont observés (biais plus proches de 0%).

A l'échelle mensuelle, on constate donc qu'on ne peut estimer la précipitation moyenne du bassin entier qu'avec une incertitude moyenne de 30%. Une grande différence entre les 3 estimations est constatée concernant le sous-bassin de Tignes pour tous les mois de l'année, dont l'écart relatif atteint 72% pour février. Les estimations SAFRAN sous-estiment le plus souvent la précipitation observée d'environ 10% et au contraire les estimations EDF la surestiment en moyenne de 15% avec des plus fortes valeurs en hiver et faibles en été. Mais qu'en est-il à l'échelle journalière ?

6.1.3 Incertitude sur le régime pluviométrique journalier

Le but de cette étude est de quantifier l'incertitude liée à l'estimation des précipitations journalières. On l'évalue tout d'abord en moyenne en considérant toute la période, puis en les classant par intensité, et enfin en se focalisant sur plusieurs grands événements pluvieux.

a) Incertitude sur le régime moyen des précipitations

Nous analysons en premier les différences entre estimations en considérant toute la période d'étude. Cette analyse est basée sur l'inter-comparaison des lames journalières de bassin des 3 types d'estimation et sur une confrontation à nouveau des deux réanalyses aux observations mais cette fois au pas de temps journalier.

Nous avons calculé les corrélations pour les 3 couples d'estimations EDF-SAFRAN, EDF-IDW et SAFRAN-IDW en considérant les lames moyennes de chaque sous-bassin seulement pour les jours où la somme des précipitations des 3 estimations n'est pas nulle. Ces corrélations sont présentées en annexe M (figures M.3 à M.8). La carte de la figure 6.13 illustre la répartition spatiale de l'ensemble des valeurs de R^2 obtenus pour les trois couples selon le découpage du bassin.

En considérant le bassin entier, on observe que les deux réanalyses (EDF et SAFRAN) sont les mieux corrélées avec un R^2 de 0.92 et un écart type de 2.81 mm, ensuite vient le couple IDW-SAFRAN avec un R^2 de 0.85 (écart type=3.22 mm) et en troisième position le couple EDF-IDW ($R^2=0.82$ et écart type=4.3 mm).

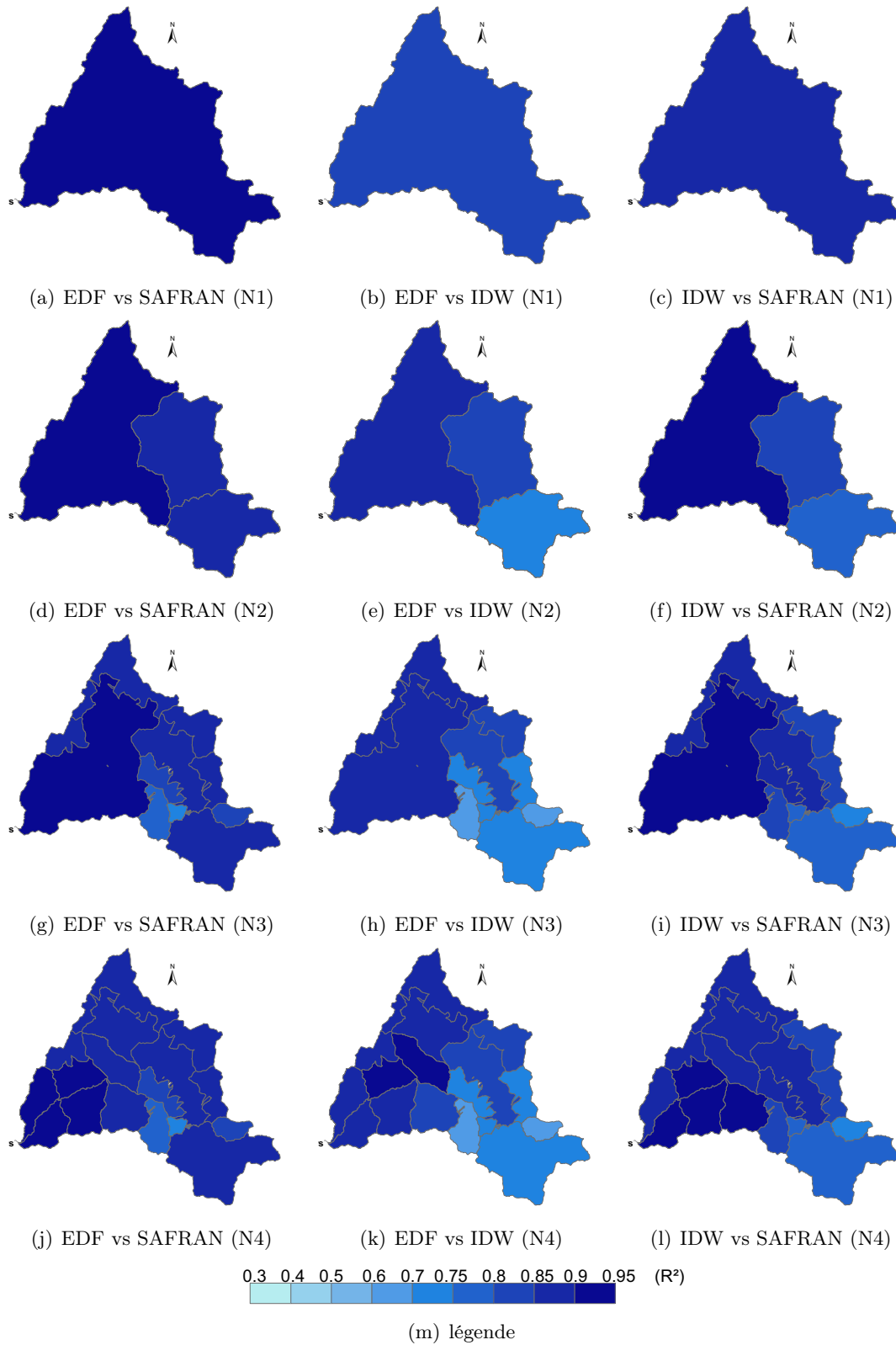


FIGURE 6.13 – Coefficient de détermination issu de la corrélation des précipitations journalières des 3 estimations testées (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : EDF vs SAFRAN, EDF vs IDW, IDW et SAFRAN). Considération seulement des jours où la précipitation est non nulle pour les trois estimations.

Le biais entre la moyenne des estimations journalières EDF et celles de SAFRAN est de 25% (EDF-SAFRAN), entre EDF et IDW égal à -2%, et entre IDW et SAFRAN égal à 28%. On remarque au passage que, de façon automatique, la méthode employée pour générer les estimations IDW, décrite en sous-section 4.2.4, ne permet pas de représenter les plus faibles cumuls (absence de faibles valeurs sur les graphiques, entre 0 et 7mm environ). Cela explique également que, comme le montre le tableau 6.2, cette méthode génère un nombre total de jours de précipitation bien inférieur à celui des deux autres estimations (cf. colonne seuil >0mm).

Ensuite les corrélations se dégradent logiquement au fur-et-à-mesure que l'on discrétise le bassin (figure 6.13).

Au découpage N2, la plus mauvaise corrélation, comme on l'attendait, est obtenue pour le sous-bassin de Tignes mais cette fois-ci pour le couple EDF-IDW. Ceci peut s'expliquer par l'apparition de précipitations intenses dans cette zone que la méthode IDW a du mal à représenter.

C'est en passant au degré de discrétisation supérieur (N3) que les corrélations se dégradent le plus, notamment pour le couple EDF-IDW concernant la moitié sud du bassin où l'on obtient des R^2 plutôt proches de 0.7. Ce constat est dû en partie à un effet de taille des sous-bassins (cf. Malgovert, Clou-Nant Cruet, etc..) déjà expliqué précédemment. C'est probablement ce même effet qui permet au contraire de conserver de bonnes valeurs pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire, quelque soit le couple d'estimations.

Enfin, on peut remarquer que si on découpe ce dernier sous-bassin en 7 pour aboutir à la discrétisation N4 (dernière ligne de la figure 6.13), les corrélations obtenues ne se dégradent pratiquement pas en général pour les trois couples et conservent des valeurs supérieures ou égales à 0.9. Cela montre alors que même à l'échelle journalière les 2 réanalyses et la méthode IDW estiment en moyenne des cumuls assez proches pour cette zone du bassin. Mais cela montre en même temps que ce n'est peut-être pas un effet de taille qui explique les valeurs élevées de R^2 pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (discrétisation N3).

Lorsque l'on compare maintenant les deux réanalyses aux observations (même démarche que précédemment), on constate qu'à l'échelle journalière ce sont en général les réanalyses EDF qui sont les mieux corrélées avec les cumuls observés (tableau 6.3 et figure 6.14).

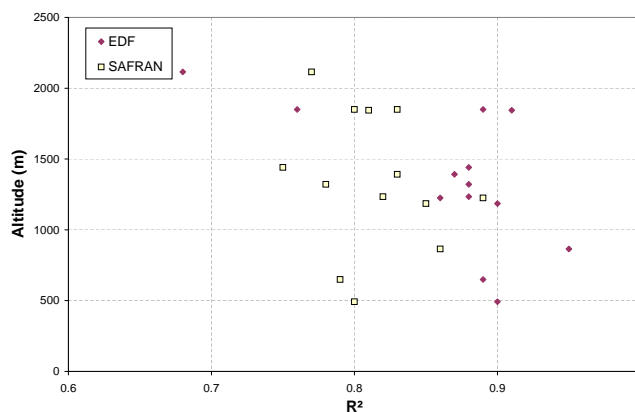


FIGURE 6.14 – Relation entre corrélation des estimations de précipitation avec les observations et l'altitude des stations.

Sous-bassins	>0mm			>10mm			>30mm			>50mm			
	IDW	EDF	SAF.	IDW	EDF	SAF.	IDW	EDF	SAF.	IDW	EDF	SAF.	
N1	Moûtiers	1089	1675	1641	419	410	342	38	66	31	5	13	4
	Tignes	957	1684	1667	296	395	230	23	79	26	6	21	6
N2	Malgo. Int.	1083	1799	1667	432	424	344	39	74	36	5	17	5
	Mout. Int.	1061	1832	1668	426	415	366	41	71	39	7	10	5
	Tignes rés.	957	1598	1561	291	385	228	23	76	23	6	20	5
	Clous-N. C.	1023	1626	1562	487	464	367	32	96	43	4	30	7
	Le Saut	957	1602	1548	354	431	235	25	91	30	6	27	6
	Ponturin	1074	1510	1500	427	392	371	30	74	42	4	21	7
	Sachette	827	1537	1500	378	412	363	21	79	41	6	26	6
N3	Malgovert	1089	1482	1500	457	415	375	37	81	46	4	26	7
	Malgo. Rés.	1083	1486	1506	357	383	310	29	56	25	4	13	3
	Roselend 1	1083	1625	1500	449	468	355	44	93	36	6	22	6
	Roselend 2	1041	1568	1517	532	508	483	61	101	103	6	22	16
	Ormente	1061	1474	1492	512	485	470	48	103	91	6	20	13
	Mout. Int rés.	1061	1499	1587	373	377	333	32	52	28	4	9	3
	MIR1	1182	1512	1531	409	475	413	59	91	58	8	23	8
	MIR2	1212	1426	1593	315	351	345	27	52	31	5	11	4
	MIR3	1212	1460	1500	337	351	336	27	52	35	4	10	5
N4	MIR4	1212	1422	1500	322	323	306	23	37	22	2	4	3
	MIR5	1182	1386	1591	330	331	312	28	36	20	2	6	3
	MIR6	1182	1422	1541	329	398	371	23	55	39	2	10	4
	MIR7	1163	1415	1500	298	322	278	17	32	19	0	3	2

TABLEAU 6.2 – Nombre de jours de précipitations estimées supérieures aux seuils de 0mm, 10mm, 30mm et 50mm pour l'ensemble des sous-bassins et calculés sur toute la période (2922 jours du 01/08/1997 au 31/07/2005).

Stations	R^2	
	EDF	SAFRAN
Bonneval	0.91	0.81
Tignes	0.68	0.77
Val d'Isère	0.76	0.80
Ste-Foy	0.88	0.82
Versoye	0.89	0.83
Bourg-St-Maurice	0.95	0.86
Roselend	0.87	0.83
Hauteluce	0.86	0.89
Contamines	0.90	0.85
Moûtiers	0.90	0.80
Pralognan	0.88	0.75
Valmorel	0.88	0.78
Vignotan	0.89	0.79

TABLEAU 6.3 – Récapitulation des valeurs de coefficients de détermination issus de la corrélation entre estimations (EDF et SAFRAN) et observations aux 13 stations

Les réanalyses EDF sont sensiblement moins bien corrélées à la station de Tignes (cf. point rouge isolé à gauche sur la figure 6.14), car cette station n'a pas été prise en compte pour l'élaboration de ces réanalyses. Le nuage de points de la corrélation correspondante indique que ces dernières surestiment considérablement les observations à cette station (figure P.4 en annexe).

b) Effet de seuil sur l'incertitude du régime des précipitations

Afin d'évaluer l'incertitude liée à l'estimation des précipitations en fonction de leur intensité, nous avons fixé en premier 3 valeurs seuils de précipitations. Pour chacune d'entre-elles nous n'avons retenu à chaque fois que les jours dont la précipitation dépassait ce seuil. Ces valeurs seuils ont été déterminées de façon à obtenir des échantillons de taille à peu près convenable tout en essayant de maximiser l'écart inter-seuil. Les valeurs retenues sont donc 10 mm, 30 mm et 50 mm.

Le tableau 6.2 récapitule le nombre de jours qu'une valeur seuil est dépassée en fonction des trois types d'estimations, pour l'ensemble des lames des sous-bassins, et sur toute la période d'étude considérée (qui comprend 2922 jours).

On observe que concernant le bassin de Moûtiers, ce sont les estimations IDW qui génèrent le plus de jours où la précipitation dépasse à 10 mm (419j), ensuite les réanalyses EDF (410j) puis les réanalyses SAFRAN (342j). En passant aux seuils supérieurs (30 et 50 mm), on constate que le nombre de jours obtenus avec les réanalyses EDF devient très supérieur à celui obtenu avec les deux autres estimations. Une seconde tendance s'y dégage puisqu'on obtient des valeurs un peu plus élevées avec les réanalyses SAFRAN que celles obtenues avec les estimations IDW. Cela montre que la valeur du gradient moyen qu'on a fixé à 0.2 mm/100m/j pour ce dernier type d'estimation limite la représentation des cumuls intenses de précipitation. Par ailleurs, on peut remarquer que les trois estimations génèrent plus fréquemment des grandes intensités de précipitations sur les sous-bassins de Roselend2 et d'Ormente.

Par ailleurs, nous avons calculé pour ces 3 seuils de précipitation les corrélations entre les lames journalières de bassin des 3 types d'estimation. Il a été nécessaire de choisir un type d'estimation sur lequel se baser pour sélectionner les jours. Des tests de sensibilité au type d'estimation sélectionné ont montré que ce choix avait peu d'influence sur les résultats de corrélation obtenus. Les estimations EDF produisant les plus forts cumuls, nous avons donc décidé de les retenir. Les résultats sont présentés à la figure 6.15 et montrent les valeurs de R^2 obtenues pour les sous-bassins des 4 découpages, en fonction des 4 seuils.

On montre ici les corrélations obtenues seulement entre les deux réanalyses (EDF vs SAFRAN) qui permettent à priori d'obtenir une meilleure représentativité de la précipitation. Les nuages de corrélations correspondantes sont présentées en annexe N (figures N.4 à N.18).

Mais ces résultats montrent globalement, comme nous l'évoquions précédemment, la présence d'un effet de taille en ce sens où l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation augmente avec le degré de discrétisation du bassin quelque soit le seuil (valeurs de R^2 de plus en plus faibles).

Cette incertitude est visiblement plus sensible à l'effet de seuil qu'à cet effet de taille car les corrélations se dégradent davantage au fur-et-à-mesure qu'on augmente le seuil (de la gauche vers la droite de la figure 6.15). On remarque que ceci est vrai excepté pour les sous-bassins de Tignes-résiduel et de MIR7 pour lesquels on obtient au contraire une augmentation du coefficient R^2 pour le seuil le plus élevé. Cela indique pour le premier sous-bassin, comme le montre en annexe N la figure N.14, qu'il existe une relation plus évidente entre les deux réanalyses pour les très forts cumuls. Comme déjà évoqué en sous-sections 21 et 76, le retour d'est apporte effectivement des précipitations les plus intenses qui affectent généralement la partie sud-est du bassin, dont le sous-bassin de Tignes-résiduel.

c) **Inter-comparaison événementielle des 3 estimations**

Afin de pouvoir évaluer l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation en période de crue, nous avons choisi de nous focaliser sur les événements du 14 mai 1999 et du 15 octobre 2000. Rappelons que le premier a été généré à la fois par des pluies intenses généralisées et par une fonte nivale significative, et que le second correspond à une situation météorologique de retour d'est dont les plus forts cumuls ont été observés le 14 octobre.

On présente en figures 6.16 et 6.17 la grille de précipitation journalière du 14 mai 1999 pour chaque estimation et les différences entre ces 3 champs respectivement. De même pour les figures 6.18 et 6.19 qui concernent la précipitation du 14 octobre 2000.

On a fait figurer également sur les figures 6.16 et 6.18 l'écart obtenu entre le cumul journalier estimé par les réanalyses et le cumul journalier observé en station.

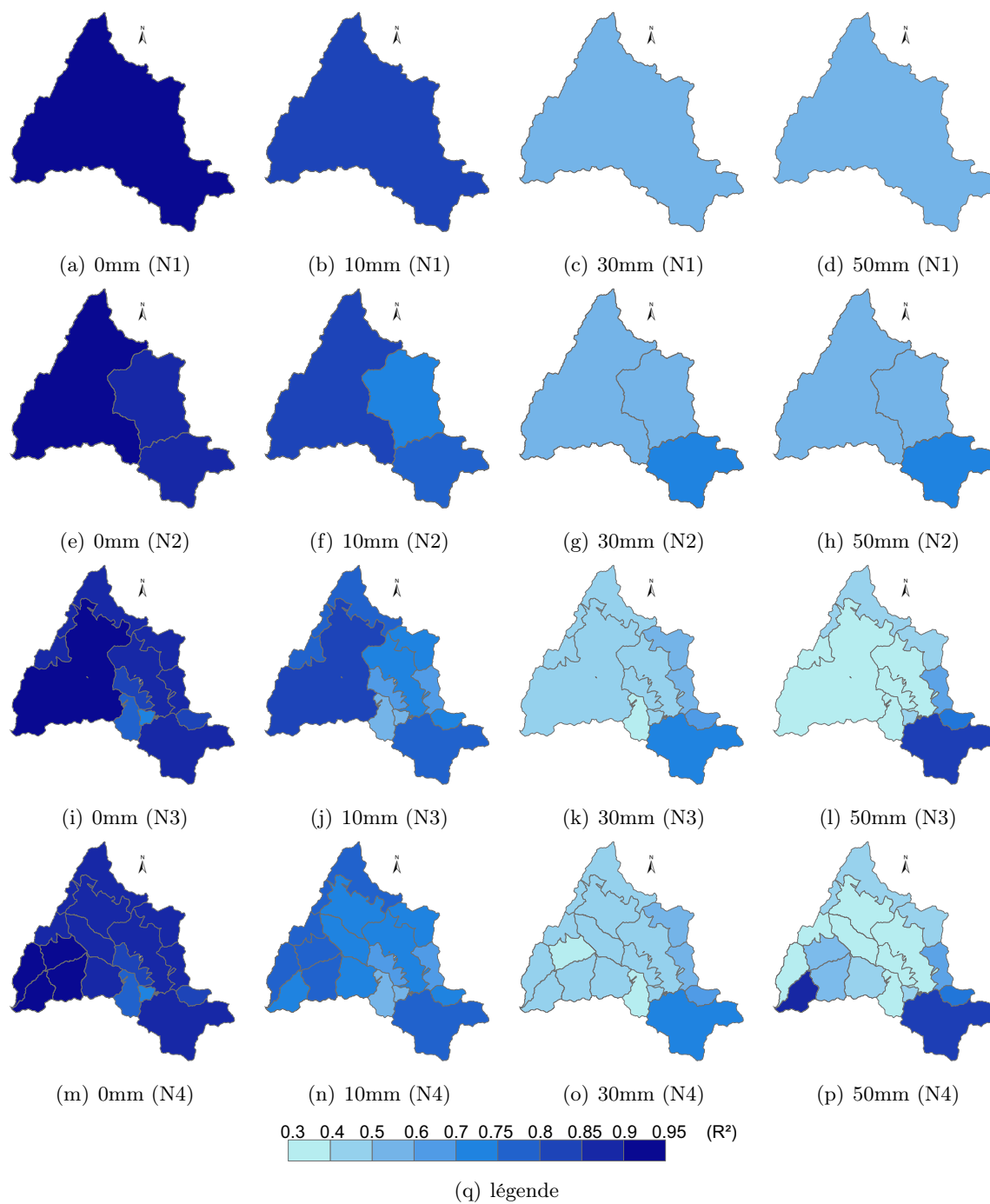
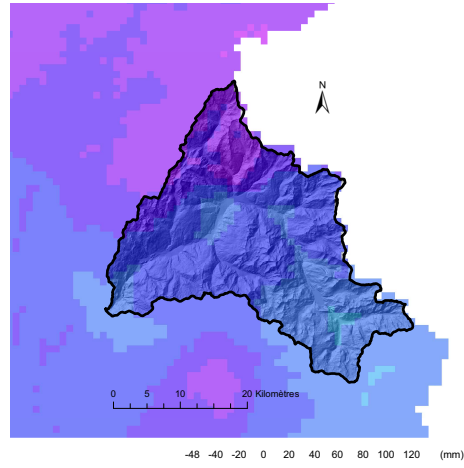
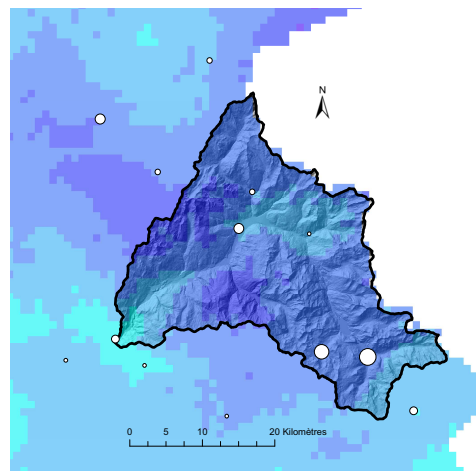


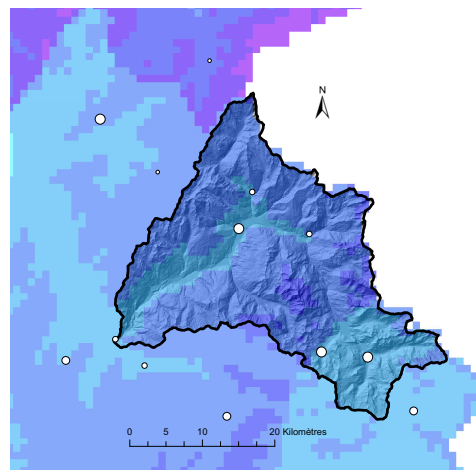
FIGURE 6.15 – Coefficient de détermination issu de la corrélation des précipitations journalières des 2 estimations EDF et SAFRAN en fonction des 4 seuils testés (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : 0 mm, 10 mm, 30 mm et 50 mm)



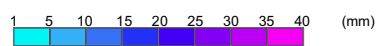
(a) estimation IDW



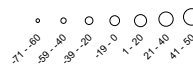
(b) estimation EDF



(c) estimation SAFRAN



(d) légende des cumuls



(e) légende des biais (%)

FIGURE 6.16 – Champ des cumuls de précipitation pour le 14 mai 1999 selon les 3 estimations testées et biais obtenus après confrontation aux observations des stations.

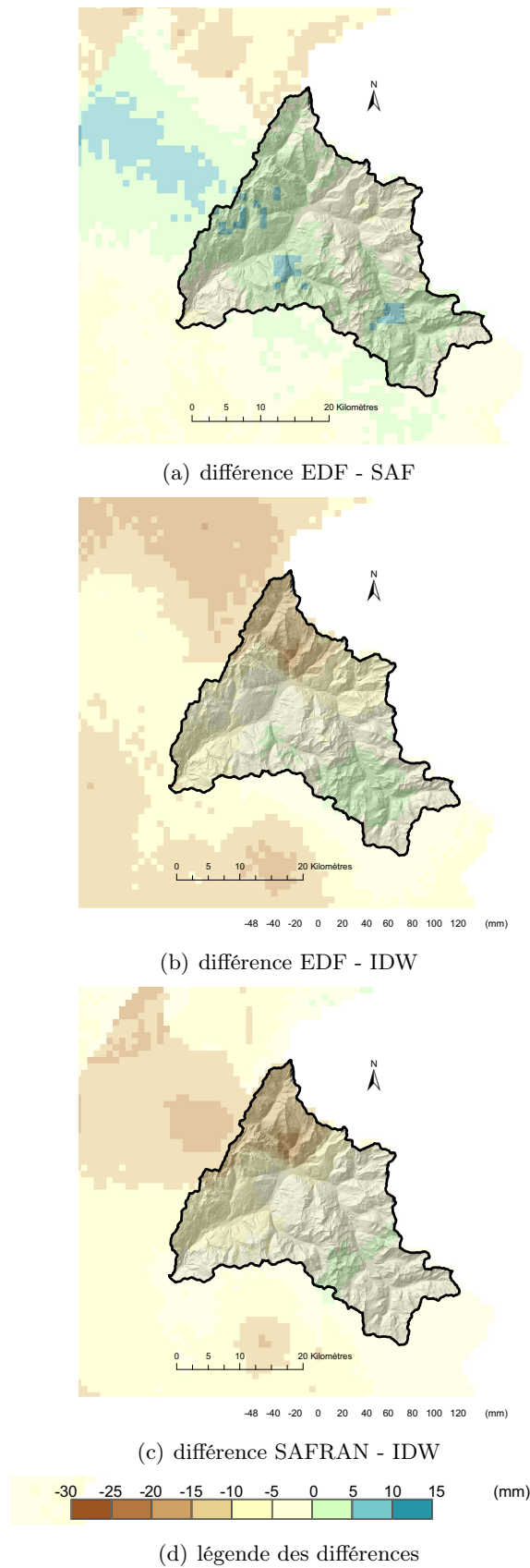
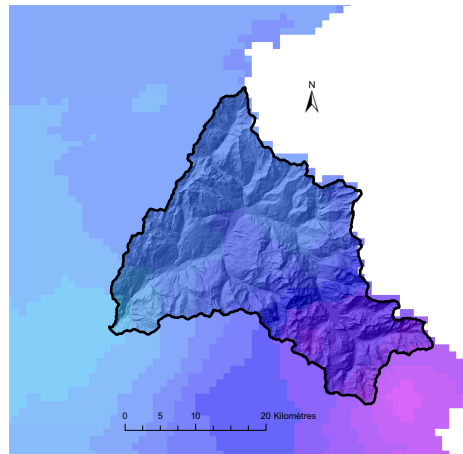
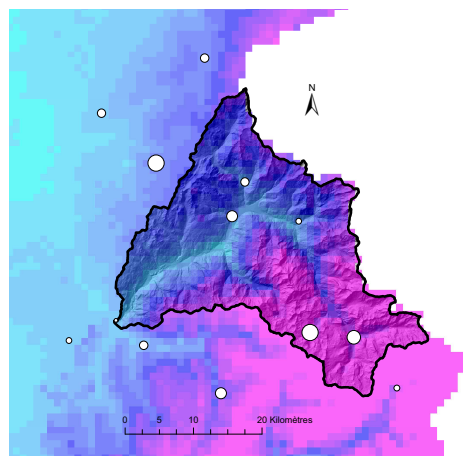


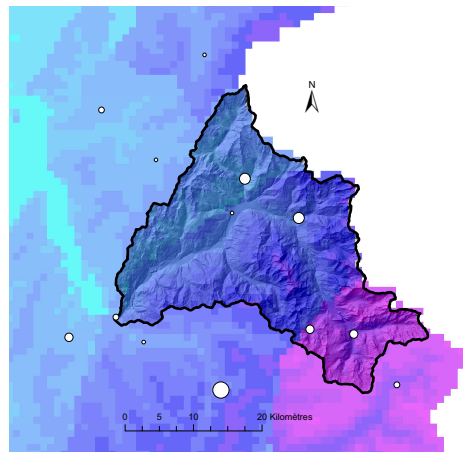
FIGURE 6.17 – Différences des champs d'estimation des précipitations pour le 14 mai 1999 selon les 3 estimations testées.



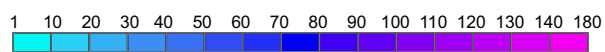
(a) estimation IDW



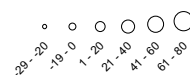
(b) estimation EDF



(c) estimation SAFRAN

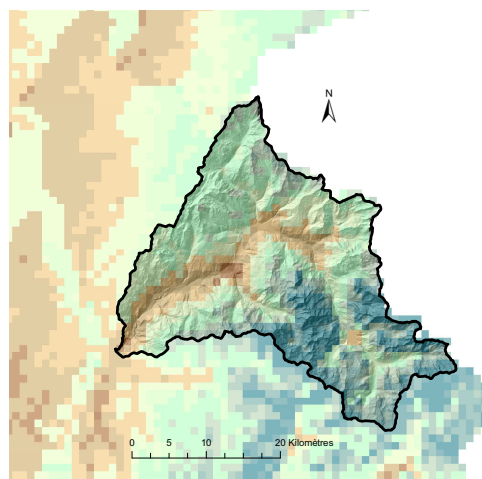


(d) légende des cumuls (mm)

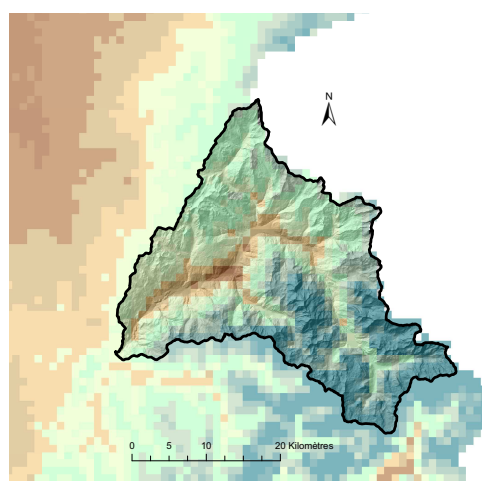


(e) légende des biais (%)

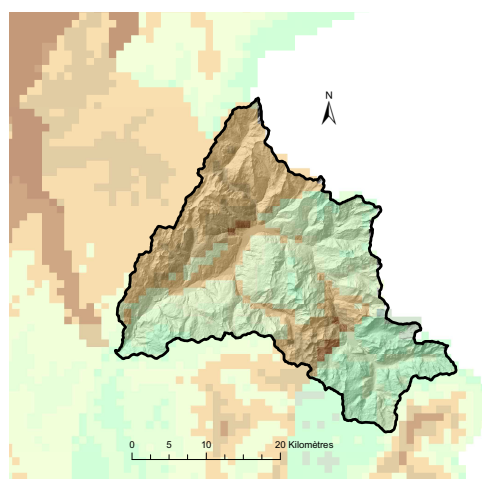
FIGURE 6.18 – Champ des cumuls de précipitation pour le 14 octobre 2000 selon les 3 estimations testées et biais obtenus après confrontation aux observations des stations.



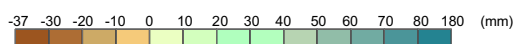
(a) différence EDF - SAF



(b) différence EDF - IDW



(c) différence SAF - IDW



(d) légende des différences

FIGURE 6.19 – Différences des champs d'estimation des précipitations pour le 14 octobre 2000 selon les 3 estimations testées.

-> *Evénement de mai 1999*

Tout d'abord, en ce qui concerne l'épisode du 14 mai 1999, on constate que ce sont les estimations IDW qui ont généré les plus grandes quantités de précipitation, surtout dans la partie nord du bassin avec des cumuls proches de 30 mm, alors que des valeurs comprises entre 10 et 15 mm ont été générées dans la partie sud. Les estimations obtenues avec les deux réanalyses EDF et SAFRAN sont assez semblables, avec des cumuls un peu plus élevés pour les précipitations EDF, de l'ordre de 5 à 10 mm de plus en moyenne.

Concernant la comparaison des estimations et des observations en stations, on retrouve avec les réanalyses EDF des surestimations concernant les stations du sud du bassin (excepté Bonneval), de l'ordre de 1 à 20%, mais en revanche cette fois des sous-estimations concernant celles situées dans sa moitié nord (biais compris entre 40 et 60%). Les réanalyses SAFRAN, elles, sous-estiment l'ensemble des observations à raison de 40 et 60%.

La précipitation moyenne spatiale du bassin est estimée à 19 mm selon les estimations IDW, à 14 mm selon les estimations EDF et à 13 mm selon les estimations SAFRAN. On en déduit que, pour cette épisode, on ne peut estimer la précipitation du bassin qu'avec une incertitude de 40% (rapport de l'écart maximal sur la moyenne des 3 valeurs).

-> *Evénement d'octobre 2000*

De plus grandes quantités de précipitations ont été observées pendant l'épisode du 15 octobre 2000. On constate que les estimations EDF ont généré cette fois les plus forts cumuls avec des valeurs maximales égales à 180 mm sur les versants sud à sud-est du massif du Mont-Pourri.

C'est également dans cette même zone que l'on obtient les plus grandes différences avec les estimations SAFRAN et IDW, respectivement égales à environ 100 mm et 120 mm, soit des écarts relatifs correspondants d'environ de 100% et de 150% (par rapport au cumul de chaque estimation). On peut observer que les réanalyses EDF produisent de forts cumuls jusqu'aux versants du Ponturin ainsi que sur le long des crêtes au nord-est du bassin. En revanche, elles donnent de plus faibles cumuls en vallée (entre 10 et 20 mm) comparés à ceux des deux autres estimations (environ de 40 mm). Les estimations SAFRAN et IDW estiment également de plus forts cumuls dans la partie sud du bassin, mais qui s'étendent seulement jusqu'au barrage de Tignes. Les trois zones symposium des estimations SAFRAN sont bien visibles et ont tendance à générer une variabilité brutale de la précipitation à proximité du barrage.

Par ailleurs, sauf pour les stations de Sainte-Foy et Bonneval où l'écart entre cumul estimé et cumul observé en station est presque nul, les biais obtenus indiquent que les réanalyses EDF génèrent en général des cumuls plus élevés par rapport aux observations, notamment pour la partie sud du bassin et le nord (station de Roselend), avec des valeurs comprises entre 60 et 80%. Les réanalyses SAFRAN ont moins tendance à surestimer les observations, notamment dans le sud du bassin où les biais sont beaucoup moins forts (10-15%), mais au contraire à les sous-estimer (biais d'environ -20% obtenus à Bourg-St-Maurice, Roselend, Moûtiers, etc..)

Pour cet épisode, la précipitation moyenne journalière du bassin est estimée à 99 mm par les réanalyses EDF, à 66 mm par les réanalyses SAFRAN et à 49 mm par la méthode IDW. On ne peut donc l'estimer à l'échelle du bassin qu'avec une incertitude d'environ 70%.

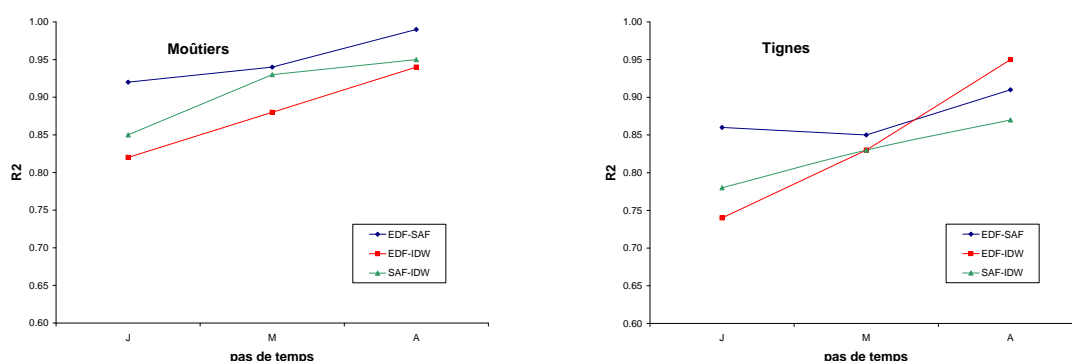
6.1.4 Synthèse de l'évaluation de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations

Cette analyse a permis d'évaluer l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation qui tombe sur le bassin, en fonction de son découpage spatial et à travers plusieurs approches : inter-comparaison de champ spatiaux et de lames de bassins, confrontation des estimations aux observations, établissement de bilans hydrologiques et inter-comparaison par classification en fonction de valeurs seuils.

A l'échelle du bassin, l'estimation de la précipitation est reliée à une incertitude déjà importante au pas de temps annuel, égale à environ 20%, à 30% en mensuel et qui peut atteindre 70% sur les forts cumuls journaliers avec des différences locales pouvant atteindre 120%. Ce constat est clairement mis en valeur à la figure 6.20a.

Globalement, les deux réanalyses représentent le plus souvent une structure spatiale des précipitations qui est plus organisée par rapport aux estimations IDW. Cela s'explique par la prise en compte dans les réanalyses des différents types de temps, qui permettent de générer probablement une meilleure représentativité des gradients de précipitation. Même si annuellement les estimations IDW apportent le bon volume en général, on s'aperçoit qu'au pas de temps inférieurs (surtout au journalier) sa corrélation avec les deux réanalyses se dégrade (figure 6.20), et qu'elle ne permet pas de représenter les cumuls journaliers de fortes précipitations.

Ensuite, plus on discrétise le bassin et plus l'incertitude augmente (exemple en passant du bassin entier au sous-bassin de Tignes, figure 6.20), sauf concernant le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire pour lequel les 3 estimations semblent assez cohérentes. L'établissement des bilans



(a) bassin de l'Isère à Moûtiers (909 km²)

(b) sous-bassin de l'Isère à Tignes (171 km²)

FIGURE 6.20 – Effet de l'échelle spatiale et temporelle sur l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation. Coefficients de détermination calculés sur la période 1997-2004 entre les 3 couples d'estimation (IDW, EDF et SAFRAN), pour le bassin de l'Isère à Moûtiers (à gauche) et l'Isère à Tignes (à droite), et au pas de temps journalier, mensuel et annuel.

hydrologiques au pas de temps annuel a permis de constater que seules les réanalyses EDF permettent d'obtenir des déficits d'écoulement cohérents pour le sous-bassin de Tignes, où il est très difficile d'obtenir visiblement une bonne représentativité des précipitations avec les deux autres estimations.

Pour les autres sous-bassins, les résultats indiquent que les estimations EDF sont en général supérieures aux deux autres types (IDW et SAFRAN).

On constate par ailleurs que les réanalyses SAFRAN qui n'assimilent aucune observation de hauteur de neige ni aucune mesure de NPT estiment en général un trop faible déficit, excepté pour le sous-bassin Moûtiers Intermédiaire (découpage N2). Les différences d'estimations mensuelles obtenues entre ces réanalyses et les observations sont probablement la conséquence de forts gradients verticaux très hétérogènes et difficilement capturables qui se produisent à l'intérieur de chaque zone symposium, pour laquelle a été considéré un gradient altitudinal uniforme.

L'analyse des précipitations classées par seuil a montré que les réanalyses EDF génèrent de loin le plus grand nombre de jours de fortes précipitations (>30 mm et >50 mm), et que les deux réanalyses donnaient plus fréquemment des grandes intensités au nord du bassin (sous-bassins de Roselend2 et Ormente). On y a constaté également que l'incertitude liée à l'estimation des précipitations était plus sensible à l'effet d'intensité plutôt qu'à celui de l'effet de taille.

Enfin, la comparaison entre les réanalyses et les observations pour les deux épisodes de crue du 14 mai 1999 et du 15 octobre 2000 a montré que les réanalyses SAFRAN étaient le plus souvent sous-estimées (significativement) sur l'ensemble du bassin, alors que les réanalyses EDF surestimaient les observations de la partie sud du bassin, mais pouvait quelque fois également les sous-estimer.

Cette évaluation de l'incertitude liée au forçage des précipitations sur l'ensemble du bassin est maintenant terminée. Elle va permettre à présent de mieux évaluer l'impact de la représentation des précipitation sur les simulations du modèle.

6.2 Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les simulations

On présente ici les résultats de simulations des modèles issus des 4 découpages spatiaux N1, N2, N3 et N4, pour chacun desquels nous avons testé les 3 forçages de précipitation précédents. Nous n'avons employé qu'un seul type de forçage de température et d'ETP, qui sont ceux décrits en section 5.4. La performance de chacun de ces modèles est évaluée en distinguant nécessairement les résultats de la phase de calage de ceux de la phase de validation. Pour expliquer ces résultats, on se base sur une analyse du comportement des variables de sortie du modèle, notamment celles reliées au bilan hydrologique (ETR, écoulements lent et rapide, et variation de stockage).

Cette section est divisée en trois sous-sections : on évalue dans un premier temps l'impact de ces deux facteurs (découpage spatial et incertitude de l'estimation des précipitations) sur les paramètres de calage obtenus, puis comment ces deux facteurs influencent dans un second temps le régime hydrologique moyen simulé du bassin, ainsi que les régimes de crue dans un troisième temps.

6.2.1 Quelques remarques sur la construction des modèles

La vue de premier niveau des modèles correspondants aux 4 découpages figure en annexe Q. Chaque sous-bassin y est représenté par un sous-modèle constitué de bandes d'altitude (appartenant à la vue de second niveau que nous n'avons pas fait figurer). On rappelle que le dénivelé de chaque bande est de 300m, la bande du bassin la plus basse s'étend de 476m à 750m, la seconde centrée à 900m s'étend de 750m à 1050m, etc.. jusqu'à la bande la plus haute du bassin qui s'étend de 3450 à 3750m. Chaque bande d'altitude est modélisée selon l'architecture type définie en sous-section 4.2.2 (vue de troisième niveau). Le tableau 6.4 récapitule les caractéristiques topographiques et le nombre de bandes non glaciaires et glaciaires de chaque sous-bassin.

Le modèle correspondant au découpage N1 est composé d'un seul sous-modèle composé lui-même de 11 bandes d'altitude (dont 4 en partie glaciaires), le modèle N2 est composé de 3 sous-modèles emboîtés, avec un premier routage de débit pour représenter la propagation des écoulements de l'Isère de Tignes à Malgovert Amont, puis un second routage pour propager les écoulements de Malgovert Amont jusqu'à l'exutoire (Moûtiers). Ces deux routages ont été conservés pour construire le modèle N3 qui est composé au total de 11 sous-modèles. Enfin le modèle N4 se décompose en 17 sous-modèles, le sous-modèle Moûtiers Intermédiaire Résiduel du modèle N3 étant remplacé par les 7 sous-bassins MIR1 à MIR7.

	<i>Nom du sous-bassin</i>	<i>S</i> (km^2)	<i>Part gl.</i> (%)	<i>Pente moy.</i> (m/m)	<i>Zm</i> (m)	<i>Zmin</i> (m)	<i>Zmax</i> (m)	<i>Nb bandes</i> <i>non gl. gl.</i>	
N1	Moûtiers	908	3	0.51	2190	476	3808	11	4
N2	Tignes	172	5	0.47	2550	1600	3729	7	4
	Malgovert Intermédiaire	221	6	0.55	2300	821	3761	10	4
	Moûtiers Intermédiaire	514	1	0.51	1960	476	3808	11	4
N3	Tignes résidu	152	4	0.47	2550	1651	3576	6	3
	Clous-Nant Cruet	33	13	0.53	2780	2195	3715	6	3
	Le Saut	22	11	0.53	2785	2292	3729	5	3
	Ponturin	35	4	0.58	2578	1804	3757	7	4
	La Sachette	8	15	0.58	2520	1814	3585	6	2
	Malgovert (dérivé)	32	14	0.58	2465	1562	3761	8	4
	Malgovert Inter. résiduel	97	0	0.55	1750	810	3378	9	1
	Roselend 1	49	6	0.53	2390	1717	3391	6	2
	Roselend 2	85	1	0.49	2375	1657	3808	7	2
	Ormente	28	0	0.58	2210	1573	2983	6	0
	Moûtiers Interméd. Résiduel	366	0	0.49	1700	476	3407	10	0
N4	Tignes résidu	152	4	0.47	2550	1651	3576	6	3
	Clous-Nant Cruet	33	13	0.53	2780	2195	3715	6	3
	Le Saut	22	11	0.53	2785	2292	3729	5	3
	Ponturin	35	4	0.58	2578	1804	3757	7	4
	La Sachette	8	15	0.58	2520	1814	3585	6	2
	Malgovert (dérivé)	32	14	0.58	2465	1562	3761	8	4
	Malgovert Inter. résiduel	97	0	0.55	1750	810	3378	9	1
	Roselend 1	49	6	0.53	2390	1717	3391	6	2
	Roselend 2	85	1	0.49	2375	1657	3808	7	2
	Ormente	28	0	0.58	2210	1573	2983	6	0
	MIR1	83	0	0.60	1800	800	2953	8	0
	MIR2	50	0	0.43	1604	734	2987	9	0
	MIR3	57	0	0.54	2001	735	3407	10	0
	MIR4	53	0	0.41	1622	652	2585	8	0
	MIR5	41	0	0.43	1394	652	2558	7	0
	MIR6	44	0	0.48	1542	476	2624	8	0
	MIR7	38	0	0.53	1418	478	2543	7	0

TABLEAU 6.4 – Caractéristiques topographiques des sous-bassins des 4 découpages testés N1, N2, N3 et N4 et nombre de bandes des sous-modèles correspondants. Z_m : Altitude médiane; MIR_n : sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire Résiduel d'indice n.

6.2.2 Impact sur les paramètres de calage obtenus

On présente dans un premier temps une brève analyse de l'impact de ces tests de discrétisation spatiale et de ces 3 forçages des précipitations sur les paramètres de calage obtenus.

Le calage de l'ensemble des modèles a été réalisé selon la procédure décrite en section 5.5. Le tableau 6.5 récapitule l'ensemble des valeurs des paramètres calés pour chaque sous-bassin des 4 discrétisations spatiales, en fonction des 3 estimations de précipitation testées. Il est précisé également les performances obtenues des modèles, notamment les scores de Nash et des Volumes, en distinguant la phase de calage et celle de validation. Ces critères sont issus des comparaisons entre débits naturels reconstitués et débits simulés à l'exutoire du bassin de Moûtiers pour le découpage N1 (1ère ligne du tableau), et à ceux des trois sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire pour les découpages N2 à N4 (lignes suivantes). Concernant le découpage N4, seules les valeurs du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire sont précisées (pour celles des sous-bassins de Tignes et Malgovert Int., voir découpage N3).

D'après ce tableau, on constate en général que certains types de paramètres sont plus sensibles que d'autres à l'impact de ces découpages et également au type de forçage des précipitations. Il s'agit notamment du facteur de fonte nivale An , la capacité de stockage du réservoir sol $hmax$, ainsi que le coefficient de rugosité de surface $Krui$. On présente en annexe aux figures R.1, R.2 et R.3 la répartition spatiale des valeurs de ces 3 paramètres calés pour les 4 discrétisations spatiales, en fonction du forçage de précipitation testé. Les autres paramètres que sont les facteurs de fonte glaciaire Agl , le coefficient de vidange du sol K , ainsi que les coefficients de vidange de fonte Kn et Kgl ont sensiblement moins variés.

Tout d'abord, on peut observer que N1 est la discrétisation spatiale qui a générée, d'un forçage de précipitation testé à un autre, le moins de variabilité dans les valeurs de paramètres obtenus (cf. tableau 6.5 et en annexe les figures R.1, R.2 et R.3), excepté pour les paramètres Agl et $Krui$. Cette similitude s'explique par cette approche globale qui a tendance à moyenniser le signal hydrologique de l'ensemble du bassin quelque soit le type d'estimation de précipitation. Plus le sous-bassin considéré est grand et moins l'impact de l'incertitude de l'estimation de précipitation sur sa réponse moyenne et sur les paramètres va être important. Le paramètre $Krui$ de rugosité de versant permet d'ajuster l'intensité et le timing des pics de crues simulés, en faisant se propager plus ou moins rapidement les écoulements de versants jusqu'au cours d'eau (Isère ou affluents). Son ajustement va dépendre de ce fait du cumul de précipitation apportée pour le jour de la crue ou le jour précédent, et donc une grande valeur de $Krui$ permet de corriger une sous-estimation éventuelle de ce cumul, et inversement. C'est ce qui explique probablement, au vu des résultats de l'évaluation du nombre de jours de fortes précipitation selon les trois estimations testées (section 6.2), la plus grande valeur obtenue pour les réanalyses SAFRAN (tableau 6.5). Ce paramètre est donc relié également mais dans une moindre mesure à l'ajustement des paramètres du réservoir sol, notamment sa capacité de stockage $hmax$ qui, comme évoqué dans le chapitre précédent, pour une trop grande valeur, ne permettra pas de reproduire les débits de crues.

	MOÛTIERS		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
N1	PIDW	0.85	0.88	0.99	1.00	2.9	2.5	1	1	1	1E-04	2.5	
	PEDF	0.73	0.79	1.13	1.10	2.9	4	1	1	1	1E-04	4	
	PSAFRAN	0.81	0.83	0.93	0.88	2.8	5	1	1	1	1E-04	7	
	TIGNES		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.70	0.61	0.77	0.73	3	2.5	1	1	1	1E-04	2	
	PEDF	0.75	0.75	1.06	0.99	3.6	4	1	1	1.5	1E-04	0.5	
	PSAFRAN	0.55	0.42	0.67	0.63	2.8	5	1	1	1	1E-04	3	
N2	MALGO. INT.		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.81	0.84	1.08	1.06	3.2	2.5	1	1	1	1E-04	0.5	
	PEDF	0.65	0.83	1.24	1.20	3.4	4	1	1	1.5	7E-05	5	
	PSAFRAN	0.84	0.69	0.96	0.95	3.4	5	1	1	1	1E-04	1	
	MOUT. INT.		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.77	0.85	1.07	1.11	2.5	2.5	1	1	0.9	1E-04	2.5	
	PEDF	0.62	0.73	1.15	1.23	2.4	4	1	1	0.8	1E-04	5	
	PSAFRAN	0.71	0.85	1.07	1.10	2.8	5	1	1	1	1E-04	5	
	TIGNES		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.69	0.57	0.76	0.73	3	2.5	1	1	1	1E-04	2	
	PEDF	0.76	0.75	1.05	0.99	3.9	4	1	1	1.6	1E-04	0.5	
	PSAFRAN	0.45	0.28	0.61	0.63	2.8	5	1	1	1	1E-04	3	
N3	MALGO. INT.		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.84	0.78	0.95	0.95	3.2	2.5	1	1	1	1E-04	0.3	
	PEDF	0.54	0.80	1.23	1.16	3.6	4	1	1	1.5	1E-04	0.5	
	PSAFRAN	0.85	0.77	0.97	0.94	3.6	5	1	1	1	1E-04	0.3	
	MOUT. INT.		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.74	0.82	0.98	1.02	2.5	2.5	1	1	0.9	1E-04	3	
	PEDF	0.62	0.74	1.18	1.24	2.8	4	1	1	0.8	1E-04	3	
	PSAFRAN	0.72	0.84	1.05	1.07	1.6	5	1	1	1	1E-04	5	
N4	MOUT. INT.		Nash		Vol		An	Agl	Kn	Kgl	hmax	K	Krui
	cal.	val.	cal.	val.	(mm/°C/j)	(s-1)	(m)	(s-1)	(m1/3/s)				
	PIDW	0.64	0.77	0.99	1.02	2.8	2.5	1	1	1	1E-04	5	
	PEDF	0.61	0.75	1.20	1.26	3	4	1	1	0.8	1E-04	0.5	
	PSAFRAN	0.69	0.79	1.06	1.10	2.8	5	1	1	1	1E-04	1	

TABLEAU 6.5 – Valeurs des critères de performance (Nash et Volume) en période de calage et de validation et celles des paramètres obtenus de chaque sous-bassin après calage des modèles N1, N2, N3 et N4.

Lorsque l'on découpe le bassin en 3 sous-bassins (passage de N1 à N2), le facteur de fonte An passe d'une valeur moyenne de 2 mm/°C/j à une fourchette de valeurs comprises entre 1.3 mm/°C/j et 3 mm/°C/j, ce qui engendre donc des différences de + ou - 50% environ (tableau 6.5). Ces différences peuvent être dues d'une part à la dépendance de An au cumul de précipitation. Pour une estimation de précipitation donnée, An va être ajusté de façon à s'adapter à la variabilité spatiale de cette précipitation, ce qui explique par exemple que concernant les estimations EDF une plus forte valeur de An ait été obtenue pour le sous-bassin de Tignes (3 mm/°C/j), si on la compare à celle du découpage N1 (égale à 2 mm/°C/j). Mais l'ajustement de ce paramètre dépend de plus également de la variabilité spatiale des deux autres types de forçages que sont les températures et de l'ETP. D'ailleurs, toujours en considérant N2, les 3 forçages de précipitation testés ont généré clairement un facteur de fonte plus faible pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire, compris entre 2.4 et 2.8 mm/°C/j, contre une moyenne de 3.3 et 3.1 mm/°C/j pour les sous-bassins de Tignes et Malgovert Intermédiaire respectivement (tableau 6.5). Cette observation laisse penser que cette valeur a permis de ralentir une fonte précoce, due certainement à une surestimation de la température. C'est soit que les stations de température sélectionnées (notamment la station de Bourg-St-Maurice avec une pondération égale à 0.84) ne sont pas assez représentatives de la météorologie de ce sous-bassin et ont généré une température trop élevée, ou soit probablement la conséquence de la prise en compte d'un gradient de température trop faible en valeur absolue (-0.5°C/100m) qui ne permet pas d'obtenir une bonne représentativité de cette variable.

Par ailleurs, l'analyse de ce même découpage (N2) montre que le paramètre $hmax$ joue un grand rôle dans la capacité du modèle à gérer les volumes d'écoulements qu'il simule et par conséquent à reproduire convenablement les étiages ainsi que le bon volume d'écoulement de fonte. Concernant le sous-bassin de Tignes, on constate effectivement que les valeurs obtenues avec les estimations EDF sont les plus élevées avec une valeur de 1.5m. Ceci met en évidence la relation existante entre $hmax$ et le volume des précipitations. Une grande valeur de $hmax$ permet de contenir un excédant d'écoulement et au contraire une petite valeur permet de faire propager plus rapidement les écoulements vers l'exutoire par exemple pour combler un déficit.

Quand on discrétise le bassin selon N3, on obtient avec le forçage de précipitation EDF un facteur de fonte en général qui est le plus élevé par rapport à ceux calés avec les deux autres estimations de précipitation (tableau 6.5 et en annexe figure R.1, troisième ligne). En effet, la simulation des écoulements de fonte dépend en partie de la quantité de neige à faire fondre au printemps. Cette quantité dépend donc du volume de précipitation solide apporté durant l'hiver, qui est, comme on l'a montré dans l'inter-comparaison des 3 forçages de précipitation testés (6.1), supérieure pour les PEDF. Cela montre à nouveau que le volume de précipitation introduit dans le modèle influence significativement le calage de An .

Comme on a vu précédemment, la capacité de stockage du réservoir-sol dépend fortement du cumul moyen annuel de précipitation. On comprend alors que l'impact du découpage spatial sur ce paramètre va donc être relié principalement au cumul de précipitation de chaque sous-bassin. Concernant le sous-bassin Moûtiers Intermédiaire, on constate que de N2 à N3 les valeurs de $hmax$ générées avec les estimations IDW et SAFRAN ont significativement baissées, ce qui s'explique

probablement par un besoin de corriger une sous-estimation des précipitations des sous-bassins de plus haute-altitude (cf. Roselend 2, Ormente et Ponturin) qui en réalité reçoivent une plus grande quantité de précipitation. On peut remarquer par ailleurs que les estimations IDW ont généré pour ce même découpage N3 des valeurs de h_{max} très différentes d'un sous-bassin à l'autre (1.7m pour Tignes et 0.9m pour Moûtiers Intermédiaire), ce qui montre peut-être que cette méthode impose un ajustement plus important de ce paramètre pour corriger un peu plus son estimation.

Les paramètres Kn et Kgl permettent d'ajuster le temps de transfert des écoulements de fonte nivo-glaciaire et glaciaire pour rejoindre soit l'Isère soit l'un de ses affluents (si découpage N3). Or ces temps de transfert étant en réalité inférieurs à 24h, on comprend alors que la réponse de notre modèle qui fonctionne au pas de temps journalier n'a été que très peu sensible à une variation de ces deux paramètres.

L'ajustement du paramètre K a pour rôle de régler le temps de transfert des écoulements lent pour rejoindre l'exutoire au cours de l'année. Son calage est lié fortement à celui de h_{max} dans la mesure où si un bon calage de ce dernier permet déjà de reproduire correctement l'amplitude des volumes d'écoulement à l'exutoire, un simple réajustement de K suffit.

Agl est absolument insensible à l'impact de la discrétisation spatiale du bassin, pour un même forçage de précipitation testé (tableau 6.5). Un signal moyen des forçages météorologiques permet donc à lui seul d'obtenir un bon calage de Agl . En revanche, sa valeur permet de générer un apport supplémentaire plus ou moins conséquent de volume d'écoulement en fin de période de fonte, notamment pour le forçage de précipitation SAFRAN pour lesquelles la plus grande valeur a été obtenue. On obtient, en tout cas avec les deux forçages de précipitation EDF et SAFRAN, des facteurs de fonte glaciaires calés assez cohérents avec ceux obtenus dans d'autres études. Shea et al. (2009) ont estimé par exemple à partir de l'analyse du bilan de masse de 9 glaciers canadiens une valeur de facteur de fonte glaciaire égale à 4.6 mm/°C/j (écart type de 0.6). En revanche, on obtient d'assez faibles valeurs avec le forçage de précipitation IDW, ces valeurs étant également inférieures aux valeurs obtenues pour la fonte nivale. Ces faibles valeurs indiquent probablement une nécessité, avec ce type d'estimation, de ralentir la fonte glaciaire qui, en raison d'un stock de neige au-dessus du glacier trop rapidement diminué, générerait sinon une surestimation des écoulements estivaux.

Il est certain que si en entrée du modèle les forçages de précipitation, de température et de l'ETP étaient capables de représenter le plus fidèlement possible la variabilité spatio-temporelle de la météorologie, avec une qualité d'estimation irréprochable, l'ajustement des paramètres du modèle ne dépendrait que des caractéristiques géomorphologiques du bassin, i.e. l'occupation des sols, notamment la végétation, mais également l'exposition des versants, etc.. Mais l'importante incertitude liée à l'estimation de ces 3 forçages a certainement beaucoup influencé l'ajustement de ces paramètres.

6.2.3 Impact sur le régime moyen simulé

L'impact sur le régime moyen hydrologique simulé est analysé ici à plusieurs échelles temporelles : annuel, mensuel puis journalière. On montre ainsi, au fur-et-à-mesure que l'on discrétise le bassin, comment se répartissent spatialement les volumes d'eau simulés annuellement, en fonction des 3 forçage de précipitation testés. On montre ensuite comment se répercute cet impact sur l'hydrologie du bassin, notamment les hauteurs de neige simulées, les lames de fonte, l'ETR, et les écoulements lents et rapides. Enfin, on se focalisera davantage au pas de temps journalier sur l'analyse de la sensibilité des simulations de débit, notamment pour quelques épisodes de crue particuliers.

Elements pour la description des résultats

En annexe S sont présentés les nuages de corrélations calculés entre débits simulés et débit observés, accompagnées des caractéristiques de la régression linéaire associée : R^2 , a et b de la droite de régression ainsi que le coefficient RMSE.

On récapitule également les valeurs de Nash et de Volume obtenues cette fois en se plaçant à Tignes, Malgovert et Moûtiers (en intégrant donc à chaque fois la partie amont entière), aux figures 6.21 et 6.22 respectivement.

On s'appuie aussi sur les graphiques des courbes des débits moyens inter-annuels que nous avons obtenus en calculant la moyenne des débits des mêmes jours juliens. Ces résultats sont illustrés respectivement en figures 6.23, 6.31, 6.32 et 6.36. On montrera également des chroniques journalières de débits simulés en se focalisant sur une année de calage et une année de validation (figures 6.24 à 6.25).

Ces tableaux et ces figures présentent les résultats issus de chacun des 4 découpages et des 3 estimations de précipitation, en distinguant les phases de calage et de validation.

Nous avons également cherché à comparer les distributions des débits simulés et des QNR par la méthode des débits classés. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en oeuvre d'un modèle fréquentiel décrivant la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. En pratique, il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non dépassement $F(x_i)$ qu'il convient d'attribuer à chaque valeur x_i . Il existe de nombreuses formules d'estimation de la fonction de répartition à l'aide de la fréquence empirique. Elles reposent toutes sur un tri de la série par valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang r . Pour cela nous avons utilisé la fréquence empirique de Hazen :

$$p(r) = r - 0.5/n \quad (6.5)$$

où r est le rang dans la série de données classée par valeurs croissantes, n est la taille de l'échantillon, $p(r)$ la valeur de rang r . Ainsi nous calculons ensuite la variable réduite de Gumbel u de cette fréquence empirique, qui s'exprime par la relation :

$$u(r) = -LN(-LN(p(r))) \quad (6.6)$$

Cette méthode permet donc, en affichant dans un graphique les valeurs de u en abscisse et celles des débits en ordonnée (valeurs en log), d'obtenir une meilleure appréciation de la comparaison de deux distributions, que ce soit concernant les faibles débits (par exemple les étiages), les moyens ou les forts débits (crues).

Enfin, la sensibilité des variables du bilan hydrologique simulé sera présentée de deux façons. D'une part, on présente un tableau récapitulatif du cumul de chaque terme sur toute la période (annexe T). On précise pour chaque bande, sa surface, son cumul de précipitation solide (neige), liquide (pluie), d'écoulement lent et d'ETR (sorties du réservoir GR3 de RS2), et d'écoulement rapide (sortie du réservoir SWMM de RS2). On précise également en dernière colonne la proportion que représente chacun de ces termes par rapport au cumul de précipitation total (liquide et solide). La différence entre la précipitation et la somme des 3 termes représente la variation de stockage du bassin que l'on a pas fait figurer dans le tableau. D'autre part, on s'appuiera sur une cartographie de la répartition des lames annuelles moyennes de fonte, d'ETR, d'écoulement lent (réservoir GR3) et rapide (réservoir SWMM) simulées (figures 6.26, 6.27, 6.28 et 6.29). Ce résultat a été obtenu en calculant la moyenne des cumuls annuels des lames journalières de chaque variable sur la période allant du 1er août 1997 au 31 juillet 2005.

Présentation des résultats

Il est important avant de présenter ces résultats de préciser que le calage des modèles, qui a été effectué sur la période 1999-2002, a été réalisé de façon à ce que les débits simulés reproduisent le mieux possible les débits naturels que l'on a reconstitué. Les estimations de ces derniers débits sont donc affectées d'une certaine part d'incertitude (section 3.3), qui impose donc de toujours garder un esprit critique lors de l'interprétation de ces résultats. La validation du modèle a été réalisée sur les années 1997, 1998, 2003 et 2004.

a) Impact de la discrétisation N1

Tout d'abord, on constate que le **découpage N1** permet déjà, en intégrant une approche globale, de générer d'assez bons résultats en général : en phase de calage, les PIDW (forçage des précipitations estimées par la méthode IDW) permettent de simuler le mieux les écoulements à l'exutoire du bassin. Cela se traduit par un meilleur score de Nash et de Volume (respectivement de 0.85 et de 0.99, tableau 6.5 et figures 6.21 et 6.22) et par une bonne reproduction des écoulements de fonte et d'étiage, que cela concerne l'échelle moyenne inter-annuelle (figure 6.23), où au passage la comparaison avec les débits naturels reconstitués est remarquable, ou bien la chronique des débits journaliers (figure 6.24). On peut remarquer également une meilleure corrélation avec les QNR (figure S.1 en annexe S). On obtient également de bons résultats mais dans une moindre mesure avec les PSAFRAN (forçage des précipitations issues des réanalyses SAFRAN) avec un Nash de 0.81 mais avec un biais en volume de 10% (figures 6.21 et 6.22). Ce biais s'observe à l'échelle moyenne inter-annuelle surtout dans la seconde moitié de la période de fonte (figure 6.23), ce qui indique que le calage est bon mais que le stock de neige simulé s'épuise rapidement. On peut encore l'observer sur la chronique des débits journaliers (figure 6.24). Les

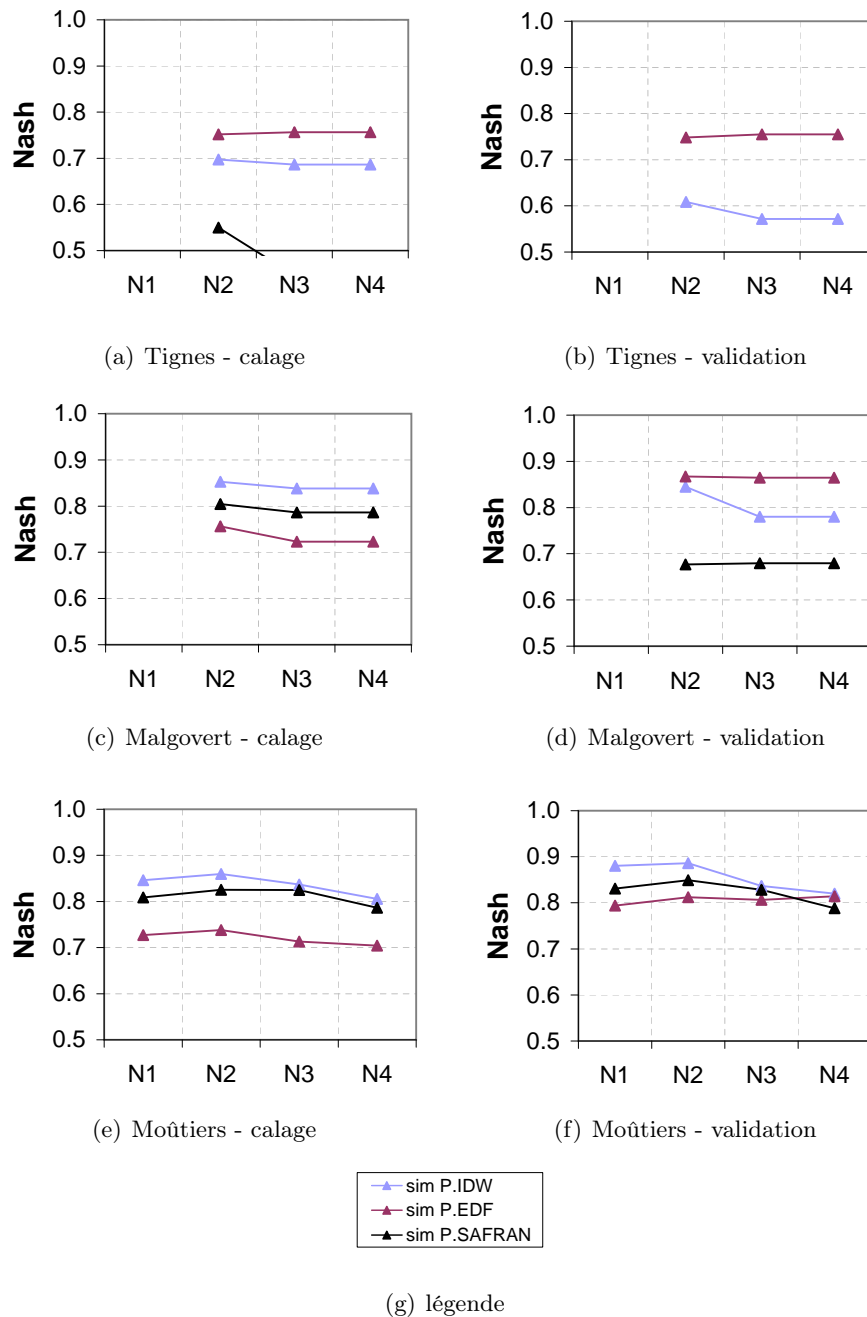


FIGURE 6.21 – Evolution du critère de Nash en fonction de la discrétisation spatiale du bassin (par ligne : sous-bassin de Tignes, Malgovert puis Moûtiers) pour les périodes de calage (à gauche ; du 01/08/1999 au 31/07/2003) et de validation (à droite ; du 01/08/1997 au 31/07/1999 et du 01/08/2003 au 31/07/2005)

PEDF (forçage issu des réanalyses EDF) ont généré quant à elles des débits qui surestiment de 10% les QNR, avec la plus faible valeur de Nash (0.73). Cette surestimation concerne principalement le pic et la fin de la période de fonte, mais on peut noter malgré tout que la dynamique moyenne inter-annuelle reste cohérente (figure 6.23).

Les résultats en validation montrent que l'on obtient quelle que soit la précipitation des meilleurs scores de Nash, ce qui traduit une certaine robustesse des modèles (figures 6.21 et 6.22).

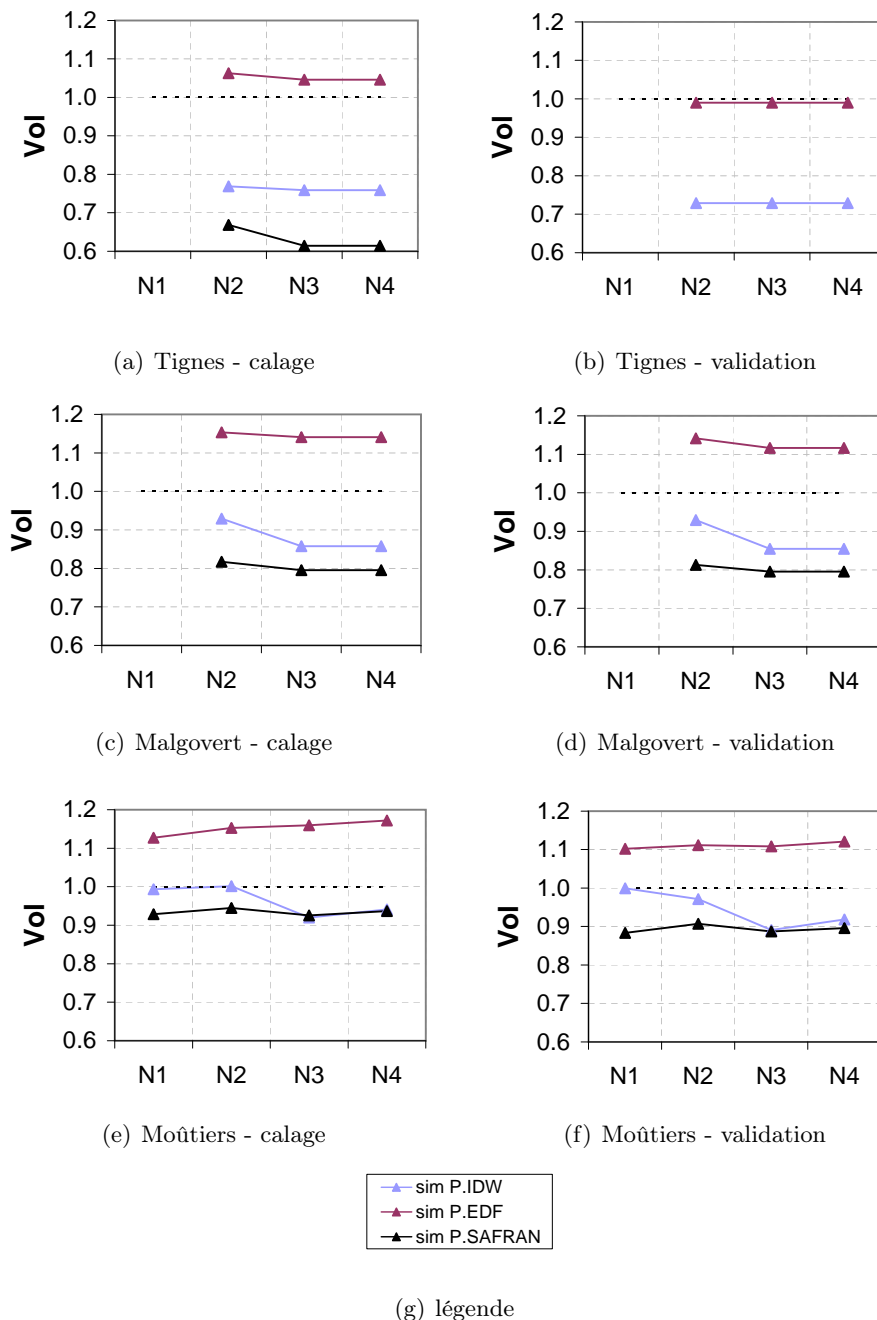


FIGURE 6.22 – Evolution du critère des Volumes en fonction de la discrétisation spatiale du bassin (par ligne : sous-bassin de Tignes, Malgovert puis Moûtiers) pour les périodes de calage (à gauche; du 01/08/1999 au 31/07/2003) et de validation (à droite; du 01/08/1997 au 31/07/1999 et du 01/08/2003 au 31/07/2005)

On obtient pour les réanalyses EDF un critère de volume un peu plus faible que celui obtenu en calage. Si on compare la précipitation annuelle moyenne sur le bassin entier en séparant les années de calage de celles de validation, on obtient des valeurs égales à 1448 mm/an selon les PIDW, 1621 mm/an selon les PEDF et 1390 mm/an pour les PSAFRAN, alors qu'en validation on obtient respectivement des cumuls égaux à 1351 mm/an, 1460 mm/an et 1251 mm/an. La période de calage est donc beaucoup plus humide selon les PEDF et les PSAFRAN, que pour les PIDW, ce qui explique probablement les différences de critères de volume évoquées.

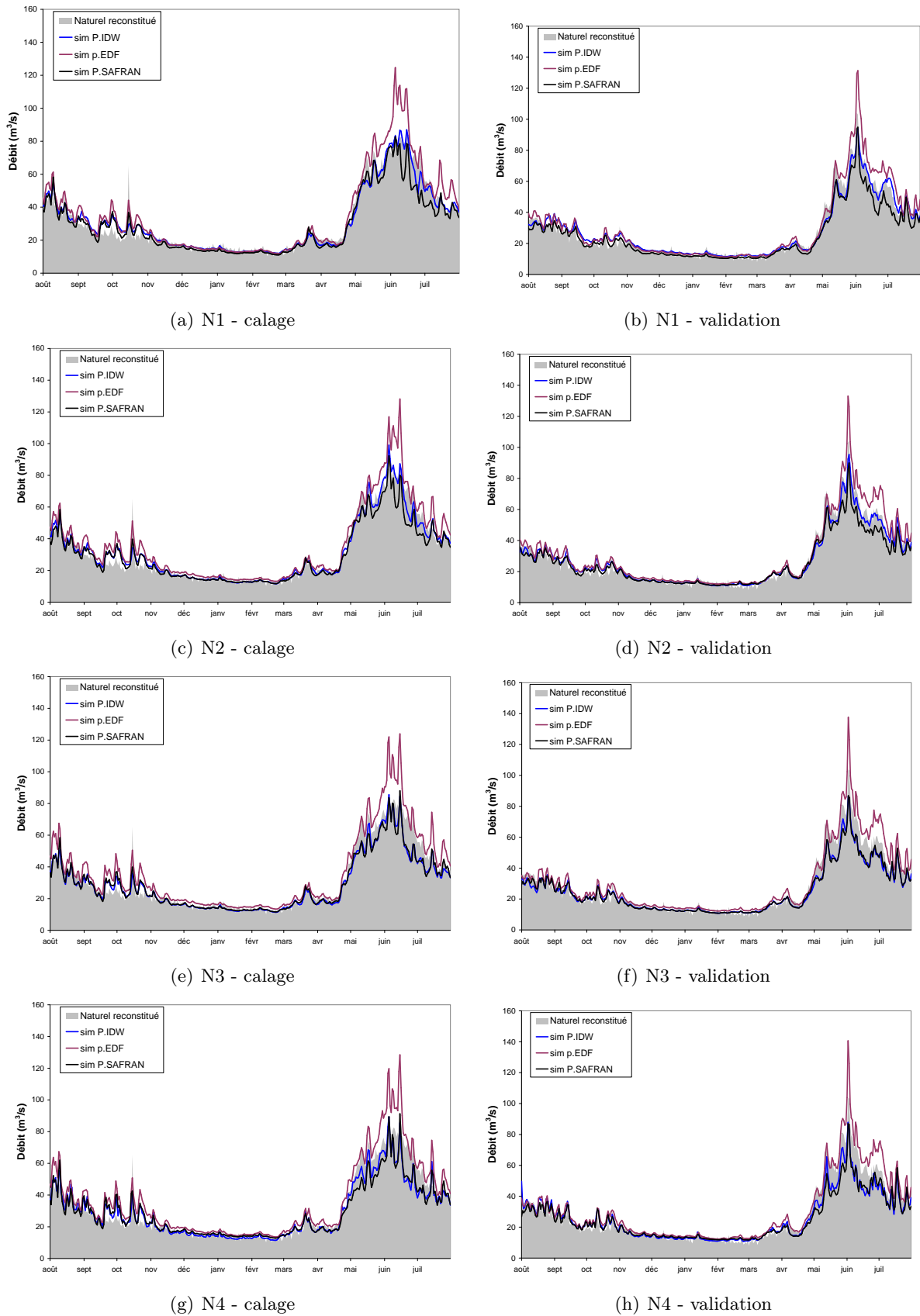
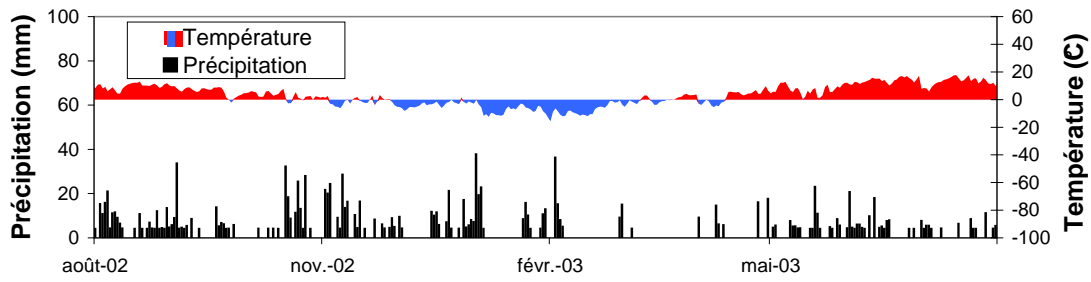
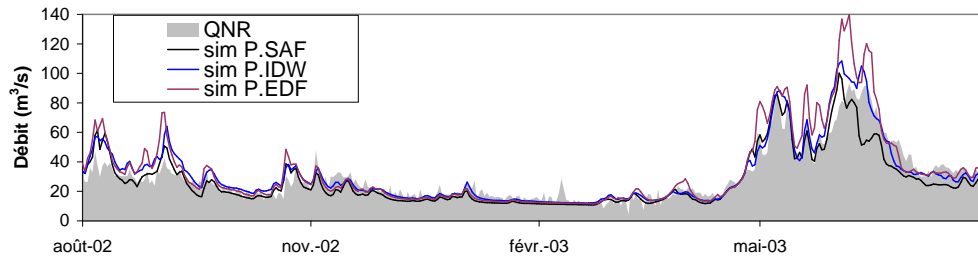


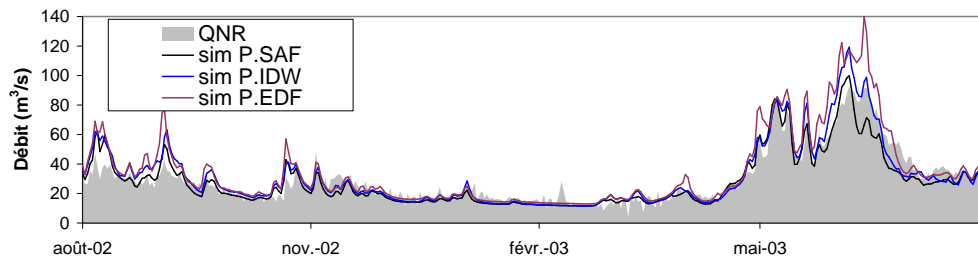
FIGURE 6.23 – Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Moutiers en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage (à gauche) et de validation (à droite)



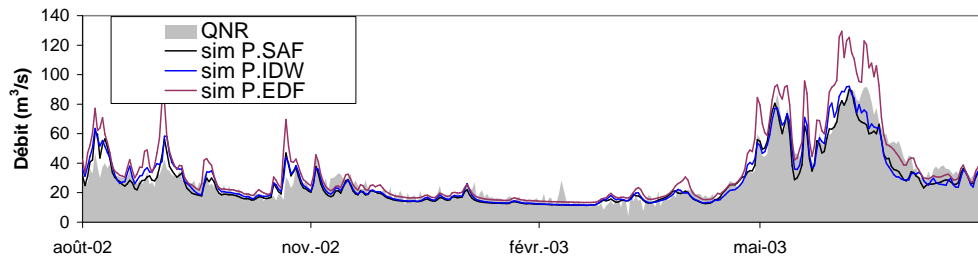
(a) Précipitation IDW et Température IDW moyennes du bassin



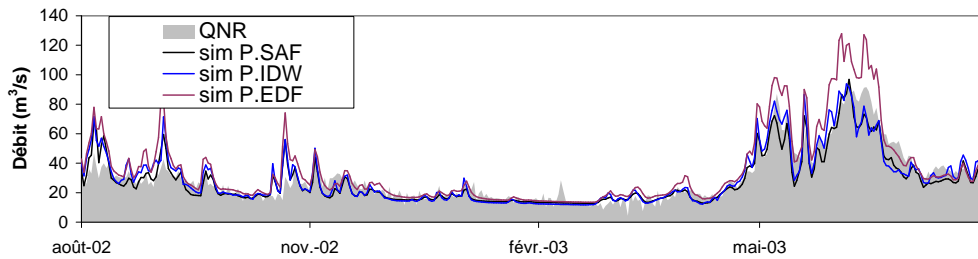
(b) N1



(c) N2

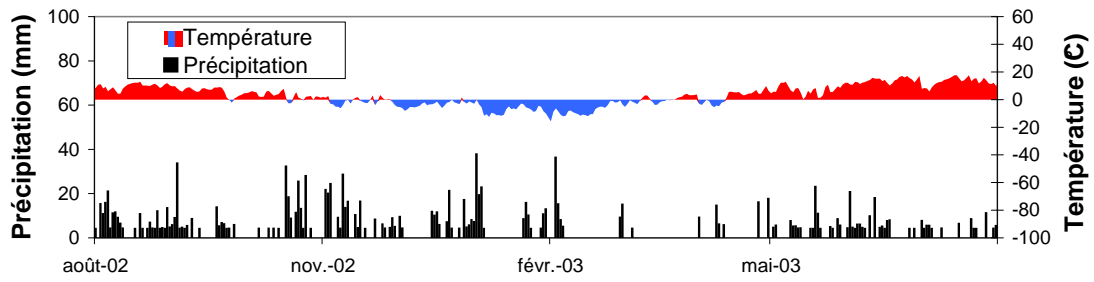


(d) N3

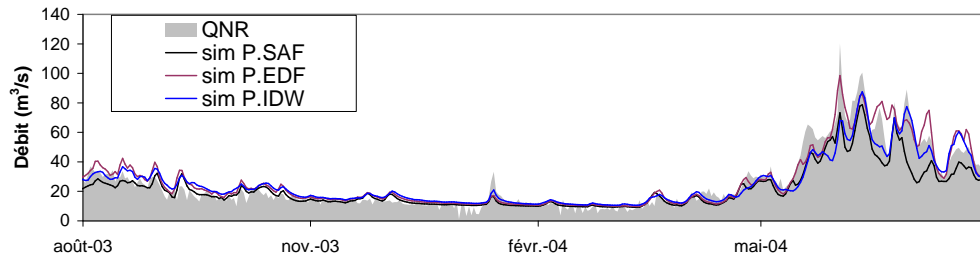


(e) N4

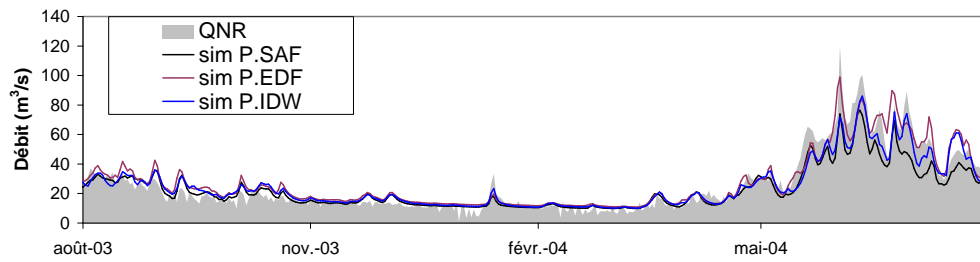
FIGURE 6.24 – Simulations des débits journaliers de l'Isère à Moûtiers pour les 4 discrétisations spatiales testées avec le forçage de précipitation IDW (année 2002 ; période de calage).



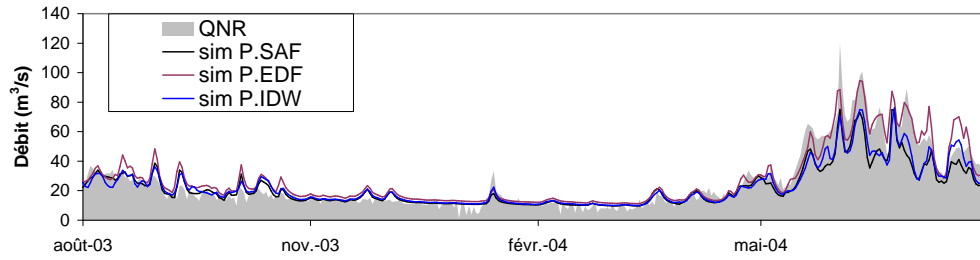
(a) Précipitation IDW et Température IDW moyennes du bassin



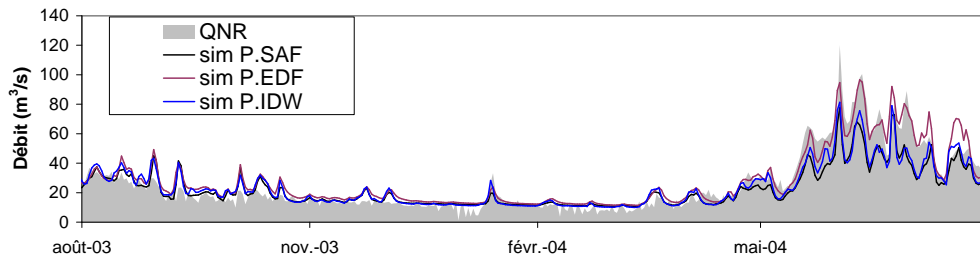
(b) N1



(c) N2



(d) N3



(e) N4

FIGURE 6.25 – Simulations des débits journaliers de l'Isère à Moûtiers pour les 4 discrétisations spatiales testées avec le forçage de précipitation IDW (année 2003 ; période de validation).

Si on considère maintenant la période de simulation dans sa totalité (plus de distinction entre phases de calage et de validation), et en s'intéressant de plus près au bilan hydrologique, les cartes des figures 6.26 à 6.29 (première ligne) montrent que l'on obtient des cumuls annuels moyens compris entre 450 et 490 mm/an pour la lame d'écoulement lent, entre 453 et 637 mm/an pour la lame d'écoulement rapide (donc de plus grands écarts), et entre 413 à 430 mm/an concernant l'ETR. En annexe, le tableau T.1 (p.502) indique que les PSAFRAN ont généré comparativement aux autres estimations une proportion plus importante des précipitations qui rejoignent l'exutoire par écoulement lent (35%), mais la proportion la plus faible qui rejoint l'exutoire par écoulement rapide (35%). On peut également l'observer sur les chroniques journalières de débit en annexe à la figure T.1 (p.498, ligne du bas), qui comparent la proportion des écoulements glaciaires (fonte nivale sur glace et fonte des glaciers), lent (réservoir GR3) et rapide (réservoir SWMM) simulés. Cette observation s'explique par le fait que leurs plus faibles cumuls de précipitation génèrent en général un niveau de remplissage du réservoir GR3 plus faible, donc un plus grand volume stockable, ce qui a donc tendance à générer moins de ruissellement. On peut effectivement observer le contraire avec les PEDF (32% d'écoulement lent mais 42% d'écoulement rapide), avec lesquelles on obtient logiquement des plus fortes valeurs pour chaque terme du bilan simulé, sauf sur les deux bandes les plus basses (pour lesquelles elles donnent de plus faibles précipitations).

b) Impact de la discrétisation N2

En discrétisant spatialement le bassin de façon à considérer les sous-bassins de Tignes, de Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire (**découpage N2**, carte en figure 5.10 p.164), la comparaison entre débits simulés et QNR à l'exutoire du bassin montrent que l'on obtient un petit gain de performance du modèle, avec un score de Nash augmentant en moyenne de 0.01 en calage et 0.02 en validation, et ce quelque soit la précipitation (figure 6.21). Mais même si la dynamique journalière des écoulements simulés à l'exutoire est en général mieux reproduite (figures 6.24 et 6.25), ce gain obtenu ne concerne pas forcément les 3 sous-bassins.

En effet, concernant le sous-bassin de Tignes, on constate que la forte incertitude sur les précipitations mis en exergue en section 6.1 a impactée significativement les sorties du modèle, en ce sens où seules les PEDF permettent de générer un bon score de Nash égal à 0.75, que ce soit en calage ou en validation, et de ce fait une calibration robuste des paramètres (figure 6.21). Ce déficit de précipitation qui concernent les PIDW et PSAFRAN impactent évidemment les hauteurs de neige simulées, et l'on peut voir qu'il existe une forte incertitude sur les chroniques journalières pouvant atteindre 100% d'écart sur les bandes les plus représentatives du sous-bassin (figure 6.30). Cette incertitude se répercute logiquement en premier sur la lame de fonte pour laquelle on obtient des valeurs annuelles moyennes allant d'environ 600 à 900 mm/an (figure 6.26), puis sur les écoulements à l'exutoire (débits moyens interannuels en figure 6.31). Cela confirme le résultat de la confrontation des réanalyses de précipitation avec les observations aux stations de Tignes et de Val d'Isère (figure 6.12 p.204), pour lesquelles on obtenait une sous-estimation significative avec les réanalyses SAFRAN.

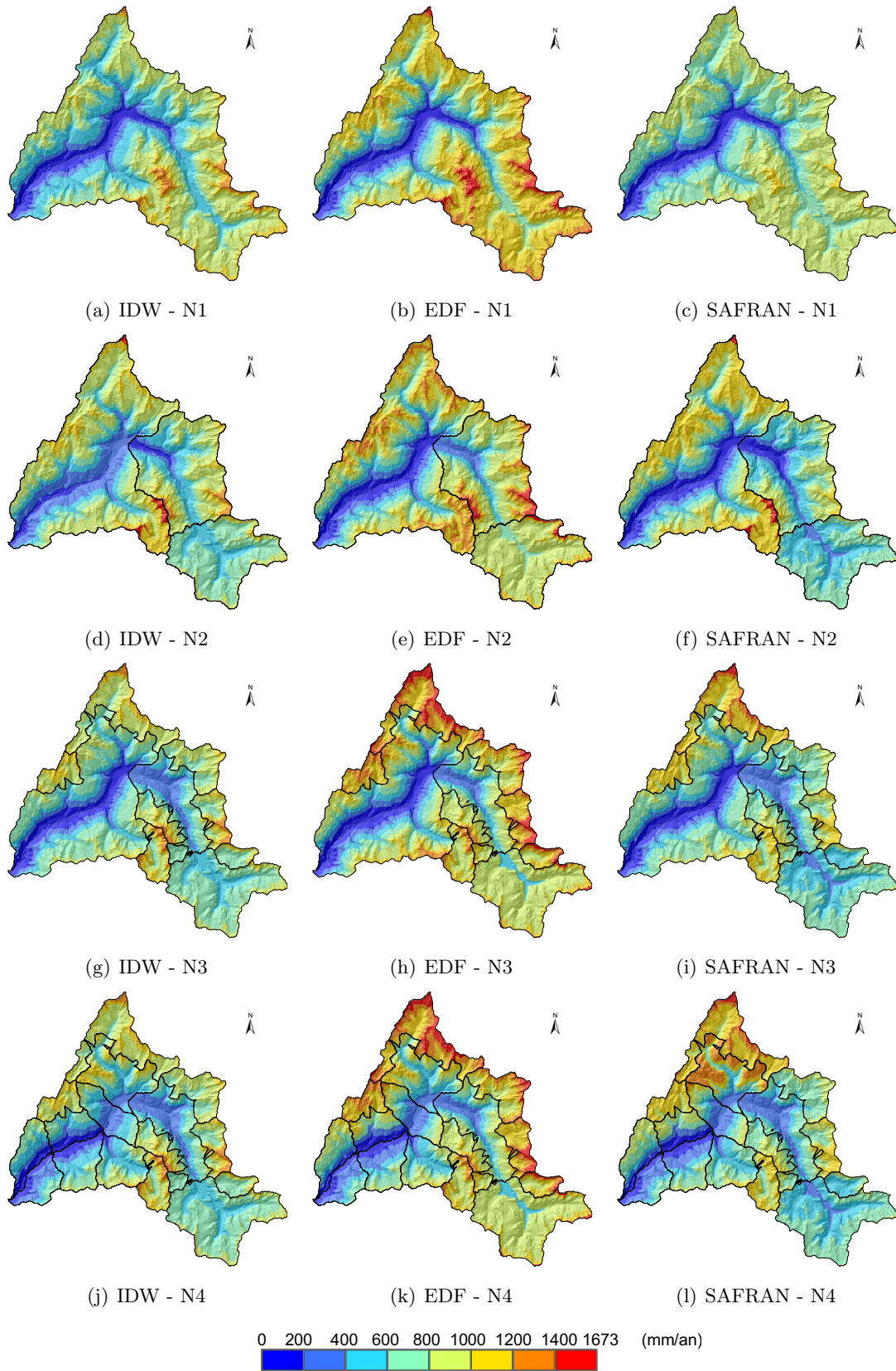


FIGURE 6.26 – Sensibilité de la lame de fonte annuelle moyenne simulée à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

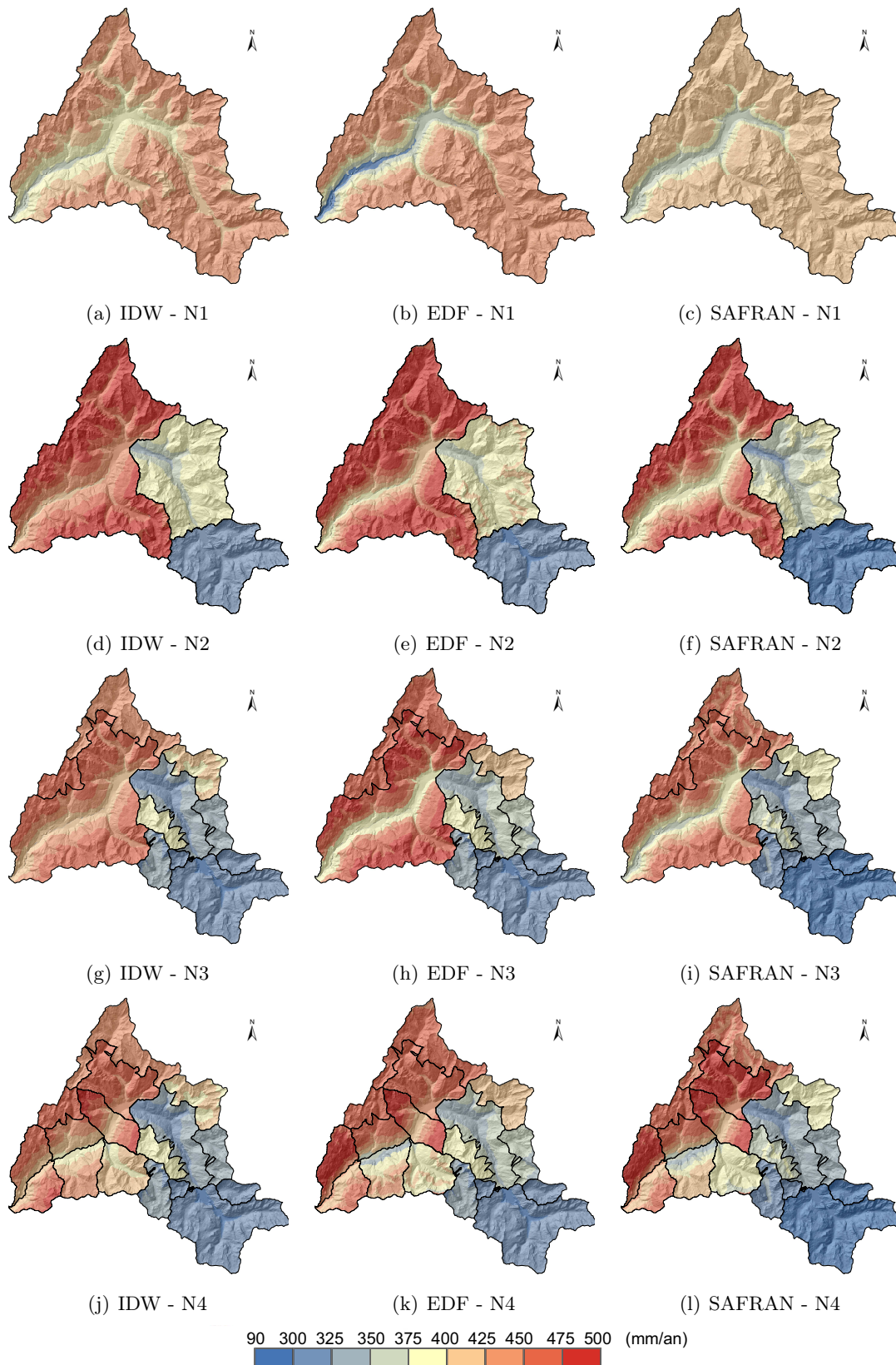


FIGURE 6.27 – Sensibilité de la lame d'ETR annuelle moyenne simulée à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moutiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

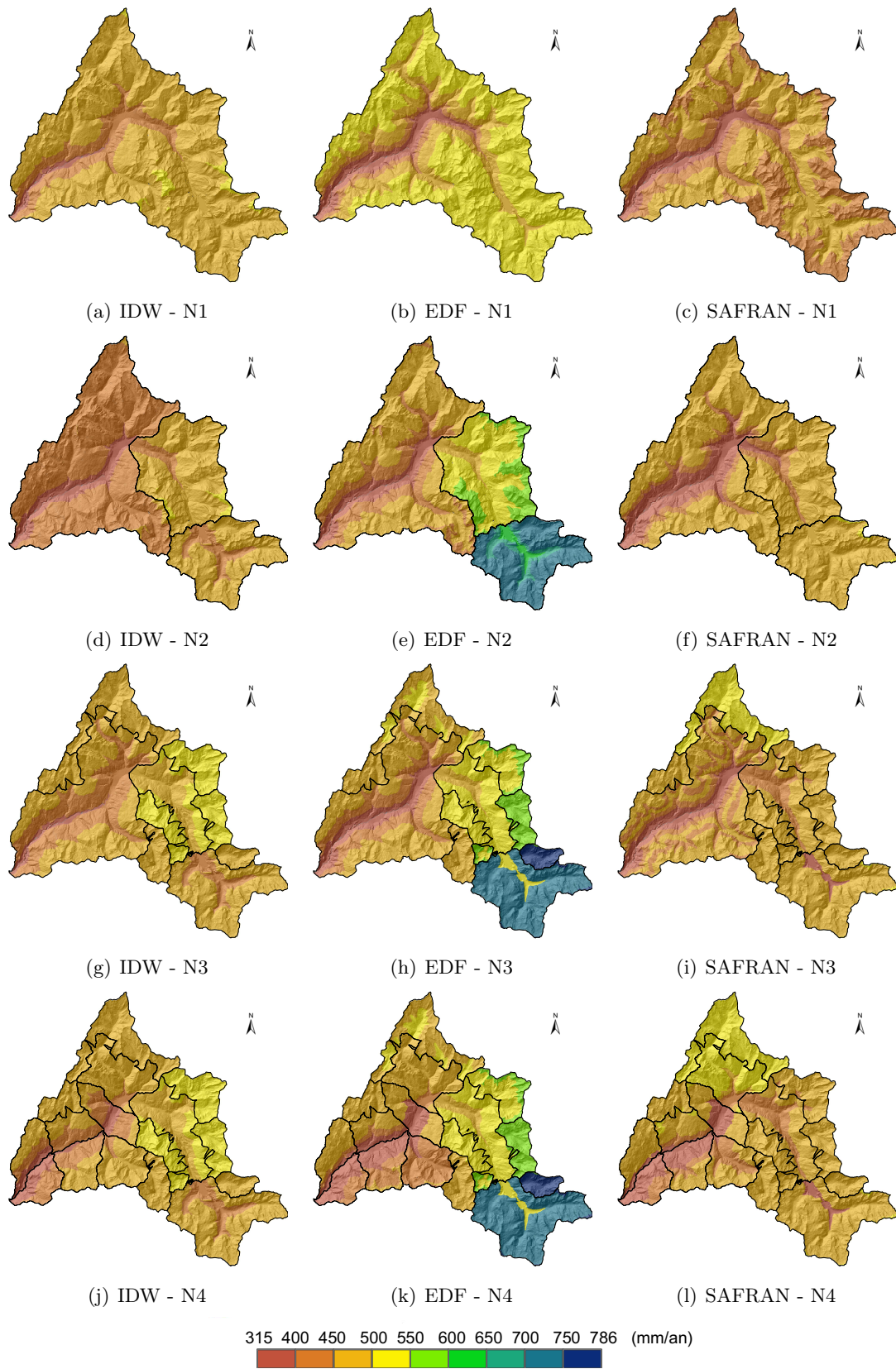


FIGURE 6.28 – Sensibilité de la lame de base annuelle moyenne simulée (écoulement lent du réservoir GR3) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

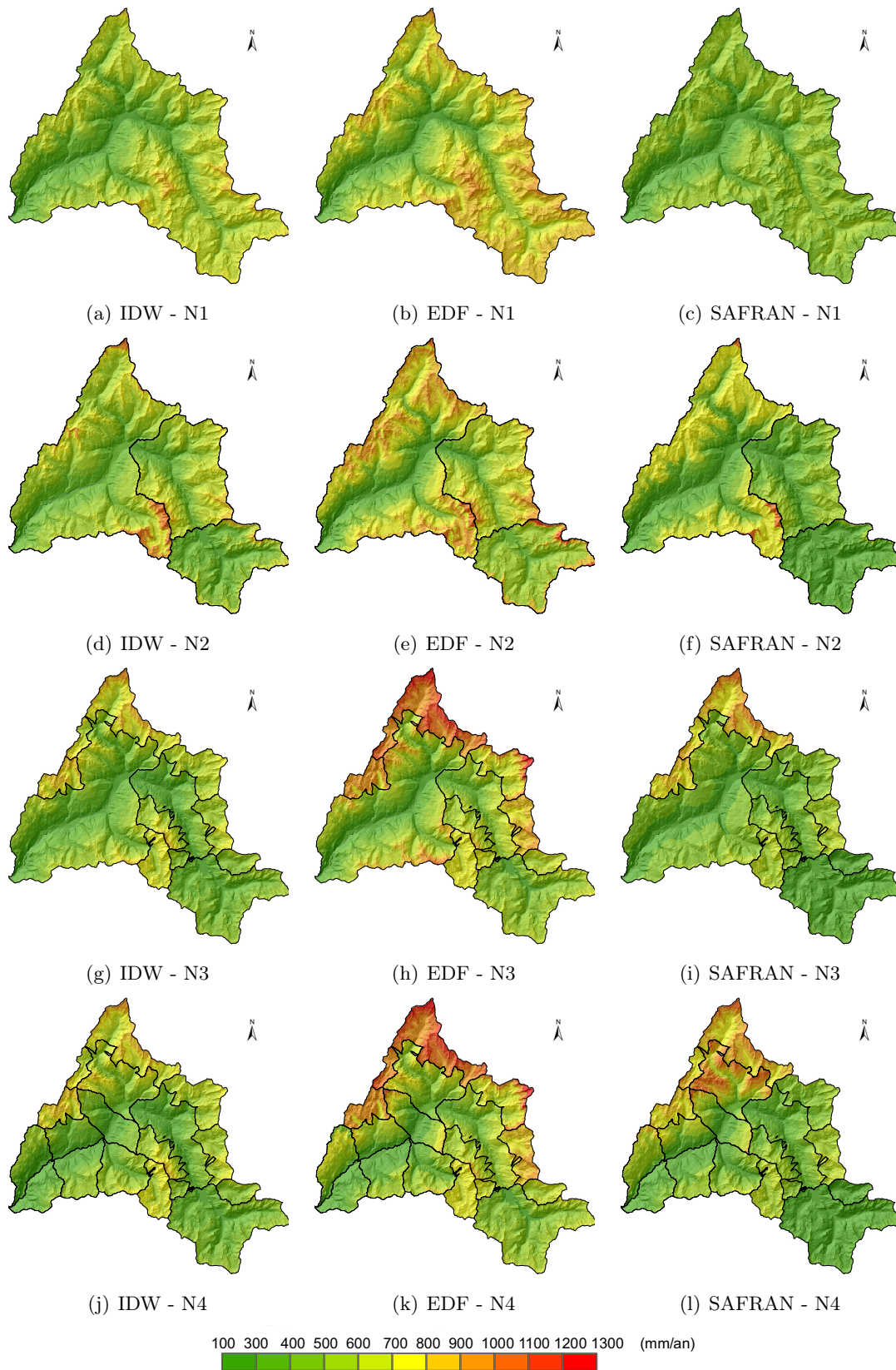
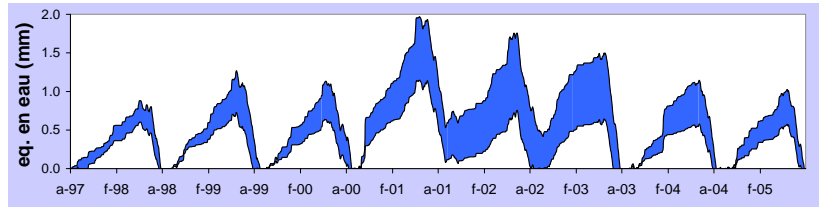
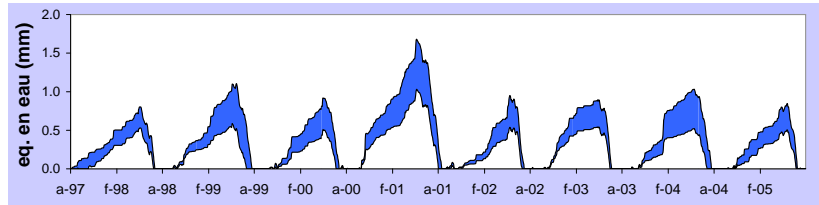


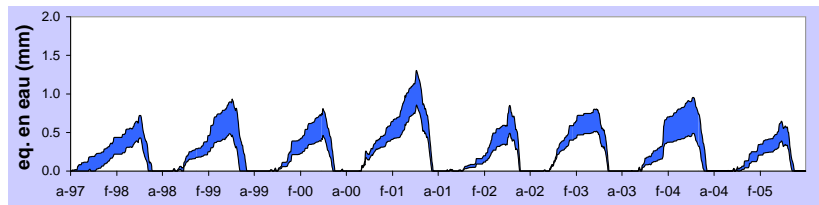
FIGURE 6.29 – Sensibilité de la lame de ruissellement annuelle moyenne simulée (écoulement rapide du réservoir SWMM) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN



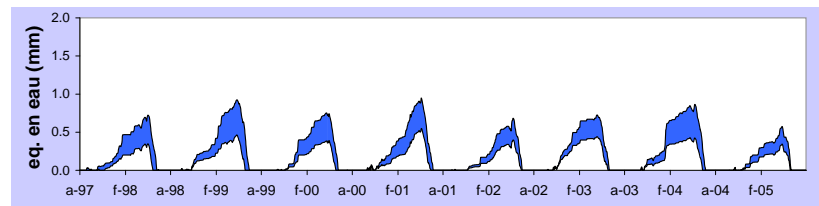
(a) bande 3150m-3450m



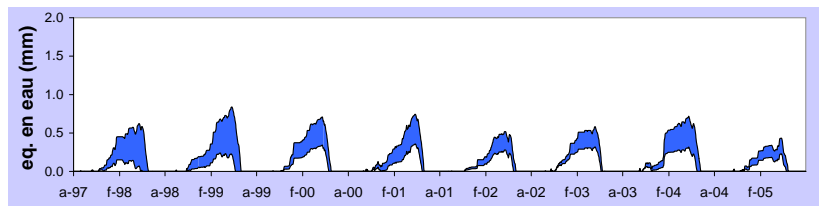
(b) bande 2850m-3150m



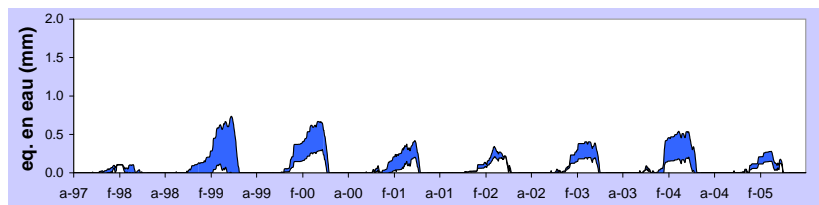
(c) bande 2550m-2850m



(d) bande 2250m-2550m



(e) bande 1950m-2250m



(f) bande 1650m-1950m

FIGURE 6.30 – Impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les équivalents en eau simulés du manteau neigeux de chaque bande du sous-bassin de Tignes (découpage N2).

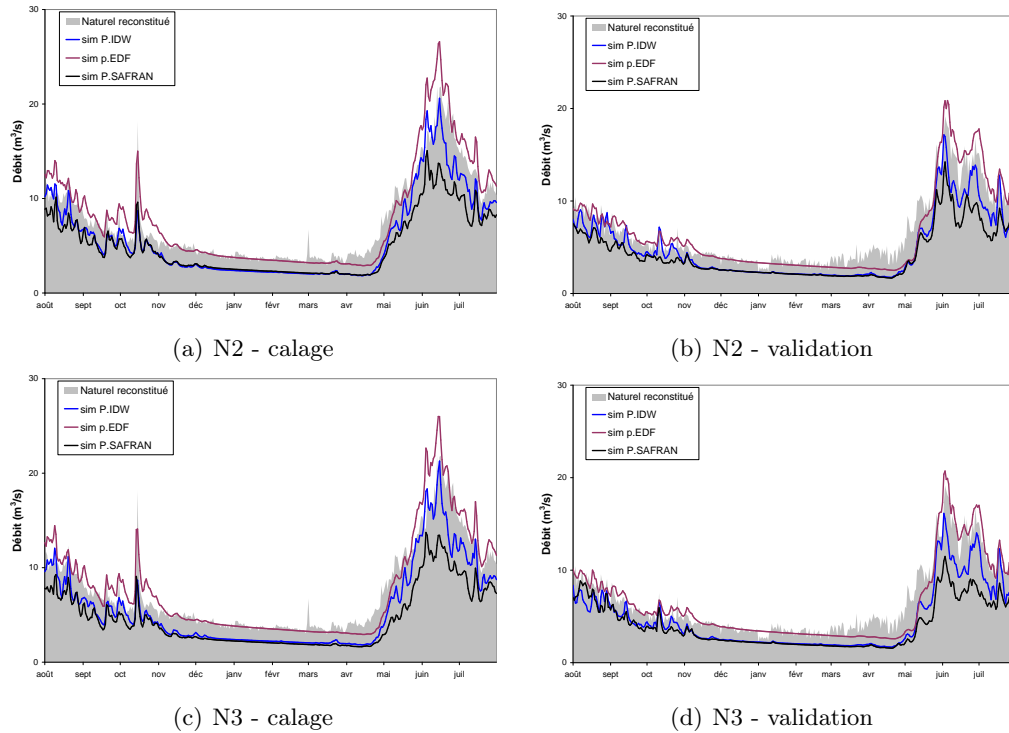


FIGURE 6.31 – Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Tignes par découpage spatial et en distinguant période de calage et de validation

Par ailleurs, on peut constater que la dynamique moyenne inter-annuelle des débits générés par les PEDF est satisfaisante, même si les écoulements de fonte qu'elles produisent surestiment légèrement ceux des QNR (cf. classe de débits supérieurs à $10 \text{ m}^3/\text{s}$ à la figure 6.33). On peut constater aussi que, quelque soit le forçage de précipitation testé, le modèle ne représente pas correctement le départ de fonte (cf. sous-estimation figure 6.31 et nuage de corrélation en figure S.5), ce qui laisse présager soit une erreur d'estimation des QNR, soit une sous-estimation du forçage des températures pendant cette période (qui pourrait être dû à la prise en compte d'un gradient altitudinal constant au cours de l'année), soit encore que la végétation joue ici un rôle important sur le couvert neigeux, pour lequel nous considérons un facteur de fonte constant pour toutes les bandes du sous-bassin. Elle agirait probablement comme un facteur précoce en raison d'un coefficient de fonte plus élevé sous forêt à cette période de l'année (radiations importantes de grandes longueurs d'onde émises par le sol/couvert neigeux, présence d'eau liquide dans le manteau, etc.).

Etant donné la récurrence de ce constat, et la faible proportion de surface recouverte par la végétation sur ce sous-bassin (2% seulement, contre 16% pour Malgovert Intermédiaire et 16% pour Moutiers Intermédiaire), on retiendrait plutôt l'hypothèse d'une sous-estimation des températures.

Le bilan hydrologique simulé de ce sous-bassin indiquent clairement pour les 3 estimations de précipitation une plus forte proportion d'écoulement lent par rapport à celles obtenues à l'échelle du bassin, et de ce fait une plus faible liée aux écoulements rapides (figures 6.28 à 6.29 et en annexe la figure T.2 et le tableau T.2).

On obtient également une plus faible proportion d'ETR (figure 6.27), dont les cumuls annuels moyens varient pour les 3 forçages de précipitation de 300 mm/an à 320 mm/an, la plus faible étant attribuée au PSAFRAN. Ces dernières valeurs, inférieures à celle obtenues pour le bassin entier (environ 100m de moins), traduisent l'altitude plus élevée de ce sous-bassin.

Concernant le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, on obtient des performances plutôt bonnes et un modèle robuste ce coup-ci seulement avec les PIDW (tableau 6.21 p.227), même si les écoulements qu'elles génèrent en calage surestiment en général le pic de fonte (figure 6.32). Les PSAFRAN produisent des écoulements déficitaires surtout pour la période de validation, alors que les débits simulés avec les PEDF sont excédentaires en calage mais le sont moins en validation. Dans les trois cas la période d'étiage en validation est légèrement surestimée. Les proportions des termes du bilan hydrologique de ce sous-bassin (en annexe au tableau T.3) sont plus similaires à celui du bassin entier (par rapport à celui qu'on avait obtenu pour Tignes), c'est-à-dire avec 40% d'écoulement rapide pour les PIDW et PEDF et 35% pour les PSAFRAN, ainsi que respectivement 35% et 38% d'écoulement lent. La part évapo-transpirée est de 30% pour les PIDW et les PSAFRAN, et 25% pour les PEDF.

Enfin les meilleurs résultats de simulations ont été obtenus pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire, pour lequel la dynamique moyenne inter-annuelle des écoulements simulés est beaucoup mieux reproduite quelque soit le forçage de précipitation (figure 6.36, première ligne). Ceci est en partie dû à l'effet de taille évoqué en section 6.1. En calage, par rapport aux résultats de validation, seule une légère surestimation des débits estivaux et automnaux (août à octobre) et une légère sous-estimation vers la fin juin des écoulements naturels reconstitués font diminuer

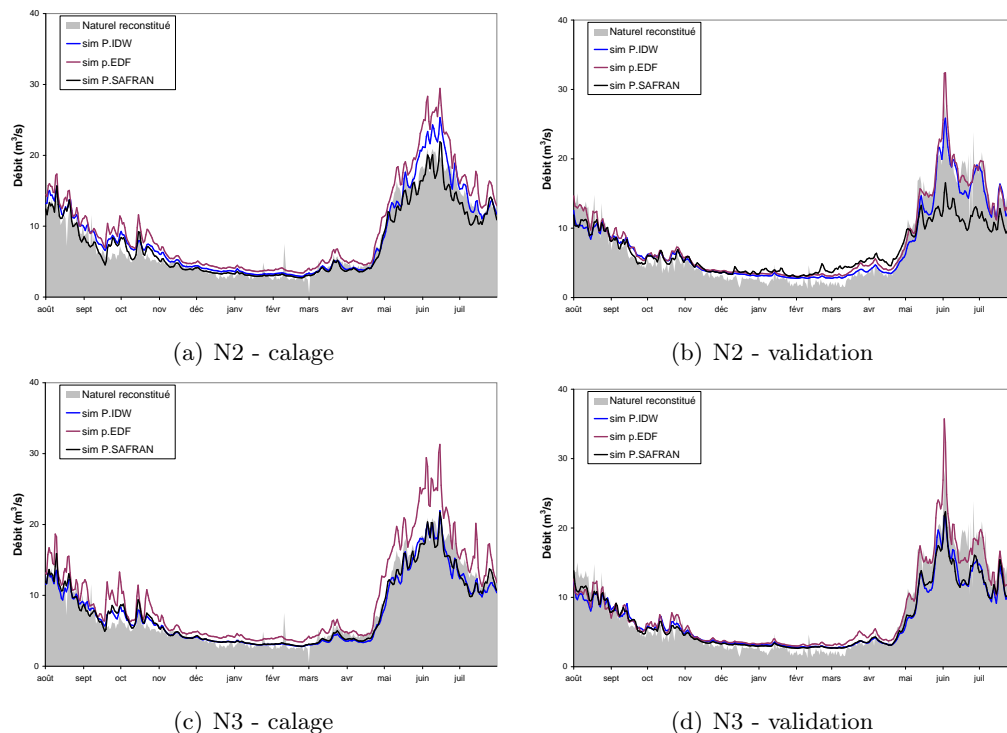
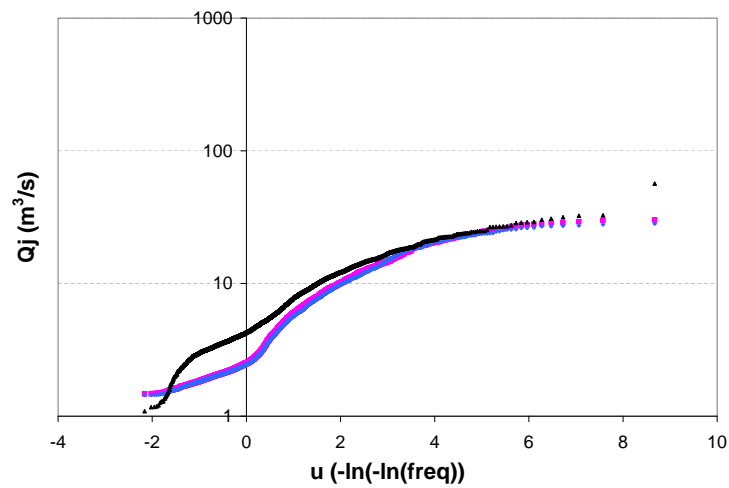
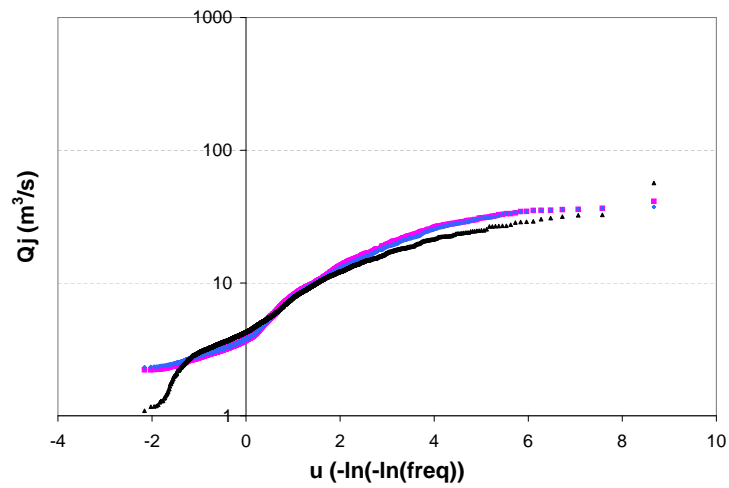


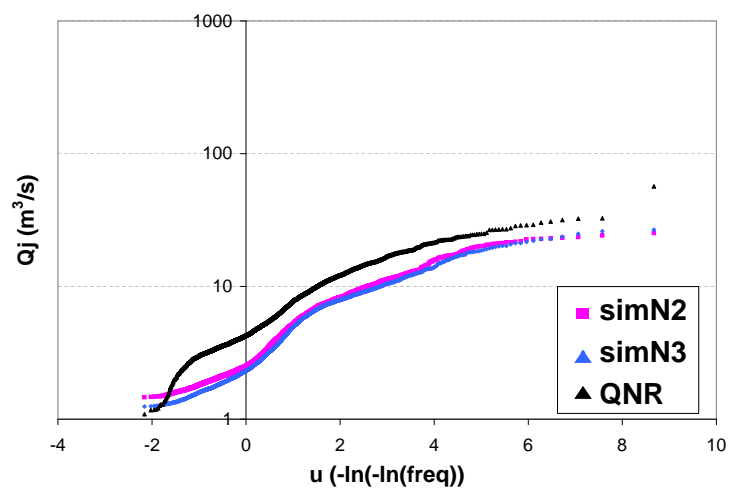
FIGURE 6.32 – Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Malgovert Intermédiaire par découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage et de validation



(a) Tignes - IDW

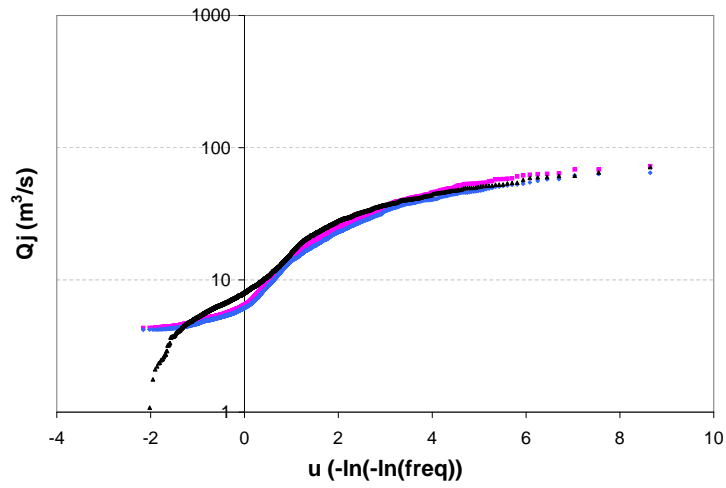


(b) Tignes - EDF

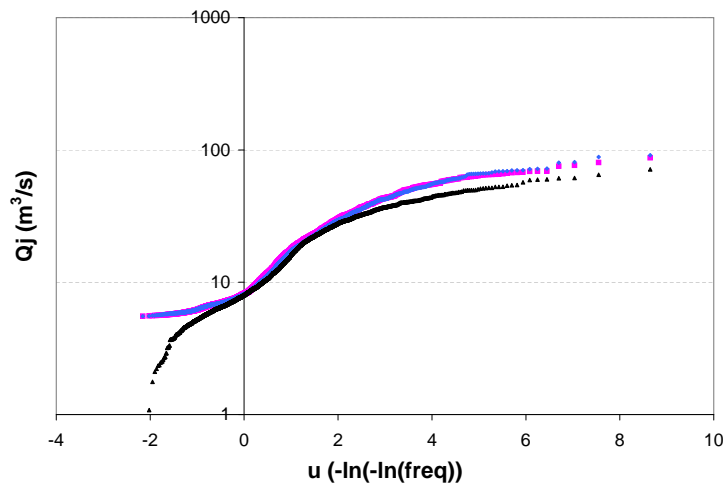


(c) Tignes - SAFRAN

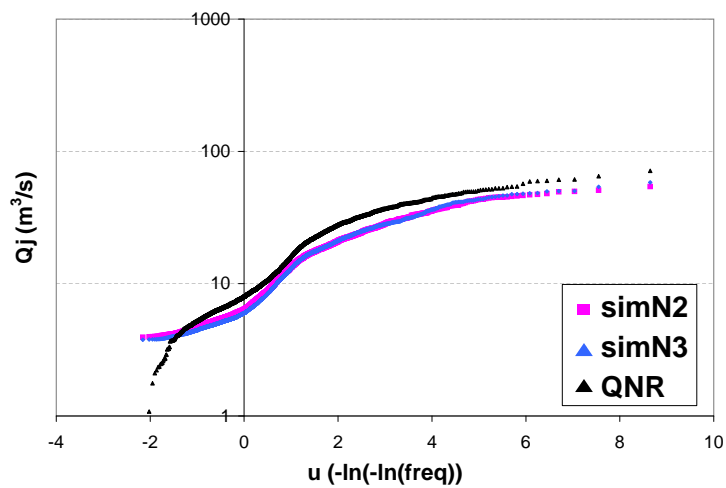
FIGURE 6.33 – Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Tignes en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation



(a) Malgovert - IDW

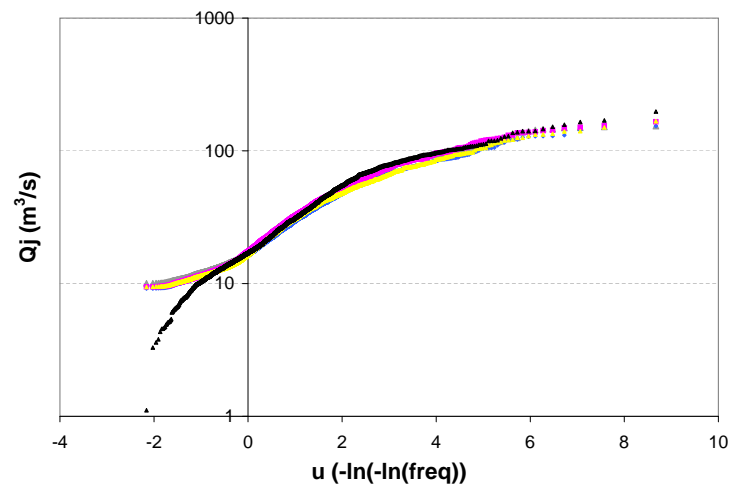


(b) Malgovert - EDF

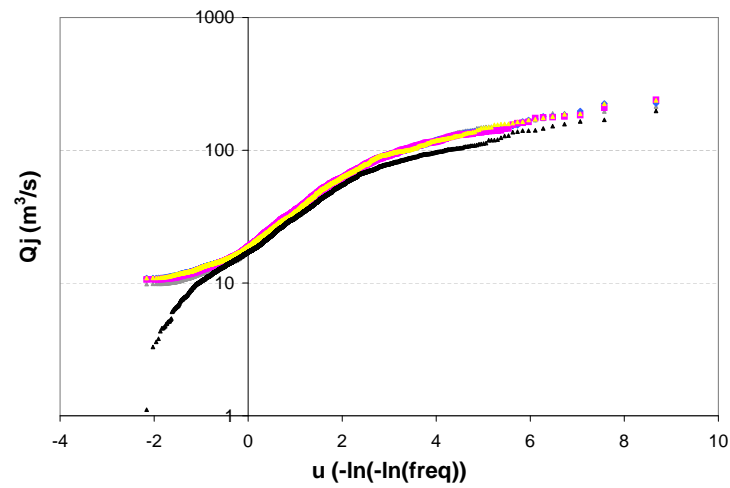


(c) Malgovert - SAFRAN

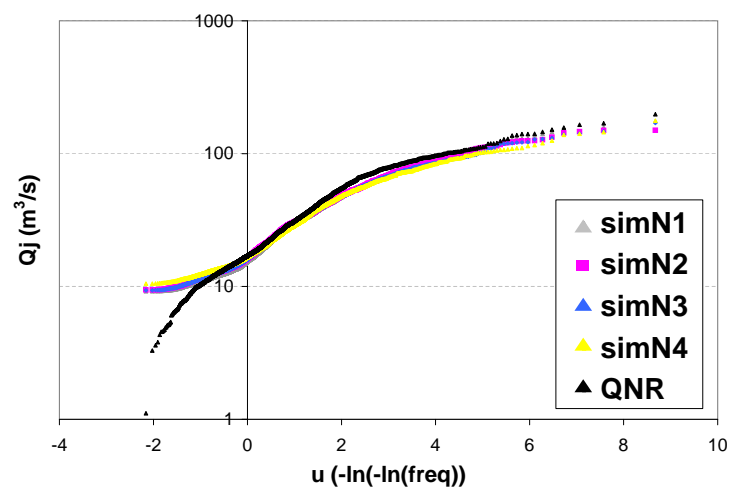
FIGURE 6.34 – Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Malgovert en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation



(a) Moûtiers - IDW



(b) Moûtiers - EDF



(c) Moûtiers - SAFRAN

FIGURE 6.35 – Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) pour le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers en fonction de la discrétisation spatiale du bassin et du forçage de précipitation

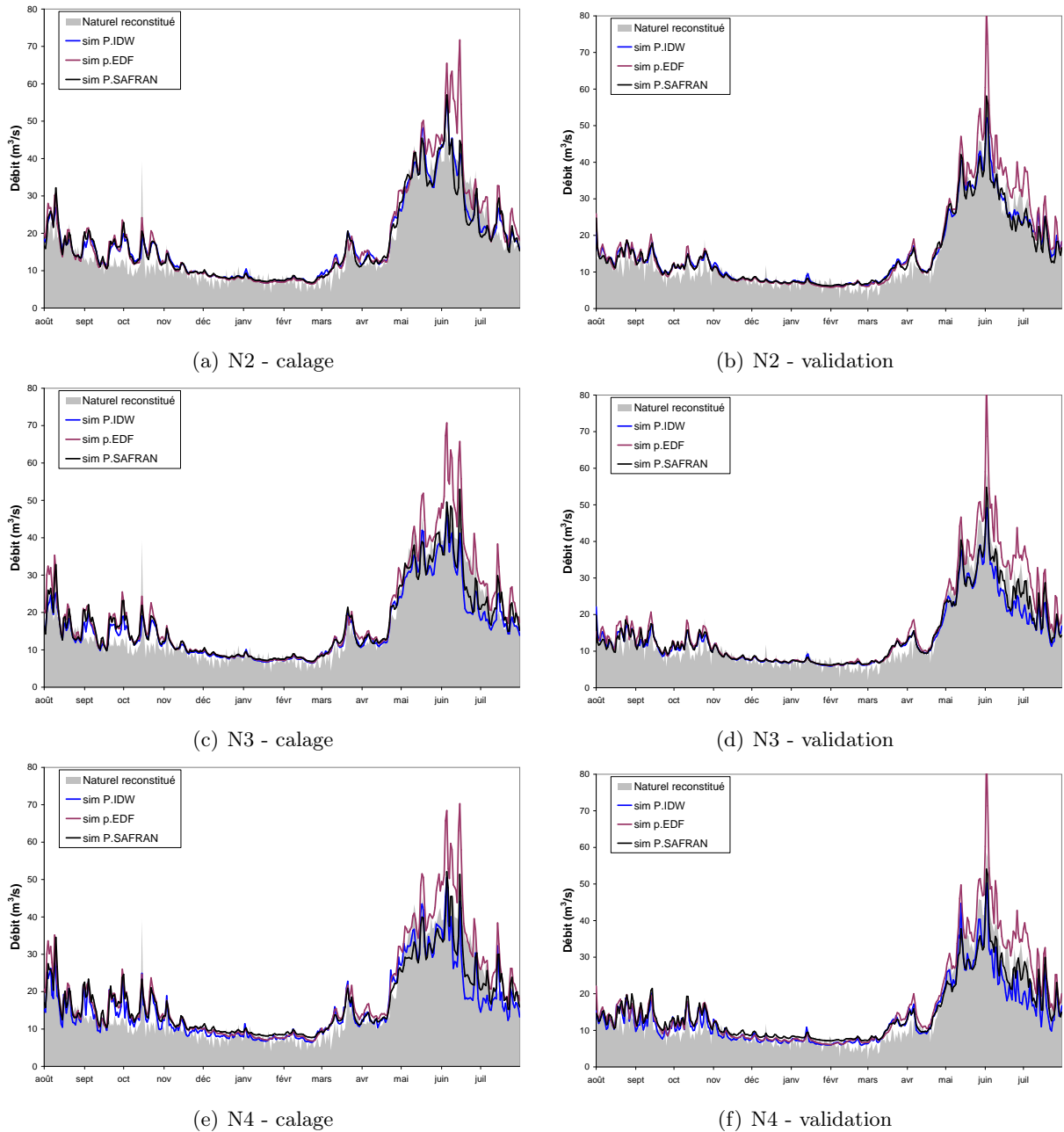


FIGURE 6.36 – Débit journalier moyen inter-annuel simulé de l'Isère à Moutiers Intermédiaire en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant période de calage (à gauche) et de validation (à droite)

la performance des modèles calés avec les PIDW et les PSAFRAN (figure 6.21 p.227). Les PEDF génèrent un pic de fonte surestimé à la fois en période de calage et en validation. Concernant le bilan hydrologique simulé (en annexe au tableau T.4 et en figure T.4), on constate que la part d'écoulement lent est la plus faible (30% des précipitations), qu'au contraire la proportion d'écoulement rapide devient largement majoritaire (égale à environ 40% pour les PIDW et les PEDF, et 36% pour les PSAFRAN). Les proportions d'ETR générées restent identiques à celles des deux autres sous-bassins (30%). Le cumul annuel moyen de la lame d'écoulement lent varie de 430 mm/an (valeur obtenue avec les PIDW) à 450 mm/an (PSAFRAN), celui de l'ETR de 458 mm/an (PSAFRAN) à 471 mm/an (PEDF et PIDW), enfin le plus grand écart concerne la

lame d'écoulement rapide qui varie de 513 mm/an (PSAFRAN) à 621 mm/an (PEDF). Comparativement aux deux autres sous-bassins, celui-ci génère logiquement une part largement plus faible d'écoulement d'origine glaciaire (avec seulement 1% de surface glaciaire, contre 5% et 6% respectivement pour les sous-bassins de Tignes et de Malgovert ; tableau 6.4), ainsi qu'un cycle de basses et de hautes eaux légèrement moins marqué en raison de sa plus faible altitude.

c) Impact de la discrétisation N3

Si on s'intéresse au **découpage N3** et à la comparaison des débits simulés et des QNR à l'exutoire du bassin de l'Isère à Moûtiers, on constate qu'il a généré visiblement des résultats très nuancés d'une précipitation à une autre (figure 6.21 p.227). Par rapport à la discrétisation précédente, seul le Nash issu des simulations générées par les PIDW a diminué à la fois en calage et en validation respectivement de -0.02 et -0.05. En revanche, seules les PSAFRAN permettent d'obtenir un calage de modèle aussi performant que celui du découpage N2 (valeur de 0.83 conservée). Quant aux réanalyses EDF, elles génèrent un Nash qui diminue de 0.74 (découpage N2) à 0.71 (découpage N3) en calage, mais qui se stabilise en validation.

A l'exutoire du sous-bassin de Tignes, on ne note presque aucune modification des dynamiques moyennes inter-annuelles par rapport à la discrétisation précédente, à part une petite baisse des écoulements de fonte simulés avec les PSAFRAN (figure 6.31, seconde ligne). Le sous-bassin de Tignes a été découpé de façon à considérer le petit sous-bassin du Saut dont la surface n'est que de 22 km² (contre 171 km² pour le sous-bassin total), ce qui peut expliquer ce peu de différence dans les écoulements simulés pour ce sous-bassin entre N2 et N3.

Concernant la zone du sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, seules les PSAFRAN ont générés des meilleurs résultats comparativement au découpage N2, surtout en validation, où le découpage a peut-être permis de mieux représenter la dynamique nivale des hauts-reliefs. Les écoulements semblent mieux reproduire le cycle de fonte (figure 6.32), avec une période d'étiage et une onde de fonte plus marquée. On peut constater en effet à la figure 6.26 que ce découpage permet en constituant un stock de neige plus conséquent de produire une fonte en moyenne plus élevée notamment sur le sous-bassin du Clou-Nant Cruet situé en rive droite de l'Isère (sud-est du sous-bassin). On constate également que l'ETR est moins forte dans cette partie de bassin (de l'ordre de 325 mm/an) (figure 6.27). Ce gain de fonte se répercute effectivement sur les écoulements rapides simulés (figure 6.29) qui permettent donc de mieux reproduire les écoulements à l'exutoire de ce sous-bassin. En revanche, le forçage de précipitation IDW a généré des écoulements qui deviennent visiblement déficitaires dans le découpage N3. Dans la zone du massif du Mont-Pourri, localisée au centre du bassin, on obtient une fonte annuelle moyenne légèrement plus faible que celle obtenue avec le découpage N2, ce qui signifie que cette méthode d'estimation ne permet pas de produire un stock de neige suffisant, et donc non plus le bon volume d'écoulement à l'exutoire du sous-bassin.

Les résultats montrent peu d'améliorations des performances des modèles concernant les simulations à l'exutoire du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (N3) (figure 6.21 p.227). Mais rappelons que nous ne cherchons pas forcément à déterminer le modèle qui aura la meilleure

valeur de Nash. Ce modèle se doit également de représenter fidèlement la dynamique saisonnière des écoulements, ainsi que les débits de crue (pour lesquels l'impact du découpage spatial est analysé en sous-section 6.2.4). Cette discrétisation a généré avec le forçage IDW une fonte un peu moins prononcée sur les hauts reliefs (figure 6.26), surtout sur ceux du sous-bassin du Ponturin, situé au sud du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire ; cela a produit dans cette zone une diminution des écoulements rapides par rapport à celui observé au découpage N2 avec une valeur passant d'environ 950 mm/an à 750mm/an (figure 6.29). Cela a eu une influence sur les débits simulés à l'exutoire du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (figure 6.36, seconde ligne), où l'on peut remarquer une baisse du volume des écoulements notamment au mois de juin, que ce soit en calage ou en validation, avec un critère de volume qui diminue de 0.10 point (figure 6.22 p.228). Les PSAFRAN ont également généré une fonte plus faible sur le sous-bassin du Ponturin (figure 6.29) mais en revanche la grande différence est qu'elles produisent de plus forts cumuls sur les hauts-relief du nord du sous-bassin (sous-bassin de Roselend2 et Ormente), comme il a été montré dans l'inter-comparaison des estimations de précipitations (au tableau 6.2 p.208). Cela leur permet, contrairement aux PIDW, de garantir une bonne dynamique et un bon volume d'écoulement à l'exutoire (figure 6.23). On peut faire la même remarque concernant les PEDF, en ce sens où le découpage N3 a permis de mieux représenter la fonte du sous-bassin du Ponturin, et de générer des cumuls annuels moyens de fonte qui ont atteint 1600 mm/an à proximité de la pointe nord du sous-bassin (sous-bassin de Roselend2, figure 6.29). Cette fonte plus conséquente et plus localisée a engendré sur le sous-bassin de Roselend2 un volume plus élevé d'écoulement rapide (environ 200 mm/an de plus, comparativement au découpage N2) qui visiblement a lui-même généré une légère augmentation des débits à l'exutoire du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (figure 6.36), seconde ligne et scores des Volumes au tableau 6.5 p.222). Pour ce sous-bassin ces réanalyses EDF génèrent alors encore des volumes d'écoulements excédentaires, qui se répercutent visiblement sur les débits à l'exutoire du bassin de l'Isère à Moûtiers (figure 6.23, troisième ligne ; figure 6.21, troisième ligne).

d) Impact de la discrétisation N4

Enfin, à travers le **découpage N4**, on rappelle qu'on a souhaité tester si on arrivait à mieux représenter l'hydrométéorologie du sous-bassin MIR (Moûtiers Intermédiaire résiduel, 514 km²) du découpage N3, en le découpant en 7 sous-bassins de façon à considérer l'influence des sous-vallées des affluents de l'Isère (torrent du Versoyen par exemple, sous-bassin nommé MIR1 situé le plus au nord des 7, ou encore le torrent du Ponturin, sous-bassin MIR3). Ce découpage a été déterminé en essayant également d'obtenir des tailles de sous-bassins similaires. Des tests de modélisation en considérant un facteur de fonte dépendant de l'exposition de ces 7 sous-bassins ont été réalisés (en affectant des mêmes valeurs pour les sous-bassins ayant environ la même exposition en moyenne, cf. couple MIR4-MIR7 et MIR5-MIR6) mais n'ont montré aucune amélioration des simulations d'écoulements à l'exutoire du bassin. Cela peut s'expliquer probablement par le fait que le signal moyen journalier donné par le forçage des températures ne permet pas de générer une sensibilité de la fonte simulée à la prise en compte de l'exposition

des versants. Pour la suite nous avons donc reconsidéré un facteur de fonte unique pour les 7 sous-bassins MIR1 à MIR7.

En général, les résultats montrent que ce découpage en 7 sous-bassins n'a pas apporté d'améliorations significatives, que ce soit dans les dynamiques moyennes inter-annuelles ou dans les scores de Nash et de Volume (cf. débits interannuels en figure 6.23 et performances en figures 6.21 et 6.22 p.227 et 228). Au contraire, on obtient des Nash plus faibles comparativement au découpage N3, concernant les PIDW et les PSAFRAN. Seules les réanalyses EDF conservent leur score.

Les cartes de sensibilité des termes du bilan hydrologique simulés montrent que seules les précipitations SAFRAN génèrent une répartition différente des cumuls annuels moyen de fonte et de lame rapide, notamment avec des valeurs plus forte essentiellement sur le sous-bassin de MIR1 situé au nord (figures 6.26 et 6.29). Mais cette augmentation concentrée sur MIR1 n'est apparemment pas assez forte pour se répercuter significativement sur les écoulements à l'exutoire (figure 6.23, comparaison des deux dernières lignes), mis à part une petite augmentation sur le critère de volume en validation.

Ces résultats s'expliquent probablement par la difficulté d'obtenir, en s'appuyant sur le réseau de stations existant (carte p.48), une meilleure représentativité de la variabilité des précipitations et des températures dans cette partie du bassin. Ce qui signifierait que le signal moyen donné par les forçages météorologiques du découpage N3 (considération du sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire sans le discrétiser) suffit à représenter correctement les écoulements à l'exutoire. Par ailleurs, ces performances plus faibles que celles obtenues avec la discrétisation précédente (N3) montrent une certaine difficulté à ré-optimiser le jeu de paramètre après intégration des nouveaux forçages météorologiques.

On résume à la figure 6.37 l'impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations et du découpage spatial sur les écoulements mensuels interannuels simulés sur la période 1997 à 2004 pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. On constate que pour les deux premiers sous-bassins, l'incertitude sur les simulations de débits se réduit légèrement à partir de la discrétisation N3, mais en revanche pour le troisième sous-bassin, elle ne fait qu'augmenter avec le degré de discrétisation.

Ces points seront rediscutés dans la synthèse en fin de section, où l'on résume l'ensemble de ces résultats et l'on conclut sur le choix de la discrétisation du bassin à retenir pour la suite de l'étude.

Après avoir évalué l'influence des découpages sur le régime hydrologique moyen simulé, il est nécessaire à présent d'évaluer la sensibilité des écoulements en régime de crue.

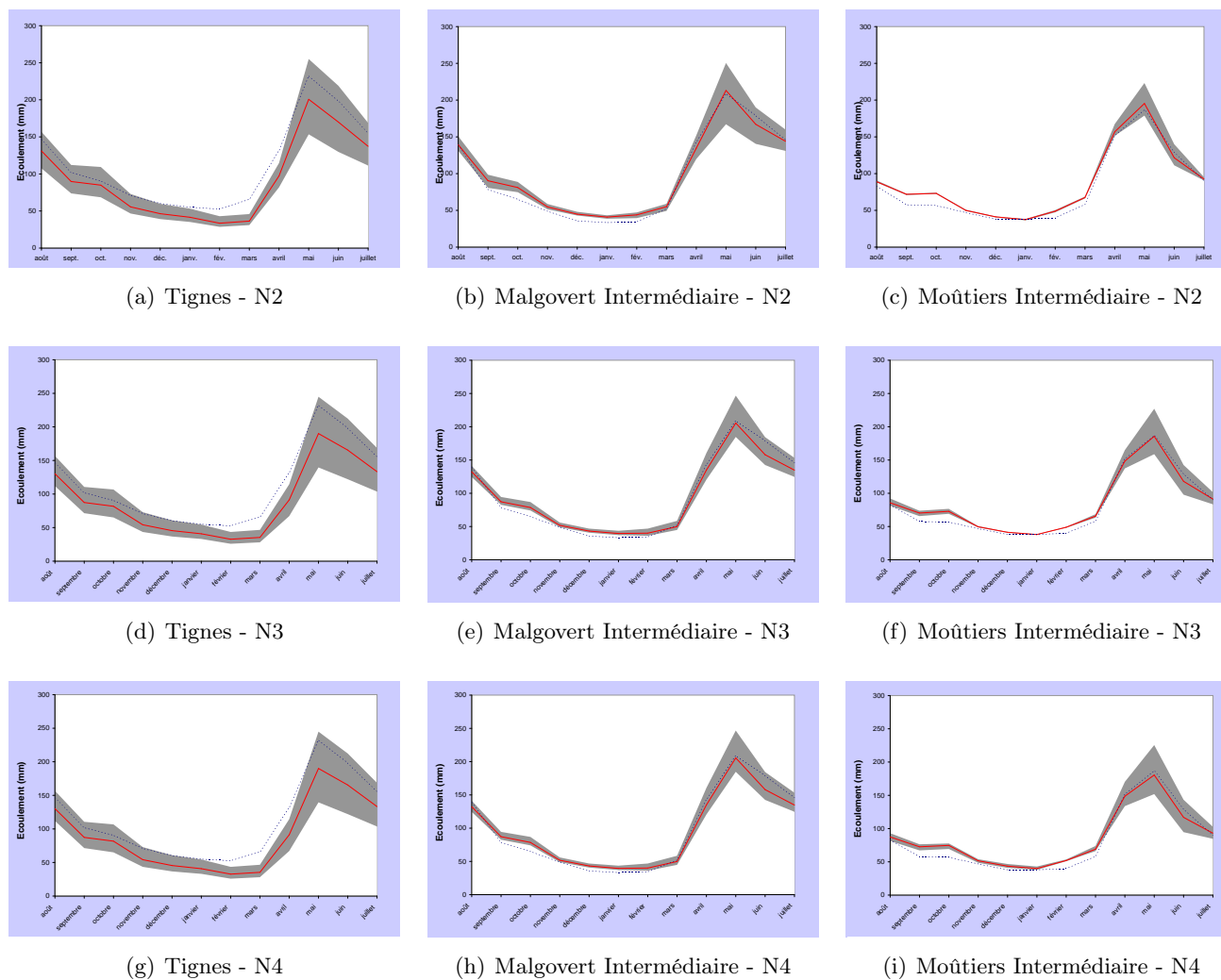


FIGURE 6.37 – Impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations et du découpage spatial sur les écoulements mensuels interannuels simulés sur la période 1997-2004 pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des écoulements simulés avec les 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN avec leur moyenne représentée par la courbe rouge et les écoulements naturels reconstitués par la courbe bleue.

6.2.4 Impact sur le régime en crue des écoulements simulés

L'analyse de l'impact du découpage spatial du bassin et de celui de l'incertitude liée à l'estimation du forçage des précipitations sur les écoulements de crue simulés a été réalisée en se focalisant sur trois grands événements de la période d'étude, sélectionnés en se basant sur les plus forts débits journaliers naturels reconstitués (dont l'analyse a été réalisée en section 3.3), de façon à obtenir au moins un événement en phase de calage et au moins un en validation. Les épisodes retenus sont donc ceux d'Octobre 2000 et de mai 2001 (périodes de calage), et de mai 1999 (période de validation). Pour rappel, les crues produites pendant ces trois épisodes ont des origines différentes : générée par une fonte nivale soutenue accompagnée de pluies pour mai 1999, par de fortes pluies sur neige pour octobre 2000 et par une fonte considérable pour mai 2001. Pour chaque crue, après avoir caractérisé brièvement le phénomène hydrométéorologique en question en s'appuyant sur les observations en stations, on présente les résultats des simulations correspondantes en analysant la variation de chaque terme du bilan hydrologique simulé puis en comparant la performance de chaque modèle.

Crue d'octobre 2000

La crue d'octobre 2000 a été engendrée par une situation météorologique de retour d'est, plus précisément par l'arrivée d'une masse d'air chargée d'humidité en provenance de la mer Méditerranée qui a touché la zone de l'épave transfrontalière alpine, notamment la région du Val d'Aoste (Italie), les vallées de Haute Maurienne et de Haute-Tarentaise côté français, et une partie du Canton du Valais (Suisse). En ce qui concerne notre bassin, les forts cumuls de précipitations se produisirent dans la nuit du 14 au 15 octobre (figure 6.38b) surtout sous forme liquide.

La brusque remontée de l'isotherme sur l'ensemble du bassin a accru significativement le caractère catastrophique de l'épisode en induisant une fonte de neige marquée au-dessous de 3000m d'altitude. Heureusement les températures ont commencé à redescendre à nouveau dès le 15 octobre (figure 6.38a). Des cumuls de 600 mm ont été relevés sur la durée du 13 au 15

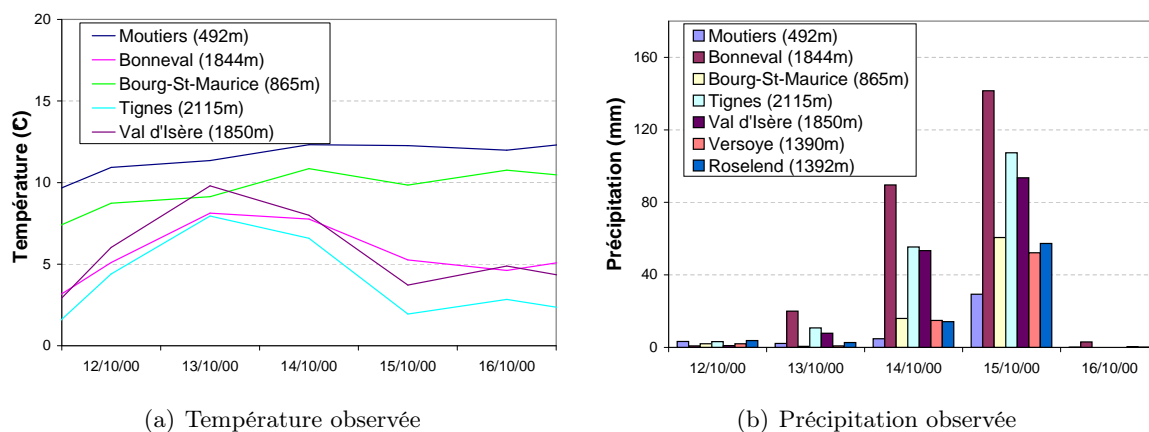


FIGURE 6.38 – Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode d'octobre 2000.

octobre dans le Val d'Aoste. En France, si les dégâts n'ont pas connu l'ampleur et l'extension observées dans la partie italienne, ils ont ponctuellement été importants surtout dans la haute-vallée de l'Arc, avec notamment des dégâts sur Bramans et Sollières. Les cumuls maximaux enregistrés côté français sur la durée du 13 au 15 octobre concernent les stations de Bonneval avec la valeur de 251 mm puis celle de Tignes avec 173 mm. Pour cet épisode, les écoulements naturels reconstitués journaliers sont maximaux à Tignes, Malgovert et Moûtiers la journée du 15 octobre avec une valeur respective de 57 m³/s, 71 m³/s et 198 m³/s, pour une pointe observée de 140 m³/s à Moûtiers. La probabilité d'événements aussi rares ne peut être estimée ici que de façon peu fiable, car outre que cette estimation exige (comme dans tous les cas) une très longue série temporelle de forts débits, elle est dépendante aussi de l'influence des ouvrages sur les écoulements du bassin, qui comme on l'a vu peut être significative même en période de crue (section 3.3). Il devient donc délicat de fournir une estimation de la période de retour de cette crue. Sur les bassins suisses, elle a été considérée par quelques auteurs malgré tout comme centennale pour le bassin influencé du Rhône à la Porte du Scex (5347 km²) (Jordan 2007).

On présente les cartes des forçages de précipitation à la figure 6.39, ainsi que les cartes issues des résultats de simulation des lames de fonte et des lames d'écoulement rapide (réservoir SWMM) en annexe aux figures U.5 et U.6. Chacune de ces cartes représente le cumul sur la totalité de l'épisode (du 13 au 15 octobre inclus). On présente également à la figure 6.40 les cartes de température moyenne journalière du 14 octobre, jour pour lequel l'apport des écoulements de fonte fut considérable.

On récapitule concernant la discrétisation N1 les valeurs obtenues de cumuls des termes du bilan hydrologique sur les 3 jours de l'épisode (tableau 6.6). Tout d'abord, d'après ce tableau, on constate que les PEDF ont généré tout au long de l'épisode un cumul de précipitations solides beaucoup plus important que les deux autres types d'estimation (70 mm contre 49 mm pour les PSAFRAN et 26 mm pour les PIDW), et de ce fait un plus grand cumul de fonte (en annexe à la figure U.5). Ces différences se répercutent essentiellement sur les volumes d'écoulement rapide (en annexe à la figure U.6) et sur les variations de stockage, ces deux termes représentant quelque soit le forçage de précipitation les deux plus grandes valeurs si on compare chaque terme du bilan hydrologique. Le modèle a généré des lames d'écoulement rapide nulles pour les bandes les plus hautes (bandes b9 à b11 comprises entre 2850m et 3750m d'altitude, tableau 6.6) en raison d'une plus forte proportion de neige. C'est ce qui explique également sur ces mêmes bandes un léger déstockage des réservoirs GR3 et SWMM. A l'inverse, il s'est produit un stockage souterrain conséquent sur les autres bandes, avec des plus fortes valeurs sur les bandes centrales (notamment b6), là où la somme des cumuls de pluie et de fonte est maximale. A cette période de l'année, avant la crue les réserves en eau du bassin se trouvent à un niveau relativement faible (se vidant durant l'été), et cela explique probablement que le bassin ait pu stocker pendant la crue une grande quantité de volumes d'eau (en général). Par ailleurs, les lames d'ETR et d'écoulement lent produites par les 3 estimations de précipitations sont très similaires et très faibles en moyenne (respectivement égales à environ 2 mm et 4 mm).

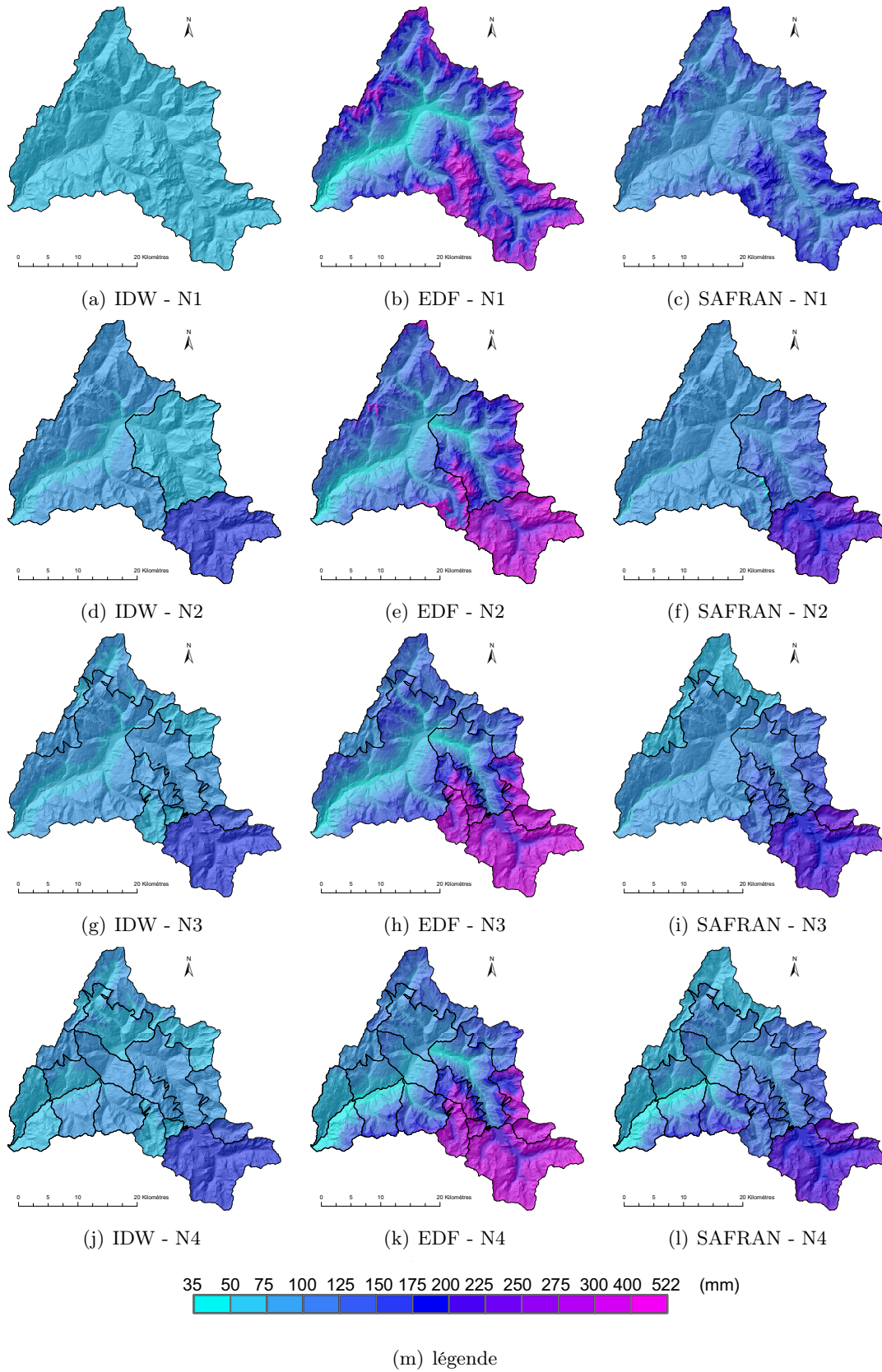


FIGURE 6.39 – Cumul des précipitations du 13 au 15 octobre (inclus) en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.

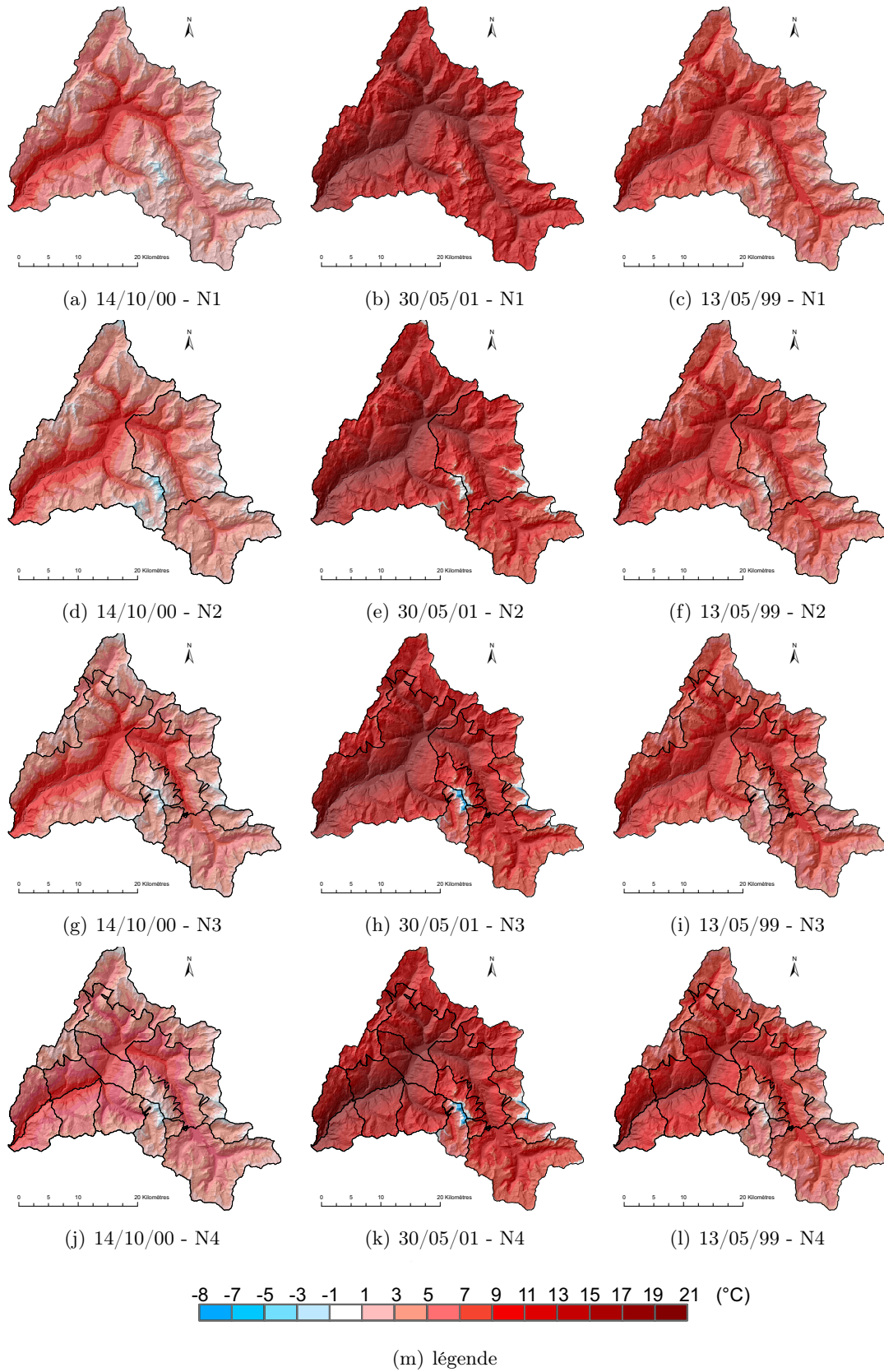


FIGURE 6.40 – Températures des 14 octobre 2000, 30 mai 2001 et 13 mai 1999 en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.

	bande											Total (km ²)
	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11	
S gl. (km ²)	0	0	0	0	0	0	0	3	11	9	2	25
S non gl. (km ²)	17	51	61	83	124	174	190	135	41	6	1	882
												Moy. pon. (mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	8	21	38	56	66	73	79	26
Pluie (mm)	57	58	60	62	56	44	29	14	4	0	0	40
PIDW - Précipitation (mm)	57	58	60	62	64	66	67	69	71	73	74	65
E. lent (GR3) (mm)	3.0	3.2	3.5	3.8	4.1	4.3	4.3	4.3	4.4	5.1	5.7	4
E. rapide (SWMM) (mm)	6	5	7	8	10	11	6	2	0	0	0	7
ETR (mm)	2.0	2.1	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.3	2.4	2.4	2.4	2
Var. de stockage (mm)	46	50	51	53	54	92	58	13	-7	-8	-9	52
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	7	29	91	183	275	359	443	70
Pluie (mm)	40	50	69	86	110	110	105	76	33	0	0	89
PEDF - Précipitation (mm)	40	50	69	86	117	139	196	258	309	359	410	159
E. lent (GR3) (mm)	2.7	3.0	3.7	4.1	4.5	4.7	4.7	4.6	4.7	5.3	5.9	4
E. rapide (SWMM) (mm)	4	6	12	17	26	31	18	6	0	0	0	17
ETR (mm)	2.0	2.0	2.3	2.4	2.4	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2
Var. de stockage (mm)	31	39	53	65	90	131	108	41	-8	-8	-9	80
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	9	30	64	123	168	191	213	49
Pluie (mm)	86	80	83	84	85	75	58	37	14	0	0	65
PSAFRAN - Précipitation (mm)	86	80	83	84	94	105	122	160	183	191	199	115
E. lent (GR3) (mm)	3.2	3.1	3.5	3.9	4.2	4.4	4.3	4.0	4.1	4.6	5.0	4
E. rapide (SWMM) (mm)	14	9	13	17	21	24	11	3	0	0	0	14
ETR (mm)	2.1	2.0	2.2	2.3	2.4	2.5	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2
Var. de stockage (mm)	65	66	65	63	69	96	70	21	-7	-7	-8	62

TABLEAU 6.6 – Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 13 au 15 octobre 2000, en considérant la discrétisation spatiale N1.

Au niveau de la qualité de simulation des débits de crue à l'exutoire du bassin (figure 6.41, première ligne), on comprend d'après ce qui précède que les PEDF ait pu générer une plus grande pointe (environ $118 \text{ m}^3/\text{s}$), ensuite vient celle produite par les PSAFRAN ($90 \text{ m}^3/\text{s}$) puis par les PIDW ($74 \text{ m}^3/\text{s}$). Donc visiblement aucune des trois n'est capable de reproduire ni le pic ni le bon volume d'écoulement. Les tableaux 6.7 et 6.8 le montrent plus précisément, en récapitulant respectivement les rapports rQc de débit de crue simulé sur débit de crue naturel reconstitué, ainsi que les rapports $rVol$ de volumes simulés sur volumes naturels reconstitués calculés sur 3 jours de part et d'autre du jour de la crue (en l'occurrence cumulé ici du 14 au 16 octobre).

Le découpage N2 permet visiblement de simuler une meilleure structure spatio-temporelle des volumes d'écoulement de crue. Cela s'explique visiblement par la considération du sous-bassin de Tignes, avec notamment de cumuls de précipitations plus intenses et de températures positives un peu plus élevées que celle du découpage N1. Cela a permis de générer pour ce sous-bassin non seulement de grandes quantités de pluie mais également une fonte beaucoup plus intense (passant de 45 mm à 90mm de N1 à N2 concernant les PEDF), et donc des volumes d'écoulements rapides plus conséquents (tableau 6.6 et en annexe aux figures U.5 et U.6).

		14/05/1999			15/10/2000			31/05/2001		
		IDW	EDF	SAFRAN	IDW	EDF	SAFRAN	IDW	EDF	SAFRAN
Tignes	N1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	N2	0.51	0.60	0.53	0.39	0.73	0.45	1.04	1.17	0.83
	N3	0.52	0.49	0.24	0.40	0.66	0.36	1.02	1.14	0.77
	N4	0.52	0.49	0.24	0.40	0.66	0.36	1.02	1.14	0.77
Malgovert	N1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	N2	0.65	0.74	0.61	0.49	0.97	0.66	1.08	1.30	0.96
	N3	0.57	0.77	0.48	0.53	0.93	0.60	1.02	1.39	0.97
	N4	0.57	0.77	0.48	0.53	0.93	0.60	1.02	1.39	0.97
Moûtiers	N1	0.67	0.81	0.69	0.25	0.58	0.45	0.93	1.10	1.05
	N2	0.72	0.80	0.79	0.37	0.70	0.50	1.00	1.06	1.00
	N3	0.68	0.83	0.71	0.44	0.69	0.51	0.93	1.15	0.98
	N4	0.79	0.92	0.63	0.56	0.69	0.55	0.97	1.20	0.83

TABLEAU 6.7 – Performance du modèle pour les 3 crues étudiées aux 3 points de contrôle de Tignes, Malgovert et Moûtiers : rapport du débit journalier simulé et du débit journalier naturel reconstitué.

		du 13 au 15/05/1999			du 14 au 16/10/2000			du 30 au 01/06/2001		
		IDW	EDF	SAFRAN	IDW	EDF	SAFRAN	IDW	EDF	SAFRAN
Tignes	N1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	N2	0.50	0.60	0.53	0.16	0.32	0.19	0.18	0.22	0.15
	N3	0.51	0.49	0.24	0.17	0.30	0.17	0.17	0.21	0.13
	N4	0.51	0.49	0.24	0.17	0.30	0.17	0.17	0.21	0.13
Malgovert	N1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	N2	0.64	0.74	0.63	0.26	0.53	0.36	0.43	0.52	0.38
	N3	0.58	0.77	0.49	0.29	0.51	0.34	0.39	0.54	0.38
	N4	0.58	0.77	0.49	0.29	0.51	0.34	0.39	0.54	0.38
Moûtiers	N1	0.71	0.83	0.73	0.41	0.84	0.67	0.95	1.09	1.04
	N2	0.75	0.81	0.80	0.58	1.00	0.73	0.99	1.05	0.99
	N3	0.69	0.84	0.70	0.65	1.00	0.77	0.90	1.12	0.93
	N4	0.71	0.91	0.60	0.73	1.00	0.83	0.91	1.16	0.81

TABLEAU 6.8 – Performance du modèle pour les 3 crues étudiées aux 3 points de contrôle de Tignes, Malgovert et Moûtiers : rapport des volumes écoulés simulés et naturels reconstitués sur une durée de 3j lors de l'événement de crue.

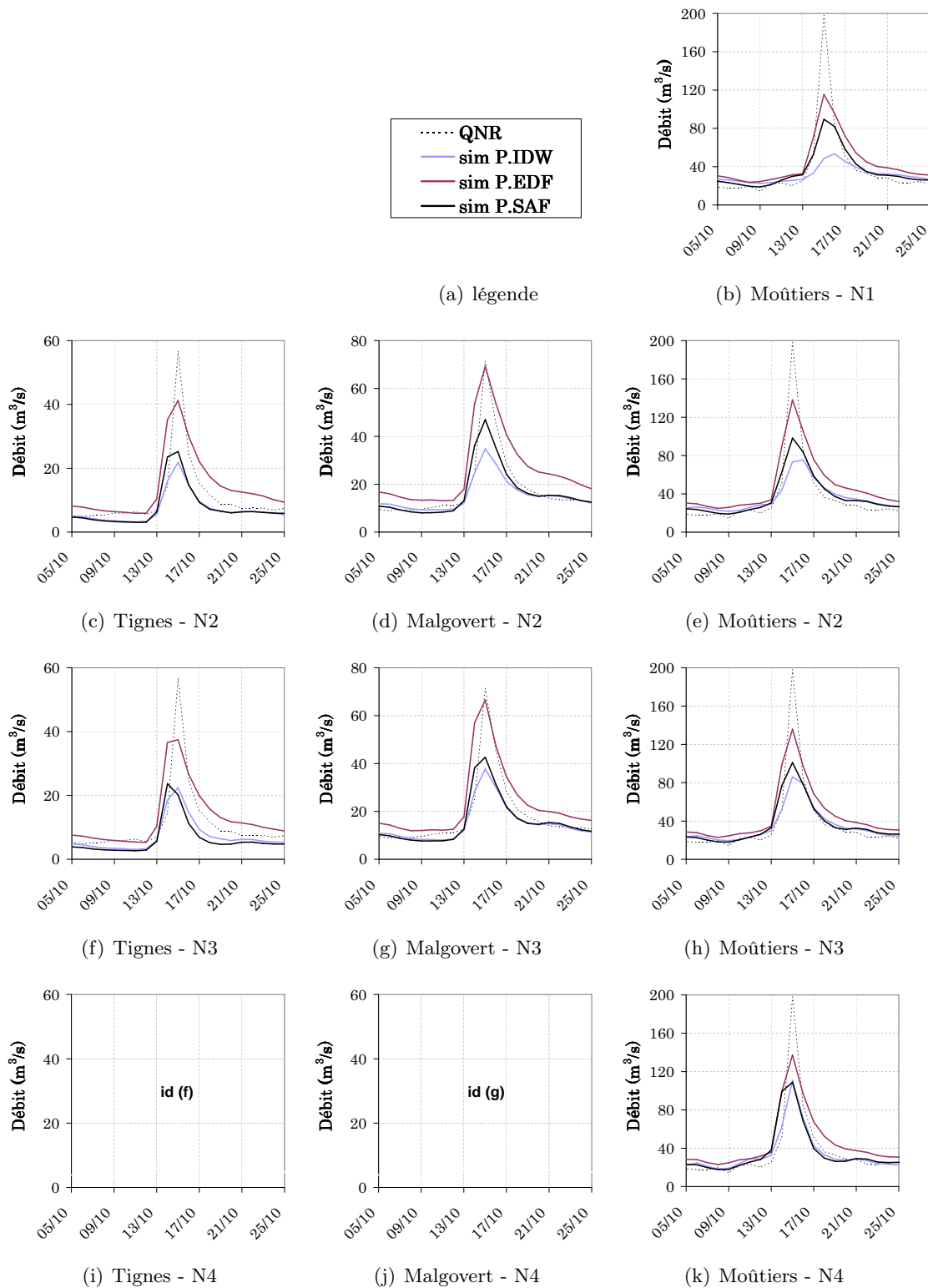


FIGURE 6.41 – Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode d'octobre 2000 (période de calage).

Mais les écoulements simulés à l'exutoire de ce sous-bassin restent encore sous-estimés, surtout ceux produits par les PSAFRAN et les PIDW. C'est l'inverse que l'on observe pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire car le débit de crue qu'on simule à Malgovert semble moins sous-

estimer celui des QNR (seconde ligne de la figure 6.41 et tableaux 6.7 et 6.8). Finalement les débits simulés à l'exutoire du bassin sont encore sous-estimés, mais ils montrent une meilleure représentation de l'intensité du pic de crue et du volume écoulé ($rVol=1$ pour la simulation avec les PEDF), par rapport à la simulation issue de N1.

Toutefois, concernant les dynamiques de décrue et de tarissement simulées, le modèle issu de la discrétisation N2 génère quelque soit le forçage de précipitation des volumes surestimés (cf. débits simulés du 17 au 25 octobre; figure 6.41). On constate que la discrétisation N3 permet de réduire légèrement ces surestimations en général, tout en conservant le même pic et le même volume d'écoulement de crue que ceux issus de N2. Ce premier découpage permet en effet de mieux répartir les volumes de précipitation des hauts-reliefs des sous-bassins de Malgovert Intermédiaire et de Moûtiers Intermédiaire, avec des plus forts cumuls se concentrant plutôt sur la moitié sud du bassin, zone pour laquelle les températures ont baissé significativement le 14 puis surtout le 15 octobre (figure 6.38a), contrairement à celles du reste du bassin. Cela a donc produit, en générant une baisse de l'isotherme 0°C dans cette zone, des cumuls de fonte moins élevés en général (en annexe à la figure U.5), et donc à l'exutoire du bassin des écoulements moins surestimés pendant la phase de décrue. Enfin, même si le découpage du sous-bassin Moûtiers Intermédiaire (N4) a généré des volumes d'écoulements légèrement plus importants (notamment ceux simulés avec les PIDW et les PSAFRAN), il n'a pas permis en revanche de générer une meilleure représentativité de la dynamique des écoulements de crue.

Finalement, on constate que le modèle n'a pas réussi à reproduire fidèlement la pointe de crue du 15 octobre 2000 de l'Isère à Moûtiers quelque soit le forçage de précipitation testé, ni de représenter convenablement la phase de décrue, même si les PEDF permettent, elles, de générer le bon volume d'écoulement. On peut alors émettre trois hypothèses. La première supposerait que les gradients de température aient été plus faibles en réalité sur l'ensemble du bassin (en valeur absolue) le jour du 15 octobre, ce qui aurait produit des températures en général plus chaudes et donc plus de pluies et d'apports de fonte. Ce phénomène peut être observé durant un événement pluvieux, accompagné de forts taux d'humidité de l'air. La seconde hypothèse supposerait qu'en réalité les volumes d'eau stockés par le modèle pendant l'épisode de crue soient trop élevés. Ce qui signifierait probablement que le calage des capacités de stockage du modèle (notamment celle du réservoir GR3) ne permettent pas de générer une plus grande intensité du pic de crue. Enfin l'utilisation du pas de temps journalier empêche probablement de simuler la bonne intensité d'écoulement à l'exutoire, car il ne prend pas en compte l'effet de phasage entre les précipitations et les températures au cours de la journée. Cela constituerait donc la troisième hypothèse.

Crue de mai 2001

L'événement de mai 2001 est un épisode typique de crue de fonte généralisée sur l'ensemble du bassin. Il a également été observé mais dans une moindre mesure dans la vallée de la Maurienne. La crue générée, qui n'a pas été aussi violente que celle d'octobre 2000, a produit un débit journalier naturel reconstitué de l'Isère maximal à Tignes, à Malgovert et Moûtiers le 31 mai 2001, avec respectivement des valeurs égales à $23\text{ m}^3/\text{s}$, $50\text{ m}^3/\text{s}$ et $121\text{ m}^3/\text{s}$. On relève des températures

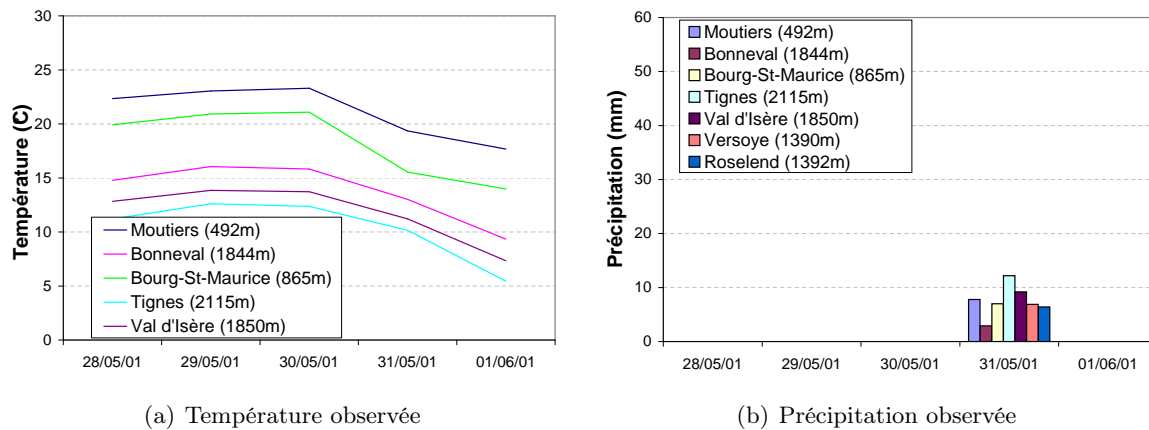


FIGURE 6.42 – Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode de mai 2001.

assez élevées dès le 28 mai qui augmentent légèrement jusqu'au 30 mai pour atteindre les valeurs d'environ 23.3 °C à Moutiers, 21.1°C à Bourg-St-Maurice, 12.4°C à Tignes et enfin 13.7°C à Val d'Isère (figure 6.42a). Ensuite, elles baissent significativement au moins jusqu'au 1^{er} juin. On n'observe en revanche que très peu de précipitation durant l'épisode, seulement pour la journée du 31 (cumul observé autour 10 mm) (figure 6.42a).

On présente les cartes des forçages de précipitation à la figure 6.43, ainsi que les cartes issues des résultats de simulation des lames de fonte et des lames d'écoulement rapide (réservoir SWMM) en annexe aux figures U.7 et U.8. Chacune de ces cartes représente le cumul du 29 au 31 mai inclus. On récapitule également, concernant la discrétisation N1 les valeurs obtenues de cumuls des termes du bilan hydrologique sur ces 3 jours (tableau 6.6).

Ce bilan indique que la lame d'écoulement rapide est cette fois le terme prépondérant (cumul moyen d'environ 30 mm). Les plus faibles stockages (en moyenne) obtenus pour cet événement s'expliquent d'une part par l'absence de pluie mais également par le fait que sur les bandes de la première moitié la plus basse du bassin, le stock de neige ait déjà complètement disparu. Ainsi ces bandes ne peuvent plus contribuer d'une part à la recharge des réservoirs souterrains et d'autre part à la production d'écoulement rapide (en annexe figures U.7 et U.8). Les valeurs de cumuls d'écoulements lents générés par les 3 forçages de précipitation sont encore très similaires. A cette période de l'année, et avec des températures relativement assez élevées, on obtient logiquement des cumuls d'ETR cette fois-ci plus élevés, d'environ 9 mm.

En ce qui concerne les débits simulés à l'exutoire (figure 6.44), cette discrétisation (N1) a permis de générer une très bonne dynamique d'écoulement jusqu'au 5 juin, quelque soit le forçage de précipitation. En revanche, la suite de l'épisode est moins bien reproduite, surtout concernant les écoulements simulés avec les PEDF excessivement surestimées. Cela indique donc de trop grandes quantités de neige stockées pendant l'hiver, ce qui traduit les différences obtenues dans la confrontation de ces estimations avec les observations (figure 6.10, p.203). Le découpage N2 permet d'obtenir une comparaison presque parfaite entre QNR et débits simulés pour la première partie de l'épisode, mais n'apporte aucune amélioration du 5 au 13 juin.

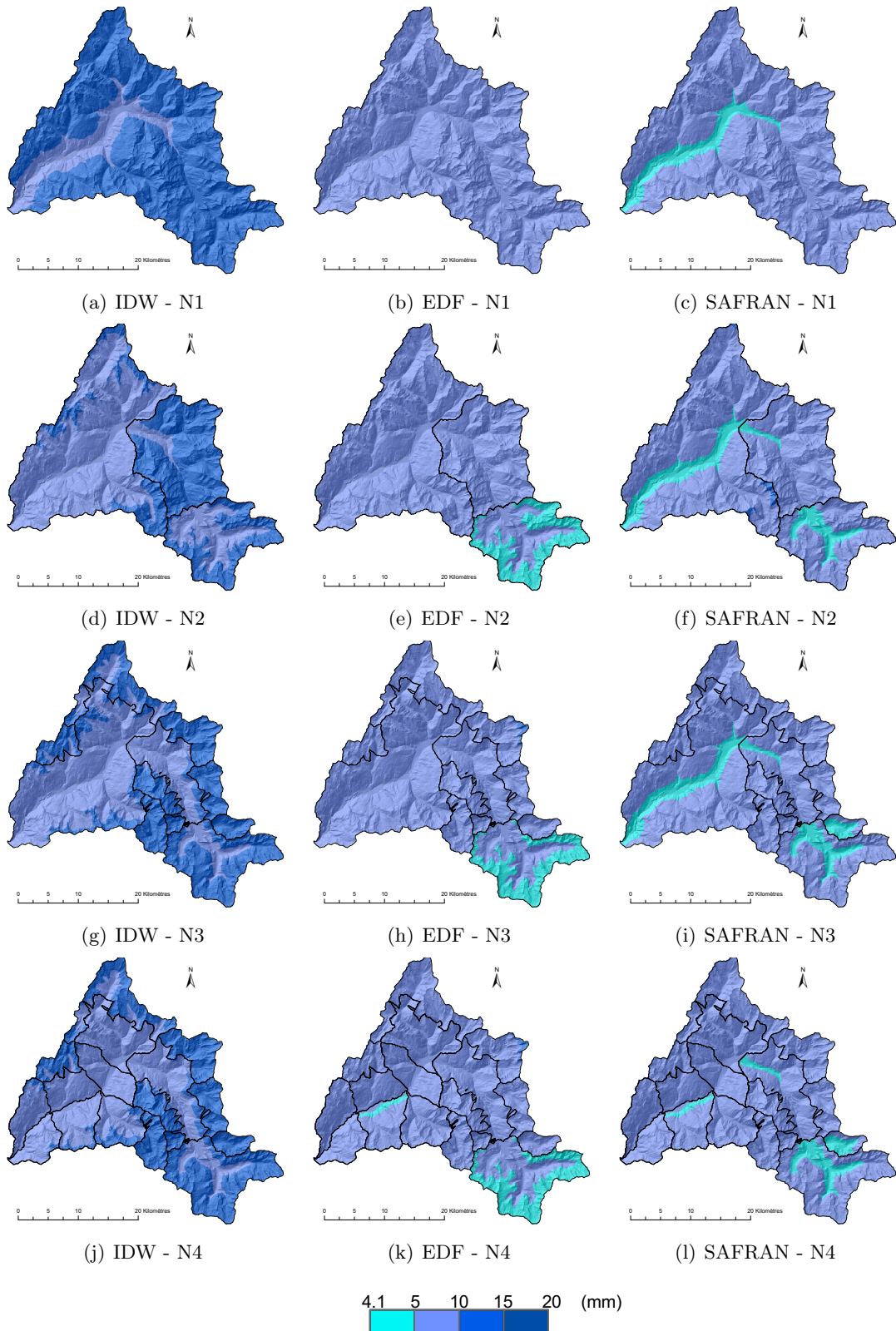


FIGURE 6.43 – Cumul des précipitations du 31 mai 2001 en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.

	bande											Total (km ²)
	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11	
S gl. (km ²)	0	0	0	0	0	0	0	3	11	9	2	25
S non gl. (km ²)	17	51	61	83	124	174	190	135	41	6	1	882
												Moy. pon. (mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	5	8	0
Pluie (mm)	9	9	10	10	11	11	12	13	12	9	7	11
PIDW - Précipitation (mm)	9	9	10	10	11	11	12	13	13	14	14	11
E. lent (GR3) (mm)	3.7	3.9	4.2	4.5	4.9	5.7	5.1	4.3	3.3	2.6	1.9	5
E. rapide (SWMM) (mm)	1	1	1	2	3	59	48	28	16	9	0	28
ETR (mm)	8.1	8.3	8.6	8.9	9.3	10.0	9.5	8.6	7.7	6.8	5.9	9
Var. de stockage (mm)	-4	-3	-3	-2	-3	-57	61	67	62	50	41	14
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	5	0
Pluie (mm)	6	7	7	8	8	9	8	7	7	5	4	8
PEDF - Précipitation (mm)	6	7	7	8	8	9	8	7	8	8	8	8
E. lent (GR3) (mm)	3.5	3.9	4.4	4.8	5.6	5.8	5.1	4.3	3.2	2.4	1.6	5
E. rapide (SWMM) (mm)	0	1	1	1	3	79	52	30	15	4	0	33
ETR (mm)	7.9	8.3	8.8	9.2	10.0	10.1	9.5	8.7	7.5	6.5	5.5	9
Var. de stockage (mm)	-5	-5	-5	-5	-8	22	37	45	46	38	31	19
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	4	0
Pluie (mm)	5	5	5	6	6	7	7	6	6	5	4	6
PSAFRAN - Précipitation (mm)	5	5	5	6	6	7	7	6	7	7	7	6
E. lent (GR3) (mm)	4.0	3.8	4.2	4.7	5.3	5.8	5.0	4.1	3.1	2.3	1.6	5
E. rapide (SWMM) (mm)	1	1	1	1	2	76	49	28	14	7	0	31
ETR (mm)	8.4	8.2	8.6	9.1	9.6	10.1	9.4	8.5	7.4	6.4	6.4	9
Var. de stockage (mm)	-7	-7	-7	-7	-7	20	35	43	44	38	30	18

TABLEAU 6.9 – Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 29 au 31 mai 2001, en considérant la discrétisation spatiale N1.

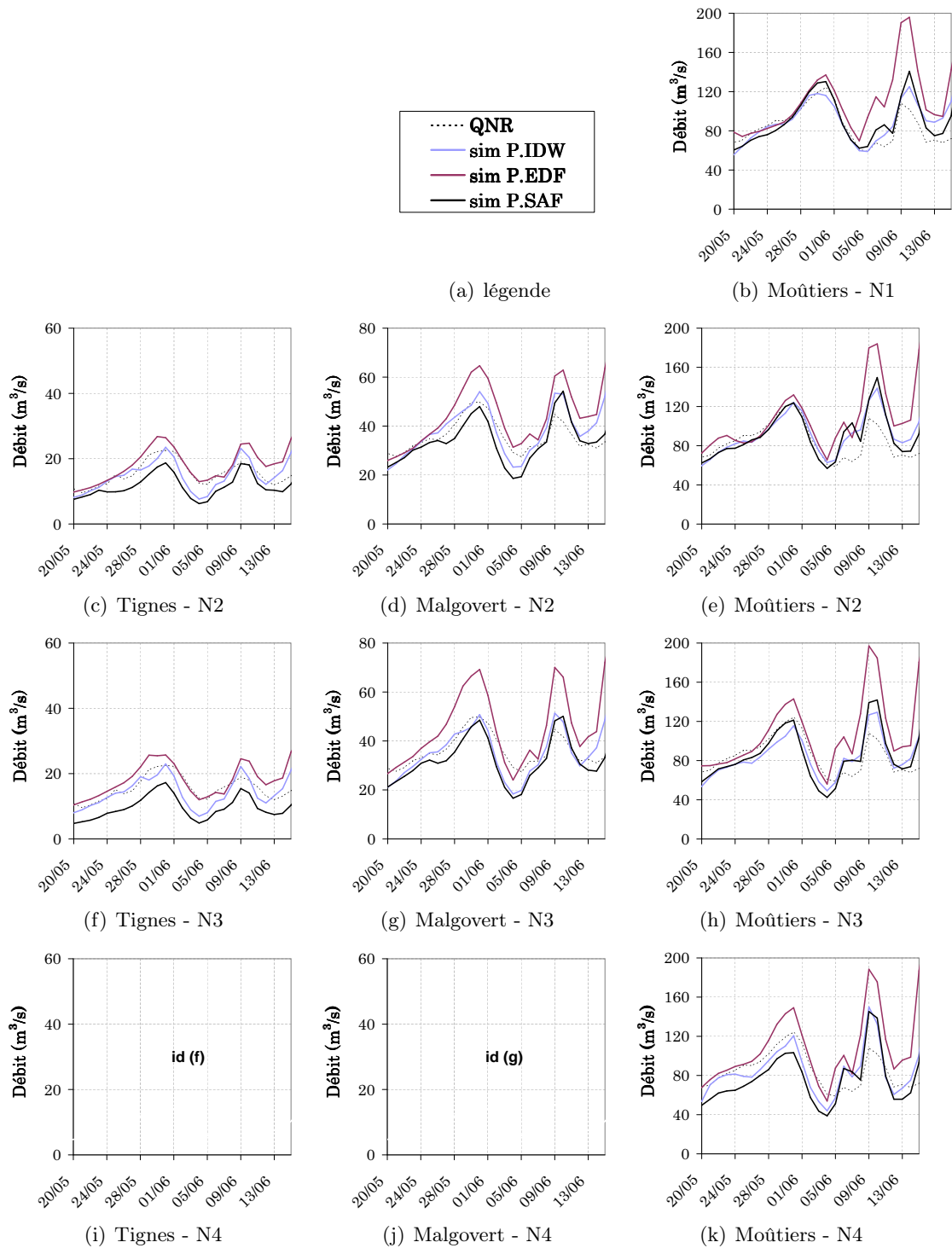


FIGURE 6.44 – Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 2001 (période de calage).

Concernant les discrétisations N3 et N4, on n'obtient aucune amélioration des simulations des débits à l'exutoire, même si les écoulements simulés à Malgovert par les PIDW et les PSA-FRAN possèdent une meilleure dynamique que celle du découpage N2. De plus, pour ces deux derniers découpages les PEDF semblent générer des débits davantage surestimés à Malgovert et à Moûtiers, que ceux des découpages N1 et N2.

Crue de mai 1999

L'événement de mai 1999 est un épisode typique de pluie sur neige engendré par une situation météorologique océanique stationnaire, ayant provoqué une hausse significative du niveau d'eau de l'Isère jusqu'à Grenoble. La crue a été générée par de fortes chutes de pluies induisant une fonte marquée du manteau neigeux jusqu'à 3000 m d'altitude sur le bassin de l'Isère à Moûtiers. Cet épisode s'est déroulé en deux étapes. Des premières chutes de pluies se sont produites la journée du 12 mai (figure 6.45), accompagnées de températures relativement élevées puisqu'on relève pour ce jour 7°C à Tignes, 12.9°C à Bourg-St-Maurice et 16.2°C à Moûtiers. Ces pluies, après avoir humecté les sols, ont provoqué le même jour une brusque montée des eaux de l'Isère. Le QNR à Moûtiers passe de 92 à 163 m³/s du 12 au 13 mai. Cette phase a été suivie deux jours plus tard (le 14) d'un second épisode qui a apporté de plus grandes quantités de pluie, surtout dans la moitié nord du bassin. Entre ces deux épisodes, la hausse significative des températures du 13 mai a probablement contribué à la production d'apports de fonte et donc au soutien du niveau d'eau dans l'Isère. Le débit journalier naturel reconstitué maximal de l'Isère à Moûtiers se produit le 14 mai 1999 avec une valeur de 168 m³/s. Pour ce même jour les QNR de l'Isère à Malgovert et Tignes sont respectivement égaux à 60 m³/s et 21 m³/s.

On présente les cartes des forçages de précipitation à la figure 6.46, ainsi que les cartes issues des résultats de simulation des lames de fonte et des lames d'écoulement rapide (réservoir SWMM) en annexe aux figures U.9 et U.10. Chacune de ces cartes représente le cumul du 11 au 14 mai inclus.

On récapitule au tableau 6.10 les valeurs obtenues de cumuls des termes du bilan hydrologique simulé par le modèle issu de la discrétisation N1, sur les 5 jours de l'événement. On constate que le modèle simule des précipitations sous forme liquide jusqu'aux bandes pratiquement les plus hautes (bande b10, donc jusqu'à 3450 m d'altitude), et que les écarts entre les cumuls moyens de précipitation de chaque type d'estimation sont relativement faibles, compris entre 46 mm (PEDF et PSAFRAN) et 51 mm (PIDW).

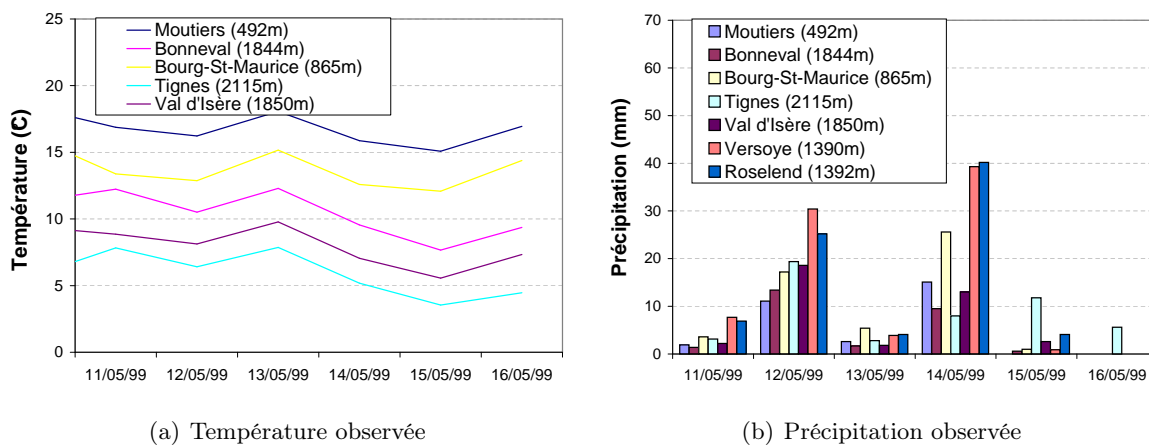


FIGURE 6.45 – Observations de température et de précipitation journalières à différentes stations pour l'épisode de mai 1999.

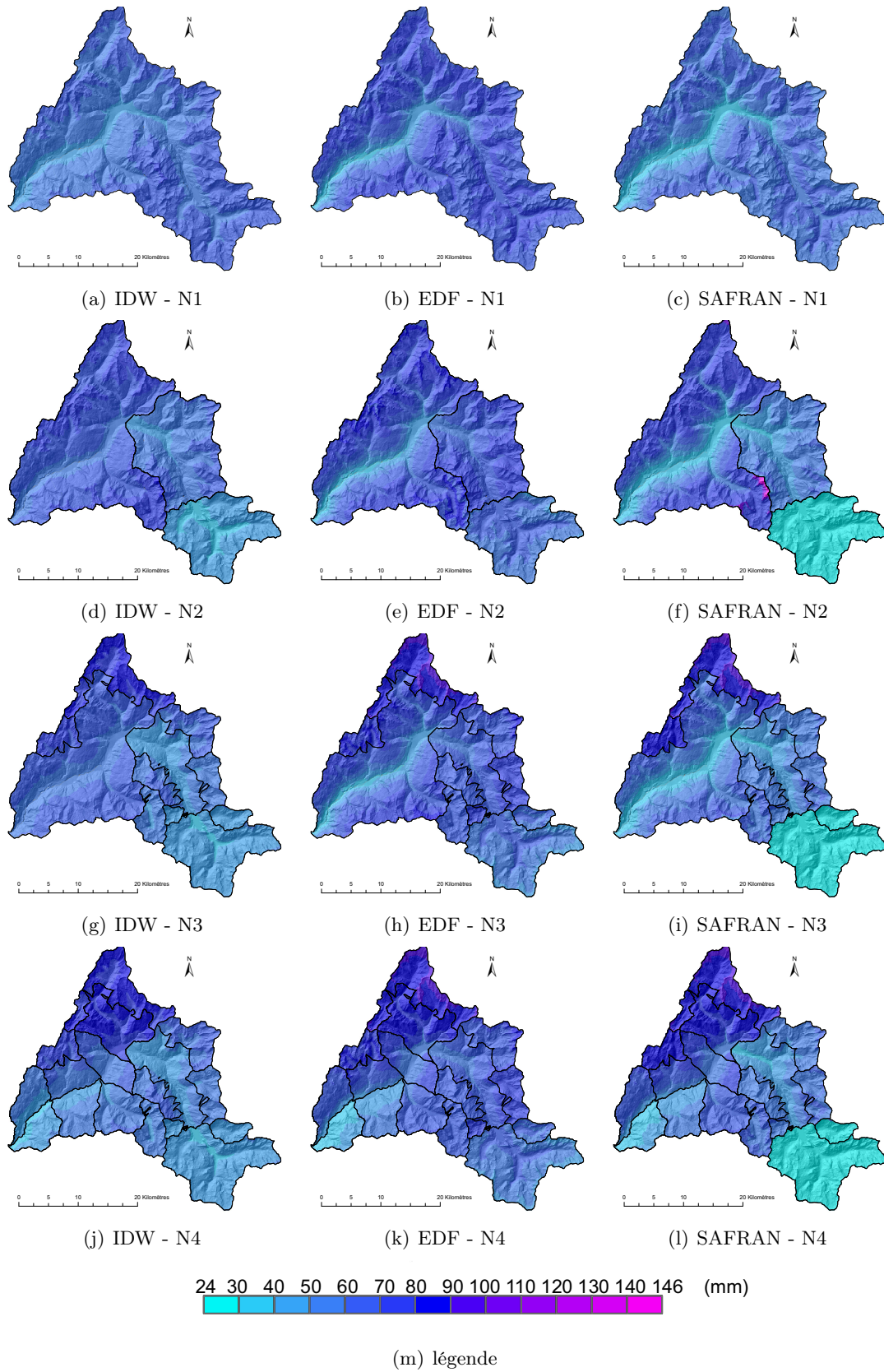


FIGURE 6.46 – Cumul des précipitations du 11 au 14 mai 1999 (inclus) en fonction de la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées.

	bande											Total (km ²)
	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11	
S gl. (km ²)	0	0	0	0	0	0	0	3	11	9	2	25
S non gl. (km ²)	17	51	61	83	124	174	190	135	41	6	1	882
												Moy. pon. (mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	7	19	33	48	64	6
Pluie (mm)	43	45	46	48	50	52	46	36	24	10	0	45
PIDW - Précipitation (mm)	43	45	46	48	50	52	53	55	57	59	60	51
E. lent (GR3) (mm)	4.1	4.3	4.6	5.1	5.4	4.5	3.9	3.1	2.5	2.2	2.0	4
E. rapide (SWMM) (mm)	9	9	11	14	69	35	18	8	2	0	0	24
ETR (mm)	6.0	6.1	6.4	6.7	6.8	6.2	5.7	5.2	4.6	4.4	4.2	6
Var. de stockage (mm)	16	20	20	19	63	88	85	66	41	-7	-26	61
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	5	13	24	37	49	4
Pluie (mm)	28	35	41	45	48	50	45	34	23	11	0	42
PEDF - Précipitation (mm)	28	35	41	45	48	50	49	46	47	47	48	46
E. lent (GR3) (mm)	3.9	4.4	5.0	5.7	5.5	4.5	4.0	3.2	2.6	2.2	1.9	4
E. rapide (SWMM) (mm)	7	10	16	26	81	44	25	11	4	0	0	32
ETR (mm)	5.8	6.1	6.7	7.0	6.9	6.3	5.9	5.3	4.7	4.4	4.1	6
Var. de stockage (mm)	12	18	17	7	76	113	109	81	51	-9	-28	74
												(mm)
Neige (mm)	0	0	0	0	0	0	8	16	26	37	49	6
Pluie (mm)	34	32	38	44	48	51	43	27	17	7	0	40
PSAFRAN - Précipitation (mm)	34	32	38	44	48	51	50	43	43	44	45	46
E. lent (GR3) (mm)	4.0	3.9	4.4	5.1	5.3	4.3	3.8	3.0	2.3	1.9	1.5	4
E. rapide (SWMM) (mm)	8	6	9	15	69	38	21	9	4	0	0	26
ETR (mm)	5.9	5.8	6.2	6.6	6.8	6.1	5.7	5.1	4.5	4.1	3.9	6
Var. de stockage (mm)	19	21	23	24	81	110	99	70	41	-8	-27	73

TABLEAU 6.10 – Cumul des termes du bilan hydrologique simulé sur l'épisode de crue du 11 au 14 mai 1999, en considérant la discrétisation spatiale N1.

Pour cet épisode le modèle simule en général un stockage assez important, dont la moyenne pour l'ensemble du bassin est comprise entre 61 (PIDW) et 70 mm (PEDF) (tableau 6.10). On peut observer que même si le forçage PEDF n'a pas apporté le plus grand cumul de précipitation pendant cet épisode, le stock de neige qu'il a constitué l'hiver lui permet malgré tout de générer des volumes de fonte légèrement plus élevés que ceux obtenus avec les PIDW et PSAFRAN (en annexe figure U.9), et de ce fait une plus grande quantité d'écoulement rapide en moyenne, environ égale à 32 mm (en annexe figure U.10).

Les volumes d'écoulement simulés par les PEDF à l'exutoire du bassin sont donc les plus élevés (figure 6.47 et tableau 6.8), mais les 3 forçages de précipitation testés génèrent tous des débits de crue sous-estimés (les 12, 13 et 14 mai). La discrétisation N2 permet d'améliorer la qualité des simulations de ces débits, en apportant une plus grande quantité de volume d'écoulement (notamment pour ceux produits par les PIDW et les PSAFRAN) et une meilleure dynamique. Cela s'explique d'une part par la considération de plus forts cumuls de précipitation sur le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (figure 6.46), et par une meilleure représentation des températures sur l'ensemble du bassin (figure 6.40 p.251). Les cartes des cumuls de fonte montrent une fois de plus que le stock de neige constitué pendant l'hiver joue ici également un rôle important (en annexe figure U.9), et c'est ce qui explique par exemple les plus faibles cumuls de fonte produits par les PSAFRAN sur le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire, par rapport à ceux obtenus avec les PEDF et PIDW. Ce résultat reflète bien les sous-estimations obtenues concernant les mois d'hiver après confrontation des PSAFRAN aux observations des stations de Bourg-St-Maurice, Val d'Isère et Tignes (figure 6.12, p.204). On peut observer également que ce découpage permet de réduire significativement la surestimation des débits simulés avec les PEDF à partir du 20 mai. Ces dernières ont généré avec la discrétisation N3 une meilleure représentation des débits de crue, contrairement aux PIDW et PSAFRAN, dont les volumes produits ont légèrement diminué (figure 6.47 et tableau 6.8). Par ailleurs on constate que la discrétisation N4 permet plus ou moins de générer quelque soit le forçage de précipitation des cumuls de fonte et d'écoulement rapide plus intenses pour le sous-bassin du Versoyen (MIR1). Les modèles calés avec les PEDF et les PIDW semblent apparemment sensibles à cette prise en compte puisque la qualité des simulations de débits à l'exutoire du bassin est très satisfaisante, surtout celle obtenue avec le premier forçage.

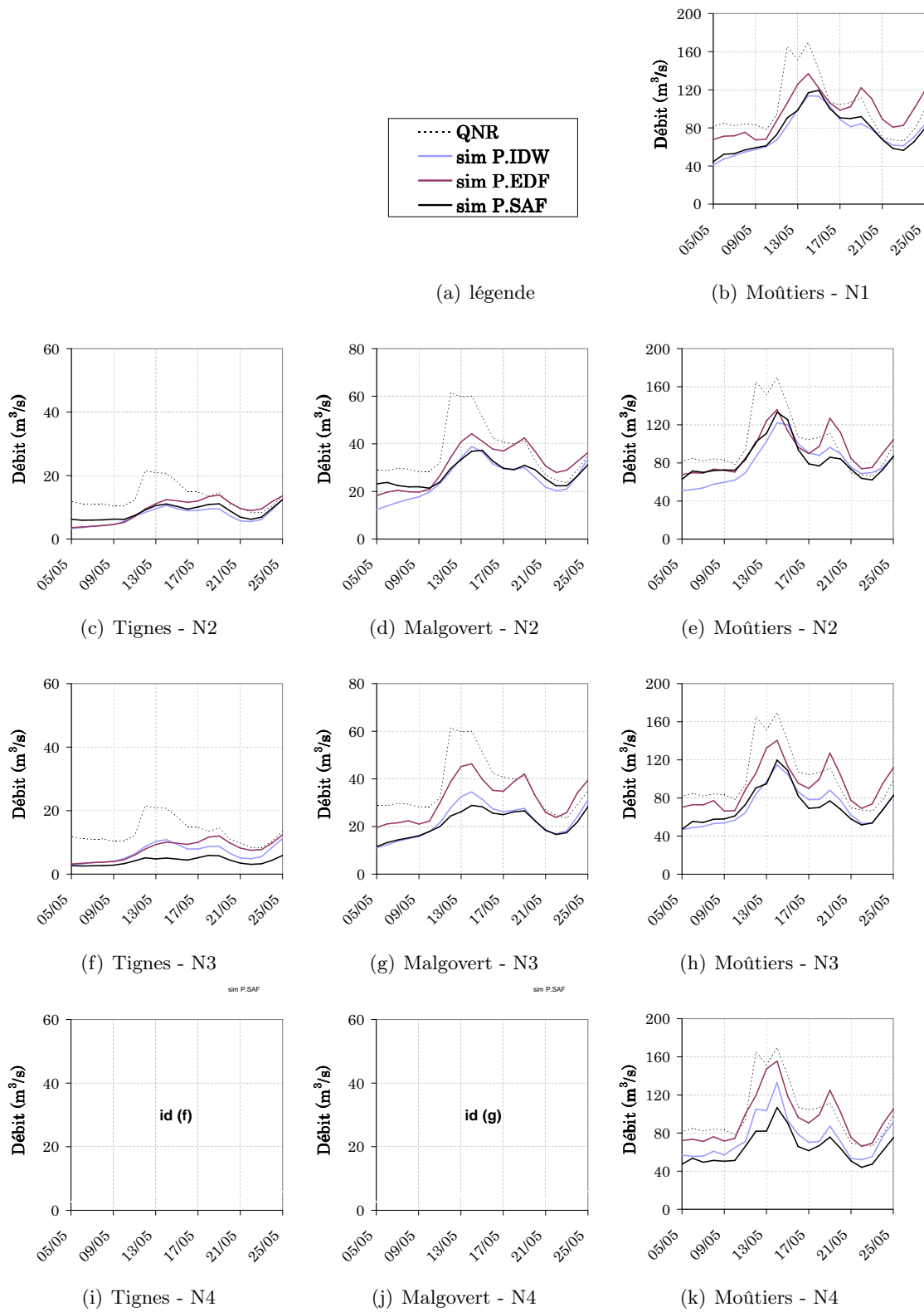


FIGURE 6.47 – Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 1999 (période de validation).

6.3 Synthèse du chapitre

6.3.1 Ce qu'il faut retenir de cette analyse..

Cette analyse s'est déroulée en deux temps. Tout d'abord, nous avons quantifié l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation qui tombe sur le bassin, à plusieurs échelles de temps (annuel, mensuel et journalier) et d'espace (discrétisation N1 à N4). Dans un second temps, nous avons évalué l'impact de cette incertitude et celui du découpage spatial sur le bilan hydrologique simulé et sur la capacité du modèle à reproduire les débits à l'exutoire. Cela a été réalisé à la fois concernant son régime moyen et également en se focalisant sur plusieurs épisodes de crue.

Il s'est avéré que premièrement, à l'échelle du bassin, l'estimation de la précipitation est associée à une incertitude déjà importante égale à environ 20% au pas de temps annuel, à 30% en mensuel et qui peut atteindre 70% sur les forts cumuls journaliers avec des différences locales pouvant atteindre 120%.

Les résultats des simulations ont montré que l'approche globale par bande d'altitude permet déjà d'obtenir de bonnes performances du modèle (figure 6.21).

Evidemment plus on discrétise le bassin et plus l'impact de l'incertitude lié à l'estimation de la précipitation augmente. Concernant le sous-bassin de Tignes, la figure 6.48 montre que la forte incertitude sur les précipitations mise en exergue en section 6.1 a impacté significativement les sorties du modèle. Le forçage de précipitation EDF, pour lequel on avait constaté dans l'établissement des bilans hydrologiques annuels que lui seul permettait d'obtenir des déficits d'écoulement cohérents, a permis d'obtenir les meilleures performances que ce soit en calage ou en validation. A l'inverse on a constaté que les réanalyses SAFRAN qui n'assimilent aucune observation de hauteur de neige ni aucune mesure de NPT produisaient en général pour ce sous-bassin des débits largement sous-estimés. Enfin la considération de ce sous-bassin a montré un grand intérêt pour reproduire les écoulements de la crue d'octobre 2000.

Pour les autres sous-bassins, les réanalyses EDF avec lesquelles on obtenait de trop forts déficits d'écoulement (jusqu'à 600 mm/an notamment sur le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire ; section 6.1), ont généré des débits qui semblent surestimer les QNR. Cela est peut-être du à la prise en compte d'un coefficient de correction spatialement uniforme de la phase solide des précipitations sur le bassin. Ce forçage a d'ailleurs généré un cumul annuel moyen d'ETR simulée plutôt de l'ordre de 375 mm/an pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire et environ de 475 mm/an pour celui de Moûtiers Intermédiaire (même valeur obtenue avec les PSAFRAN). Concernant ce premier sous-bassin, on obtient une incertitude des débits simulés plutôt faible (figure 6.48) et qui diminuent avec la discrétisation N3.

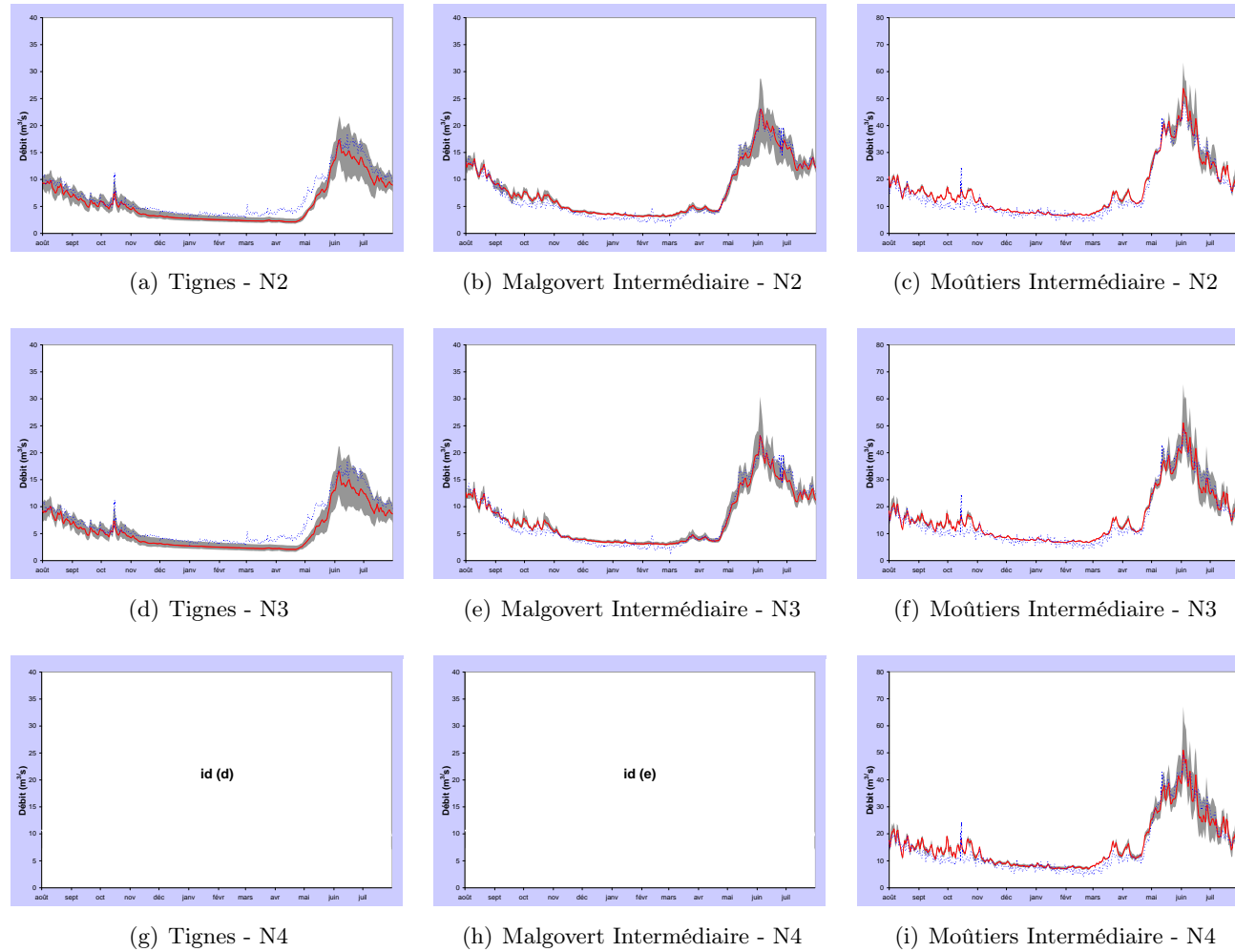


FIGURE 6.48 – Impact de l’incertitude liée à l’estimation des précipitations et du découpage spatial sur les écoulements journaliers moyens interannuels simulés sur la période 1997-2004 pour les sous-bassins de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire. Enveloppe délimitée par les valeurs minimales et maximales des écoulements simulés avec les 3 estimations IDW, EDF et SAFRAN avec leur moyenne représentée par la courbe rouge et les écoulements naturels reconstitués par la courbe bleue.

Cette dernière permet, en séparant en plusieurs zones les hauts-reliefs du bassin (sous-bassins du Clous-Nant Cruet, de Roselend 1, de Roselend 2, et du Ponturin notamment) de mieux représenter la variabilité spatiale des pluies qui tombent mais également celle du manteau neigeux, et ainsi de produire des volumes d'écoulement plus cohérents à l'exutoire (Claude *et al.* 2010). Ceci est vrai seulement pour les deux forçages réanalysés (EDF et SAFRAN) car même si annuellement les estimations IDW apportent le bon volume de précipitation, elles ne permettent pas de représenter les forts cumuls journaliers.

Visiblement la discrétisation N4 a montré qu'il n'y avait pas un grand intérêt à discrétiser le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire, en raison probablement de la faible densité du réseau de stations météorologiques dans cette zone. Ce constat sera à nuancer pour les épisodes de crue.

Concernant la capacité de chaque type d'estimation à reproduire les écoulements de crues, il semble que concernant celles pour lesquelles le processus de fonte nivale est prépondérant (notamment celles de mai 1999 et mai 2001), les forçages SAFRAN et IDW génèrent de meilleures performances que celle obtenues avec le forçage EDF, pour lequel les écoulements simulés surestiment significativement les QNR en raison d'un trop grand stock de neige accumulé pendant l'hiver (sauf pour le sous-bassin de Tignes). En revanche pour la simulation des crues où de grandes quantités de précipitation rentrent en jeu (crue d'octobre 2000), ce dernier forçage permet d'obtenir le meilleur volume d'écoulement. Par ailleurs les deux réanalyses représentent le plus souvent une dynamique des écoulements de crue qui est plus organisée que celle des estimations IDW. Cela s'explique probablement par le fait que les réanalyses EDF et SAFRAN considèrent un gradient spatialement variable et qu'elles soient en outre dépendantes du type de temps.

D'une façon plus générale, on constate donc que les simulations de débits obtenues sont en général beaucoup plus sensibles à l'effet d'intensité des précipitations qu'à l'effet de l'incertitude des précipitations, ou bien qu'à l'effet du découpage spatial du bassin (figure 6.49).

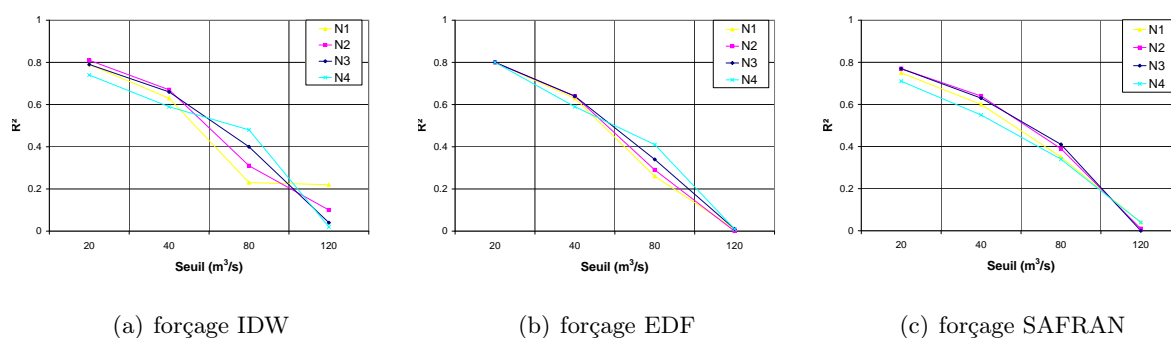


FIGURE 6.49 – Coefficients de détermination issus de la corrélation entre débits simulés et QNR de l'Isère à Moûtiers pour 4 valeurs seuils en fonction du forçage de précipitation testé et de la discrétisation du bassin.

Enfin, cette analyse nous aura donc permis de constater que sur le bassin de l'Isère à Moûtiers, l'impact de l'incertitude liée au forçage de précipitation sur les simulations de débits est significativement plus important que celui de l'effet de la discrétisation spatiale.

6.3.2 Les obstacles rencontrés..

La calibration automatique des paramètres basée sur des critères numériques classiques comme celui de Nash (Nash et Stedinger 1970) est capable d'explorer de façon autonome tout ou une grande partie de l'espace vectoriel que forment les multiples jeux de paramètres possibles. Au cours de la thèse, nous avons testé un outil d'optimisation automatique qui nous a été mis à disposition : il s'agit de DREAM (Vrugt *et al.* 2008 ; Vrugt *et al.* 2009) qui signifie "Differential Evolution Adaptive Metropolis" : son principe et sa mise en oeuvre sont décrites en annexe V. Cependant, les résultats obtenus avec l'outil brut ne se sont pas avérés fiables. Cela aurait demandé un temps de travail conséquent pour rendre cet outil réellement opérationnel. On a donc préféré employer une méthode de calage multi-sigale qui, comme on a pu le constater, a donné à priori des résultats satisfaisants que nous comparons plus loin avec ceux obtenus avec le modèle MORDOR d'EDF (Garçon, R. 1996).

Concernant l'interprétation des résultats de simulations en général, une vigilance particulière a été de vigueur concernant les comparaisons entre QNR et débits simulés, en raison de l'incertitude non négligeable liée à la reconstitution de ces débits naturels.

Par ailleurs, on a pu constater que la méthode IDW ne permet pas toujours d'obtenir une bonne représentativité des températures, ni même des précipitations, en raison d'une forte variabilité spatiale et temporelle des gradients. Cela constituerait d'ailleurs une première hypothèse pour expliquer la difficulté à reproduire les intensités d'écoulements de la crue d'octobre 2000. Si RS2 le permettait, il aurait été intéressant de pouvoir tester un gradient de précipitation et de température variable dans le temps, par exemple par saison ou par mois, et d'évaluer l'éventuel gain de performance.

La seconde hypothèse qui expliquerait la mauvaise reproduction de la pointe de crue d'octobre 2000 viendrait du fait que le modèle aurait tendance à stocker une trop grande quantité d'écoulement de crue, ce qui empêcherait probablement de générer la bonne intensité d'écoulement rapide.

Enfin, concernant le sous-bassin de Tignes, on a constaté que quelque soit le forçage de précipitation testé, le modèle ne représente pas correctement les départs de fonte (sous-estimation des écoulements). On suppose alors une sous-estimation des températures, due soit au fait que les stations ne permettent pas d'obtenir une bonne représentativité de cette variable pour ce sous-bassin, ou soit probablement à la prise en compte d'un gradient altitudinal constant au cours de l'année.

6.3.3 L'approche par bande d'altitude est-elle vraiment nécessaire ?

Le but final de la thèse est d'établir un modèle capable de représenter fidèlement la dynamique saisonnière des écoulements et des pics de débits de crue à l'exutoire, mais dont l'approche soit également la plus parcimonieuse possible. Il nous a donc paru nécessaire d'évaluer ce qu'apporte la discrétisation par bandes d'altitude en comparant les résultats précédents avec ceux que l'on

obtiendrait avec des modèles sans bandes. Nous avons bien évidemment conservé les mêmes méthodes que précédemment pour estimer les forçages météorologiques de ces nouveaux modèles.

Ces résultats montrent clairement (figures 6.50 et 6.51), que ce soit à l'échelle moyenne inter-annuelle ou bien pour les épisodes de crue, que la considération des bandes d'altitude permet de reproduire une dynamique bien meilleure que celle des modèles sans bandes, avec un réel pic de fonte et un étiage mieux représenté. Elles génèrent dans les deux cas une dynamique plus ajustée, une structure temporelle plus organisée et des pointes plus marquées.

Même si les modèles sans bandes sont capables de générer des écoulements de qualité satisfaisante pour le début de l'onde de fonte, ils produisent ensuite des débits surestimés de juin à septembre.

Les bandes permettent de décrire les processus hydrométéorologiques des bas et des hauts reliefs qui sont occultés par les modèles sans bandes. Les stocks de neige qu'elles permettent d'accumuler à basse altitude contribuent à un apport plus conséquent au début de la période de fonte, et inversement pour les bandes les plus hautes capables de stocker davantage de quantité de neige et de pouvoir restituer cet équivalent en eau au maximum de la période de fonte et ainsi de pouvoir générer une meilleure dynamique.

Ces bandes jouent également un rôle déterminant pour la reproduction des pointes de crues (figure 6.51), dans la mesure où elles sont capables d'apporter, par exemple dans le cas de la crue de mai 1999, un volume de fonte plus conséquent et de ce fait une meilleure représentation de la dynamique d'écoulement.

Par ailleurs, la prise en compte de la végétation aurait peut-être permis de représenter plus précisément les processus liés à l'influence de la forêt, d'une part sur les processus d'évapotranspiration, et d'autre part sur le couvert nival. Il sera donc intéressant à terme de tester cette hypothèse.

En conclusion, on décide bien évidemment de conserver pour la suite cette approche de discrétisation par bande d'altitude.

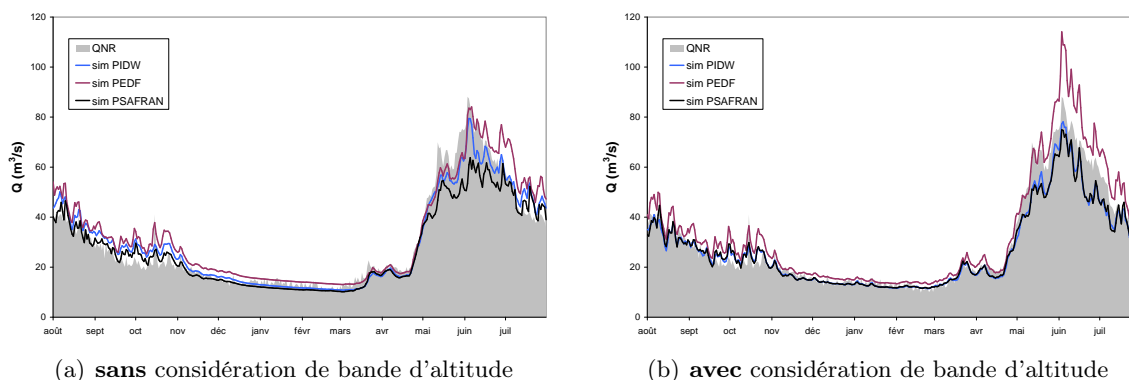


FIGURE 6.50 – Débits journaliers moyens inter-annuels simulés de l'Isère à Moutiers (discrétisation N3).

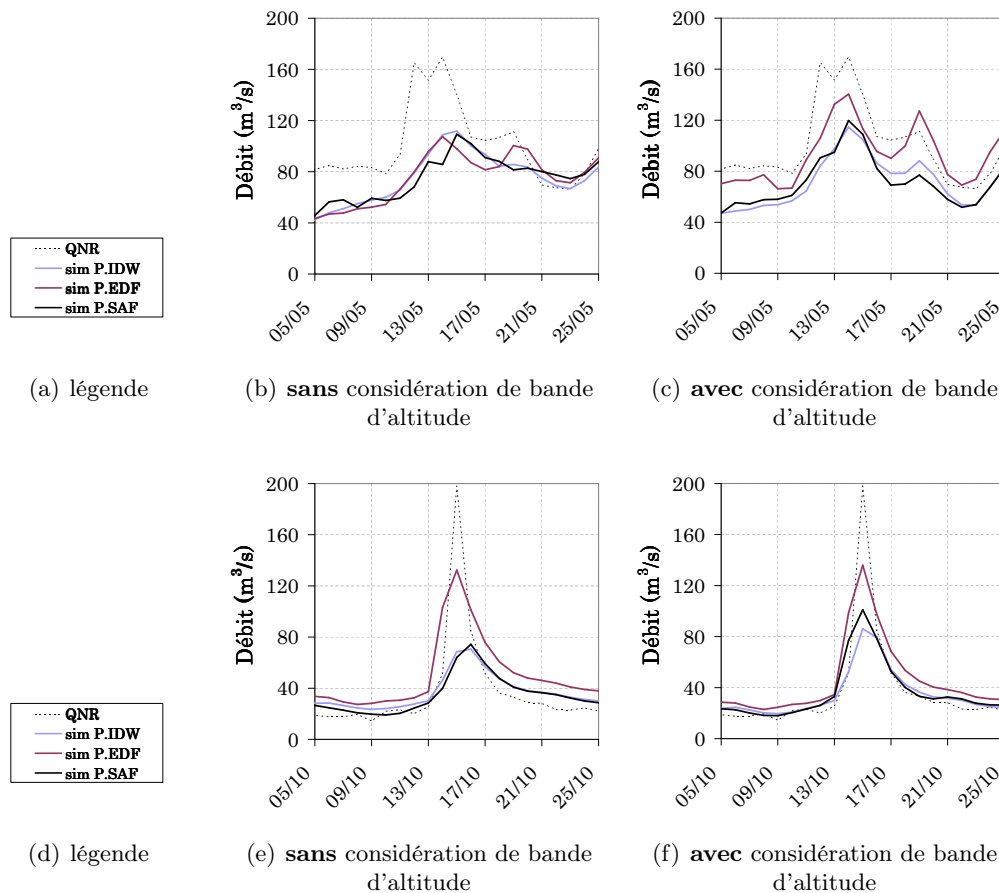


FIGURE 6.51 – Comparaisons des simulations de débits de crue obtenues **sans** et **avec** considération de bande d'altitude pour les épisodes de mai 1999 et d'octobre 2000 (Isère à Moûtiers, discrétisation N3).

6.3.4 Enfin, quelle valeur donner aux résultats de simulation obtenus ?

Globalement les résultats de simulations que l'on a obtenus semblent à priori satisfaisants. Néanmoins, afin d'en avoir le coeur net, il a paru nécessaire de les confronter à ceux d'un autre modèle.

On a donc choisi de présenter quelques résultats obtenus (figure 6.52) avec le modèle opérationnel d'EDF MORDOR global (Garçon, R. 1996), dans le cadre de notre collaboration avec le service EDF-DTG de Grenoble. Les simulations ont été effectuées par EDF-DTG (C. Perret). Ce modèle a déjà été décrit au chapitre 4 : modèle à réservoir de type degré-jour (version qui ne considère pas de bandes d'altitude), et dont les forçages en entrée sont la précipitation et la température. Il est utilisé depuis quelques années pour réaliser des prévisions de débit à moyen terme et des prévisions d'apports de fonte sur de nombreux bassins de montagne. De plus, il est doté d'une méthode de calibration automatique des paramètres (algorithme génétique sur des données historiques).

Il s'agit de résultats de validation obtenus sur la période allant du 01/01/2001 au 31/12/2006, qui concernent la simulation des débits de l'Isère à Moûtiers. Le forçage des précipitations a

été estimé en calculant la moyenne des estimations spatiales des modèles EDF de prévisions d'apports de Tignes (combinaison linéaire avec les données des stations de Sainte-Foy, Pralognan et Bonneval) et de Roselend (combinaison linéaire avec les données des stations de Roselend, Versoye et SteFoy). Le forçage des températures est celui utilisé dans le modèle de Tignes, qui considère seulement la station de Moûtiers situé à 470 m d'altitude.

Concernant les performances de ce modèle pour la reproduction des débits de l'Isère à Moûtiers, on obtient des critères de Nash et de Volume égaux à 0.88 et 1.02 respectivement. Ces valeurs sont donc très proches des critères obtenus avec RS2 en validation, concernant la discrétisation N1 (approche globale divisée en bande d'altitude) notamment avec le forçage de précipitation PIDW (figures 6.21 et 6.22, p.227 et 228). On constate que les débits moyens inter-annuels sont bien reproduits, avec une légère sous-estimation du premier pic de fonte et une surestimation pour le dernier pic. On obtient également avec MORDOR des débits d'étiage un peu surestimés. Enfin, l'allure générale de l'hydrogramme qu'il a généré (chronique journalière des débits, hydrogramme du bas de la figure 6.52) semble être assez proche de celles obtenues avec RS2 : bonne représentation des débits dans l'ensemble, néanmoins avec quelques sous-estimations et surestimations pendant la période de fonte.

Ces résultats sont donc assez analogues à ceux obtenus avec le modèle RS2. Il aurait été évidemment préférable, si les simulations en question avaient été disponibles, d'effectuer ces

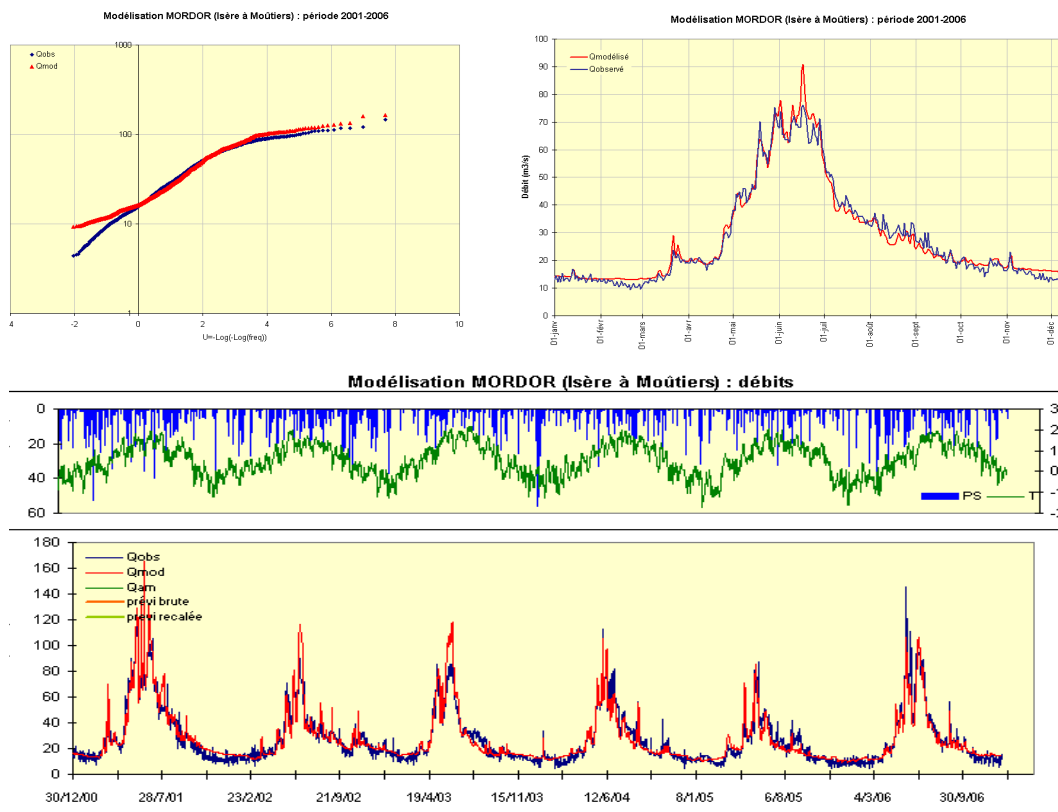


FIGURE 6.52 – Résultats de simulations des débits de l'Isère à Moûtiers, réalisées avec le modèle MORDOR global (EDF). En haut à gauche : courbe des débits classés ; en haut à droite : débits journaliers moyens inter-annuels ; en bas : chronique journalières des débits.

comparaisons sur les mêmes périodes de calage et de validation. Cela nous permet d'en conclure malgré tout que le modèle et la méthode de calage que nous avons employés pour simuler les débits naturels de l'Isère à Moûtiers dans le cadre de notre étude ont généré des résultats fiables et de bonne qualité, comparables à ceux d'un modèle opérationnel de référence.

6.4 Conclusion sur les simulations réalisées en conditions pseudo-naturelles

Tout d'abord, nous avons constaté que les simulations de débit étaient peu sensibles au découpage spatial du bassin, au moins en moyenne. Il semblerait tout de même que la discrétisation N3 soit optimale pour pouvoir représenter le mieux possible l'hydrométéorologie du bassin, puisqu'elle génère une plus faible incertitude dans les simulations de débits en moyenne et permet d'avoir le plus souvent une meilleure représentation des débits de crue. En plus de considérer le sous-bassin de Tignes, elles considèrent également les hauts-reliefs du bassin, ce qui lui permet de produire des quantités de volume d'écoulement à l'exutoire plus proches de celles des QNR, par rapport à celles obtenues avec les autres discrétisations.

En outre, le modèle n'arrive pas à boucler le bilan hydrologique en général, quelque soit le type de précipitation testé (débits parfois sous-estimés, ou surestimés). En revanche, même si le forçage de précipitation estimé avec la méthode IDW permet en moyenne d'apporter le bon volume de précipitation, elles sont clairement inefficaces pour représenter les jours de fortes précipitations, et de ce fait inefficace pour reproduire les débits de crue pluviale (octobre 2000).

Enfin, le modèle que l'on a mis en oeuvre pour simuler les débits naturels de l'Isère à Moûtiers a donné d'assez bons résultats, comparables à ceux obtenus avec un modèle opérationnel de référence, à savoir le modèle MORDOR d'EDF.

En conclusion, on conserve donc pour la suite de l'étude l'architecture de modèle liée à la discrétisation N3 du bassin avec une approche par bande d'altitude, ainsi que les forçages de précipitations EDF et SAFRAN et les calages correspondants.

Le chapitre suivant (chapitre 7) va présenter les résultats des simulations avec cette fois, la représentation dans le modèle des ouvrages hydroélectriques.

Chapitre 7

Prise en compte des ouvrages hydroélectriques et impact sur les simulations de débit

7.1 Introduction

Le chapitre précédent nous a permis de déterminer l'architecture de modèle, parmi les 4 que l'on s'est proposé de tester, qui est capable de représenter au mieux l'hydrométéorologie naturelle du bassin (discrétisation N3). Les résultats montrent que, même si l'impact de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les simulations de débits n'est pas négligeable, cette dernière discrétisation permet de reproduire le plus fidèlement la dynamique saisonnière des écoulements naturels, que cela concerne les périodes d'étiages ou bien celles de fonte, ainsi que les débits de crue.

Le but final de notre étude reste que le modèle puisse simuler les débits réels de l'Isère à l'exutoire, influencés par les ouvrages hydroélectriques. Nous avons pu constater en section 3.3 que l'influence de ces derniers sur le débit de l'Isère est extrêmement importante tout au long de l'année. Leurs effets modifient son régime moyen mais également ses régimes de crue.

Dans cette seconde étape de notre stratégie de modélisation (figure 5.1, p.150), on va donc réutiliser l'architecture de modèle N3 pour y représenter les ouvrages hydroélectriques. On conservera les deux forçages de précipitation EDF et SAFRAN, ainsi que les calages associés, qui ne seront jamais ré-optimisés durant l'intégration des ouvrages dans le modèle. En effet, les paramètres optimisés pour maximiser l'adéquation débits naturels reconstitués / débits naturels simulés, sont supposés être intrinsèques au bassin et au découpage retenu, qu'on ne changera pas. On n'insérera des ouvrages qu'entre les éléments du découpage. Mais il n'y a pas de raison que le stockage souterrain d'un sous-bassin change selon qu'on aura ou non inséré une dérivation à l'aval. Donc les paramètres resteront fixés à l'optimum obtenu au chapitre 6.

Ce système hydroélectrique, qui s'étend sur l'ensemble du bassin, est assez complexe du fait de tous les transferts qu'il réalise (section 5.2).

Dans un premier temps, on va comparer les débits simulés en conditions naturelles (ceux obtenus dans le chapitre précédent) non plus aux débits naturels reconstitués, mais aux débits effectivement observés. Cette simple comparaison permettra de donner une idée de la performance du modèle ignorant les ouvrages pour reproduire les débits observés et donc modifiés par les ouvrages. Dans un second temps on commence par introduire dans le modèle les ouvrages liés seulement à l'aménagement de la retenue de Tignes et à ses variations de niveau. Cela exige, entre autres, de représenter tous ses organes d'apport d'écoulements (section 2.2). Dans un troisième temps on intègre les autres ouvrages, notamment les organes de dérivation des écoulements vers l'usine de Malgovert ainsi que ceux qui exportent les écoulements vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin.

On évalue pour chacune de ces représentations la sensibilité des simulations de débits en s'appuyant sur tous les points de contrôles disponibles (listés en section 2.3), d'une part concernant le régime moyen des écoulements et d'autre part en se focalisant sur les épisodes de crue précédents. On évalue les performances du modèle cette fois sur l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

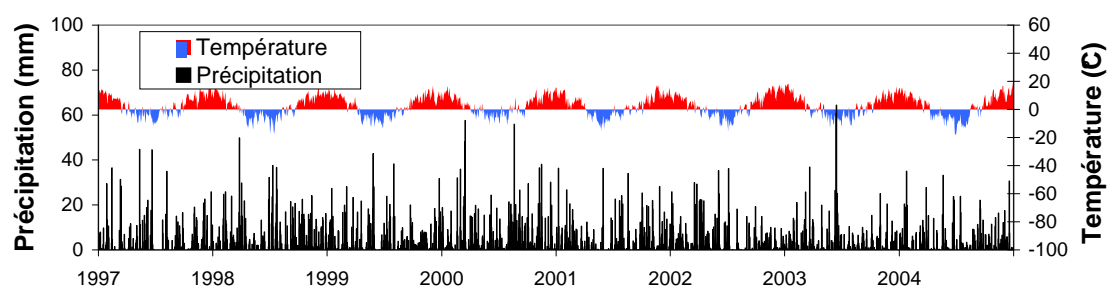
Enfin, on a souhaité tester si il y avait un intérêt à représenter, plus finement, dans le modèle, la météorologie des sous-bassins en amont des prises, i.e. appartenant aux plus hautes zones de reliefs du bassin (discrétisation N5).

On concluera à la fin de ce chapitre sur le type de représentation d'ouvrages et le type de forçage de précipitation retenus, et donc sur le choix du modèle que l'on préconise pour simuler les débits journaliers influencés du bassin de l'Isère à Moûtiers.

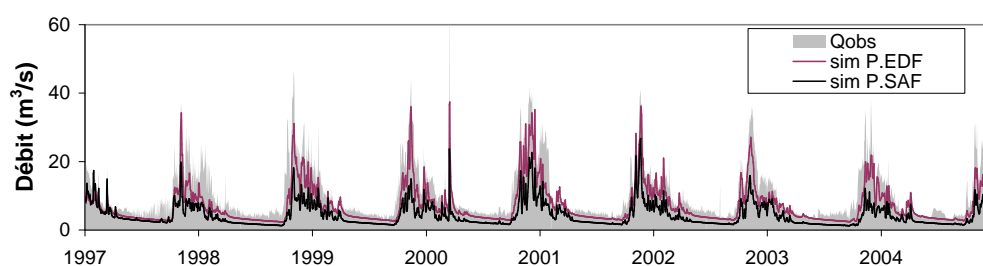
7.2 Comparaison préliminaire des débits simulés sans ouvrages avec les débits observés

Avant d'intégrer la représentation des ouvrages hydroélectriques dans le modèle (sections suivantes), on peut déjà montrer brièvement ce que donne la comparaison entre les débits simulés en conditions naturelles précédemment obtenus (liés à la discrétisation N3) et les débits observés (figure 7.1). Cette comparaison permet d'évaluer les performances de ce modèle à reproduire les écoulements observés sans tenir compte des ouvrages. Ce modèle est ensuite nommé I1 (rappel : I comme Influencé, même si I1 n'est pas encore influencé et servira de référence).

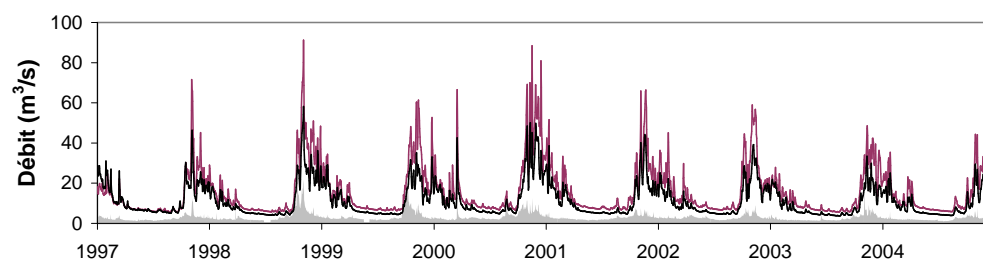
La figure 7.1 montre les résultats pour toute la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005). On se focalise à la figure W.1 (en annexe) sur les simulations obtenues pour les années 2002 (calage) et 2003 (validation). On constate que, si l'on se place en amont à l'entrée du réservoir de Tignes, les simulations semblent à peu près suivre la dynamique observée, avec tout de même un déficit d'écoulement significatif que ce soit celles obtenues avec les PEDF ou les PSAFRAN, même si l'on retrouve un plus grand volume d'écoulement simulé avec les PEDF. En revanche, si



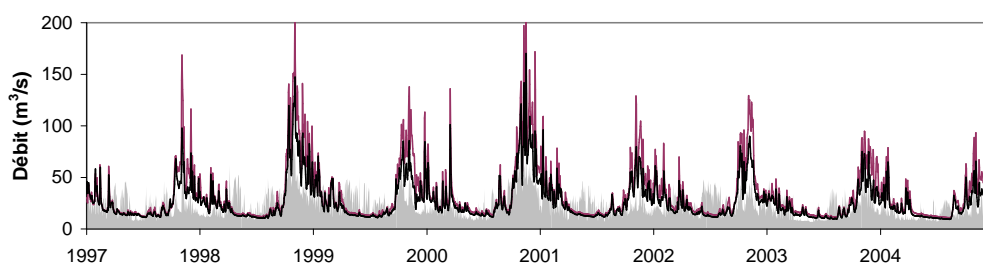
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Entrants de la retenue de Tignes



(c) Isère à Malgovert Amont



(d) Isère à Moûtiers

FIGURE 7.1 – Comparaison des débits simulés sans prise en compte des ouvrages et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

l'on se place à Malgovert Amont ou encore à Moûtiers, le constat est plus clair : le modèle n'arrive absolument pas à reproduire ni la dynamique ni le bon volume d'écoulement (performances très médiocres dues à d'importantes surestimations, tableau 7.1). Ceci est encore plus vrai pour le premier point de contrôle (Malgovert Amont). Mais ces résultats sont évidemment ceux que l'on attendait.

	Nash		Volume	
	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>
Tignes	0.63	-0.03	0.69	0.42
Malgovert	-55.6	-52.3	5.26	3.8
Moûtiers	-2.84	-0.66	1.42	1.15

TABLEAU 7.1 – Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations sans prise en compte des ouvrages.

La première phase de l'intégration des ouvrages hydroélectriques dans le modèle sera donc la représentation de l'aménagement de la retenue de Tignes.

7.3 Intégration dans le modèle de l'aménagement de la retenue de Tignes (1^{ère} phase)

Cet aménagement représente l'ouvrage principal du bassin et les lâchers de ce barrage permettent d'alimenter les deux plus puissantes centrales du bassin (Brévières et Malgovert). Sa description complète figure en section 3.3.

La retenue de Tignes a une grande influence sur les écoulements à l'exutoire du bassin, à la fois en moyenne mais également en période de crue. Elle stocke environ 25% des écoulements naturels de fonte (c'est-à-dire du QNR) de l'Isère à Moûtiers (de mai et à septembre), et contribue à raison de 40% au soutien de ses débits hivernaux (d'octobre à avril). En crue, elle est capable de stocker au moins jusqu'à 30% du QNR de l'Isère à Moûtiers (événement d'octobre 2000 : QNR égal à 197 m³/s et débit observé à 114 m³/s).

7.3.1 Construction du modèle I2

On présente à la figure 7.2 une vue schématique partielle du système hydroélectrique du bassin, qui, ici, intègre seulement l'aménagement de Tignes.

Représentation des entrants de la retenue

En plus de recevoir les eaux de son bassin naturel de 171 km² (sous-bassins 1-1 et 1-3 à la figure 7.2), ce réservoir est sur-alimenté par les 35 km² dérivés du Clou-Nant Cruet (rive droite; sous-bassin 2-3), les 43 km² dérivés de la Sachette et du Ponturin (rive gauche; sous-bassins respectifs 2-2 et 3-2), et enfin les 100 km² de dérivés de la vallée de l'Arc (import numéroté 1-2).

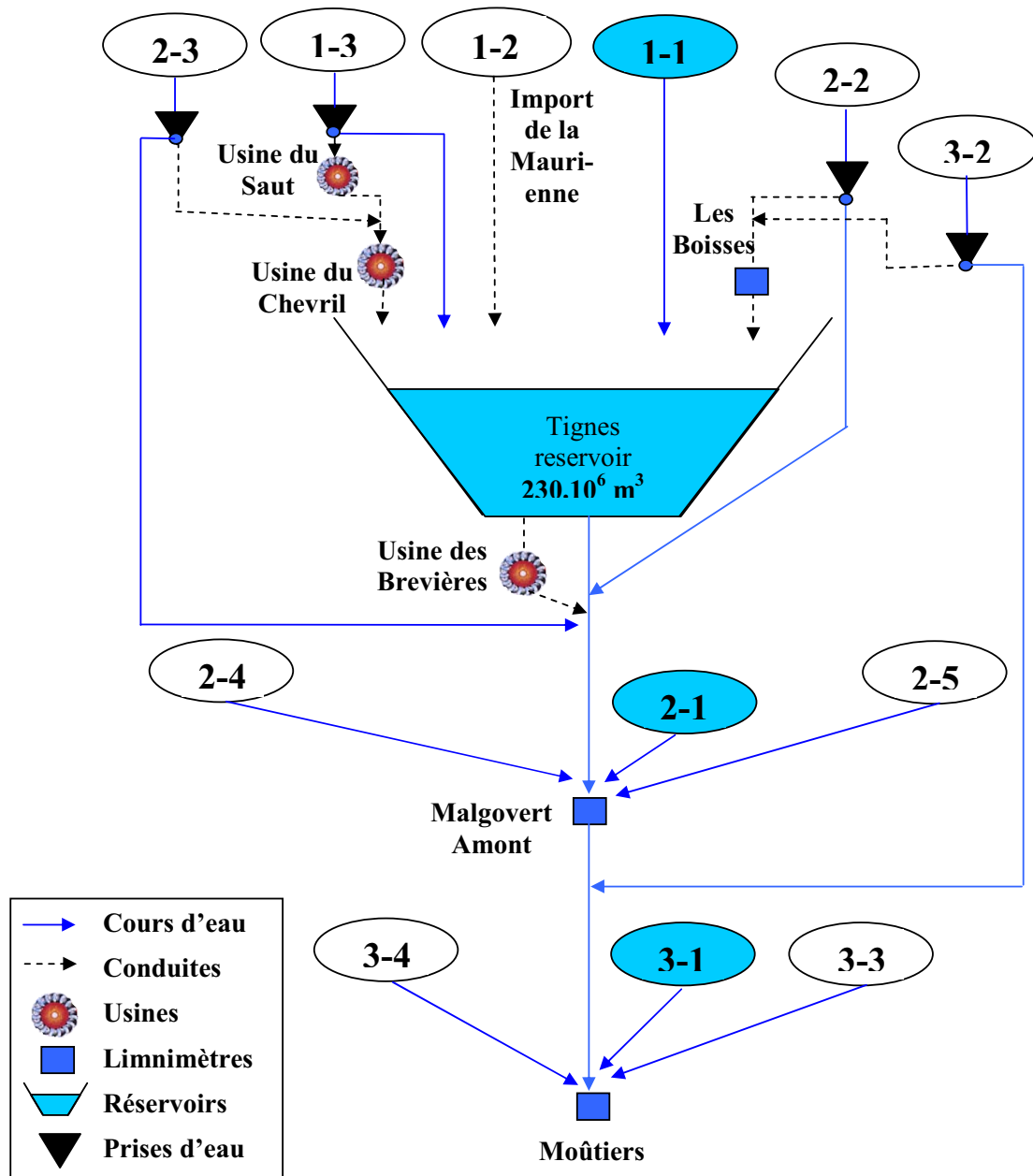


FIGURE 7.2 – Vue schématique du système hydroélectrique intégrant seulement l'aménagement de la retenue de Tignes. Avec : sous-bassin 1-1 : Tignes résiduel (152 km²), 1-2 : Import de la Maurienne (100 km²), 1-3 : Le Saut (22 km²; capacité des prises : 5 m³/s), 2-1 : Malgovert résiduel (97 km²), 2-2 : La Sachette (8 km²; capacité des prises : 3.2 m³/s), 2-3 : Clou - NantCruet (33 km²; capacité des prises : 9.3 m³/s), 2-4 : Roselend 1 (49 km²), 2-5 : Malgovert (32 km²), 3-1 : Moûtiers Intermédiaire résiduel (366 km²), 3-2 : Ponturin (35 km²; capacité des prises : 6.7 m³/s), 3-3 : Ormente (28 km²), 3-4 : Roselend 2 (85 km²). Les sous-bassins en bleu sont dits "résiduels", c'est-à-dire qu'ils reçoivent des sous-bassins amonts seulement la part des écoulements qui n'ont pas été dérivés (écoulement résiduel).

Ces dérivations représentent une capacité d'import supplémentaire de $34 \text{ m}^3/\text{s}$ à la retenue, dérivations que nous avons donc représentées dans le modèle (annexe X.1) comme suit :

- les prises y sont représentées par la méthode de la prise équivalente, décrite en section 5.3. Les débits dérivés par ces prises sont acheminés ensuite directement à la retenue, en ne considérant aucune propagation (cf. "hypothèses concernant la construction du modèle" ci-dessous). Les débits déversés par ces prises sont quant à eux réinjectés bien évidemment dans le même cours d'eau juste en aval de la prise ;

- pour les raisons évoquées en sous-section 5.3.2 (p.162), l'import de la Maurienne est représenté directement par un forçage à l'aide de la série temporelle des débits observés à la "Fenêtre des Roches" ;

- le barrage-prise du Saut est représenté par un réservoir auquel on soutire un certain volume pour le turbiner ensuite à la centrale du Saut. Ces débits turbinés sont forcés à l'aide de la série temporelle correspondante. Les débits de crue déversés par ce barrage-prise sont directement connectés aux entrants de la retenue de Tignes.

Représentation de la sortie de la retenue

Cette retenue possède un volume utile de 230 millions de m^3 , et de ce fait aucun ouvrage de déversement. Sa principale sortie est représentée par les volumes qu'on lui soutire pour turbiner l'usine des Brévières (section 3.3). Aucune autre évacuation journalière n'a été effectuée depuis la mise en service du barrage hormis les essais annuels des vannes de fond (1 ouverture/an pendant un quart d'heure à $100 \text{ m}^3/\text{s}$) et lors des vidanges réglementaires décennales, que nous avons également considérés en plus des débits turbinés des Brévières. On force donc ici le modèle à l'aide de la série temporelle des débits turbinés correspondants.

Hypothèses pour la construction du modèle :

- concernant les écoulements en conduite ou galerie, le pas de temps journalier de modélisation nous permet de pouvoir négliger ces temps de propagation, largement inférieurs à la journée (comme expliqué en section 5.3). De ce fait aucun de ces transferts n'est représenté dans le modèle (en annexe figure X.1) ;

- cette hypothèse permet également de ne plus se soucier de la position géographique de la prise équivalente (qui représente plusieurs prises) par rapport à la centrale ou à la retenue à laquelle elle est rattachée.

Une fois ces ouvrages intégrés au modèle (annexe X.1), on n'effectue aucune autre modification et on lance les simulations sur la période complète, du 01/08/1997 au 31/07/2005.

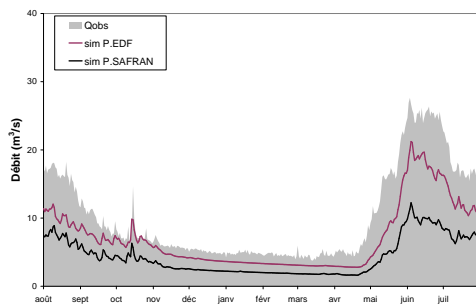
7.3.2 Résultats des simulations du modèle I2

Impact sur le régime moyen des écoulements

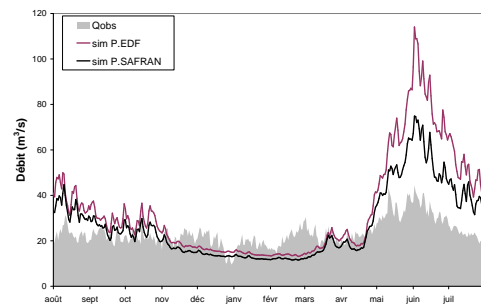
On présente à la figure 7.3 une comparaison à l'échelle moyenne inter-annuelle des résultats des simulations de débits obtenues avec les modèles I1 (sans ouvrages) et I2. Concernant les entrants simulés de la retenue (colonne de gauche), on constate que le modèle arrive beaucoup mieux à reproduire les apports réels reconstitués (ces derniers étant représentés par l'aire grisée). La prise en compte de ces 3 imports a permis de générer une augmentation des volumes d'écoulement qui semblent cette fois être plus cohérents. Les PEDF permettent d'apporter davantage de volume ($Vol=0.94$; tableau 7.2) que celles des PSAFRAN et de ce fait génèrent les meilleures performances ($Nash=0.86$).

On note cependant une petite surestimation du pic de fonte. Cela s'observe également sur les courbes de débits classés correspondants (figure 7.4, première ligne). Le forçage de précipitation EDF semble moins bien reproduire les écoulements des 3 imports de la retenue car elles génèrent un volume d'écoulement surestimé (tableau 7.2 et figure 7.5).

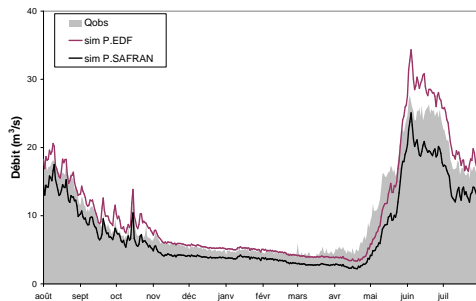
En revanche comme on l'a vu précédemment (section 6.2), les PEDF génèrent de très bonnes performances pour le sous-bassin naturel de Tignes. Au contraire, les simulations obtenues avec les PSAFRAN sous-estiment significativement le QNR.



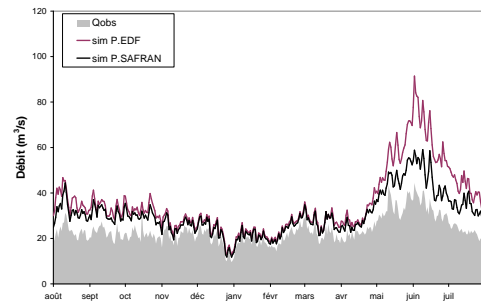
(a) Simulation I1 - Entrants de Tignes



(b) Simulation I1 - Moûtiers

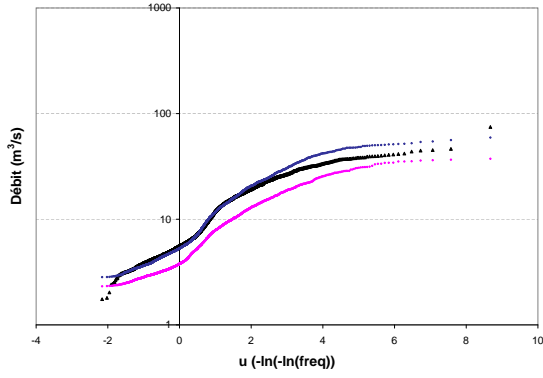


(c) Simulation I2 - Entrants de Tignes

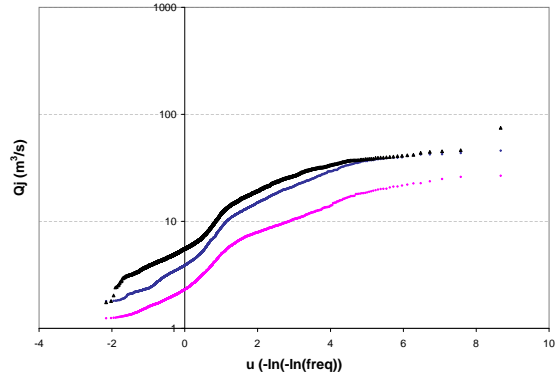


(d) Simulation I2 - Moûtiers

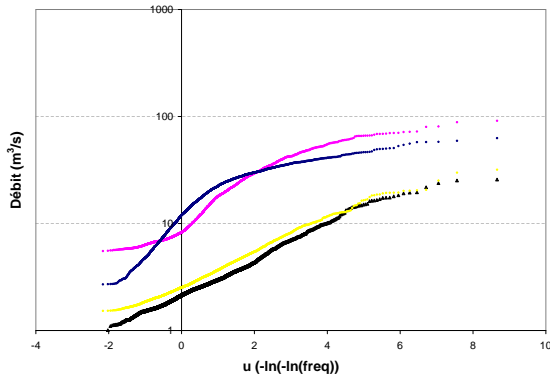
FIGURE 7.3 – Apport de la représentation dans le modèle de l'aménagement de la retenue de Tignes : débits simulés à l'entrée du réservoir de Tignes et à l'exutoire du bassin (Moûtiers). Débits moyens inter-annuels : en haut, sans ouvrage, en bas, avec le réservoir de Tignes.



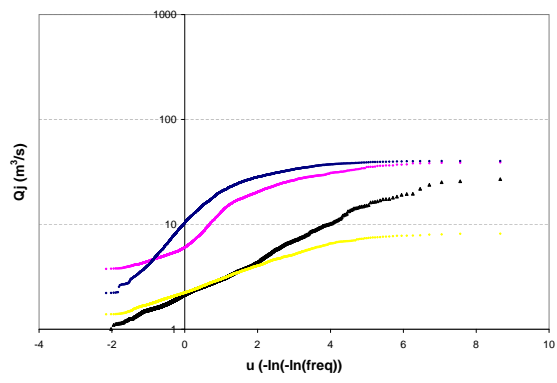
(a) Entrants de Tignes - PEDF



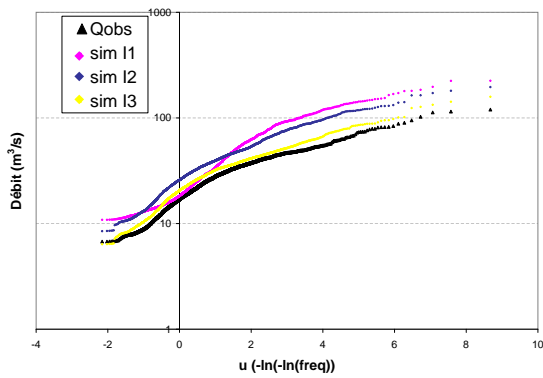
(b) Entrants de Tignes - PSAFRAN



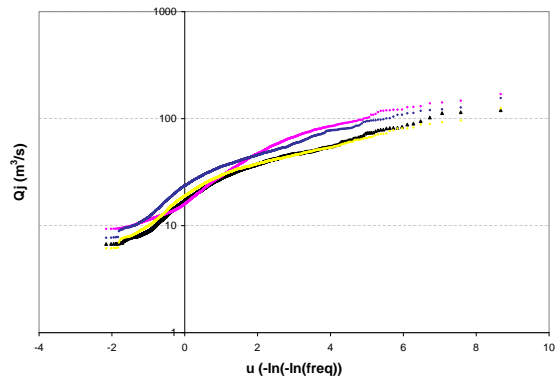
(c) Malgovert Amont - PEDF



(d) Malgovert Amont - PSAFRAN

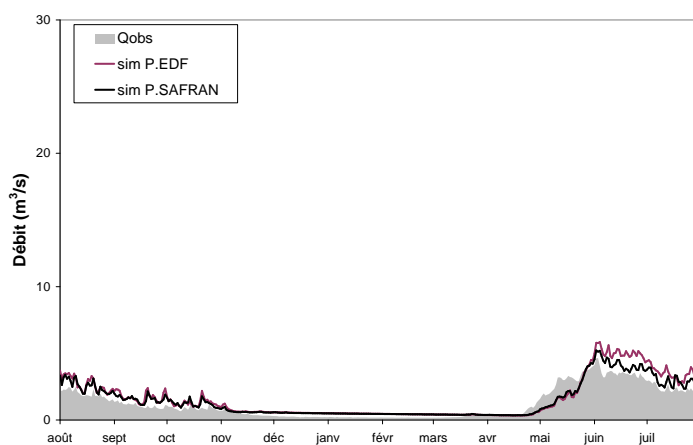


(e) Moûtiers - PEDF

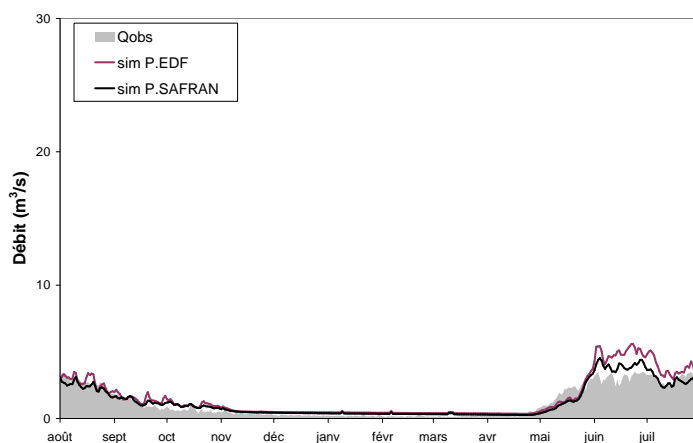


(f) Moûtiers - PSAFRAN

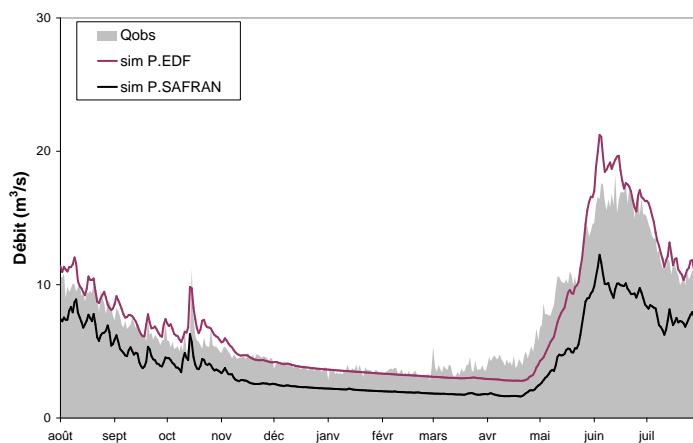
FIGURE 7.4 – Courbe des débits classés (fréquence empirique Hazen) issues des simulations avec ouvrages.



(a) Ponturin et la Sachette (contrôle : limnimètre Les Boisses)



(b) Clou-Nant Cruet (contrôle : turbines du Chevril - turbines du Saut)



(c) ANR Tignes (contrôle : débits naturels reconstitués)

FIGURE 7.5 – Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant l'aménagement de Tignes. Débits moyens inter-annuels.

Contrôle	Nash		Volume	
	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>
Import de la Maurienne		(forcé)		(forcé)
Import du Clou-Nant Cruet	0.49	0.61	1.18	1.05
Import du Ponturin et de la Sachette	0.30	0.64	1.31	1.17
Entrants totaux de Tignes	0.86	0.74	0.94	0.75
Sortie de Tignes		(forcée)		(forcée)
Malgovert Amont	-145.52	-117.38	5.89	5.37
Moûtiers	-1.12	0.38	1.51	1.30

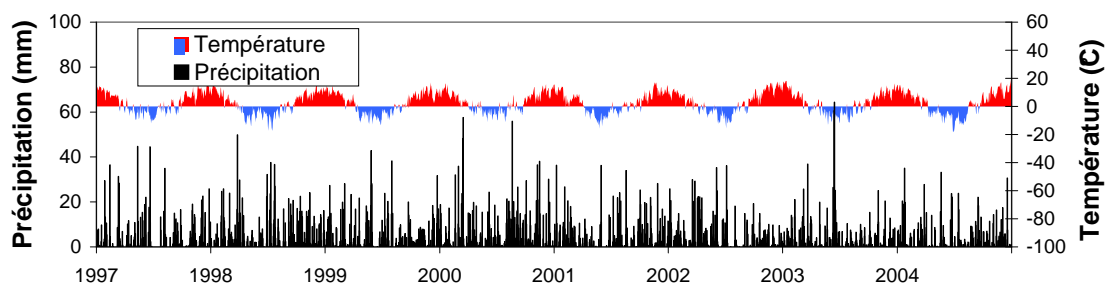
TABLEAU 7.2 – Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle I2. Les entrants totaux de la retenue représentent la somme des débits du sous-bassin naturel de Tignes et des débits des 3 imports indiqués.

Si on s'intéresse aux débits simulés à l'exutoire du bassin (figure 7.3, colonne de droite), on constate que la représentation des variations de stockage de la retenue de Tignes dans le modèle a généré une augmentation significative du critère de Nash, mais qui reste tout de même médiocre pour les simulations générées avec les PEDF (tableau 7.1 puis tableau 7.2). Ces variations permettent effectivement de prendre en compte les lâchers du barrage durant l'hiver et également le stockage des écoulements de fonte printaniers, ce qui a généré à l'exutoire une bien meilleure dynamique, en phase cette fois avec celle des débits observés (figures 7.3 et 7.4, dernière ligne : différence entre courbes roses puis bleues).

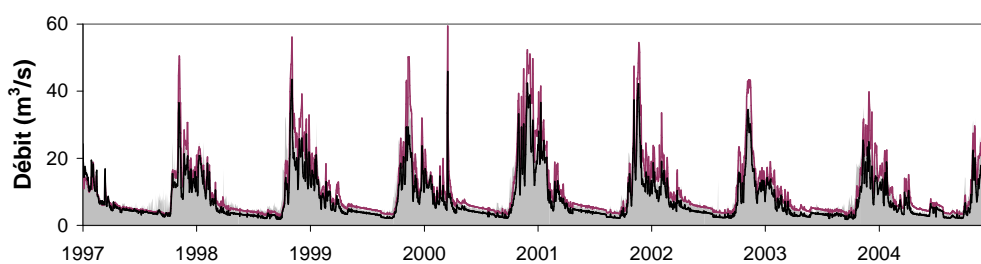
Concernant la période d'étiage, la part majeure des écoulements provient des lâchers du barrage de Tignes et donc des débits turbinés de la centrale des Brévières (forçage), ce qui favorise la reproduction des débits observés. On peut l'observer à la figure 7.6 (dernière ligne) qui montre une superposition des débits simulés de l'Isère à Moûtiers et de ces débits turbinés (zoom sur les années 2002 et 2003 en annexe figure W.2). Mais on remarque également que la période de fonte, pendant laquelle les sortants du barrage représentent au contraire une faible part des écoulements, est également assez bien simulée. Néanmoins, pendant cette période, le modèle n'arrive pas encore à reproduire convenablement les débits observés, puisqu'il simule un trop grand volume d'écoulement, quel que soit le forçage de précipitation.

Impact en régime en crue

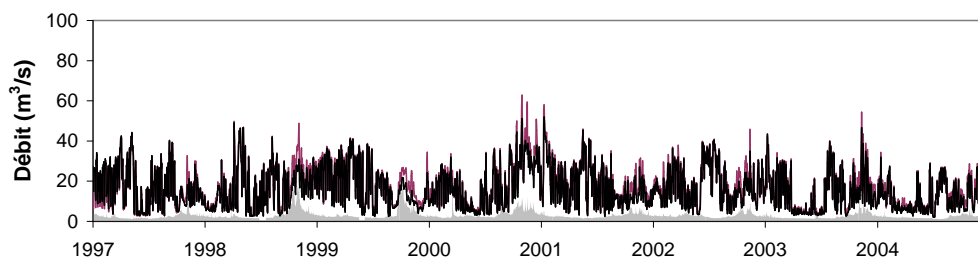
Concernant les débits de crue simulés pour les épisodes d'Octobre 2000, de mai 2001 et de mai 1999, on peut observer que la prise en compte de l'aménagement de Tignes a permis clairement d'obtenir pour les 3 crues une meilleure représentation de la dynamique des écoulements entrants de la retenue (figures 7.7, 7.8 et 7.9, première colonne), avec des pointes beaucoup plus marquées : concernant la crue du 15 octobre 2000, on passe d'une valeur de $37 \text{ m}^3/\text{s}$ à $60 \text{ m}^3/\text{s}$ avec les PEDF et de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ à $46 \text{ m}^3/\text{s}$ avec les PSAFRAN. Cela a généré également un plus grand volume d'écoulement et c'est ce qui a permis de reproduire fidèlement la crue de mai 2001. La figure 7.10 montre les simulations obtenues pour chaque apport à la retenue (sauf celui de la Maurienne) et pour les 3 épisodes.



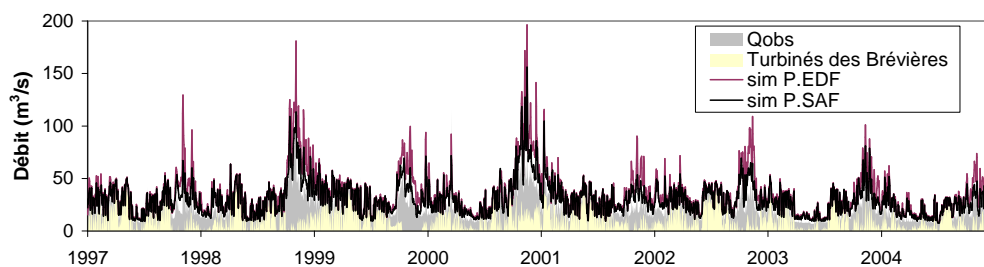
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Entrants de la retenue de Tignes



(c) Isère à Malgovert Amont



(d) Isère à Moûtiers

FIGURE 7.6 – Comparaison des débits simulés avec prise en compte de l'aménagement de la retenue de Tignes et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

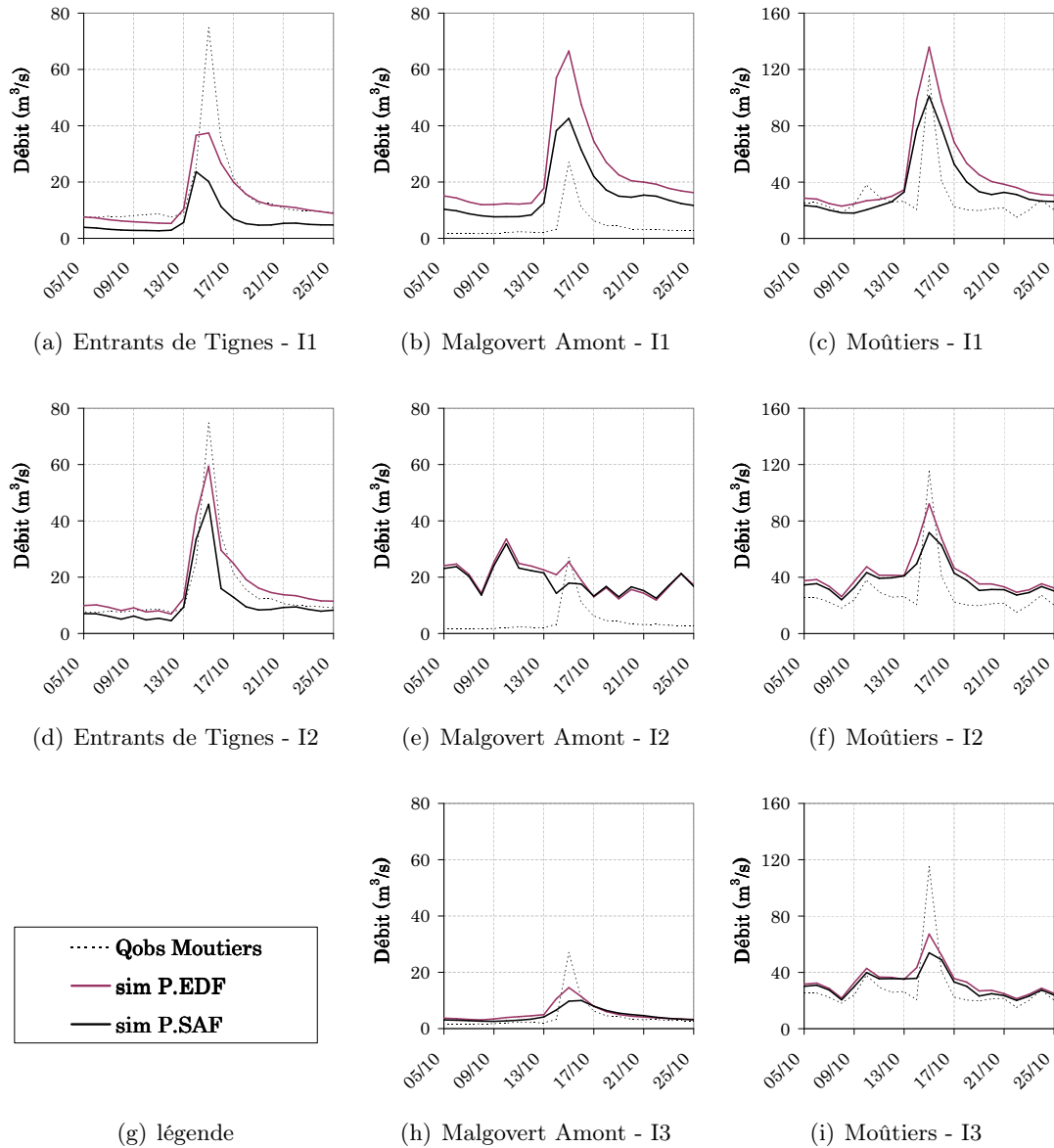


FIGURE 7.7 – Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode d'octobre 2000.

Concernant celui d'Octobre 2000, on constate d'une part que le modèle simule le pic de crue aux Boisses avec un jour d'avance, ce qui peut s'expliquer par une surestimation du forçage des températures pour le jour du 14 octobre concernant les sous-bassins du Ponturin et/ou de la Sachette. Au contraire une valeur trop faible de ce forçage peut être à l'origine de la sous-estimation du pic de crue concernant l'import du Clou-Nant Cruet. Le modèle n'a pas généré de bonnes dynamiques pour l'épisode de mai 2001 aux Boisses et pour le sous-bassin du Clou-Nant Cruet, avec en général des volumes d'écoulement surestimés, contrairement à ceux simulés pour l'épisode de mai 1999.

À l'exutoire du bassin, même si la considération de l'aménagement de Tignes dans le modèle permet d'obtenir une meilleure représentation de la dynamique et des volumes d'écoulement qui

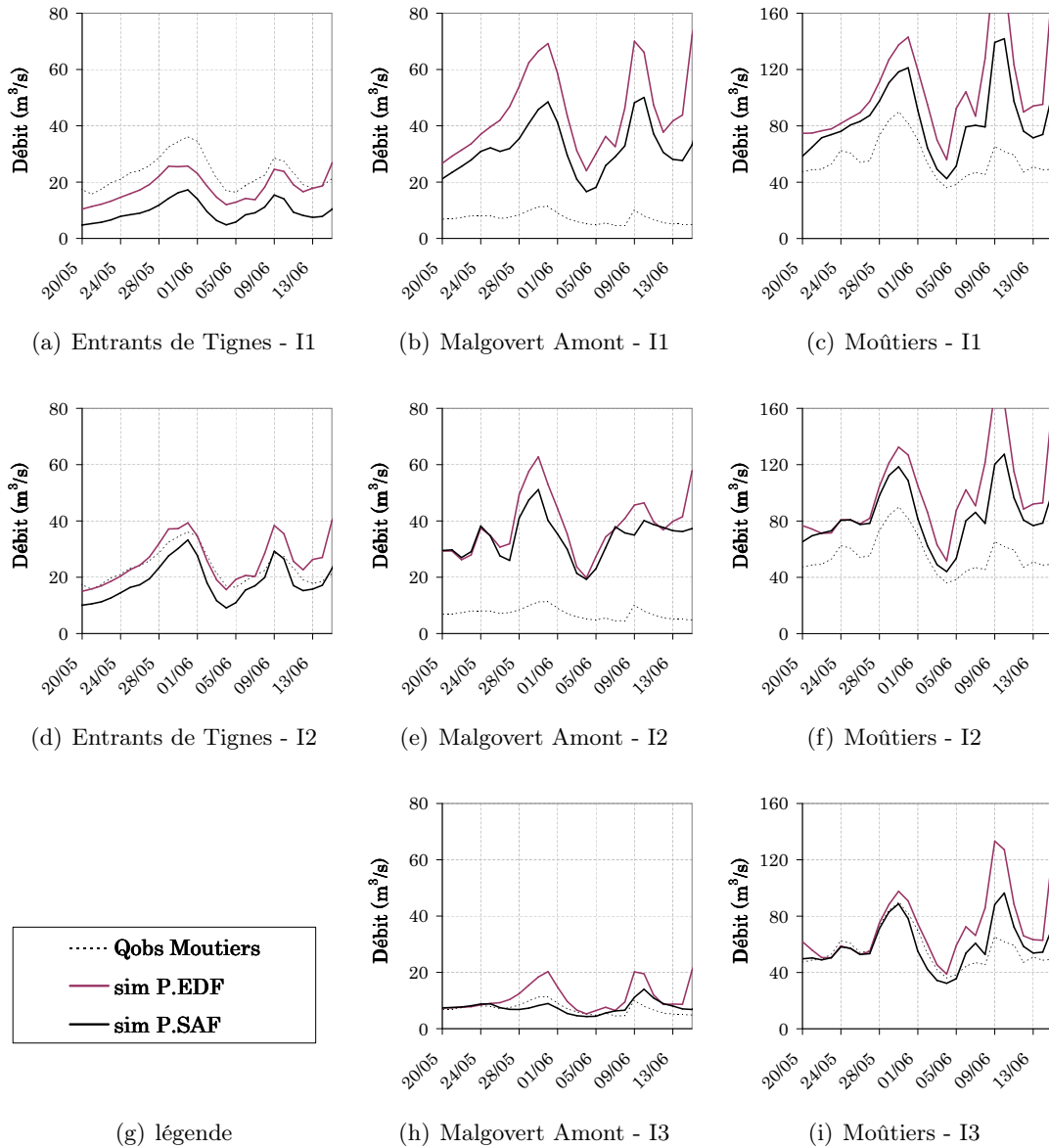


FIGURE 7.8 – Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 2001.

diminuent (figure 7.7, 7.8 et 7.9, troisième colonne), ces derniers restent en général surestimés, excepté celui obtenu avec les PSAFRAN pour l'épisode de mai 1999.

La seconde étape de l'intégration des ouvrages hydroélectriques dans le modèle est la représentation de l'aménagement de Malgovert et des dérivations vers les retenues de Roselend (usines des Saucés) et de Saint-Guérin.

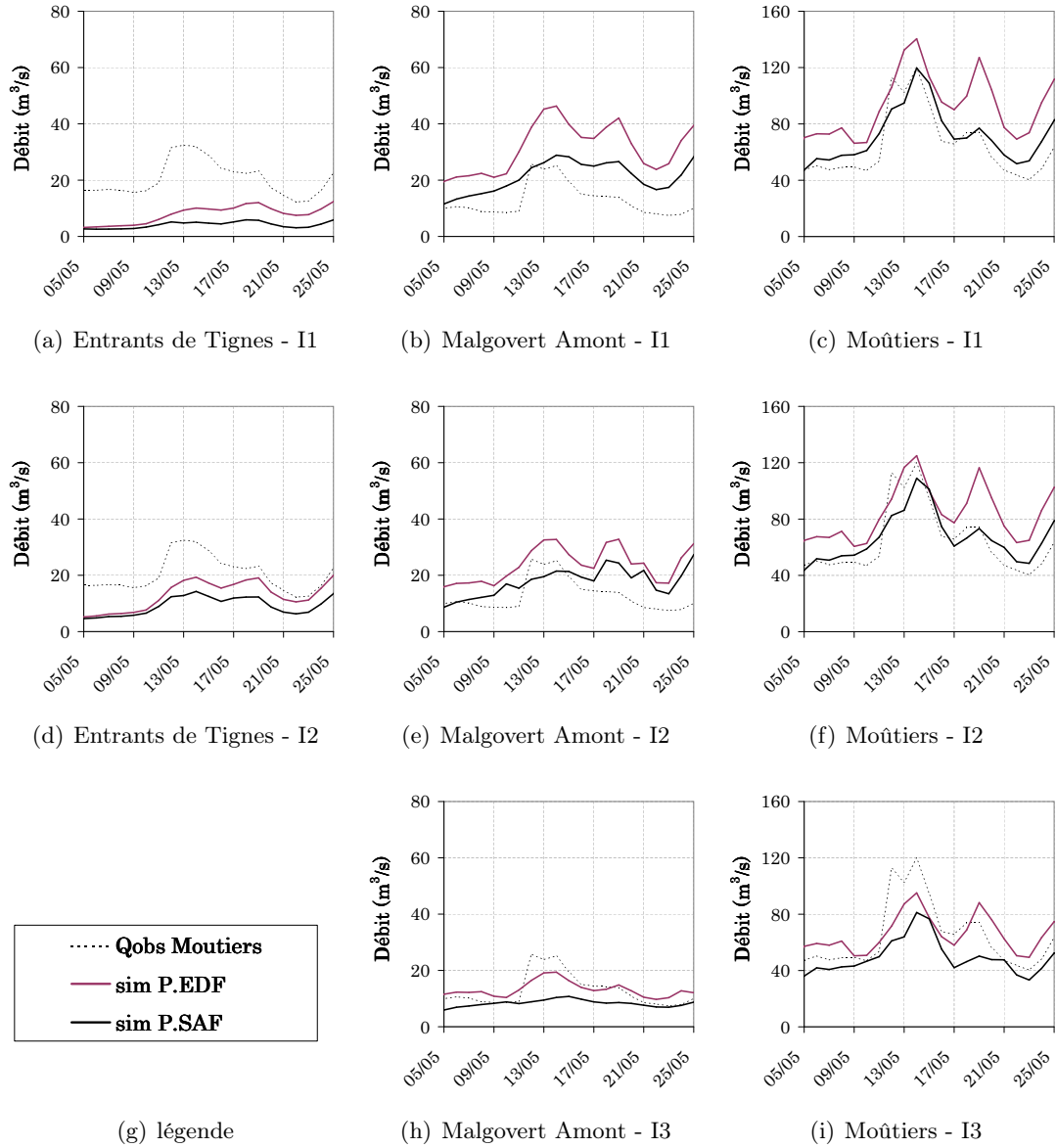


FIGURE 7.9 – Impact de la représentation des ouvrages dans le modèle sur les simulations de débits de crue pour l'épisode de mai 1999.

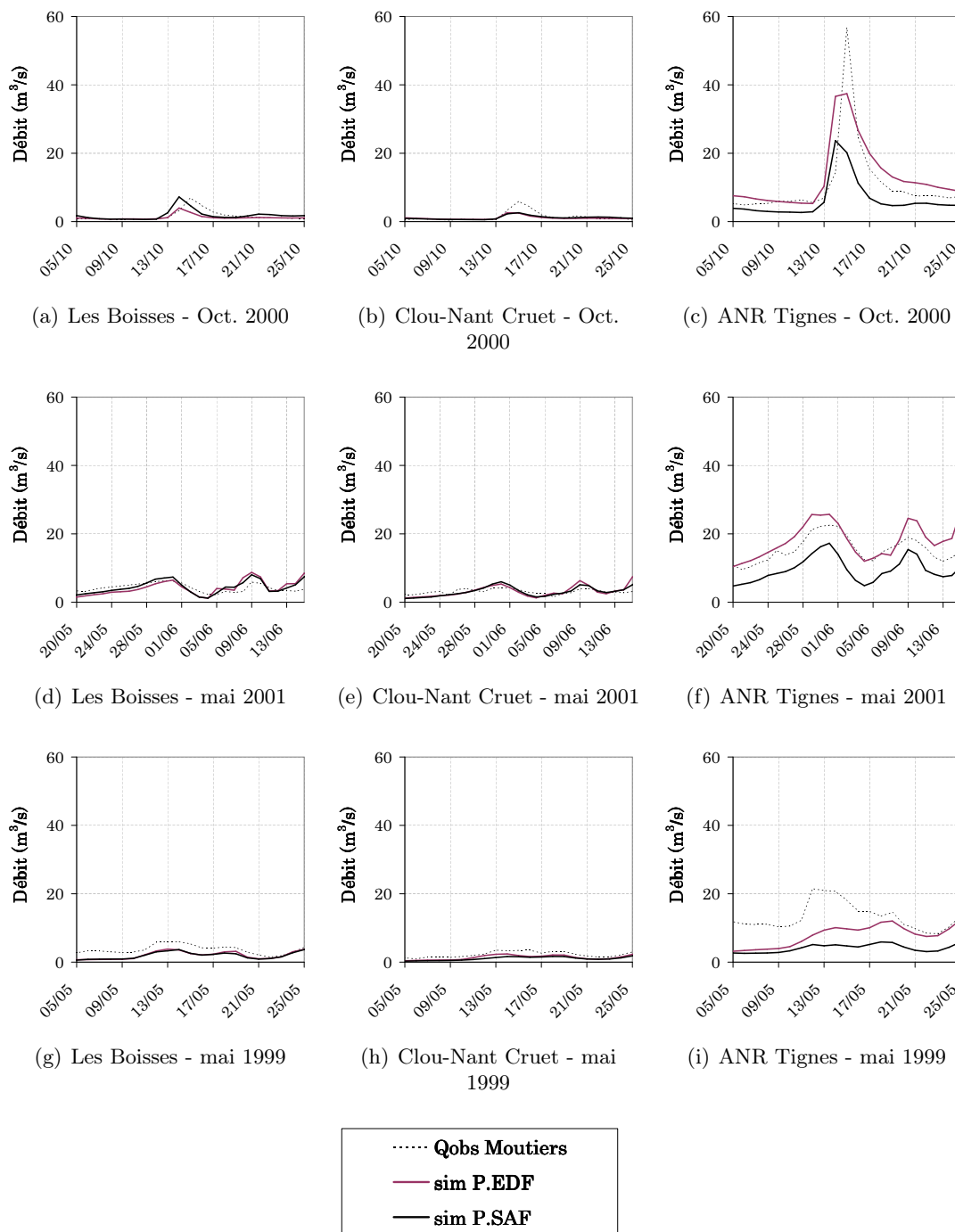


FIGURE 7.10 – Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant l'aménagement de Tignes. Période de crue.

7.4 Intégration dans le modèle des aménagements de Malgovert, des Saucés et de la dérivation vers la retenue de Saint-Guérin (2^{me} phase)

On intègre à présent les ouvrages qui dérivent les écoulements des affluents situés en rive gauche de l'Isère (en aval du barrage de Tignes) vers l'usine de Malgovert, ainsi que les organes qui exportent les écoulements en rive droite de l'Isère vers la retenue de Roselend (usine des Saucés) et celle de Saint-Guérin. La localisation et les caractéristiques de ces aménagements sont décrits en section 3.3.

Le système de dérivation de Malgovert possède une capacité d'entonnement total d'environ 60 m³/s, dont 50 m³/s concernent uniquement le barrage-prise des Brévières. Les aménagements des Saucés et la dérivation vers la retenue de Saint-Guérin possèdent des capacités d'export des écoulements d'environ 30 m³/s et 6.1 m³/s respectivement, soit une capacité totale d'export du bassin de 36.1 m³/s.

En moyenne, cet export explique environ 25% de la différence entre QNR et débits observés de l'Isère à Moûtiers en période de fonte (pour un écoulement moyen exporté de 13 m³/s), et environ 15% en période d'étiage (pour un écoulement moyen exporté de 3 m³/s). En période de crue cet export peut représenter jusqu'à 20% du QNR de l'Isère à Moûtiers, mais cela dépend bien évidemment du type et de l'intensité de l'événement.

7.4.1 Construction du modèle I3

On présente à la figure 7.11 une vue schématique complète du système hydroélectrique du bassin, qui intègre à la fois l'aménagement de Tignes et également celui de Malgovert (dérivations impliquant le barrage-prise des Brévières et les prises du sous-bassin 2-5), des Saucés (dérivations des sous-bassins 2-4 et 3-4), ainsi que les prises qui exportent les écoulements vers la retenue Saint-Guérin (dérivations du sous-bassin 3-3).

L'ensemble de ces nouvelles prises sont donc représentées dans le modèle (annexe X.2) selon les hypothèses énoncées en section 7.3. De même que précédemment, les simulations sont ensuite effectuées sur la période complète, du 01/08/1997 au 31/07/2005.

7.4.2 Résultats des simulations du modèle I3

Impact sur le régime moyen des écoulements

On présente au tableau 7.3 les valeurs des critères de Nash et de Volume obtenus à tous les points de contrôles disponibles, ainsi que les résultats des simulations de débits à l'échelle moyenne inter-annuelle aux figures 7.12, 7.13 et 7.14.

On constate tout d'abord, au point de contrôle de Malgovert Amont, que la prise en compte de l'aménagement de Malgovert a permis d'obtenir cette fois des performances du modèle presque ac-

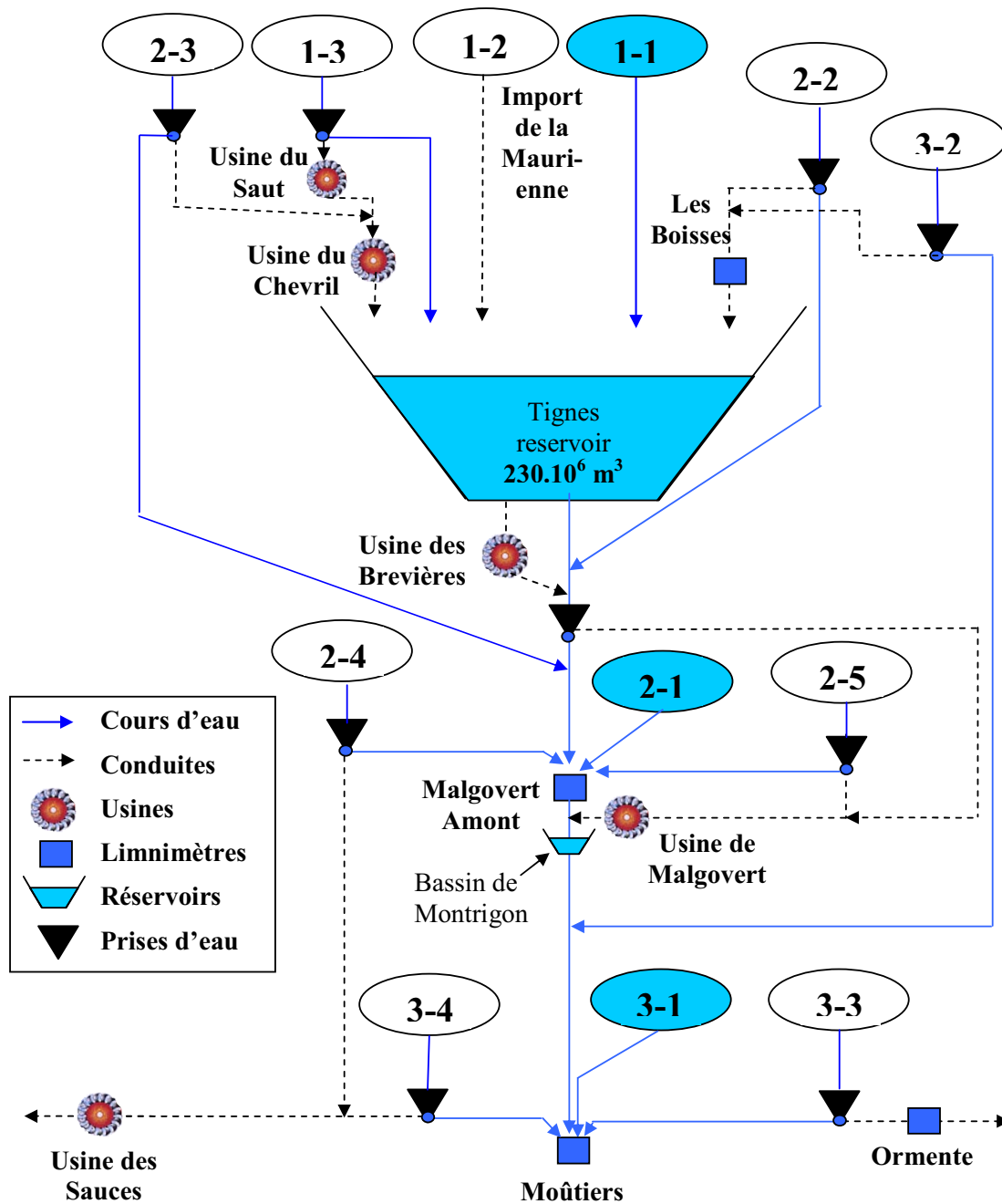


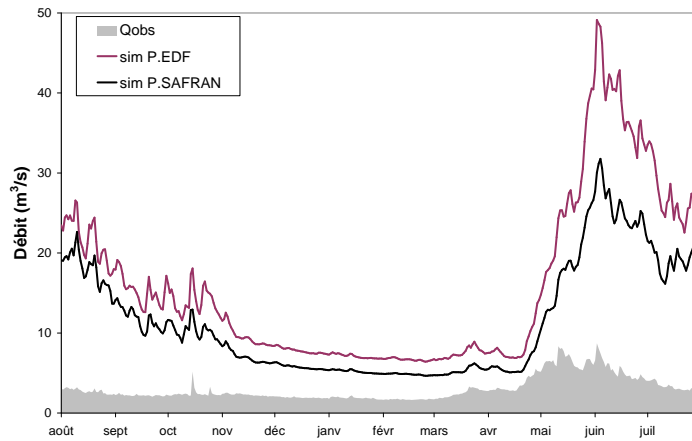
FIGURE 7.11 – Vue schématique complète du système hydroélectrique modélisé du bassin de l'Isère à Moûtiers. Avec : sous-bassin 1-1 : Tignes résiduel (152 km²), 1-2 : Import de la Maurienne (100 km²), 1-3 : Le Saut (22 km²; capacité des prises : 5 m³/s), 2-1 : Malgovert résiduel (97 km²), 2-2 : La Sachette (8 km²; capacité des prises : 3.2 m³/s), 2-3 : Clou - Nant-Cruet (33 km²; capacité des prises : 9.3 m³/s), 2-4 : Roselend 1 (49 km²; capacité des prises : 9.3 m³/s), 2-5 : Malgovert (32 km²; capacité des prises : 9.1 m³/s), 3-1 : Moûtiers Intermédiaire résiduel (366 km²), 3-2 : Ponturin (35 km²; capacité des prises : 6.7 m³/s), 3-3 : Ormente (28 km²; capacité des prises : 6.1 m³/s), 3-4 : Roselend 2 (85 km²; capacité des prises : 17.1 m³/s). Les sous-bassins en bleu sont dits "résiduels", c'est-à-dire qu'ils reçoivent des sous-bassins amonts seulement la part des écoulements qui n'ont pas été dérivés (écoulement résiduel).

Contôle	Nash		Volume	
	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>
Turbinés Malgovert	0.97	0.97	1.01	1.00
Export Roselend	0.69	0.77	1.09	0.93
Ormente	-0.03	0.01	0.74	0.72
Malgovert Amont	0.05	0.51	1.21	0.96
Moûtiers	0.60	0.74	1.15	1.05

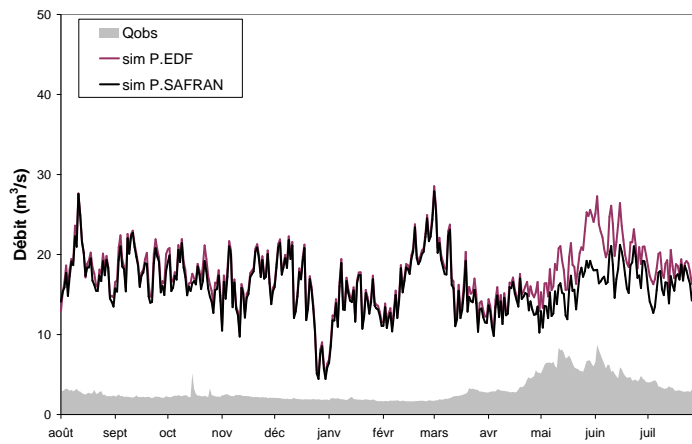
TABLEAU 7.3 – Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle I3.

ceptables notamment concernant les simulations obtenues avec les PSAFRAN. Cet aménagement a permis d'une part de faire diminuer considérablement les volumes d'écoulement simulés en ce point (5 fois moins de volume en moyenne), et d'autre part de simuler une dynamique largement plus cohérente que celle obtenue avec le modèle I2 (figure 7.12). La performance obtenue avec les PEDF est assez moyenne en raison d'un excès significatif des volumes d'écoulement, malgré une meilleure distribution des débits simulés (figure 7.4, p.280). Visiblement on obtient de très bonnes performances pour les simulations des turbinés de Malgovert, quel que soit le forçage de précipitation (tableau 7.3 et figure 7.14, première ligne). Ceci est en partie dû au forçage dans le modèle des débits turbinés des Brévières, ceux-ci étant en grande partie dérivés vers l'usine de Malgovert et ce qui favorisent la reproduction de ces turbinés. Cela traduit malgré tout le fait qu'en général le modèle est capable de représenter convenablement l'hydrométéorologie du sous-bassin de Malgovert ainsi que le fonctionnement du barrage-prise des Brévières. Cependant on observe à l'échelle moyenne inter-annuelle que le modèle surestime légèrement, pour quelques jours seulement, les débits observés vers les mois de mai et de décembre. Cela peut être dû soit à une surestimation des écoulements du sous-bassin de Malgovert, ou soit à un arrêt à plusieurs reprises de la dérivation du barrage-prise des Brévières, ou soit que les dérivés qui se seraient écoulés vers la centrale de Malgovert n'auraient pas été comptabilisés. Après analyse des données, on a constaté que pendant ces jours, le turbiné de Malgovert était souvent très faible alors que celui des Brévières était significatif, ce qui permettrait de valider plutôt les deux dernières hypothèses.

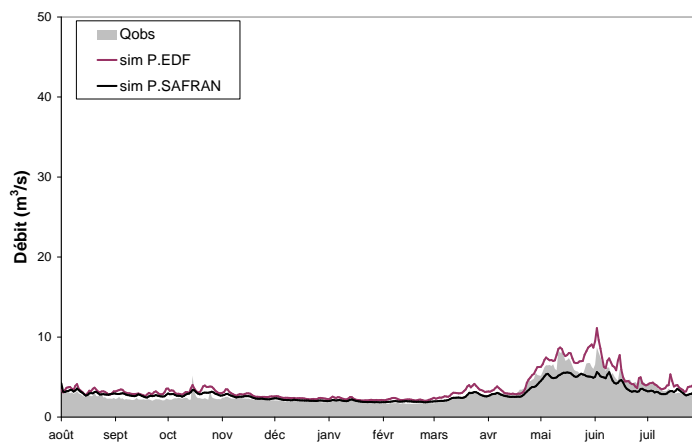
Concernant la représentation dans le modèle de l'aménagement des Saucés, le modèle a généré d'assez bonnes performances, notamment avec les PSAFRAN même si on note une petite sous-estimation du volume d'écoulement (tableau 7.3 et figure 7.14, seconde ligne). Les PEDF ont généré pour cet export des écoulements surestimés. En revanche les performances du modèle concernant les dérivés du sous-bassin voisin d'Ormente (sous-bassin 3-3 figure 7.11) sont décevantes, avec des scores de Nash proche de 0. Les critères de Volume indiquent une sous-estimation considérable des volumes d'écoulement simulés quelque soit le forçage de précipitation. La dynamique moyenne inter-annuelle obtenue (figure 7.14) montre que cette sous-estimation a lieu à partir du mois de novembre jusqu'au mois d'avril. On peut alors supposer une sous-estimation des précipitations dans cette zone et également un calage non optimal du modèle pour ce sous-bassin. Ces hypothèses ont été confirmées après le recalage du modèle de ce sous-bassin, qui a généré un critère de Nash égal à 0.60 avec les PEDF et 0.64 avec les PSAFRAN, mais avec des critères de Volumes toujours trop faibles : 0.74 et 0.71 respectivement.



(a) Simulation I1 - Malgovert Amont

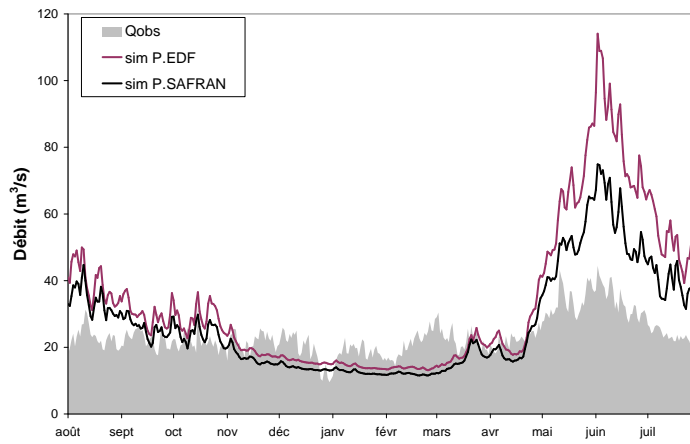


(b) Simulation I2 - Malgovert Amont

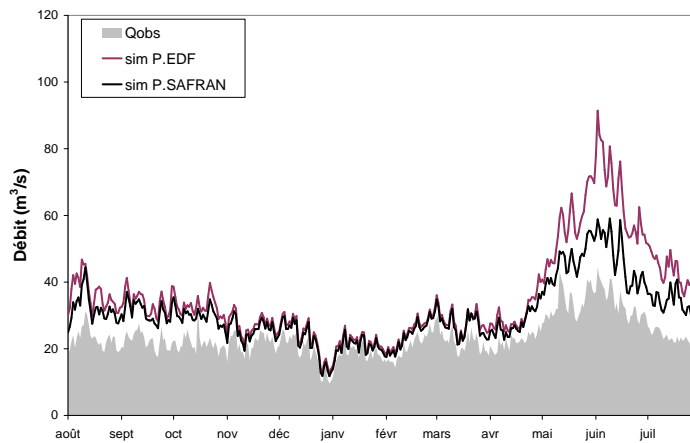


(c) Simulation I3 - Malgovert Amont

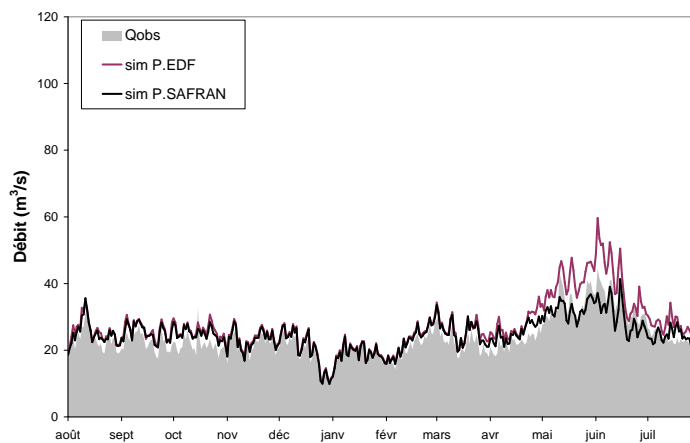
FIGURE 7.12 – Apport de la représentation dans le modèle des aménagements : débits moyens inter-annuels simulés à Malgovert Amont. I1 : modèle sans ouvrages ; I2 : modèle intégrant l’aménagement de la retenue de Tignes ; I3 : modèle intégrant l’aménagement de la retenue de Tignes ainsi que les organes de dérivation vers l’usine de Malgovert, et d’export vers Roselend et Saint-Guérin.



(a) Simulation I1 - Moûtiers

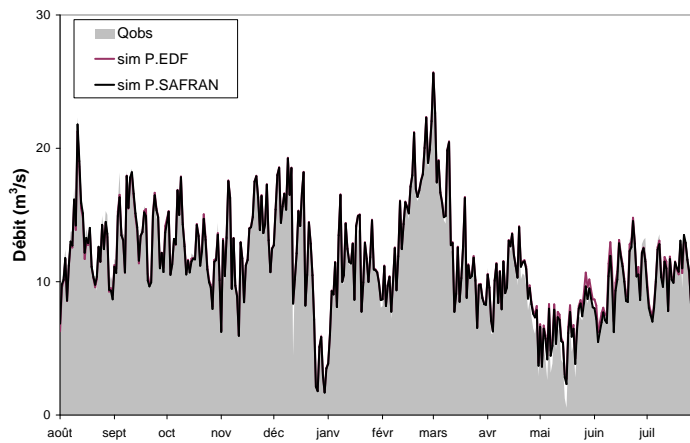


(b) Simulation I2 - Moûtiers

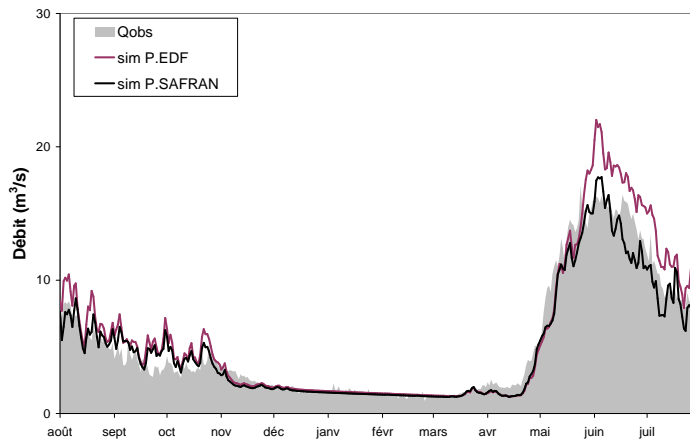


(c) Simulation I3 - Moûtiers

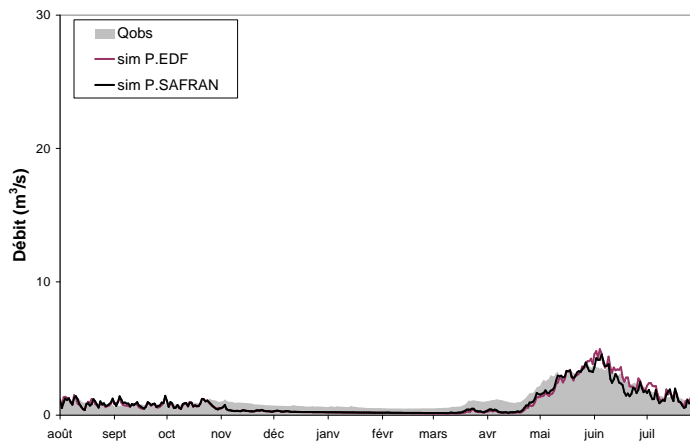
FIGURE 7.13 – Apport de la représentation dans le modèle des aménagements hydroélectriques : débits simulés à l'exutoire du bassin (Moûtiers) (échelle moyenne inter-annuelle).



(a) Turbinés de Malgovert

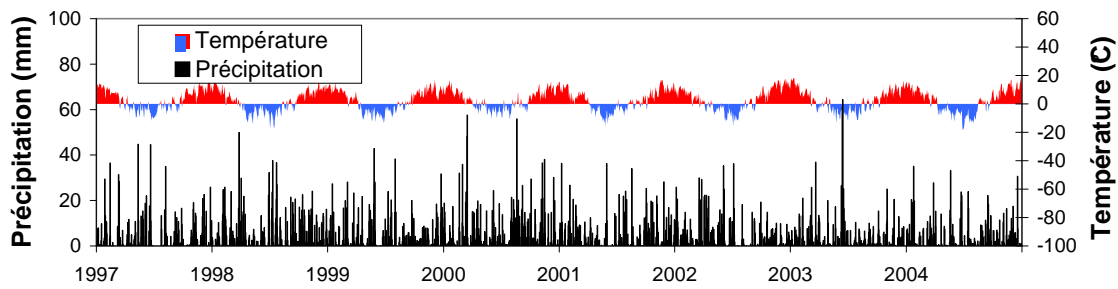


(b) Export vers Roselend (contrôle : turbinés des Saucés - dérivés de la prise des Saucés)

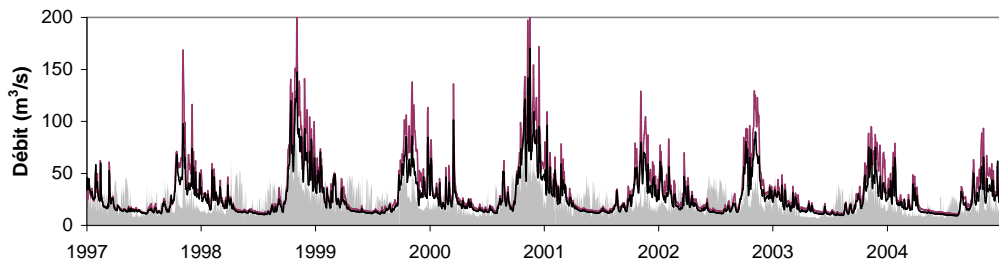


(c) Export vers Saint-Guérin (contrôle : limnimètre Ormente)

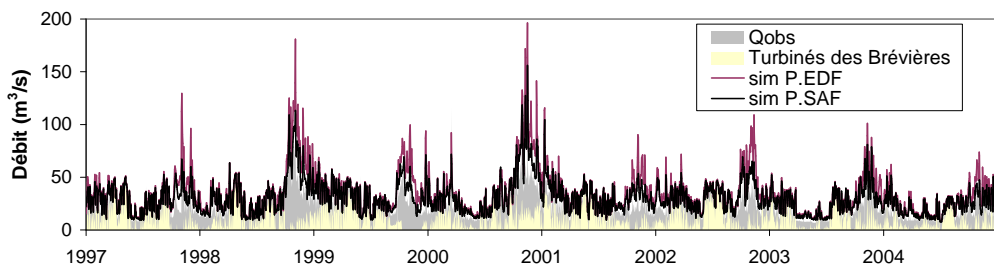
FIGURE 7.14 – Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant les exports au nord du bassin (vers les retenues de Roselend et Saint-Guérin). Débits moyens inter-annuels.



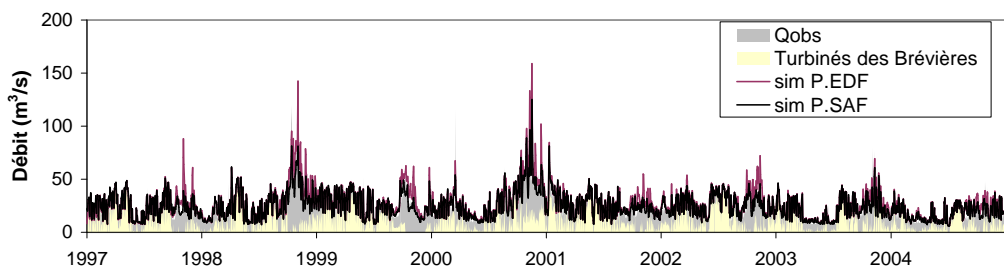
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Simulation I1



(c) Simulation I2



(d) Simulation I3

FIGURE 7.15 – Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Débits de l’Isère à Moûtiers (du 01/08/1997 au 31/07/2005). Modèle I1 :sans ouvrages ; Modèle I2 :représentation de l’aménagement de Tignes ; Modèle I3 :représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et des organes de dérivation vers la retenue de Saint-Guérin.

La prise en compte de ces deux derniers aménagements a permis au modèle de reproduire assez fidèlement les débits à l'exutoire du bassin, en ce sens où la considération de ces exports lui permettent de réduire considérablement les surestimations des volumes d'écoulement de fonte (figures 7.13, 7.15 et en annexe figure W.3). La dynamique est également très bien représentée quelque soit le forçage de précipitation. On constate que seules les PSAFRAN ont permis d'obtenir de bonnes performances (tableau 7.3) car elles sont capables de générer d'une part une distribution très satisfaisante des débits (figure 7.4) ainsi que d'autre part un volume d'écoulement plus juste, contrairement aux PEDF pour lesquels les écoulements simulés surestiment de 15% les écoulements observés. On note tout de même également une légère surestimation avec les PSAFRAN de 5%. On retrouve ici les résultats des simulations obtenues en conditions naturelles, pour lesquelles le modèle avait généré également de telles surestimations notamment pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (cf. critères de Volume pour le découpage N3 au tableau 6.5, p.222).

Impact en régime en crue

Concernant la représentation de ces ouvrages dans le modèle et son impact sur les régimes de crue simulés, on constate tout d'abord que pour la même raison que précédemment, à savoir la prédominance des turbinés des Brévières, on obtient en général une très bonne reproduction des débits turbinés de Malgovert (figure 7.16). Visiblement la production d'écoulement du sous-bassin de Malgovert n'est pas suffisante pour représenter la faible intensité du pic de crue du 15 octobre 2000 (figure 7.7, p.284). A Malgovert Amont, l'aménagement de Malgovert ainsi que la considération de l'export d'une partie des écoulements du sous-bassin de Roselend1 (sous-bassin 2-4, figure 7.11) a permis de simuler des volumes d'écoulement de crue enfin plus cohérents, et cette fois en phase avec les observations (figures 7.7, 7.8 et 7.9). Le modèle n'est tout de même pas capable d'y reproduire le pic de crue du 15 octobre 2000, alors que l'on avait obtenu une bonne reproduction en conditions naturelles (figure 6.41, p.254). Si on s'intéresse aux résultats obtenus concernant l'export vers la retenue de Roselend (figure 7.16, seconde colonne), on constate (malgré les lacunes dans les observations à partir du 16) qu'au contraire le modèle surestime significativement les écoulements du 15 octobre, ce qui signifierait probablement qu'une grande partie de ces écoulements en réalité n'aient pas été dérivés vers Roselend mais qu'ils aient rejoint l'Isère. On peut supposer alors que pendant la crue les flottants et les matières en suspension des torrents aient provoqué une obturation et donc une mise hors service des prises d'eau des sous-bassins de Roselend1 et Roselend2. Cela pourrait expliquer également que, si l'on se place à l'exutoire du bassin, les rapports du débit de crue simulé et du débit de crue observé (pour le 15, égaux à 0.58 pour les PEDF et à 0.47 pour les PSAFRAN) soient plus faibles que ceux obtenus en conditions naturelles (égaux à 0.69 et 0.51 respectivement, tableau 6.7, p.253). Concernant les crues de mai 2001 et mai 1999, les lacunes dans les données de débits turbinés des Saucés nous empêchent de contrôler la qualité des simulations d'écoulement concernant l'export vers la retenue de Roselend (figure 7.16, seconde colonne).

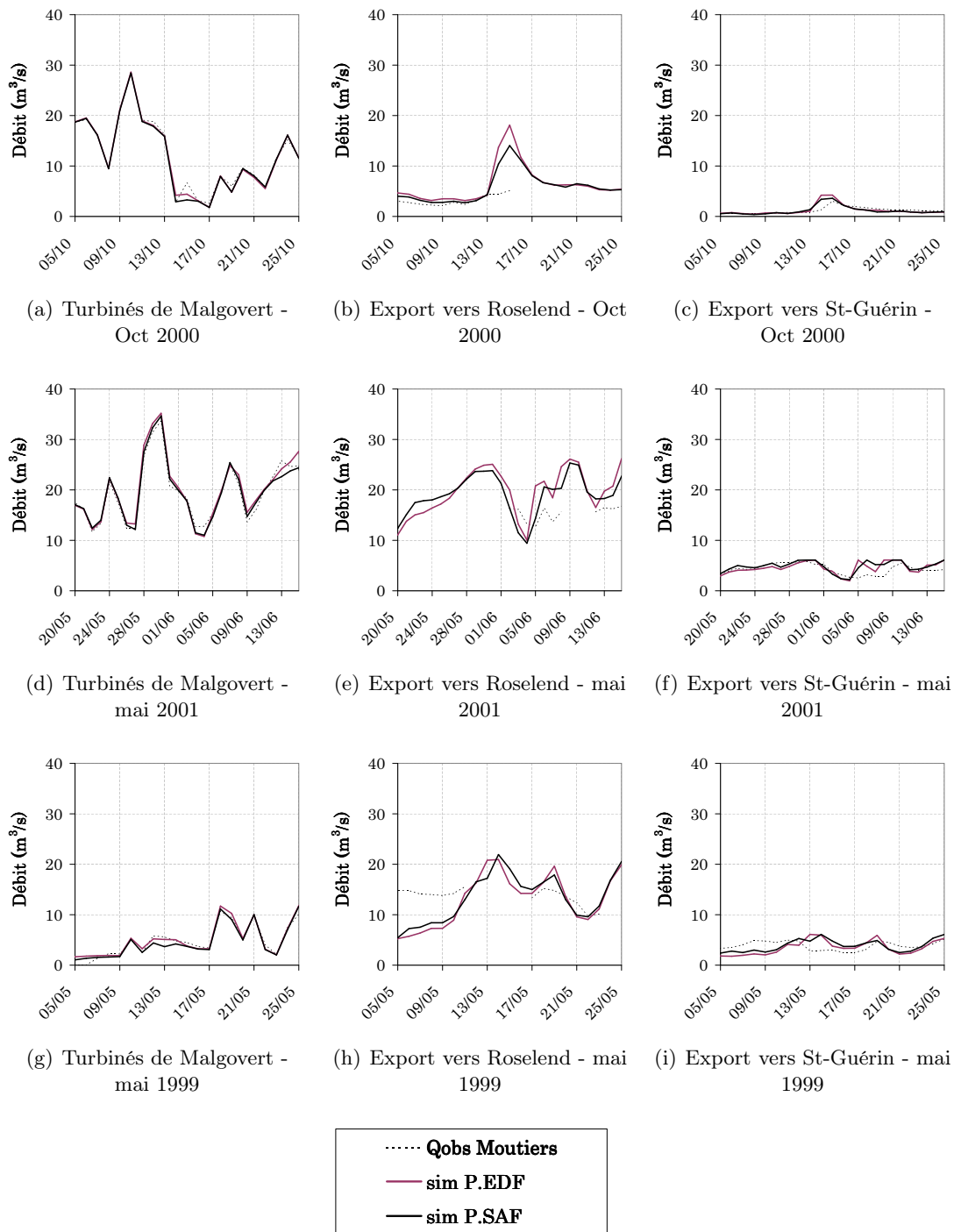


FIGURE 7.16 – Validation des simulations aux points de contrôles disponibles concernant les exports au nord du bassin (vers les retenues de Roselend et Saint-Guérin). Période de crue.

Finalement, la prise en compte de ces organes d'export a permis de réduire significativement les surestimations des volumes d'écoulement simulés à l'exutoire du bassin, et d'obtenir une meilleure comparaison avec les observations (Claude *et al.* 2010). Par ailleurs, on retrouve en général une qualité de simulation semblable à celle obtenue en conditions naturelles quelque soit le forçage de précipitation testé, en ce sens où le modèle reproduit fidèlement la crue de mai 2001 mais génère pour les jours suivants une importante surestimation des écoulements. En revanche, il produit des volumes sous-estimés pour la crue de mai 1999.

Enfin, nous avons souhaité tester des conditions de gestion d'aménagements favorables et défavorables vis-à-vis de la prévision des crues à l'exutoire de notre bassin. En effet, cette gestion peut influencer significativement les écoulements de crues, comme on l'a montré au chapitre 3.

L'intérêt de cette analyse est de pouvoir aboutir bien évidemment à la situation la plus défavorable vis-à-vis du Service de Prévision des Crues, en simulant l'impact que peut engendrer cette situation sur les écoulements à l'exutoire.

Le scénario favorable correspond au cas où la représentation des ouvrages dans le modèle permet de minimiser le plus possible la production d'écoulements à l'exutoire du bassin. Pour cela, nous maximisons tout stockage possible, ainsi que tout export vers l'extérieur du bassin : ainsi le scénario favorable considère que tous les écoulements entrants dans la retenue de Tignes, contrairement au modèle I3, sont complètement et automatiquement stockés (débit de sortie nul), et que toutes les prises fonctionnent normalement, c'est-à-dire qu'elles dérivent au maximum (jusqu'à leur capacité d'entonnement) leurs écoulements entrants. En revanche, le scénario défavorable correspond au cas où le débit à l'exutoire du bassin est maximisé. Ainsi, on ne considère aucun stockage dans la retenue de Tignes (dans le modèle, fonctionnement de la retenue effacé), et on annule toutes les dérivations du bassin (donc prises effacées, ce qui peut correspondre par exemple au phénomène de colmatage des prises). On peut considérer que ce cas correspond donc à des conditions naturels d'écoulement.

On présente à la figure 7.17 les simulations de débits générées avec les PEDF pour les deux scénarios en période de crue, pour l'Isère à l'entrée de Tignes, Malgovert Amont et Moûtiers. Tout d'abord, si on considère le scénario favorable, on constate que l'on a réussi à faire baisser les entrants simulés dans la retenue de Tignes, quelque soit la crue, ceux-ci étant très légèrement inférieurs à ceux simulés en conditions réelles d'écoulement (I3). Cette différence correspond en fait à l'annulation de l'import de la Maurienne dans Tignes. A Malgovert Amont, cette situation favorable ne permet en aucun cas d'obtenir une diminution des écoulements. Cela s'explique par un stockage des entrants de Tignes également en conditions réelles. On en déduit donc qu'en période de crue (au moins pour ces trois cas), ces deux situations sont assez similaires si on se place à Malgovert Amont. A l'exutoire du bassin, ce constat est nuancé : pour la crue d'Octobre 2000, on réussit à diminuer significativement les écoulements, excepté pour le jour du pic de crue (le 15), où les entrants de la retenue de Tignes ont été complètement stockés. Ces conditions sont surtout favorables pour le cas de la crue du mai 2001, pour lequel on obtient des débits simulés bien inférieurs à ceux générés en conditions réelles (moins 20 m³/s sur le pic, représentant le stockage dans Tignes).

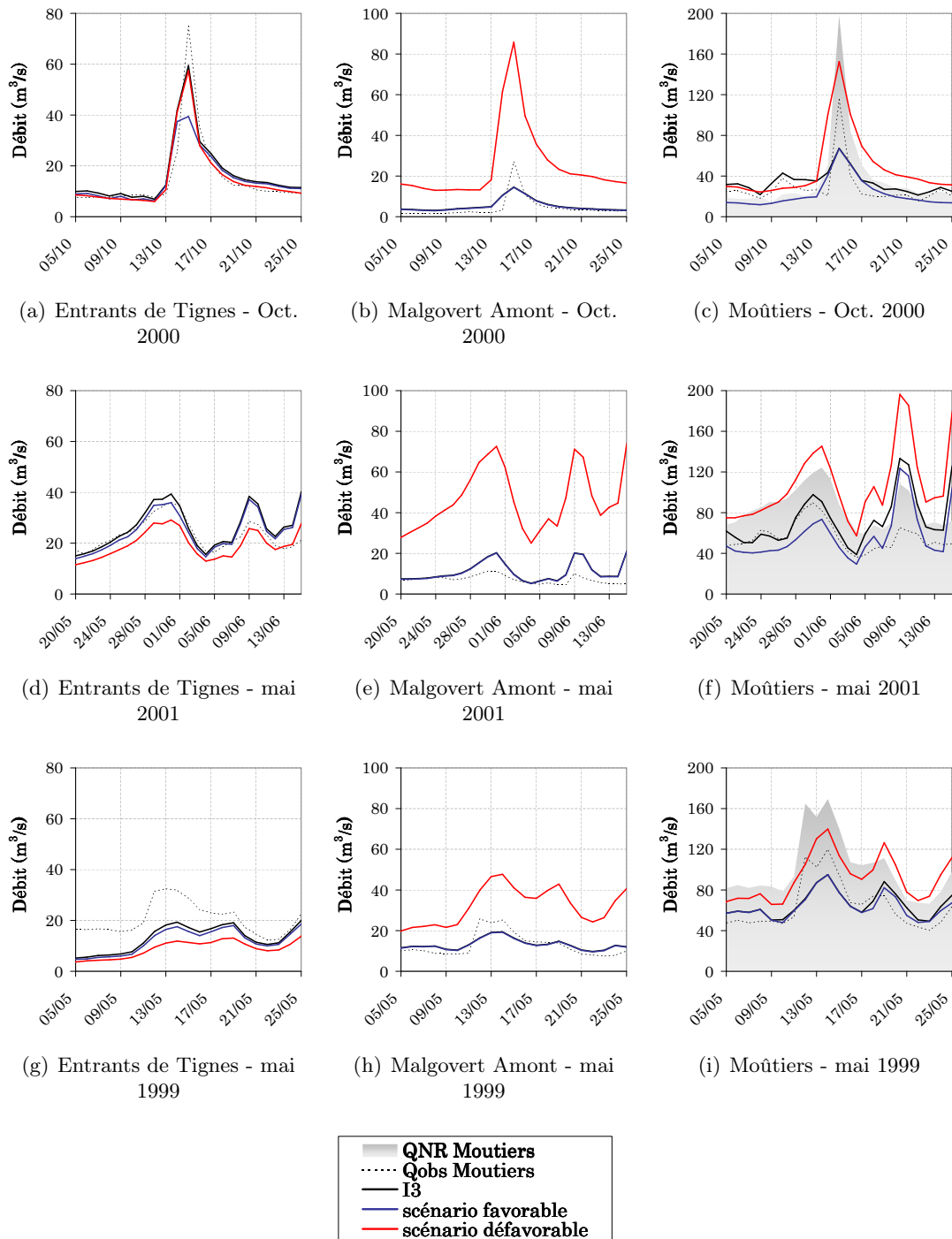


FIGURE 7.17 – Simulations de débits de crue en fonction de scénarii favorable/défavorable de gestion des aménagements. Scénario favorable : stockage dans Tignes et export des écoulements vers Roselend et St-Guérin ; scénario défavorable : aucun stockage dans Tignes et aucun export d'écoulement (tout passe à Moûtiers).

Néanmoins, si on se place dans des conditions défavorables d'écoulement vis-à-vis de la gestion des crues de notre bassin, on peut constater que cela a eu un effet plutôt positif sur les entrants de la retenue de Tignes, en ce sens où ces écoulements ont diminué significativement. Cela est dû au fait que les écoulements dérivés des sous-bassins qui contribuent normalement à l'alimentation de Tignes se soient propagés cette fois directement vers l'aval du barrage (sous-bassin du Clou-Nant Cruet et du Ponturin notamment). En revanche, à Malgovert Amont, cette situation défavorable a eu beaucoup plus d'impact sur les écoulements, quelque soit la crue : on note par exemple une augmentation de $70 \text{ m}^3/\text{s}$ du pic de la crue d'octobre 2000, et de plus forts débits pendant l'épisode de mai 2001, cette forte augmentation se traduisant non seulement par l'annulation du stockage des entrants de la retenue de Tignes mais également par celle du fonctionnement des prises qui exportent normalement une part des écoulements vers Roselend (situées sur le sous-bassin de Roselend1). Cela a engendré à Moûtiers également une augmentation significative des débits simulés, à laquelle ont également contribué les débits normalement dérivés vers la retenue de Roselend (ceux du sous-bassin Roselend2) et de Saint-Guérin (sous-bassin d'Ormente).

Le fait de s'être placé dans des conditions les plus défavorables d'écoulement, en considérant aucun stockage dans les retenues, ni aucune dérivation sur le bassin, a permis de constater que, pour ces 3 événements de crues, cela pouvait avoir un fort impact sur les écoulements à l'exutoire, en ce sens où ces derniers ont augmentés significativement (jusqu'à $85 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le cas de la crue d'octobre 2000). Cette situation, qui peut très bien se reproduire en conditions réelles de gestion des aménagements (colmatage des prises et aucun stockage dans Tignes), peut être alors délicate à gérer pour les prévisionnistes du SPC.

Concernant les simulations effectuées dans les conditions réelles d'écoulement, la prise en compte de l'ensemble de ces ouvrages permet donc au modèle de reproduire assez fidèlement les débits de crue observés pour l'Isère à Moûtiers. On constate donc l'importance de connaître les sortants de la retenue de Tignes, i.e. les débits turbinés des Brévières, dont l'intégration dans le modèle nous a permis de pouvoir générer des simulations à l'exutoire de bonne qualité.

Cependant, pour aller plus loin, nous avons souhaité tester si le fait de distinguer l'hydro-météorologie des hautreliefs, les sous-bassins amonts de chaque prise d'eau, pouvait améliorer la qualité de ces simulations.

7.5 Est-il important de considérer chaque prise individuelle plutôt qu'une prise équivalente ?

Les résultats des simulations naturelles ont montré que la discrétisation N3 permettait de représenter le mieux possible l'hydrométéorologie non influencée du bassin. Elle est basée sur la considération de prises équivalentes qui a pour avantage, en regroupant certaines prises (section 5.3), de pouvoir représenter dans le modèle le fonctionnement de plusieurs prises à travers une seule. Cela permet donc de donner davantage de souplesse à l'architecture du modèle. Mais nous

avons malgré tout souhaité tester si la prise en compte individuelle de la météorologie des hauts reliefs des sous-bassins en amont de chaque prise permettait de mieux représenter les débits simulés par le modèle. La question est donc de savoir si on arrive à mieux représenter les écoulements dérivés par les prises en distinguant la précipitation, la température et l'ETP pour les sous-bassins amonts de chaque prise, plutôt que de considérer une météorologie moyenne. En effet, en fonction de la température les cumuls de précipitations peuvent générer des quantités différentes d'écoulements à l'exutoire de chacun de ces sous-bassins, lesquels peuvent donc produire un débit spécifique différent, et donc un débit dérivé et déversé différent.

Bien évidemment cette représentation de la météorologie impose de modifier l'architecture précédente du modèle, de façon à considérer à présent la représentation I4 des aménagements (découpage à la figure 5.9 p.162) avec la représentation des forçages météorologiques correspondante à la discrétisation N5 du bassin (figure 5.10, p.164). Pour la suite, le modèle testé sera donc nommé N5I4. Lorsque nous comparerons la météorologie des sous-bassins correspondants, nous utiliserons seulement la notation N5.

Nous réalisons ce test de représentation des prises d'eau en premier uniquement sur deux zones du bassin (figure 7.18) : la première est assez conséquente et représentée par les sous-bassins de Roselend1 et Roselend2 dont les dérivés sont turbinés à la centrale des Saucés (au nord du bassin), la seconde par les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette dont les dérivés sont contrôlés aux Boisses (au centre du bassin).

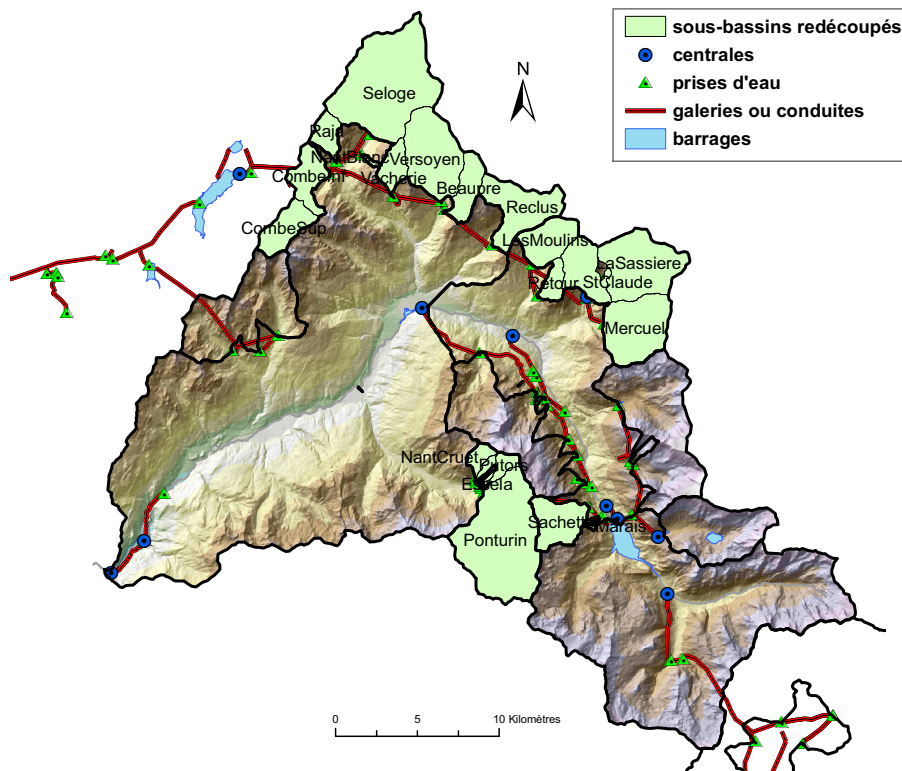


FIGURE 7.18 – Localisation des sous-bassins étudiés pour tester le modèle I4N5.

Avant de mettre en oeuvre le nouveau modèle N5I4, une étape préliminaire a consisté à analyser ces nouveaux forçages météorologiques, en les comparant avec ceux du découpage N3, de façon ensuite à pouvoir évaluer l'impact de leur représentation dans le modèle sur les simulations de débits.

7.5.1 Analyse de la météorologie des sous-bassins de la discrétisation N5

Concernant les nouveaux forçages de précipitation

Les figures 7.19 et 7.20 montrent, pour chaque sous-bassin du découpage N5 et en fonction du type d'estimation (EDF ou SAFRAN), les différences obtenues entre les valeurs issues de ce découpage et celles issues du découpage N3 (différence N5 - N3). Le tableau 7.4 rappelle les valeurs des cumuls annuels moyens sur la période 1997-2005 de précipitation de chaque bande des sous-bassins de Roselend 1, Roselend 2, Ponturin et Sachette que l'on avait obtenu concernant la discrétisation N3.

On peut observer que les différences obtenues avec les PEDF sont évidemment les plus importantes, en raison des plus forts cumuls qu'elles génèrent en général. Il est important aussi de constater que les nouveaux forçages qu'elles produisent semblent, par rapport à ceux du découpage N3, globalement plus hétérogènes que ceux obtenus avec les PSAFRAN, notamment

Sous-bassin	Bande	PEDF (mm/an)	PSAFRAN (mm/an)
Roselend 1	1800	1467	1152
	2100	1584	1230
	2400	1707	1296
	2700	1941	1383
	3000	2273	1422
	3300	2604	1463
Roselend 2	1800	1979	1719
	2100	1948	1713
	2400	2058	1815
	2700	2162	1932
	3000	2267	2056
	3300	2372	2183
Ponturin	1800	1240	1111
	2100	1357	1221
	2400	1473	1327
	2700	1556	1307
	3000	1603	1435
	3300	1696	1566
Sachette	1800	1790	1697
	1800	1526	1061
	2100	1555	1152
	2400	1583	1243
	2700	1654	1329
	3000	1728	1415
	3300	1798	1501
	3600	1869	1588

TABLEAU 7.4 – Cumul annuel moyen (sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005) de précipitation sur les bandes des sous-bassins de Roselend 1, Roselend2, Ponturin et de la Sachette (issus de la discrétisation N3).

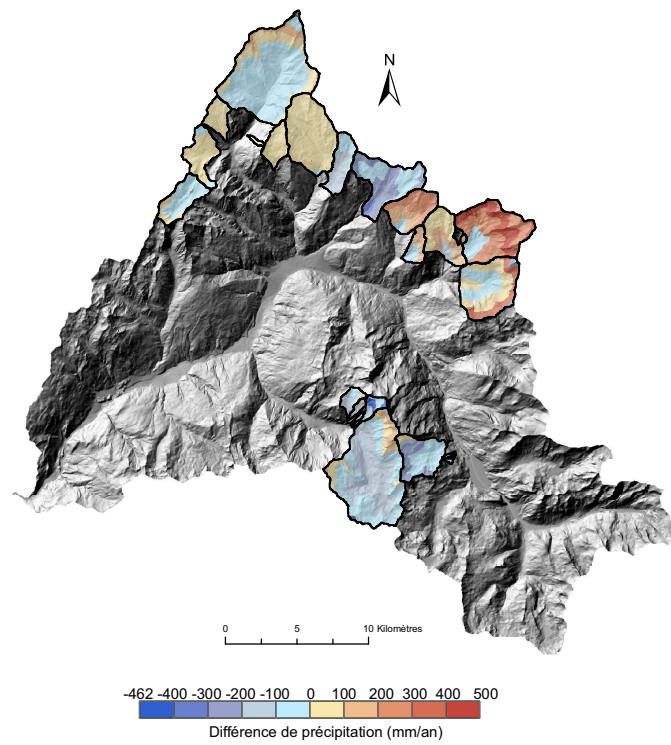


FIGURE 7.19 – Différence des cumuls annuels moyens de précipitation estimés avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

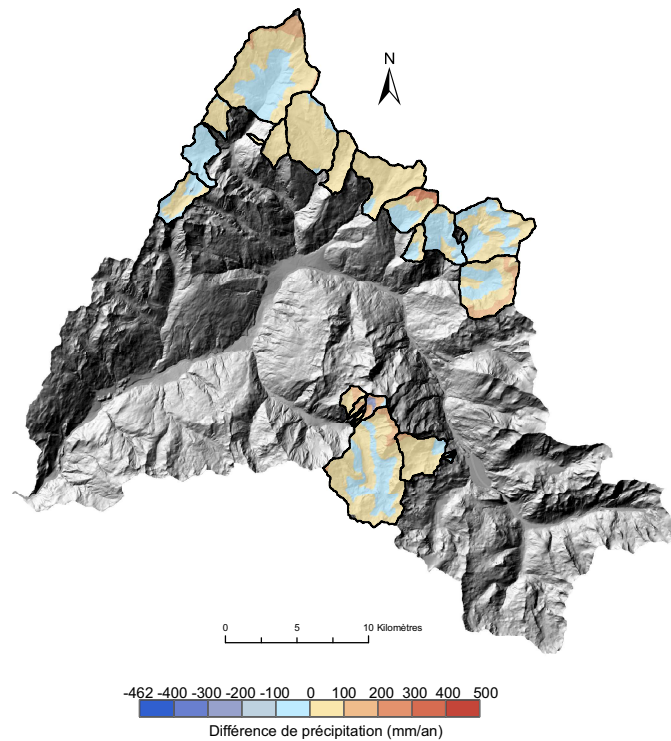


FIGURE 7.20 – Différence des cumuls annuels moyens de précipitation estimés avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

concernant le découpage du sous-bassin de Roselend2 : on obtient des cumuls plus faibles selon les PEDF sur le sous-bassin de Seloge, plus forts sur celui du Versoyen et à nouveau plus faibles sur celui du Reclus (figures 7.19 et 7.20). Cette faible variabilité des PSAFRAN (de quelques % en général) est due à la considération des zones "Symposium" au sein desquelles la précipitation est considérée comme homogène sur une même bande d'altitude. On obtient donc des différences relatives, qu'on considère ici comme étant le rapport de la différence des cumuls (N5-N3) sur la valeur du cumul de N3. Elles varient, selon les bandes, pour les valeurs les plus extrêmes selon les PEDF de -26% à +13% pour la zone du Ponturin et de la Sachette, et de -39% à +16% pour la zone de Roselend1 et 2, alors que selon les PSAFRAN elles varient de -7% à +21% et de -19% à +26% respectivement.

Mais en général, on constate malgré tout de faibles variabilités des cumuls annuels de précipitation sur les sous-bassins du découpage N5, avec une grande partie des différences comprises entre 0% et 5%, avec très localement de plus grandes différences (celles précisées ci-dessus). La répartition spatiale des PEDF semblent être également un peu plus hétérogène sur les sous-bassins de Roselend 2.

Concernant les épisodes de crue d'Octobre 2000 et de mai 1999 (tableau 7.5, figures 7.21-7.22 et figures 7.23-7.24 respectivement), on a également évalué les différences obtenues entre N5 et N3 (différence N5-N3) mais cette fois en s'intéressant à la précipitation cumulée sur l'événement.

Sous-bassin	Bande	11 au 14 mai 1999		du 13 au 15 octobre 2000	
		<i>PEDF (mm)</i>	<i>PSAFRAN (mm)</i>	<i>PEDF (mm)</i>	<i>PSAFRAN (mm)</i>
Roselend 1	1800	60	53	99	108
	2100	65	57	113	115
	2400	70	60	130	122
	2700	77	64	147	130
	3000	81	66	194	134
	3300	85	68	241	138
Roselend 2	1800	86	83	87	57
	2100	84	83	102	60
	2400	89	88	111	62
	2700	92	94	125	64
	3000	96	100	139	68
	3300	99	106	153	72
Ponturin	1800	65	51	136	104
	2100	65	56	193	114
	2400	66	61	250	125
	2700	65	61	294	123
	3000	64	67	308	135
	3300	67	70	339	148
Sachette	1800	79	57	253	117
	2100	77	53	268	117
	2400	75	57	283	122
	2700	73	62	314	125
	3000	71	60	360	135
	3300	69	57	390	150
	3600	67	54	421	165

TABLEAU 7.5 – Cumuls de précipitation pour les épisodes de mai 1999 et d'octobre 2000 sur les bandes des sous-bassins de Roselend 1, Roselend2, Ponturin et de la Sachette (issus de la discrétisation N3).

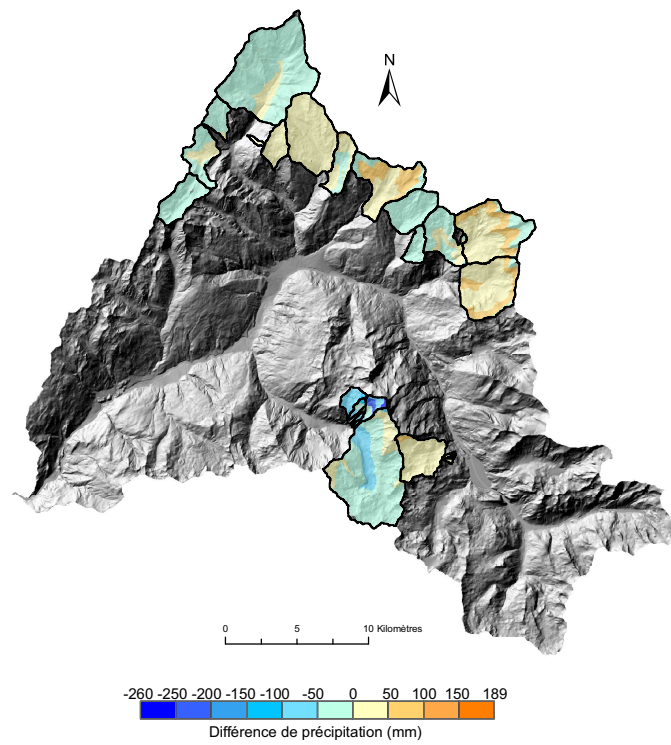


FIGURE 7.21 – Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode d'octobre 2000 avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 - N3).

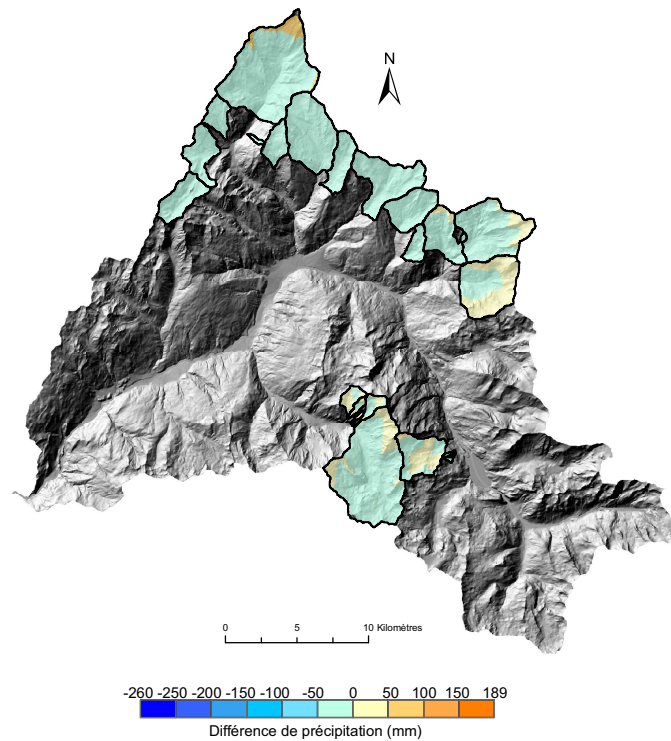


FIGURE 7.22 – Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode d'octobre 2000 avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

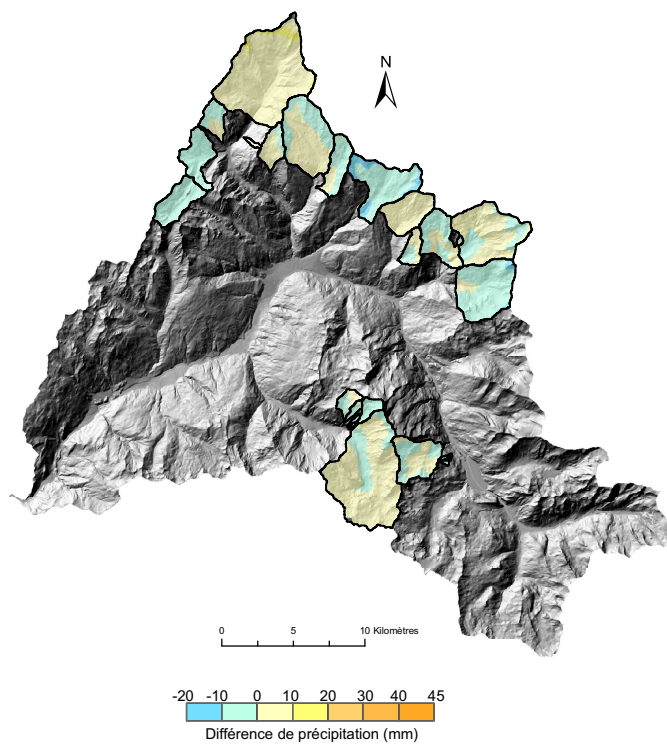


FIGURE 7.23 – Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode de mai 1999 avec les réanalyses EDF sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

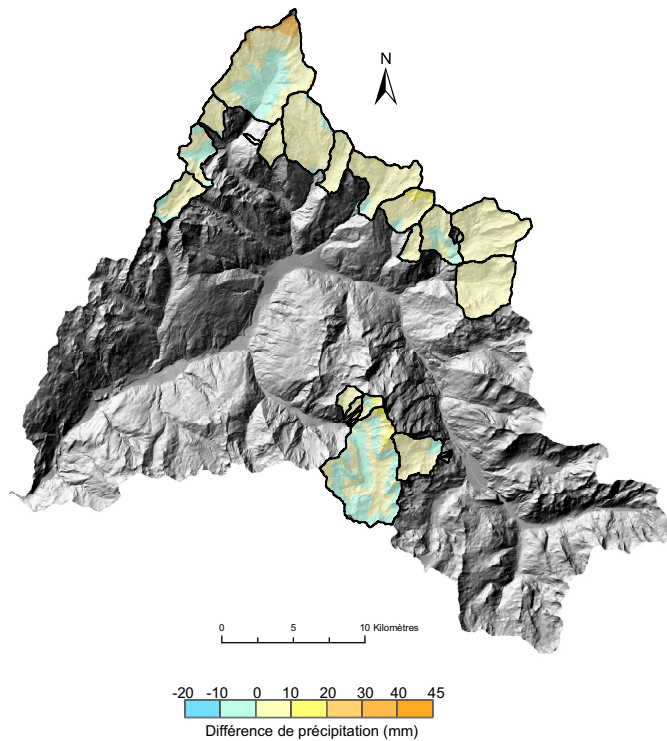


FIGURE 7.24 – Différence des cumuls de précipitation estimés pour l'épisode de mai 1999 avec les réanalyses SAFRAN sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

Concernant celui d'octobre 2000, les différences relatives extrêmes (minimale et maximale) obtenues pour une même bande entre les forçages issus de N5 et de N3 sont selon les PEDF de -60% et +24% pour la zone du Ponturin et de la Sachette, et de -39% et +25% pour la zone de Roselend1 et 2, alors que selon les PSAFRAN elles sont égales à -27% et +68%, et à -19% et +10% respectivement. En général on obtient de plus grandes différences en absolue, souvent comprises cette fois entre -20% et -10% et entre 10% et 20% pour les PEDF, et entre -15% et -5% et entre 5% et 10% pour les PSAFRAN. En général les plus grandes différences se concentrent sur les sous-bassins du Retour, des Moulins, du Reclus, de Combe Inférieure et Combe Supérieure (zone de Roselend 1 et 2), et en plus sur le Ponturin pour les PEDF.

Concernant l'épisode de mai 1999, les valeurs extrêmes de différences relatives sont selon les PEDF de -24% et +24% pour la zone du Ponturin et de la Sachette, et de -14% et +31% pour la zone de Roselend1 et 2, et selon les PSAFRAN elles sont égales à -20% à +42% et à -27% et +68% respectivement. Pour cet épisode, les différences se concentrent surtout sur les sous-bassins des Moulins, du Reclus et de Seloge (zone de Roselend 1 et 2), et comme précédemment également sur le Ponturin pour les PEDF. Les différences obtenues avec les PSAFRAN sont un peu plus élevées que celles d'octobre 2000.

En général, on retrouve donc pour ces deux épisodes de crue cette hétérogénéité un peu plus forte obtenue avec les PEDF par rapport aux PSAFRAN sur les sous-bassins de Roselend1 et Roselend2, mais avec des différences relatives un peu plus élevées (plutôt de l'ordre de 10% globalement) entre les découpages N5 et N3.

Concernant les nouveaux forçages de température

Concernant les nouveaux forçages de température, le tableau 7.6 indiquent les valeurs de températures moyennes annuelles de chaque bande des sous-bassins de Roselend1, Roselend2, Ponturin et Sachette que l'on avait obtenu concernant la discrétisation N3. La figure 7.25 montre pour chaque sous-bassin du découpage N5 les différences obtenues entre les valeurs issues de ce découpage et celles issues du découpage N3 (différence N5 - N3).

On constate que la considération du découpage N5 permet d'obtenir par rapport à celle de N3 un forçage de température moyen annuel un peu plus hétérogène pour les sous-bassins de la zone de Roselend1, pour laquelle on obtient avec la discrétisation N5 des valeurs légèrement plus faibles (-0.3°C) sur les sous-bassins de Mercuel et la Sassièrre, mais légèrement plus fortes (+0.1°C) sur ceux de Saint-Claude, du Retour et des Moulins. En moyenne on note très peu de différence concernant la zone du sous-bassin de Roselend2 (écarts de l'ordre de -0.1°C). On obtient de plus grandes différences concernant la zone du Ponturin et de la Sachette, avec des écarts maximaux pour les sous-bassins de la zone du Ponturin : environ 1°C pour le sous-bassin du Marais, 1.2°C pour le sous-bassin du Ponturin et en moyenne 3°C pour les petits sous-bassins du Nant-Cruet, Putors et Essela. Cette dernière différence est due probablement à une considération plus importante des observations aux stations situées vers le nord du bassin, notamment de celle de Bourg-Saint-Maurice, au détriment de celles des stations de Tignes et de Val d'Isère (localisée au sud).

Sous-bassin	Bande	Moyenne annuelle (°C)	13/05/1999 (°C)	14/10/2000 (°C)	30/05/2001 (°C)
Roselend 1	1800	3.9	10.3	6.9	14.1
	2100	2.7	9.1	5.8	12.7
	2400	1.3	7.7	4.3	11.3
	2700	-0.1	6.3	3.0	9.8
	3000	-1.6	4.8	1.5	8.3
	3300	-3.1	3.3	0.0	6.9
Roselend 2	1800	4.1	10.1	6.3	14.3
	2100	2.8	8.8	5.1	12.8
	2400	1.4	7.4	3.7	11.5
	2700	0.1	6.1	2.3	10.1
	3000	-1.4	4.6	0.9	8.7
	3300	-3.0	3.2	-0.5	7.3
Ponturin	2100	0.9	8.2	6.2	11.3
	2400	-0.3	6.8	4.7	10.1
	2700	-1.8	5.5	3.5	8.6
	3000	-3.4	4.0	2.0	7.0
	3300	-5.0	2.5	0.5	5.4
	3600	-6.4	0.9	-1.1	3.9
Sachette	2100	2.2	8.1	6.4	11.4
	2400	0.8	6.8	5.0	10.1
	2700	-0.4	5.5	3.8	8.8
	3000	-1.9	4.2	2.5	7.5
	3300	-3.3	2.9	1.2	6.1

TABLEAU 7.6 – Températures moyennes annuelles (1997-2005) pour les 3 jours de crue sur chaque bande des sous-bassins (disrétisation N3).

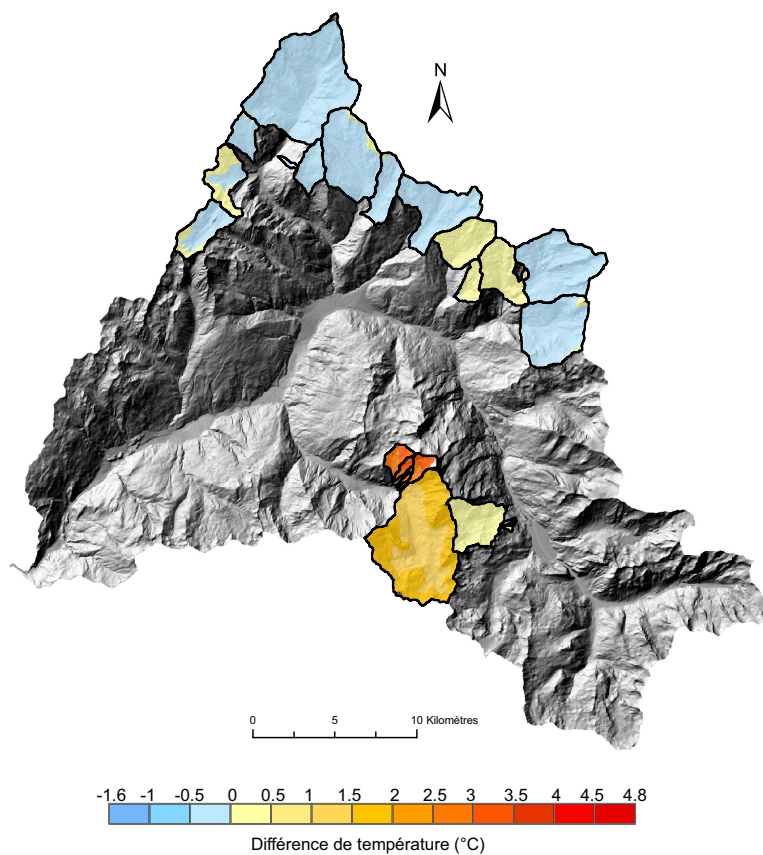


FIGURE 7.25 – Différence des températures moyennes annuelles (estimation IDW) sur les bandes des sous-bassins entre les découpages (N5 -N3).

Concernant les différences de températures obtenues pendant les épisodes de crue (journées des 14/10/2000, 30/05/2001 et 13/05/1999), la figure 7.26 montre que globalement le découpage N5 n'a pas généré d'hétérogénéités significatives. On obtient malgré tout des différences contrastées en fonction de l'épisode : pour le 14 octobre 2000 on obtient des températures légèrement plus froides sur les deux zones, avec des écarts d'environ -0.1°C pour Roselend2, -1.1°C pour Roselend 1 et -3°C en général sur la zone du Ponturin.

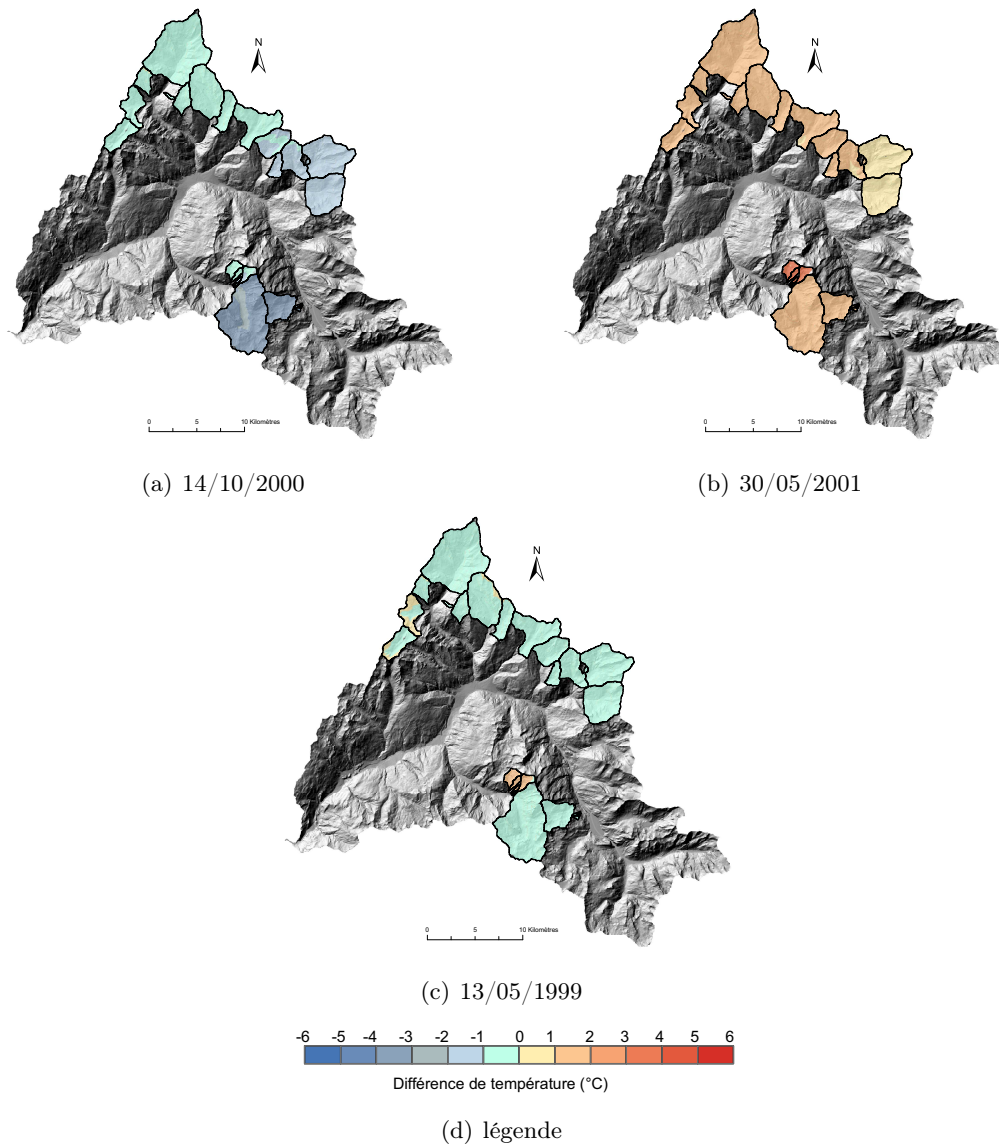


FIGURE 7.26 – Différence de températures (estimation IDW) entre les sous-bassins des découpages N5 et N3 pour les 3 jours de crue (différence N5 - N3)

A l'inverse, on obtient des températures plus chaudes pour le 30 mai 2001, avec des écarts d'environ 0.3°C sur Roselend1 et 1.5°C sur Roselend2 et le Ponturin. Enfin, très peu d'écarts sont observés pour le 13 mai 1999 pour lequel on obtient de plus faibles températures en général (différence d'environ -0.1°C).

En résumé, nous obtenons donc de petites différences mais non systématiques dans les nouveaux forçages météorologiques, surtout en ce qui concerne celui des précipitations mais également, au niveau de la zone du Ponturin, pour celui des températures. Nous avons également constaté des divergences entre les deux réanalyses de précipitation, dont nous pouvons à présent analyser l'impact sur les simulations de débit.

7.5.2 Mise en oeuvre du modèle N5I4

On présente en annexe aux figures X.3 et X.4 la vue de premier niveau des modèles obtenus pour la zone du Ponturin et de la Sachette, ainsi que pour celle de Roselend1 et Roselend2 respectivement. On rappelle que ce premier niveau permet d'obtenir une vue globale sur l'ensemble de l'architecture du modèle : chaque sous-bassin y est représenté, mais également chaque prise d'eau, barrage, etc... Le second niveau correspond à la vue sur l'architecture interne de chacun de ses éléments, elle permet notamment d'observer les bandes d'altitude des sous-bassins, etc..

L'intégration dans le modèle de ces nouveaux forçages météorologiques imposent de recalibrer le modèle car il est fort probable qu'un non-recalage générerait des performances plus faibles que celle obtenue avec la discrétisation N3. On peut donc réaliser ce calage en se basant nécessairement sur les observations de débits observés, notamment ceux des Boisses qui contrôlent les dérivés du Ponturin et de la Sachette, ainsi que ceux de la centrale des Sauces auxquels on soustrait les dérivés de la prise des Sauces (section 3.3) pour obtenir une estimation des débits dérivés vers la retenue de Roselend.

Cela engendre donc, pour pouvoir comparer au final les résultats obtenus avec les deux discrétisations N3 et N5 et que toutes choses soient égales par ailleurs, de ré-optimiser également le modèle lié à la discrétisation N3 sur les observations. On va donc suivre les étapes de modélisation suivantes :

- 1 : Recalage du modèle N3(I3) sur les observations ;
- 2 : Calage du modèle N5I4 sur les observations ;
- 3 : Comparaison des simulations de débits obtenues entre les modèles N3I3 et N5I4, par rapport aux observations ;
- 4 : Conclusion

Le calage des modèles a été réalisé comme précédemment selon la procédure décrite en section 5.5, sur la période du 01/08/1999 au 31/07/2003, et celle de validation du 01/08/1997 au 31/07/1999 et du 01/08/2003 au 31/07/2005.

7.5.3 Résultats des simulations du modèle N5I4

Impact sur le régime moyen des écoulements

On présente au tableau 7.7 les valeurs des paramètres obtenus des modèles issus des deux discrétisations N3 et N5 (modèles N3I3 et N5I4). On présente également aux tableaux 7.8 et 7.9 les valeurs de critère de Nash et de Volume obtenus sur toute la période pour les zones du Ponturin et de la Sachette, et de Roselend1 et Roselend2 respectivement. Ces deux tableaux distinguent pour N3I3 les résultats obtenus avant recalage (avec le calage basé sur les QNR) et après recalage sur les observations.

Globalement, on peut observer que les PSAFRAN ont généré en général de meilleures performances, en raison d'une meilleure représentativité des volumes d'écoulement.

N3I3 (recalage sur les observations)	ROSELEND 1	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	3.6	4	1	1	1.8	0.00007	0.07
	<i>PSAFRAN</i>	3.8	4	1	1	1	0.0001	1
	ROSELEND 2	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	3.5	4	1	1	0.8	0.00012	1
	<i>PSAFRAN</i>	2.8	4	1	1	1	0.0001	0.2
PONTURIN	PONTURIN	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	4.6	4	1	1	0.6	0.0001	0.1
	<i>PSAFRAN</i>	4	3	1	1	1	0.0001	5
	LA SACHETTE	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	4.5	4	1	1	1	0.0001	0.08
	<i>PSAFRAN</i>	4.6	3	1	1	1	0.0001	0.3
N5I4 (calage sur les observations)	ROSELEND 1	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	3.6	4	1	1	1.5	0.00007	0.07
	<i>PSAFRAN</i>	3.8	4	1	1	1	0.0001	1
	ROSELEND 2	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	3.5	4	1	1	0.8	0.00012	0.1
	<i>PSAFRAN</i>	2.6	4	1	1	1	0.0001	0.2
	PONTURIN	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>
		(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)
	<i>PEDF</i>	4	3	1	1	1	0.0001	2
	<i>PSAFRAN</i>	4.3	3	1	1	1	0.0001	5
LA SACHETTE	<i>An</i>	<i>Agl</i>	<i>Kn</i>	<i>Kgl</i>	<i>hmax</i>	<i>K</i>	<i>Krui</i>	
	(mm/°C/j)		(s ⁻¹)		(m)	(s ⁻¹)	(m ^{1/3} /s)	
<i>PEDF</i>	4.6	3	1	1	1	0.0001	0.3	
<i>PSAFRAN</i>	4.9	3	1	1	1	0.0001	0.3	

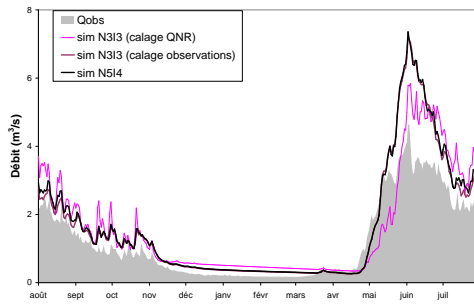
TABLEAU 7.7 – Valeurs obtenues des paramètres de calage des modèles N3I3 et N5I4 pour les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette, ainsi que ceux de Roselend 1 et 2.

Modèle	Nash		Volume	
	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>
N3I3 (avant recalage)	0.33	0.64	1.31	1.19
N3I3 (après recalage)	0.40	0.70	1.17	1.01
N5I4	0.38	0.73	1.20	0.99

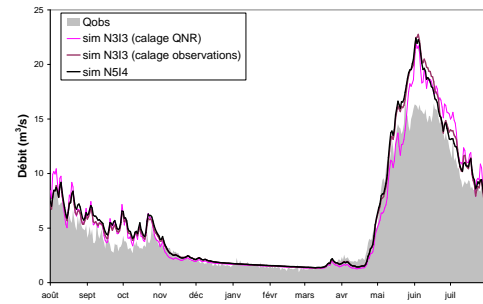
TABLEAU 7.8 – Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle N3I3 et N5I4 concernant les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette (Point de contrôle : les Boisses).

Modèle	Nash		Volume	
	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>	<i>PEDF</i>	<i>PSAFRAN</i>
N3I3 (avant recalage)	0.70	0.77	1.23	1.05
N3I3 (après recalage)	0.73	0.81	1.08	0.85
N5I4	0.75	0.78	1.08	0.83

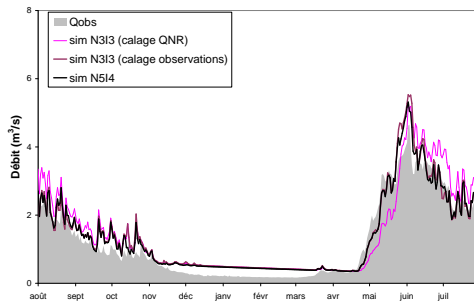
TABLEAU 7.9 – Critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du modèle N3I3 et N5I4 concernant les sous-bassins de Roselend 1 et Roselend 2 (Point de contrôle : turbinés des Saucés - dérivés des Saucés).



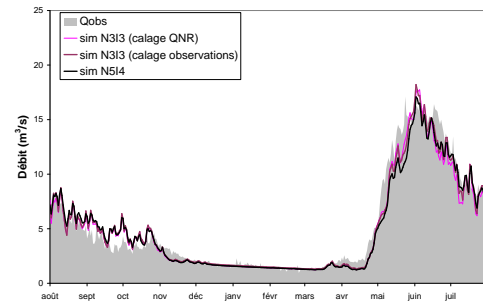
(a) Les Boisses - PEDF



(b) Export vers Roselend - PEDF



(c) Les Boisses - PSAFRAN



(d) Export vers Roselend - PSAFRAN

FIGURE 7.27 – Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 : débits simulés aux Boisses (à gauche) et débits simulés concernant l'export vers la retenue de Roselend (à droite). Débits moyens inter-annuels.

Tout d'abord, on constate que le recalage de N3I3 sur les observations a permis d'améliorer sensiblement la reproduction des débits observés, cela se traduisant d'une part par une augmentation des scores de Nash (tableaux 7.8 et 7.9), et également par une meilleure comparaison avec les observations, comme le montre les débits moyens interannuels (figure 7.27). Cette différence

est plus marquée au point de contrôle des Boisses, pour lequel on note notamment une forte augmentation du facteur de fonte (tableau 6.5 p.222 pour les paramètres du modèle N3I3 calés sur les QNR, et tableau 7.7 pour les paramètres issus du recalage), probablement pour corriger une sous-estimation du forçage des températures.

On obtient par ailleurs des résultats contrastés en passant du modèle N3I3 à N5I4, dans la mesure où pour la zone des Boisses, les PEDF ont généré une performance un peu plus faible, avec un volume d'écoulement simulé plus élevé, contrairement aux PSAFRAN qui ont produit de meilleures performances avec un volume d'écoulement un peu plus faible.

Si on s'intéresse à présent à la zone de Roselend, on constate effectivement le contraire, en ce sens où le modèle N5I4 a généré avec les PEDF une augmentation de la performance du modèle, avec un volume d'écoulement qui est resté stable. Il est probable que ce résultat reflète ceux de l'analyse précédente en ce sens où l'on avait constaté que cette dernière discrétisation permettait d'obtenir une hétérogénéité légèrement plus élevée dans les cumuls annuels moyens des nouveaux forçages de précipitation EDF.

Même si les critères de performances montrent de petites différences entre les résultats obtenus entre N5I4 et N3I3, qui malgré tout nous permettent pas d'en tirer des conclusions, on peut constater à la figure 7.27 que la considération de la météorologie des sous-bassins amonts des prises n'a pas ou pratiquement pas influencé les débits simulés, en tout cas à l'échelle moyenne inter-annuelle. On observe ça et là de légères différences mais qui se compensent globalement : si on prend l'exemple des résultats de Roselend, quelque soit le type de forçage de précipitation, on constate que même si le modèle est capable de moins sous-estimer les écoulements de récessions de l'onde de fonte (autour du mois d'août), en revanche il génère une plus mauvaise reproduction des débits vers le mois de septembre. Donc en général on ne note aucune amélioration significative.

Par ailleurs, on peut remarquer que même si les différences sont relativement assez faibles entre les résultats de N3I3 et N5I4, elles sont légèrement plus élevées concernant les débits simulés pour la zone de Roselend que celles obtenues pour la zone du Ponturin et de la Sachette, la surface de cette première zone étant beaucoup plus grande et son découpage beaucoup plus fin.

Impact en régime de crue

En ce qui concerne les régimes de crue simulés aux Boisses, on n'observe presque aucune différence entre les simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4, quelque soit l'épisode, mis à part une diminution notable des écoulements générée avec les PSAFRAN pour celui d'Octobre 2000 (figure 7.28, première ligne). Le modèle N5I4 a permis certes de ne plus simuler ce pic de crue avec un jour d'avance (résultat obtenu avec N3I3), mais a produit en revanche un déficit significatif du volume d'écoulement. Cela est dû d'une part à une prise en compte de températures significativement plus faibles pour cet épisode par rapport à la discrétisation N3 (première ligne à la figure 7.26), qui aurait généré une part plus importante de précipitations solides, et dans une moindre mesure d'un plus faible cumul de précipitations (figure 7.22).

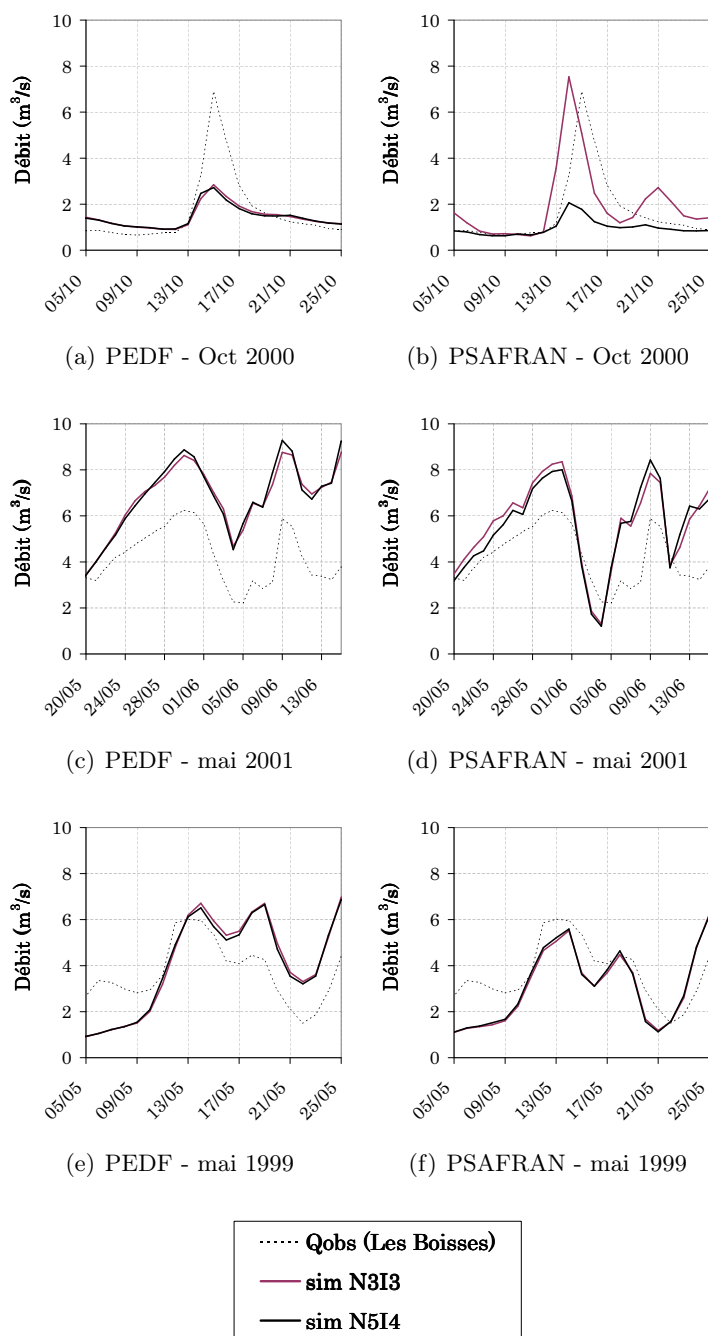


FIGURE 7.28 – Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 au point de contrôle des Boisses (sous-bassins du Ponturin et de la Sachette). Période de crue.

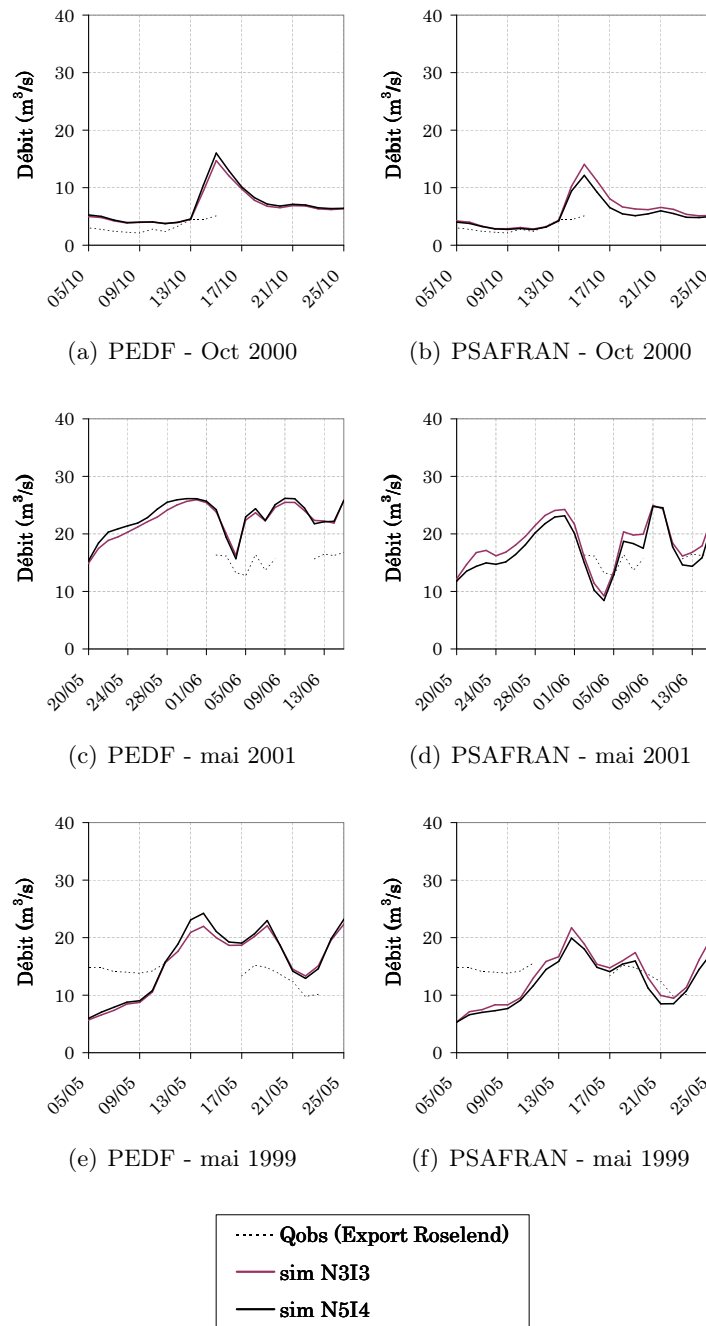


FIGURE 7.29 – Comparaison des simulations obtenues avec les modèles N3I3 et N5I4 concernant l’export des écoulements vers la centrale des Saucés (sous-bassins Roselend 1 et Roselend 2). Période de crue.

Enfin, il n'a généré aucune modification significative des écoulements de crue simulés concernant l'export vers la retenue de Roselend (figure 7.29).

En résumé, concernant les zones de Roselend et du Ponturin, même si on note de légères augmentations de la performance du modèle, qui malgré tout ne sont pas systématiques, la prise en compte de la météorologie des hauts-reliefs des sous-bassins amonts de chaque prise n'a pas permis significativement de mieux reproduire les débits dérivés, que cela concerne visiblement les régimes moyens ou de crue simulés.

On suppose que, comme on l'avait constaté dans l'analyse préliminaire de cette section, la structure spatiale des forçages de précipitation et de température issue du découpage N5 ne soit pas assez différente de celle liée aux forçages du découpage N3. Ces faibles écarts de températures et de précipitation n'ont pas permis de générer des dynamiques très différentes d'écoulements à l'exutoire de chacun des sous-bassins de N5, et ni donc de produire des débits dérivés différents.

Ces faibles différences dans les forçages sont très probablement dus à la faible densité du réseau de stations dans les zones testées, qui ne permet pas d'y obtenir une représentation spatiale complète de la variabilité météorologique.

Cette analyse de sensibilité démontre donc que, au pas de temps journalier, la considération de la prise équivalente aboutit à des simulations de débits très similaires à celles qu'on obtient en prenant en compte chaque prise de manière individuelle. Par conséquent, on décide de conserver la discrétisation N3 du bassin en reconsidérant bien évidemment le calage basé sur les QNR.

7.6 Synthèse du chapitre

Après avoir déterminé la discrétisation spatiale capable de représenter de façon optimale l'hydrométéorologie naturelle du bassin (discrétisation N3, chapitre 6), nous avons présenté dans ce chapitre les résultats de l'intégration des ouvrages hydroélectriques dans le modèle hydrologique, dont le but était de pouvoir simuler les débits réels influencés de l'Isère à l'exutoire.

Le système hydroélectrique, qui s'étend sur l'ensemble du bassin, est assez complexe du fait de tous les transferts qu'il réalise. De ce fait, nous avons décidé de mener ce travail étape par étape.

Dans un premier temps, une première comparaison des débits simulés en conditions naturelles et des débits observés a permis de donner une idée de la performance du modèle à reproduire les débits observés. Le constat a été clair : le modèle, sans intégrer les ouvrages, n'arrive absolument pas à reproduire la dynamique d'écoulement observé à Malgovert Amont et à Moûtiers, et compte-tenu des exports importants, produit d'importantes surestimations.

Dans un second temps, on a commencé par introduire dans le modèle les ouvrages liés seulement à l'aménagement de la retenue de Tignes et à ses variations de niveau. La représentation de tous les organes d'apport d'écoulement à la retenue a permis de générer des simulations satisfaisantes pour reproduire les débits à l'entrée de Tignes, notamment celles obtenues avec les PEDF

(figure 7.31), qui corroborent les résultats des simulations réalisées dans les conditions naturelles d'écoulement. L'intégration du forçage des turbines des Brévières dans le modèle, principale sortie de la retenue, a permis de considérer les lâchers du barrage durant l'hiver et également le stockage des écoulements de fonte printaniers, ce qui a généré à l'exutoire une bien meilleure dynamique, en phase avec celle des débits observés, et également concernant la période de fonte, pendant laquelle les sortants du barrage représentent une faible part des écoulements. L'aménagement de Tignes a permis clairement d'obtenir pour les 3 crues étudiées une meilleure représentation de la dynamique des écoulements entrants de la retenue, avec des pointes beaucoup plus marquées. Cependant, le modèle en général n'est pas arrivé à reproduire fidèlement les débits observés à l'exutoire en raison d'un volume d'écoulement encore excédentaire quelque soit le forçage de précipitation, comme le montre la figure 7.30. Par ailleurs, cette première phase d'intégration des ouvrages a également permis de valider le modèle sur d'autres zones du bassin, notamment pour celles des sous-bassins du Ponturin et du Nant-Cruet, pour lesquelles on pressent une mauvaise estimation du forçage des températures.

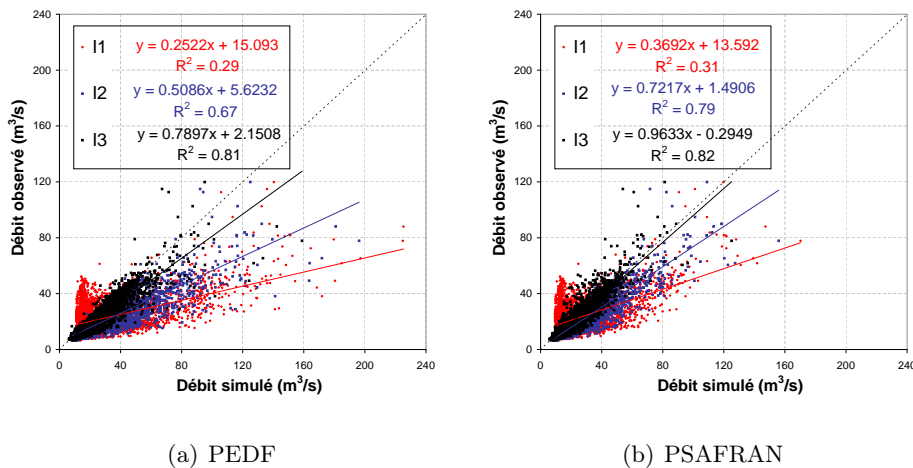


FIGURE 7.30 – Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Corrélation entre débits simulés et observés de l'Isère à Moûtiers.

Dans un troisième temps, on a enfin intégré les autres ouvrages, notamment les organes de dérivation des écoulements vers l'usine de Malgovert, mais aussi ceux qui exportent les écoulements vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin. A Malgovert Amont, la prise en compte de l'aménagement de Malgovert a permis d'obtenir cette fois des performances du modèle presque acceptables, notamment celles obtenues avec les PSAFRAN, en raison d'une meilleure représentation des volumes d'écoulement. Cela a traduit le fait qu'en général le modèle est capable de représenter convenablement l'hydrométéorologie du sous-bassin de Malgovert ainsi que le fonctionnement du barrage-prise des Brévières.

Cependant, quelques incertitudes demeurent quant à la surestimation par le modèle des débits turbinés de la centrale de Malgovert (à l'échelle moyenne inter-annuelle), pour laquelle on suppose que les dérivés n'ont pas été turbinés mais rejetés directement dans l'Isère sans être comptabilisés.

Finalement cette seconde vague d'intégration des aménagements a permis au modèle de reproduire assez fidèlement les débits à l'exutoire du bassin, dans le sens où la considération des

exports vers Roselend et Saint-Guérin lui a permis de réduire considérablement les surestimations des volumes d'écoulement notamment pendant la période de fonte (figure 7.31) (Claude *et al.* 2010).

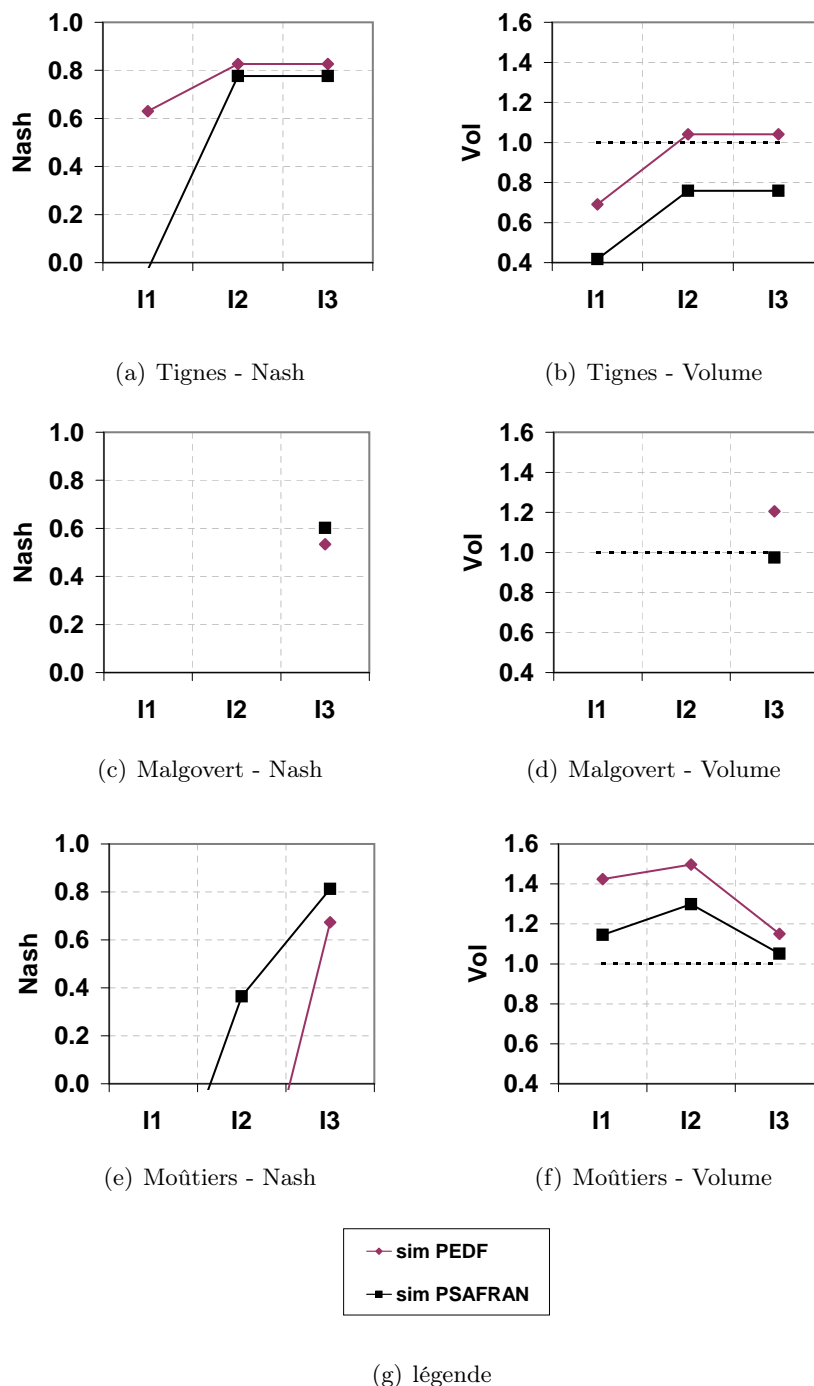


FIGURE 7.31 – Evolution des critères de Nash et de Volume obtenus pour les simulations du débit de l'Isère à l'entrée de Tignes (première ligne), à Malgovert Amont (seconde ligne) et à Moûtiers (dernière ligne), en fonction de la représentation des ouvrages dans le modèle.

Nous avons constaté cependant qu'un probable colmatage des prises qui dérivent les écoulements vers Roselend pourrait être à l'origine de la sous-estimation des débits de crue d'Octobre

2000 à Malgovert Amont, et que cela ait généré également une sous-estimation des écoulements observés à l'exutoire du bassin.

En général, on retrouve quelque soit le forçage de précipitation une qualité de simulation des débits observés très dépendante de celle obtenue en conditions naturelles, dans la mesure où le modèle n'arrive pas toujours à boucler le bilan hydrologique (débits parfois surestimés, parfois sous-estimés). Cela montre la difficulté à représenter les précipitations et leur variabilité spatiale en entrée du modèle.

La prise en compte de l'ensemble de ces ouvrages permet au modèle de reproduire assez fidèlement les débits observés de l'Isère à Moûtiers, ce qui permet par ailleurs de valider la méthode de représentation des prises d'eau dans le modèle.

Enfin nous avons constaté, concernant les zones des sous-bassins de Roselend et du Ponturin, que la prise en compte de la météorologie des hauts-reliefs des sous-bassins amont de chaque prise n'a pas permis significativement de mieux reproduire les débits dérivés, que cela concerne les régimes moyens ou de crue simulés. On suppose que cela est dû à la faible densité du réseau de stations installées sur le bassin qui ne permet pas d'obtenir une meilleure représentativité spatiale de la variabilité météorologique que celle de la discrétisation N3. Cependant, les résultats de cette modélisation ont permis de montrer qu'il y avait probablement un intérêt à recalibrer le modèle sur les données de débits observés disponibles.

Synthèse de la troisième partie

Le but de cette troisième partie était de mettre en oeuvre un modèle capable de reproduire le plus fidèlement possible les débits observés de l'Isère à Moûtiers, connaissant les spécificités particulières de notre zone d'étude.

Ce travail s'est donc déroulé en deux étapes.

Tout d'abord, dans la première étape, une étude préliminaire a consisté à évaluer l'incertitude liée à l'estimation de la précipitation sur notre bassin, avec les données disponibles, i.e. la méthode IDW et les deux réanalyses EDF et SAFRAN. Elle a permis de constater que cette incertitude est très grande et peut atteindre 70% sur les forts cumuls journaliers, avec des différences locales pouvant atteindre 120%. Cette analyse a été nécessaire pour comprendre ensuite l'impact de la représentation de ces forçages sur les sorties des modèles.

L'effet de cette incertitude et de la représentation des forçages météorologiques (température et ETP en plus) sur les simulations a montré que, la discrétisation N3, qui considère au total 11 sous-bassins, est optimale pour pouvoir représenter le mieux possible l'hydrométéorologie du bassin, puisqu'elle a généré une plus faible incertitude dans les simulations de débits en moyenne et permettait d'avoir le plus souvent une meilleure représentation des débits de crue. En plus de considérer le sous-bassin de Tignes, elles considèrent également les hauts-reliefs du bassin, ce qui lui permet de produire des quantités de volume d'écoulement à l'exutoire plus proches de celles des QNR, par rapport à celles obtenues avec les autres discrétisations.

En outre, le modèle simule un bilan hydrologique non équilibré, avec selon le forçage de précipitation testé en entrée des débits simulés surestimés, ou au contraire sous-estimés. En revanche, même si le forçage de précipitation estimé avec la méthode IDW permet en moyenne d'apporter le bon volume de précipitation, elles sont clairement inefficaces pour représenter les jours de fortes précipitations.

A la fin de cette première étape, on obtient donc un modèle robuste, capable de simuler les débits naturels de l'Isère à Moûtiers. Il a donné d'assez bons résultats, comparables à ceux obtenus avec un modèle opérationnel de référence, à savoir le modèle MORDOR d'EDF. On a donc conservé cette architecture de modèle N3 avec une approche par bande d'altitude, ainsi que les forçages de précipitations EDF et SAFRAN et les calages correspondants, afin, dans une seconde étape, d'y intégrer la représentation des ouvrages hydroélectriques.

Le but de cette seconde étape était de pouvoir simuler les débits cette fois réels influencés de l'Isère à l'exutoire du bassin.

On a commencé dans une première phase par introduire dans le modèle les ouvrages liés seulement à l'aménagement de la retenue de Tignes et à ses variations de niveau. La représentation de tous les organes d'apport d'écoulement à la retenue a permis de générer des simulations satisfaisantes pour reproduire les débits à l'entrée de Tignes, notamment celles obtenues avec les PEDF, qui corroborent les résultats des simulations réalisées dans les conditions naturelles d'écoulement.

La seconde phase d'intégration des aménagements a consisté à représenter les organes de dérivation des écoulements vers l'usine de Malgovert, mais aussi ceux qui exportent les écoulements vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin. Elle a permis au modèle de reproduire assez fidèlement les débits à l'exutoire du bassin, dans le sens où la considération des exports vers Roselend et Saint-Guérin lui a permis de réduire considérablement les surestimations des volumes d'écoulement notamment pendant la période de fonte, obtenues à l'issue de la première phase. Nous avons constaté cependant qu'un probable colmatage des prises qui dérivent les écoulements vers Roselend pourrait être à l'origine de la sous-estimation des débits de crue d'Octobre 2000 à Malgovert Amont, et que cela ait généré également une sous-estimation des écoulements observés à l'exutoire du bassin. L'apparition de ce processus rendrait donc délicat la prévision des crues associées.

En général, on retrouve quelque soit le forçage de précipitation une qualité de simulation des débits observés très dépendante de celle obtenue en conditions naturelles. La prise en compte de l'ensemble de ces ouvrages permet donc au modèle de reproduire assez fidèlement les débits observés de l'Isère à Moûtiers, ce qui permet par ailleurs de valider la méthode de représentation des prises d'eau équivalentes dans le modèle.

Enfin, nous avons constaté, concernant les zones des sous-bassins de Roselend et du Ponturin, que la prise en compte de la météorologie des hauts-reliefs des sous-bassins amonts de chaque prise n'a pas permis significativement de mieux reproduire les débits dérivés, que cela concerne les régimes moyens ou de crue simulés, en raison probablement de la faible densité du réseau de stations installées sur le bassin.

L'ensemble des résultats de cette troisième partie, nous amène à préconiser, **pour simuler les débits journaliers influencés du bassin de l'Isère à Moûtiers**, le modèle qui intégrerait :

- une discrétisation spatiale à *11 sous-bassins* (discrétisation N3), car cette dernière est capable de représenter de façon optimale l'hydrométéorologie non influencée du bassin ;
- une représentation des *aménagements de la retenue de Tignes et de Malgovert, ainsi que des systèmes de dérivation des écoulements vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin*, en y représentant les prises par groupement (*prise équivalente*), ce qui, en favorisant la sou-

plésse du modèle, devient un avantage considérable pour un futur outil d'aide à la décision ;

- enfin, à condition qu'ils soient disponibles en mode opérationnel (mais ce n'est pas le cas, contrairement aux estimations IDW), *un des deux forçages de précipitation testés, SAFRAN ou bien EDF*, sachant que le premier permet d'avoir une meilleure représentativité des volumes de précipitation, en tout cas globalement sur la zone d'étude qui nous concerne, et que le second permet de mieux reproduire les cumuls de précipitation sur le sous-bassin de Tignes ainsi que d'une façon générale les cumuls intenses de pluie..

Rappelons qu'EDF-DTG travaille aujourd'hui à l'élaboration d'une autre version de réanalyses de précipitation, visant à prendre en compte un coefficient de correction de la phase solide spatialement hétérogène. Ces futures estimations pourront probablement permettre d'améliorer la représentativité des précipitations sur l'ensemble de notre bassin.

Quatrième partie

Vers une modélisation au pas de temps horaire

Introduction

La modélisation du bassin au pas de temps journalier, imposé par l'utilisation des débits naturels reconstitués, a été jusqu'à un certain point suffisante, car elle a permis la simulation des écoulements à l'exutoire sans exiger une trop grande résolution temporelle des variables d'entrée, et également de comprendre, puis de représenter les opérations quotidiennes des ouvrages hydro-électriques. Ce pas de temps relativement intégrateur a réduit également les contraintes sur le pas d'espace nécessaire non seulement à une bonne représentation des ouvrages, mais également à la variabilité spatiale météorologique.

Mais à terme, notre modélisation doit pouvoir fournir des prévisions de débits à l'exutoire avec un pas de temps suffisamment fin, en l'occurrence horaire. Elle doit permettre au SPC en situation de crise lors d'événements de crue de connaître avec précision le moment ultime où l'alerte doit être donnée, en se basant sur une estimation plus juste et plus précise du débit de crue, et plus particulièrement du temps et de l'intensité du pic. Ce pas de temps permet également de tenir compte des temps de réponse plus courts des petits sous-bassins.

La modélisation au pas de temps horaire est de ce fait plus complexe car elle requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques, notamment des forçages en entrée du modèle, ainsi que des transferts des écoulements de versants et en galeries.

Concernant le forçage de précipitation, une méthode de désagrégation temporelle du pas journalier au pas horaire a donc été développée afin d'obtenir des estimations fiables à ce dernier pas de temps. Les températures ont été estimées en se basant sur la méthode IDW en considérant le même gradient de température qu'au pas de temps journalier. Les cumuls journaliers d'ETP ont été désagrégés en se basant sur la dynamique des température horaires aux stations.

Par ailleurs, cette modélisation nécessite de caler et de valider le modèle aux stations du bassin pour lesquelles les débits horaires sont disponibles. Il sera également possible de valider le modèle aux points où les débits sont disponibles seulement au pas de temps journalier.

Les enjeux et les difficultés liés à une modélisation horaire mériteraient à eux seuls une thèse entière. Nous avons voulu décrire ici les principales difficultés auxquelles nous avons été confrontés pour la mettre en oeuvre et fournir un diagnostic utile pour la suite.

On explique dans un premier chapitre pourquoi il est nécessaire dans le cadre de notre étude d'évoluer vers le pas de temps horaire, et les modifications que cela implique concernant l'architecture du modèle. Le second chapitre décrit les méthodes employées pour l'estimation des

nouveaux forçages météorologiques. Enfin, on présente dans un troisième chapitre les premiers résultats de simulations qui ont été obtenus et qui concernent qu'une partie du bassin.

Chapitre 8

Vers une prévision horaire

8.1 Pourquoi le pas de temps horaire ?

L'objectif du SPC AN est de pouvoir à terme utiliser un outil qui soit opérationnel sur une surface de bassin relativement importante, permettant de couvrir l'ensemble de son territoire. Cela nécessite donc de mettre en oeuvre un outil souple, dont la structure soit la plus parcimonieuse et la plus robuste possible, avec le moins d'entrées et de paramètres possibles, tout en minimisant également le temps de calcul. Cela impose donc de fonctionner avec un pas de temps qui soit le plus grand possible. Mais cet outil doit également pouvoir fournir des prévisions de débits à l'exutoire malgré tout avec un pas de temps suffisamment fin.

Le choix de ce pas de temps dépend alors essentiellement du temps de réponse de notre bassin, car il doit permettre de suivre correctement, en période de crue, l'évolution vers le pic de crue de la montée de l'Isère à l'exutoire.

Comme le montre la figure 8.1, qui compare les débits à l'exutoire de notre bassin aux pas de temps journalier et horaire pour l'événement de crue d'Octobre 2000, l'agrégation temporelle qu'impose le pas de temps journalier a pour conséquence de lisser fortement le signal hydrologique, notamment en sous-estimant l'intensité du pic de crue. On peut notamment observer sur cette figure que le rapport entre le débit maximum horaire et le débit journalier est égal à 1.4 pour cet épisode. En se basant sur la série d'observation de débits horaires de l'Isère à Moûtiers, une analyse a montré que même pour des débits maximaux horaires supérieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}$, ce rapport pouvait atteindre la valeur de 2.6 (figure 8.2). Ce pas de temps a tendance à moyenniser d'abord les processus de ruissellement produits par les pluies et/ou la fonte nivale. On constate que les composantes les plus rapides et les plus fortes, notamment en ce qui concerne la pointe de crue, sont éliminées ou très fortement atténuées par l'hydrogramme journalier. Il n'est donc pas possible, à l'aide de ce pas de temps, de reproduire au mieux les maximums des débits de crue, ni donc d'anticiper un éventuel dépassement du seuil d'alerte, ce qui, pour le prévisionniste du SPC AN, est indispensable.

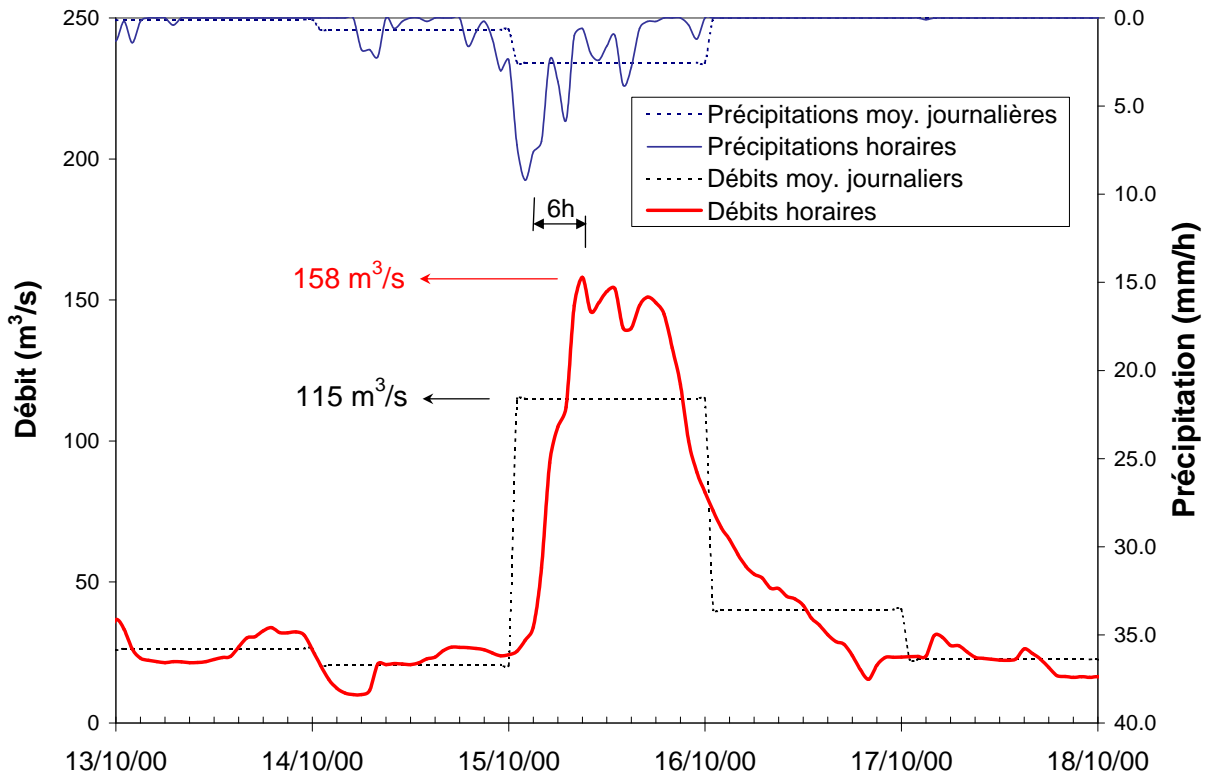


FIGURE 8.1 – Comparaison des hydrogrammes journaliers (en pointillé noir) et horaires (en rouge). Débits de l'Isère à Moûtiers pour la crue d'Octobre 2000.

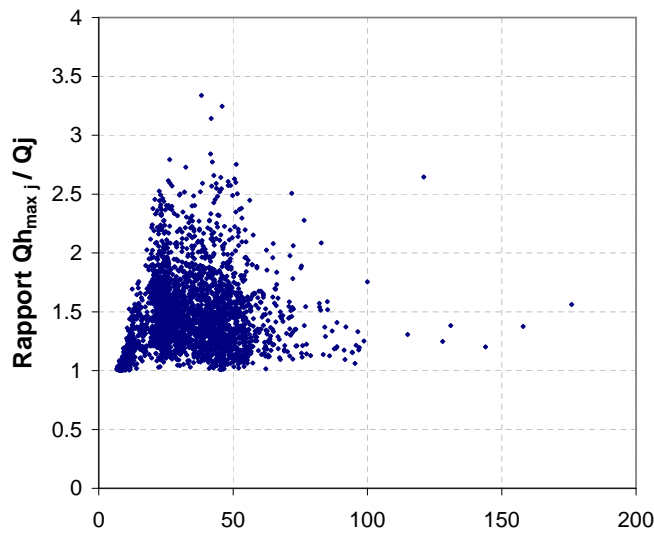


FIGURE 8.2 – Rapport du débit horaire maximal journalier et du débit moyen journalier en fonction du débit horaire maximal journalier.

La taille et la morphologie de notre bassin, de surface 909 km^2 , impose donc de considérer un temps de montée au pic largement inférieur à la journée (figure 8.1). Par conséquent, le modèle doit nécessairement fonctionner au pas de temps horaire. Ce pas de temps corrobore les résultats de l'étude de Obled et al. (2009), qui préconise d'employer un pas de temps compris entre le cinquième et le tiers du temps de montée au pic. Par ailleurs, ce pas de temps permet

de considérer la disponibilité en mode opérationnel des données météorologiques fournies par les différents gestionnaires, jamais à un pas de temps inférieur.

8.2 Qu'implique l'évolution vers la prévision horaire ?

La mise en oeuvre de la modélisation au pas de temps horaire va donc, à terme, permettre de fournir des prévisions de débits plus adéquates, sur lesquelles le SPC va pouvoir se baser pour accomplir sa mission de prévision. Néanmoins, ce travail implique d'adapter la structure de notre modèle, actuellement capable de représenter les processus hydrométéorologiques du bassin ainsi que les aménagements hydroélectriques seulement pour une échelle journalière. Les résultats présentés par la suite n'ont pu concerner, dans le temps imparti pour cette thèse, qu'une zone partielle du bassin. On fait malgré tout ici un diagnostic de ce qu'implique la prévision horaire de débit à l'exutoire de notre bassin.

8.2.1 Constitution de nouveaux forçages météorologiques

Tout d'abord, cette mise en oeuvre impose de représenter en entrée du modèle la dynamique horaire de la précipitation, de la température et de l'ETP, de telle sorte que ces forçages météorologiques soient capables de générer une réponse hydrologique fidèle en sortie du modèle.

Pour la précipitation, le rapport de la valeur maximale horaire sur la valeur moyenne journalière, calculé à partir de toutes les stations, oscille en moyenne autour d'un facteur 10 à 12 (égal environ à 4 dans le cas de la crue d'Octobre 2000 ; figure 8.1). Cette valeur est évidemment encore plus élevée dans les zones du bassin où la précipitation s'intensifie rapidement. D'un point de vue local, cette différence peut donc représenter des hauteurs d'eau sans commune mesure. La considération de son évolution horaire, notamment de sa valeur maximale, est donc nécessaire si l'on souhaite obtenir une représentation adéquate de l'intensité de la pointe des crues.

Les températures possèdent en général à l'échelle infra-journalière un cycle diurne, comme on peut le voir à la figure 8.3, qui représente les températures horaires moyennées sur tous les jours de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005) aux stations de Moûtiers, Bourg-Saint-Maurice et Tignes. Ce cycle diurne divise la journée en deux périodes, une de plus basses températures de 0h jusqu'à 12h environ, et l'autre de températures plus élevées le reste de la journée, avec des évolutions d'amplitude qui varient de 4°C (ces plus faibles valeurs correspondant aux versants d'altitude ; station de Tignes) à 10°C environ pour les fonds de vallée (stations de Bourg-St-Maurice et Moûtiers en l'occurrence), avec un minimum en fin de nuit, et un maximum en milieu d'après midi.

En général, les jours vraiment pluvieux, l'amplitude des températures au cours de la journée est souvent réduite, sauf pour des cas extrêmes de grand beau temps le jour, suivi de pluie la nuit suivante. Dans le cas des crues produites essentiellement par de la fusion nivale, la température maximale horaire va également jouer un rôle important, en ce sens où elle va permettre

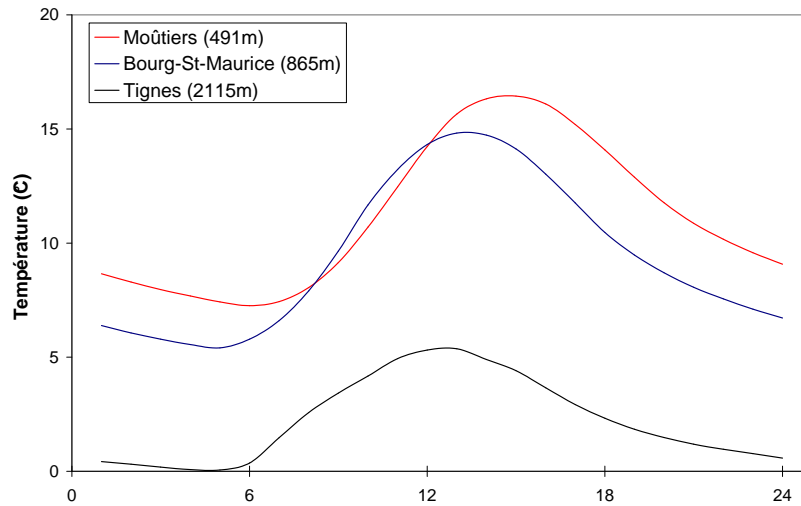


FIGURE 8.3 – Cycle diurne des températures observées aux stations de Moûtiers, Bourg-St-Maurice et Tignes, calculés sur la toute la période allant du (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

d'atteindre la production maximale de fonte au cours de la journée, et ainsi de produire la lame de ruissellement adéquate à laquelle viendra s'ajouter les cumuls de pluie.

L'ETP, dont la variation d'intensité au cours d'une journée dépend beaucoup de celle des températures, possèdent également de ce fait un cycle diurne avec de plus faibles valeurs la nuit et de plus fortes valeurs au cours de la journée, pour atteindre un pic aux heures les plus chaudes.

En résumé, on doit tenir compte de la dynamique infra-journalière de chacune de ces trois variables. Cela signifie donc qu'on ne peut se contenter d'alimenter le modèle en entrée seulement par une valeur moyenne fixe sur toutes les heures d'une journée, qui serait obtenue, pour la précipitation et l'ETP, simplement en divisant le cumul journalier par le nombre d'heures dans une journée, ou pour les températures en conservant la moyenne journalière. La constitution du forçage de précipitation au pas de temps horaire a donc fait l'objet d'un travail spécifique (Master 2 de Pierre Martinez). L'estimation a consisté à désagréger les cumuls journaliers des grilles EDF et SAFRAN, en s'appuyant sur la dynamique horaire des observations en stations. Cette méthode est décrite au chapitre 9, au même titre que celle ayant servi à estimer les deux autres forçages de températures et d'ETP.

8.2.2 Ré-ajustement du calibrage du modèle

L'intégration en entrée du modèle de ces nouveaux forçages météorologiques impose nécessairement de réajuster la calibration des paramètres. Ce recalage est rendu possible par la disponibilité des observations de débits horaires, tout du moins en ce qui concerne les zones non influencées du bassin par les aménagements. Il va donc être nécessaire de réaliser le réajustement des paramètres estimés au pas de temps journalier (obtenus au chapitre 6.2) vers le pas de temps horaire. Mais le pas de temps horaire ne permet plus de réaliser ce calage en se basant sur les QNR. En effet, les données nécessaires à la reconstitution de ces débits naturels au pas de temps horaire ne sont pas toutes disponibles (aucune donnée de débits turbinés horaires, de

débits entrants horaires dans la retenue de Tignes, etc..). De plus, au pas de temps journalier, on pouvait négliger les temps de transfert des différentes dérivations d'écoulement, bien inférieurs à 24h. L'évolution vers le pas de temps horaire ne permet donc plus de réaliser cette reconstitution. Ainsi, il n'est plus possible de se placer dans des conditions naturelles pour caler le modèle. Une autre démarche devra donc être adoptée.

8.2.3 Remise en cause du découpage météorologique du bassin

Par ailleurs, ayant désormais choisi de retenir le pas de temps horaire pour effectuer les simulations de débit, cela remet en question le choix du découpage spatial du bassin concernant la représentation de la météorologie, actuellement optimal seulement pour reproduire les débits journaliers. En effet, si on s'intéresse à la précipitation, variable la plus sensible à ce découpage spatial, l'extension d'une pluie journalière et la répartition de son réseau d'isohyètes ne sont pas équivalents à ceux d'un épisode ayant duré seulement une ou deux heures (orages, etc..). Au cours d'une même journée, des cellules convectives différentes ont le temps de se développer puis de disparaître en plusieurs endroits. L'ensemble du système peut donc se déplacer et s'homogénéiser pendant toute une journée. Donc, plus on va considérer un découpage fin du bassin et plus cela va nous permettre de prendre en compte l'évolution de ces phénomènes au cours d'une journée, et ainsi d'obtenir une représentativité juste de la météorologie. Néanmoins, le choix de ce découpage sera contraint par la nécessité de minimiser le nombre d'entités hydrologiques, afin de conserver un modèle souple et flexible.

L'architecture du modèle journalier retenue considère le découpage N3 du bassin. A terme, cette remise en cause du découpage spatial doit donc passer nécessairement par un nouveau test de la discrétisation N4 (17 sous-bassins permettant de représenter une météorologie plus détaillée du sous-bassin Moûtiers Intermédiaire ; figure 5.10, p. 164), ainsi que celui de la discrétisation N5 (qui considère des forçages différents sur les sous-bassins amont des prises), dans le but de vérifier si une représentation de la météorologie, au pas de temps horaire cette fois, permet d'améliorer les performances du modèle.

8.2.4 Remise en cause de la représentation des aménagements

La représentation des aménagements dans le modèle permet actuellement de reproduire leurs effets quotidiens sur les écoulements. Mais certains ouvrages peuvent influencer également ces écoulements au cours d'une même journée.

Tout d'abord, la demande en électricité, en plus de dépendre de la saison et du jour de la semaine, comme constaté en section 2.2 (figure 2.4, p. 44), varie également en fonction de l'heure de la journée : elle est en général maximale durant la matinée et à midi puis atteint un deuxième pic en fin de journée (entre 18h et 20h) (figure 1.11, p. 28). Les volumes d'eau turbinés aux centrales peuvent ainsi varier significativement d'une heure sur l'autre. Les séries de débits turbinés des centrales n'étant disponibles qu'au pas de temps journalier, il sera donc nécessaire de désagréger ces volumes journaliers turbinés de façon à générer les séries horaires correspondantes.

Ces séries horaires devront alors permettre de représenter convenablement les volumes restitués par les centrales aux cours d'eau durant la journée.

Il devient également nécessaire de considérer l'ensemble des ouvrages qui sont influencés par ces variations de débit de turbinage, et qui modifient également le régime infra-journalier des écoulements aval. La modélisation horaire du bassin nécessite donc cette fois, en plus des ouvrages déjà considérés dans le modèle journalier, de tenir compte de la présence :

- du **bassin de compensation de Montrigon**, dont le volume de 0.55 millions de m^3 , a pour fonction d'amortir le changement brutal de régime imposé par les rejets de la centrale de Malgovert, et également de réguler les écoulements aval pour obtenir un meilleur rendement des centrales de Pomblières et de Moûtiers (localisation des retenues en annexe, à la figure D.2, et des centrales à la figure D.3). Son fonctionnement en régime moyen (variation du niveau de retenue, débits restitués, etc..) est donc assez dépendant des turbinés de Malgovert, et aussi du choix de stratégie de turbinage des centrales en aval. Nous ne pouvons donc évaluer son impact sur les écoulements aval. Mais nous disposons en revanche de données de débits entrants et sortants de ce bassin pour quelques événements de crue (mai 1999, octobre 2000, etc..). En l'occurrence pour l'épisode du 15 octobre 2000, la comparaison de ces débits montre que cet ouvrage n'a eu aucune influence sur les écoulements aval concernant cet événement (figure 8.4). Mais en se basant seulement sur un seul événement, nous ne pouvons évidemment tirer de conclusions sur l'impact de ses effets sur les écoulements. De plus, sa représentation dans le modèle passera forcément par la connaissance de son fonctionnement ;

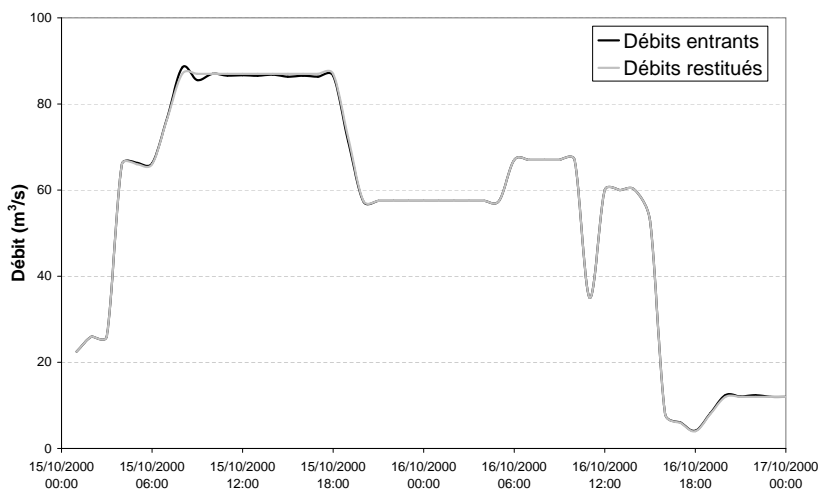


FIGURE 8.4 – Débits entrants et sortants du bassin de compensation de Montrigon. Événement du 15 octobre 2000.

- de **la retenue de la Sassièrre**, qui possède un volume de 10 millions de m^3 et drainent une surface de 10 km^2 . L'évacuation de ces crues se réalise par déversoir latéral en rive gauche, et sa vidange par deux vannes (plates et de fond). Le barrage effectue des lâchures au printemps pour restituer l'eau stockée en fonction des besoins énergétiques à la centrale du Saut. On dispose

seulement des variations de cote mensuelles, disponibles sur la période d'étude (de 1997 à 2005). Une désagrégation horaire de ces volumes restitués devra donc être réalisée.

Par conséquent, là aussi, la discrétisation du bassin est nécessairement remise en cause.

8.2.5 Représentation des temps de transfert d'écoulement

Enfin, il est également nécessaire de représenter dans le modèle horaire l'ensemble des propagations d'écoulement, dont le temps de transfert est supérieur ou égal au pas de temps, c'est-à-dire à environ 1h. Cela permet alors de représenter une dynamique temporelle adéquate des écoulements, et de pouvoir obtenir une prévision de débits de crue avec la bonne chronologie.

Ces propagations d'écoulement sur le bassin sont réalisées soit en cours d'eau, soit en galeries ou encore en conduites. On doit donc désormais considérer le temps de transfert des écoulements simulés à l'aval de chaque sous-bassin, mais également ceux dérivés des prises, vers l'aval ou vers leur point de rejet. Les propagations en conduites forcées (exemple : conduite forcées de Malgovert) font l'exception et peuvent être négligées, car généralement le temps de transfert des écoulements associés est bien inférieur à l'heure.

Il sera aussi impératif de tester si un découpage de certaines entités hydrologiques de grande taille (exemple : sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire), permettrait ainsi de mieux représenter la propagation de ses écoulements vers l'exutoire, et d'améliorer les performances du modèle.

Concernant la représentation des prises d'eau, cette modélisation horaire ne permet peut-être plus d'utiliser la méthode de la prise équivalente. En effet, cette méthode pouvait fonctionner au pas de temps journalier car il était tout à fait acceptable de supposer que le temps de propagation des écoulements dérivés, des prises jusqu'à leur point de rejet (centrale ou retenue), pouvait être négligés, car largement inférieurs à 24h. Mais en revanche, il est beaucoup plus incertain (voire même peu probable) que ces temps soient inférieurs également à une heure. De ce fait, la solution serait de rajouter une fonction de propagation afin de considérer le temps que mettraient les écoulements dérivés de cette prise équivalente pour être transférés jusqu'à leur point de rejet. Mais cette simple représentation qui considère un seul temps de transfert moyen pour un groupement de prises, est-elle suffisante ? Il sera donc nécessaire à terme de comparer la performance du modèle pour trois configurations : les deux premières considèreraient la prise équivalente d'abord sans puis avec temps de transfert respectivement, et la troisième avec prise en compte des prises individuelles et d'un temps de transfert propre à chacune, dépendant de la distance qui les sépare du point de rejet des écoulements dérivés. Ici seuls les résultats de la première configuration sont présentés au chapitre 10.

Pour pouvoir représenter dans le modèle ces temps de transfert, il va donc être nécessaire de choisir un modèle de propagation parmi les 3 que RS2 intègre : St-Venant, Muskingum-Cunge et l'onde cinématique. Chaque modèle nécessite de caler alors un paramètre de frottement, qui permet d'ajuster (de rallonger ou de diminuer) le temps de transfert afin de reproduire convenablement la dynamique des écoulements observés en aval. Il sera nécessaire également de préciser les caractéristiques géométriques du chenal, notamment d'estimer la pente, la longueur

et largeur de la galerie ou du cours d'eau, ainsi que le fruit de la section (rappel : RS2 considère une section trapézoïdale).

En résumé, l'évolution de la prévision journalière vers la prévision horaire nécessite de prendre un certain nombre d'éléments en considérations. Elle nous amène alors à représenter dans le modèle d'autres processus hydrométéorologiques, ainsi que plusieurs aménagements supplémentaires et remet en cause la méthode de la prise équivalente. Cela requiert donc d'effectuer de nombreux tests, et d'apporter de nombreuses modifications à l'architecture de notre modèle. Cela représente un travail important qui n'a pu être que partiellement réalisé. Mais au moins nous pouvons espérer que ce diagnostic contribuera pleinement à terme à faire évoluer la modélisation du bassin de l'Isère à Moûtiers vers le pas de temps horaire.

Le chapitre qui suit présente les méthodes d'estimation des forçages météorologiques du modèle.

Chapitre 9

Estimation des forçages météorologiques horaires

La modélisation horaire impose l'estimation, à ce même pas de temps, des 3 forçages météorologiques que sont la précipitation, la température et l'ETP, en entrée de chaque entité hydrologique du modèle. Il a donc fallu pour ces 3 variables représenter cette fois leur évolution infra-journalière.

L'archive SAFRAN France, que l'on a décrit au chapitre 2 (section 2.3), fournit effectivement des estimations de ces trois types de forçages au pas de temps horaire pour toute la période d'étude. Nous aurions donc pu utiliser ces données afin de constituer les nouveaux forçages horaires de notre modèle. Néanmoins, nous avons souhaité conserver les mêmes méthodes d'estimation que celles utilisés pour le modèle journalier, afin d'utiliser des jeux de données consistants entre les deux pas de temps. Par ailleurs, les précipitations horaires issues du système de réanalyse SAFRAN sont disponibles que sous forme de cumuls sur une durée de 6h, elles ne sont donc pas capables de représenter l'évolution horaire au cours d'une journée.

Nous avons donc développé une méthode de désagrégation temporelle qui permet d'utiliser l'information journalière des réanalyses de précipitation EDF et SAFRAN, tout en considérant la dynamique horaire des observations en stations.

Ensuite, nous nous sommes attachés au calcul des forçages horaires de température et d'ETP.

Ce chapitre présente donc les méthodes d'estimation des forçages du modèle, qui nous ont permis d'aboutir au final à des séries horaires sur toute la période d'étude, représentant la moyenne spatiale sur les différentes unités hydrologiques considérées pour le modèle.

9.1 Estimation des champs horaires de précipitation

En zone de montagne, à l'échelle journalière, les phénomènes liés à la génération des précipitations sont assez complexes (section 2.3), et ils le sont encore davantage à l'échelle horaire. En effet, au cours d'une même journée, le temps peut brusquement changer, en différents endroits, et à plusieurs moments. L'ensemble du système peut donc se déplacer et s'homogénéiser pendant toute une journée. Une reproduction fidèle des débits horaires à l'exutoire du bassin passe donc nécessairement par une estimation fiable des précipitations, capable de représenter suffisamment leur évolution horaire et ainsi le plus possible celle de leur organisation spatiale.

9.1.1 Analyse préliminaire à la désagrégation

Avant de présenter cette méthode d'estimation, on fait ici une brève description des observations horaires en stations, disponibles entre le 01/08/1997 1h00 et le 01/08/2006 0h00. Ces données comportent évidemment des lacunes que nous n'avons pas comblées. Nous avons donc considéré seulement les heures où la donnée de précipitation était disponible.

La figure 9.1 présente la fréquence d'apparition des précipitations observées aux stations (classée par altitude décroissante) en fonction de plusieurs seuils d'intensités (5, 7, 10, 15 mm). On constate, d'après cette figure, que les plus fortes intensités de précipitation concernent les stations situées au nord-ouest à l'extérieur du bassin, notamment Hauteluce et Contamines, ainsi que Roselend mais dans une moindre mesure. A l'échelle horaire, cette intensité de précipitation n'est pas reliée directement avec l'altitude des stations, car elle dépend en premier du sens de déplacement des masses d'air, notamment avec une prédominance de la circulation océanique stationnaire (en provenance de l'ouest) et des effets orographiques associés.

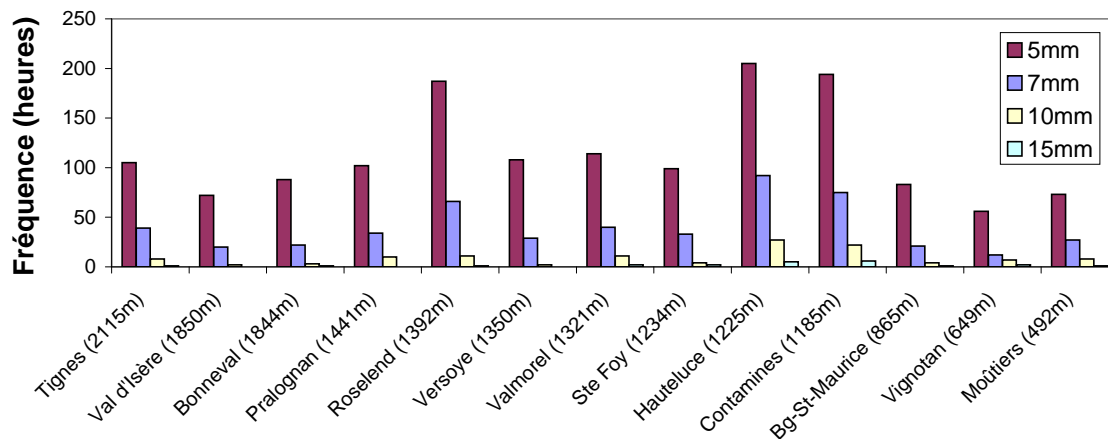


FIGURE 9.1 – Fréquence au dépassement des précipitations horaires observées en stations (classées par altitude) pour les seuils égaux à 5, 7, 10 et 15 mm (nombre d'heures total sur la période 1997 à 2005).

L'évolution horaire des observations de précipitation pour deux des trois événements de crue de référence (on écarte celui de mai 2001, essentiellement générée par la fonte nivale) de la période d'étude, ceux du 14 mai 1999 et du 15 octobre 2000, a été analysée. Elle permet de mettre en

exergue les différences qui distinguent la genèse de ces deux types d'épisode. L'intensité des précipitations observées pour le premier est moins intense, mais aussi plus régulier spatialement, et affecte à peu près au même moment les différentes zones du bassin, alors que les intensités observées pour le second événement sont très fortes, leur variabilité spatiale élevée et la pluie s'étale sur une très longue période. Les hyétogrammes correspondants du 11/05/1999 à 1h00 au 15/05/1999 à 0h00, et du 13/10/2000 à 1h00 au 16/10/2000 à 0h00 sont présentés aux figures 9.2 et 9.3 respectivement. Le tableau 9.1 récapitule quelques statistiques pour ces deux événements, notamment la précipitation cumulée sur tout l'épisode, le nombre d'heures de précipitation, et enfin la valeur et l'heure à laquelle a été observée la précipitation maximale horaire.

La précipitation a été moins variable à la fois spatialement et temporellement pour l'épisode de mai 1999 par rapport à celui d'octobre 2000 (cf. heure du pic au tableau 9.1). Les cumuls enregistrés aux stations sont en général moins importants. On note en général la présence de deux pics de précipitation, beaucoup moins dispersés dans le temps d'une station à l'autre. Cela montre clairement la succession de deux épisodes de précipitation : le premier a lieu le 12/05/1999 avec des intensités maximales vers 5h et le second le 14/05/1999 avec des précipitations plus intenses que le premier, enregistrées vers 7h du matin. Les valeurs de cumuls les plus élevés pour cet événement correspondent aux stations situées les plus au nord (cumul maximal de 71 mm enregistré à Contamines), alors que les stations du sud ont été plus faiblement touchées. Cette concomitance des précipitations observés et la similarité des cumuls associés confirment que cet événement fut assez généralisé à l'ensemble du bassin. En revanche, l'intensité de précipitation maximale a atteint en général une valeur assez proche de celle obtenue pour l'épisode d'Octobre 2000, autour de 11 mm/h.

Concernant l'épisode d'Octobre 2000, comme déjà évoqué au chapitre 6, les précipitations cumulées sur tout l'épisode sont beaucoup plus importantes sur les stations situées au sud-est du bassin (Bonneval, Tignes et Val d'Isère notamment). On constate une variabilité spatiale des précipitations assez forte, puisque la forme des hyétogrammes divergent significativement selon la

Stations	Crue de mai 1999				Crue d'octobre 2000			
	Nb heure de pluie	Valeur max (mm)	Heure du max	Cumul (mm)	Nb heure de pluie	Valeur max (mm)	Heure du max	Cumul (mm)
ValdIsere	36	4.2	6h	33	63	8.4	2h	155
Tignes	données non disponibles				61	9.6	2h	174
Bonneval	27	3.3	8h	25	67	11.7	4h	251
Contamines	31	9.5	7h	71	57	11.3	8h	82
Roselend	35	8.1	7h	70	42	9	8h	74
Versoye	37	8.3	7h	74	41	6.3	4h	68
SteFoy	37	5.2	7h	45	40	5.9	4h	53
Valmorel	30	7.7	5h	63	39	5	13h	53
Vignotan	30	5.4	7h	27	51	7.6	5h	69
Pralognan	29	10.2	7h	48	68	9.6	2h	165
Moûtiers	31	5.2	7h	29	37	4.3	5h	36
Hauteluce	29	10.6	7h	66	44	8.8	5h	60
Bg-St-Maur.	36	8.4	5h	48	35	9.2	2h	77

TABLEAU 9.1 – Statistiques des précipitations observées aux stations concernant les épisodes de mai 1999 (du 11 au 14/05/99) et d'Octobre 2000 (du 13 au 15/10/00). Le jour où la valeur maximale horaire de précipitation a été observée est le 14/05/1999 et le 15/10/2000 respectivement.

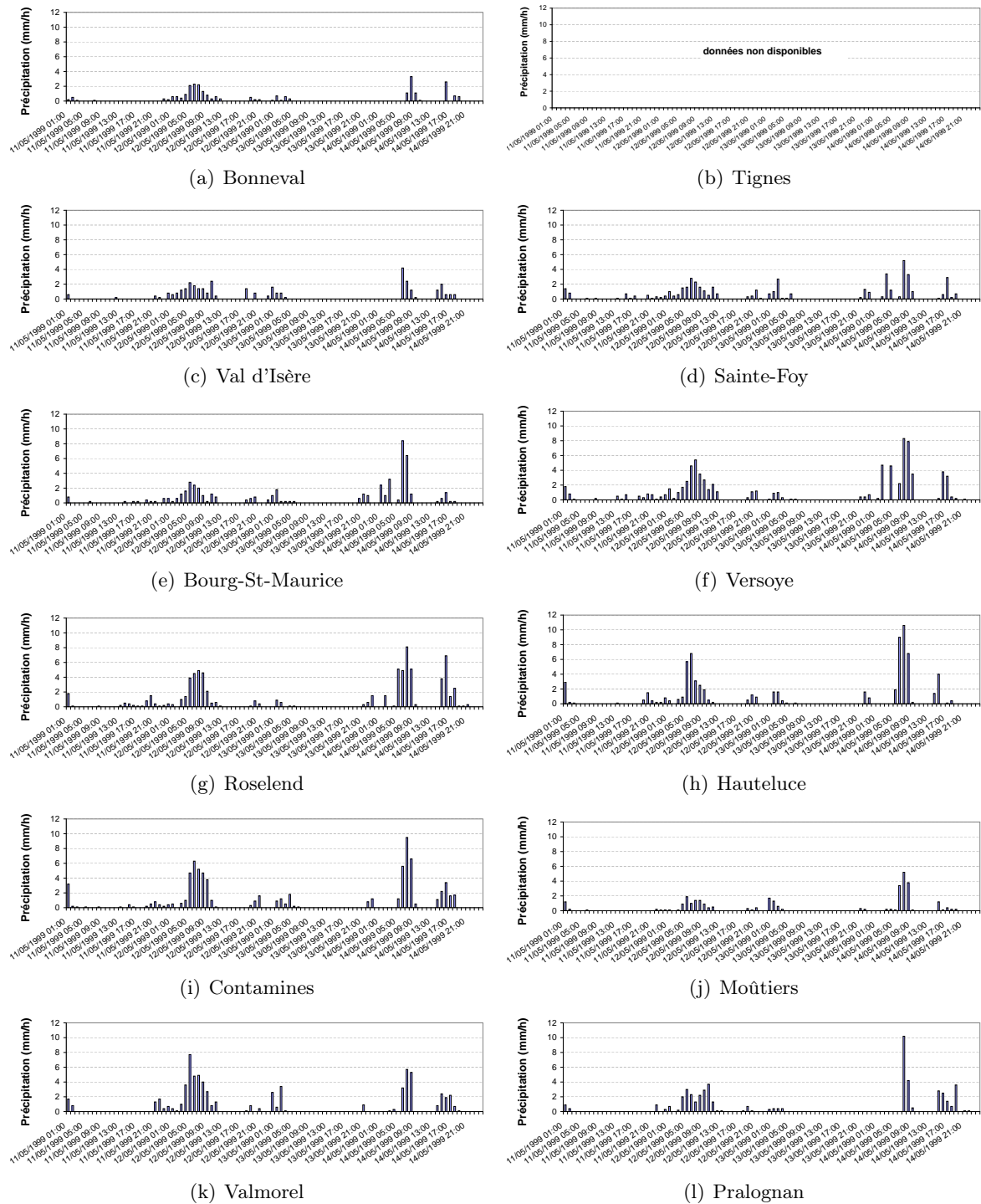


FIGURE 9.2 – Précipitation horaire observée en stations pour l'événement de mai 1999 (du 11/05/1999 à 1h00 au 15/05/1999 à 0h00).

station, mis à part les 3 stations du sud mentionnées ci-dessus, pour lesquelles les précipitations ont été assez durables. Pour ces mêmes stations on peut distinguer trois pics : le premier le 14/10/2000 à 7h00, puis le 15/10/2000 à 4h00 et enfin le même jour vers 16h. Aux autres stations, cette forme de hyétogramme est moins marquée, et l'on retrouve en général seulement deux de ces trois pics : soit les deux premiers, pour les stations situées vers le nord (Sainte-Foy, Hauteluce, etc.), ou soit les deux derniers pour les stations situées plus à l'ouest (Moutiers, Valmorel, etc.).

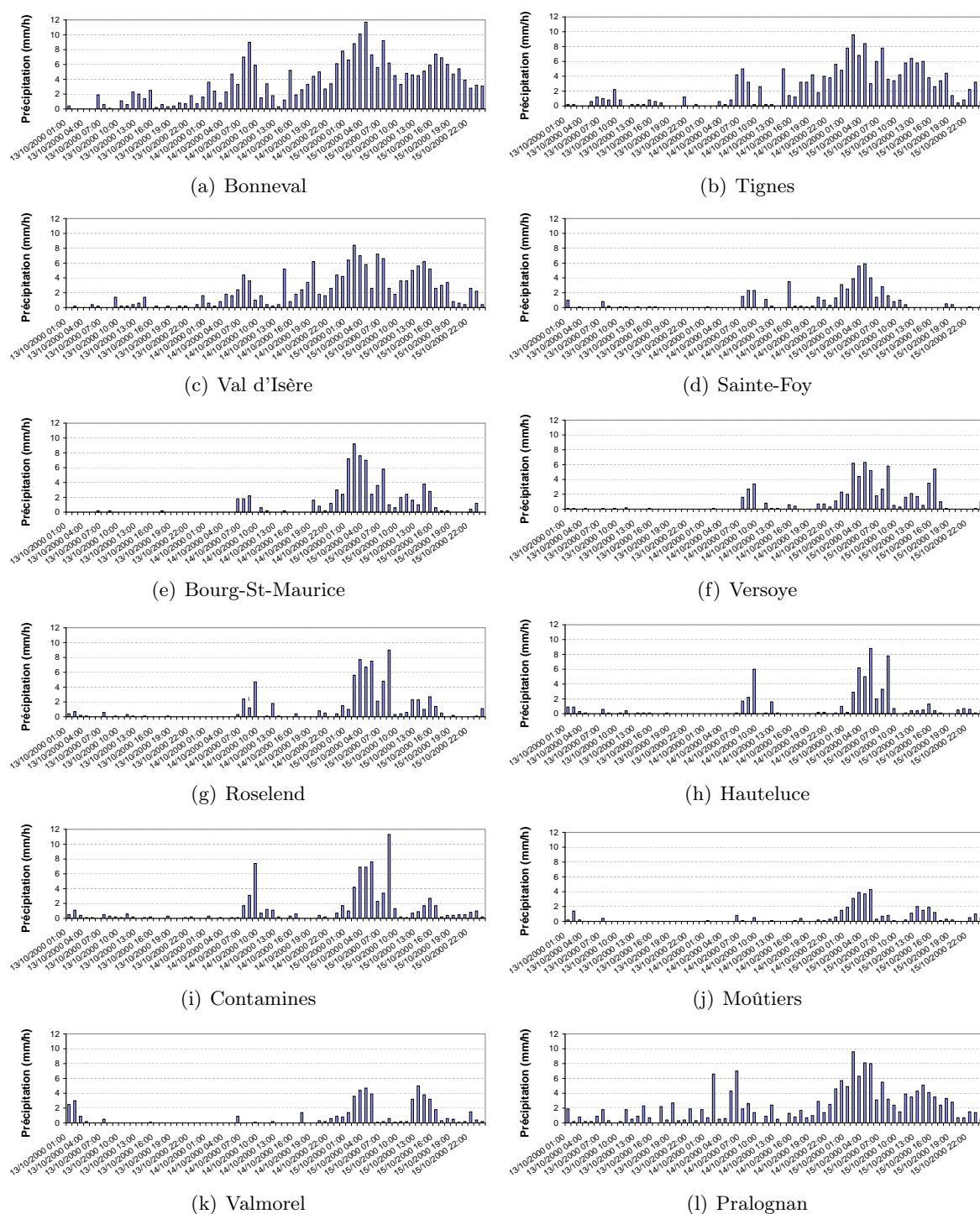


FIGURE 9.3 – Précipitation horaire observée en stations pour l'événement d'Octobre 2000 (du 13/10/2000 à 1h00 au 16/10/2000 à 0h00).

Cela traduit le déplacement de la masse d'air qui, en provenance de l'est, a d'abord affectée simultanément toute la partie nord et est de la zone d'étude dans un premier temps, puis dans un second temps, elle s'est déplacée vers l'ouest pour affecter, seulement à partir du 15 octobre, la zone de l'exutoire du bassin (au sud-ouest). Enfin, on peut observer, pour les stations du nord (notamment Roselend, Hauteluce et Contamines pour le 15/10/2000 à 9h), l'apparition de pics

plus intenses non concomitants avec ceux observés aux autres stations, qui traduisent la forte variabilité spatiale des précipitations sur notre zone d'étude.

9.1.2 Méthode d'estimation des champs horaires

Ce travail a donc été réalisé en utilisant toute l'information pluviométrique disponible, notamment les observations horaires ponctuelles (en stations) mais également les réanalyses journalières (grilles EDF et SAFRAN), afin de proposer des champs de précipitations horaires qui respectent au maximum la répartition spatio-temporelle observée sur le bassin et qui puissent être utilisés en entrée du modèle hydrologique. Ce travail a fait l'objet d'un stage de Master (Martinez 2010), dont nous reprenons ici les principaux résultats et conclusions.

Dans cette étude, une première analyse avait consisté à rechercher, parmi l'ensemble des épisodes de précipitations observés sur la période d'étude, un hyétogramme moyen mais variable selon le type de temps considéré (classification EDF). La question était de savoir si il était possible de considérer, pour chacune de ces circulations atmosphériques, une structure de champ horaire de précipitation particulière. On a donc recherché, pour chaque poste d'observation, une forme moyenne de hyétogramme horaire, en se basant sur le calcul de pourcentages de précipitations horaires par rapport à la précipitation journalière du même jour, ainsi qu'en considérant différents seuils d'intensité. Mais les résultats ont montré qu'il existait, pour un même type de temps, une grande variabilité de la structure temporelle des précipitations. Il a donc été décidé d'écarter cette piste de recherche de chronique horaire moyenne par type de temps et de désagréger simplement les réanalyses journalières spatialisées à l'aide des chroniques horaires aux stations.

Plusieurs auteurs ont développé des techniques de désagrégation temporelle, à partir de cumuls journaliers vers des dynamiques infra-journalières. Les modèles de désagrégation associés sont alors basés sur des méthodes stochastiques souvent compliquées à mettre en oeuvre (cf. par exemple Connoly *et al.* 1998; Econopouly *et al.* 1990). Cependant, en région montagneuse où la variabilité d'un point à un autre est très grande, il est préférable d'utiliser les données aux stations de mesures (Debele *et al.* 2009).

La méthode d'estimation du forçage des précipitations que nous avons décidé d'appliquer est illustrée à la figure 9.4, qui décrit les différentes étapes de sa procédure. Elle consiste à utiliser les précipitations journalières spatialisées des réanalyses (EDF et SAFRAN) de façon à appliquer, à chacun des pixels de ces grilles, une dynamique horaire qui a été reconstituée à partir des observations aux stations. Cette méthode d'estimation se décompose en 4 étapes : la première a consisté, en utilisant la méthode du krigeage et en s'appuyant sur les seules observations horaires, à générer des champs de précipitation au pas de temps horaire. Une étape intermédiaire a permis par la même occasion d'évaluer la qualité des estimations obtenues (validation croisée). A partir de ces précipitations horaires spatialisées (qui ne considèrent pas encore le relief et qui sous-estiment les lames d'eau en altitude), nous avons généré de nouvelles grilles représentant cette fois le pourcentage de la précipitation horaire précédente, par rapport à la précipitation journalière du même jour. Ces pourcentages ont permis ensuite, dans une quatrième étape, de pouvoir intégrer la représentation du relief, en les multipliant (pixel à pixel) par le cumul journalier des grilles

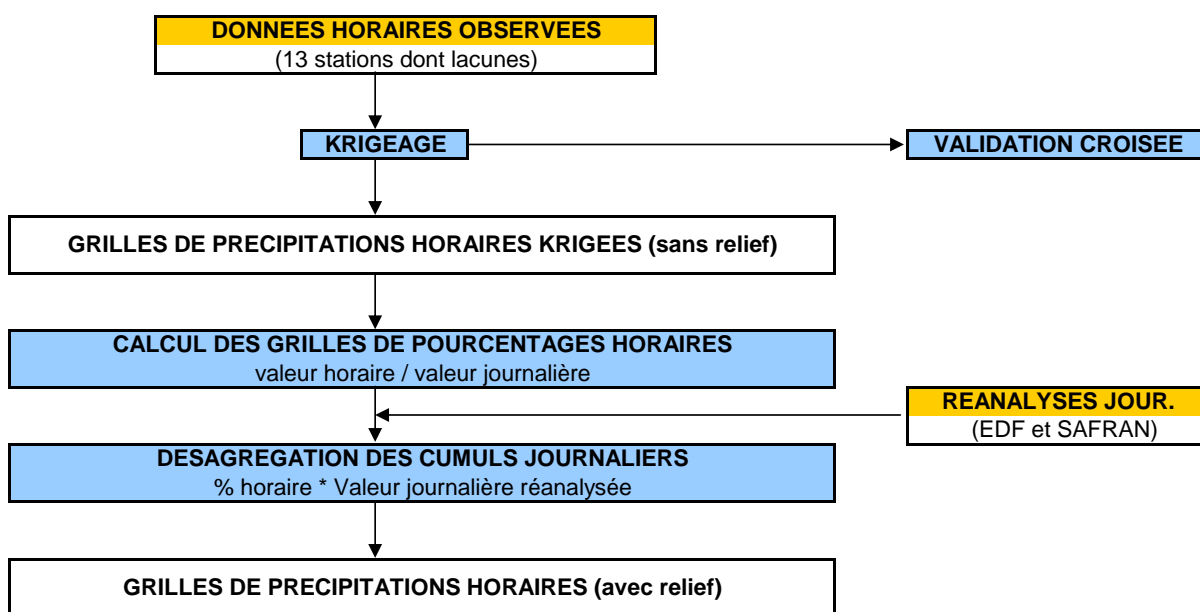


FIGURE 9.4 – Procédure de la méthode d’estimation des champs de précipitations horaires.

réanalysées. On obtient donc au final des grilles horaires de précipitations sur toute la période d’étude et qui prennent en compte le relief de la zone d’étude à travers la précipitation journalière.

On détaille à présent chacune de ces étapes dans les paragraphes qui suivent.

9.1.3 Krigeage des données horaires observées

a) *Mise en oeuvre du krigeage*

Le premier travail a consisté à produire, le plus simplement possible, des champs de précipitations horaires en se basant uniquement sur les observations aux stations disponibles (13 au total). Nous avons utilisé pour cela la méthode du krigeage ordinaire, qui est un outil optimal d’interpolation spatiale (Matheron 1962 ; Ambroise *et al.* 1997). Sa mise en oeuvre est devenue aujourd’hui assez rapide, en raison des nombreux outils de programmation récemment développés.

Elle permet une estimation linéaire basée sur l’espérance mathématique et la variance de la donnée spatialisée. L’interpolation spatiale est un problème classique d’estimation d’une fonction $F(x)$, ou $x = (x,y)$, en un point x_p du plan à partir de valeurs connues de F en un certain nombre, m , de points environnants x_i :

$$F(x_p) = \sum_{i=1}^m W_i \cdot F(x_i) \quad (9.1)$$

Elle se base sur l’interprétation et la modélisation d’un variogramme qui est une appréciation de la variance en fonction de la distance entre données. Le problème consiste à déterminer la pondération, i.e. les W_i , de chacun des points environnants. Le krigeage détermine ces poids à

partir du degré de similarité entre les valeurs de F , c'est-à-dire à partir de la covariance entre les points en fonction de la distance qui les sépare. Cette étape est réalisée en utilisant un variogramme théorique, dont le choix et l'ajustement doit être défini au préalable. Ce dernier est calculé à l'aide de l'équation 9.2 pour les $n(h)$ points x_i et y_i séparés par une distance $h = |x_i - y_i|$:

$$\gamma_h = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (x_i - y_i)^2 \quad (9.2)$$

Le krigeage consiste ensuite à calculer les W_i de l'équation 9.1 à l'aide des valeurs de la fonction γ_h correspondant aux m points choisis.

Le but de cette étape n'était pas de produire des champs avec la meilleure qualité d'estimation possible. Nous souhaitions simplement effectuer une interpolation spatiale des données horaires qui puisse permettre de représenter spatialement une dynamique horaire des précipitations proche de celle des observations, sans prendre en compte le relief pour l'instant.

De ce fait, pour l'estimation du variogramme théorique, nous avons préféré nous baser sur les travaux de F. Gottardi (2009) dans lesquels l'auteur a considéré un variogramme sphérique de portée 30km, en tenant compte uniquement des données disponibles. On aboutit donc à la génération de grilles horaires à la résolution d'1 km sur l'ensemble de la période d'étude. Ces grilles s'étendent sur une zone géographique assez large, centrée principalement sur le bassin de l'Isère à Moûtiers, dont les coordonnées sont, en considérant le système de projection Lambert II étendu : $X_{\min}=910000$ m, $Y_{\min}=2042000$ m, $X_{\max}=991000$ m et $Y_{\max}=2111000$ m.

b) *Validation des estimations horaires obtenues*

Malgré tout, nous avons souhaité vérifier que cette méthode permettait de générer une qualité suffisante de l'estimation de précipitation. Ce travail a été réalisé par validation croisée. Le principe est d'éliminer à tour de rôle chaque station et d'estimer sa valeur à l'aide des stations voisines. En chaque point, on obtient donc une valeur vraie (observations) et une valeur estimée (par le krigeage) que l'on peut comparer pour déterminer si le modèle fournit de bonnes estimations. On réalise cette validation avec les journées pluvieuses ne comportant pas de lacunes, afin que toutes les stations soient disponibles, et que l'estimation soit optimale. Cette comparaison a été réalisée en calculant les corrélations entre les données observées et les données krigées au droit des 13 stations.

Ces calculs ont été effectués pour plusieurs seuils de précipitation, compris entre 0 et 5 mm avec un pas de 0.2mm, afin d'analyser l'évolution des corrélations en fonction de l'intensité observée. On récapitule l'ensemble des valeurs de R^2 en annexe aux tableaux Y.1 et Y.2. La figure 9.5 montre les coefficients de détermination obtenus en considérant toutes les valeurs positives de précipitations. On obtient donc des valeurs de coefficients de détermination comprises en général entre 0.4 et 0.6, avec deux plus faibles valeurs pour les stations de Bonneval et de Bourg-Saint-Maurice, sans doute en raison de leur situation d'éloignement par rapport aux autres stations. Par ailleurs, une valeur de R^2 comprise entre 0.5 et 0.6 en validation croisée n'est pas un mauvais

score. Elle aurait pu bien-entendu aboutir à de meilleurs résultats avec un réseau de mesures plus dense.

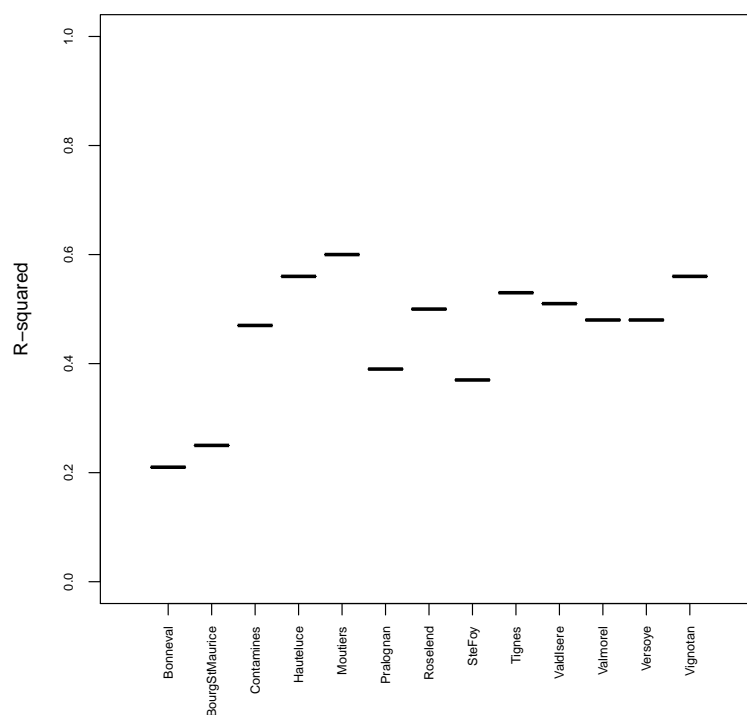


FIGURE 9.5 – Résultat de la validation croisée. Corrélation entre valeur prédite et valeur observée pour deux seuils d'intensité de précipitation.

c) *Comparaison des estimations journalières issues du krigeage et des réanalyses (EDF et SAFRAN)*

A l'issue du krigeage horaire des observations aux pluviographes, des cartes de précipitations journalières ont été déduites par simple cumul (6h-6h) des grilles horaires krigées. On présente ici celle du 15 octobre 2000 (figure 9.6). Ces cartes apportent bien plus de précipitations au sud-est du bassin, ce qui est cohérent avec le type de temps considéré. Cependant, on voit clairement avec ces cartes que le cumul journalier n'est pas plus élevé sur les reliefs, en particulier sur le massif situé au centre du bassin (Mont-Pourri).

Ces dernières ont ensuite été comparées aux grilles journalières issues des réanalyses EDF et SAFRAN pour plusieurs événements. Pour cela, on a soustrait les estimations issues du krigeage, soit de celle des réanalyses EDF (figure 9.7a), soit de celle des réanalyses SAFRAN (figure 9.7b). Pour cet épisode, les cumuls journaliers EDF sont compris entre environ 60 mm pour la partie nord du bassin, et 170 mm au sud. Ils pouvaient atteindre 180 mm sur la zone du Mont-Pourri. Les cumuls SAFRAN sont compris entre 50 mm et 110 mm respectivement (section 6.1 p. 190).

On observe logiquement, en ce qui concerne le cas de l'épisode d'octobre 2000, des valeurs positives sur les reliefs qui traduisent un déficit d'estimation de précipitation obtenu avec la méthode du krigeage utilisée, ce déficit étant beaucoup plus marqué en ce qui concerne la différence avec les PEDF.

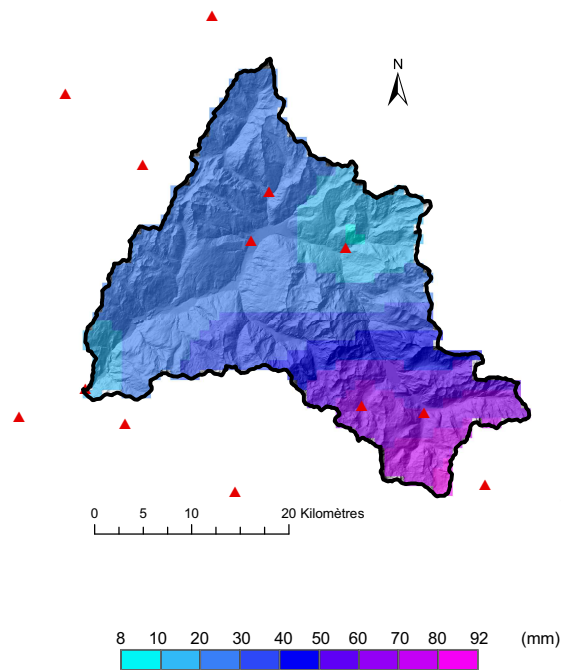


FIGURE 9.6 – Résultat de la spatialisation des précipitations par krigeage : carte des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000 sur le bassin de l’Isère à Moûtiers. La localisation des stations de mesures utilisées pour le krigeage est indiquée par les triangles rouges.

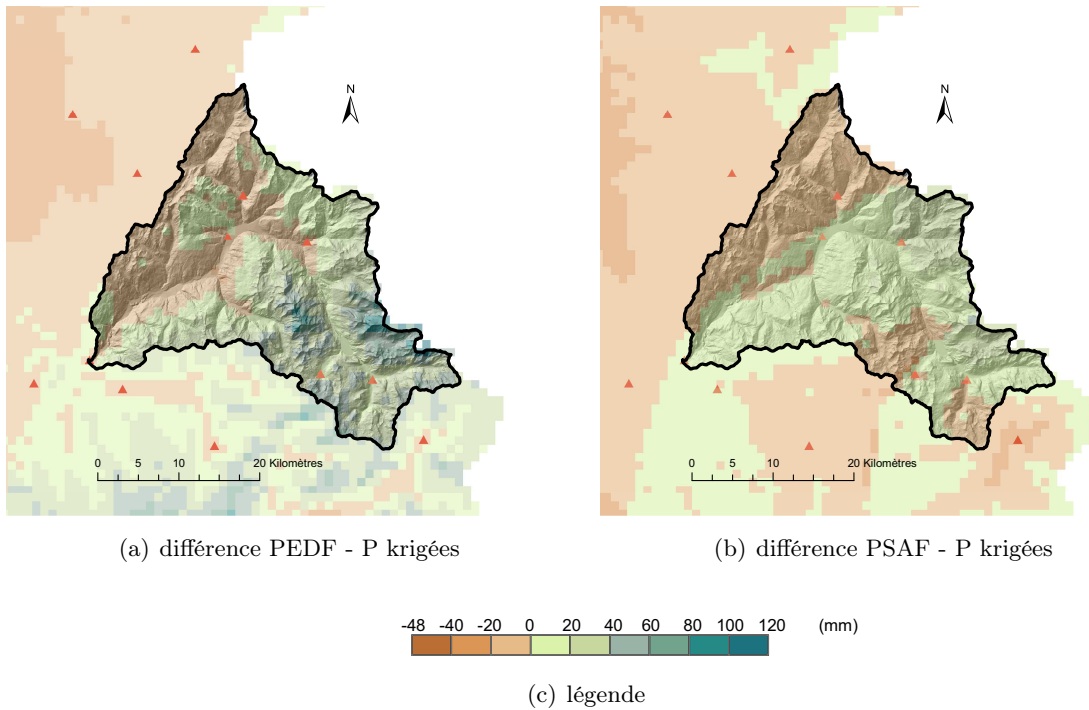


FIGURE 9.7 – Résultat de la spatialisation des précipitations par krigeage : différence des cartes des cumuls journaliers estimés pour le 15 octobre 2000 entre celles issues des deux réanalyses (EDF ou SAFRAN) et celle obtenue par krigeage des observations.

A l'inverse, on peut remarquer la présence de valeurs négatives, plus nombreuses avec les PSA-FRAN, qui montrent probablement une sous-estimation cette fois des précipitations SAFRAN. Dans ces dernières, on retrouve aussi "l'empreinte" des zones symposium, notamment une différence passant brutalement de 43 mm à 0 mm dans le nord du bassin. Les précipitations krigées sont donc sous-estimées au niveau des hauts-reliefs du bassin, du fait d'un gradient altitudinal non pris en considération. Cette sous-estimation, fournie en entrée du modèle, peut engendrer par la suite sous-estimation importante des volumes d'écoulement à l'exutoire.

9.1.4 Désagrégation des réanalyses journalières avec les pourcentages horaires spatialisés

A présent, il ne reste plus qu'à calculer, pour chaque pixel, le pourcentage que représente chaque valeur de précipitation horaire krigée par rapport au cumul journalier correspondant. Le pourcentage X_h de précipitation de chaque heure h d'une même journée est donc égal à (avec P_h la précipitation de l'heure h) :

$$X_h(\%) = \frac{P_h}{\sum_{h=1}^{24} P_h} \quad (9.3)$$

Ces pourcentages ont été calculés en considérant des cumuls journaliers calculés eux-mêmes entre 6h (TU) du matin le jour J , et 6h (TU) du matin le jour $J+1$, afin d'être en adéquation avec les cumuls journaliers de précipitation EDF et SAFRAN, qui eux aussi ont été calculés selon la même tranche journalière. Il est probable, pour certaines journées, qu'il n'y ait aucune précipitation observée aux stations, alors que pour ces journées là des valeurs journalières soient indiquées comme non nulles sur quelques pixels de la grille réanalysée (sur les reliefs en général). Dans ce cas, le krigeage a donné une carte spatialisée "nulle" en tout point pour chaque heure de la journée, et donc des pourcentages horaires nuls. Pour pallier ce problème, et faute d'informations complémentaires, nous avons décidé de désagréger ces cumuls journaliers en cumuls horaires homogènes (cumul journalier / 24h) en chacun de ces pixels.

Après une simple multiplication de ces pourcentages horaires par la valeur journalière des réanalyses (EDF ou Météo France), on obtient ainsi de nouvelles grilles horaire de précipitation, qui tiennent compte alors du relief, et notamment de toute l'information journalière des réanalyses, notamment des gradients d'altitudes. On dispose alors de grilles horaires de précipitation sur la période allant du 01/08/1997 01 :00 au 01/08/2005 0 :00 pour celles calculées avec les réanalyses EDF et du 01/08/1997 01 :00 au 01/08/2006 0 :00 pour celles calculées avec les réanalyses SAFRAN.

On suppose que ces deux types de précipitation (que l'on nomme PhEDF et PhSAFRAN respectivement) seront capables de représenter, en entrée du modèle, une évolution horaire adéquate, qui permettra de reproduire fidèlement les débits observés à l'exutoire d'un sous-bassin donné de la zone d'étude, avec une estimation de l'incertitude associée. On montre à la figure 9.8 une comparaison, qui représente dans les deux cas la moyenne spatiale du bassin de l'Isère à

Moûtiers, entre les nouvelles lames de précipitation horaire issues de cette désagrégation et des lames horaires correspondantes moyennées quotidiennement, pour l'épisode d'octobre 2000. On constate que la dynamique est très différente entre ces deux cas, que ce soit pour les réanalyses EDF ou SAFRAN. L'intensité du pic de précipitation horaire est en effet beaucoup plus marquée, alors que la valeur moyenne sous-estime largement ce pic. On voit également que les précipitations issues de la désagrégation des réanalyses EDF apportent plus de volume que celles issues des réanalyses SAFRAN, au plus fort de l'épisode, alors qu'au début, la quantité de précipitation apportée est quasi-similaire.

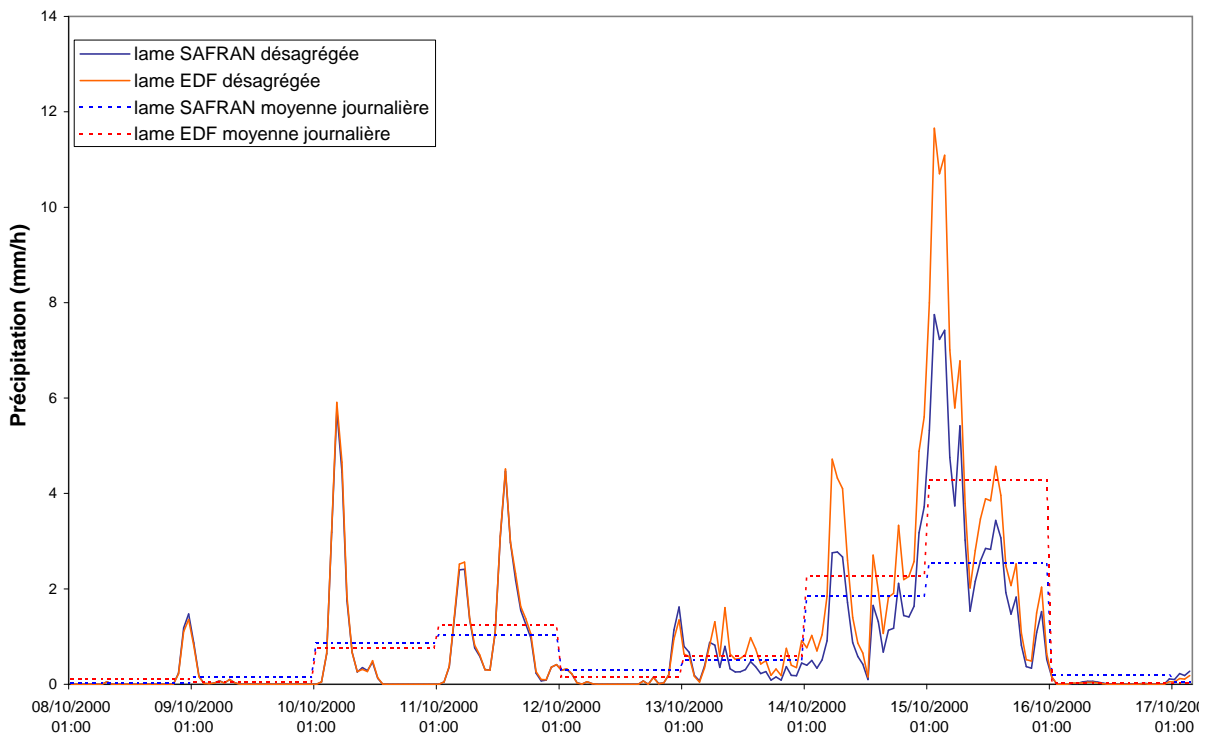


FIGURE 9.8 – Comparaison des lames de précipitations horaires obtenues après désagrégation des réanalyses journalières et des lames moyennes horaires correspondantes pour l'épisode d'octobre 2000. Moyenne spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers du 08/10/2000 1 :00 au 17/10/2000 0 :00.

Enfin, la comparaison de nos nouvelles estimations de précipitations horaires avec les estimations brutes issues de l'archive SAFRAN (figure 9.9) montre que la considération du pas de temps horaire permet de mieux représenter l'évolution infra-journalière des précipitations.

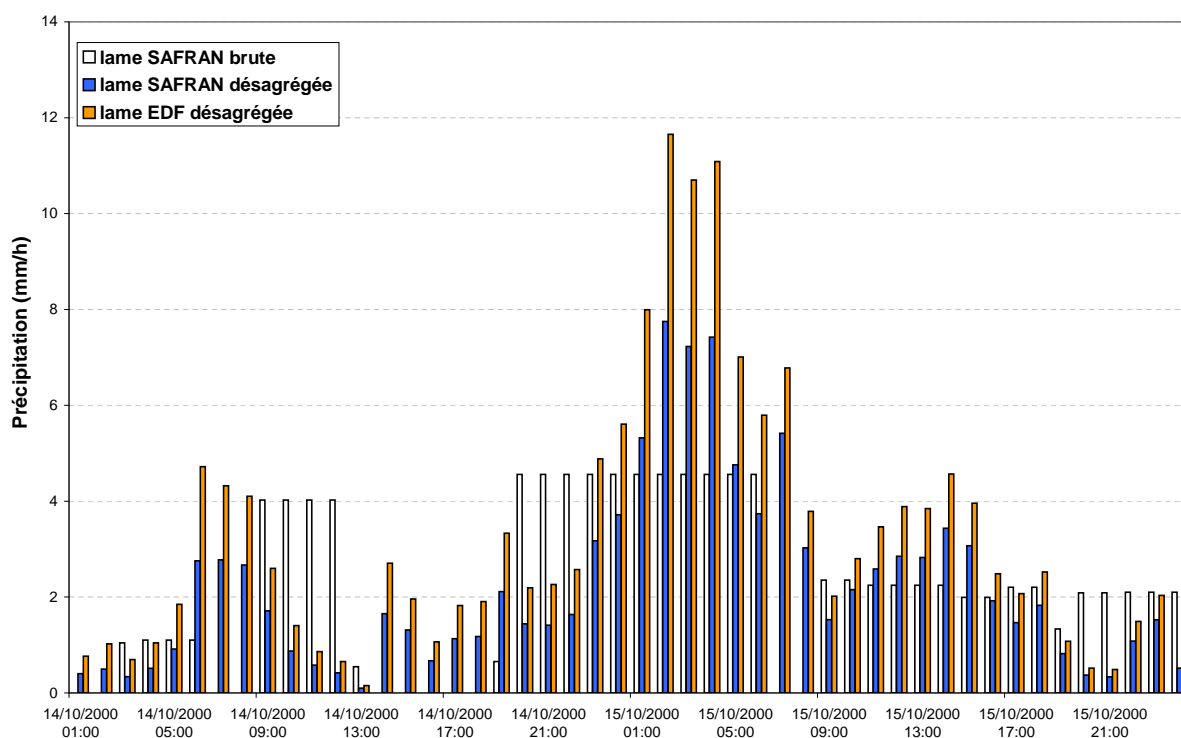


FIGURE 9.9 – Comparaison des lames de précipitations horaires obtenues après désagrégation (avec les cumuls journaliers EDF et SAFRAN) et des lames horaires brutes issues de l'archive SAFRAN pour l'épisode d'octobre 2000. Moyenne spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers du 14/10/2000 1 :00 au 16/10/2000 0 :00.

9.2 Estimation des forçages horaires de température et d'ETP

9.2.1 Estimation du forçage horaire des températures

Comme évoqué en section 8.2, les températures possèdent en général un cycle diurne, avec une valeur minimale souvent en fin de nuit, et une valeur maximale en milieu d'après-midi. Ces deux valeurs contrôlent en grande partie le cycle de fonte nivale diurne, et génèrent de ce fait un cycle d'écoulement infra-journalier, maximal en fin de journée et minimal en début de matinée. De ce fait, la représentation de ce cycle diurne des températures est nécessaire pour pouvoir reproduire une répartition horaire adéquate des volumes d'écoulements de fonte. Cela permettra alors de simuler convenablement le pic de crue à l'exutoire.

Nous avons décidé d'employer à nouveau la méthode IDW en considérant la même valeur de gradient altitudinal (égale à $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m/h}$), et en s'appuyant sur les observations horaires de températures aux stations. Ces données ont été nécessairement comblées. Cette méthode est simple et rapide à mettre en oeuvre, d'autant plus qu'elle est déjà intégrée au modèle. Mais nous sommes conscient qu'elle ne permettra pas de reproduire des phénomènes plus complexes (inversions thermiques, etc..) et qu'il faudra à terme éventuellement tester une estimation de température horaire plus élaborée.

Nous disposons alors de séries horaires complètes de températures au droit des stations, qui seront importées dans la base de données du modèle, lequel effectuera alors une interpolation spatiale basée sur la méthode IDW afin d'estimer une température horaire, moyenne spatiale sur chaque entité hydrologique.

9.2.2 Estimation du forçage horaire de l'ETP

L'estimation du forçage horaire de l'ETP s'est réalisée en suivant une méthode un peu similaire à celle des précipitations. Nous avons en effet cherché à désagréger les cumuls journaliers d'ETP estimé à chaque station de température à l'aide de la méthode Oudin (2004), de façon à obtenir l'évolution horaire de cette variable également au droit de ces postes. La variation infra-journalière de l'ETP étant fortement liée au cycle diurne des températures, cette désagrégation a donc été effectuée en se basant sur la dynamique horaire de cette dernière variable, en utilisant les précédents résultats.

Tout d'abord, pour des températures horaires strictement négatives, on considère alors une ETP horaire nulle. Si au contraire les températures sont cette fois positives, l' ETP_h générée à une heure h donnée d'une journée est égale à la pondération de l'ETP journalière, ETP_j , par le ratio de la température T_h à l'heure h et de la somme des degrés positifs (somme des $T_k > 0$) de cette même journée :

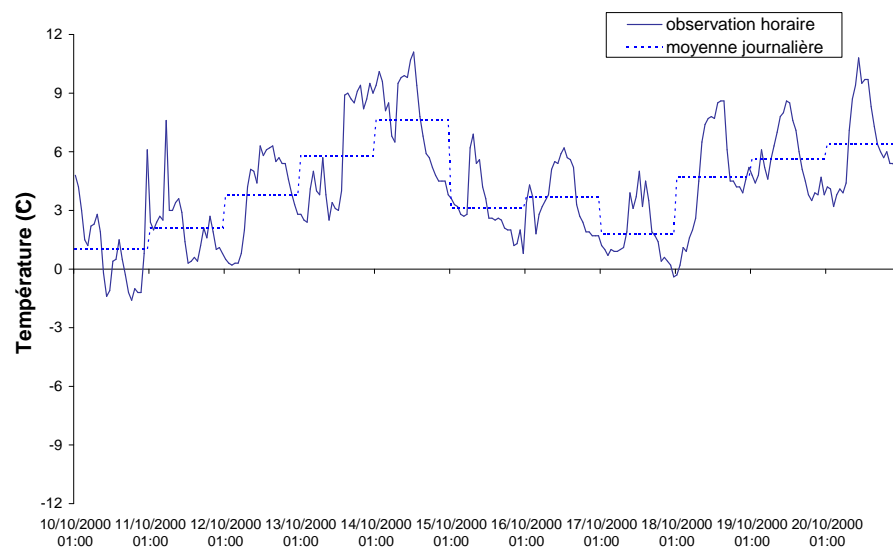
$$ETP_h = 0 \quad \text{si } T_h < 0 \quad (9.4)$$

$$ETP_h = ETP_j \frac{T_h}{\sum_{k=1}^{24} (T_k > 0)} \quad \text{si } T_h \geq 0 \quad (9.5)$$

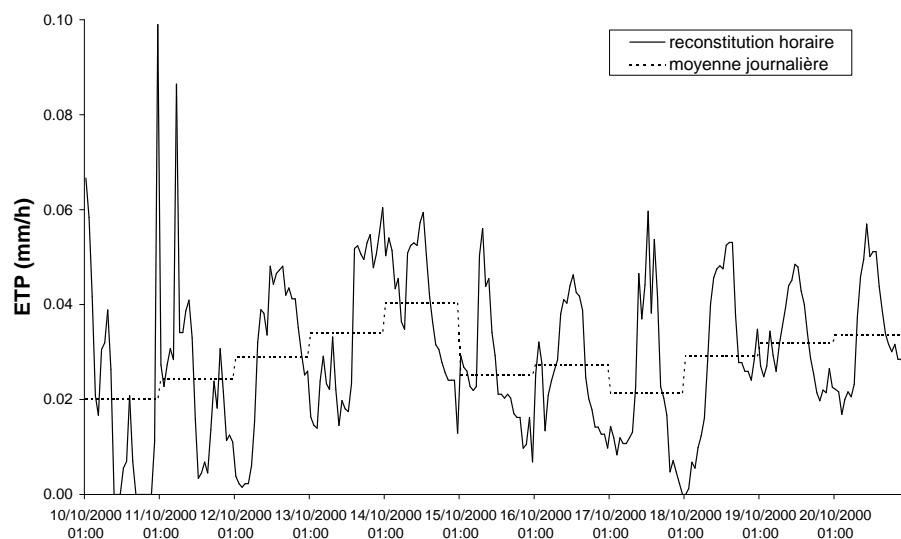
Ainsi, l'ETP au pas de temps horaire a pu être estimée au droit de chacune des stations de température, pour toute la période d'étude : du 01/08/1997 1 :00 au 01/08/2006 0 :00. On montre à la figure 9.10 le résultat de cette reconstitution pour l'épisode d'octobre 2000. On peut remarquer que les températures négatives du 10 octobre ont généré une ETP nulle, et qu'à chaque élévation de température, il se produit également une augmentation de l'ETP. Cette méthode d'estimation donne également plus de poids aux élévations brutales de température (en l'occurrence autour du 11/10/2000).

On décide ensuite de conserver le même gradient altitudinal que l'on avait utilisé au pas de temps journalier, égal à $-8.6.10^{-4}$ mm/j/100m, que nous devons nécessairement adapter au pas de temps horaire : soit $-3.6.10^{-5}$ mm/h/100m. Le modèle se basera donc sur cette valeur de gradient, ainsi que sur la méthode d'interpolation spatiale IDW, afin d'estimer l'intensité horaire d'ETP de chaque entité hydrologique.

En résumé, les trois forçages météorologiques horaires du modèle, à savoir les précipitations, les températures et l'ETP, sont à présent estimés. Tous les 3 vont permettre de représenter une dynamique horaire de la météorologie en entrée du modèle. Pour les précipitations, on testera donc



(a) Températures



(b) ETP

FIGURE 9.10 – Résultat de la reconstitution horaire de l'ETP, après désagrégation des cumuls journaliers correspondants en se basant sur la dynamique horaire des températures. Cas de la station de Bourg-Saint-Maurice (865m d'altitude) pour l'épisode d'octobre 2000.

les deux estimations, issues de la désagrégation des cumuls journaliers d'une part des réanalyses EDF, et d'autre part des réanalyses SAFRAN. Le chapitre suivant présente les quelques résultats de modélisation au pas de temps horaire que l'on a pu obtenir.

Chapitre 10

Résultats préliminaires de la modélisation horaire

On présente ici des résultats préliminaires de simulation, qui portent dans un premier temps sur la prise en main du modèle horaire sur une zone du bassin non influencée par les aménagements, et dans un second temps sur la représentation des prises d'eau.

Ce chapitre présente d'abord la stratégie de modélisation employée, puis les résultats des simulations correspondantes, en distinguant la phase de calage et de validation du modèle.

10.1 Stratégie de modélisation au pas de temps horaire

10.1.1 Objectifs

La stratégie employée pour mettre en oeuvre les premiers travaux de modélisation horaire du bassin s'est basée sur deux principaux objectifs :

1) Réaliser un test préliminaire de simulation horaire sur un sous-bassin non-influencé

Au pas de temps journalier, il était acceptable de négliger tous les temps de transfert (inférieurs à 24h) des écoulements dérivés (imports, exports, etc.), pour pouvoir reconstituer le débit naturel de l'Isère à Tignes, Malgovert Amont et Moûtiers. Mais au pas de temps horaire, il ne devient plus possible de réaliser cette reconstitution, car ces temps de transfert deviennent significatifs. De plus, il aurait fallu pour ce faire, disposer de tous les éléments nécessaires, notamment des débits turbinés horaires, des débits entrants horaires de la retenue de Tignes, etc., qui n'étaient en aucun cas disponibles. De ce fait, l'évolution vers la prévision horaire ne permet plus d'effectuer le calage du modèle en se basant sur les QNR.

Par conséquent, afin d'appréhender convenablement cette modélisation, nous avons donc décidé d'effectuer un premier test sur une zone du bassin de l'Isère à Moûtiers non influencée par les aménagements. Le sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère représente un terrain propice à la mise en oeuvre de cette modélisation : il ne comporte aucun aménagement, donc aucune modification de son régime naturel d'écoulement, et les mesures de ses débits sont disponibles au pas de temps horaire. Par ailleurs, ce sous-bassin possède toutes les caractéristiques physiques du bassin entier (zone glaciaire, fort relief), car il est situé en tête de bassin (figure 10.1). Sa surface est de 46 km², dont 4.8 km² recouverts par des glaciers. Son altitude médiane est de 2700m, pour une altitude minimale de 1845m et maximale de 3576m.

Il a donc été divisé en 6 bandes d'altitude de 300m de dénivelé. On récapitule au tableau 10.1 ses caractéristiques, ainsi que les nombres d'Unités Hydrologiques du modèle mis en oeuvre. Chacune de ces HU possède évidemment une entrée de précipitation, de température et d'ETP différente.

Sous-bassin	S (km ²)	Part gl. (%)	Pente moy. (m/m)	Zm (m)	Zmin (m)	Zmax (m)	Nb HU	
							non gl.	gl.
Val d'Isère	46	10.4	0.533	2700	1845	3576	6	3

TABLEAU 10.1 – Caractéristiques topographiques du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère et nombre de bandes du modèle correspondant. Zm :Altitude médiane

L'objectif est donc de générer une première simulation horaire sur ce sous-bassin de faible taille, mais également d'y tester la représentation des temps de transfert d'écoulement se propageant de l'aval de chaque bande vers l'exutoire de ce sous-bassin.

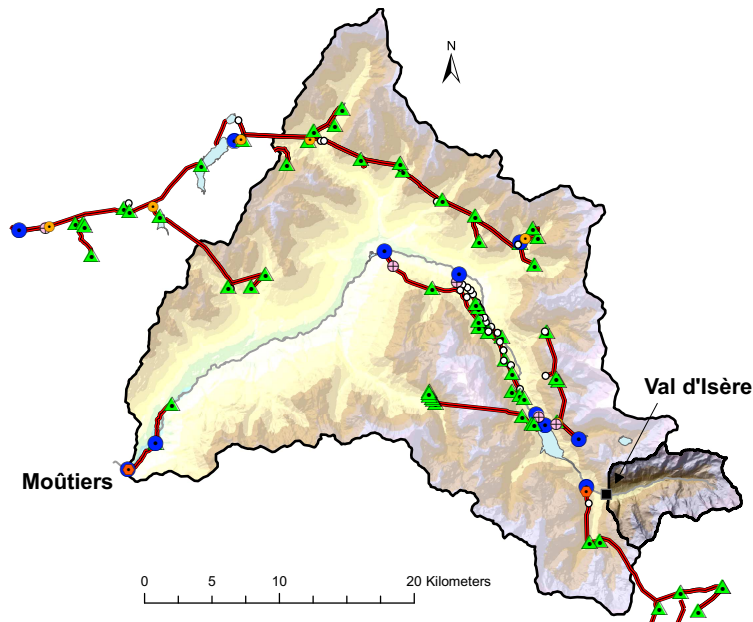


FIGURE 10.1 – Localisation du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère (surface : 46 km² ; altitude médiane : 2700m).

2) Tester la représentation équivalente de la prise d'eau

Le second objectif de la modélisation horaire a été de tester la représentation de la prise d'eau équivalente, qui permet de réduire la complexité de l'architecture du modèle. Cette méthode pouvait fonctionner au pas de temps journalier car il était tout à fait acceptable de supposer que le temps de propagation des écoulements dérivés, à partir de la prise équivalente jusqu'à leur point de rejet (centrale ou retenue), pouvait être négligés, car étant largement inférieurs à 24h. Au pas de temps horaire, cette hypothèse nécessitait d'être vérifiée.

Des premiers résultats obtenus sans modifier l'architecture du modèle, ni le calage, et en conservant la même représentation de la prise équivalente sont présentés. Ils concernent les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette (figure 5.9 p. 162), dont les dérivés sont contrôlés au limnimètre des Boisses, pour lequel les mesures des débits dérivés sont disponibles au pas de temps horaire.

10.1.2 Procédure de calage et de validation du modèle

Nous avons décidé de débiter chaque nouvelle simulation en conservant en premier le même jeu de paramètres que le modèle journalier (N3), puis ensuite de l'ajuster en fonction des performances du modèle obtenues, afin de vérifier la pertinence d'un recalage. En effet, plusieurs auteurs ont montré que l'intégration en entrée du modèle des nouveaux forçages météorologiques horaires impose nécessairement de réajuster la calibration des paramètres du modèle journalier. Par exemple, le transfert de la valeur des paramètres du pas de temps journalier vers le pas de temps horaire a déjà fait l'objet de plusieurs études (Nalbantis, 1995), (Mathevet 2005), (Berthet 2010). Ces auteurs ont essayé de déterminer des relations entre ces deux pas de temps par différentes méthodes : régression linéaire, transfert de régions de l'espace des vecteurs de

paramètres, etc.. On décide de conserver la même procédure de calage et de validation que celle employée au pas de temps journalier. Cette procédure permet, en isolant chaque processus hydrologique, de caler rigoureusement chaque paramètre du modèle. Sa description est présentée en détail à la section 5.5.

Par ailleurs, on conserve également les mêmes critères d'évaluation des performances du modèle (sous-section 5.5.4), et les mêmes périodes de calage et de validation du modèle : le calage s'effectue sur la période allant du 01/08/1999 1h au 01/08/2003 0h, et la validation sur les périodes allant du 01/08/1997 1h au 01/08/1999 0h et du 01/08/2003 1h au 01/08/2005 0h.

10.2 Résultats préliminaires de la modélisation horaire

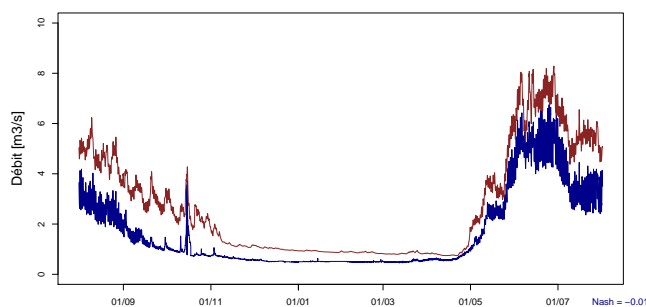
10.2.1 Premiers tests sur le sous-bassin de Val d'Isère

Dans un premier temps, on présente les résultats de simulation du modèle de ce sous-bassin en conservant la calibration du modèle N3, notamment ici les valeurs de paramètres calés pour le sous-bassin de Tignes Résiduel (cf. discrétisations spatiales à la figure 5.1). Dans un second temps, on évalue la performance du modèle après recalage de ces paramètres, puis après intégration des temps de transfert.

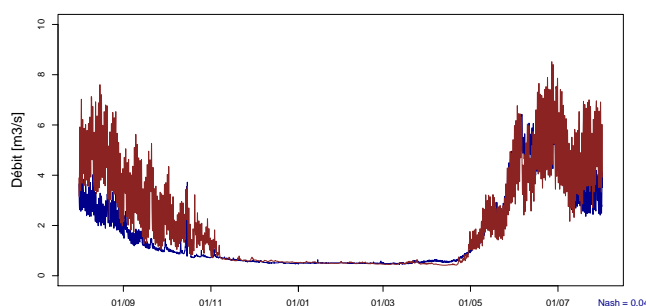
a) *Comparaison préliminaire des débits simulés avec le modèle existant et des débits observés*

L'architecture de premier niveau du modèle hydrologique du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère est présentée en annexe à la figure Z.1.

On montre déjà brièvement ce que donne la comparaison entre les débits simulés, sans recalage du modèle ni représentation des temps de transfert des écoulements se propageant de l'aval de chaque bande à l'exutoire, et les débits observés (en annexe pour toute la période à la figure Z.2 et seulement sur l'année 2000 à la figure Z.3). Cette comparaison, rapidement obtenue, permet d'évaluer les performances de ce modèle à reproduire les écoulements observés au pas de temps horaire avec un calage journalier des paramètres, pour la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005. On obtient, comme on le présentait, de mauvaises performances, avec des scores de Nash proches de la valeur nulle (cf. valeurs sur les graphiques précédents), et des volumes d'écoulement surestimés : les critères des Volumes sont largement supérieurs à 1 quelque soit le forçage de précipitation testé, avec une plus grande valeur pour les simulations générées avec les PhEDF (forçage de précipitation horaire issue de la désagrégation des réanalyses EDF). En revanche, comme les valeurs de coefficients de détermination le montrent, égaux à 0.78 avec les PhEDF et à 0.53 avec les PhSAFRAN, les débits simulés sont assez bien corrélés tout de même avec les observations. Cela indique donc, en particulier pour les simulations obtenues avec PhEDF, un mauvais réglage des paramètres liés à la production du modèle, notamment des facteurs de fonte et de la capacité du réservoir-sol (h_{max}). Les débits moyens inter-annuels montrent que l'hydrogramme généré avec le forçage PhSAFRAN comporte des oscillations beaucoup trop amplifiées (figure 10.2).



(a) simulations avec les PhEDF



(b) simulations avec les PhSAFRAN

FIGURE 10.2 – Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère (sur toute la période d’étude). Valeurs moyennes inter-annuelles calculées sur toute la période d’étude (du 01/08/1997 1 :00 au 01/08/2005 0 :00).

b) Calage du modèle

Suite à ces résultats, nous avons cherché à réoptimiser les jeux de paramètres, et réévalué la performance obtenue du modèle.

Cette étape de calage a abouti selon le forçage testé à des résultats assez nuancés. Avec les PhSAFRAN, le jeu de paramètres réoptimisé permet d’obtenir à présent d’assez bonnes performances (tableau 10.2, première ligne), avec un volume d’écoulement simulé très acceptable.

	Nash		Volume		An	Agl	Kn	Kgl	$hmax$	K	$Krui$
	cal	val	cal	val	$(mm/°C/j)$		(s^{-1})		(m)	(s^{-1})	$(m^{1/3}/s)$
PhEDF	-0.03	0.55	1.41	1.34	2.7	1.5	0.1	0.1	1	0.0001	1
PhSAFRAN	0.63	0.54	0.94	0.73	2.4	2	0.1	0.1	1	0.0001	1

TABLEAU 10.2 – Valeurs des paramètres et performance du modèle obtenus après recalage du modèle existant mais **sans** représentation des temps de transfert d’écoulement de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire.

En comparant ces nouveaux paramètres à ceux du modèle journalier (tableau 6.5, p. 222 ; discrétisation N3, sous-bassin de Tignes), on constate tout d’abord une baisse significative du coefficient de frottement $Krui$ (passant de 3 à 1) concernant le modèle utilisant les PhSAFRAN. Cet ajustement a permis de réduire l’amplitude des oscillations de l’hydrogramme associé (évolution : de la figure 10.2 (seconde ligne) vers la figure 10.4 (première ligne)). Au pas de temps

journalier la valeur de K_{rui} est plus élevée (égale à 3) et permet en prenant en compte un cumul moyen journalier de précipitation de simuler des pointes de crue plus importantes. Le pas de temps horaire permet lui de considérer des intensités de précipitation plus importantes au cours de la journée, d'où une baisse de ce coefficient pour compenser l'effet de ces pics.

On obtient également une baisse notable des facteurs de fonte nival et glaciaire (+ 1.2 mm/°C/j avec les PhEDF) qui s'explique par l'effet de l'amplitude diurne des températures qui impose des valeurs plus élevées aux heures les plus chaudes de la journée. Cette baisse du facteur de fonte permet de compenser ces pics de température, afin de ne pas produire des écoulements de fonte surestimés. Cela explique aussi probablement la baisse d'un ordre de grandeur des valeurs des paramètres de transferts Kn et Kgl . Par ailleurs, on obtient une plus faible valeur de la capacité du réservoir-sol h_{max} avec les PhEDF (évoluant de 1.5 m à 1 m), ce qui semble vouloir indiquer que le modèle nécessite un stockage moins important des écoulements produits.

A l'échelle moyenne inter-annuelle, les étiages en période de calage sont très bien représentés, ainsi que la dynamique de fonte, mais néanmoins avec une sous-estimation des volumes d'écoulement simulés avec les PhSAFRAN (graphique du haut à la figure 10.4), ce qui reflète les résultats de la modélisation journalière.

Ces observations sont valables également pour la période de validation, avec malgré tout une baisse significative de la performance du modèle des PhSAFRAN, visiblement due à une plus mauvaise représentation des volumes d'écoulement. Cette diminution du volume d'écoulement en validation s'observe également avec les débits simulés par les PhEDF (tableau 10.2, première ligne). Elle s'explique par le fait que la période de calage est plus humide en réalité que celle de validation, comme on l'avait déjà évoqué au chapitre 6 (section 6.2). Le score très médiocre de Nash obtenu avec les PhEDF en calage montre qu'il n'a pas été possible de caler convenablement le modèle, en raison du trop grand volume d'écoulement qu'elles ont générées. En revanche, des performances déjà plus acceptables ont été obtenues pour la période de validation.

Finalement, le modèle génère sur toute la période de mauvaises performances avec le forçage PhEDF (Nash égal à 0.13), mais d'assez bonnes avec le forçage PhSAFRAN (Nash égal à 0.63). Malgré cela, cette étape de recalage a donc permis d'obtenir avec ces deux forçages un gain significatif par rapport aux résultats obtenus avec le calage journalier, pour lequel les scores de Nash étaient de -0.01 et 0.04 respectivement.

c) Représentation des temps de transfert

Cependant, il nous a paru nécessaire de tester la représentation de la propagation des écoulements du point aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire du sous-bassin. Nous avons décidé de représenter ces transferts séparément, de façon à distinguer à l'aval de chaque bande un cours d'eau différent, avec des caractéristiques différentes. Pour chaque bande, la longueur et la pente moyenne de ce cours d'eau ont donc été estimées en considérant celles d'un drain fictif délimité par le centre de gravité de la bande et l'exutoire. On modifie donc l'architecture du modèle (figure 10.5) en rajoutant 6 fonctions de propagation, et en utilisant toujours la même méthode (Muskingum Cunge). On s'autorise également à ré-optimiser le modèle.

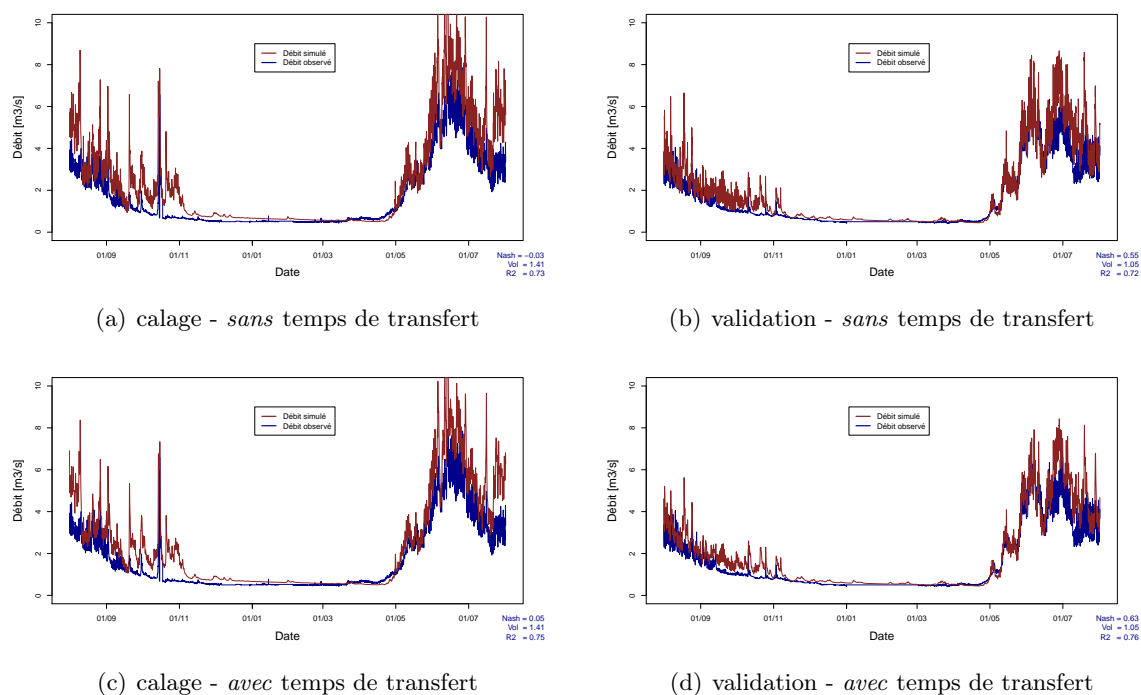


FIGURE 10.3 – Comparaison des débits simulés avec les **PhEDF** (après calage) et avec/sans prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère. Distinction de la phase de calage (colonne de gauche) et de validation (colonne de droite). Débits moyens interannuels.

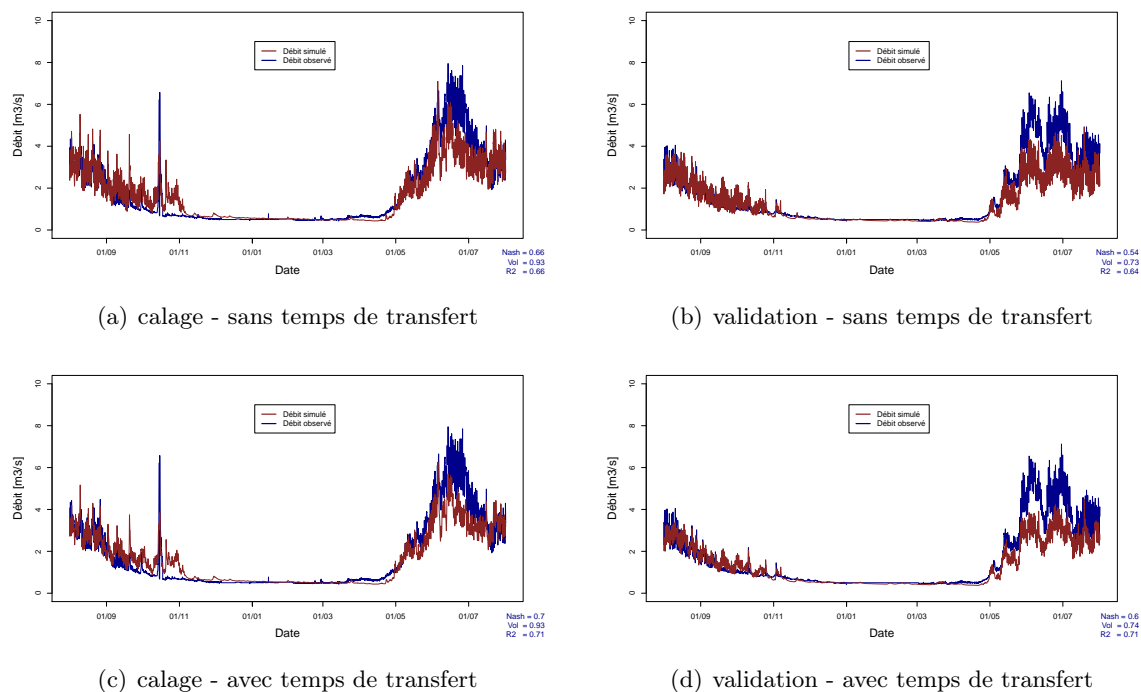


FIGURE 10.4 – Comparaison des débits simulés avec les **PhSAFRAN** (après calage) et avec/sans prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère. Distinction de la phase de calage (colonne de gauche) et de validation (colonne de droite). Débits moyens interannuels.

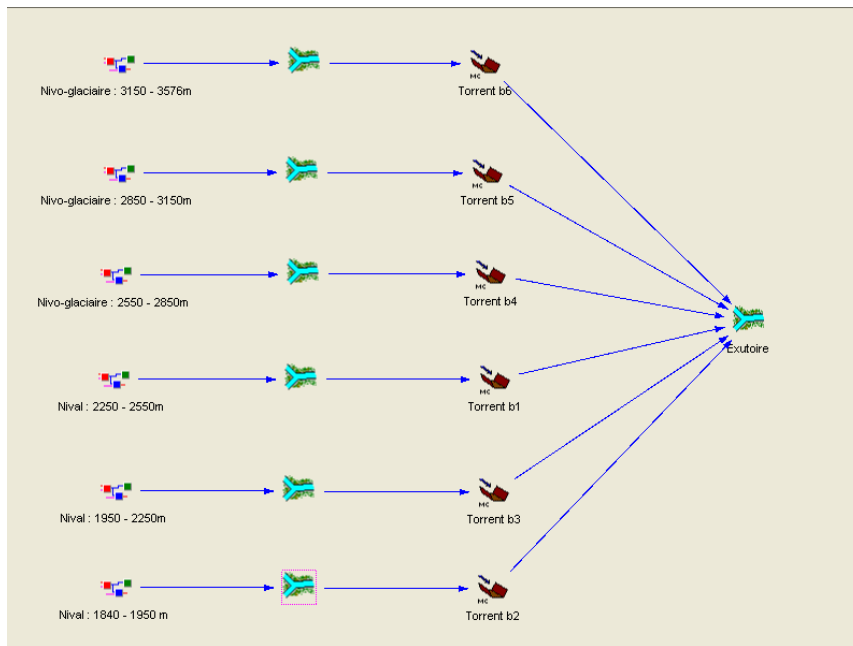


FIGURE 10.5 – Vue de premier niveau du modèle du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère **avec** représentation des temps de transfert des écoulements se propageant de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire.

Cette représentation des transferts permet dans l'ensemble d'améliorer la qualité des simulations, avec une petite augmentation du score du Nash par rapport aux résultats précédents (en moyenne le Nash gagne + 0.07), que cela concerne la phase de calage ou de validation (tableau 10.3).

	Nash		Volume		An	AgI	Kn	Kgl	$hmax$	K	$Krui$	$Kriv$
	cal	val	cal	val	($mm/°C/j$)		(s^{-1})		(m)	(s^{-1})	($m^{1/3}/s$)	
PhEDF	0.05	0.63	1.41	1.34	2.7	1.5	0.1	0.1	1	0.0001	1	1
PhSAFRAN	0.70	0.60	0.94	0.74	2.4	2	0.1	0.1	1	0.0001	1	1

TABEAU 10.3 – Valeurs des paramètres et performance du modèle obtenus après recalage du modèle existant et **avec** représentation des temps de transfert d'écoulement de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire.

On retrouve néanmoins de très mauvaises performances en calage avec les PhEDF et de meilleures avec les PhSAFRAN, par rapport à la phase de validation, et des critères de Volumes très similaires aux résultats du modèle précédent. Mais globalement, on constate que, en comparant les résultats obtenus avant puis après prise en compte de ces temps de transfert, cette représentation a permis de produire une dynamique un peu mieux représentée, avec une réponse du modèle moins brutale en général, que cela concerne la phase de calage ou de validation (figures 10.3, 10.4 concernant l'échelle moyenne inter-annuelle et figure 10.6 pour la chronique de l'année 2000). Ce petit gain de performance est également visible dans l'analyse de la corrélation entre débits simulés et observés (en annexe figure Z.5), où les nouveaux nuages obtenus sont plus resserrés et moins dispersés.

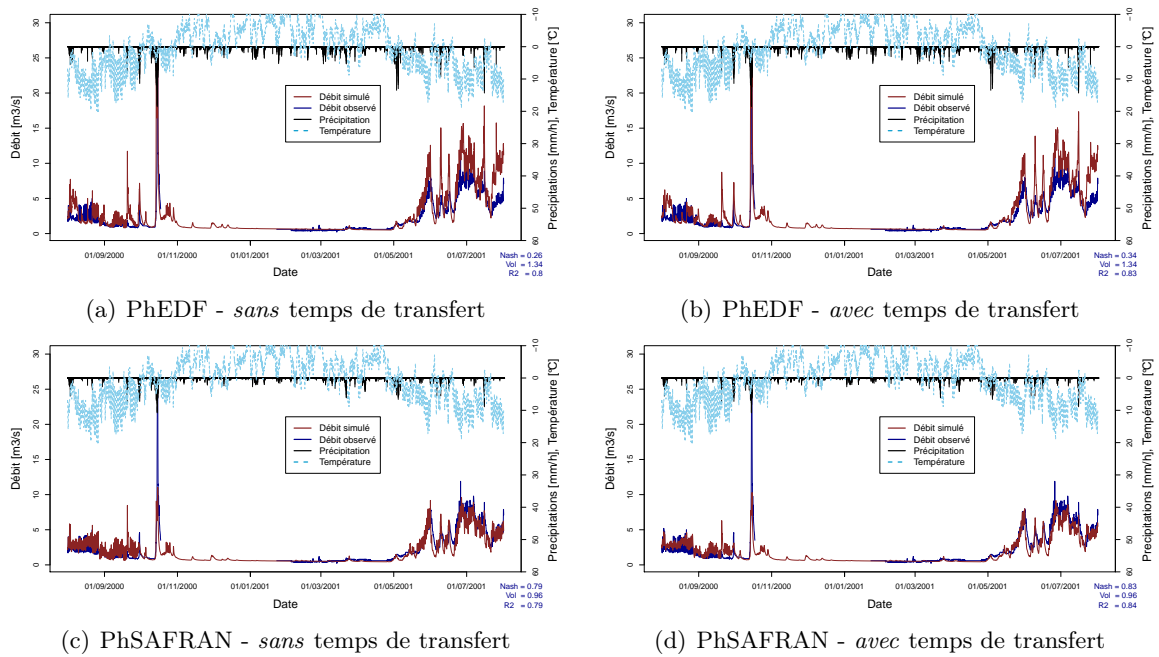


FIGURE 10.6 – Comparaison des débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère, avec les forçages de précipitation PhEDF et PhSAFRAN issue de la désagrégation horaire des réanalyses EDF, pour la période allant du 01/08/2000 1h au 01/08/2001 0h.

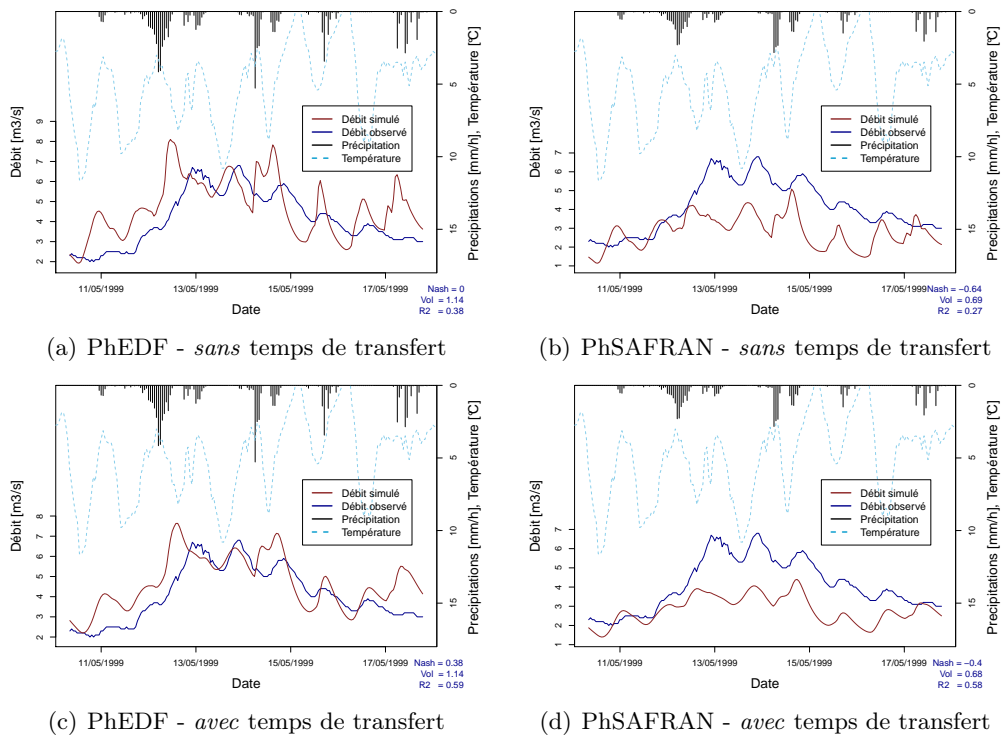


FIGURE 10.7 – Comparaison des débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère pour la crue de mai 1999 et pour les deux forçages de précipitation testés.

En se focalisant sur l'un des événements de crue de référence, celui de mai 1999, on constate que cette représentation de ces transferts permet de mieux reproduire l'évolution horaire des débits de crue, notamment de générer un hydrogramme qui est plus concomitant avec les observations (cf second pic de crue mieux reproduit à la figure 10.7) et moins nerveux. La reproduction de la crue est finalement mieux reproduite avec les PhEDF car elles permettent d'apporter le volume d'écoulement suffisant tout au long de l'épisode (ce qui était déjà le cas au pas de temps journalier).

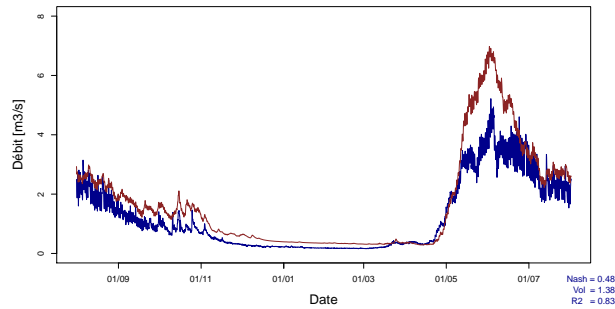
10.2.2 Test de la représentation de la prise d'eau équivalente

Après avoir obtenu de premiers résultats de modélisation horaire sur un sous-bassin nécessairement non aménagé, on présente ici des résultats préliminaires portant sur la représentation des prises d'eau, qui, à terme devra faire l'objet d'une étude plus approfondie. Les premières simulations que l'on montre ci-dessous ont été obtenues pour les sous-bassins du Ponturin et de la Sachette, dont les données de débits dérivés, contrôlés aux Boisses, sont disponibles au pas de temps horaire. Cette modélisation s'est appuyée simplement sur la même architecture et le même calage que le modèle journalier, donc avec une représentation de la météorologie qui se base sur la discrétisation N3 et avec considération des prises d'eau équivalentes. Les résultats qui suivent concernent toute la période d'étude : du 01/08/1997 1h au 01/08/2005 0h.

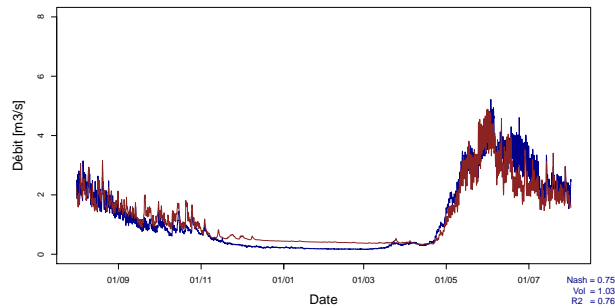
Cette première simulation a abouti à d'assez bons résultats dans l'ensemble, avec de meilleurs score de Nash pour les simulations générées avec les PhSAFRAN, égaux à 0.75, et à seulement 0.48 pour les PhEDF, malgré un meilleur coefficient de corrélation entre débits simulés et observés obtenu avec ce dernier forçage (0.83 contre 0.76 pour les PhSAFRAN) (en annexe figure Z.6). Cette plus mauvaise corrélation obtenue avec les PhSAFRAN est due au fait que le calage du modèle correspondant, non réoptimisé, ne permet pas de représenter une dynamique fidèle des écoulements (réponse trop brutale de l'hydrogramme), malgré une très bonne reproduction en moyenne du volume d'écoulement (1.03). Cette trop forte amplitude des débits est bien visible à l'échelle moyenne inter-annuelle (figure 10.8), où l'on constate également une mauvaise reproduction des étiages, que ce soit ceux simulés avec les PhSAFRAN ou les PhEDF. On retrouve par ailleurs avec ce dernier forçage cette surestimation des écoulements, déjà constatée au pas de temps journalier. Concernant la capacité du modèle à reproduire les écoulements de crue, la figure 10.9 montre que les PhEDF ont généré une bonne dynamique des écoulements, surtout pour la crue d'octobre 2000, avec une remarquable concomitance de l'onde de crue, malgré une surestimation significative du volume d'écoulement (critère de Volume pour l'épisode égal à 1.39). Au contraire, les PhSAFRAN ne permettent pas d'apporter la quantité d'écoulement suffisante, surtout concernant la crue de mai 1999 (Vol=0.83). Enfin, il est probable que le caractère précoce des débits qu'elles simulent soit due à une trop grande valeur du facteur de fonte.

Cette simple représentation de la prise équivalente dans le modèle, qui ne considère aucun transferts d'écoulements, en torrents ou en conduites, semble générer malgré tout des résultats acceptables avec les PhSAFRAN. Néanmoins, il sera nécessaire de tester à terme si la représentation de ces transferts pourra améliorer les performances du modèle, d'abord en considérant un

seul temps de transfert moyen pour un groupement de prises, puis en distinguant chaque prise de manière individuelle et les propagations associées.



(a) simulations générées avec les PhEDF



(b) simulations générées avec les PhSAFRAN

FIGURE 10.8 – Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits horaires observés de l’Isère aux Boisses. Débits moyens inter-annuels.

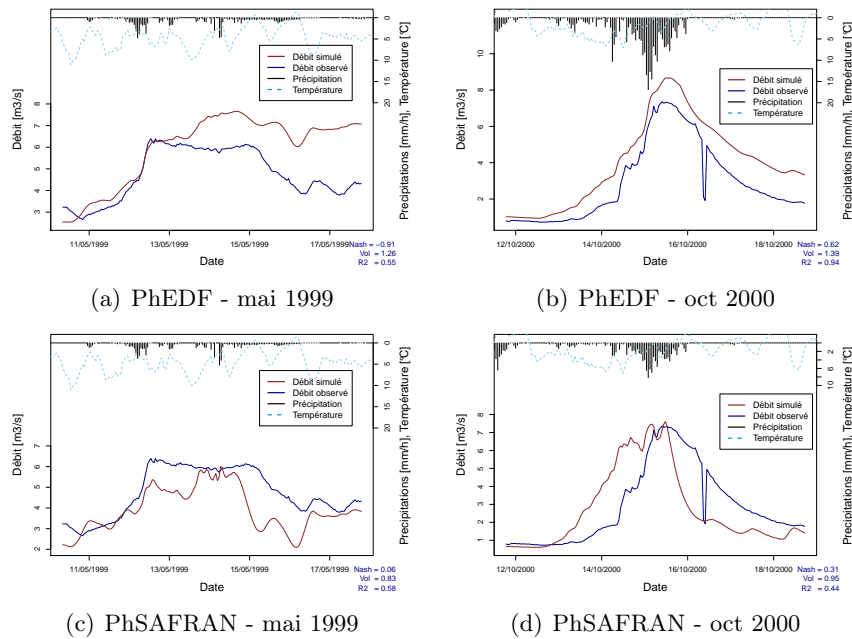


FIGURE 10.9 – Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère aux Boisses pour les deux événements de crue de référence.

Synthèse de la quatrième partie

Cette quatrième partie a eu pour but, après avoir réalisé la modélisation des débits journaliers influencés du bassin, d'introduire la modélisation au pas de temps horaire, et de présenter des résultats préliminaires.

Tout d'abord, nous avons constaté que l'évolution de la prévision journalière vers la prévision horaire nécessitait de prendre un certain nombre d'éléments en considérations, impliquait d'effectuer de nombreux tests et d'apporter de nombreuses modifications à l'architecture de notre modèle. Nous nous sommes contentés d'en faire le diagnostic et également de présenter les résultats des premiers tests de simulation.

La prévision horaire nous amène en premier à représenter dans le modèle d'autres processus hydrométéorologiques, et de constituer les nouveaux forçages qui permettent de représenter en entrée l'évolution horaire des précipitations, des températures et de l'ETP. Ceci afin que le modèle puisse générer une réponse hydrologique fidèle, notamment prévoir la bonne intensité et le bon timing des pic de crue. Une méthode simple a été développée pour désagréger les cumuls journaliers spatialisés des réanalyses de précipitations EDF et SAFRAN, en se basant sur la dynamique des observations horaires. Elle a donc abouti à l'élaboration de deux types de champs horaires de précipitation, qui, testés en entrée du modèle sur deux sous-bassins différents, ont générés dans l'ensemble des résultats satisfaisants. Néanmoins ils devront être testés sur d'autres zones du bassin afin de pouvoir être totalement valides.

Par ailleurs, l'intégration en entrée du modèle de ces nouveaux forçages météorologiques impose nécessairement de réajuster la calibration des paramètres, afin d'optimiser sa performance. Le pas de temps horaire ne permet plus de réaliser ce calage en se basant sur les QNR. En effet, au pas de temps journalier, on pouvait négliger les temps de transfert des différentes dérivations d'écoulement, bien inférieurs à 24h. Mais au pas de temps horaire, ces temps de transferts deviennent significatifs. De plus, il aurait fallu avoir accès à l'ensemble des données nécessaires à la reconstitution de ces débits naturels au pas de temps horaire. L'évolution vers le pas de temps horaire ne permet donc plus de réaliser cette reconstitution. Ainsi, il n'est plus possible de se placer dans des conditions naturelles pour caler le modèle. Une autre démarche devra donc être adoptée. En attendant, des premiers de tests de modélisation ont été effectués sur une zone du bassin non influencée par les aménagements, i.e. le sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère, pour lequel nous avons clairement constaté un gain de la performance du modèle après recalage des paramètres.

A terme, la mise en oeuvre de la modélisation horaire doit passer nécessairement par un nouveau test de la discrétisation N4, permettant de représenter une météorologie plus détaillée du sous-bassin Moûtiers Intermédiaire, ainsi que celui de la discrétisation N5, qui considère des forçages différents sur les sous-bassins amont des prises, dans le but de vérifier si une représentation de la météorologie cette fois au pas de temps horaire permet d'améliorer les performances du modèle.

De plus, ce pas de temps exige également de représenter d'autres aménagements hydroélectriques au sein du modèle, notamment ceux qui influencent les écoulements du bassin au cours d'une même journée. Il s'agit du bassin de compensation de Montrigon et de la retenue de la Sassièrè. Les séries de débits turbinés des centrales n'étant disponibles qu'au pas de temps journalier, il sera aussi nécessaire de désagréger ces volumes journaliers turbinés en volumes horaires de façon à reproduire fidèlement les volumes restitués par les centrales aux cours d'eau durant la journée. Cette remise en cause de la représentation des aménagements implique donc d'adopter une nouvelle architecture de modèle.

Enfin, cette évolution nous amène aussi à considérer tous les transferts d'écoulements dont le temps de parcours est supérieur à 1h, afin de pouvoir obtenir une prévision de débits, notamment de crue, avec le bon timing. La représentation des transferts d'écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire a d'ailleurs permis d'améliorer significativement la qualité des simulations de débit du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère. Par la même occasion, cela remet en cause la méthode de la prise équivalente qui favorisait une certaine souplesse du modèle. Une première simulation avec la représentation de la prise d'eau équivalente a été réalisée sur le sous-bassin du Ponturin et de la Sachette. Cette simple représentation de la prise équivalente dans le modèle, qui n'a considéré aucun transfert d'écoulement, a généré malgré tout des résultats acceptables avec le forçage issu de la désagrégation horaire des réanalyses journalières SAFRAN. A terme, on devra tester si la représentation des transferts des écoulements dérivés à partir de la prise jusqu'à leur point de rejet pourra améliorer les performances du modèle, d'abord en considérant un seul temps de transfert moyen pour un groupement de prises, puis en distinguant chaque prise de manière individuelle et les propagations associées.

Conclusion générale

Ce travail de thèse résulte de la volonté du Service de Préviation des Crues Alpes du Nord (SPCAN) de faire évoluer son système opérationnel pour atteindre une échéance de prévision supérieure à 48 heures sur les tronçons de cours d'eau surveillés.

Il s'inscrit dans le projet RiskNat (2009-2012) du programme européen Interreg ALCOTRA (2007-2013) dans le but de favoriser la coopération transfrontalière entre la France et l'Italie pour la gestion des risques naturels dans les territoires de montagne. Ce projet comprend un volet B5 "Crues des rivières alpines" auquel participent la Région Vallée d'Aoste, la Région Piémont, et le SPC AN pour le compte de la DREAL Rhône-Alpes et auquel collabore aussi le canton du Valais. Coté français, cette participation s'appuie sur un partenariat avec Météo-France, EDF-DTG et le INPG-LTHE. Ce travail de thèse s'intègre pleinement dans cette démarche. Le bassin versant visé en priorité est celui de l'Isère en amont de Grenoble (5720 km²). Ce bassin de montagne impose d'abord de prendre en compte de fortes hétérogénéités spatiales et variabilités temporelles, qui affectent à la fois les processus météorologiques et les processus hydrologiques de surface. D'autre part, ses importants dénivelés et sa géomorphologie en font un terrain favorable à la production hydroélectrique, d'où la présence d'un important système hydraulique qui modifient sensiblement le régime naturel des cours d'eau. Le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers, situé en tête de bassin, d'une surface proche du millier de km², présente en fait les caractéristiques typiques de l'ensemble du bassin. Il constitue donc une zone de travail idéale permettant de mieux évaluer les difficultés de modélisation, d'évaluer différentes solutions et d'appréhender à terme la stratégie de modélisation hydrologique à adopter pour représenter l'ensemble du bassin de l'Isère à Grenoble.

Concernant l'outil de modélisation hydrologique, nous avons travaillé avec le modèle Routing System 2 (RS2), développé par le LCH-EPFL. Ce système est utilisé en opérationnel par le Canton du Valais pour la modélisation du Rhône en amont du lac Léman dans le cadre du projet Minerve. Cet outil permet l'intégration des aménagements hydroélectriques avec une grande souplesse de mise en oeuvre, ce qui est un atout capital, notamment pour une utilisation opérationnelle à terme.

Ce travail a débuté par une importante collecte de données météorologiques, hydrologiques mais aussi sur le fonctionnement des ouvrages. L'absence de données infra-journalières sur la plupart des aménagements nous a orientés dans un premier temps vers une approche au pas de temps journalier. Cette approche a permis d'approfondir la connaissance des processus hydrométéorologiques puis de représenter et comprendre les opérations quotidiennes des ouvrages

hydroélectriques. Cette échelle temporelle a donc fait l'objet de la majeure part des travaux de modélisation présentés dans cette thèse.

Sur notre zone d'étude, les précipitations sont délicates à estimer, à l'échelle du bassin versant, avec le réseau de mesure installé. Cette difficulté n'est pas nouvelle et fera encore l'objet sans doute de nombreuses études. Dans notre cas, trois forçages de précipitation, dont deux issus d'archives de réanalyses (estimations EDF et SAFRAN), ont été testés en entrée du modèle. L'impact de cette incertitude sur les simulations de débit s'est avéré beaucoup plus important que celui lié à la discrétisation du bassin. Les deux forçages de précipitation réanalysés ont permis d'obtenir une meilleure représentativité spatio-temporelle des précipitations.

Nous avons retenu une stratégie de modélisation originale en deux étapes.

La première a permis de calibrer le modèle dans des conditions pseudo-naturelles d'écoulement, pour que les paramètres ne soient pas influencés par la représentation des ouvrages. Au préalable, une reconstitution des débits naturels en différents points stratégiques du bassin a donc été menée à partir des données issues du réseau de mesure en rivière et des aménagements. Puis le calage a été réalisé en séparant les processus de production de débit pour chacun des paramètres concernés. L'optimisation s'est exclusivement basée sur la comparaison des débits naturels reconstitués et des débits simulés. Lors de cette étape, nous avons pu par ailleurs analyser l'impact, sur les sorties du modèle, du découpage des forçages météorologiques correspondant à chaque discrétisation spatiale testée, elle-même liée à différentes représentations des aménagements. Nous avons ensuite conservé le modèle, i.e. la représentation des forçages météorologiques ainsi que le calage associé, qui donnait les meilleures performances.

La seconde étape a consisté ensuite à y intégrer en deux phases la représentation des aménagements et à valider le modèle cette fois sur les débits observés. L'utilisation opérationnelle future du modèle exige d'intégrer une approche de modélisation la plus parcimonieuse possible. Une relation d'équivalence du fonctionnement des prises d'eau a permis au modèle de bénéficier d'une certaine économie, en représentant ces prises de façon regroupée, ce qui ne dégrade pas les performances par rapport à une discrétisation plus détaillée.

Les débits naturels reconstitués, après comparaison avec les débits observés, nous ont aidés à comprendre plus précisément l'influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements du bassin, ainsi que leur fonctionnement et leur gestion. Cette analyse a donc permis de représenter judicieusement ces ouvrages dans le modèle.

Quel modèle pour simuler les débits journaliers observés de l'Isère à Moûtiers ?

L'ensemble des résultats obtenus nous a amenés à retenir, pour la simulation des débits observés de l'Isère à Moûtiers, un modèle qui intégrerait :

- **la représentation explicite des aménagements de la retenue de Tignes et plus particulièrement l'usine des Brévières** ; en effet les débits turbinés aux Brévières condi-

tionnent en grande partie la gestion des écoulements sur le bassin et restent un forçage incontournable du modèle ; or sa gestion est plus largement conditionnée par les besoins en électricité que par l'hydrologie, et reste donc peu prévisible (par un hydrologue) ;

- **la représentation des systèmes de dérivation des écoulements vers les retenues de Roselend et de Saint-Guérin par prise équivalente** ce qui favorise la souplesse du modèle et devient un avantage considérable pour un futur outil d'aide à la décision ;
- **une discrétisation spatiale en 11 sous-bassins**, qui découle principalement des choix de représentations des aménagements. Il s'avère être aussi le découpage qui a généré en moyenne les plus faibles incertitudes dans les simulations de débits, notamment en crue. Ces bonnes performances s'expliquent par la prise en compte explicite du sous-bassin de Tignes, et mais aussi des autres hauts reliefs du bassin. La répartition spatiale des précipitations est donc mieux prise en compte et permet de produire des volumes d'écoulement à l'exutoire plus proches des débits naturels reconstitués.
- **une discrétisation par bandes d'altitude**, qui permet de décrire les processus hydrométéorologiques liés à la neige et ainsi de générer une meilleure dynamique des écoulements, même en crue ;

Ce modèle, exploité en premier en conditions pseudo-naturelles, a donné d'assez bons résultats, comparables à ceux obtenus avec un modèle opérationnel de référence, à savoir le modèle MOR-DOR d'EDF. Au final, on aboutit, concernant une zone jusqu'ici peu investie par des travaux de modélisation hydrologique, et en se basant sur une stratégie de modélisation assez originale, à la mise en oeuvre d'un outil simple, assez souple, qui fournit de bons résultats, et permet de prévoir les débits journaliers en des points différents du bassin. Une méthode de calage automatique hors de la plateforme de modélisation avait été testée mais les résultats obtenus avec l'outil brut ne se sont pas avérés fiables. Cela aurait demandé un temps de travail conséquent pour rendre cet outil réellement opérationnel. On a donc préféré employer une méthode de calage multi-critères qui, comme on a pu le constater, a permis de reproduire fidèlement les débits observés.

Concernant justement le calage des facteurs de fonte, il s'avère que la méthode employée a aboutit à des valeurs certes optimales mais qui semblent ne pas être en cohérence avec la physique des processus, notamment quelques fois avec un facteur de fonte glaciaire plus faible que celui lié à la fonte nivale. Nous pensons donc qu'il serait nécessaire de tester une méthode de calage capable de prendre en compte cette distinction, tout en ne dégradant pas les résultats obtenus.

Néanmoins, quelques obstacles ont été rencontrés en chemin. L'utilisation de la méthode de spatialisation IDW avec un gradient altitudinal homogène a montré ses limites pour les forçages météorologiques, que cela concerne les précipitations ou les températures. Si RS2 l'avait permis, il aurait été intéressant de tester la considération de gradients spatialement et temporellement variables, par exemple par zone, et par saison ou par mois, et d'évaluer l'éventuel gain de performance du modèle. Mais il aurait été difficile malgré tout d'obtenir des estimations représentatives sur l'ensemble du bassin, à partir des seules données disponibles aux stations.

La modélisation des prises d'eau peut être rendue délicate dans le cas exceptionnel où, comme on le suppose pour la crue d'octobre 2000 concernant les prises de l'aménagement des Saucés, il se produit un éventuel colmatage qui modifie leur fonctionnement.

En outre, pour certains épisodes de crue, relativement importants (par exemple celui d'octobre 2000), le modèle semble avoir du mal à reproduire l'intensité des écoulements rapides, soit à cause d'un problème de forçage, soit à cause d'un stockage simulé trop important.

Par ailleurs, la prise en compte supplémentaire de certaines caractéristiques géomorphologiques aurait probablement permis de proposer une discrétisation plus fine et peut-être plus pertinente du bassin, notamment l'occupation des sols, i.e. la végétation, mais également l'exposition des versants. En outre, une meilleure prise en compte de l'ETP, qui passerait nécessairement par l'élaboration d'une nouvelle estimation plus raffinée, pourraient probablement être testée en entrée du modèle.

Enfin, cette étude a permis de mieux comprendre, grâce aux données hydrométéorologiques collectées, les effets des aménagements sur les écoulements qui ont été analysés à plusieurs échelles de temps, notamment en régime de crue. Pour des événements généralisés, avec des températures suffisamment positives pour générer de l'écoulement, le même type de fonctionnement des aménagements est observé : entre 20 m³/s et 24 m³/s en moyenne sont exportés vers la retenue de Roselend et un volume minimal de 2.6 hm³/jour (équivalent à un débit minimal de 30 m³/s) est stocké dans la retenue de Tignes. Ce stockage pour la crue du 15 octobre 2000 a représenté 30% du débit journalier naturel de l'Isère à l'exutoire du bassin. Cette étude de modélisation a donc montré l'importance, vis-à-vis du Service de Prévisions des Crues, de connaître les écoulements sortants de certains aménagements, notamment celui de Tignes, qui ont permis de pouvoir simuler les bons volumes d'écoulement à l'exutoire.

Pourquoi et comment évoluer vers la prévision horaire ?

A terme, cette modélisation devra nécessairement fournir des prévisions de débits avec un pas de temps suffisamment fin, i.e. horaire, qui permettra au SPC d'améliorer son aide à la gestion de crise, en se basant sur une estimation plus juste et plus précise du débit de crue. Cette prévision horaire doit permettre d'anticiper correctement l'évolution vers le pic de crue. Mais sa mise en oeuvre est plus complexe et requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques et hydrauliques (cf. perspectives).

Dans cette thèse, afin d'estimer des champs horaires de précipitation, une méthode de désagrégation des cumuls journaliers issus des réanalyses a été employée en se basant sur la dynamique horaire des observations. Une première simulation sur un sous-bassin non-influencé a montré la nécessité, au pas de temps horaire, de considérer le temps de transfert des écoulements se propageant de l'aval de chaque bande d'altitude jusqu'à l'exutoire. Une seconde simulation, sur un sous-bassin aménagé et avec une représentation simple de la prise d'eau équivalente, a généré des résultats acceptables, mais qui restent à améliorer par la suite.

Les solutions pour aboutir à la modélisation horaire restent donc encore à préciser. Le prochain travail concernera nécessairement une meilleure prise en compte des temps de transfert, que ce soit sur les versants, en rivière ou dans les aménagements. Il devra s'effectuer sur des parties de bassin disposant de données horaires. Ceci permettra ensuite de valider la représentation des prises d'eau dans le modèle, ainsi que le poids de la discrétisation dans la représentation des forçages météorologiques. L'absence de données horaires pour certains aménagements nécessitera aussi un travail de désagrégation des volumes turbinés journaliers en volumes horaires. Sur ce point particulier, les méthodes restent largement à préciser, que ce soit pour intégrer la gestion saisonnière largement influencée par l'hydrologie, ou les gestions hebdomadaires ou quotidiennes largement tributaires des besoins énergétiques. L'objectif reste bien de définir une stratégie de calage et de validation du modèle pour ce pas de temps.

La méthodologie retenue pour effectuer la modélisation horaire du sous-bassin de l'Isère à Moûtiers pourra être ensuite appliquée au bassin entier de l'Isère en amont de Grenoble. Cette modélisation passera nécessairement par la connaissance du fonctionnement de l'ensemble des ouvrages hydroélectriques en présence, ainsi que par l'accès aux données hydrométéorologiques.

Si l'objectif du SPC est bien d'arriver à une modélisation horaire avec prise en compte des aménagements, la modélisation journalière des débits naturels n'est pas sans intérêt. En effet elle ouvre la perspective de pouvoir travailler sur de longues séries de données et d'améliorer la compréhension des crues historiques. Elle reste de plus intéressante en opérationnel car elle est un bon indicateur du scénario le plus pénalisant (i.e. les retenues pleines et les prises d'eau engravées).

Quelles perspectives ?

Ce travail de thèse peut donc être considéré comme le premier maillon d'une chaîne des travaux vers un système intégré de prévision des crues du SPC AN. D'autres travaux sont en cours et à venir. Un premier aspect concerne l'amélioration de la modélisation de la dynamique du couvert nival. Les travaux tendent actuellement vers des modèles neige à index de température plus distribués avec notamment pour objectif l'assimilation de données neige. Cet objectif passe nécessairement par une bonne spatialisation des forçages, que ce soit en précipitation mais aussi en température, à partir et dans la suite des travaux de Gottardi (2009). Cette approche plus distribuée impliquera nécessairement une évolution des modèles de neige actuellement utilisés et permettra à terme de valoriser l'ensemble des données neige, qu'elles soient issues du réseau sol ou du satellite. Elle nécessitera aussi de mieux prendre en compte l'occupation du sol. Il sera intéressant, par la suite, de comparer ces travaux avec des approches modélisant le bilan énergétique complet et d'en évaluer l'apport sur le bassin versant de l'Isère.

D'autres aspects pourront également être améliorés, par exemple l'amélioration des forçages atmosphériques, soit par l'installation de radars, ou par la densification du réseau de mesure. Mais aussi l'amélioration du calcul de la reprise évapotranspirative, notamment avec une meilleure prise en compte du couvert forestier.

Enfin, les prochaines grandes étapes de ce projet pourraient consister à :

- étendre la modélisation au bassin de l'Isère en amont de Grenoble ;
- effectuer le couplage opérationnel entre les modèles hydrologiques et hydrauliques, notamment afin de considérer les endiguements des cours d'eau et le processus de déversements éventuels ;
- intégrer, en mode opérationnel, une méthode de spatialisation des forçages météorologiques du modèle à partir des observations en temps réel, puis ensuite à partir cette fois de prévisions météorologiques ;
- intégrer, toujours en mode opérationnel, une méthode d'ajustement des conditions initiales du modèle en assimilant les observations en temps réel (mise à jour des variables d'état) ;
- étudier la gestion des incertitudes dans la prévision des crues, avec notamment l'utilisation de prévisions météorologiques probabilistes ;
- enfin, mettre au point une méthodologie pour la définition d'un seuil probabiliste de déclenchement de la procédure d'alerte qui permettra au SPC de traduire en langage opérationnel les sorties des modèles.

Bibliographie

- Abbott M.-B., J.-C. Bathurst, J.-A. Cunge, P.-E. O'connell et J. Rasmussen** (1986). An introduction to the European Hydrological System. Système Hydrologique Européen, "she", 2 : Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* **87**, pp. 61–77.
- Agard M.** (1942). L'endiguement de l'isère en grésivaudan. *Revue de Géographie Alpine.* (30-4), pp. 701–711.
- Ambroise B.** (1998). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles.* pp. 200.
- Ambroise C., M. Dang et G. Govaert** (1997). Clustering of spatial data by the em algorithm. In *In : geoENV I - Geostatistics for Environmental Applications*, pp. 493–504.
- Armand G.** (1950). Les crues de l'isère en juin et septembre 1948. *Revue de Géographie Alpine.* **38**(38-3), pp. 541–554.
- Belleudy** (2009). MAS in hydraulic engineering. Evaluation et gestion du risque de crue. Crues des torrents de belledonne d'août 2005. Rapport technique, UJF-LTHE.
- Bergström S.** (1995). The hbv model, computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*, pp. 443–476.
- Berthet L.** (2010). *Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique.* Thèse de doctorat, Ecole National du Génie Rural et des Eaux et Forêts.
- Beven K. et M. Kirby** (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological sciences bulletin* **24**(1), pp. 43–69.
- Beven K. J.** (1996). The limits of splitting : Hydrology. *The Science of the Total Environment*, pp. 89–97.
- Bois P.** (1971). *Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie.* Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides, Université de Grenoble., pp. 30.
- Bouchard S.** (1986). *Amélioration d'un modèle hydrologique déterministe et son application à la prévision des ruissellements du bassin du lac St-Jean.* Mémoire de DEA, Université du Quebec.

-
- Bourqui M.** (2008). *Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques*. Thèse de doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony).
- Box G. E. et G. M. Jenkins** (1976). *Time-Series Analysis, Forecasting and Control*. Rev. ed. Holden Day, San Fransisco., pp. 784.
- Braun L., E. Brun, Y. Durand, E. Martin et P. Tourasse** (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology* **25**(1-2), pp. 129–144.
- Brendt I.** (2006). Changement du climat dans l'espace alpin, Effets et défis, Lebensministerium, Vienne. Rapport technique, Convention Alpine.
- Bérod D. et D. Consuegra** (1995). Etude consecru, traitements statistiques des séries de débit. *Rapport non publié, Laboratoire d'hydrologie et aménagements, EPFL, Lausanne*.
- Bérod D., V. Singh, D. Devred et A. Musy** (1995). A geomorphologic nonlinear cascade (gnc) model for estimation of floods from small alpine watersheds. *Journal of Hydrology* **166**, pp. 147–170.
- Caballero Y.** (2001). *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale : Application à la haute-vallée du Zongo (Bolivie)*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc (USTL).
- Caballero Y., P. Chevallier, R. Gallaire et R. Pillco** (2005). Flow modelling. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau* **2**, pp. 44–48.
- Carrega P.** (1988). L'évapotranspiration potentielle et réelle dans le midi méditerranéen. son originalité par rapport au reste de le france. *Méditerranée* **66**(4), pp. 3–8.
- Castellani C.** (1986). Régionalisation des précipitations annuelles par la méthode de la régression linéaire simple : l'exemple des Alpes du Nord. *RGA* **74**(4), pp. 393–403.
- Claude A., I. Zin, C. Obled, A. Gautheron et C. Perret** (2010). Towards an operational flood forecasting system taking into account hydro-power plants operations. *Mathematical Modelling in Civil Engineering, Technical University of Civil Engineering from Bucharest* **6**(4), pp. 26–42.
- Coeur D.** (2008). *La plaine de Grenoble face aux inondations. Genèse d'une politique publique du XVII^e au XX^e siècle*. Versailles, Ed. Quare., pp. 310.
- Connoly R., J. Schirmer et P. Dunn** (1998). A daily rainfall disaggregation model. *Agricultural and Forest Meteorology*. (92), pp. 105–117.
- Consuegra D., M. Niggli et A. Musy** (1998). Concepts méthodologiques pour le calcul des crues. application au bassin versant supérieur du rhône. *Wasser, Energie, Luft*, pp. 223–231.
- Courtier P., C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier et M. Rochas** (1991). The arpège project at météo france. proc. ecmwf, reading, united kingdom. In *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, Volume 2, pp. 193–232.
- Craig J.** (1984). *Basic routines for the Casio Computer*. Wayne Geen Books, Peterborough, NH 03458.
- Crawford N. et R. Linsley** (1966). Digital simulation in hydrology : Stanford watershed model 4. Rapport technique, Stanford University, Palo Alto, Ca.

-
- Cunge J.** (1969). Au sujet d'une méthode de calcul de propagation des crues (méthode muskingum). *Journal of Hydraulic Research*, pp. 205–230.
- Darcy H.** (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, Dalmont, Paris.
- Datin R.** (1998). *Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier.
- De Mont-Rond E.** (1847). *Du Rhône et de ses Affluents des Alpes*. Carrillan Goeury et Dalmont éd., pp. 252.
- De Saintignon M. F. et A. Douguedroit** (1984). Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Revue de géographie alpine* **72**(2-4), pp. 225–240.
- Debele B., R. Srinivasan et J. Parlange** (2009). Hourly analyses of hydrological and water quality simulations using the eswat model. *Water Resource Management*. (23), pp. 303–324.
- Deng Y., N. Flerchinger et K. R. Cooley** (1994). Impacts of spatially and temporally varying snowmelt on subsurface flow in a mountainous watershed : 2. subsurface processes. *Hydrological Sciences* **39**(5).
- des Risques Majeurs I.** (2000). Les colères de l'isère aujourd'hui maîtrisées? <http://www.irma-grenoble.com/>.
- Dooge** (1973). Linear theory of hydrologic systems. Rapport technique, Technical Report Agricultural, Research Service, USDA.
- Duband D.** (1970). *Reconnaissance dynamique de la forme des situations météorologiques. Application à la prévision quantitative des précipitations*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Paris.
- Dubois J. et J. Boillat** (2000). Routing system : Modélisation du routage de crues dans des systèmes hydrauliques à surface libre. *Ed. Dr A. Schleiss.*
- Duffie J. A. et W. A. Beckman** (1991). *Solar Engineering of Thermal Processes*. New York : Wiley-Interscience, Second Edition.
- Dumas D.** (2004). Les deux crues mémorables de l'isère à grenoble (1651 et 1859). analyse des estimations de m.pardé. *Revue de Géographie Alpine*. (92-3), pp. 27–38.
- Durand Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre et E. Martin** (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Annals of Glaciology* **18**, pp. 65 – 71.
- Durot K.** (1999). *Modélisation hydrologique distribuée du bassin versant nivo-pluvial de Sarrennes. Validation des données d'entrée et développement d'un module de fonte nivale sous forêt*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Econopouly T., D. Davis et D. Woolhiser** (1990). Parameter transferability for a daily rainfall disaggregation model. *Journal of Hydrology*. (118), pp. 209–228.
- Edijatno et M. .C.** (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* **2**, pp. 113–121.
- Franchini M., J. Wendling, C. Obled, et E. Todini** (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the topmodel. *Journal of Hydrology*, pp. 293–338.

-
- Garçon, R.** (1996). Prévission opérationnelle des apports de la durance à serre-ponçon à l'aide du modèle mordor. bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche* (5), pp. 71–76.
- Garcia-Hernandez J., F. Jordan, J. Dubois, et J. Boillat** (2007). *Communication 32 : Routing System II. Modélisation d'écoulements dans des systèmes hydrauliques*. Ed. Dr A. Schleiss, EPFL-LCH.
- Gidon M.** (1998). Extrait de "geol-alp". Un atlas géologique des Alpes françaises. <http://www.geol-alp.com>.
- Girard G., E. Ledoux et J. P. Villeneuve** (1981). *Le modèle couplé - Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique.*, Volume 18. Cahiers ORSTOM , série Hydrologique., pp. 195–280.
- Gottardi F.** (2009). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne - Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement - Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse de doctorat, Institut Polytechnique de Grenoble.
- Graf W. et M. . Altinakar** (2005). *Hydraulique fluviale.*, Volume 16. Traité de Génie civil, René Walther, Lausanne.
- Green W.-H. et G.-A. Ampt** (1911). Studies on soil physics, 1 : the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science* 1(2).
- Gurtz J., A. Baltensweiler et H. Lang** (1999). Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes*. (13), pp. 2751–2768.
- Gurtz J., M. Zappa, K. Jasper, H. Lang, M. Verbunt, A. Badoux et T. Vitvar** (2003). A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments. *Hydrological Processes*. (17), pp. 297–311.
- Hall M. et A. Minns** (1993). Rainfall-runoff modelling as a problem in artificial intelligence : experience with a neural network, in b. h. society (ed.). In *4th National Hydrology Symposium, British Hydrological Society, Cardiff*.
- Hamdi** (2003). Projet MINERVE, rapport intermédiaire n°1, volet b : Modélisation hydrologique. Rapport technique, HYDRAM-EPFL, Lausanne.
- Hamdi Y., B. Hingray et A. Musy** (2005). Un modèle de prévision hydro-météorologique pour les crues du rhône supérieur en suisse. *Wasser, Energie and Luft* 11-12, pp. 325–332.
- Hingray B., A. Mezghani, B. Schaefli, M. Niggli, G. Faivre, F. Guex, Y. Hamdi et A. Musy** (2006). Projet consecru2 - estimation des débits de crue du rhône à la porte du scex et autres points amont caractéristiques. *Unpubl. Technical Report, Technical report, EPFL.*
- Hingray B., B. Schaefli, A. Mezghani et Y. Hamdi** (2010). Signature-based model calibration for hydrological prediction in mesoscale alpine catchments. *Hydrological Sciences Journal*. 6(55), pp. 1002–1016.
- Hock R.** (2003). Temperature index melt modelling in mountain regions. *Journal of Hydrology* 282(4), pp. 104–115.
- Jakeman A. J. et P. G. Whitehead** (1996). Unit hydrographs methods and applications. *Hydrological Processes* 10(6), pp. 771–893.

-
- Jordan F.** (2007). *Modèle de prévision et de gestion des crues - Optimisation des opérations des aménagements hydro-électriques à accumulation pour la réduction des débits de crue*. Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Jordan F., J. Garcia-Hernandez, J. Dubois et J. Boillat** (2008). *Communication 38 : MINERVE. Modélisation des intempéries de nature extrême du Rhône valaisan et de leurs effets*. Ed. Dr A. Schleiss, EPFL-LCH.
- Kalman R. E.** (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of Basic Engineering*, pp. 95–107.
- Karunanithi N., W. Genney et D. Whitley** (1994). Neural networks for river flow prediction. *Journal of Computing in Civil Engineering* **8**(2), pp. 201–220.
- Koscielny M.** (2008). Impacts des aménagements en montagne sur les processus hydrologiques et l'évolution géodynamique des versants (les arcs, savoie, france). *Bull Eng Geol Environ* (67), pp. 585–595.
- Lang M.**. Mise au point d'un prototype de système d'aide à l'obtention d'informations historiques sur les inondations. applications aux rivières de l'ardèche et de l'isère. <http://base-infr.lyon.cemagref.fr/>.
- Le Moine N.** (2005). *Déterminants du bilan d'eau à l'échelle du bassin versant : vers une estimation réaliste des pertes des bassins de surface*. Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI., Paris.
- Lebel T. et G. Bastin** (1985). Variogram identification by the mean-squared interpolation error method with application to hydrologic fields. *Journal of Hydrology* **77**(1-4), pp. 31–56.
- Lhotellier R.** (2005). *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat, Laboratoire SEIGAD de l'Institut de Géographie Alpine / Université Joseph Fourier.
- Lhotellier R.** (2006). Spatialisation de la température minimale de l'air à échelle quotidienne sur quatre départements alpins français. *Climatologie* **3**, pp. 55–70.
- Libert P.** (1934). La Haute-Tarentaise. *Annales de Géographie* **43**(246), pp. 579–593.
- Loucks D.-P., J. Kindler et K. Fedra** (1985). Interactive water resources modelling and model use : An overview. *Water Resources Research* **2**(21), pp. 95–102.
- Makridakis S., S. C. Wheelwright et V. E. McGee** (1983). *Forecasting - Methods and Applications*. John Wiley and Sons, New York.
- Manning R.** (1871). *On the flow of water in open channels and pipes.*, Volume 20. Transactions of the Institute of Civil Engineering of Ireland, pp. 161–207.
- Marnezy A.** (1999). *L'Arc et sa vallée : anthropisation et géodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant*. Thèse de doctorat, Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble.
- Martinec J., H. Oeschger, U. Schotterer et U. Siegenthaler** (1982). Snowmelt and groundwater storage in an alpine basin. In *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas, Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982*, Number 138, pp. 169–175.
- Martinec J., A. Rango et R. Roberts** (1998). *Snowmelt runoff model (SRM) user's manual*. USDA Hydrology Laboratory, Beltsville, Maryland, USA.

-
- Martinez P.** (2010). *Vers un système intégré de prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : désagrégation temporelle des champs de précipitations journaliers en champs de précipitation horaires*. Mémoire de DEA, LTHE-INPG-UJF.
- Matheron G.** (1962). *Traité de géostatistique appliquée. Tome I*. Number 14. Paris : In E. Technip (ed.), pp. 252.
- Mathevet T.** (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, Ecole National du Génie Rural et des Eaux et Forêts.
- Mathevet T., C. Perret, R. Garçon, P. Perriers, D. Goutx, J.-M. Gibey, R. Oudin, H. Xhaard et R. J.-L.** (2010). Modèles de prévision et prise de décision pour le soutien d'étiage de la Loire. *La Houille Blanche* (5), pp. 40–51.
- McGuinness J. et E. Bordne** (1972). A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. Rapport Technique 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., Technical Bulletin 1452.
- Metcalf et Eddy** (1971). *Storm Water Management Model, Vol. I. Final Report*. University of Florida, and Water Resources Engineers, Inc., U.S. EPA, Washington,.
- Metropolis N., A. Rosenbluth, M. Rosenbluth, A. Teller et E. Teller** (1953). Equation of state calculations by fast computing machines. *J Chem Phys* **21**, pp. 1087–1092.
- Morin G., J. P. Fortin, J. P. Lardeau, W. Sochanska et S. Paquette** (1981). *Modèle CEQUEAU : Manuel d'utilisation*. INRS-Eau. pp. 195–280.
- Mouelhi S.** (2003). *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony).
- Musy A.** (2000). *Principes de modélisation, Cours d'hydrologie postgrade*. Number 225. Ed. Musy, A., EPFL, Lausanne.
- Nalbantis I.** (1995). Use of multiple-time-step information in rainfall-runoff modeling. *Journal of Hydrology* (165), pp. 135–159.
- Nascimento N. O.** (1995). *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant*. Thèse de doctorat, CER-GRENE/ENPC.
- Nash J. E. et J. V. Stoulliffe** (1970). River flow forecasting through conceptual models. part 1-a discussion of principles. *J. Hydrol.* **10**(3), pp. 282–290.
- Noilhan J. et J.-F. Mahfouf** (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* **13**, pp. 145–159.
- Obled** (2009). Reconstitution de la situation hydrométéorologique correspondant à la crue de l'Isère de 1859. Rapport technique, Grenoble INP, LTHE, PGRN, Conseil Général de l'Isère, Cemagref, EDF-DTG, DDT38.
- Obled C., P. Bois et I. Zin** (2007). *Introduction au traitement de données en hydrologie.*, Volume 7. Polycopié de l'ENSE3., pp. 265.

-
- Obled C. et B. Rosse** (1975). *Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point.*, Volume 12. Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.
- Obled C. et I. Zin** (2004). Topmodel : principes de fonctionnement et application. *La Houille Blanche* **1**, pp. 65–77.
- Obled C., I. Zin et B. Hingray** (2009). Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau* **5**, pp. 1–7.
- Onde H.** (1938). La Maurienne et la Tarentaise. L'homme et la nature intraalpine. Particularités du paysage végétal et agricole en Maurienne et en Tarentaise. Etude de géographie physique. *B. Arthaud* **8**, pp. 67.
- ONU** (2002). Guidelines for reducing flood losses. rapport de synthèse. Rapport technique, Organisation des Nations Unies.
- Oudin L.** (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global.* Thèse de doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony).
- Paquet E.** (2004). Evolution du modèle hydrologique morder : modélisation du stock nivale à différentes altitudes. *La Houille Blanche* (2), pp. 75–82.
- Pardé M.** (1924). *Les affluents du Rhône inférieur (entre Tournon et la mer).* Etude hydrologique., Volume 4. Bulletin de la Société Scientifique de l'Isère.
- Payan J.-L., C. Perrin, V. Andreassian et C. Michel** (2008). How can man-made water reservoirs be accounted for in a lumped rainfall-runoff model? *Water Resour. Res.* **44**.
- Perrin C.** (2000). *Vers une amélioration du modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Pike J.-G.** (1964). The estimation of annual run-off from metrological data in tropical climate. *Journal of Hydrology* **2**, pp. 116–123.
- Quintana-Seguí P., P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy et S. Morel** (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the safran analysis over france. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **47**(1), pp. 92–107.
- Ranzi R., B. Bacchi et G. Grossi** (2003). Runoff measurements and hydrological modelling for the estimation of rainfall volumes in an alpine basin. *Royal Meteorological Society* (129), pp. 653–672.
- Ribeiro J., N. Lauzon, J. Rousselle, H. Trung et J. Salas** (1998). Comparaison de deux modèles pour la prévision journalière en temps réel des apports naturels. *Canadian Journal of Civil Engineering* **25**, pp. 291–304.
- Richards K., M. Sharp, N. Arnold, A. Gurnell, M. Clark, M. Tranter, P. Nienow, G. Brown, I. Willis et W. Lawson** (1996). An integrated approach to modelling hydrology and water quality in glacierized catchments. *Hydrological Processes* **10**, pp. 479–508.
- Ritter J.** (1959). L'aménagement hydroélectrique du bassin de l'isère. *Annales de géographie* **68**(365), pp. 34–53.

-
- Saint-Venant B.** (1871). *Théorie du mouvement non permanent des eaux avec application aux crues des rivières et à l'introduction de marées dans leurs lits.*, Volume 73. *Compte Rendu des Séances de l'Académie des Sciences*, pp. 147–154.
- Schaefli B. et H. Gupta** (2007). Do nash values have value? *Hydrol. Process.* **21**, pp. 2075–2080.
- Schaefli B., B. Hingray, M. Niggli et A. Musy** (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* **9**(1-2), pp. 95–109.
- Seguin B.** (2005). *Esco sécheresse et agriculture. Rapport technique*, INRA Avignon.
- Shea J.-M., R. Dan Moore et K. Stahl** (2009). Derivation of melt factors from glacier mass-balance records in western canada. *Journal of Glaciology* **55**(189), pp. 123–130.
- Shepard D.** (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, ACM '68, New York, NY, USA, pp. 517–524. ACM.
- Simonovic S., H. Fahmy et A. El-Shorbagy** (1997). The use of object-oriented modelling for water resources planning in egypt. *Water Resources Management* **11**, pp. 243–261.
- Sivapalan M.** (2003). Prediction in ungauged basins : A grand challenge for theoretical hydrology. *Hydrol. Processes* **17**, pp. 3163–3170.
- United States Army Corps of Engineers** (2000). *Hydrologic modeling system HEC-HMS. Technical reference manual.*
- Tourasse P.** (1981). *Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues - application aux régions cévenoles.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Turc L.** (1953). *Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.* Thèse de doctorat, INRA.
- Valery A.** (2010). *Modélisation précipitations - débit sous influence nivale. Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants.* Thèse de doctorat, AgroParisTech, Cemagref.
- Verbunt M., M. Groot Zwaaftink et J. Gurtz** (2005). The hydrologic impact of land cover changes and hydropower stations in the alpine rhine basin. *Ecological modelling* **187**(3), pp. 71–84.
- Vivian H.** (1969). Les crues de l'isère à grenoble et l'aménagement actuel des digues. *Revue de Géographie Alpine.* (57-1), pp. 53–84.
- Vivian H.** (1986). Un exemple de régime influencé : hydrologie et hydroélectricité dans les cours d'eau des alpes du nord. *Hydrologie Continentale* **1**(1), pp. 63–78.
- Vivian H.** (1994). L'hydrologie artificialisée de l'isère en amont de grenoble. essai de quantification des impacts des aménagements. *Revue de géographie alpine* (2), pp. 97–112.
- Vivian H.** (1996). Crues et aménagements hydroélectriques. l'exemple des crues de l'isère et du drac à grenoble. hommes et terres du nord. *Revue de géographie alpine* (1), pp. 13–19.

-
- Vivian H.** (2001). L'eau dans tous ses états, cent ans de recherches géographiques dans les alpes françaises. *Revue de géographie alpine* (4).
- Vrugt J. A., C. TerBraak, M. P. Clark, J. M. Hyman et B. A. Robinson** (2008). Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling : Doing hydrology backward with markov chain monte carlo simulation. *Water Resour. Res.* **44**.
- Vrugt J. A., C. TerBraak, C. Diks, M. P. Clark, J. Hyman, B. Robinson et D. Higdon** (2009). Accelerating markov chain monte carlo simulation by differential evolution with self-adaptive randomized subspace sampling. In *International Journal of Nonlinear Sciences et Numerical Simulation*, Volume 10, pp. 271–288.
- Weingartner R., M. Barben et M. Spreafico** (2003). Floods in mountain areas - an overview based on examples from switzerland. *Journal of Hydrology* **282**, pp. 10–23.
- Zin I.** (2002). *Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Zurada J.** (1992). Introduction to artificial neural networks - application of a neural network technique to rainfall-runoff modelling. *West Publishing Co, New York*.

ANNEXES

Annexe A

Compte-rendu de la crue de l'Isère à Grenoble de mai 2010

Deux ans presque jour pour jour après la crue de mai 2008, l'Isère a encore fait des siennes ce lundi 31 mai (figure A.1).. En effet, d'après le bulletin d'information émis par le SCHAPI (fourni par le SPCAN), le débit maximum à Grenoble a été estimé à $870 \text{ m}^3/\text{s}$ vers 20h, soit une hauteur de 3,10 m à l'échelle de Bastille. Cette crue serait observée en moyenne tous 10 ans. Les tronçons Isère Amont et Aval sont passés en vigilance jaune le lundi 31 mai.

Météorologie de l'événement : une dépression centrée sur la mer du nord génère un flux de nord-ouest qui va affecter les premiers reliefs situés au nord des Alpes, le Mont-Blanc et ceux de la vallée de l'Isère notamment. Un premier épisode pluvieux avec des températures assez douces a concerné le bassin de l'Isère dans la matinée du dimanche 30 mai apportant en moyenne 20 à 40 mm en Savoie et 10 à 20 mm sur les bassins du Drac et de la Romanche, jusqu'à des altitudes atteignant 2000 m, ce qui va générer d'importants volumes d'écoulement de fonte nivale en général. Un second épisode pluvieux plus intense que le premier a démarré dans la soirée du



FIGURE A.1 – Crue de l'Isère à la station hydrométrique du campus du 31 mai 2010.

dimanche 30 mai et s'est terminé en fin de matinée du lundi 31 mai et a encore apporté 30 à 50 mm en Savoie, avec des cumuls maximaux de 70 mm enregistrés en Haute-Tarentaise et 10 à 30 mm sur les bassins du Drac et de la Romanche. Les précipitations ont été plus abondantes sur le bassin versant de l'Isère que sur ceux de la Romanche et du Drac. Ceci explique que la crue à Grenoble ait été produite principalement par les eaux du bassin de l'Isère amont, les eaux du Drac n'ayant guère amplifié le phénomène au-delà de Grenoble. Les cours d'eau du bassin de l'Isère amont (Savoie notamment) ont réagi uniformément, avec de plus une forte contribution des affluents de Belledonne.

Hydrologie de l'événement : les jours précédents la crue de mai 2010, le débit moyen de l'Isère à Grenoble (Bastille) se situe en dessous des 400 m³/s. Dans la nuit du dimanche 30 au lundi 31 mai, suite à l'épisode pluvieux du dimanche 30 au matin, il atteint le pallier de 500 m³/s entre minuit et 5 heures du matin. La montée des eaux se déroule de façon régulière, selon un gradient de 35 m³/h. Suite au second épisode pluvieux qui démarre dans la soirée du dimanche 30 mai, le pic de crue atteint Pontcharra (station de La Gâche) le lundi 31 vers 14 h : 920 m³/s (940 m³/s en 2008). Environ 6 h plus tard, soit vers 20 h, c'est la ville de Grenoble qui, à son tour, est concernée (figure A.2), avec un pic de crue évalué à 800/840 m³/s à la Bastille, soit une hauteur de 3,10 m à l'échelle (chiffres 2008 : 840 m³/s). Cet épisode nocturne s'étale sur une durée de 2 à 3 heures. La descente intervient ensuite selon un gradient identique à celui de la montée pour atteindre 600 m³/s en 10 h, puis selon un gradient nettement plus faible : 16 h pour passer de 600 m³/s à 400 m³/s.

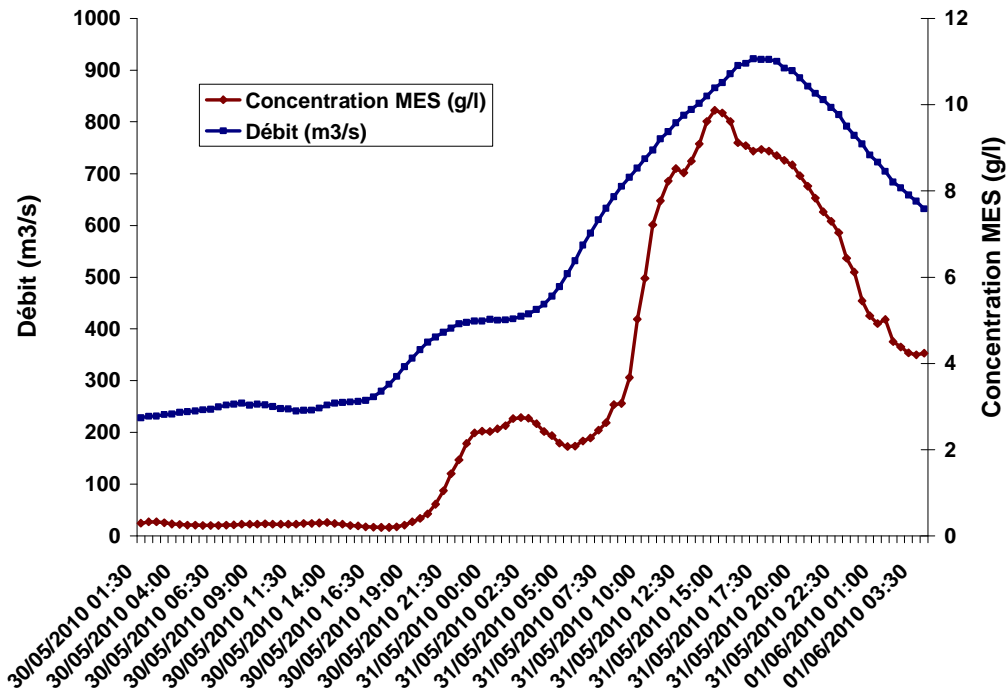


FIGURE A.2 – Débit de l'Isère à la station hydrométrique du campus et sa concentration en MES lors de l'épisode.

Sur le tronçon de l'Isère situé en aval de Grenoble, le maximum de la crue est observé à Saint-Gervais dans la nuit du 31 mai au 1er juin, vers 1 h du matin, avec un pic à $1\,200\text{ m}^3/\text{s}$, soit une hauteur de 4,78 m à l'échelle. A la différence de Grenoble-Bastille, l'écart avec les valeurs de 2008 ($1\,265\text{ m}^3/\text{s}$ et 5,04 m à l'échelle) est plus marqué à Saint-Gervais. Ce qui confirme un épisode pluvieux moins marqué sur les bassins versants du Drac et de la Romanche en 2010.

En plus d'une grande quantité de flottants dans l'Isère à Grenoble, de fortes concentrations en matières en suspension ont été observées : par moments, on a mesuré plus de 9 g/l, qui correspondent à plus de 7 tonnes de sédiments transités par seconde au niveau de la station hydrométrique du campus universitaire de Saint-Martin-D'Hères (figure A.2).

Le scénario de la crue n'est envisagé par le SPC AN que le dimanche matin, grâce aux prévisions fiables de MétéoFrance des précipitations des zones concernées. Il sera confirmé le dimanche soir, et le SPC imagine alors plutôt un scénario avec un débit à Grenoble autour des $700\text{ m}^3/\text{s}$. Dès le lundi 31 mai à 8 h, à l'initiative du SPC, l'état de vigilance est passé du vert au jaune, comme il se doit dès que le débit de l'Isère est supérieur à $500\text{ m}^3/\text{s}$. La crue sera prévue avec une anticipation de 8 heures. L'alerte jaune a été levée dès le mardi 1er juin à 8 h pour Isère aval, et seulement le lendemain à la même heure pour Isère amont.

Cette crue de mai 2010 est sensiblement équivalente à celle de mai 2008, mais avec une genèse plus rapide et plus courte. On constatera des débordement à la base de loisir du Bois Français, des problèmes de refoulement par les réseaux dans quelques communes et une remontée de la nappe phréatique sur le campus de Saint-Martin-D'Hères.

Investigation du LTHE et l'ENSE3 : Les chercheurs et thésards des équipes CHyC et RIVER du LTHE, ainsi que les personnels de l'ENSE3 responsables de la station, étaient particulièrement intéressés par cette crue, qui leur a permis de tester les outils expérimentaux ou numériques développés dans le cadre de différents partenariats de recherche ou enseignement. Plusieurs tentatives de mesures de profil de vitesse par jaugeage ont été effectuées le lundi 31 mai à la station limnimétrique du Campus Universitaire par des membres de l'école ENSE3 et du LTHE. L'emploi de la méthode du jaugeage au moulinet aurait été risqué du fait de la présence d'un grand nombre de flottants. Malheureusement, les mesures de profils de vitesse par ADCP n'ont pu aboutir probablement en raison de la charge trop importante de matériau que transportait l'Isère.

Dernière crue récente de l'Isère à Grenoble (Hauteur mesurée à la station limnimétrique du Campus Universitaire) :

- mars 2001 : 6.36 m
- mai 2008 : 6.10 m
- mai 2010 : 6.29 m

Annexe B

Les caractéristiques du bassin

B.1 Les formations géologiques

Selon Gidon (2008), les Alpes proprement dites s'étendent sur un millier de kilomètres, entre Gênes et Vienne, avec une largeur comprise entre 100 et 400 km. On peut les subdiviser sur des critères géographiques, géologiques et topologiques, en trois parties distinctes : les Alpes occidentales, qui forment un arc entre la mer Méditerranée et le Valais, les Alpes centrales, entre le Valais et les Grisons (Suisse orientale), et les Alpes orientales et méridionales, qui s'ensellent dans la plaine de Pannonie à l'ouest des Carpates. Notre zone d'étude est située dans les Alpes occidentales.

Un itinéraire transversal aux Alpes rencontre, depuis l'extérieur de l'arc alpin vers l'intérieur (c'est-à-dire de l'ouest - nord-est vers l'est - sud-est), des bandes successives, grossièrement parallèles, qui se distinguent par la nature des roches prédominantes, qui est différente d'une bande à l'autre. Ces bandes, maintenant séparées par des dislocations tectoniques, sont les zones tectono-sédimentaires des Alpes.

Ces soulèvements tectoniques ont ramené au jour, le long de certains axes de soulèvement longitudinaux à la chaîne, des roches qui restent ailleurs cachées en profondeur. Ces roches profondes, antérieures à l'apparition de toute organisation alpine (c'est le soubassement sur lequel se sont déposés les sédiments de la mer alpine), sont mises à jour par l'érosion dans 3 bandes de maxima de soulèvement, dont 2 concernent notre zone d'étude :

- les massifs cristallins "externes", où affleurent surtout des roches métamorphiques hercyniennes (c'est le "socle cristallin"). Il s'agit notamment du massif du Beaufortin. En général, ces massifs sont constitués d'une zone centrale de micaschistes et de granites, bordée à l'ouest par une couverture du miocène essentiellement composée de schistes plus ou moins calcaires. A l'ouest on trouve également des séries de flyschs nummulitiques et de schistes houillers ;

- la zone briançonnaise, où le socle métamorphique hercynien, moins largement visible, affleure surtout en Vanoise et en Haute-Tarentaise, donc dans le sud du bassin ;

La figure B.2 illustre plus précisément les différentes formations géologiques du bassin.

Type de formations géologiques

- Houiller** : schistes noirs et grès à rares couches d'antracite
- Socle cristallin ancien, polymétamorphique, constitué de gneiss oeillés très homogènes**
- Trias supérieur** : schistes, gypse et cargneules, en général injectés dans les contacts anormaux.
- Diabases et gabbros de l'unité du Roignais-Versoyen** : schistes noirs (formation vol. ss-marine)
- Série terminale** : schistes, calcschistes plus ou moins gréseux et calcaires cristallins en plaquettes
- Calcschistes à Bélemnites du Petit-Saint-Bernard**, annonçant les faciès subbriançonnais.
- Alluvions de fond de vallée** : limons sablo-argileux (dépôts de crue), et cailloutis argileux.
- Calcschistes et schistes épimétamorphiques à phengite, chlorite, stilpnomélane, albite, ankérite, etc.**

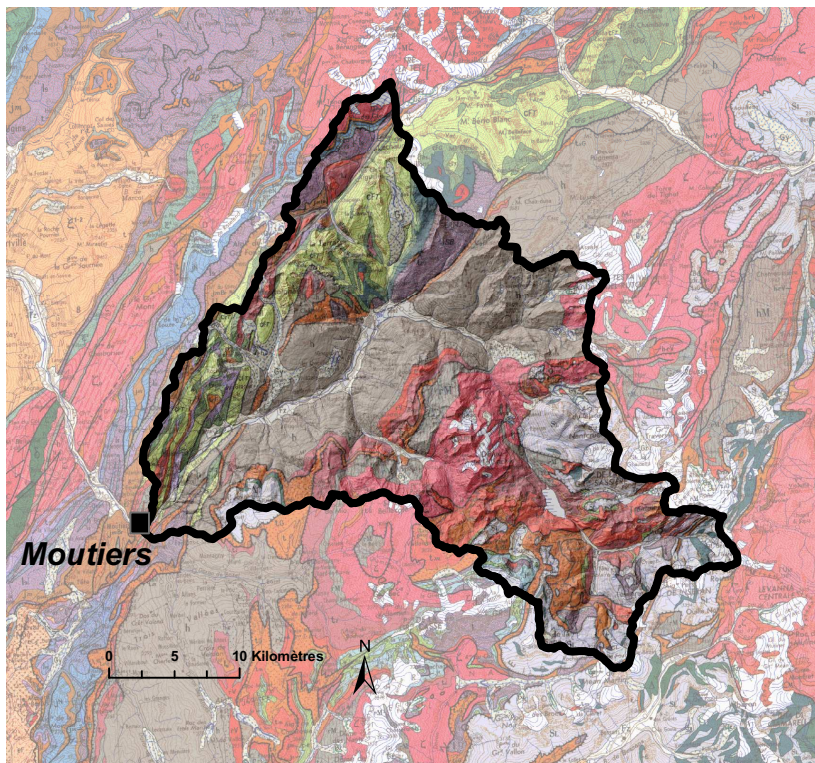


FIGURE B.1 – Formations géologiques du bassin de l'Isère à Moûtiers.

B.2 Les formations pédologiques

On réalise ici une brève description de la nature des sols du bassin (figure B.2), qui s'appuie sur la base de donnée établie par le programme d'inventaire IGCS (Inventaire, Gestion et Conser-

vation des Sols), dont le but est d'identifier et de caractériser les principaux types de sols d'une région, de façon à promouvoir une gestion durable des territoires ruraux et de leurs ressources.

Les sols des massifs du bassin sont principalement composés de schistes (calcaires ou non), micaschistes, flysch, à moindre titre des gneiss et des granites, mais aussi des calcaires et marnes ainsi que des particularités telles que les cargneules, des gypses et de la dolomie. Excepté dans ces cas, les sols calcaires à une altitude supérieure à 1500 m (de l'étage montagnard supérieur à l'étage nivo-glaciaire) restent l'exception.

Les secteurs d'altitude moindre (étages collinéen et montagnard inférieur en partie exploités par des prairies de fauche) présentent de nombreuses moraines wurmiennes, éboulis et terrasses colluvio-alluviale récente dont les sols jeunes restent encore apparentés à la roche mère amont dont ils sont issus. Ils présentent donc des sols calcaires dès que la roche mère amont est carbonatée.

Concernant les fonds de vallée, les sols sont composés d'alluvions récentes alternativement calcaires et acidifiés avec des textures souvent sablo-graveleuses à limono-sableuses.

Enfin plus localement, des sols podzolisés (podzosols) peuvent se développer seulement si l'acidité de la roche mère, une topographie à replats et les précipitations plus élevées d'altitude s'y prêtent ensemble. En contrepoint, compte tenu des précipitations plus élevées en altitude, les sols sur calcaire sont très largement décarbonatés voire acidifiés; les sols calcaires (calcisols et calcosols) sont donc rares, très localisés et bien caractéristiques (sur cargneules par exemple).

B.3 Situation d'occupation des sols

Plus précisément se situent, des plus basses altitudes du bassin vers les plus hautes (selon la BD IGCS¹) :

- l'étage *collinéen* (476 - 700 m) caractérisé par la présence de charmaies, chênaies, et châtaigneraies, est le domaine des cultures, des prairies, et des petites villes ;
- l'étage *montagnard* (700 - 1500 m), où les forêts sont très largement représentées par les hêtraies-sapinières, les érablaies, et le pin sylvestre. On y voit souvent l'utilisation des replats par le pâturage et des fonds de vallées par les cultures. L'exploitation de la forêt et l'élevage bovin domine avec une majorité de vaches de race Tarine spécifique de cette région ; Haute et Basse Tarentaise correspondent en quasi-totalité au secteur d'Appellation d'Origine Contrôlée du fromage de Beaufort. A cet étage, les petites villes et leurs industries s'installent dans les vallées : électrochimie, électrométallurgie et hydroélectricité, l'industrie représentant 40% des emplois, soit 4 fois la part de la forêt et de l'élevage ;

1. Base de Données du programme Inventaire, Gestion et Conservation des Sols, dont le but est d'identifier et de caractériser les principaux types de sols des régions, de façon à promouvoir une gestion durable des territoires ruraux et de leurs ressources.

Type de sols

- Alocrisols, podzols et rédosols sur roches cristallines (granites, gneiss, quartzites ou grès)**
- Brunisols luviques et brunisols ± saturés sur schistes lustrés, calschistes, marnes et calcaires marneux**
- Calcisols, calcosols, rendosols et lithosols calciques humifères sur calcaires marneux et marnes**
- Calcosols**
- Fluvisols-régosols bruts**
- Lithosols sur calcaire, et des pics et falaises sur granites, gneiss et quartzites, et de roches cristallines acides**
- Pélosols brunifiés, calcisols et calcosols sur marnes et calcaires marneux**
- Pierrosols et régosols des éboulis à blocs de granites, gneiss, quartzites ou grès**
- Rankosols, alocrisols et podzols humides sur granites, gneiss, quartzites ou grès et brunisols luviliques**
- Régosols des éboulis de schistes et micaschistes siliceux, schistes calcaires, rendo et calcosols humifères**
- Rendisols, calcisols et calcosols sur calcaires durs**
- Rendosols-rendisols, calcosols-calcisols (dolomitique) sur cargneules, dolomie et gypse**
- Eaux, neiges et glaciers**

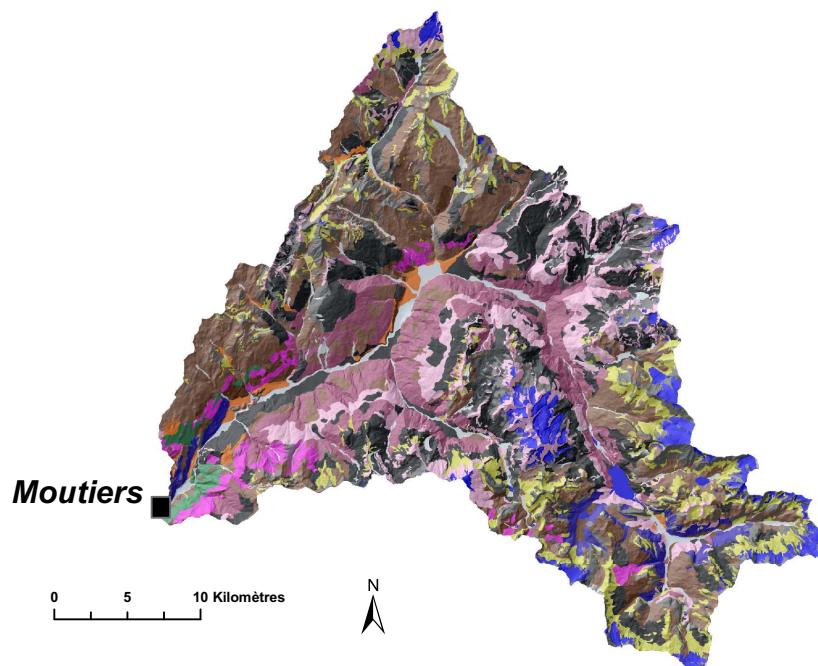


FIGURE B.2 – Formations pédologiques du bassin de l'Isère à Moûtiers.

- l'étage *subalpin* (1500 - 2100 m), où la végétation s'installe : on y trouve des forêts de conifères (pin cembro, mélèze, épicéa) ou des landes à éricacées et rhododendrons ;
- l'étage *alpin* (2100 - 2800 m), caractérisé par des reliefs abrupts à très abrupts colonisés par des pelouses alpines avec la présence d'éboulis et de moraines d'altitude. Seuls les replats et les zones de pente moyenne permettent le développement de prairies pâturées dites "alpages" ;
- l'étage *glacio-nival* (altitudes > 2800 m), qui est le domaine des glaciers et des neiges éternelles avec des reliefs minéraux très abrupts.

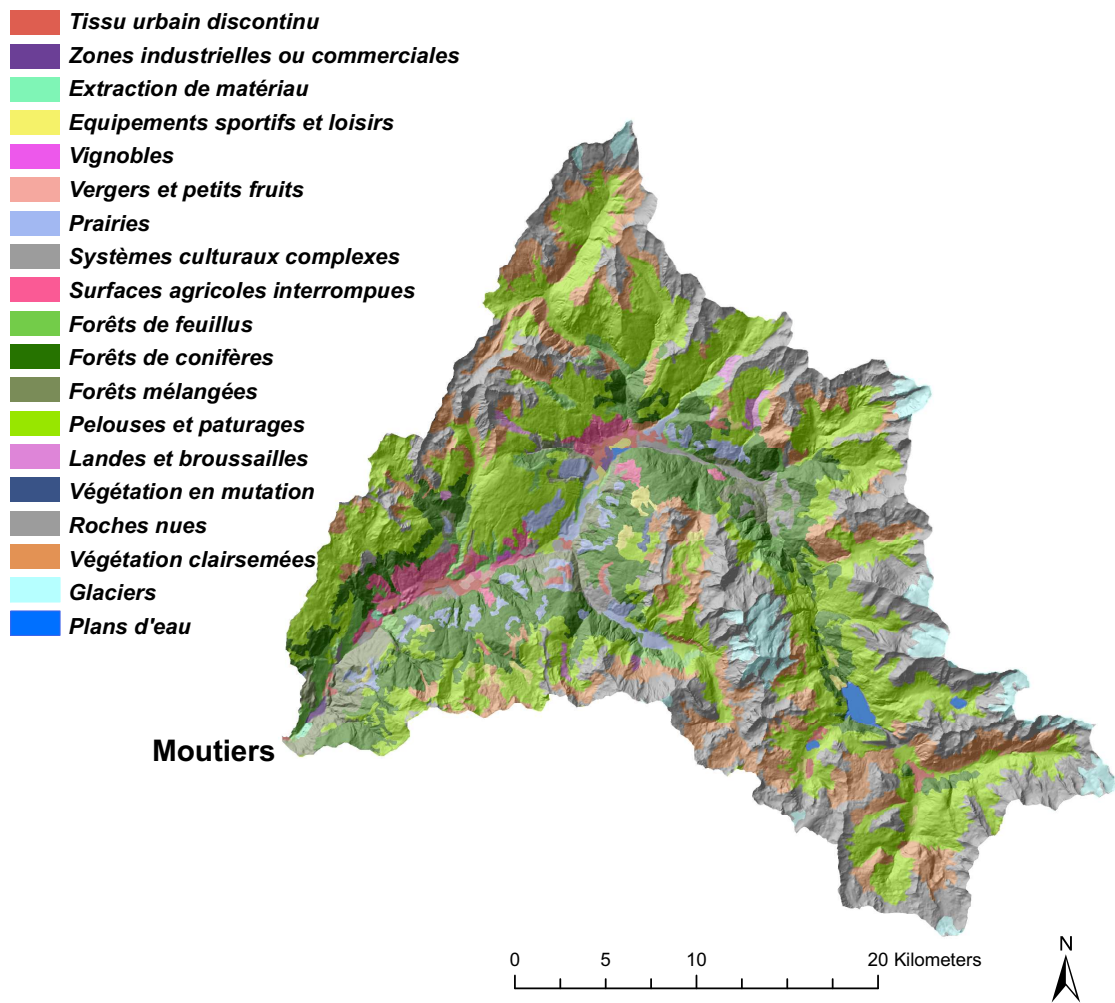


FIGURE B.3 – Carte d'occupation des terres du bassin de l'Isère à Moûtiers.

Annexe C

Les étapes de la procédure d'estimation des caractéristiques du bassin

Tous les calculs qui suivent ont été réalisés avec le logiciel ArcGis. Ces tâches ont été automatisées par l'écriture de scripts en langage python.

C.1 Choix de la résolution du futur MNT

La première étape est de fixer la résolution spatiale du futur MNT. On aurait pu décider de dégrader la résolution spatiale brute des données d'altitude pour réduire les temps de calcul. Malgré tout, on conserve la résolution spatiale de 25m pour avoir une estimation très précise de chaque caractéristique, notamment pour les calculs de moyennes spatiales sur des sous-bassins de très faible taille ;

C.2 Pré-traitement du MNT

Cette procédure est indispensable car elle permet de corriger les données brutes d'altitude et de réaliser ensuite le traitement hydrologique sur SIG. Elle s'est déroulée en plusieurs étapes :

1) Conversion des 20 fichiers brutes au format XYZ (chacun représentant une zone différente) vers le format ASCII, puis vers le format RASTER exploitable par le SIG. La commande ArcGis correspondante est la suivante ;

(ArcToolbox -> Conversion Tools -> ASCII to Raster)

2) Concaténation de ces différents RASTER ;

(ArcToolbox -> Data Management Tools -> Raster -> Mosaïque)

3) Correction du MNT



FIGURE C.1 – Correction du MNT : coupe verticale présentant le comblement de cuvettes (à gauche) et la suppression de pic (à droite).

Pour faciliter les traitements hydrologiques par la suite, le MNT doit être prétraité : cela consiste en premier à identifier les cellules comme étant des points bas (cuvettes) ou au contraire les points hauts pouvant perturber les calculs d'écoulement (figure C.1).

(ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Sink)

En second on remplit ces cuvettes et on supprime les pics.

(ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Fill)

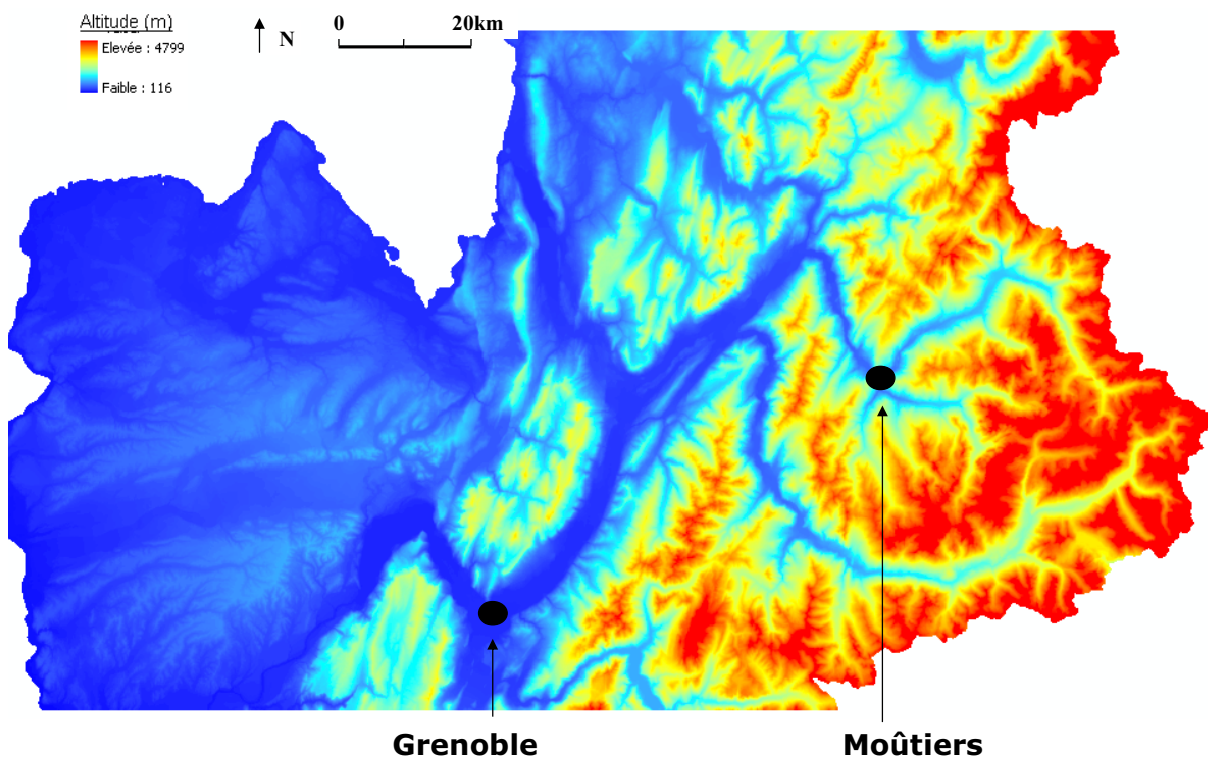


FIGURE C.2 – MNT obtenu après prétraitement.

C.3 Extraction du MNT du bassin

Le MNT prétraité couvre un territoire assez important, comme on peut le constater à la figure C.2. Le but est de récupérer seulement la zone qui nous intéresse, celle du bassin de l'Isère à Moûtiers. On suit alors les étapes de travail suivantes :

1) Calcul des directions d'écoulement

Ce calcul consiste à affecter à chaque cellule de la grille du raster une valeur correspondant à une direction d'écoulement donnée entre 1 et 8. Cette valeur est fonction de la trajectoire de plus grande pente. Il arrive que des cellules n'aient finalement aucune direction définie (exemple : lacs, etc.). (*ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Flow Direction*)

2) Calcul des accumulations de flux

Il est indispensable ensuite de calculer pour chaque cellule la quantité de "pixels drainés", afin d'obtenir en quelque sorte un réseau hydrographique théorique, basé sur les directions d'écoulement calculées précédemment. Les cellules n'ayant finalement aucune direction définie ne peuvent que recevoir un flux et ne contribuent pas à la propagation vers l'aval. La valeur 0 leur est affectée, de même que celles correspondant à des crêtes. Au final, les cellules ayant les plus fortes valeurs d'accumulation sont utilisées pour identifier les cours d'eau.

(*ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Flow Accumulation*)

3) Recherche des coordonnées du point exutoire

L'exutoire du bassin doit être localisé obligatoirement sur le réseau hydrographique théorique calculé précédemment. Il peut être automatiquement sélectionné : on fournit ses coordonnées et un outil du SIG permet de rattacher ce point au réseau hydrographique calculé dans un rayon donné, si celui-ci ne s'y trouve pas.

(*ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Snap Pour Point*)

Cependant cette méthode s'est révélée imprécise. C'est pourquoi on a préféré chercher manuellement les coordonnées de ce point en le localisant directement sur la couche des accumulations de flux. Voici donc les coordonnées du point-exutoire du bassin de l'Isère à Moûtiers (Lambert II étendu) :

X Moûtiers -> 927826 m

Y Moûtiers -> 2062494 m

4) Détermination de la surface de captation de la cellule-exutoire

On doit maintenant déterminer l'ensemble des cellules drainées par la cellule choisie comme exutoire, autrement dit délimiter le bassin versant. Connaissant les directions d'écoulement, il est possible en partant de la cellule-exutoire et en remontant vers l'amont, de déterminer toutes les cellules dont le sens d'écoulement est orientée vers la cellule-exutoire. La couche obtenue est un masque, c'est-à-dire une délimitation du bassin versant sous-forme binaire (exemple : des 1 à l'intérieur et 0 à l'extérieur).

(ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Hydrology -> Watershed)

5) Extraction du MNT

Enfin, la dernière opération consiste à extraire du MNT prétraité la région représentée par le masque précédemment créé. On aboutit finalement au MNT du bassin de l'Isère à Moûtiers (figure 1.2, p. 18), dont on peut exporter la couche en fichier ASCII.

(ArcToolbox -> Spatial Analyst Tools -> Extraction -> Extraction by mask)

C.4 Détermination des caractéristiques du bassin

Enfin, on peut alors calculer les caractéristiques du bassin notamment sa surface, son altitude minimale, maximale, médiane et sa pente moyenne.

Annexe D

Les caractéristiques du dispositif hydroélectrique

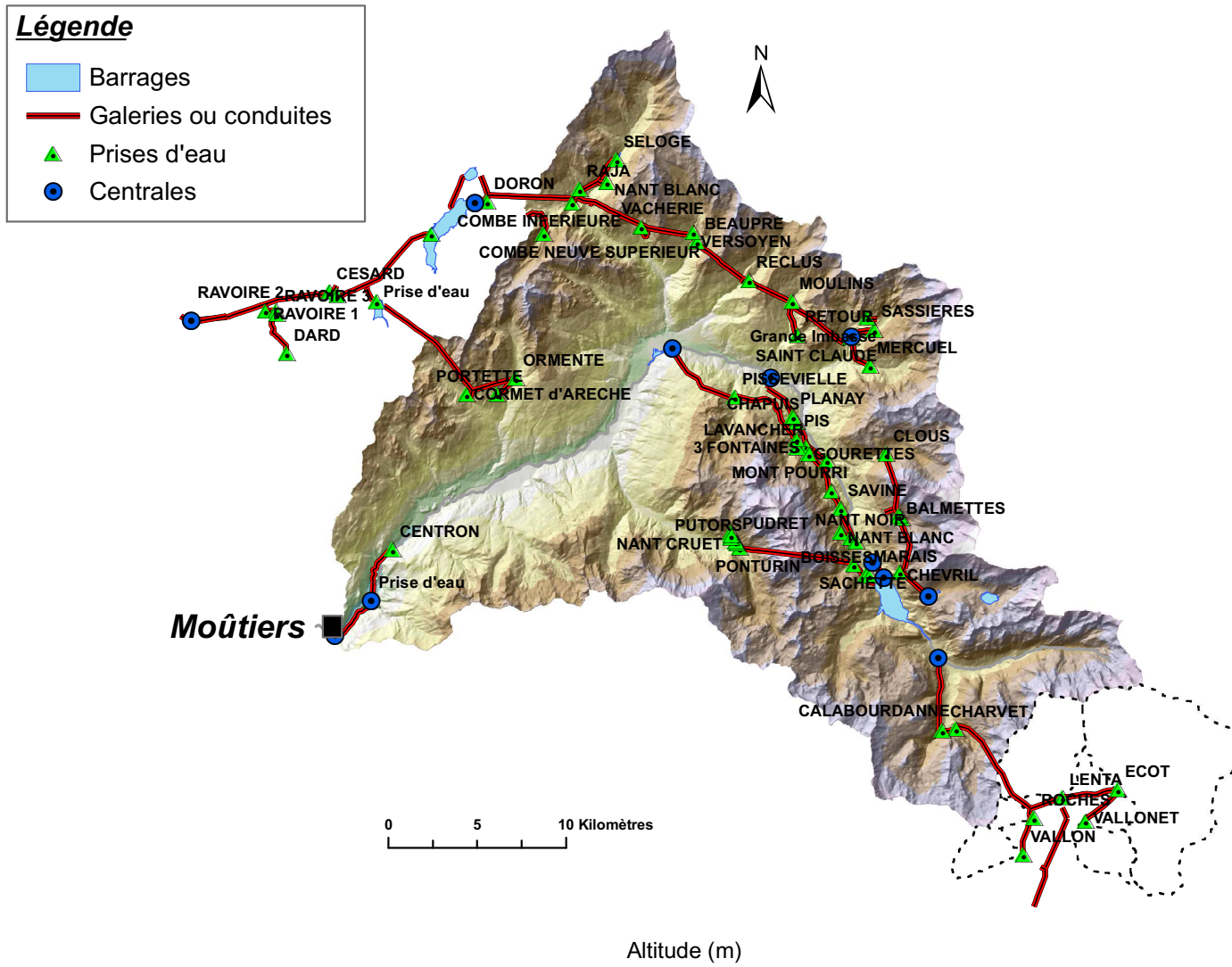


FIGURE D.1 – Localisation des prises d'eau.

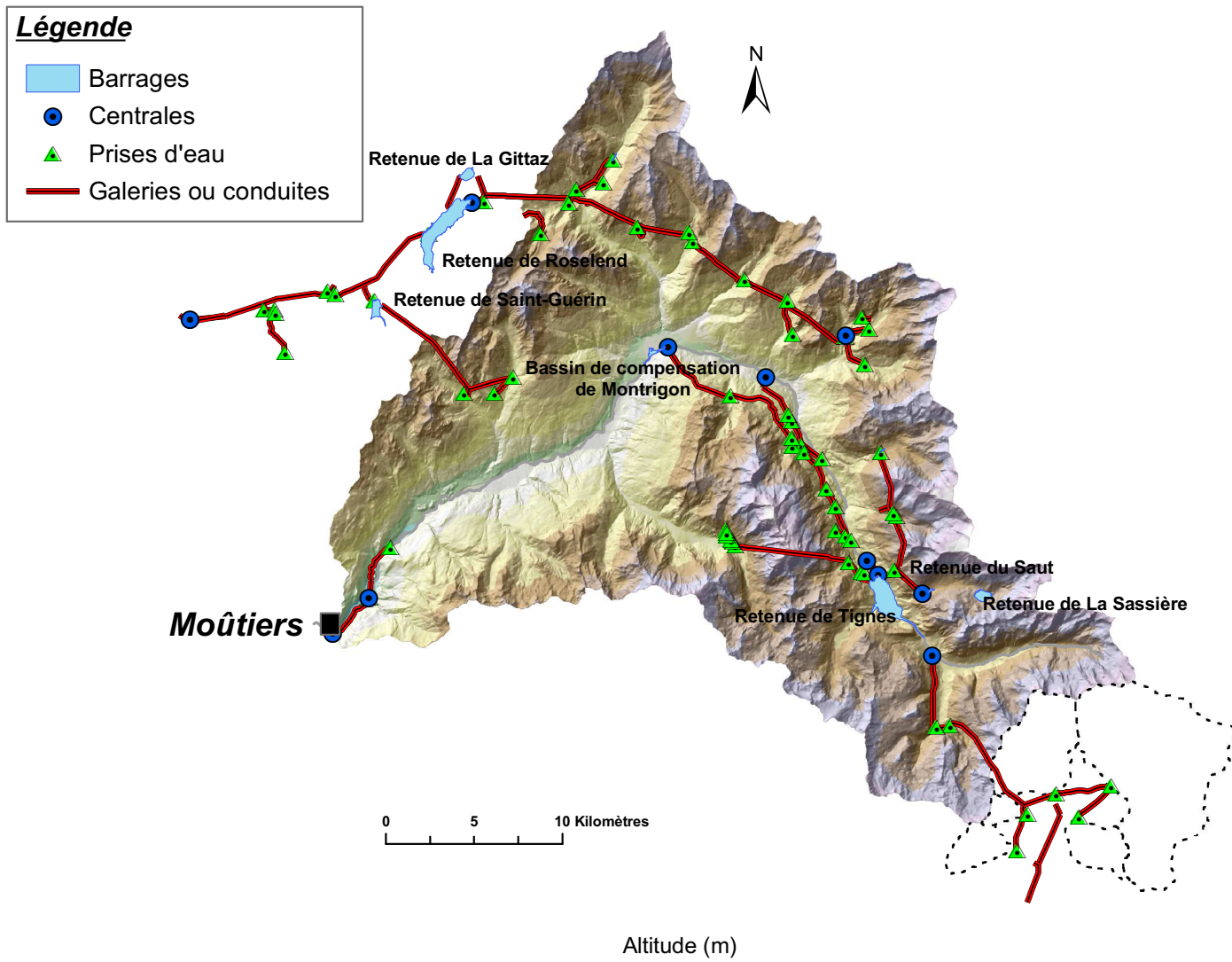


FIGURE D.2 – Localisation des retenues et bassins de compensation.

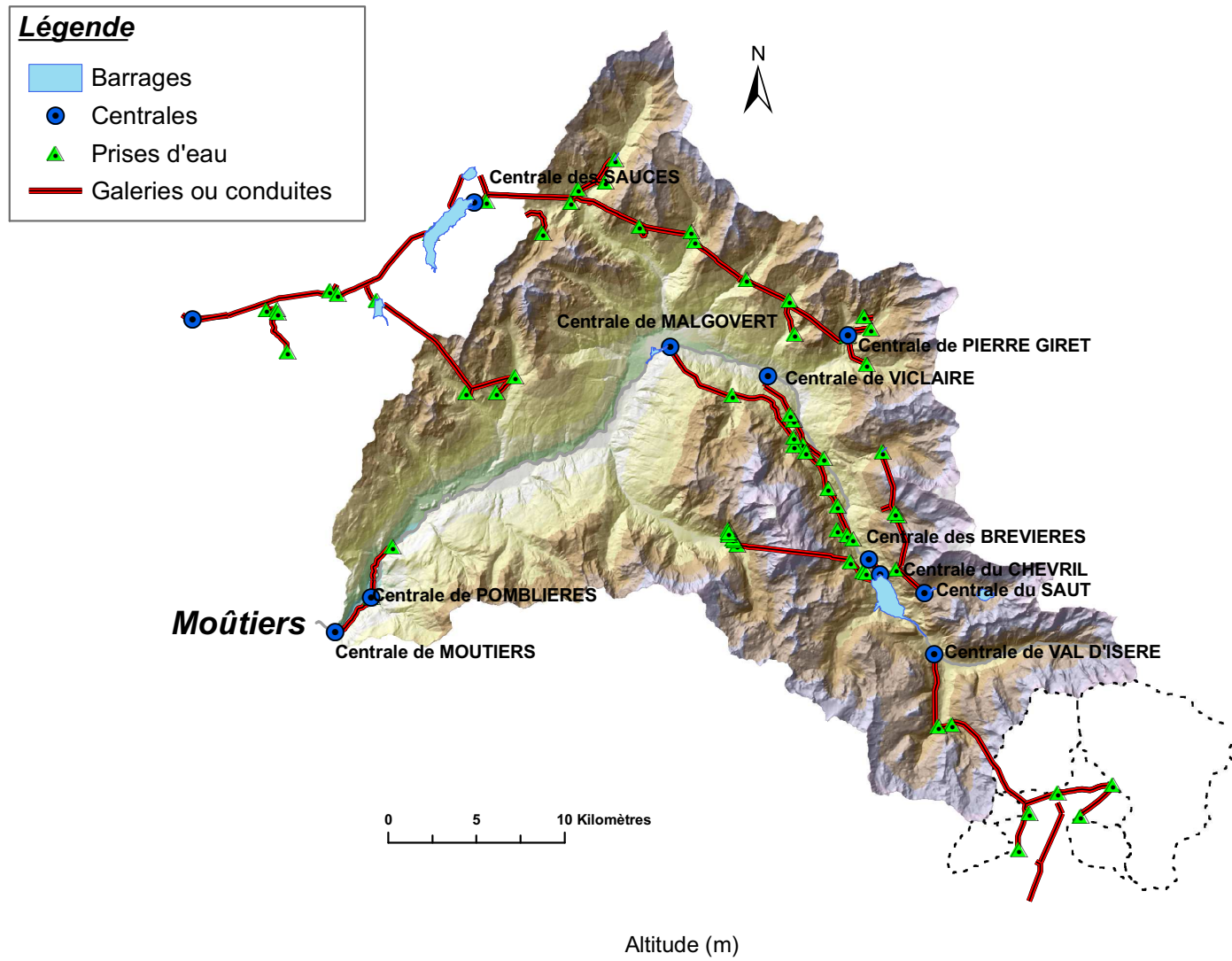
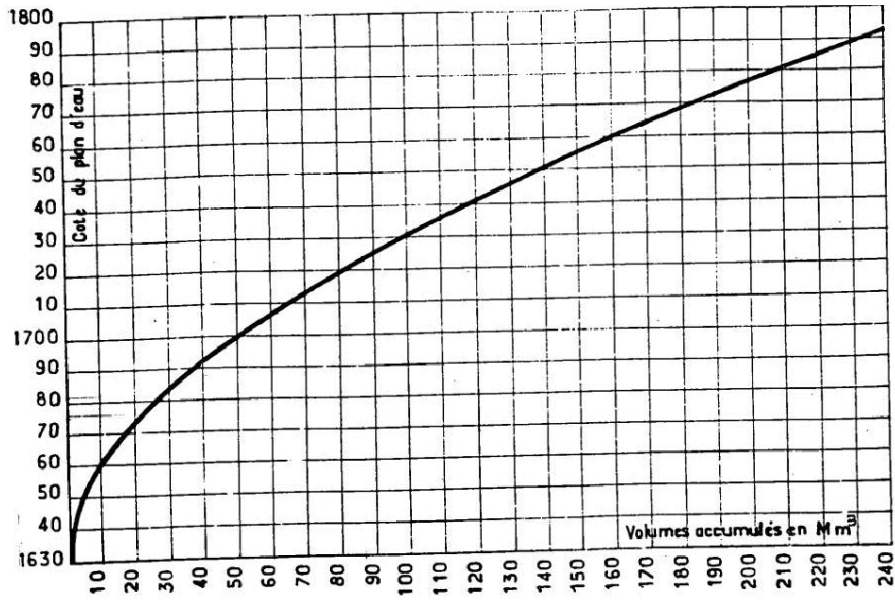


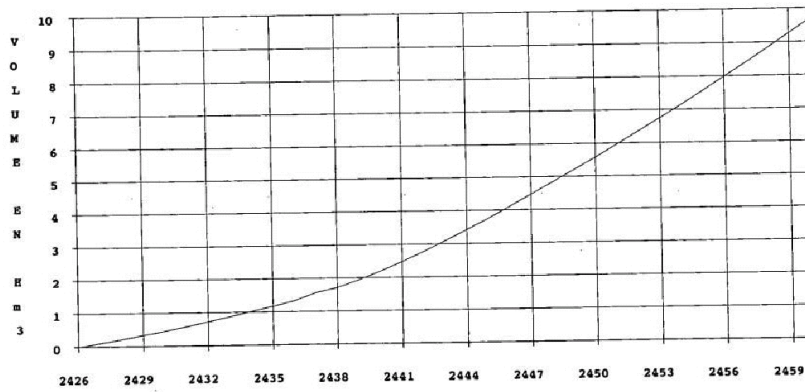
FIGURE D.3 – Localisation des centrales.

Prise d'eau	Altitude (m)	S. drainée (km ²)	Qréservé (l/s)	Capacité (m ³ /s)	Centrale associée
Prise du CHARVET	2022	18.7	19	3.5	VAL D'ISERE
Prise de CALABOURDANNE	2055	15.3	15	3.0	VAL D'ISERE
Prise d'eau du PONTURIN	1821	30.5	35	5.0	BREVIERES
Prise du NANT CRUET (Brévières)	2079	10.6	Néant	Néant	BREVIERES
Prise d'eau de la SACHETTE	1865	8.1	10	3.0	BREVIERES
Prise d'eau du PUTORS	1835	1.9	25	1.0	BREVIERES
Prise d'ESSELA	2010	0.8	0	0.5	BREVIERES
Prise d'eau du PUDRET	1812	0.3	0	0.2	BREVIERES
Prise des BOISSES	1793	0.2	0	0.0	BREVIERES
Prise des MARAIS	1816	0.2	0	0.1	BREVIERES
Prise d'eau des CLOUS	2198	21.8	22	5.4	CHEVRIL
Prise du NANT CRUET (Chevril)	2283	10.4	12	3.0	CHEVRIL
Prise d'eau du CHEVRIL	2195	3.4	10	0.5	CHEVRIL
Prise des BALMETTES	2285	1.4	0	0.5	CHEVRIL
Total	-	123	148	26	
Prise de PISSEVIELLE	1621	14.9	12	3.0	MALGOVERT
Prise du LAVANCHER	1653	5.6	10	1.0	MALGOVERT
Prise du MONT POURRI	1614	4.3	10	1.5	MALGOVERT
Prise de la SAVINE	1667	2.7	10	1.0	MALGOVERT
Prise du NANT NOIR	1678	1.6	10	0.3	MALGOVERT
Prise du PIS	1638	1.0	0	1.3	MALGOVERT
Prise des 3 FONTAINES	1580	0.8	10	0.6	MALGOVERT
Prise du NANT BLANC	2005	0.3	10	0.4	MALGOVERT
Barrage prise des BREVIERES	1559	-	170	50.0	MALGOVERT
Prise des GOURETTES	1378	5.8	6	0.2	VICLAIRE
Prise du PLANAY	1300	1.1	4	0.2	VICLAIRE
Prise du CHAPUIS	1282	0.8	2	0.2	VICLAIRE
Barrage prise de la RAIE	1294	-	1030	3.0	VICLAIRE
Total	-	39	84	10	
Prise de le SASSIERES	2017	16.3	22	2.8	PIERRE GIRET
Prise de MERCUEL	1759	14.6	17	2.0	PIERRE GIRET
Prise de SAINT CLAUDE	1721	8.4	38	5.0	PIERRE GIRET
Prise se SELOGE	1687	31.9	48	4.5	LES SAUCES
Prise de VERSOYEN	1722	15.3	25	3.0	LES SAUCES
Prise des RECLUS	1796	12.3	75	3.2	LES SAUCES
Prise des MOULINS	1727	7.5	50	1.8	LES SAUCES
Prise de COMBE NEUVE SUP.	2015	6.3	20	1.4	LES SAUCES
Prise de COMBE INFERIEURE	1667	6.1	20	2.0	LES SAUCES
Prise de BEAUPRE	1800	5.5	7.5	1.0	LES SAUCES
Prise de la VACHERIE	1957	3.8	5	0.8	LES SAUCES
Prise de la RAJA	1784	3.5	10	0.8	LES SAUCES
Prise de RETOUR	1764	2.7	10	0.5	LES SAUCES
Prise du NANT BLANC	1782	0.3	1	0.4	LES SAUCES
Prise de l'ORMENTE	1601	13.9	70	3.0	LA BATHIE
Prise du CORMET d'ARECHE	1580	10.5	110	2.2	LA BATHIE
Prise PORTETTE	1663	4.0	10	0.9	LA BATHIE
Total	-	163	539	35	
Prise d'eau de POMBLIERE	526	-	2850	23.7	MOÛTIERS
Prise d'eau de CENTRON	580	-	2850	23.7	POMBLIERE
TOTAL bassin	-	325	770	71	

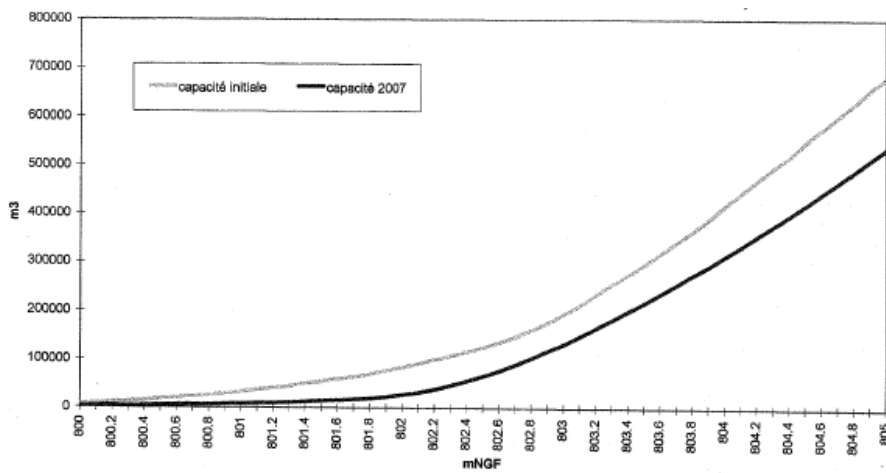
TABLEAU D.1 – Caractéristiques des prises d'eau localisées sur le bassin de l'Isère à Moûtiers. (De haut en bas : groupement de Tignes, Malgovert, Roselend et Moûtiers.)



(a) Retenue de Tignes



(b) Retenue de la Sassièrre



(c) Retenue de la Montrigon

FIGURE D.4 – Loi Hauteur-Volume des retenues de Tignes, La Sassièrre et Montrigon.

GEH : Savoie Mont Blanc
 GU : Malgouvert - Les Brévières

CARACTERISTIQUES
 FOLIO N°2

Aménagement : 3 ST - Le Saut
 Ensemble fonctionnel : Ouvrage de retenue et de prise
 Sous ensemble fonctionnel : A1 Retenue
 Matériel : Berges
 Classeur : 02

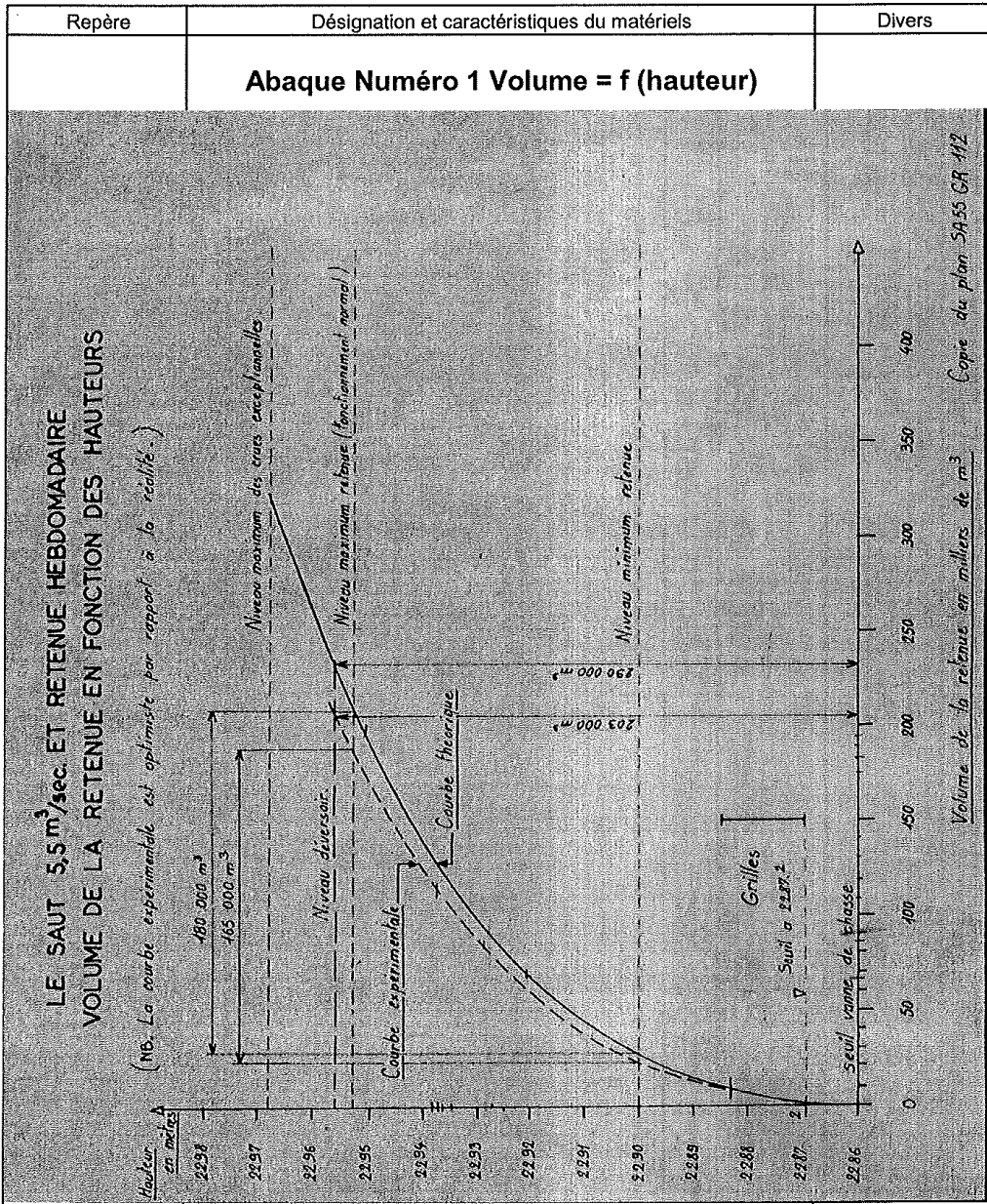


FIGURE D.5 – Loi Hauteur-Volume de la retenue du Saut.

GEH : *Savoie Mont Blanc*GU : *Malgovert - Les Brévières***CARACTERISTIQUES**

FOLIO N°3

Aménagement

3 ST - Le Saut - Barrage

Ensemble fonctionnel

Ouvrage de retenue et de prise

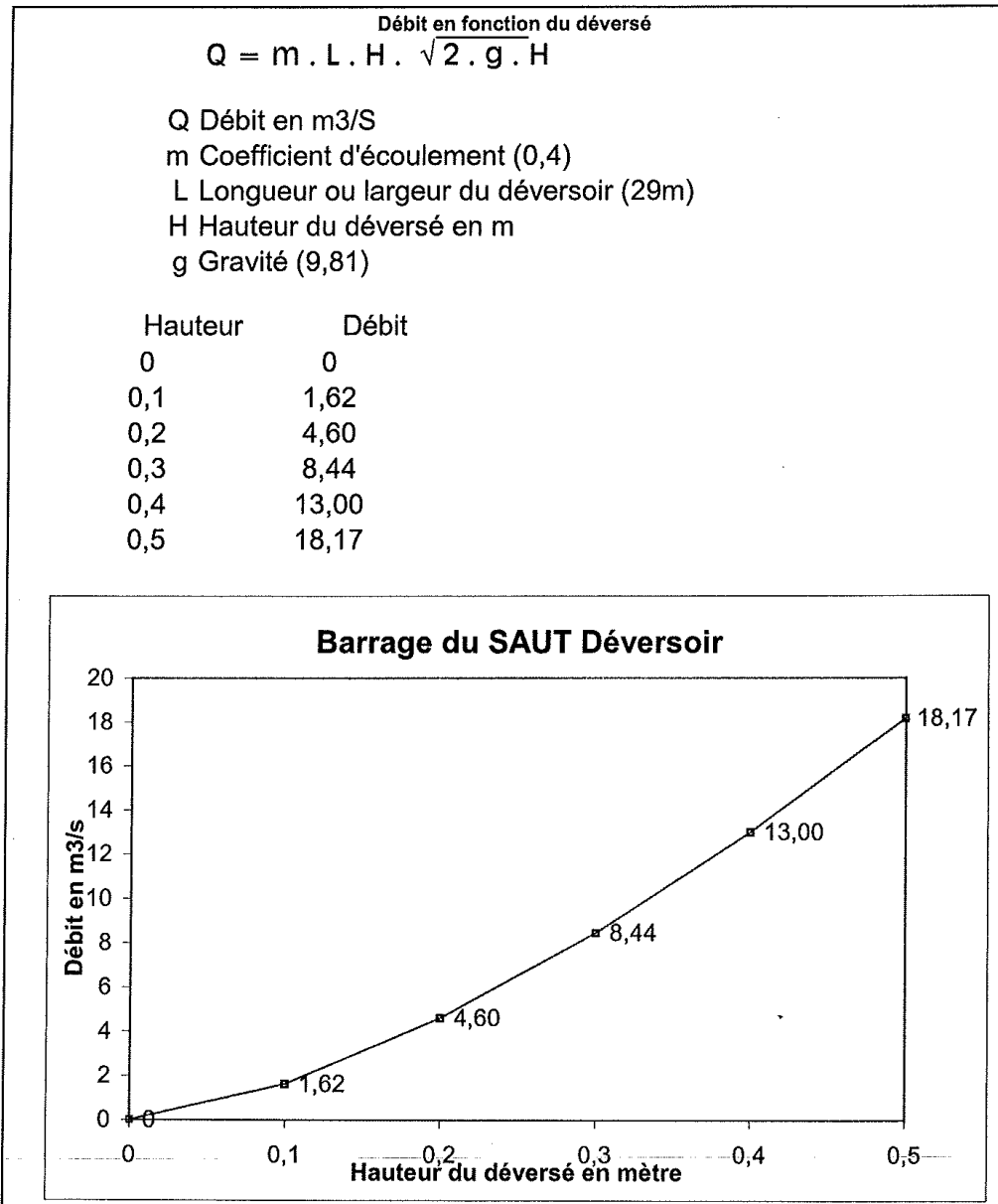
Sous ensemble fonctionnel

A4 Evacuateur de crue

Matériel

Mur déversant sur parement aval

Classeur :

05

3ST-05- Fiches caractéristiques

03/06/2008

FIGURE D.6 – Loi Hauteur-Débit de la retenue du Saut.

Usine	Chute maximale turbinable (<i>m</i>)	Débit maximal turbinable (<i>m³/s</i>)	Puissance installée (<i>MW</i>)	Productibilité (année moyenne) (<i>GWh</i>)
Val d'Isère	204	10.4	20	27.5
Les Brévières	234	49.1	108	145
Malgovert	750	50.7	345	297
Le Chevril	416	6	24	48
Saut	80	5.5	4	4
Viclaire	396	3.3	10.5	27
Les Saucés	110	21	19	45
Pierre Giret	300	2.7	7.5	18
Pomblière	68.4	24	1.5	96
Moûtiers	29	23.7	6.4	30.5

TABLEAU D.2 – Caractéristiques des centrales hydroélectriques concernées par le bassin de l'Isère à Moûtiers.

Annexe E

Les caractéristiques des stations hydrométéorologiques

Station	X	Y	Z	Gestion	Ouverture	Fermeture
Bonneval	969190	2052655	1844	EDF	21/12/1983	en service
Bourg-St-Maurice	945100	2077800	865	Météo-France	01/04/1945	en service
Contamines	941078	2100944	1185	EDF/Météo-France	01/01/1987	en service
Hauteluce	934468	2094920	1225	EDF	01/01/1988	en service
Moûtiers	928083	2062560	492	EDF	01/10/1987	en service
Pralognan	943449	2051919	1441	EDF/Météo-France	01/01/1987	en service
Roselend	933939	2085579	1392	EDF	02/01/1985	en service
Sainte-Foy	954831	2077067	1234	EDF/Météo-France	25/10/1986	en service
Tignes	956500	2060800	2115	Météo-France	01/12/1989	en service
Val d'Isère	962900	2060100	1850	Météo-France	01/01/1988	en service
Val Morel	921234	2059611	1321	EDF	24/11/1989	en service
Versoye	946960	2082837	1350	EDF	19/10/1993	en service
Vignotan	932130	2058923	649	EDF	18/04/1984	en service

TABLEAU E.1 – Caractéristiques des pluviographes.

Station	X	Y	Z	Gestion	Ouverture	Fermeture
Bonneval	969151	2052655	1852	EDF	< 1990	en service
Bourg-St-Maurice	945100	2077800	865	Météo-France	< 1990	en service
Hauteluce	926000	2092900	1633	Météo-France	01/01/1992	en service
Les Allues	932900	2052000	2040	EDF	15/01/1992	en service
Moûtiers	928040	2062569	491	EDF/Météo-France	< 1990	en service
Tignes	956500	2060800	2115	Météo-France	04/01/1992	en service
Val d'Isère	962900	2060100	1850	Météo-France	01/01/1992	en service

TABLEAU E.2 – Caractéristiques des stations de température.

Station	X	Y	Z	Gestion	Ouverture	Fermeture	Bassin (km²)
Val d'Isère	963721	2060383	1851	EDF	< 1990	en service	46
Malgovert Amont	947577	2078521	821	EDF	< 1990	en service	394
Moûtiers	927826	2062494	476	EDF/DREAL	< 1990	en service	909

TABLEAU E.3 – Caractéristiques des stations limnimétriques de rivière (Bassin = bassin naturel).

Station	X	Y	Z	Gestion	Ouverture	Fermeture	Bassin (km²)
Fenêtre des Roches	967568	2052005	1996	EDF	< 1990	en service	100
Les Boisses	958635	2065238	1791	EDF	< 1990	en service	43
Nant-Saint-Claude	957304	2079090	1738	EDF	< 1990	en service	25
Ormente	931033	2080830	1577	EDF	< 1990	en service	28
Prise des Saucés	936639	2086803	1693	EDF	< 1990	en service	10

TABLEAU E.4 – Caractéristiques des stations limnimétriques sur ouvrages (Bassin = bassin dérivé).

Annexe F

Découpage des zones Symposium (réanalyses SAFRAN)

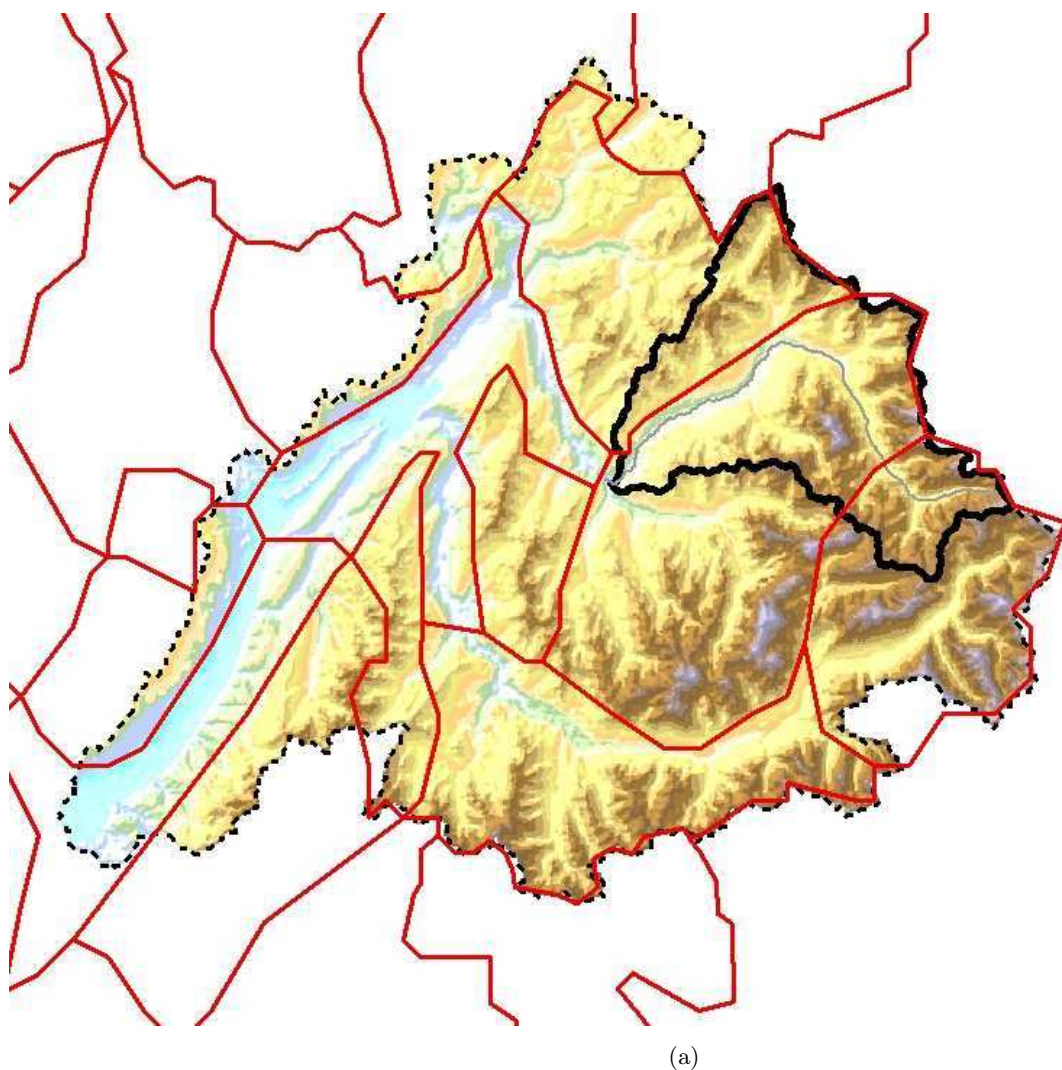


FIGURE F.1 – Découpage des zones Symposium des réanalyses SAFRAN France

Annexe G

Calcul du rayonnement extra-terrestre

Le calcul du rayonnement extra-terrestre est nécessaire pour l'estimation de l'ETP selon Oudin (2004). Son calcul repose sur les travaux de Duffie et al. (1991) et Craig (1984) :

Pour une période de 24 heures :

$$Re = 37.6 * dr * (\omega * \sin \varphi * \sin \delta + \cos \omega * \cos \varphi * \cos \delta) \quad (G.1)$$

avec :

- Re : rayonnement extraterrestre journalier en $MJ.m^{-2}.jour^{-1}$;
- Gsc : constante solaire en $MJ.m^{-2}.minute^{-1}$; Gsc = $0.0820 MJ.m^{-2}.minute^{-1}$;
- dr : distance relative soleil - terre :

$$dr = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2 * \Pi * J}{365}\right) \quad (G.2)$$

$$dr = 1 + 0.033 * \cos 0.0172 * J \quad (G.3)$$

- δ : déclinaison solaire en radian :

$$\delta = 0.409 * \sin\left(\frac{2 * \Pi * J}{365} - 1.39\right) \quad (G.4)$$

$$\delta = 0.409 * \sin 0.0172 * J - 1.39 \quad (G.5)$$

avec :

J : nombre de jours dans une année ;

φ : latitude en radian (négative dans l'hémisphère sud) ;

ω : angle horaire du soleil en radian :

$$\omega = \arccos - \tan \varphi * \tan \delta \quad (G.6)$$

Pour des valeurs journalières, J peut être déterminé par :

$$J = 275 * \frac{M}{9} - 32 + D \quad (G.7)$$

sachant que :

- si $M < 3$, alors $J = J + 2$;
- si année bissextile et $M > 2$, alors $J = J + 1$.

avec :

- $M =$ mois de l'année (1 - 12);
- $D =$ jour du mois.

Annexe H

Corrélations multiples pour le comblement des lacunes des séries de mesure

Station	Nombre de lacunes (/3652)	Station explicative 1		Station explicative 2		Station explicative 3		constante	R^2	R^2 (obs. et est.)
		Nom	coefficients	Nom	coefficients	Nom	coefficients			
Bonneval	86	<i>Val d'Isère</i>	0.80	<i>Tignes</i>	0.21			-0.12	0.72	0.69
Bg-St-Maurice	3	<i>Versoye</i>	0.49	<i>Sainte Foy</i>	0.36			-0.16	0.89	-
Contamines	24	<i>Hauteluce</i>	0.41	<i>Roselend</i>	0.30	<i>Tignes</i>	0.25	-0.02	0.85	0.87
Hauteluce	54	<i>Roselend</i>	0.46	<i>Contamines</i>	0.35	<i>Valmorel</i>	0.30	0.26	0.88	0.90
Moûtiers	69	<i>Vignotan</i>	0.57	<i>Valmorel</i>	0.28			0.04	0.89	0.91
Pralognan	155	<i>Tignes</i>	0.51	<i>Vignotan</i>	0.53			0.31	0.81	0.83
Roselend	119	<i>Hauteluce</i>	0.53	<i>Versoye</i>	0.43			0.58	0.86	0.88
Sainte-Foy	355	<i>Bg-St-Maurice</i>	0.45	<i>Versoye</i>	0.26	<i>Pralognan</i>	0.20	0.16	0.85	0.89
Tignes	175	<i>Val d'Isère</i>	0.62	<i>Pralognan</i>	0.30			0.43	0.85	0.89
Val d'Isère	235	<i>Bonneval</i>	0.27	<i>Tignes</i>	0.56			-0.002	0.86	0.88
Valmorel	16	<i>Moutiers</i>	0.76	<i>Versoye</i>	0.43			0.12	0.87	0.89
Versoye	50	<i>Bg-St-Maurice</i>	0.74	<i>Roselend</i>	0.32			0.10	0.90	0.89
Vignotan	29	<i>Moutiers</i>	0.52	<i>Pralognan</i>	0.18	<i>Bg-St-Maurice</i>	0.21	-0.06	0.91	0.90

TABLEAU H.1 – Stations retenues pour la reconstitution des données manquantes dans les séries de mesure de **précipitation**, et valeurs des coefficients de régression et de détermination issus d'une part de la corrélation multiple et d'autre part de la corrélation entre valeur observée et estimée.

Station	Nombre de lacunes (/3652)	Station explicative 1		Station explicative 2		constante	R^2	R^2 (obs. et est.)
		Nom	coefficients	Nom	coefficients			
Bonneval	9	<i>Moûtiers</i>	0.16	<i>Tignes</i>	0.85	1.09	0.98	0.99
BourgStMaurice	5	<i>Moûtiers</i>	0.71	<i>Hauteluce</i>	0.28	0.06	0.99	0.99
Hauteluce	337	<i>Les Allues</i>	0.72	<i>Bg-St-Maur.</i>	0.29	-0.26	0.99	0.99
LesAllues	638	<i>Hauteluce</i>	0.63	<i>Tignes</i>	0.32	-0.58	0.97	0.98
Moûtiers	460	<i>Bg-St-Maur.</i>	1.04			1.49	0.98	0.99
Tignes	95	<i>Val d'Isère</i>	0.62	<i>Les Allues</i>	0.40	-0.98	0.99	0.99
ValdIsere	98	<i>Tignes</i>	0.77	<i>Bg-St-Maur.</i>	0.23	-0.63	0.99	0.99

TABLEAU H.2 – Stations retenues pour la reconstitution des données manquantes dans les séries de mesure de **température**, et valeurs des coefficients de régression et de détermination issus d'une part de la corrélation multiple et d'autre part de la corrélation entre valeur observée et estimée.

Station	Station de référence	Nb jours où test négatif	Correction apportée
Bonneval	<i>Val d'Isère</i>	0	-
Bourg-St-Maurice	<i>Versoye</i>	0	-
Contamines	<i>Hauteluca</i>	0	-
Hauteluca	<i>Roselend</i>	64	-
Moûtiers	<i>Vignotan</i>	26	-
Pralognan	<i>Tignes</i>	48	-
Roselend	<i>Hauteluca</i>	0	-
Sainte-Foy	<i>Bg-St-Maur.</i>	23	-
Tignes	<i>Val d'Isère</i>	48	-
Val d'Isère	<i>Bonneval</i>	0	-
Valmorel	<i>Moûtiers</i>	0	-
Versoye	<i>Bg-St-Maur.</i>	0	-
Vignotan	<i>Moutiers</i>	26	-

TABLEAU H.3 – Bilan des résultats du test des cumuls des résidus pour les séries de mesures de **précipitation** réalisé sur la période 1997 à 2006 (3652 jours).

Station	Moyenne de la variable désaisonnalisée	Station de référence	Nb jours où test négatif	Correction apportée
Bonneval	0.009	<i>Tignes</i>	119	-
Tignes	0.009	<i>Bonneval</i>	332	-
Moûtiers	0.011	<i>Tignes</i>	34	-
Les Allues	0.014	<i>Val d'Isère</i>	16	-
Val d'Isère	0.014	<i>Les Allues</i>	-	-
Bg-St-Maur.	0.018	<i>Hauteluca</i>	-	-
Hauteluca	0.022	<i>Bg-St-Maur.</i>	-	-

TABLEAU H.4 – Bilan des résultats du test des cumuls des résidus pour les séries de mesures de **température** réalisé sur la période 1997 à 2006 (3652 jours).

Annexe I

La classification en types de temps d'EDF-DTG

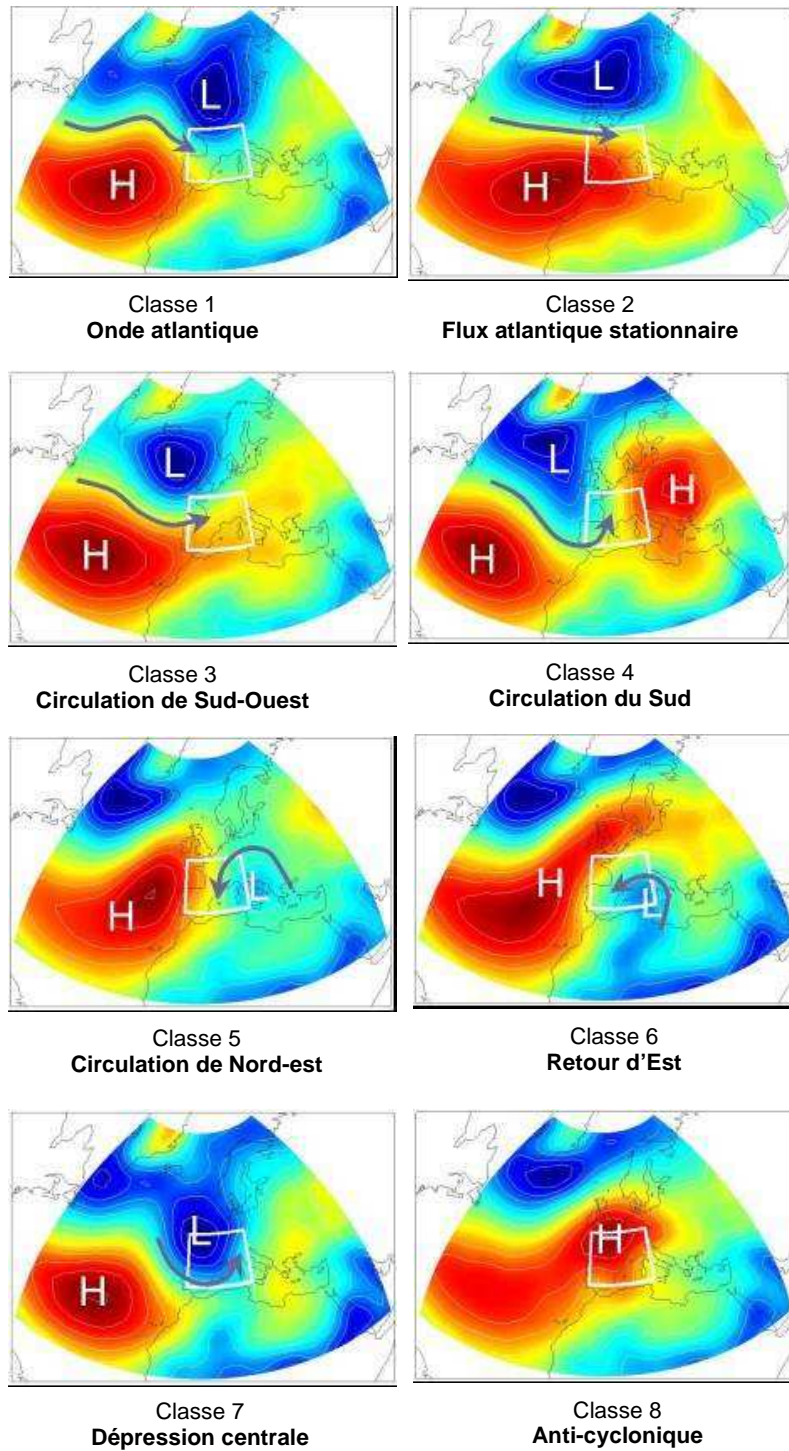


FIGURE I.1 – Cartes des champs de pression de la classification en types de temps d'EDF-DTG. Champs barométriques moyens (1000 hPa - 0h).

Annexe J

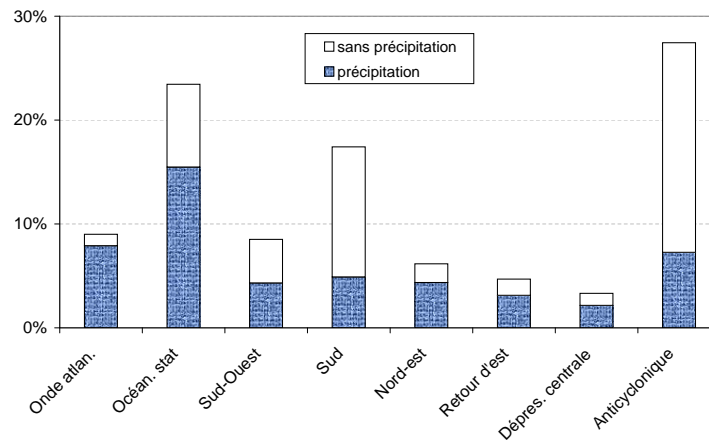
Analyse de la météorologie du bassin

J.1 Cumul annuel moyen de précipitation

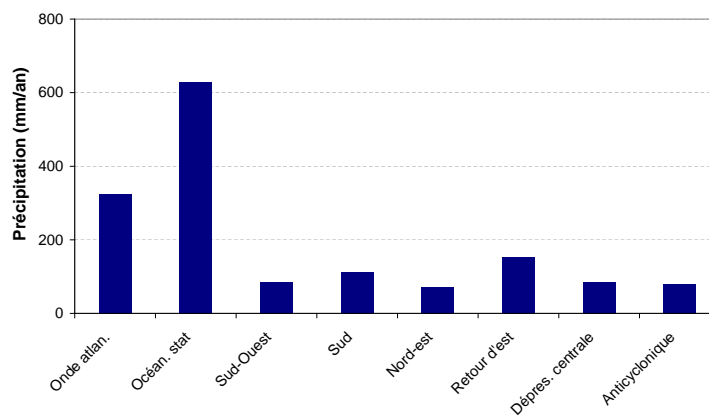
Les réanalyses de précipitation EDF nous ont permis d'évaluer la quantité de précipitation (toujours à l'échelle du bassin) générée en moyenne chaque année par chacune des situations typiques météorologiques que connaît le bassin (front d'origine océanique, flux de sud, retour d'est, etc.). Cette distinction est plus connue sous la terminologie de "type de temps", et de nombreuses classifications dans la littérature la caractérise. Nous avons utilisé celle établie par EDF-DTG, qui est basée sur une classification en types de champs barométriques européens. Cette classification est utilisée dans d'autres applications d'EDF et a été développée spécifiquement pour ses besoins. Elle comprend huit différents types de temps dont on peut observer la carte des champs de pressions correspondants à l'annexe I.1. Les types de temps EDF ont été élaborés sur la base de la méthode des analogues, utilisée dans un contexte de prévision opérationnelle des précipitations (Duband 1970). Cette analogie vient du fait que pour établir une classification dans l'espace des journées météorologiques, il est nécessaire d'une part de définir une métrique de distance entre situations météorologiques, et d'autre part, les frontières entre classes. On pourra trouver davantage de détails concernant cette méthode dans la thèse précédemment citée mais également dans celle de F.Gottardi (2009).

Les plus grandes fréquences d'apparition, avec un pourcentage de nombre de jours sur la période supérieur à 18% correspondent par ordre décroissant aux situations anti-cycloniques, puis à celles d'origine océanique stationnaire et enfin aux flux de sud (figure J.1a). Mais ce classement est effectivement modifié si l'on considère seulement le nombre de jours de précipitations qu'elles génèrent : en premier ce sont les situations océaniques avec 15% (du nombre total de jours), ensuite viennent les situations d'ondes atlantiques (8%) puis les situations anti-cycloniques (avec 7%, représentant les orages notamment), et un pourcentage de 4 à 5% environ pour les autres types de temps. Enfin, ce qu'il est plus important de constater est que cette différence se nuance encore quand on considère les volumes de précipitation apportés effectivement (figure J.1b) : on constate alors clairement que deux grands types de temps génèrent chaque année un volume considérable de précipitation sur le bassin : il s'agit en premier de la situation océanique stationnaire avec un cumul moyen annuel estimée à environ 630 mm/an, puis l'onde atlantique avec

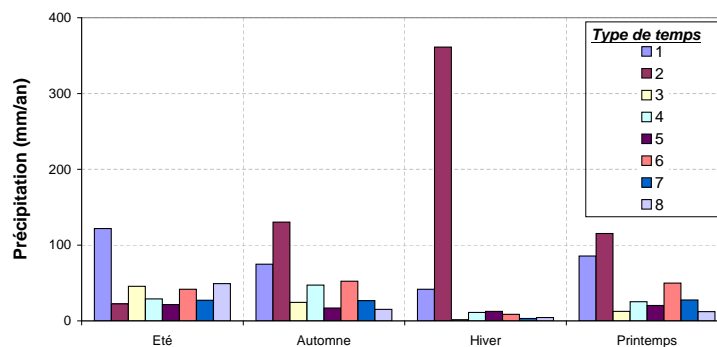
324 mm/an. Ensuite vient la fameuse situation de retour d'est avec 153 mm/an, qui n'apporte pourtant de la précipitation que pendant 3% du temps, mais donc visiblement avec de fortes intensités (comme on l'avait expliqué dans le premier chapitre, p. 21).



(a) Pourcentage d'apparition de jours de précipitation



(b) Cumul moyen annuel de précipitation



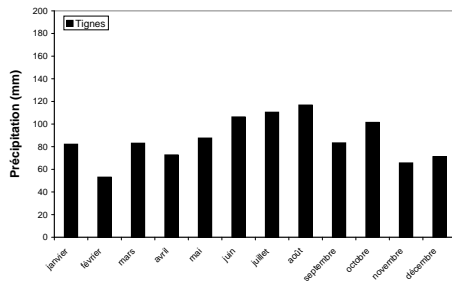
(c) Cumul moyen annuel de précipitation par saison

FIGURE J.1 – Analyse de la précipitation moyenne du bassin de l'Isère à Moûtiers par type de temps (classification EDF-DTG) sur la période allant du 01/08/1997 au 31/07/2005 (considération d'années hydrologiques). 1 : onde atlantique, 2 : océanique stationnaire, 3 : flux de sud-ouest, 4 : flux de sud, 5 : flux de nord-est, 6 : retour d'est, 7 : dépression centrale, 8 : anti-cyclonique.

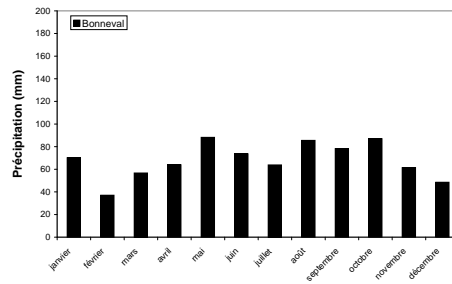
J.2 Cumul mensuel moyen de précipitation

J.3 Gradient mensuel moyen de précipitation

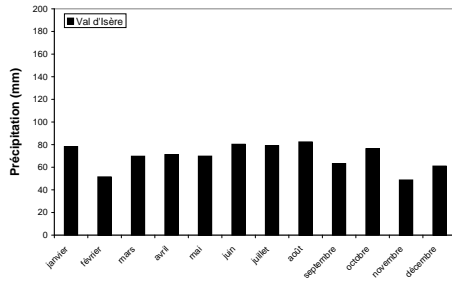
J.4 Gradient mensuel moyen de température



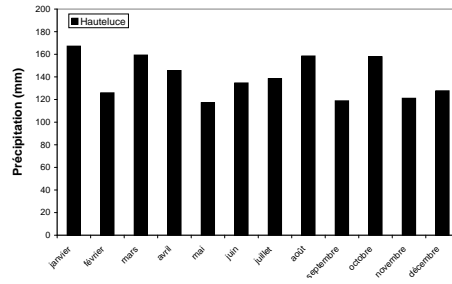
(a) Tignes



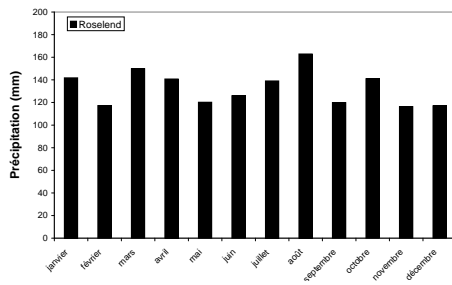
(b) Bonneval



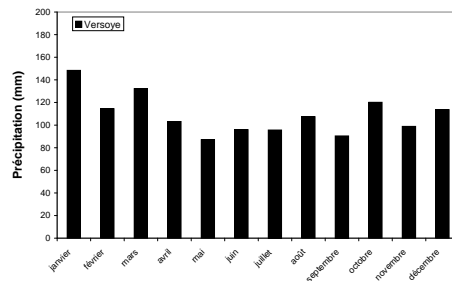
(c) Val d'Isère



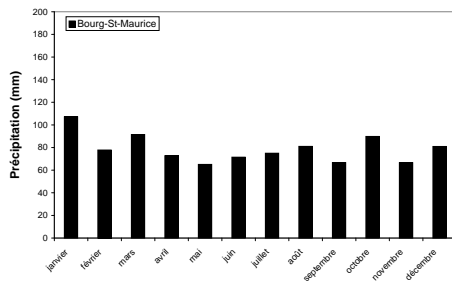
(d) Hauteluce



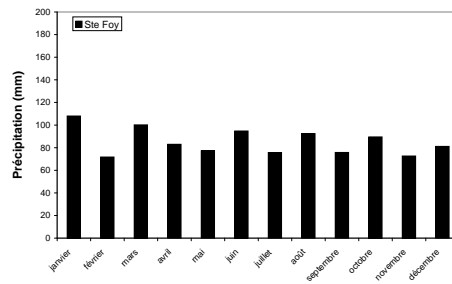
(e) Roselend



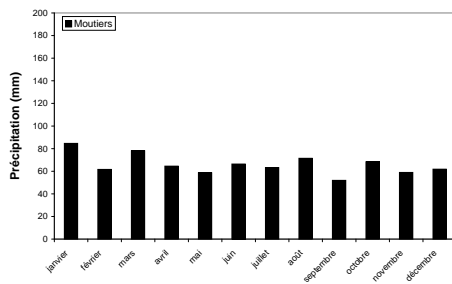
(f) Versoye



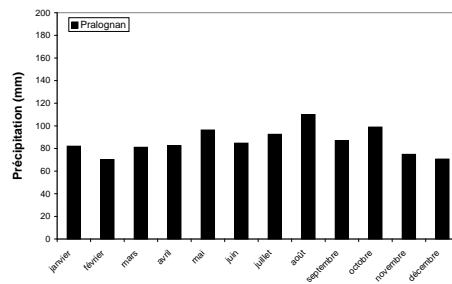
(g) Bourg-St-Maurice



(h) Sainte-Foy



(i) Moutiers



(j) Pralognan

FIGURE J.2 – Précipitation mensuelle moyenne observée en stations en considérant l'ensemble de la période d'étude (du 01/08/1997 au 31/07/2005).

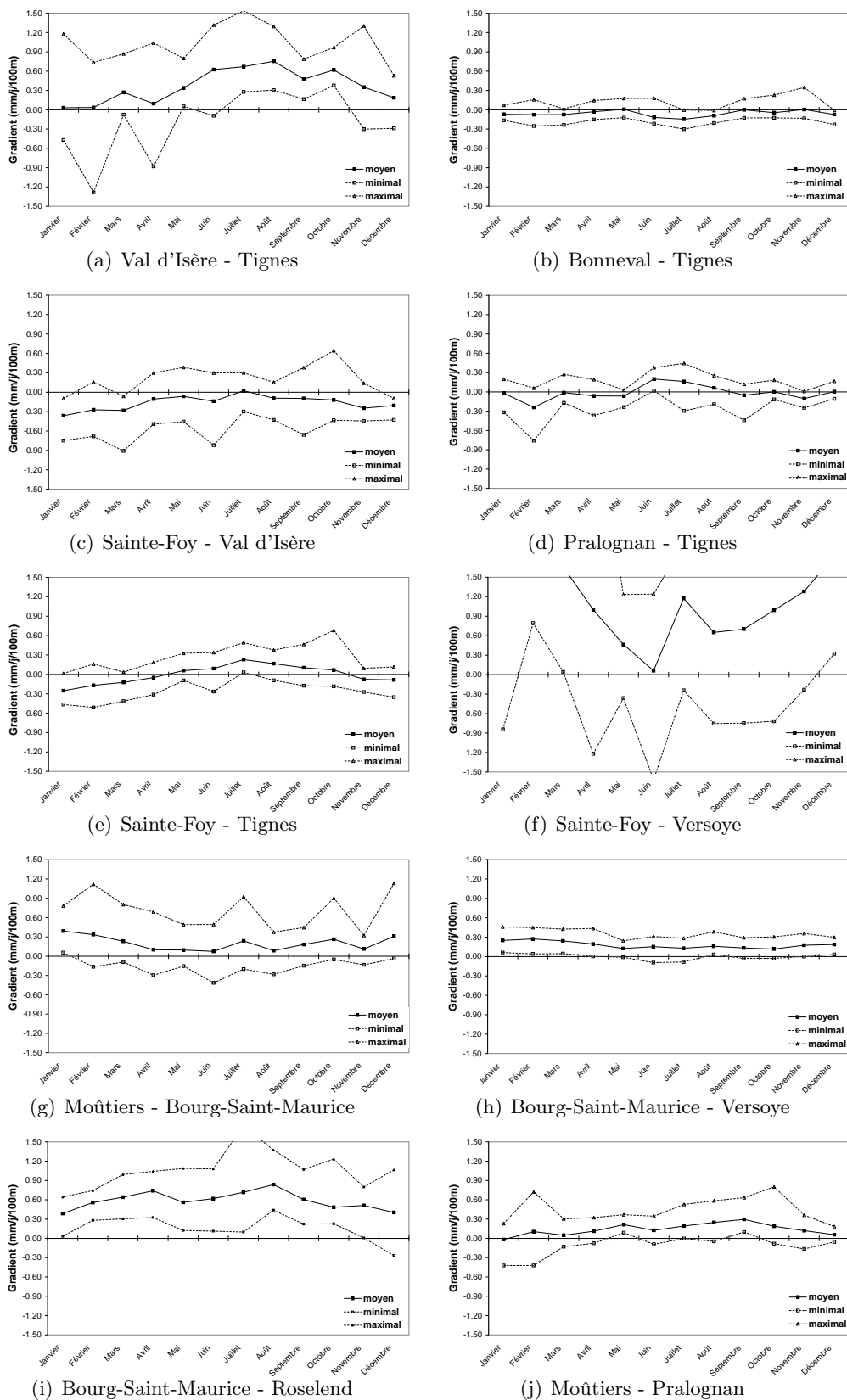
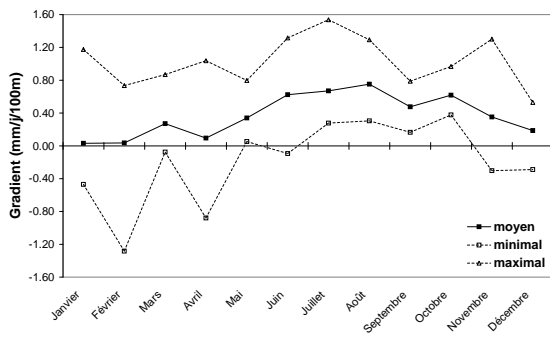
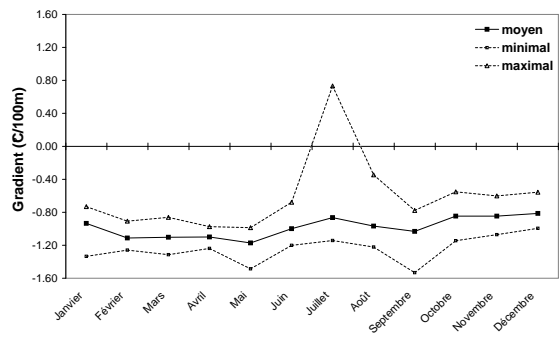


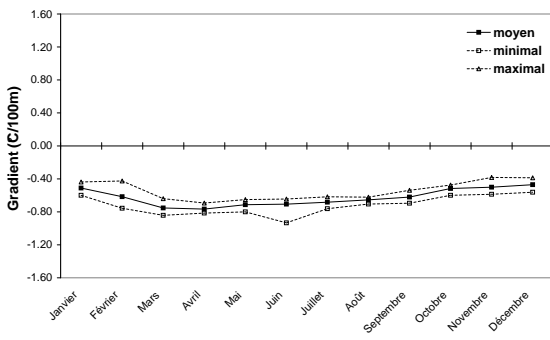
FIGURE J.3 – Gradients moyens mensuels inter-annuels de précipitation estimés pour chaque couple de stations, sur la période 1997 à 2005.



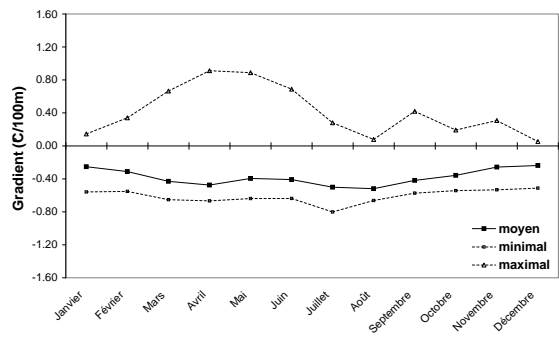
(a) Val d'Isère - Tignes



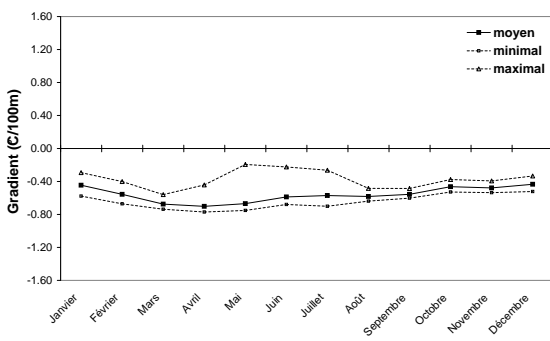
(b) Bonneval - Tignes



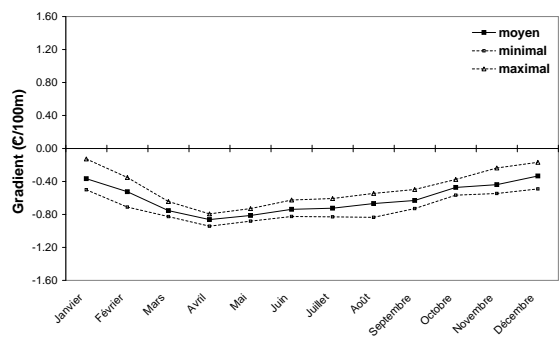
(c) Bourg-Saint-Maurice - Val d'Isère



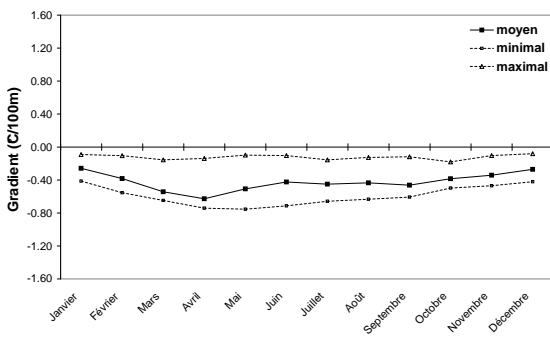
(d) Moûtiers - Bourg-Saint-Maurice



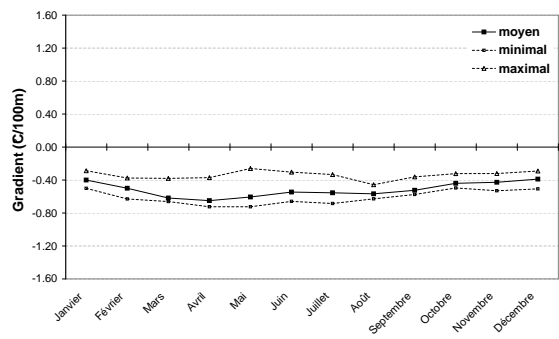
(e) Bourg-Saint-Maurice - Tignes



(f) Bourg-Saint-Maurice - Hauteluce



(g) Moûtiers - Les Allues



(h) Moûtiers - Tignes

FIGURE J.4 – Gradients mensuels moyens inter-annuels de température calculés sur la période 1997 à 2005.

Annexe K

Code MATLAB de modélisation d'une prise d'eau équivalente


```

function [Qderive, Qdown]=derivation(Qin,BVCadre)

% SIMULE LE FONCTIONNEMENT D'UNE PRISE D'EAU EQUIVALENTE EXACTE
% à partir des caractéristiques de toutes les prises d'eau

% Qin est le débit entrant dans la prise
% Qderive sera le débit dérivé par la prise
% Qdown sera le débit total (réservé + déversé) dans le cours d'eau aval

% Caractéristiques de toutes les prises d'eau
% -----
% format du fichier : sdrainee(km²), capacité(m3/s), Qréservé(l/s)
%caract = load(['Chevrill_03.txt']);
%caract
%caract          = load([BVCadre, '.txt']);
% Conversion des unités en m,s,m².
%caract          = [caract(:,1)*10^6 caract(:,2) caract(:,3)/1000];

% S
% Qctot
% Qrtot
% (m3/s)
S                = sum(caract(:,1));           % S : surface total drainée (m²)
Qctot            = sum(caract(:,2));           % Qctot : somme des capacités (m3/s)
Qrtot            = sum(caract(:,3));           % Qrtot : somme des débits réservés
(m3/s)

% Seuils sur les débits réservés
% -----
% rapport Qr/S en (m/s)
ratqrS           = caract(:,3)./caract(:,1) ;
x                = find(ratqrS(1,:)>0);
ratqrS           = ratqrS(:,x);
caract_ratqrS    = [caract ratqrS(:,1)];      % On rajoute une 4ème colonne à la
matrice initiale: le rapport Qr/S
caract_ratqrS_trie = sortrows(caract_ratqrS,4) ; % On trie les caract selon cette
4ème colonne

% On calcule un vecteur des débits
Qr_cum           = caract_ratqrS_trie(1,3);
for i=2:size(caract,1)
réservés cumulés
temp             = caract_ratqrS_trie(i,3) + Qr_cum(i-1);
Qr_cum           = [Qr_cum ; temp] ;
end

% On calcule un vecteur qui est la somme
Sdrain_rest      = [];
for i=1:size(caract,1)
des surfaces qui drainent encore
Sdrain_rest      = [Sdrain_rest ; (S - sum(caract_ratqrS_trie(1:i,1)))] ;
end

Qin_qr           = caract_ratqrS_trie(:,4) * S ;
Qderive_qr       = caract_ratqrS_trie(:,4) .* (S-(Sdrain_rest + caract_ratqrS_trie(:,1))) - (Qr_cum -
caract_ratqrS_trie(:,3)) ;

```

```

% Seuils sur les capacités
% -----
ratqrqcS      = (caract(:,3) + caract(:,2))./caract(:,1) ;           % rapport (Qr+capacité)/S en (m/s)
caract_ratqrqcS = [caract ratqrqcS(:,1)];                          % On rajoute une 4ème colonne : le
rapport (Qr+capacité)/S
caract_ratqrqcS_trie = sortrows(caract_ratqrqcS,4);                % On trie les caract selon cette 4ème
colonne

Sdrain_rest   = [];                                               % On calcule un vecteur qui est la
for i=1:size(caract,1)
somme des surfaces qui drainent encore
    Sdrain_rest = [Sdrain_rest ; (S - sum(caract_ratqrqcS_trie(1:i,1)))] ;
end

Qc_cum        = caract_ratqrqcS_trie(1,2);                          % On calcule les capacités cumulées
for i=2:size(caract,1)
    temp       = caract_ratqrqcS_trie(i,2) + Qc_cum(i-1);
    Qc_cum     = [Qc_cum ; temp];
end

Qr_cum        = caract_ratqrqcS_trie(1,3);
for i=2:size(caract,1)
réservés cumulés
    temp       = caract_ratqrqcS_trie(i,3) + Qr_cum(i-1);
    Qr_cum     = [Qr_cum ; temp] ;
end

Qin_qc        = caract_ratqrqcS_trie(:,4) * S ;                    %
Qderive_qc    = Qc_cum + caract_ratqrqcS_trie(:,4) .* Sdrain_rest - (Qrtot - Qr_cum) ;

% Création de la fonction dérivation
% -----
coorX          = [0 ; Qin_qr ; Qin_qc ; 200 ] ;                    % Qin (m3/s)
coorY          = [0 ; Qderive_qr ; Qderive_qc ; Qctot];           % Qdervivé (m3/s)

% [coorX coorY]

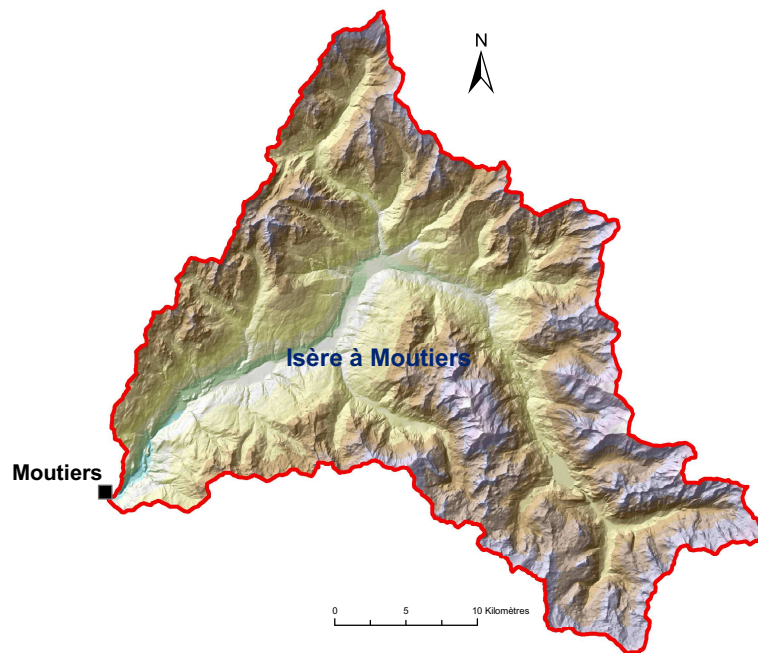
w = fit(coorX,coorY,'linearinterp') ;

Qderive        = w(Qin);
Qdown          = Qin - Qderive;

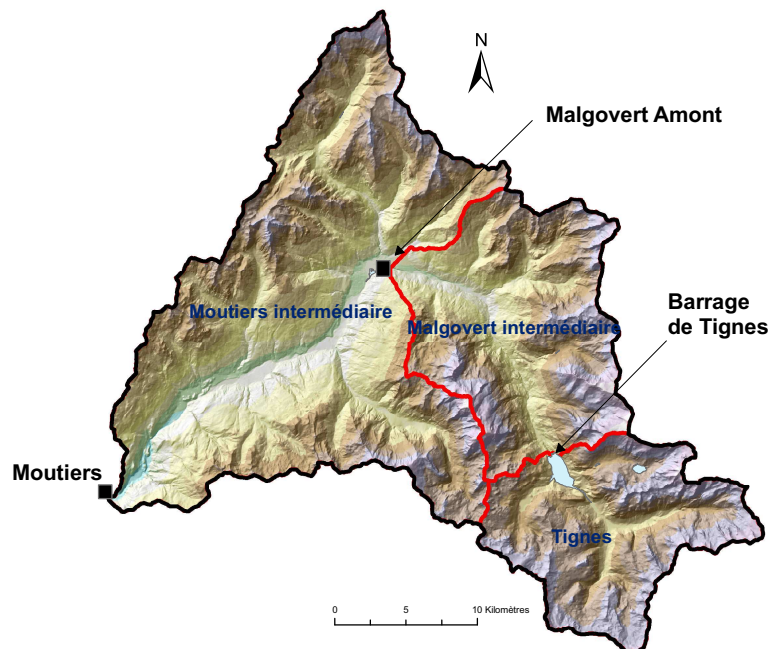
```


Annexe L

Les 5 découpages spatiaux du bassin testés

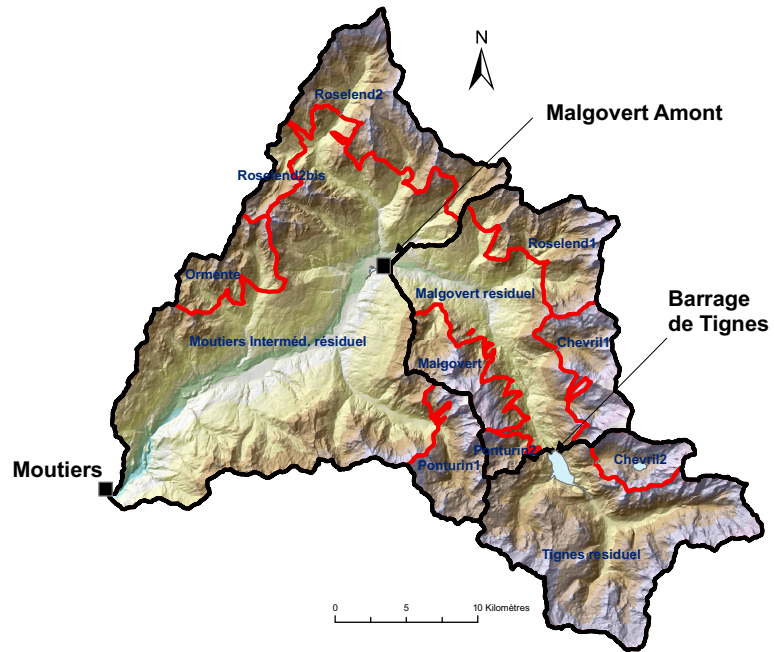


(a) Approche globale

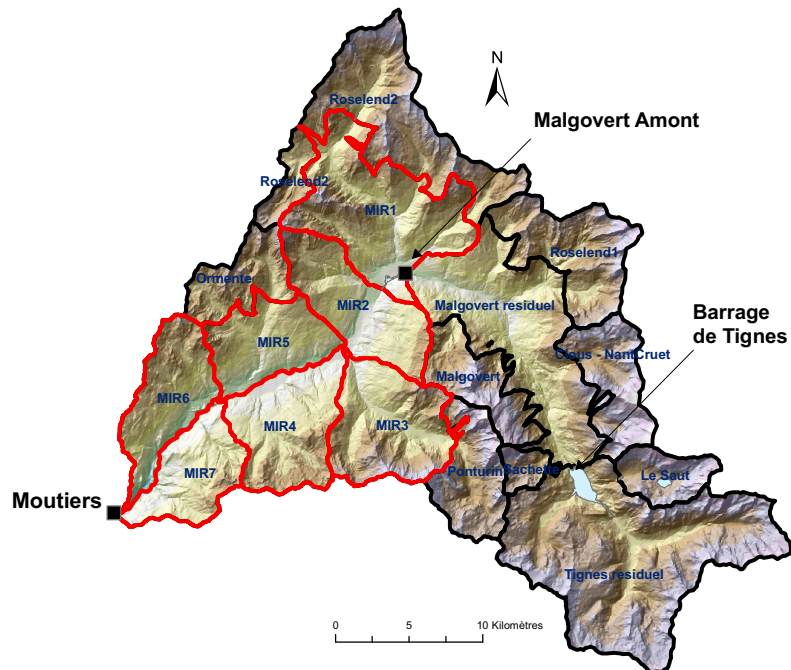


(b) Approche semi-distribuée à 3 sous-bassins

FIGURE L.1 – Les différentes discrétisations spatiales du bassin

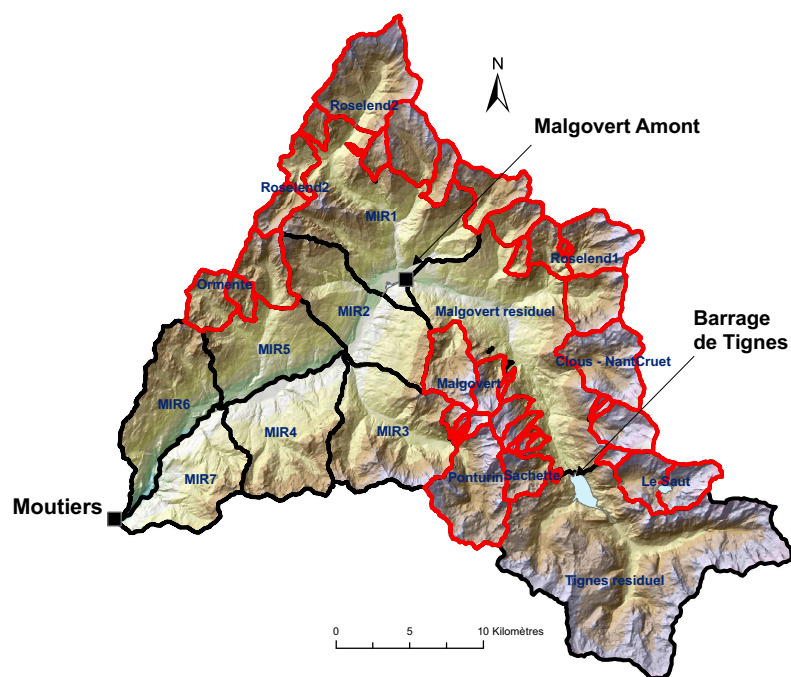


(a) Approche semi-distribuée à 11 sous-bassins



(b) Approche semi-distribuée à 19 sous-bassins

FIGURE L.2 – Les différentes discrétisations spatiales du bassin

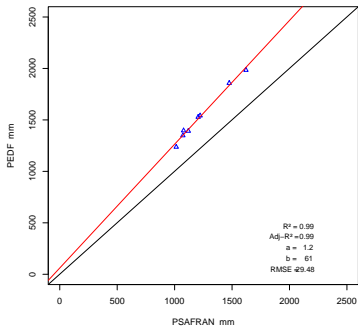


(a) Approche semi-distribuée à 45 sous-bassins

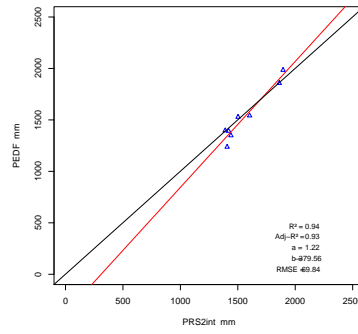
FIGURE L.3 – Les différentes discrétisations spatiales du bassin

Annexe M

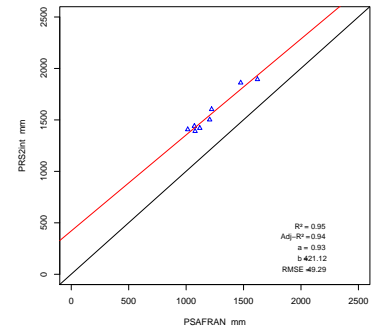
Corrélation des cumuls de précipitation
entre les 3 estimations testées aux
échelles annuelles, mensuelles et
journalières



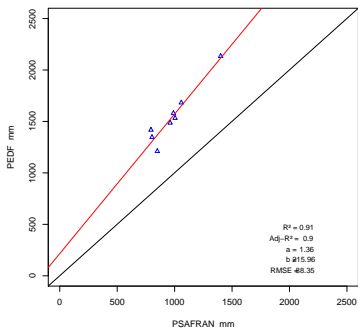
(a) EDF vs SAFRAN (Moûtiers)



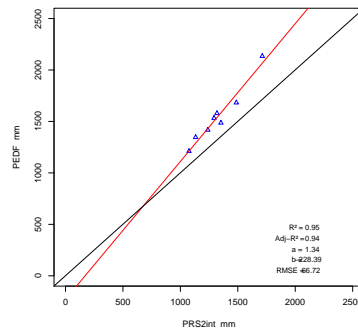
(b) EDF vs IDW (Moûtiers)



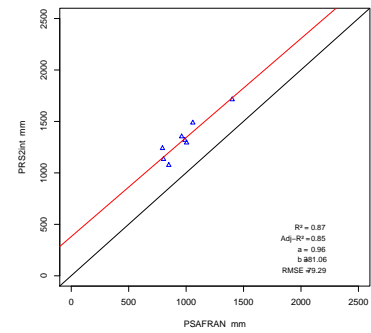
(c) IDW vs SAFRAN (Moûtiers)



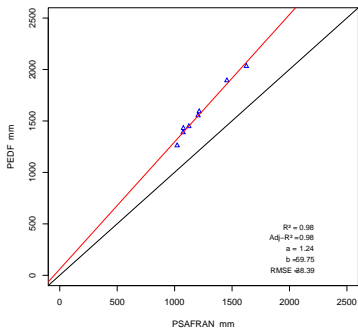
(d) EDF vs SAFRAN (Tignes)



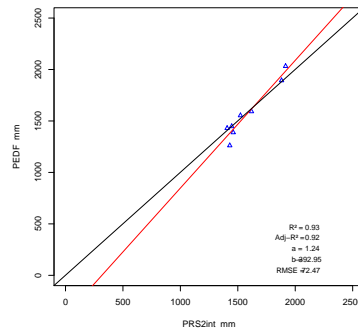
(e) EDF vs IDW (Tignes)



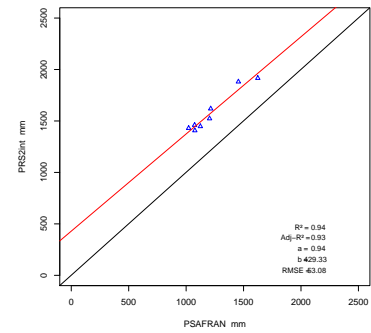
(f) IDW vs SAFRAN (Tignes)



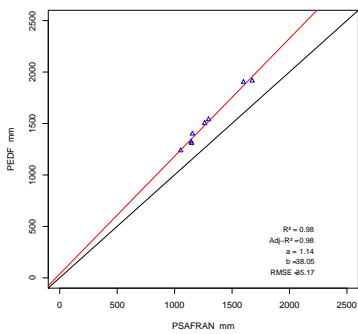
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. Int.)



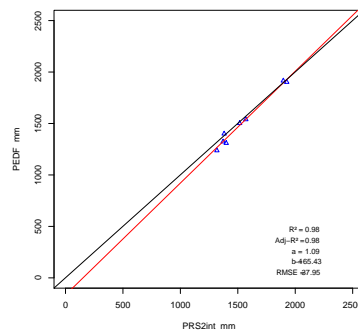
(h) EDF vs IDW (Malgo. Int.)



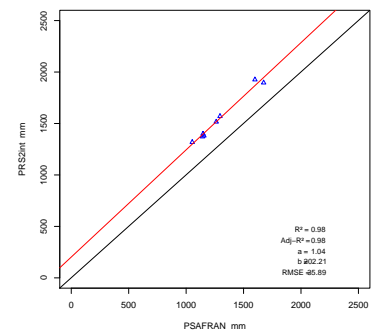
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. Int.)



(j) EDF vs SAFRAN (Moût. Int.)

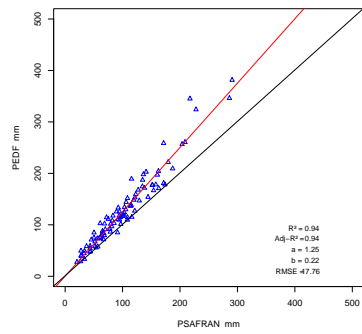


(k) EDF vs IDW (Mout. Int.)

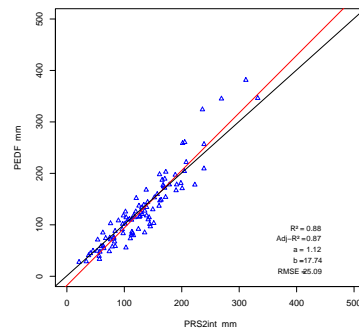


(l) IDW vs SAFRAN (Moût. Int.)

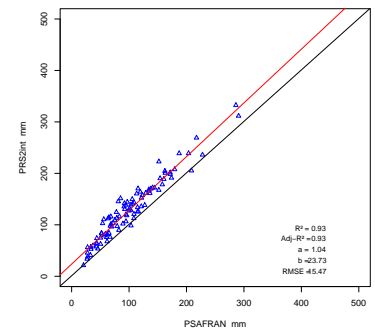
FIGURE M.1 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **annuelle** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



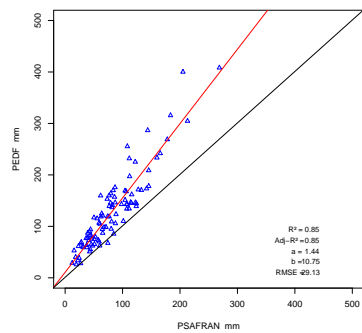
(a) EDF vs SAFRAN (Moutiers)



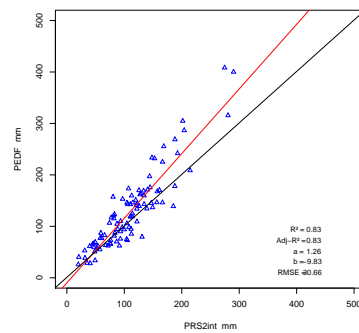
(b) EDF vs IDW (Moutiers)



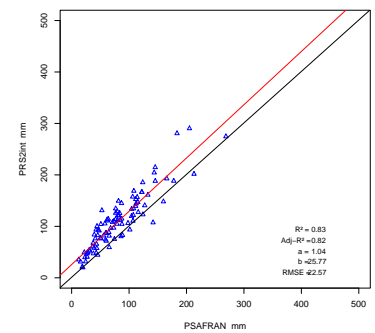
(c) IDW vs SAFRAN (Moutiers)



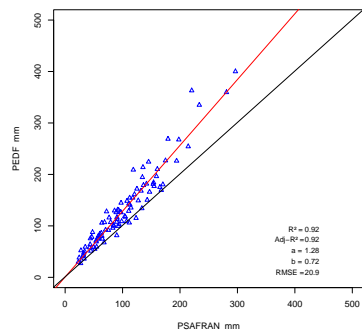
(d) EDF vs SAFRAN (Tignes)



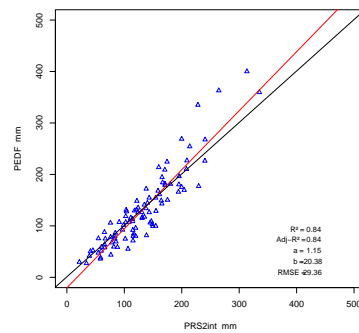
(e) EDF vs IDW (Tignes)



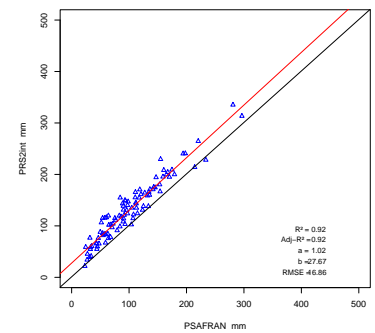
(f) IDW vs SAFRAN (Tignes)



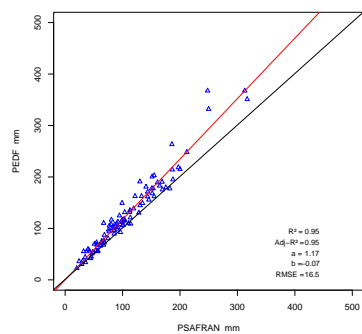
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. Int.)



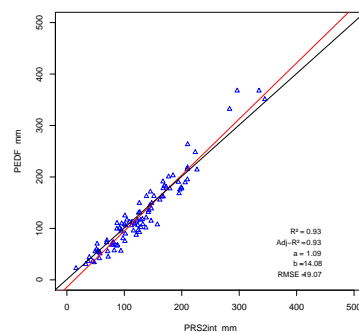
(h) EDF vs IDW (Malgo. Int.)



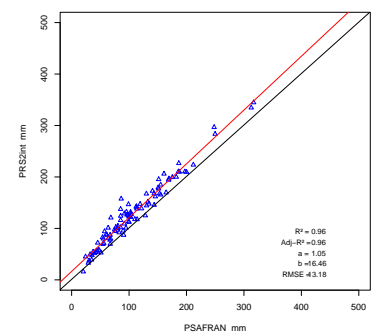
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. Int.)



(j) EDF vs SAFRAN (Mout. Int.)



(k) EDF vs IDW (Mout. Int.)



(l) IDW vs SAFRAN (Mout. Int.)

FIGURE M.2 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **mensuelle** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moutiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moutiers Intermédiaire; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

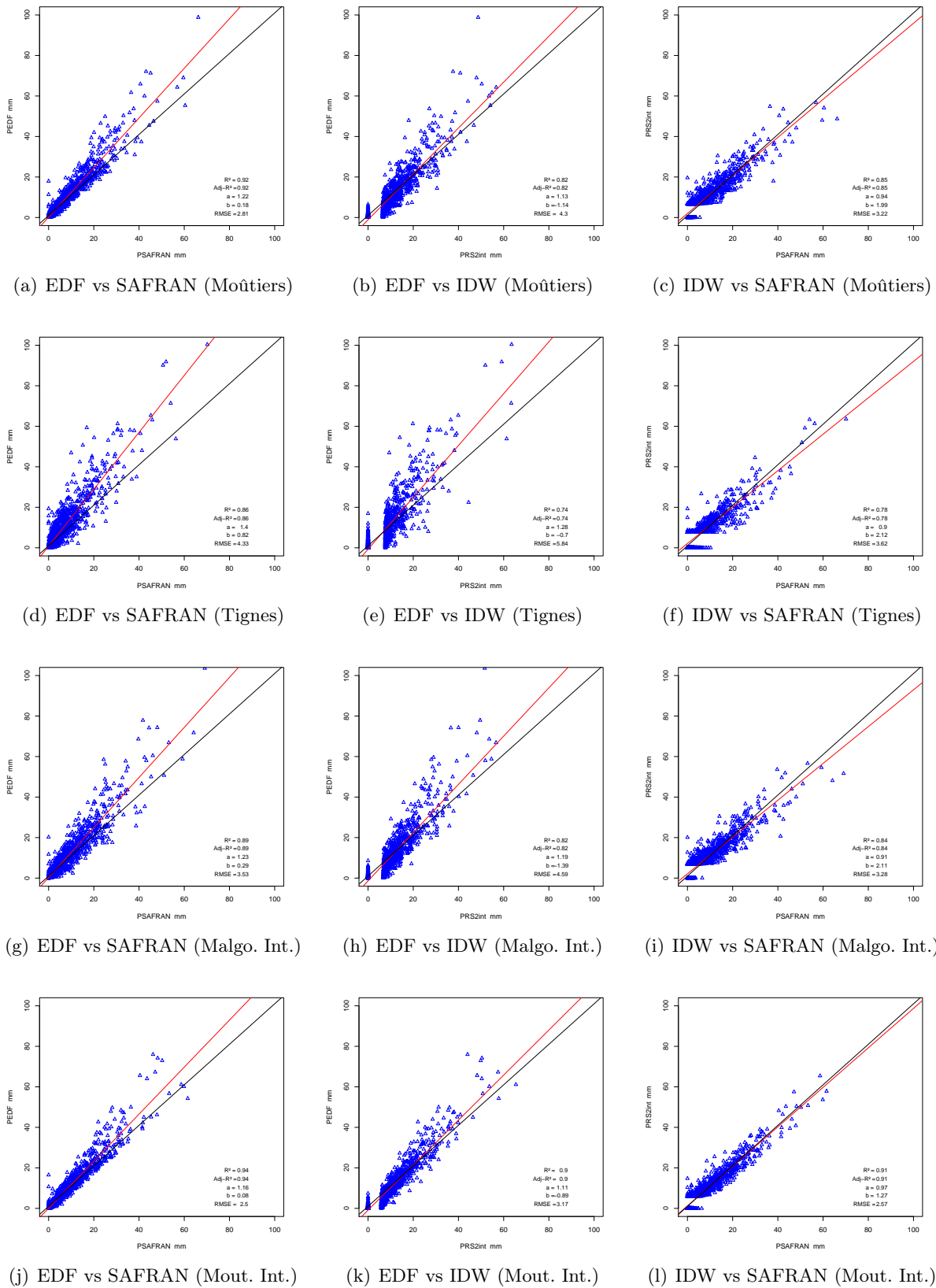
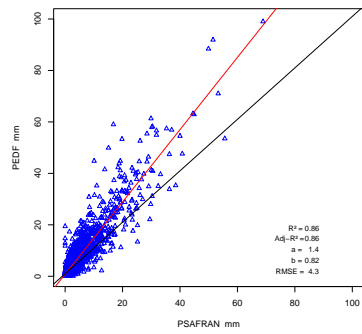
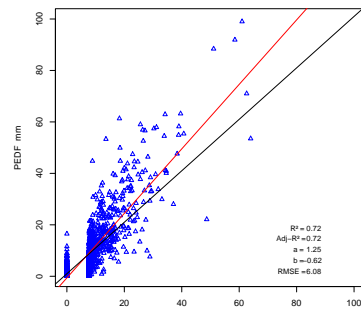


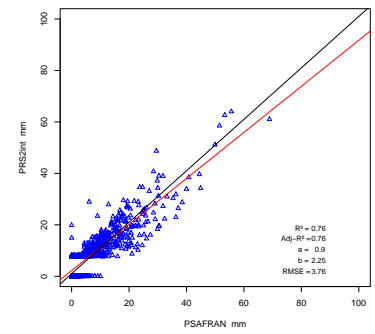
FIGURE M.3 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



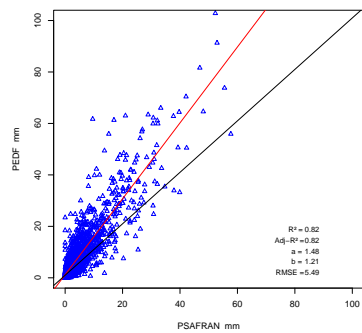
(a) EDF vs SAFRAN (Tignes rés.)



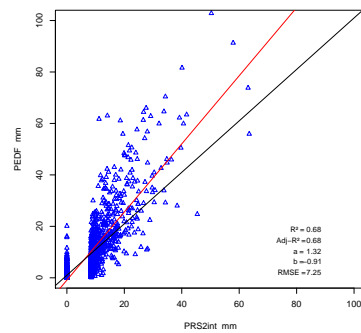
(b) EDF vs IDW (Tignes rés.)



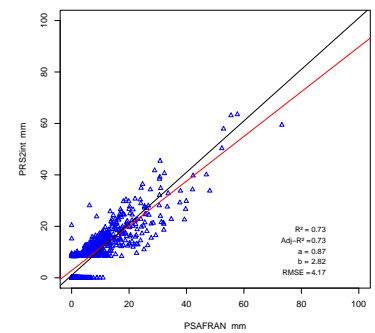
(c) IDW vs SAFRAN (Tignes rés.)



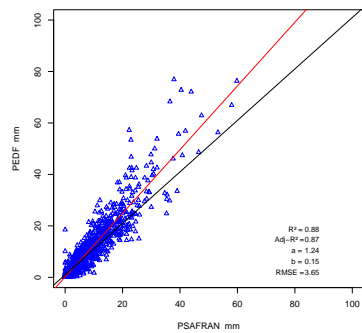
(d) EDF vs SAFRAN (Le Saut)



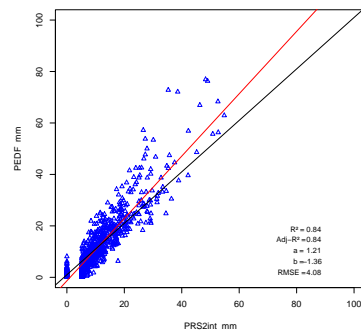
(e) EDF vs IDW (Le Saut)



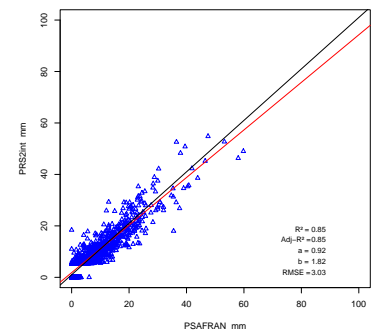
(f) IDW vs SAFRAN (Le Saut)



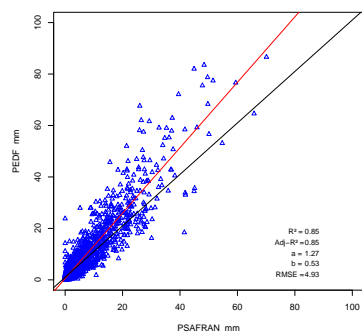
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. rés.)



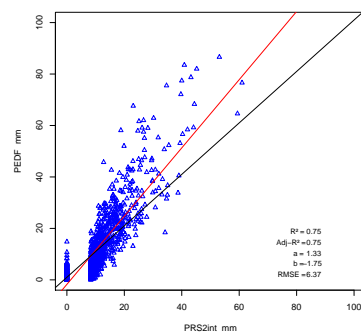
(h) EDF vs IDW (Malgo. rés.)



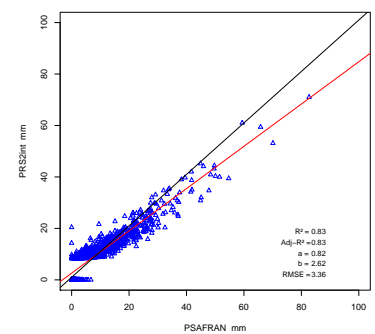
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. rés.)



(j) EDF vs SAFRAN (Cl.-N. C.)



(k) EDF vs IDW (Cl.-N. C.)



(l) IDW vs SAFRAN (Cl.-N. C.)

FIGURE M.4 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

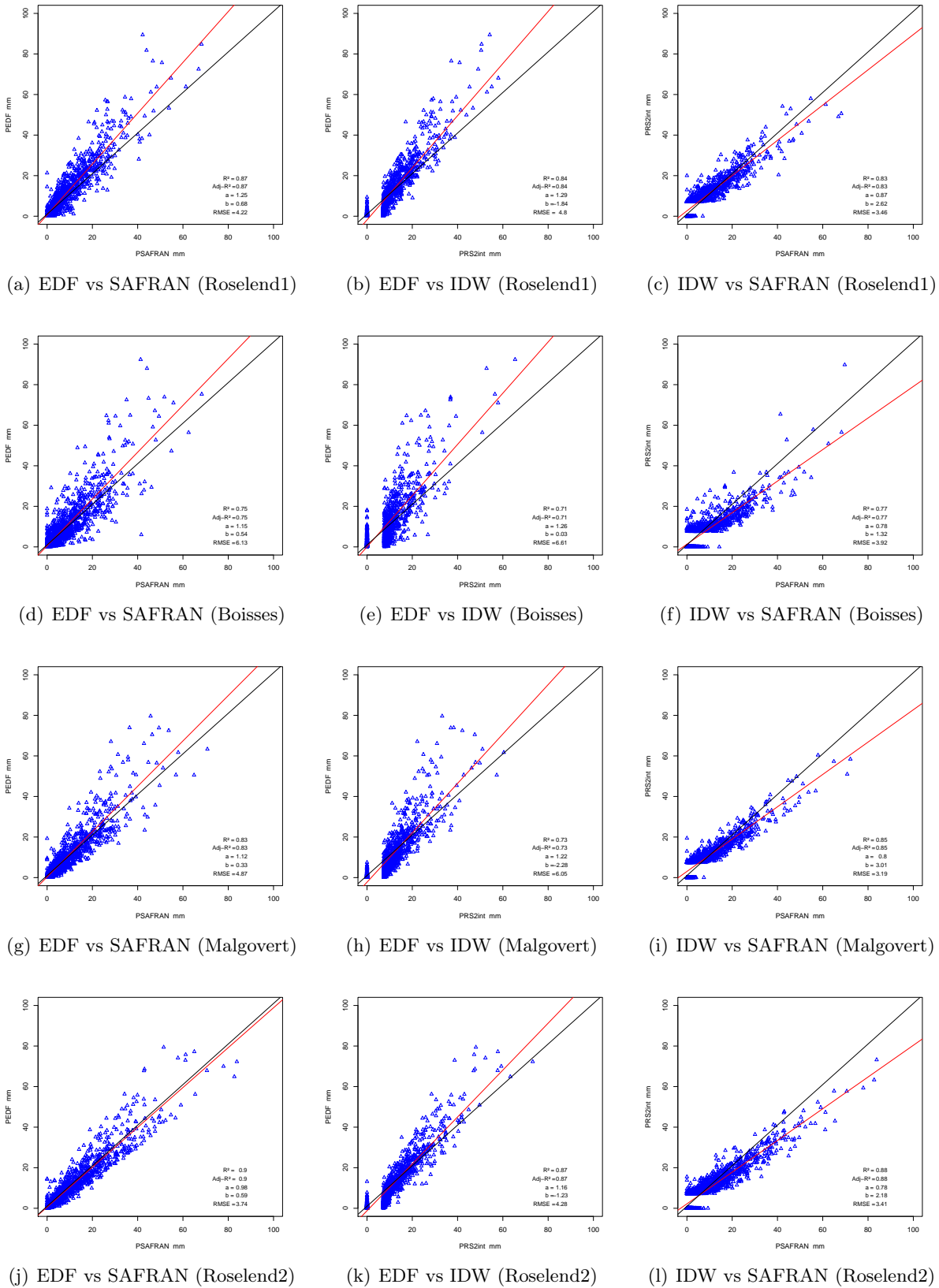
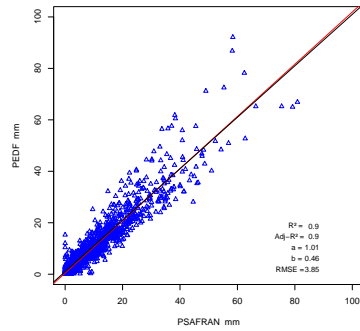
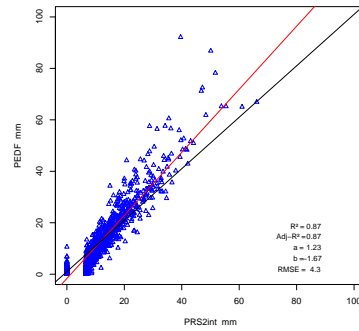


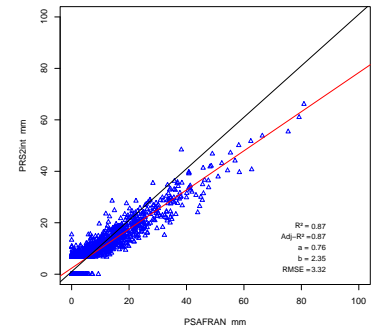
FIGURE M.5 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



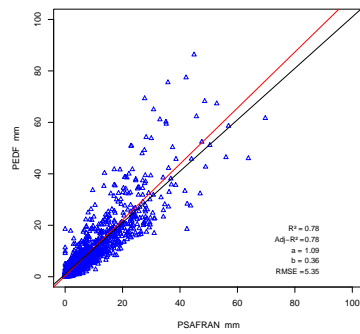
(a) EDF vs SAFRAN (Ormente)



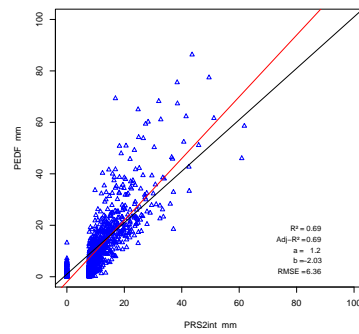
(b) EDF vs IDW (Ormente)



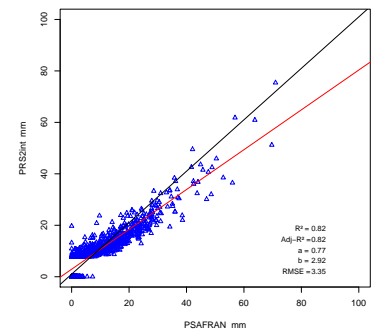
(c) IDW vs SAFRAN (Ormente)



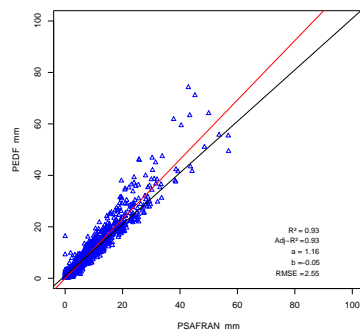
(d) EDF vs SAFRAN (Ponturin)



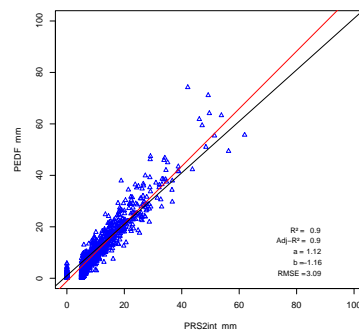
(e) EDF vs IDW (Ponturin)



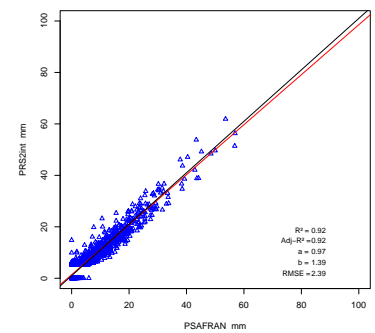
(f) IDW vs SAFRAN (Ponturin)



(g) EDF vs SAFRAN (Mout. I. R.)



(h) EDF vs IDW (Mout. I. R.)



(i) IDW vs SAFRAN (Mout. I. R.)

FIGURE M.6 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moutiers Intermédiaire Résiduel; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

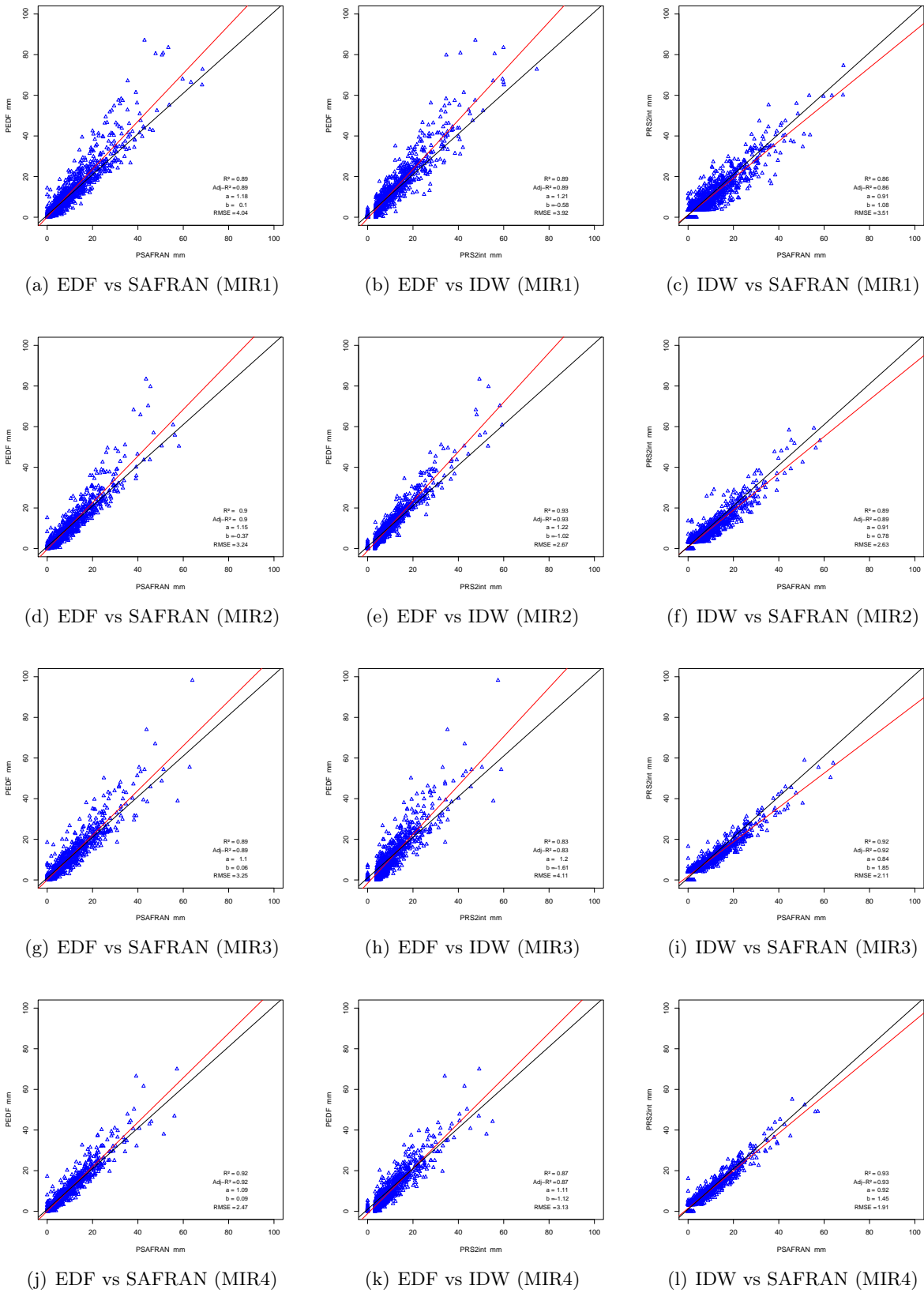


FIGURE M.7 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

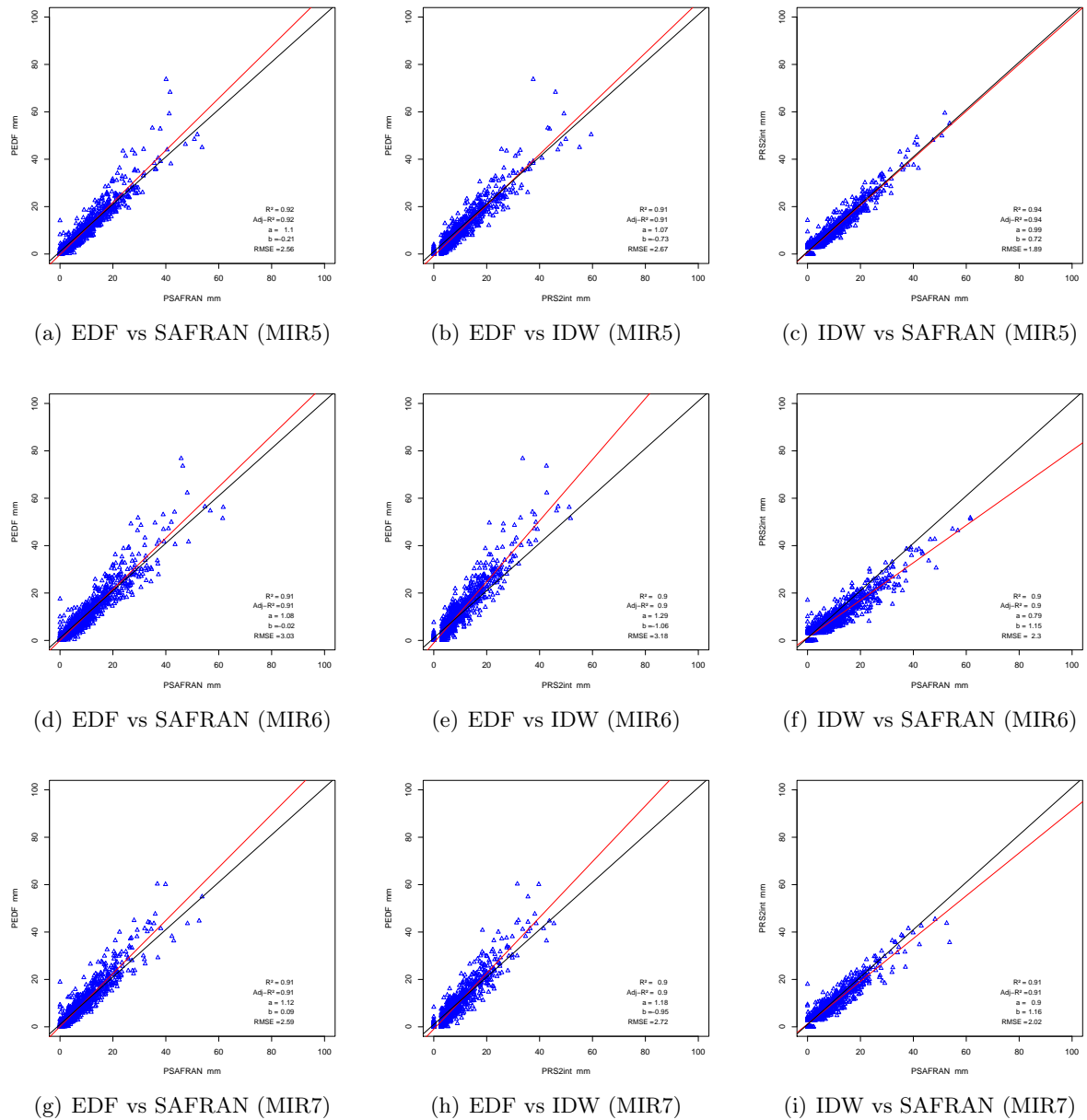


FIGURE M.8 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

Annexe N

Corrélation des cumuls de précipitation journalier par seuil (10mm, 30mm puis 50mm) entre les 3 estimations testées et en fonction du découpage spatial du bassin

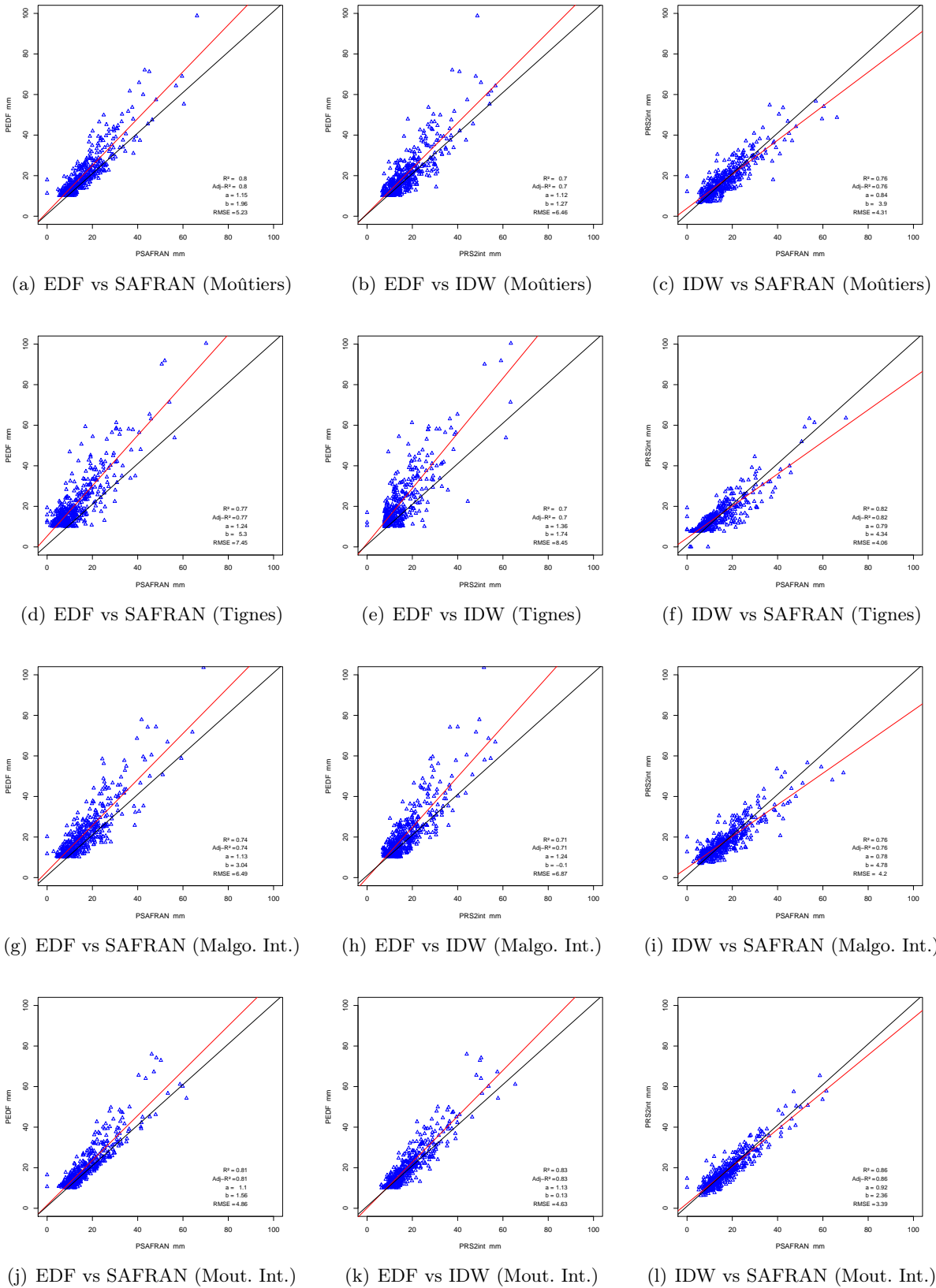
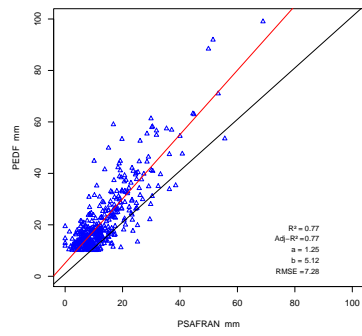
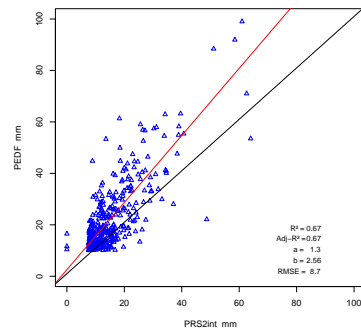


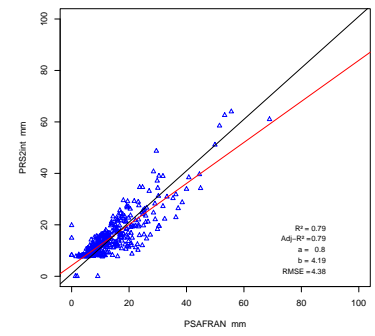
FIGURE N.1 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



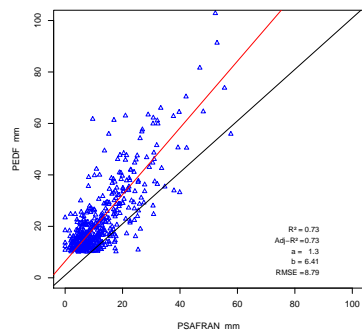
(a) EDF vs SAFRAN (Tignes rés.)



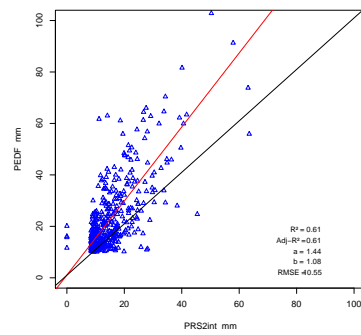
(b) EDF vs IDW (Tignes rés.)



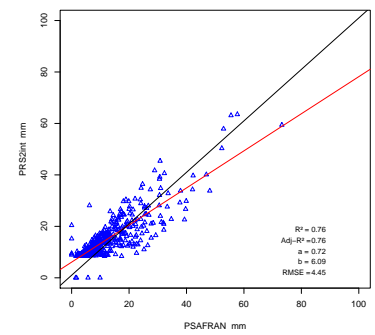
(c) IDW vs SAFRAN (Tignes rés.)



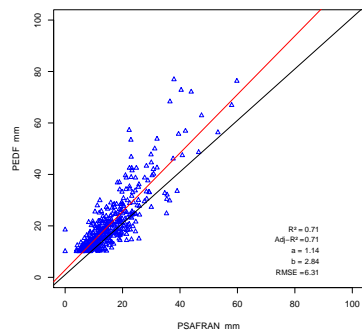
(d) EDF vs SAFRAN (Le Saut)



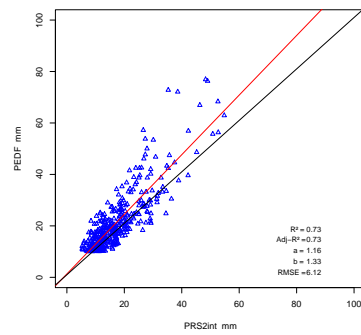
(e) EDF vs IDW (Le Saut)



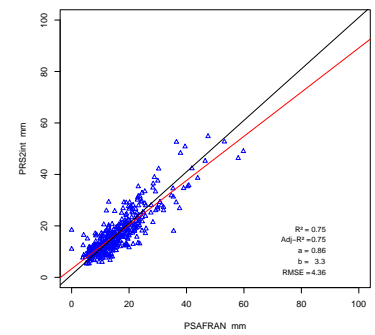
(f) IDW vs SAFRAN (Le Saut)



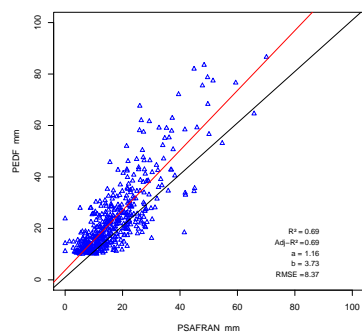
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. rés.)



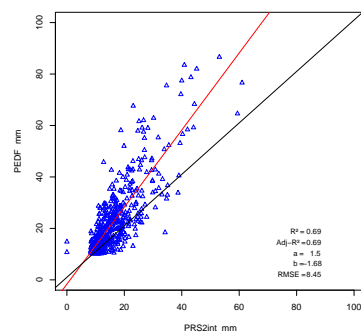
(h) EDF vs IDW (Malgo. rés.)



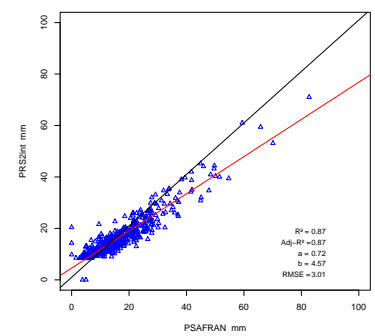
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. rés.)



(j) EDF vs SAFRAN (Cl.-N. C.)



(k) EDF vs IDW (Cl.-N. C.)



(l) IDW vs SAFRAN (Cl.-N. C.)

FIGURE N.2 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

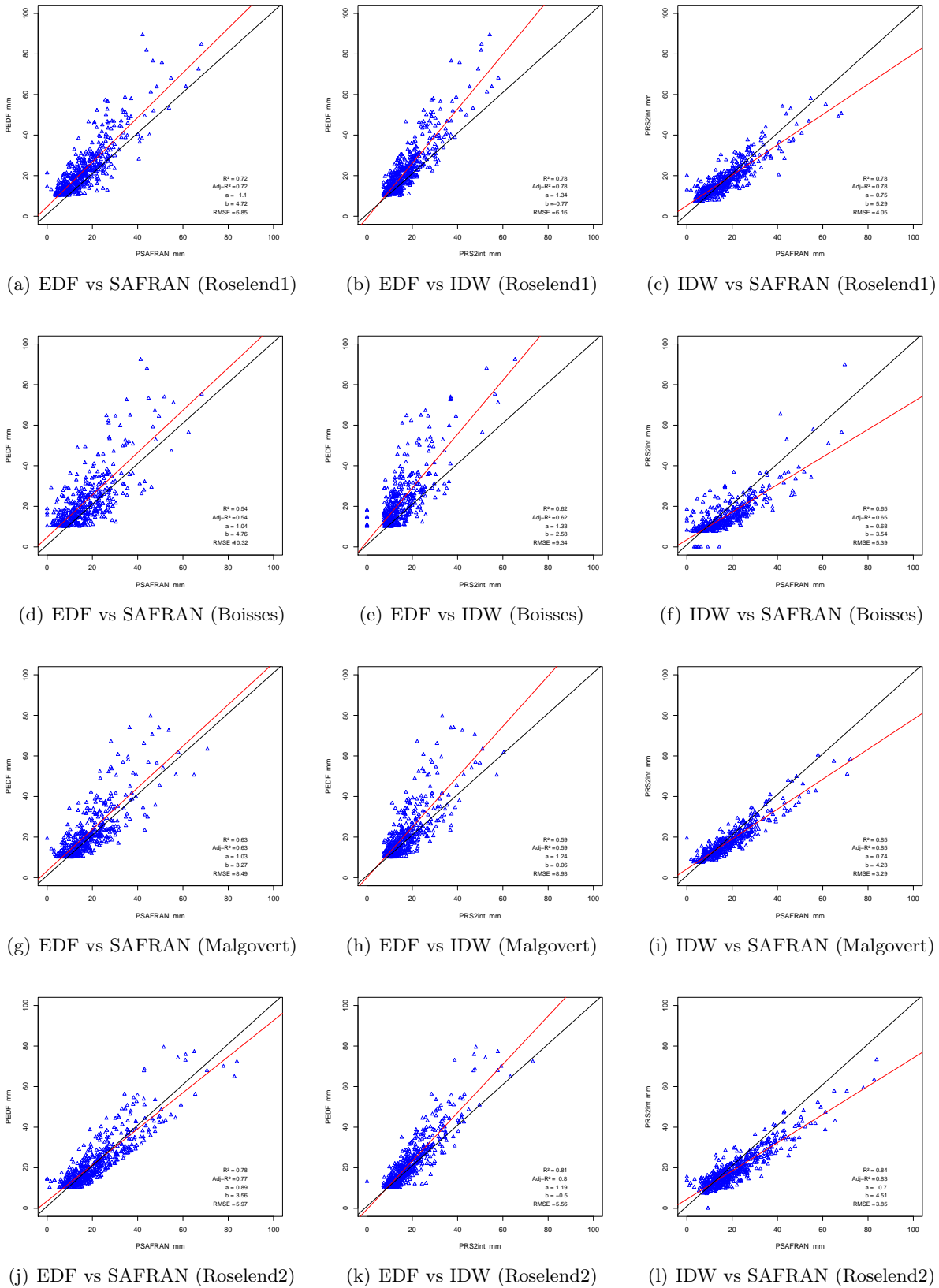
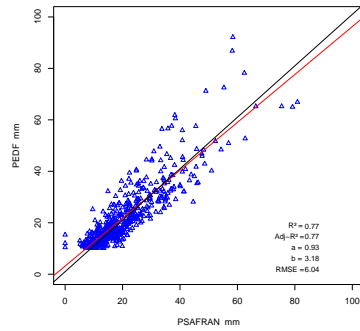
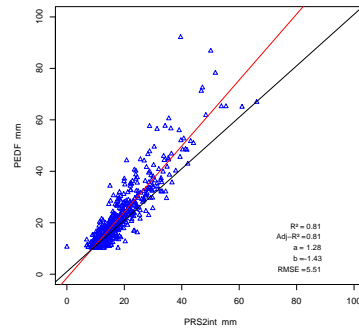


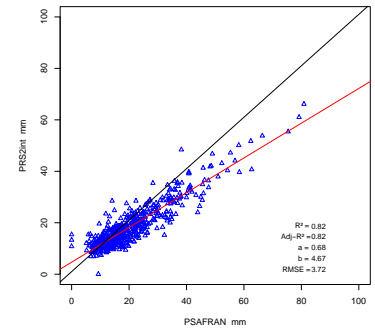
FIGURE N.3 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



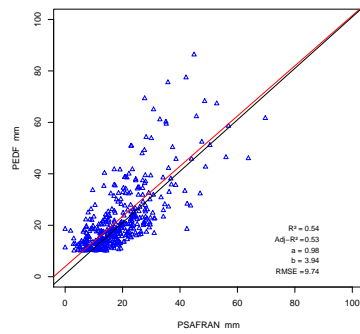
(a) EDF vs SAFRAN (Ormente)



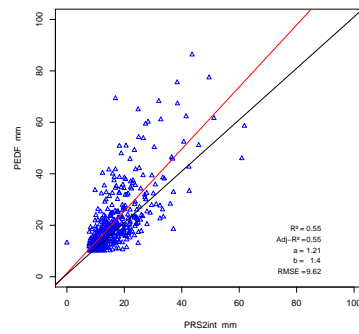
(b) EDF vs IDW (Ormente)



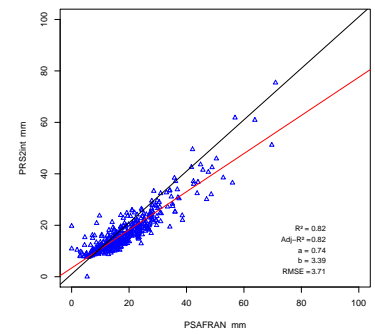
(c) IDW vs SAFRAN (Ormente)



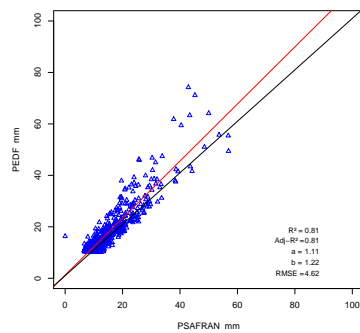
(d) EDF vs SAFRAN (Ponturin)



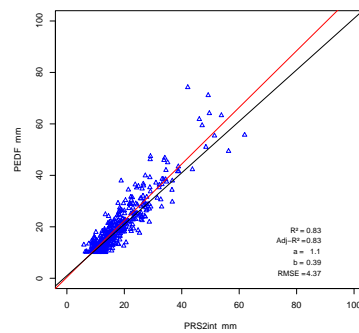
(e) EDF vs IDW (Ponturin)



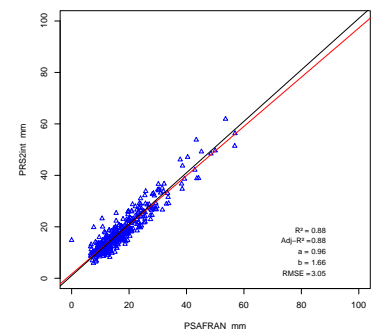
(f) IDW vs SAFRAN (Ponturin)



(g) EDF vs SAFRAN (Mout. I. R.)



(h) EDF vs IDW (Mout. I. R.)



(i) IDW vs SAFRAN (Mout. I. R.)

FIGURE N.4 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moutiers Intermédiaire Résiduel ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

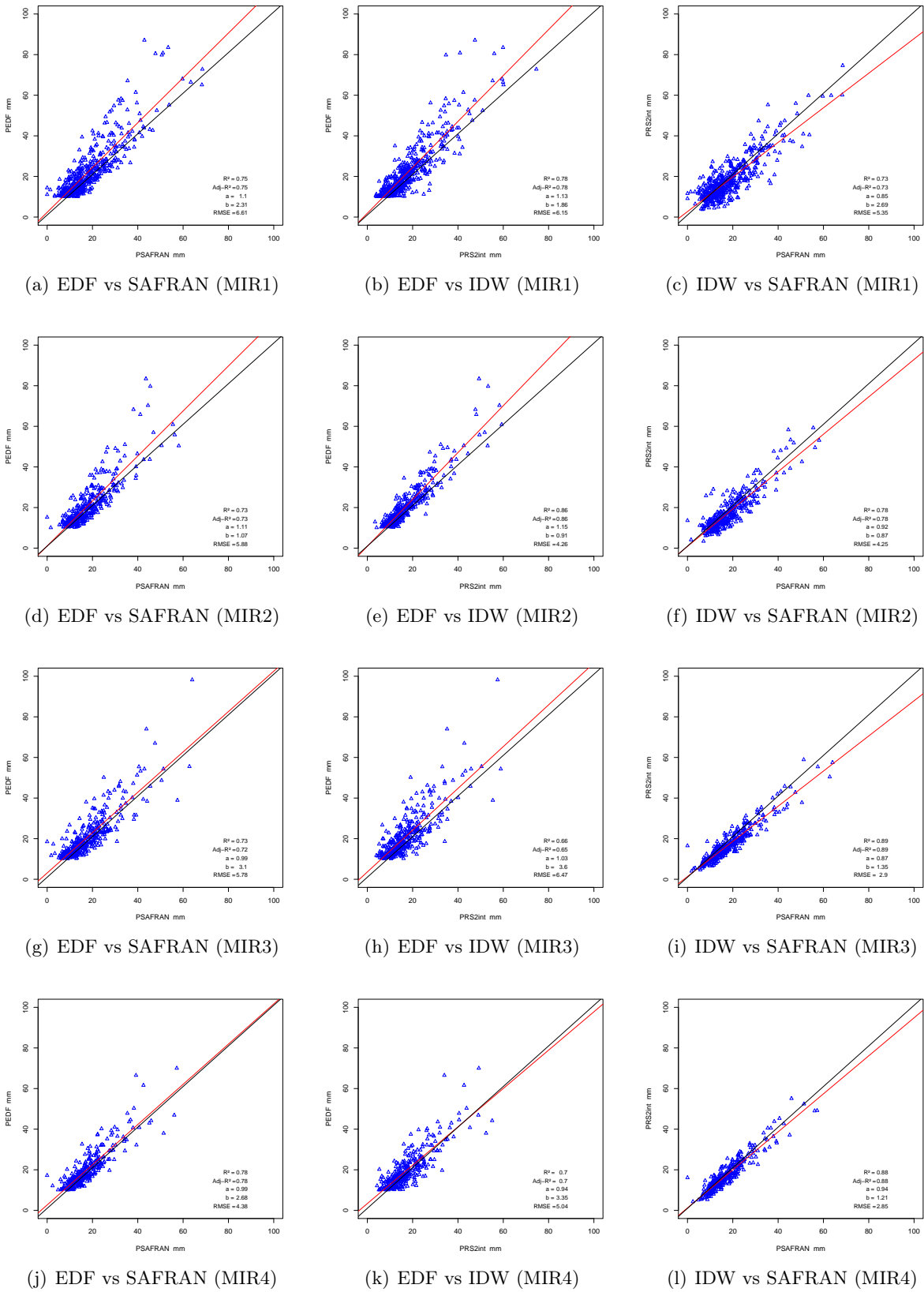


FIGURE N.5 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

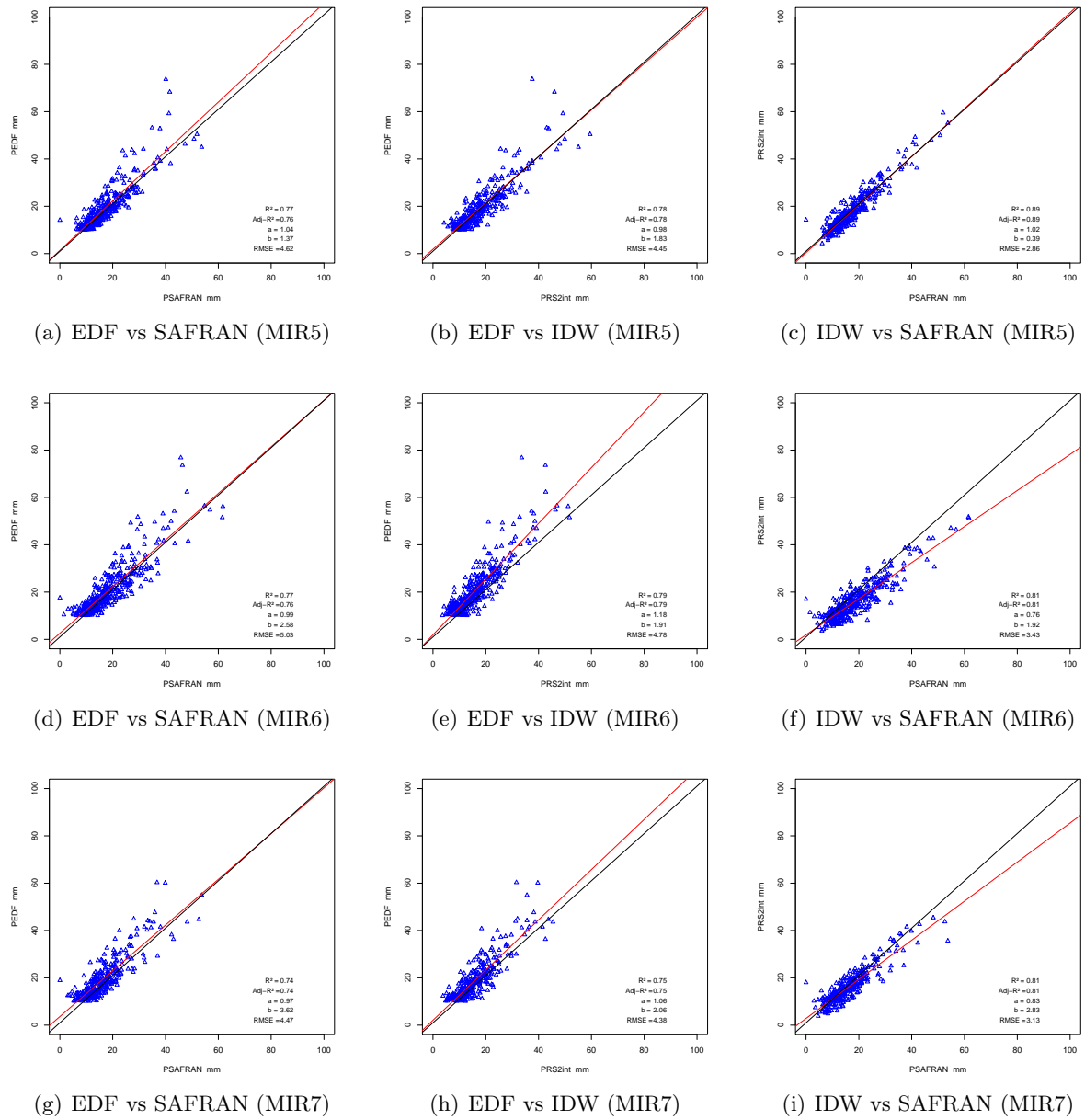
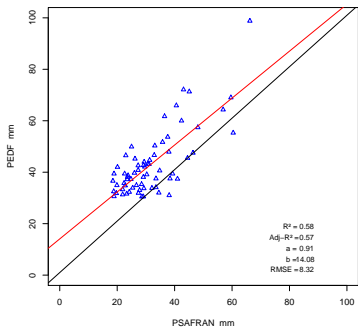
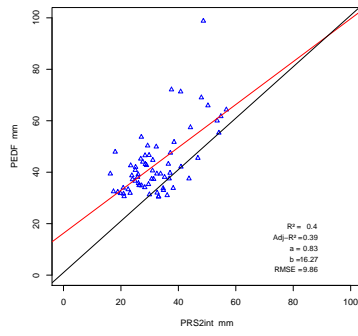


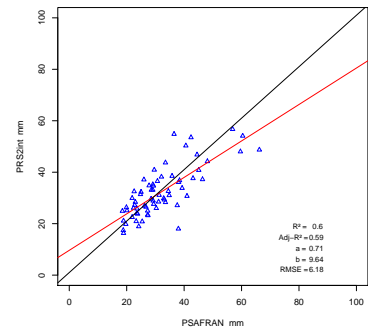
FIGURE N.6 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=10mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



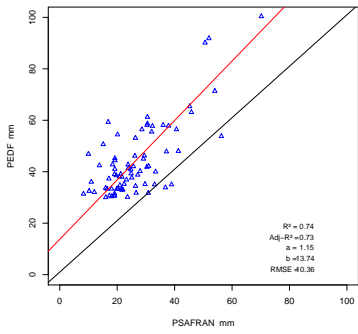
(a) EDF vs SAFRAN (Moûtiers)



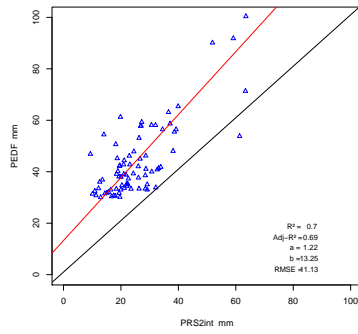
(b) EDF vs IDW (Moûtiers)



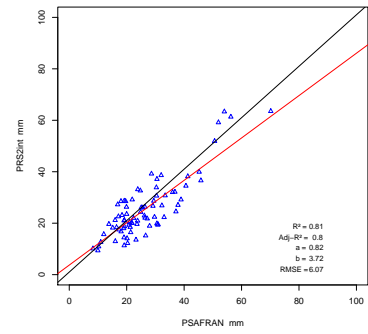
(c) IDW vs SAFRAN (Moûtiers)



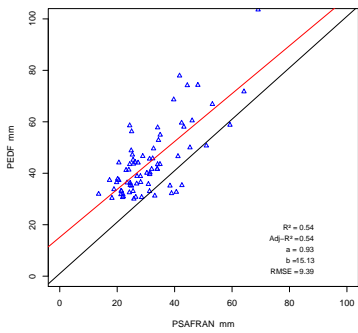
(d) EDF vs SAFRAN (Tignes)



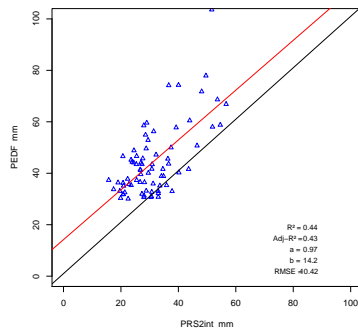
(e) EDF vs IDW (Tignes)



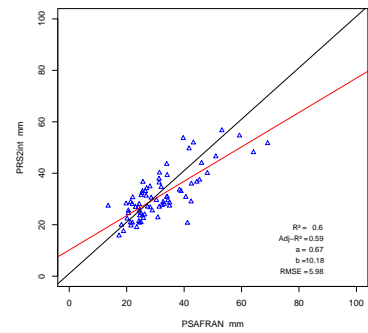
(f) IDW vs SAFRAN (Tignes)



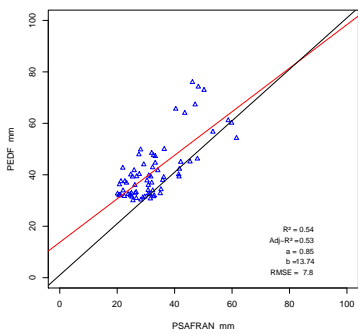
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. Int.)



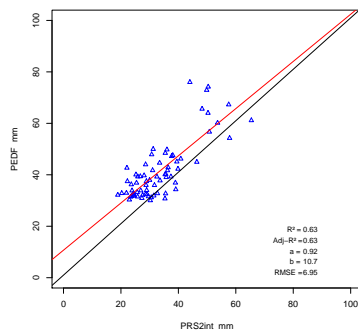
(h) EDF vs IDW (Malgo. Int.)



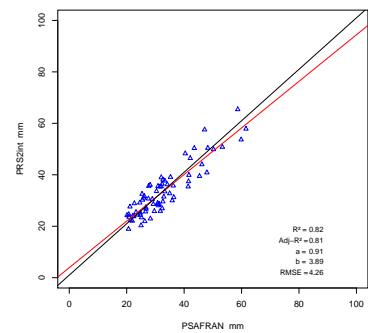
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. Int.)



(j) EDF vs SAFRAN (Mout. Int.)

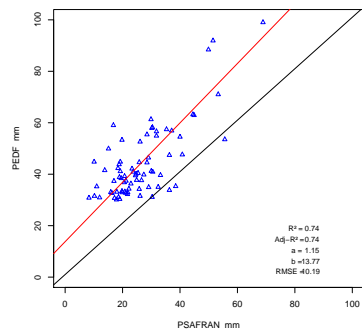


(k) EDF vs IDW (Mout. Int.)

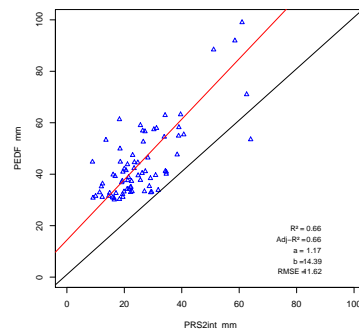


(l) IDW vs SAFRAN (Mout. Int.)

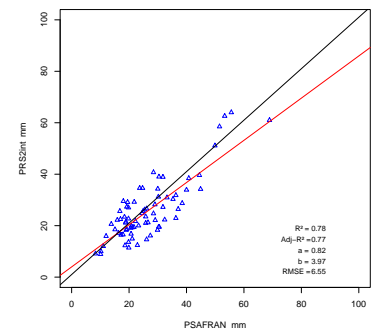
FIGURE N.7 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (seuil=30mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



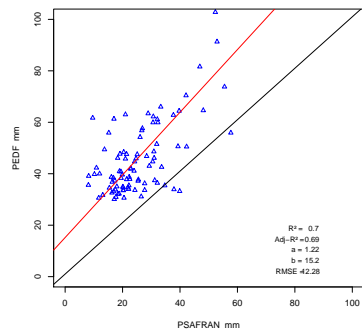
(a) EDF vs SAFRAN (Tignes rés.)



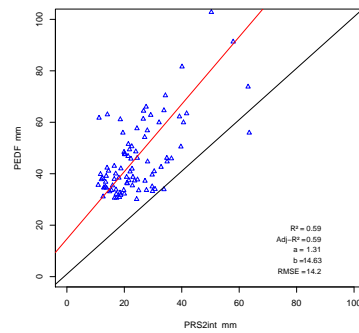
(b) EDF vs IDW (Tignes rés.)



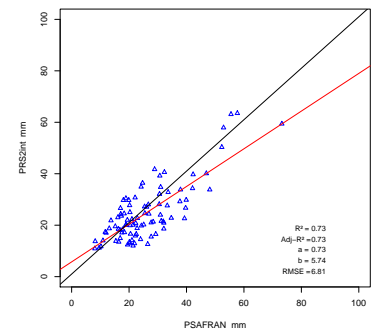
(c) IDW vs SAFRAN (Tignes rés.)



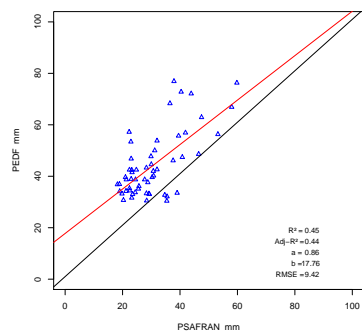
(d) EDF vs SAFRAN (Le Saut)



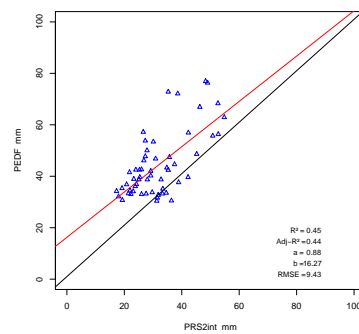
(e) EDF vs IDW (Le Saut)



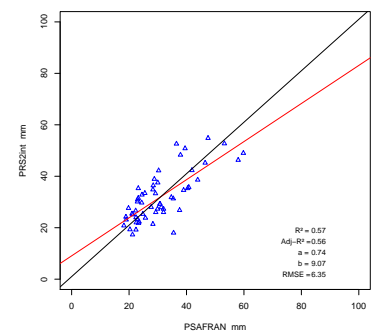
(f) IDW vs SAFRAN (Le Saut)



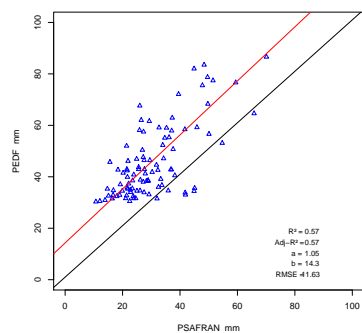
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. rés.)



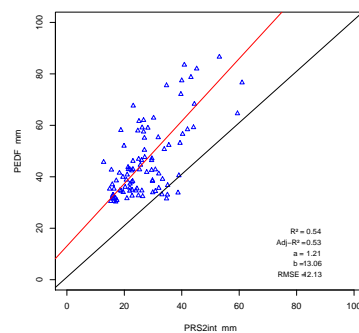
(h) EDF vs IDW (Malgo. rés.)



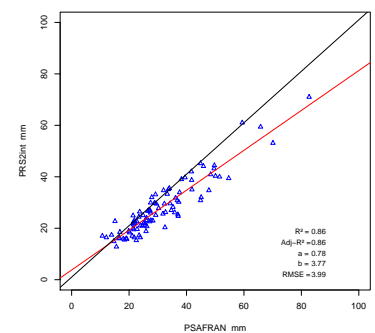
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. rés.)



(j) EDF vs SAFRAN (Cl.-N. C.)

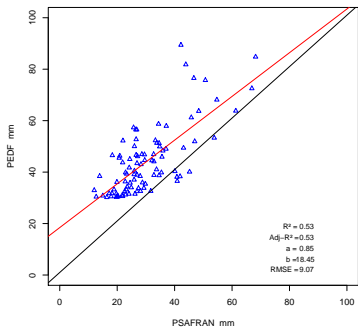


(k) EDF vs IDW (Cl.-N. C.)

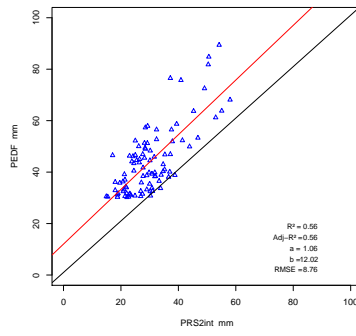


(l) IDW vs SAFRAN (Cl.-N. C.)

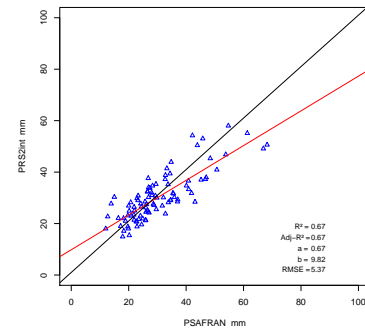
FIGURE N.8 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=30mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



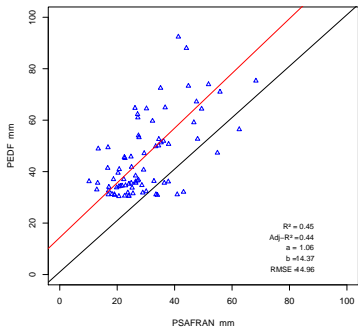
(a) EDF vs SAFRAN (Roselend1)



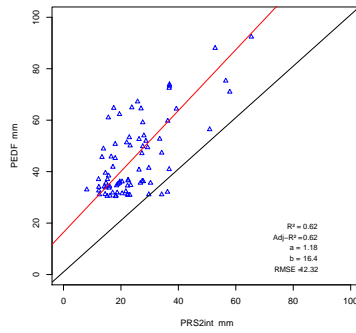
(b) EDF vs IDW (Roselend1)



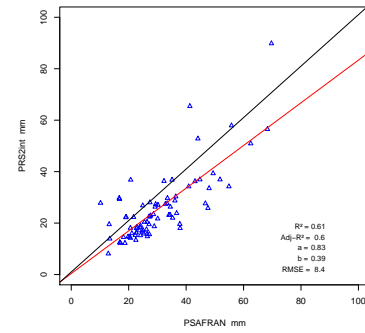
(c) IDW vs SAFRAN (Roselend1)



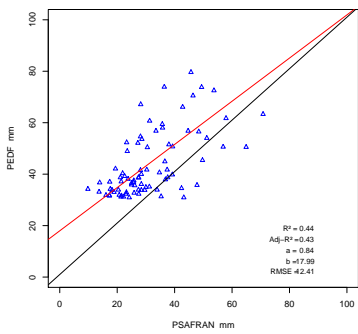
(d) EDF vs SAFRAN (Boisses)



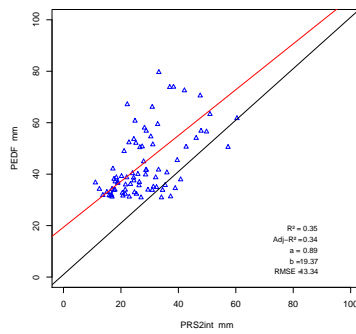
(e) EDF vs IDW (Boisses)



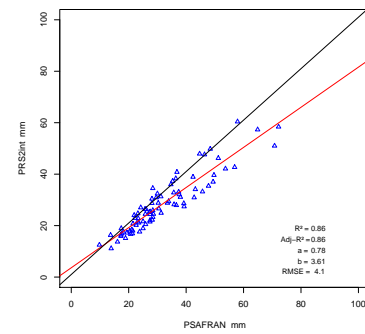
(f) IDW vs SAFRAN (Boisses)



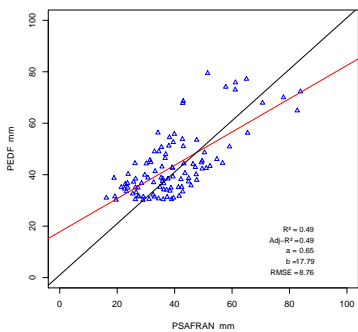
(g) EDF vs SAFRAN (Malgovert)



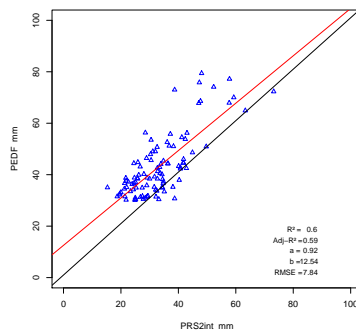
(h) EDF vs IDW (Malgovert)



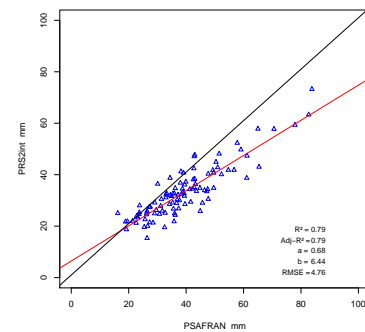
(i) IDW vs SAFRAN (Malgovert)



(j) EDF vs SAFRAN (Roselend2)

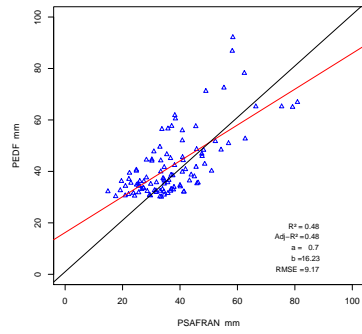


(k) EDF vs IDW (Roselend2)

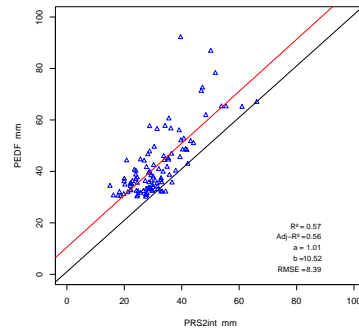


(l) IDW vs SAFRAN (Roselend2)

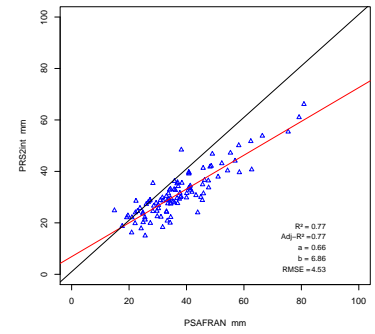
FIGURE N.9 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=30mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



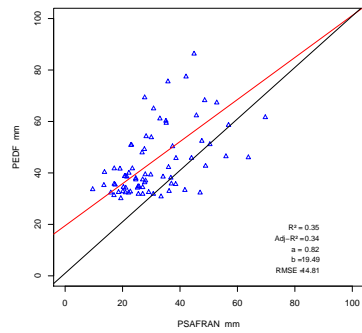
(a) EDF vs SAFRAN (Ormente)



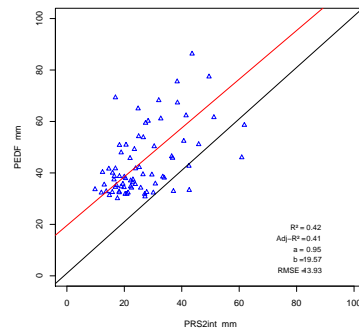
(b) EDF vs IDW (Ormente)



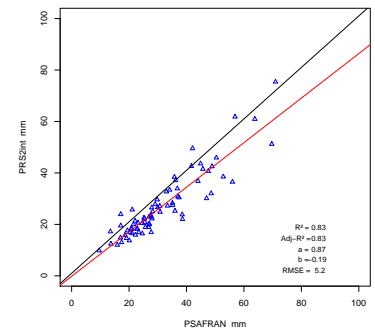
(c) IDW vs SAFRAN (Ormente)



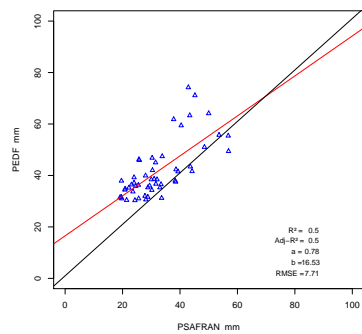
(d) EDF vs SAFRAN (Ponturin)



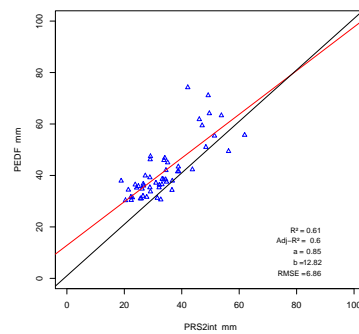
(e) EDF vs IDW (Ponturin)



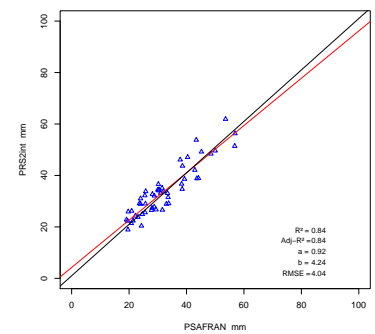
(f) IDW vs SAFRAN (Ponturin)



(g) EDF vs SAFRAN (Mout. I. R.)



(h) EDF vs IDW (Mout. I. R.)



(i) IDW vs SAFRAN (Mout. I. R.)

FIGURE N.10 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=30mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moutiers Intermédiaire Résiduel; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

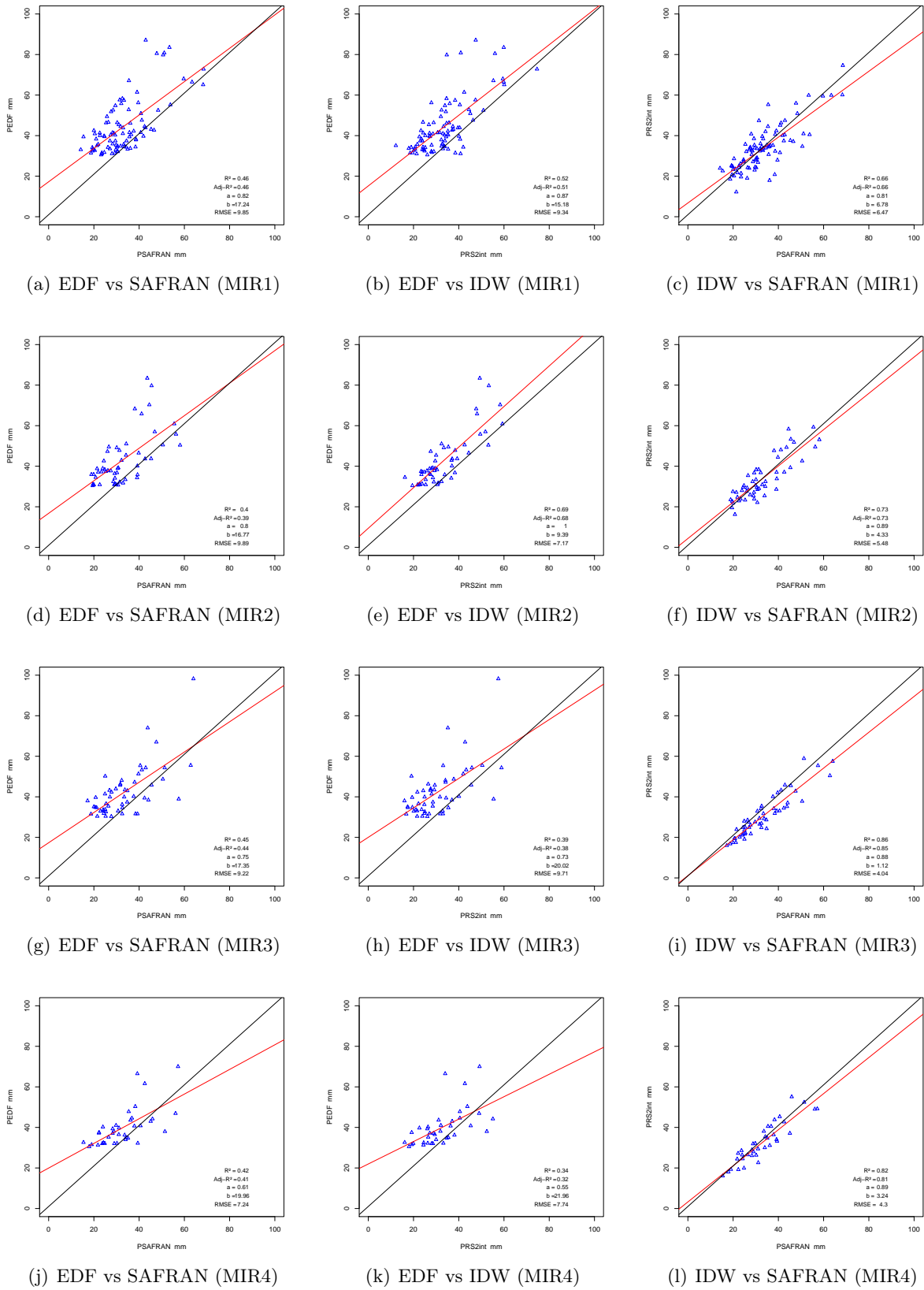


FIGURE N.11 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=30mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

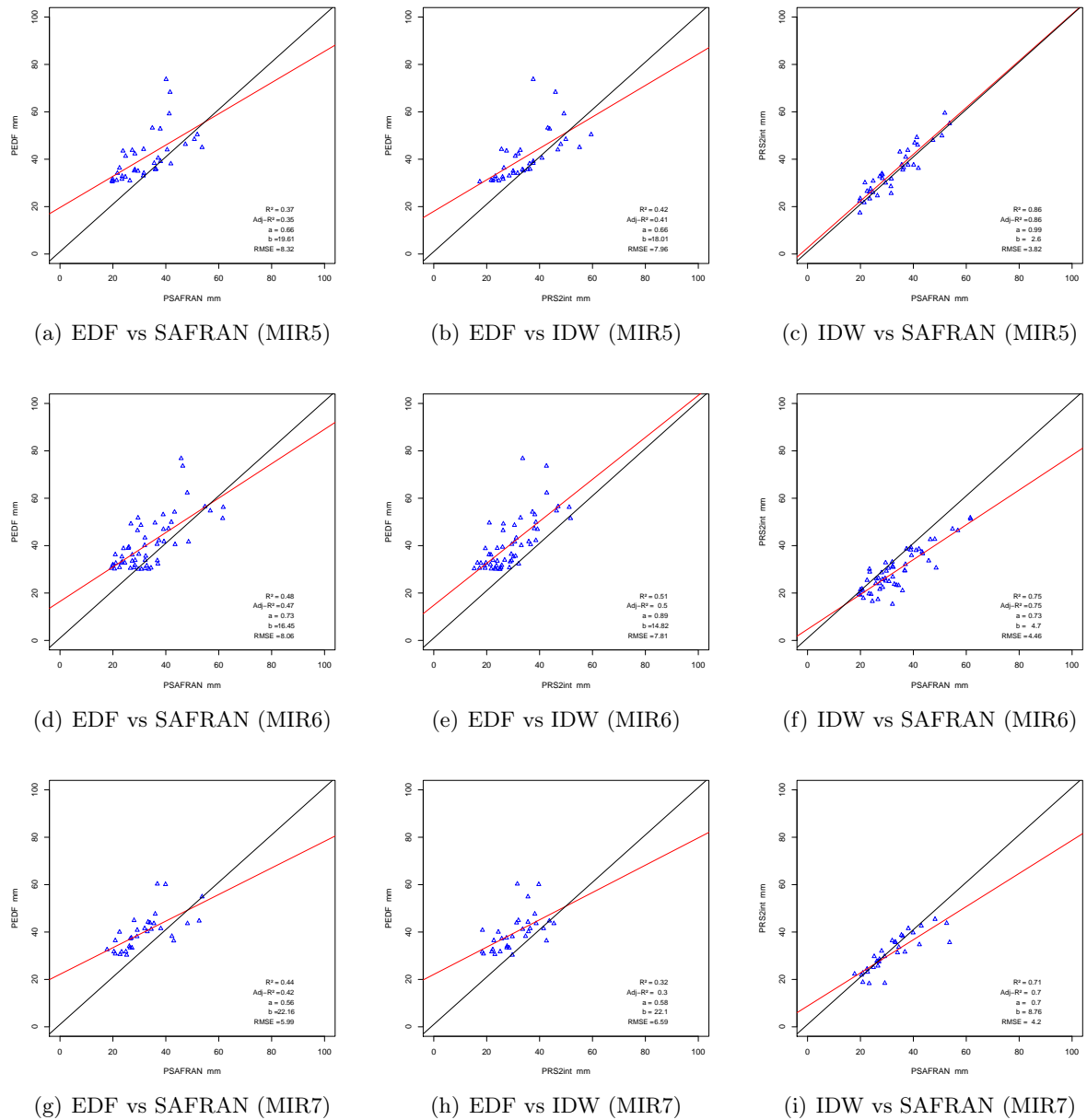


FIGURE N.12 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=30mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

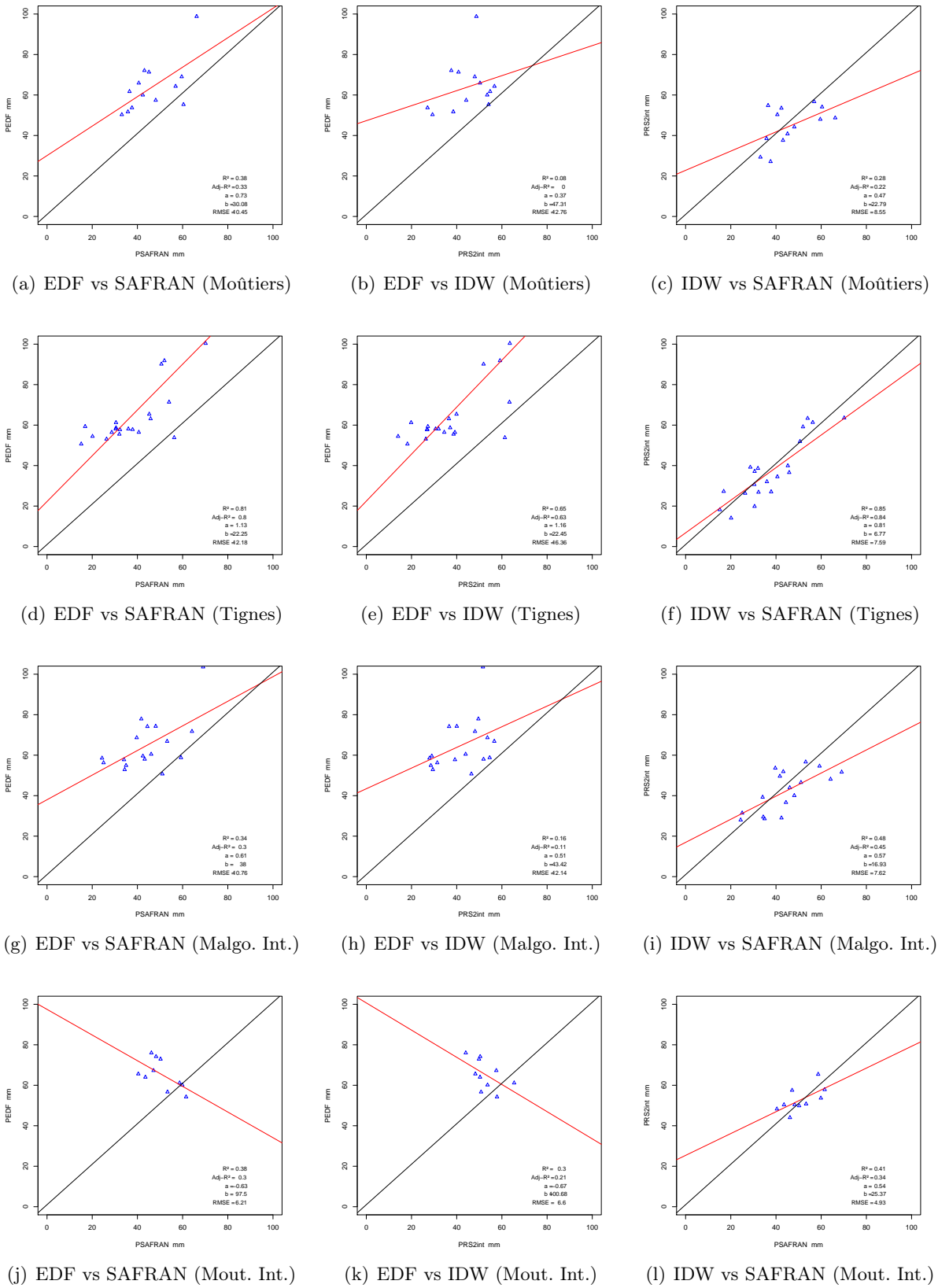
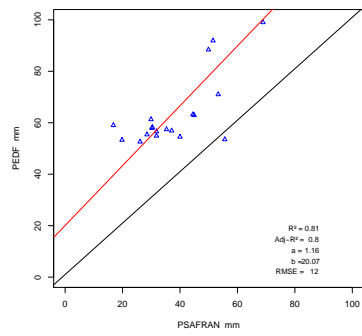
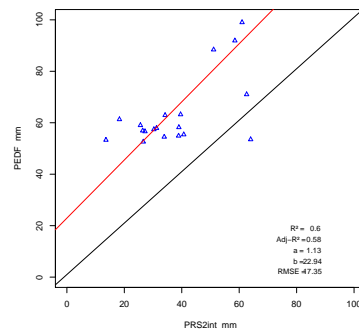


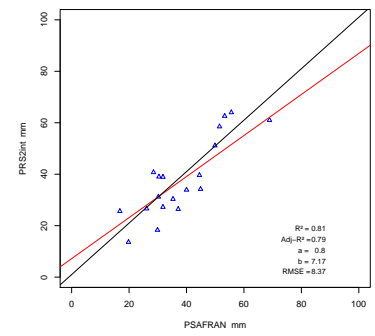
FIGURE N.13 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (seuil=50mm) pour différents sous-bassins (par ligne : Moûtiers, Tignes, Malgovert Intermédiaire, Moûtiers Intermédiaire; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



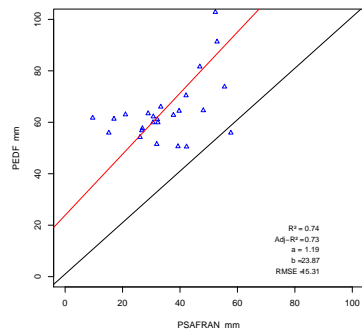
(a) EDF vs SAFRAN (Tignes rés.)



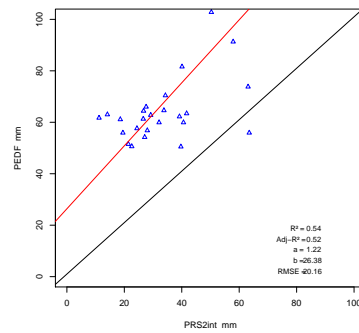
(b) EDF vs IDW (Tignes rés.)



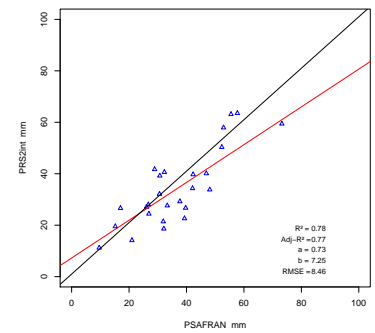
(c) IDW vs SAFRAN (Tignes rés.)



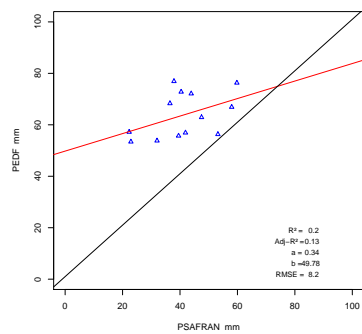
(d) EDF vs SAFRAN (Le Saut)



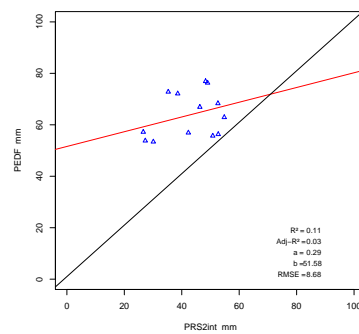
(e) EDF vs IDW (Le Saut)



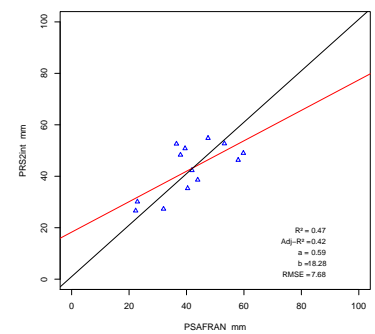
(f) IDW vs SAFRAN (Le Saut)



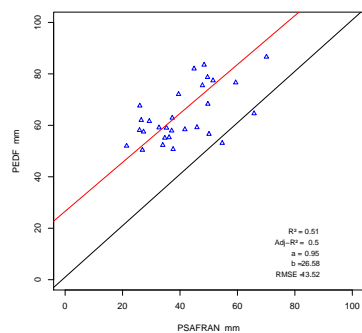
(g) EDF vs SAFRAN (Malgo. rés.)



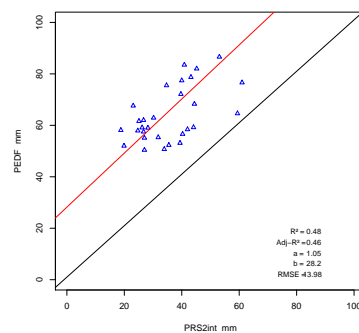
(h) EDF vs IDW (Malgo. rés.)



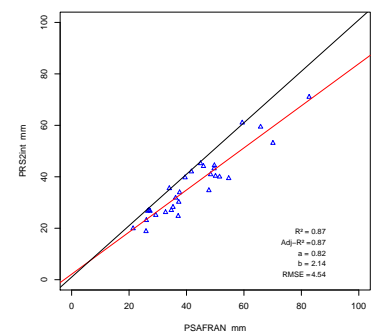
(i) IDW vs SAFRAN (Malgo. rés.)



(j) EDF vs SAFRAN (Cl.-N. C.)



(k) EDF vs IDW (Cl.-N. C.)



(l) IDW vs SAFRAN (Cl.-N. C.)

FIGURE N.14 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=50mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Tignes résiduel, Le Saut, Malgovert résiduel, Clous-Nant Cruet ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

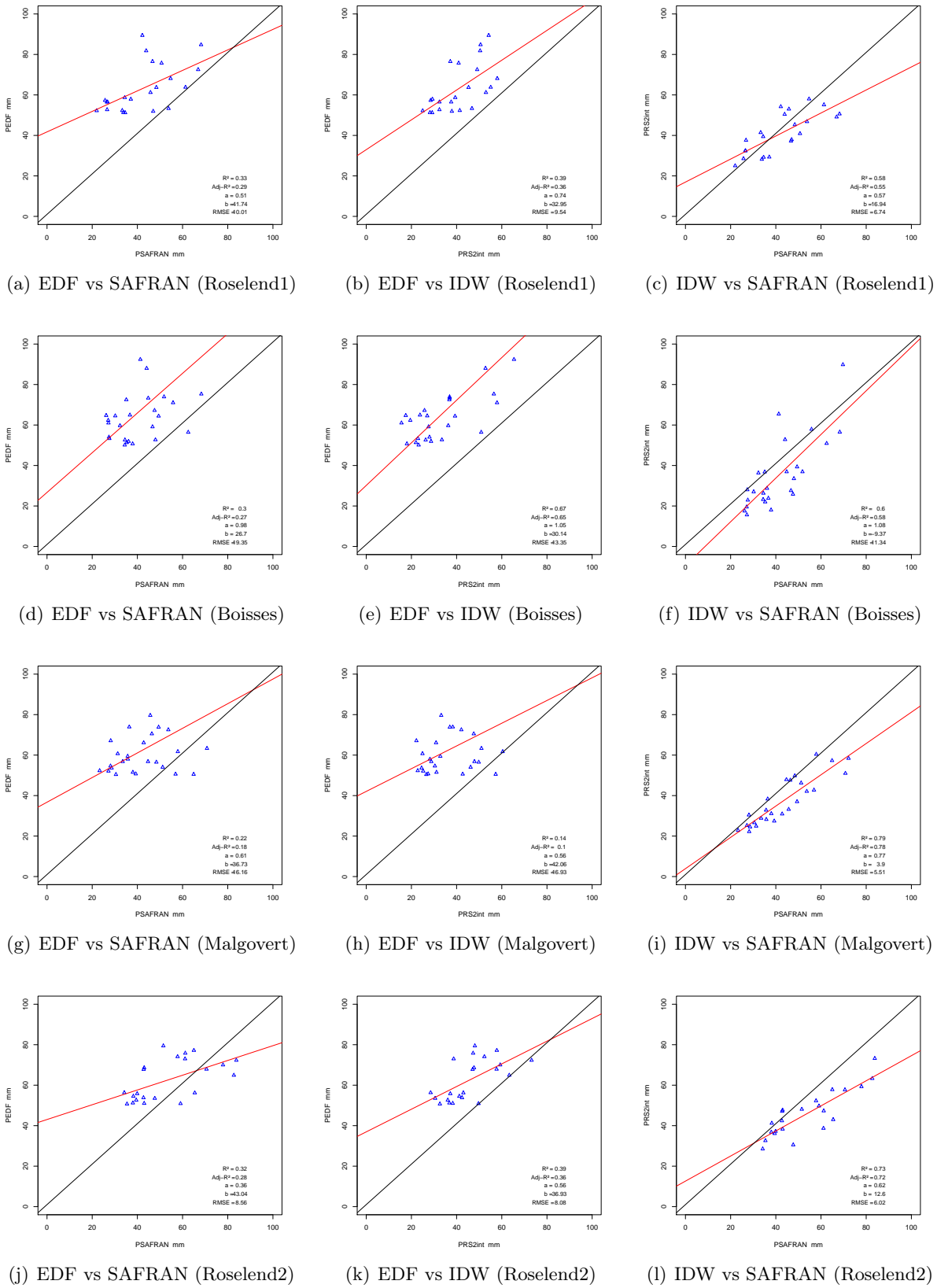
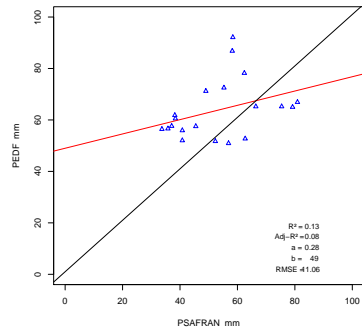
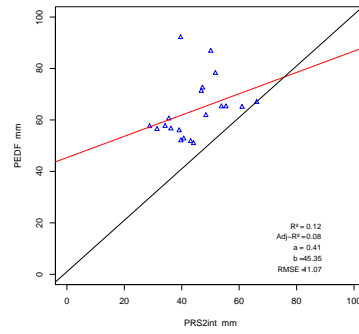


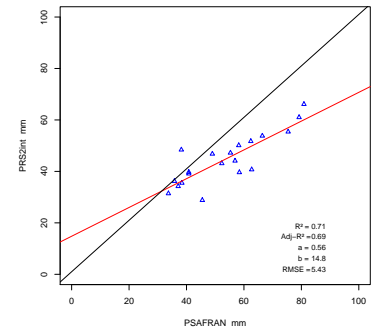
FIGURE N.15 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=50mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Roselend1, Les Boisses, Malgovert, Roselend2 ; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



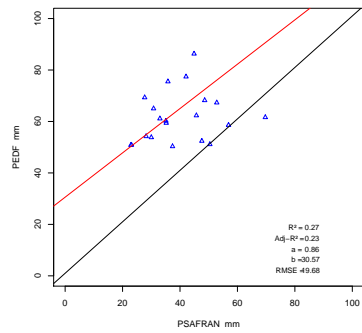
(a) EDF vs SAFRAN (Ormente)



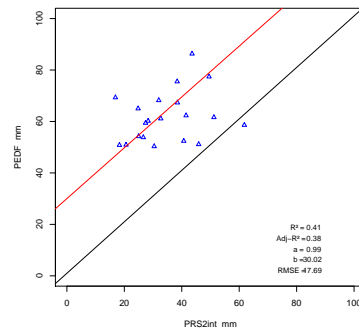
(b) EDF vs IDW (Ormente)



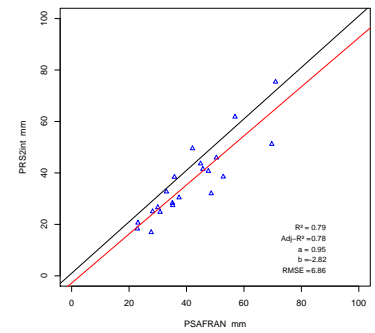
(c) IDW vs SAFRAN (Ormente)



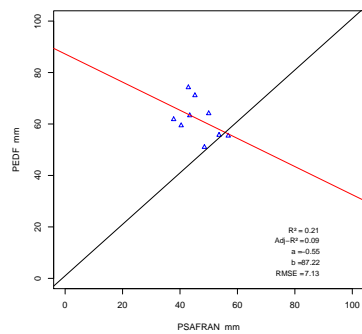
(d) EDF vs SAFRAN (Ponturin)



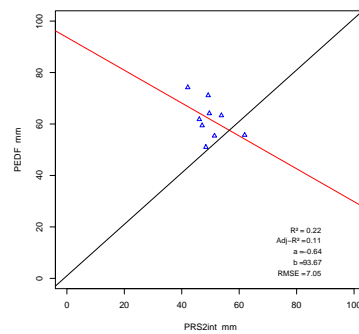
(e) EDF vs IDW (Ponturin)



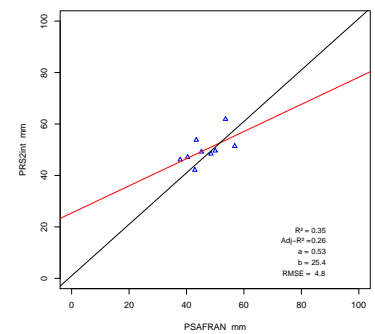
(f) IDW vs SAFRAN (Ponturin)



(g) EDF vs SAFRAN (Mout. I. R.)



(h) EDF vs IDW (Mout. I. R.)



(i) IDW vs SAFRAN (Mout. I. R.)

FIGURE N.16 – Corrélations obtenues entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=50mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : Ormente, Ponturin, Moutiers Intermédiaire Résiduel; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

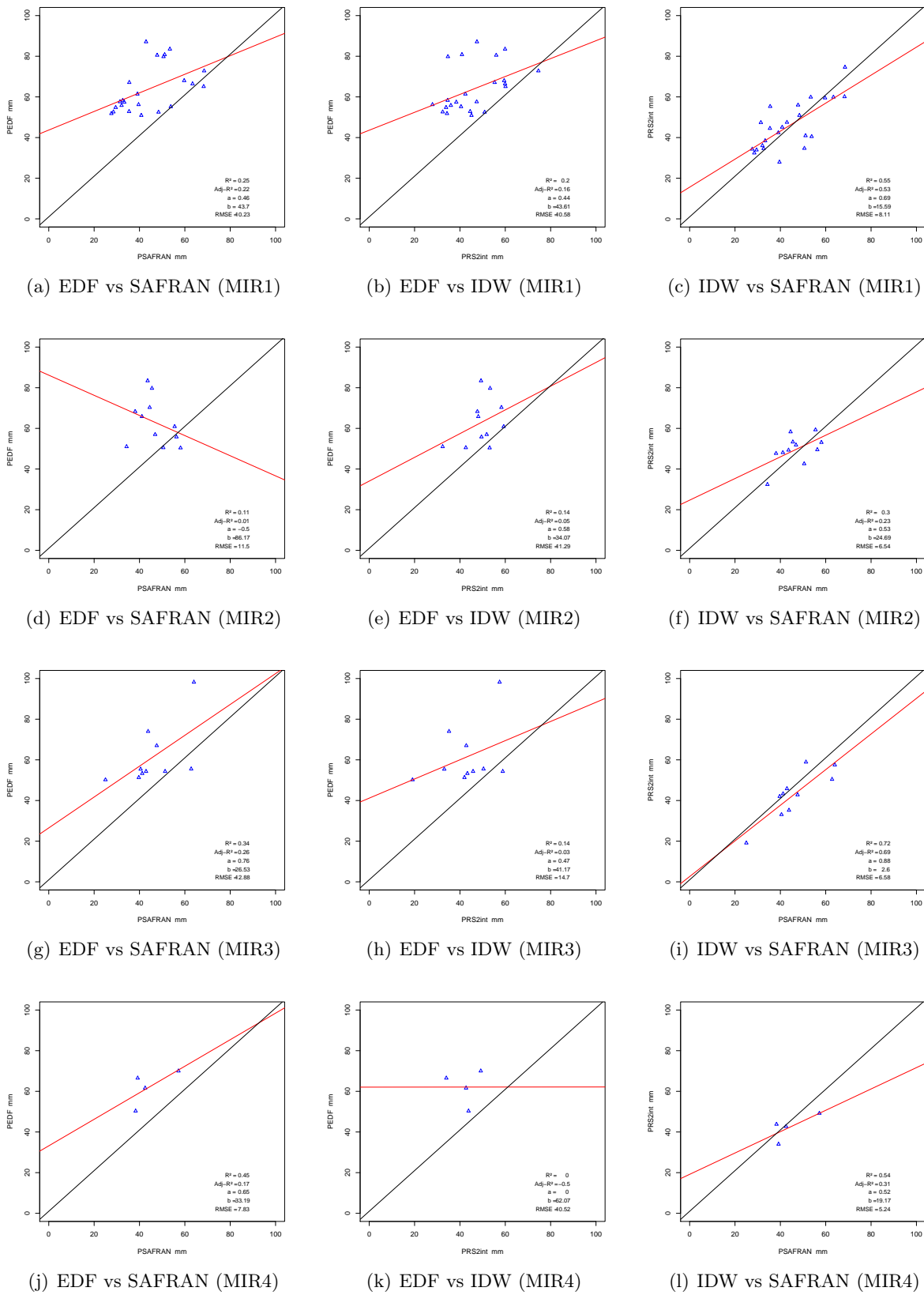
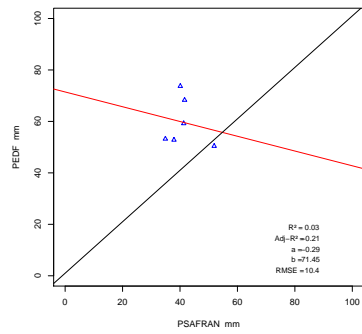
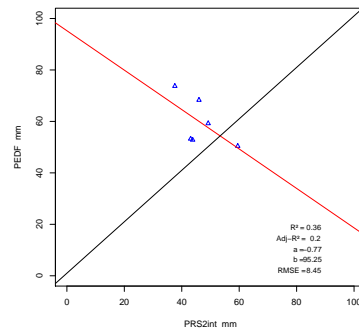


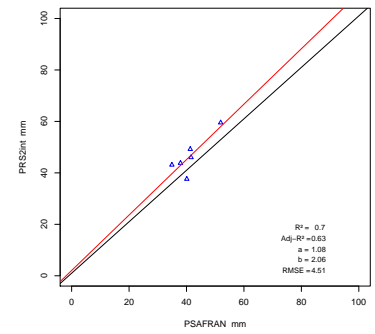
FIGURE N.17 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=50mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR1, MIR2, MIR3, MIR4; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)



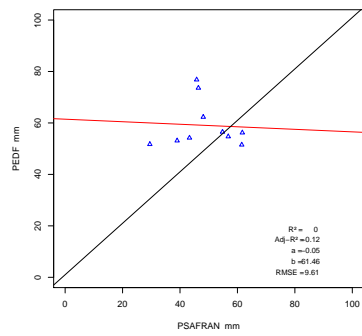
(a) EDF vs SAFRAN (MIR5)



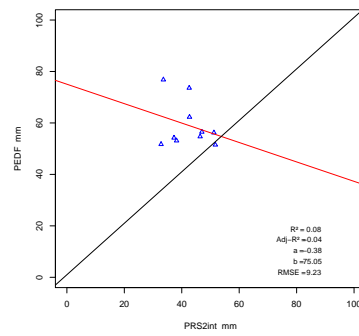
(b) EDF vs IDW (MIR5)



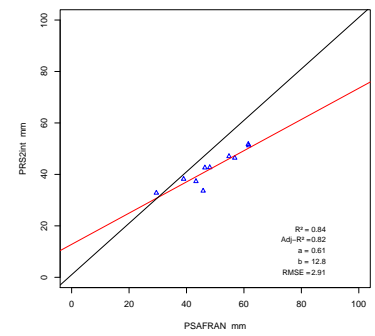
(c) IDW vs SAFRAN (MIR5)



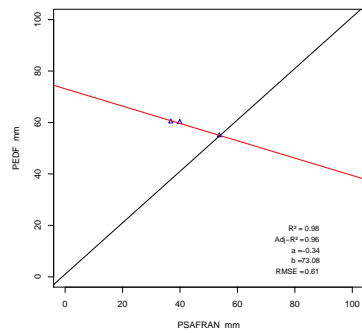
(d) EDF vs SAFRAN (MIR6)



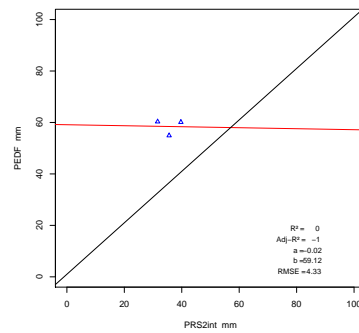
(e) EDF vs IDW (MIR6)



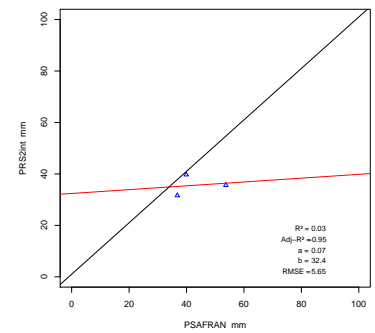
(f) IDW vs SAFRAN (MIR6)



(g) EDF vs SAFRAN (MIR7)



(h) EDF vs IDW (MIR7)



(i) IDW vs SAFRAN (MIR7)

FIGURE N.18 – Corrélations entre les 3 estimations de précipitation **journalière** testées (**seuil=50mm**) pour différents sous-bassins (par ligne : MIR5, MIR6, MIR7; par colonne : estimations de précipitation IDW, EDF et SAFRAN)

Annexe O

Récapitulatif des valeurs de
précipitation mensuelle moyenne selon
les 3 estimations testées (découpage
N2)

	IDW	EDF	SAFRAN	écart maximal	
				mm/an	%
août	134	125	94	40	34
septembre	93	112	87	25	26
octobre	143	174	119	55	38
novembre	99	129	72	58	58
décembre	93	119	61	57	63
janvier	123	162	81	81	66
février	79	109	51	58	72
mars	95	113	60	53	59
avril	115	128	81	46	43
mai	118	142	99	43	36
juin	125	122	95	29	26
juillet	110	115	82	33	32

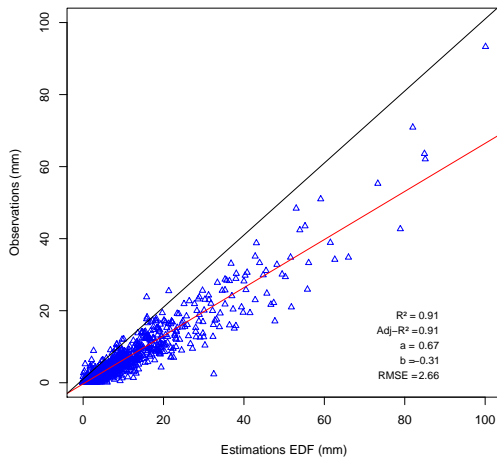
	IDW	EDF	SAFRAN	écart maximal	
				mm/an	%
août	153	119	113	40	31
septembre	114	111	97	18	16
octobre	154	159	133	27	18
novembre	119	125	91	34	30
décembre	112	139	93	46	40
janvier	154	193	129	64	40
février	104	128	85	44	41
mars	120	122	90	32	29
avril	131	124	97	34	29
mai	131	111	89	42	38
juin	153	126	108	45	35
juillet	137	115	98	39	34

	IDW	EDF	SAFRAN	écart maximal	
				mm/an	%
août	142	120	113	28	23
septembre	113	110	102	11	11
octobre	155	150	136	18	12
novembre	115	117	99	18	16
décembre	119	135	103	32	27
janvier	161	184	138	46	29
février	112	129	93	36	32
mars	118	116	99	19	17
avril	124	118	104	20	18
mai	117	100	89	29	28
juin	137	122	112	25	20
juillet	134	115	103	31	26

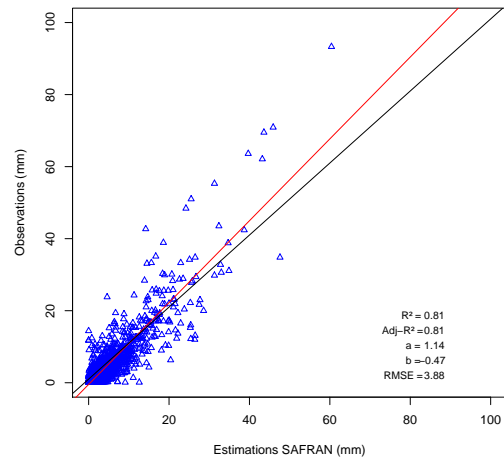
TABLEAU O.1 – Valeurs de précipitation mensuelle moyenne selon les 3 estimations pour les 3 sous-bassins du découpage N2 (de haut en bas : Tignes, Malgovert Intermédiaire puis Moûtiers Intermédiaire) et valeurs absolues et relatives des écarts maximaux

Annexe P

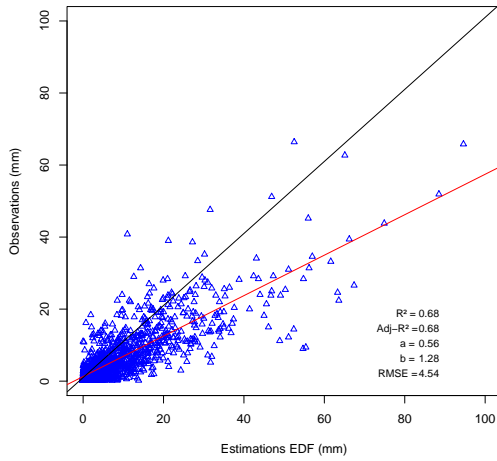
Corrélation des estimations de précipitation EDF et SAFRAN avec les observations des stations



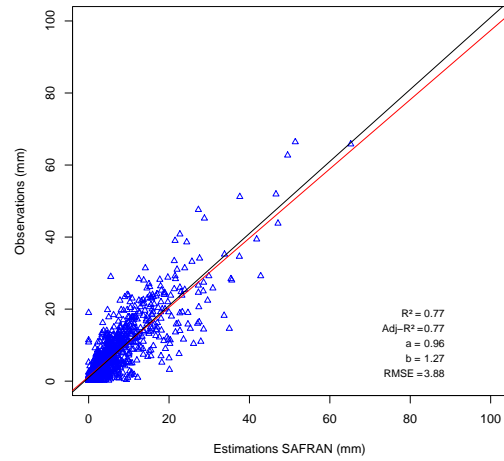
(a) EDF vs obs (Bonneval)



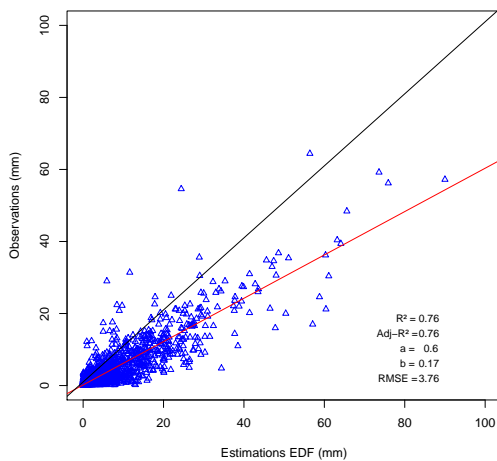
(b) SAFRAN vs obs (Bonneval)



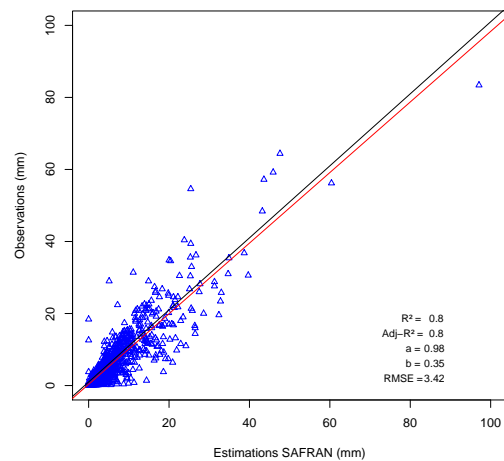
(c) EDF vs obs (Tignes)



(d) SAFRAN vs obs (Tignes)



(e) EDF vs obs (Val d'Isère)



(f) SAFRAN vs obs (Val d'Isère)

FIGURE P.1 – Corrélation entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations

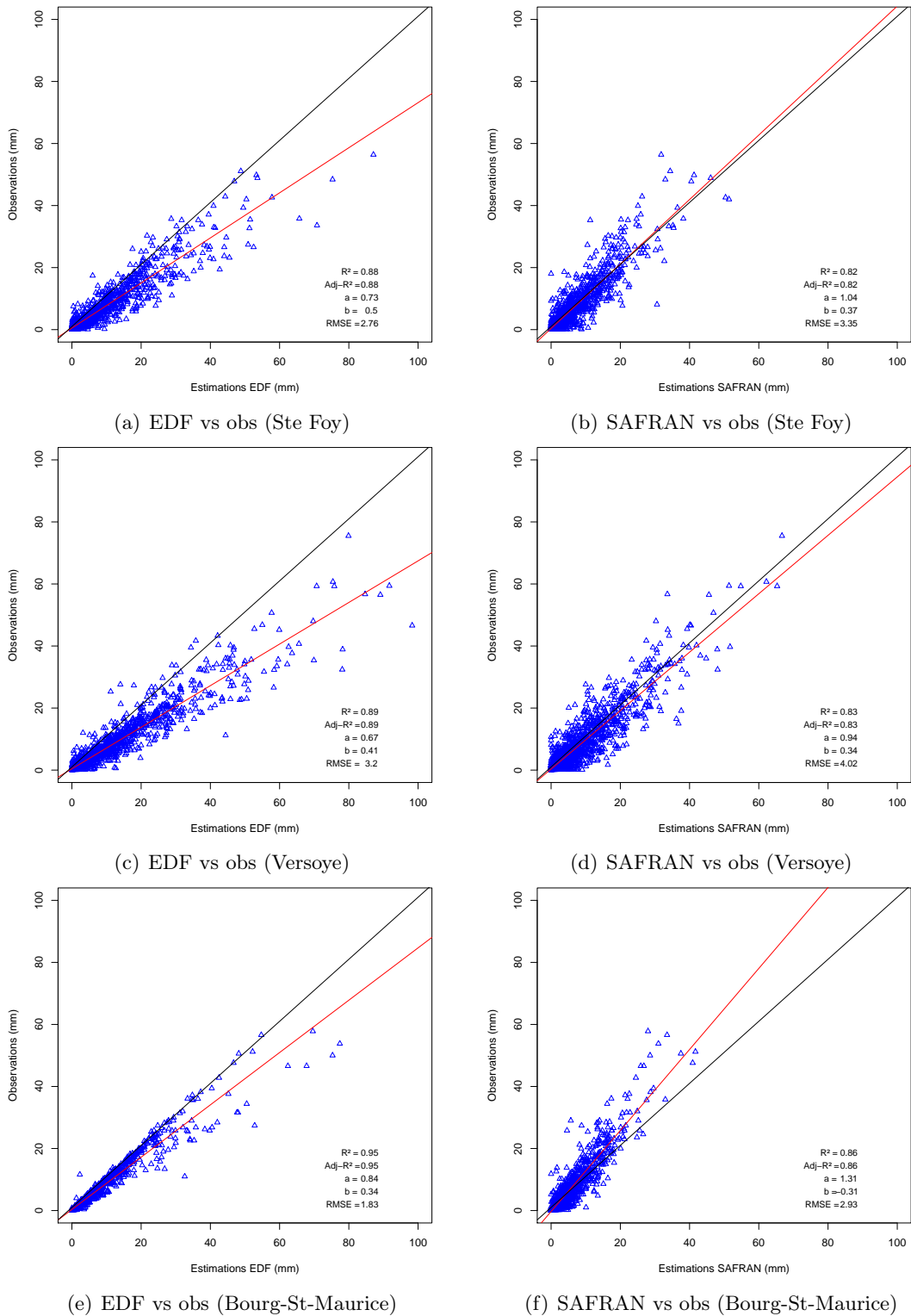
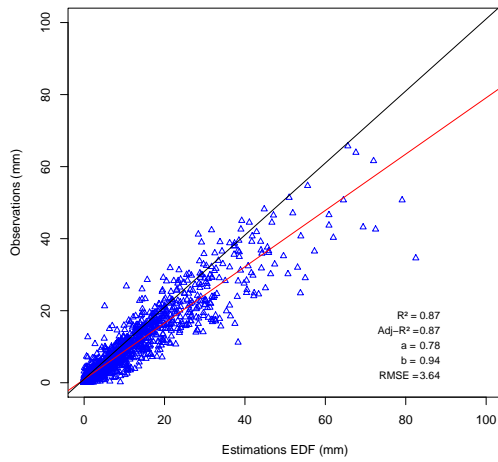
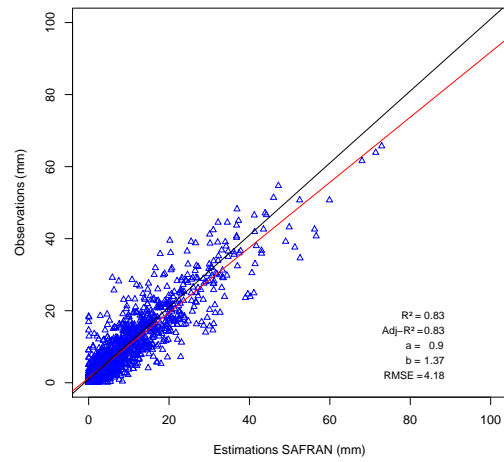


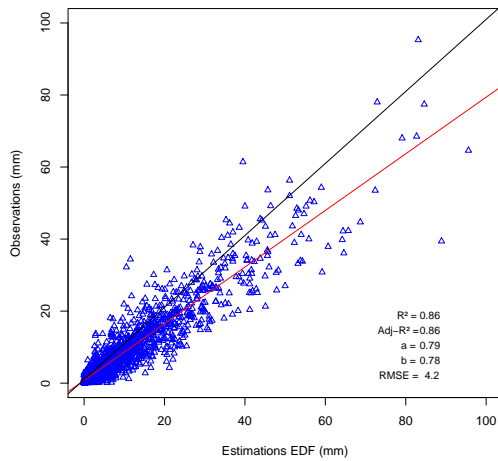
FIGURE P.2 – Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations



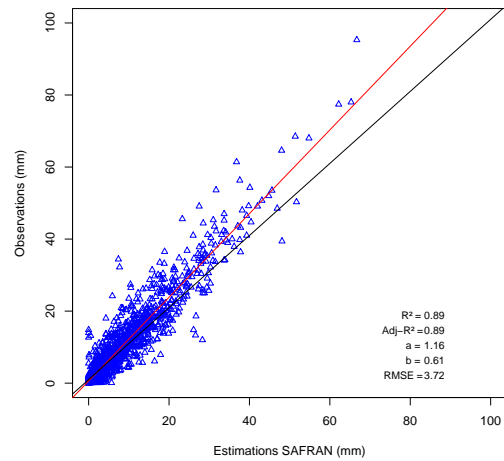
(a) EDF vs obs (Roselend)



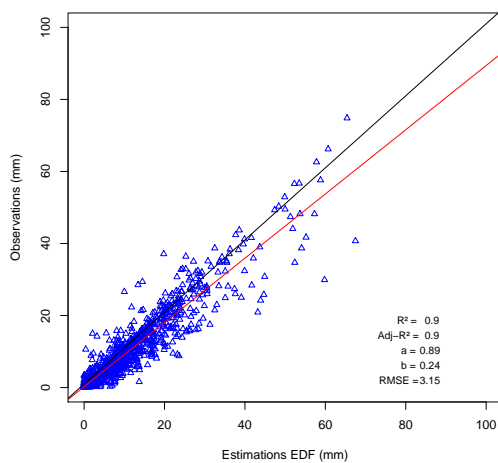
(b) SAFRAN vs obs (Roselend)



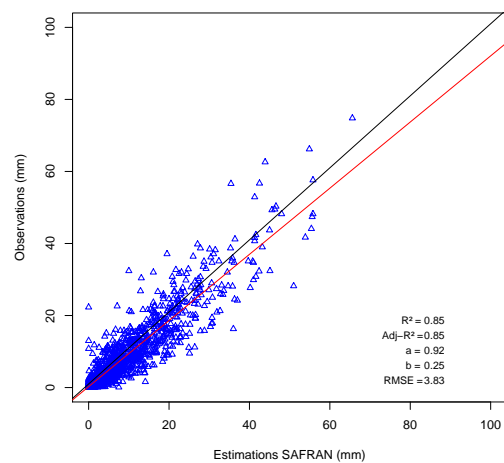
(c) EDF vs obs (Hauteluce)



(d) SAFRAN vs obs (Hauteluce)

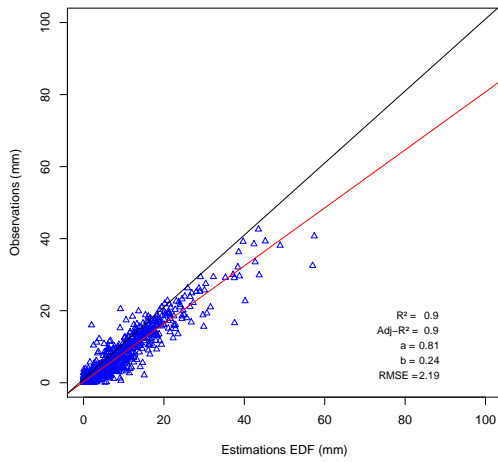


(e) EDF vs obs (Contamines)

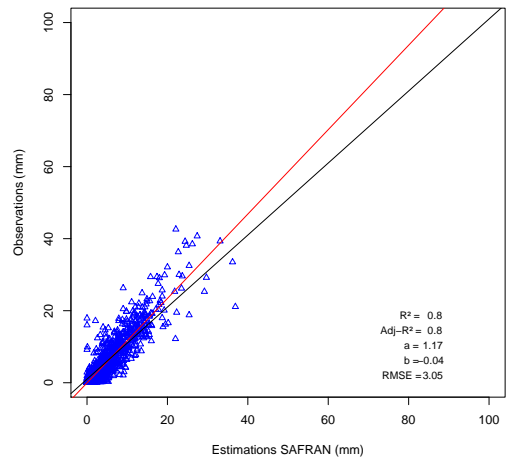


(f) SAFRAN vs obs (Contamines)

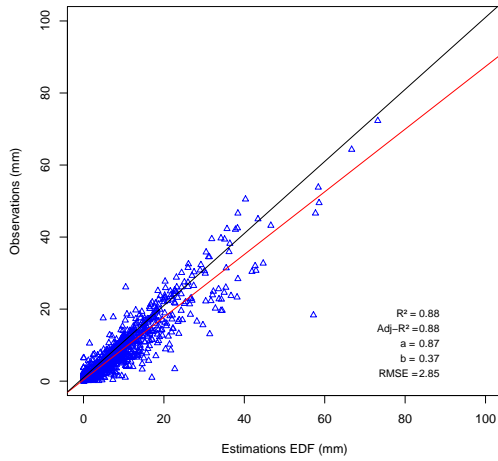
FIGURE P.3 – Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations



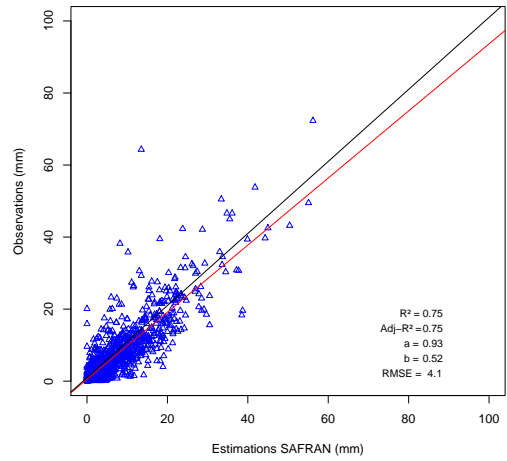
(a) EDF vs obs (Moutiers)



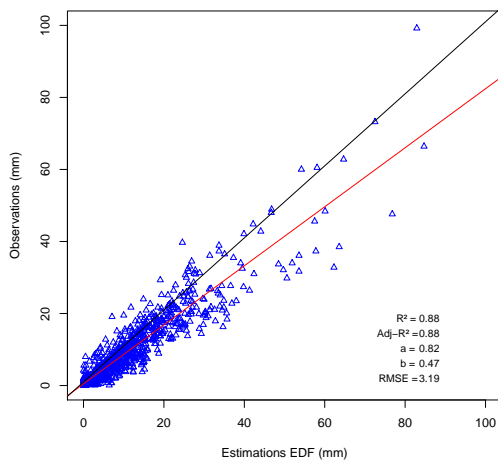
(b) SAFRAN vs obs (Moutiers)



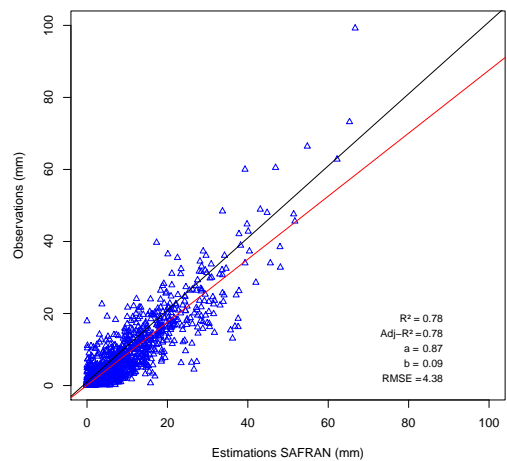
(c) EDF vs obs (Pralognan)



(d) SAFRAN vs obs (Pralognan)



(e) EDF vs obs (Valmorel)

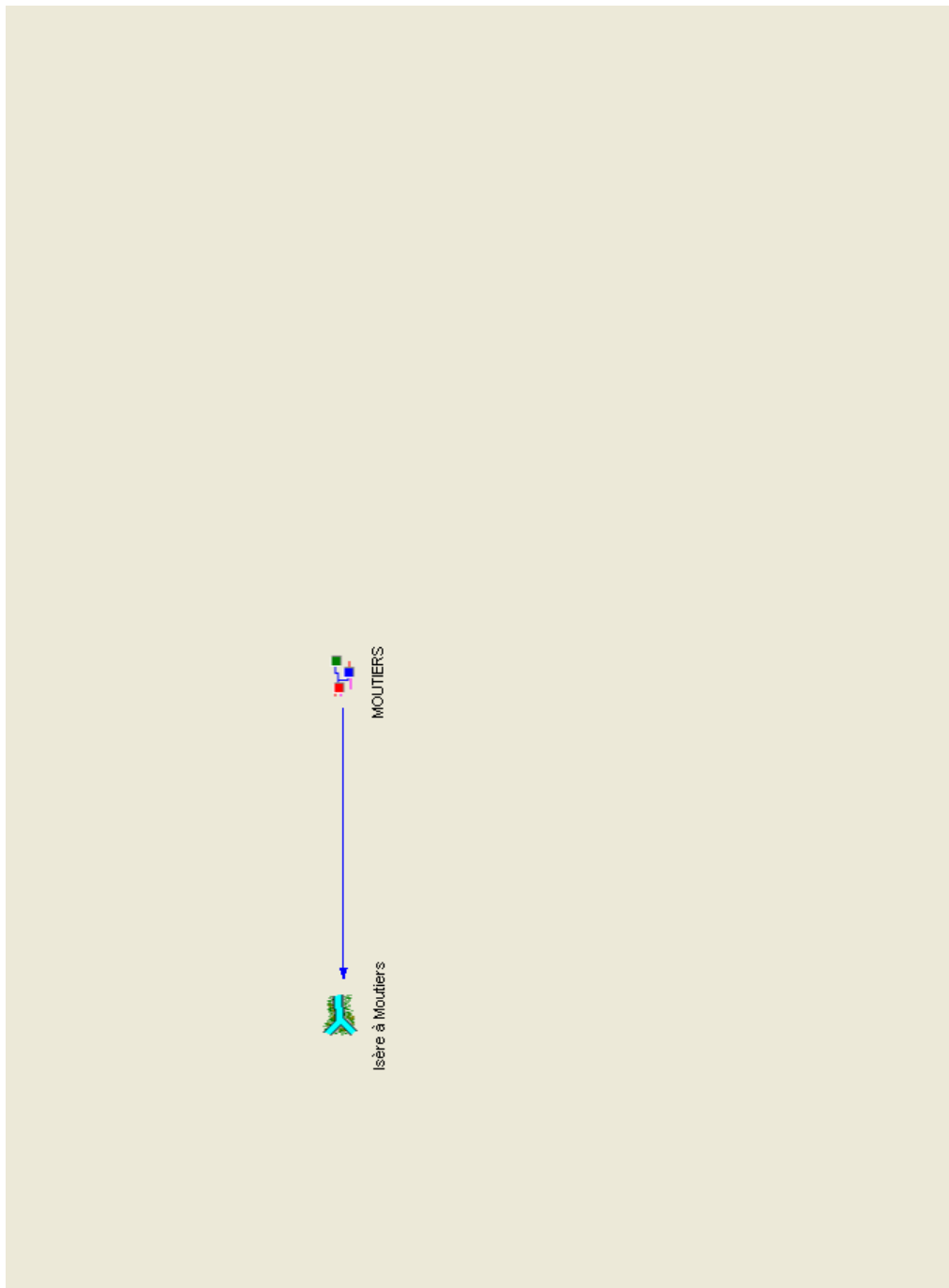


(f) SAFRAN vs obs (Valmorel)

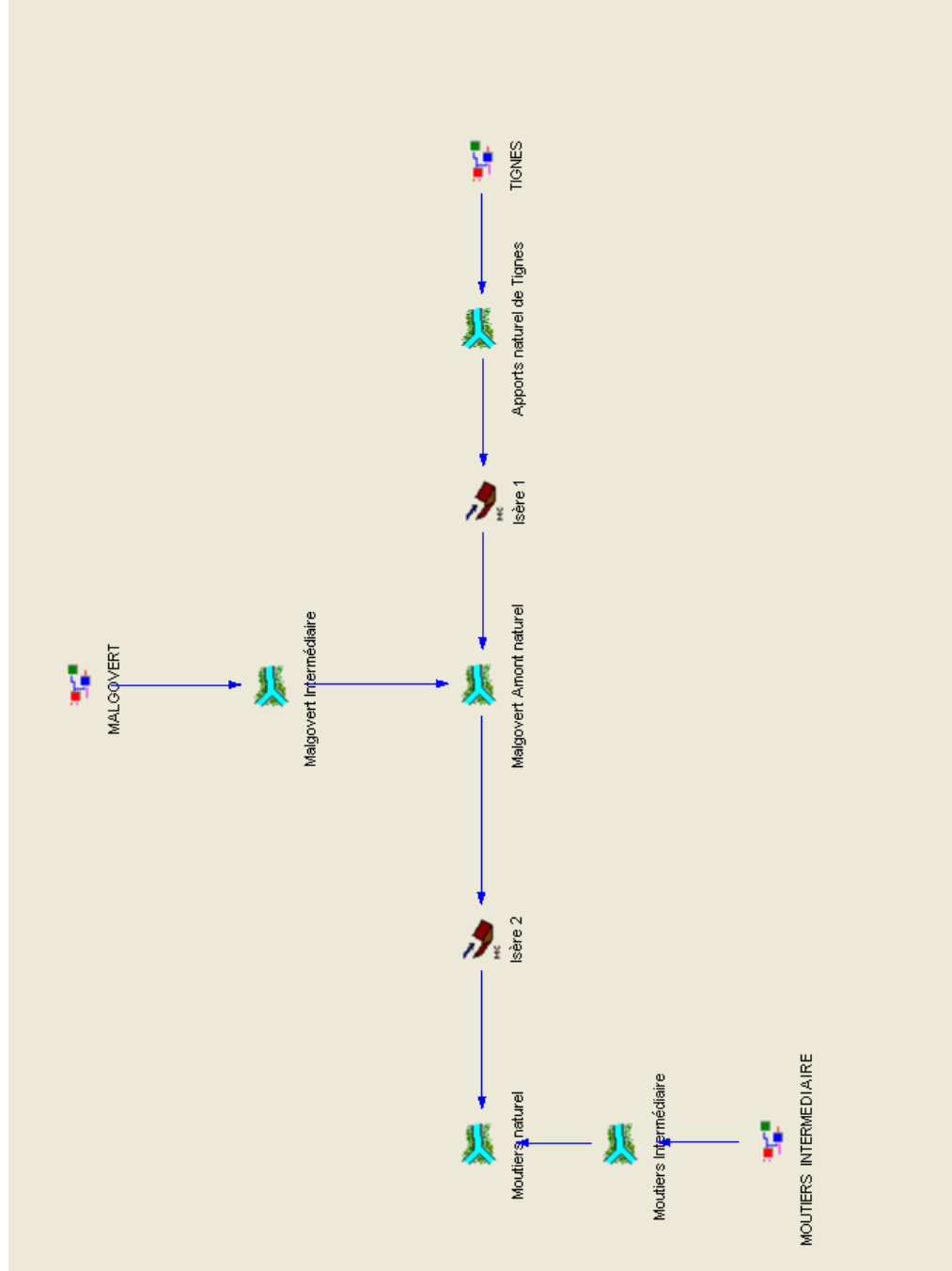
FIGURE P.4 – Corrélations entre les estimations de précipitation journalière EDF et SAFRAN et les observations aux stations

Annexe Q

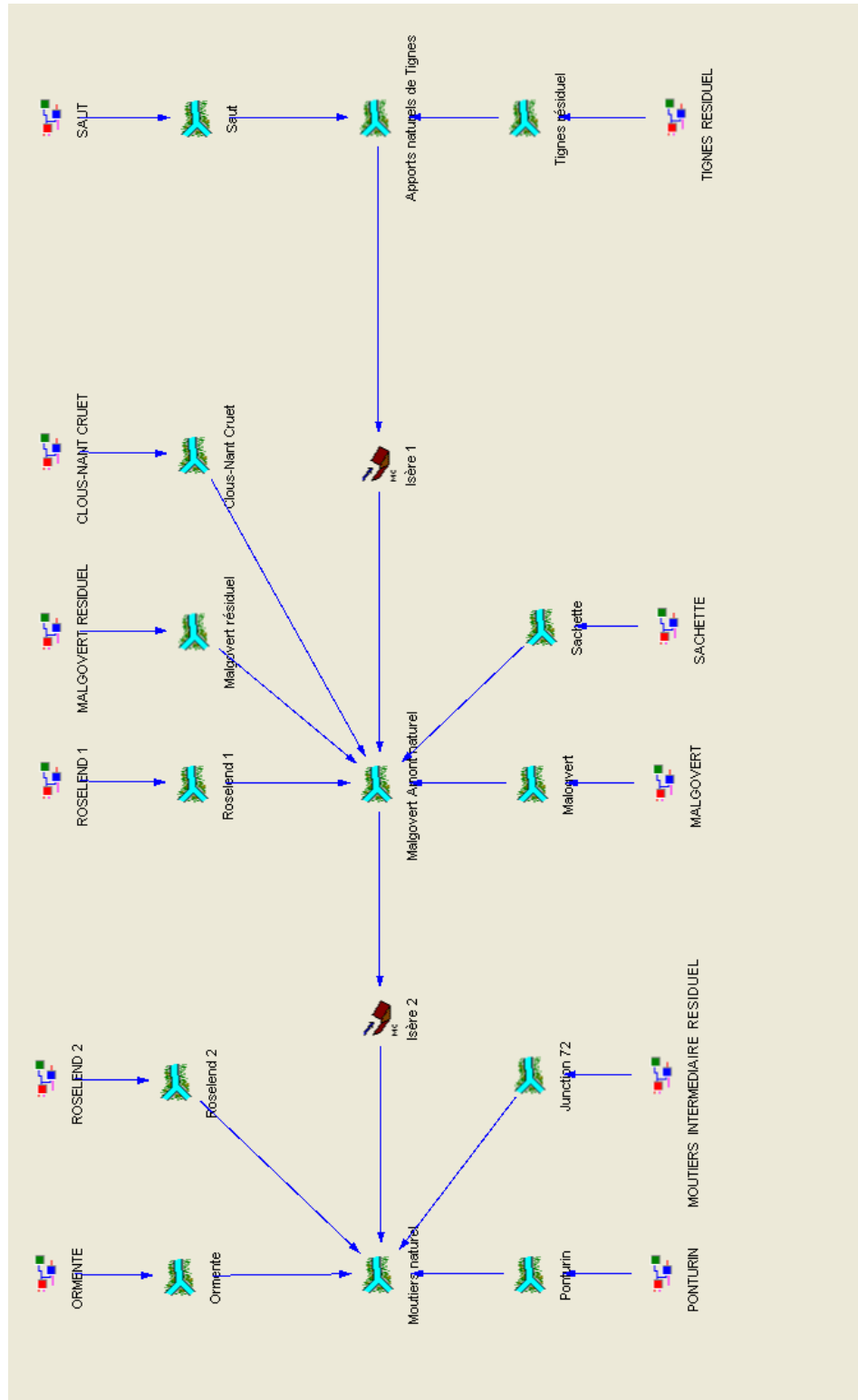
Visualisation de premier niveau des modèles N1 à N4



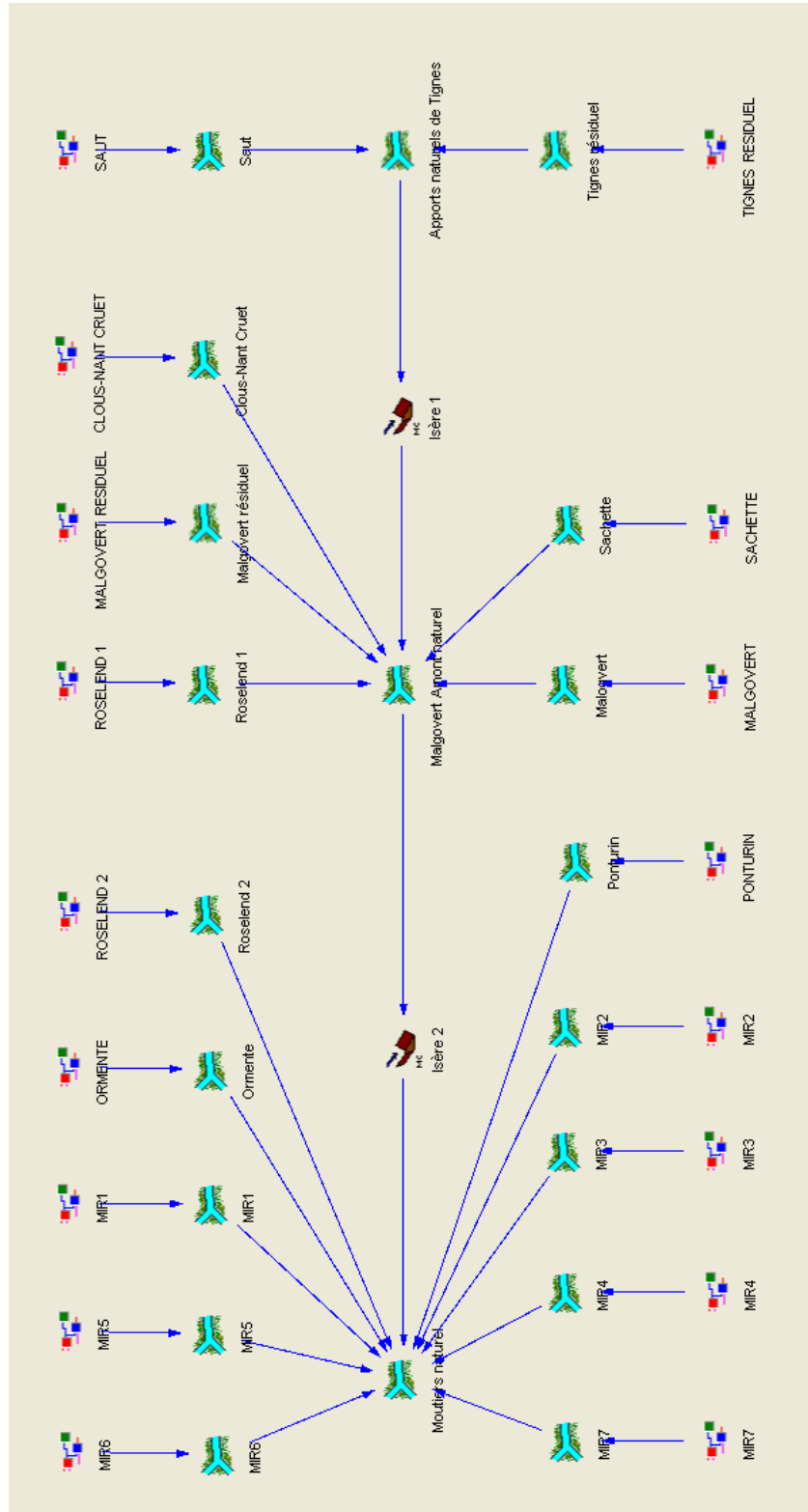
(a) modèle N1



(a) modèle N2



(a) modèle N3



(a) modèle N4

Annexe R

Sensibilité des paramètres à la
discrétisation spatiale du
bassin en fonction des 3 estimations de
précipitation testées

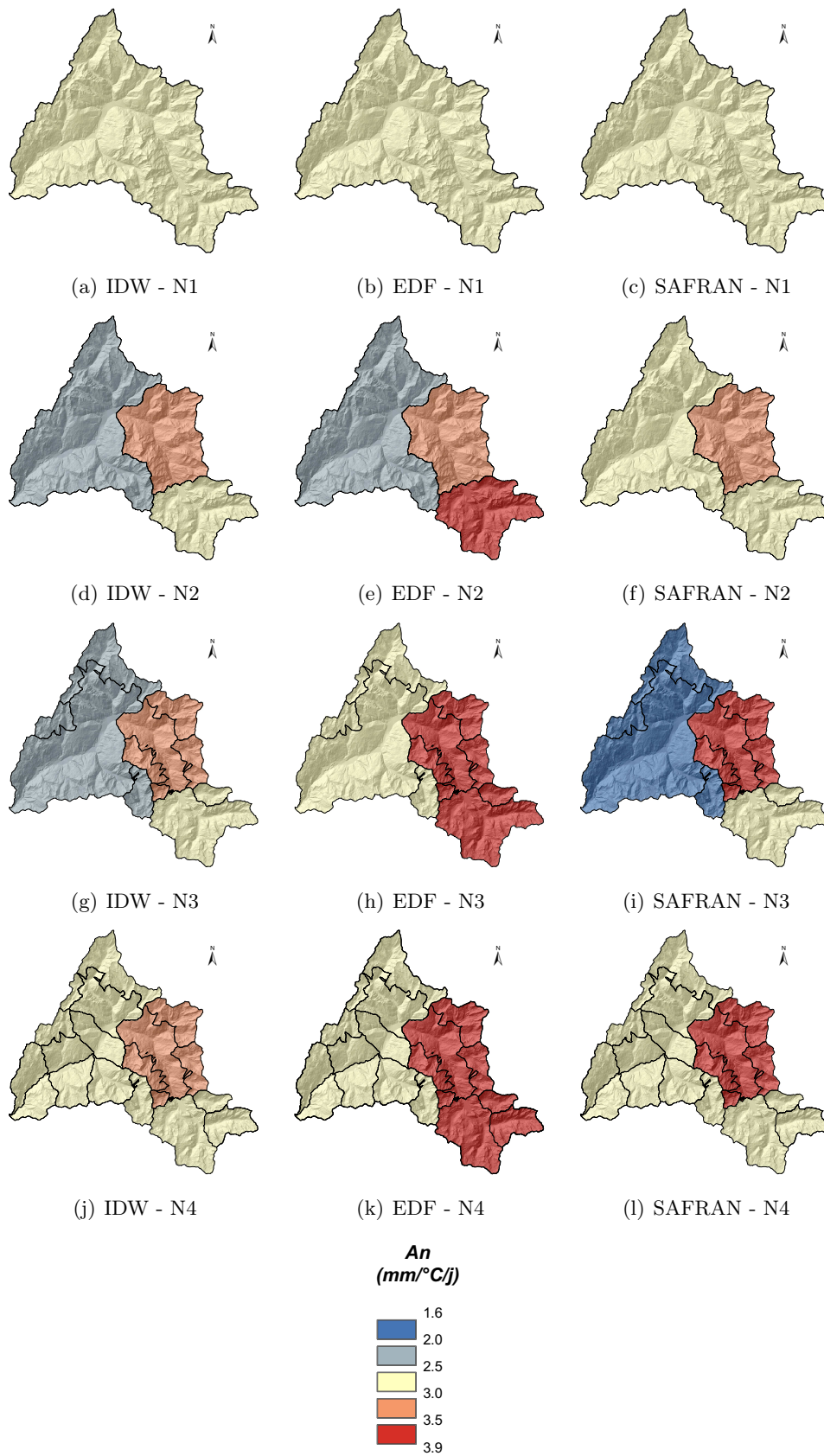


FIGURE R.1 – Facteur de fonte (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)

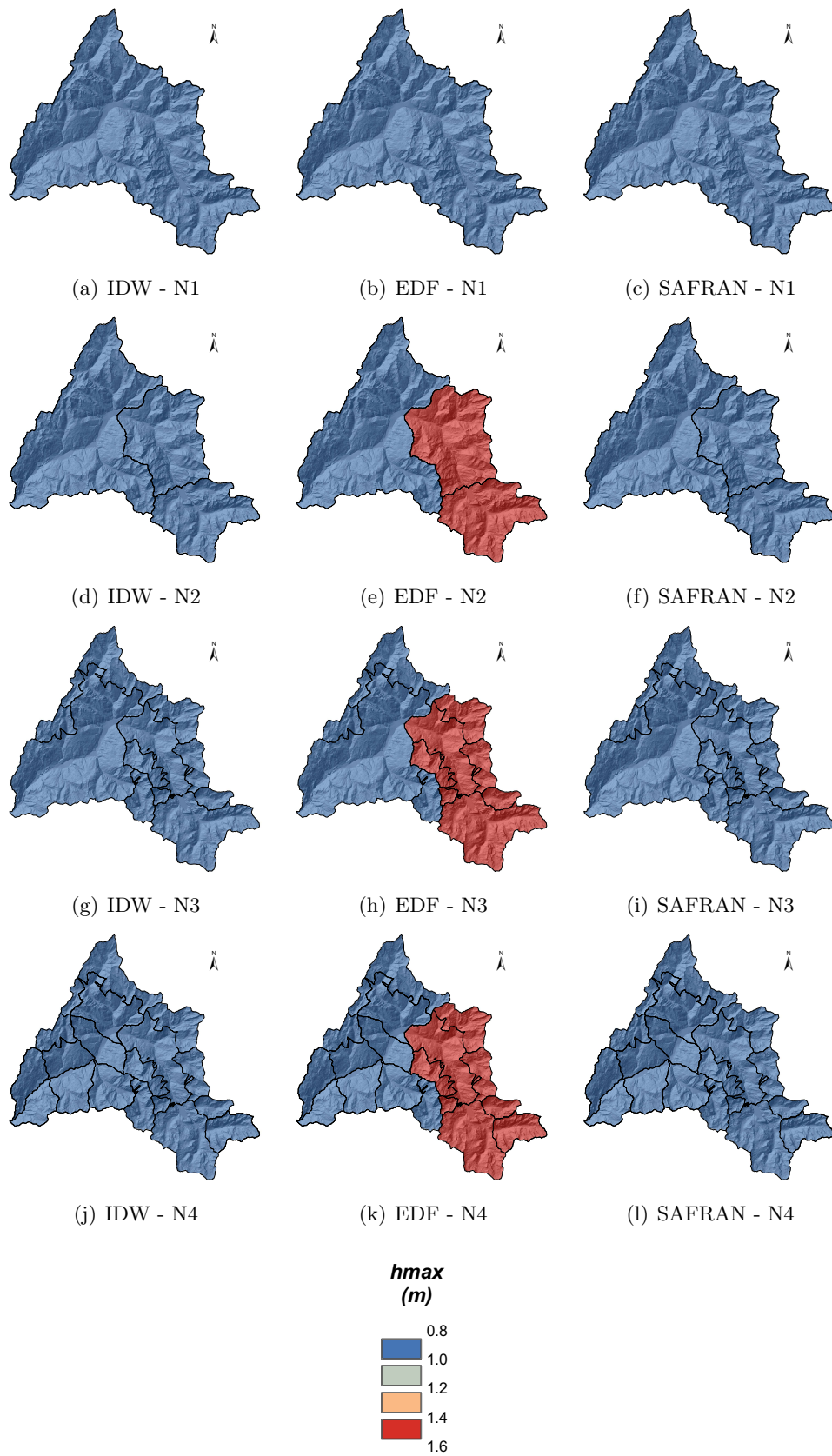


FIGURE R.2 – Capacité de stockage du réservoir-sol (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)

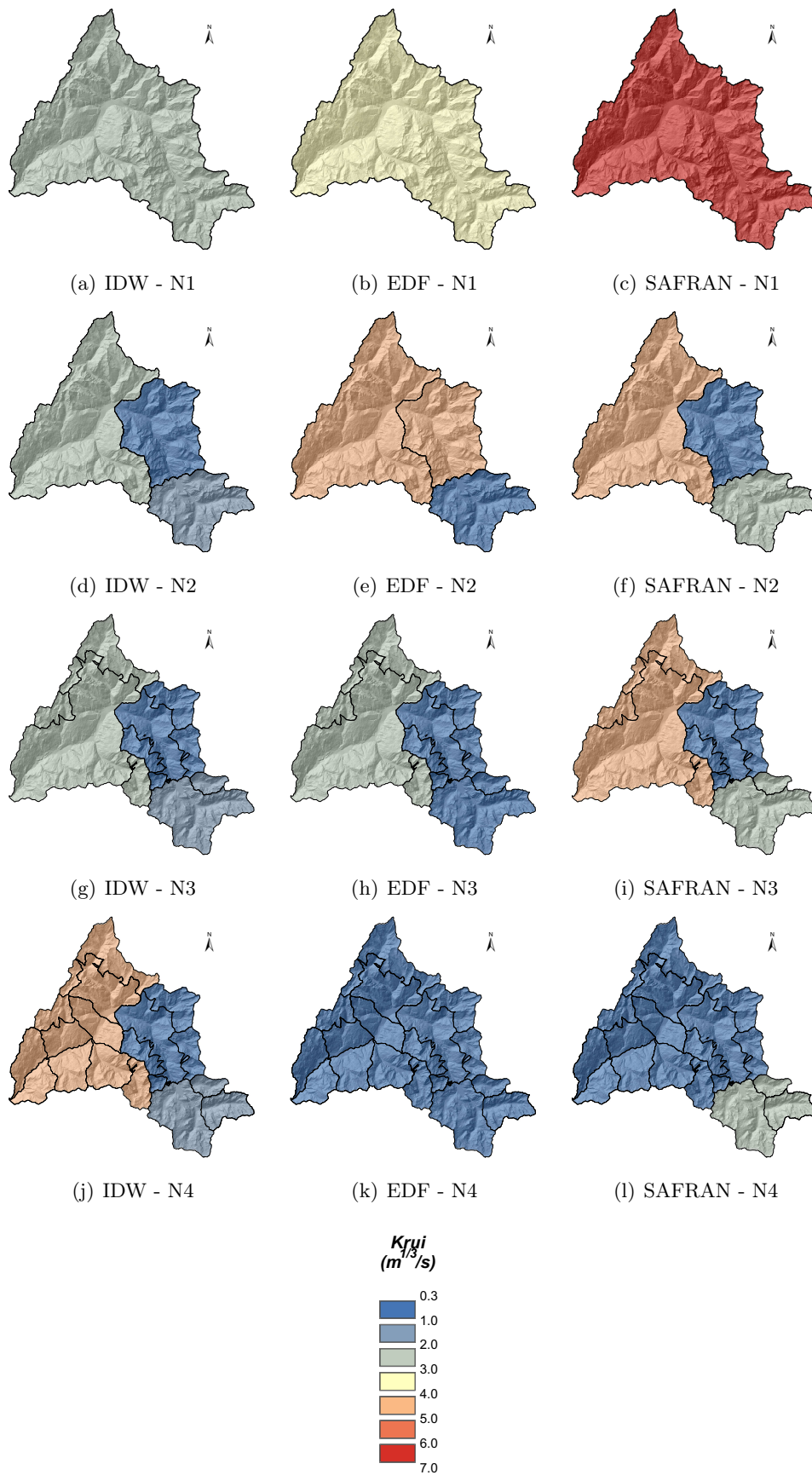


FIGURE R.3 – Coefficient de rugosité de versant (Strickler) (par ligne : découpages N1 à N4, par colonne : estimations de précipitations IDW, EDF et SAFRAN)

Annexe S

Corrélation des débits simulés et des débits naturels reconstitués pour les sous-bassin de Tignes, Malgovert Intermédiaire et Moûtiers Intermédiaire en fonction du forçage de précipitation testé et du découpage spatial

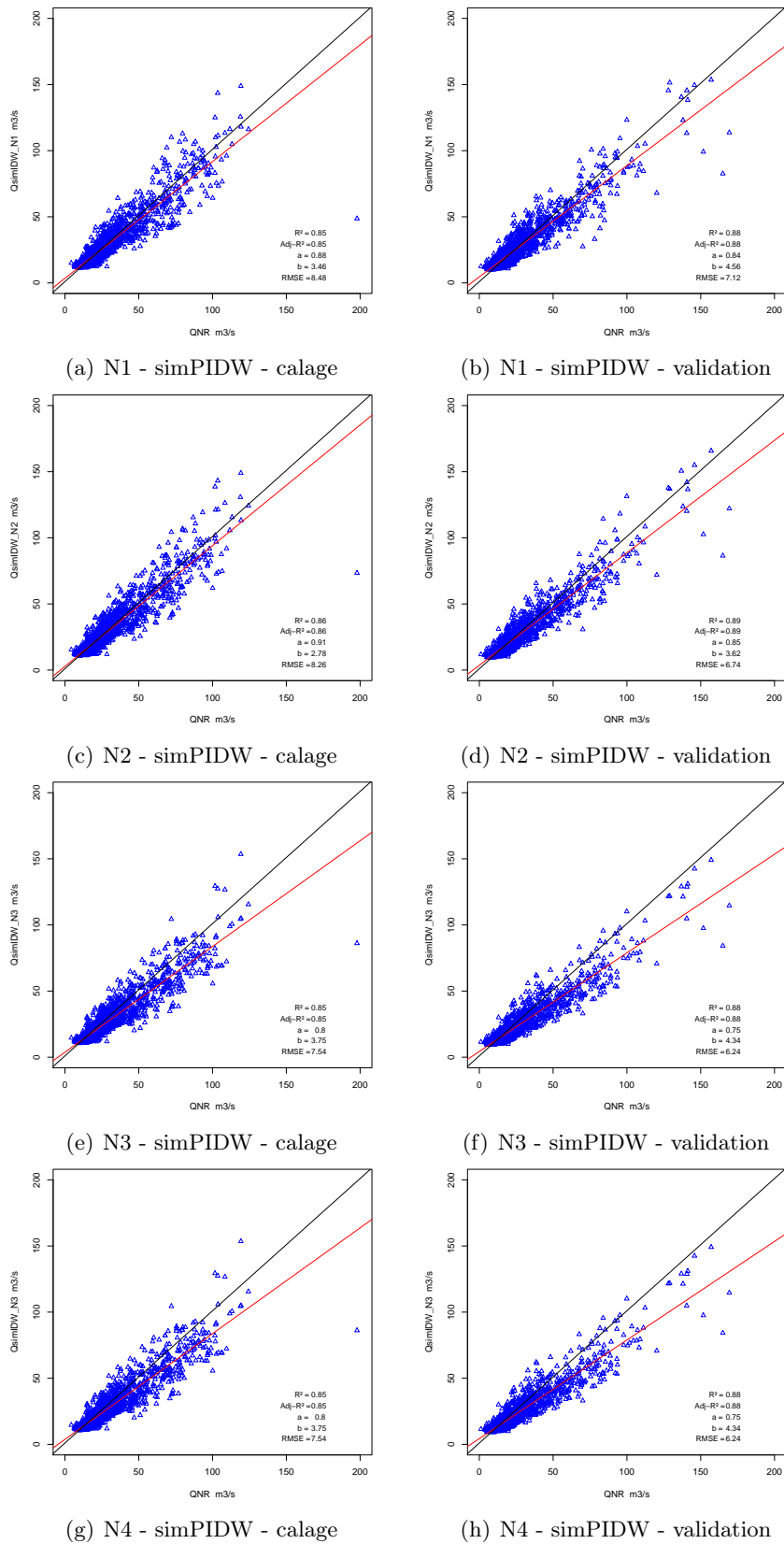


FIGURE S.1 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **IDW** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moûtiers**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

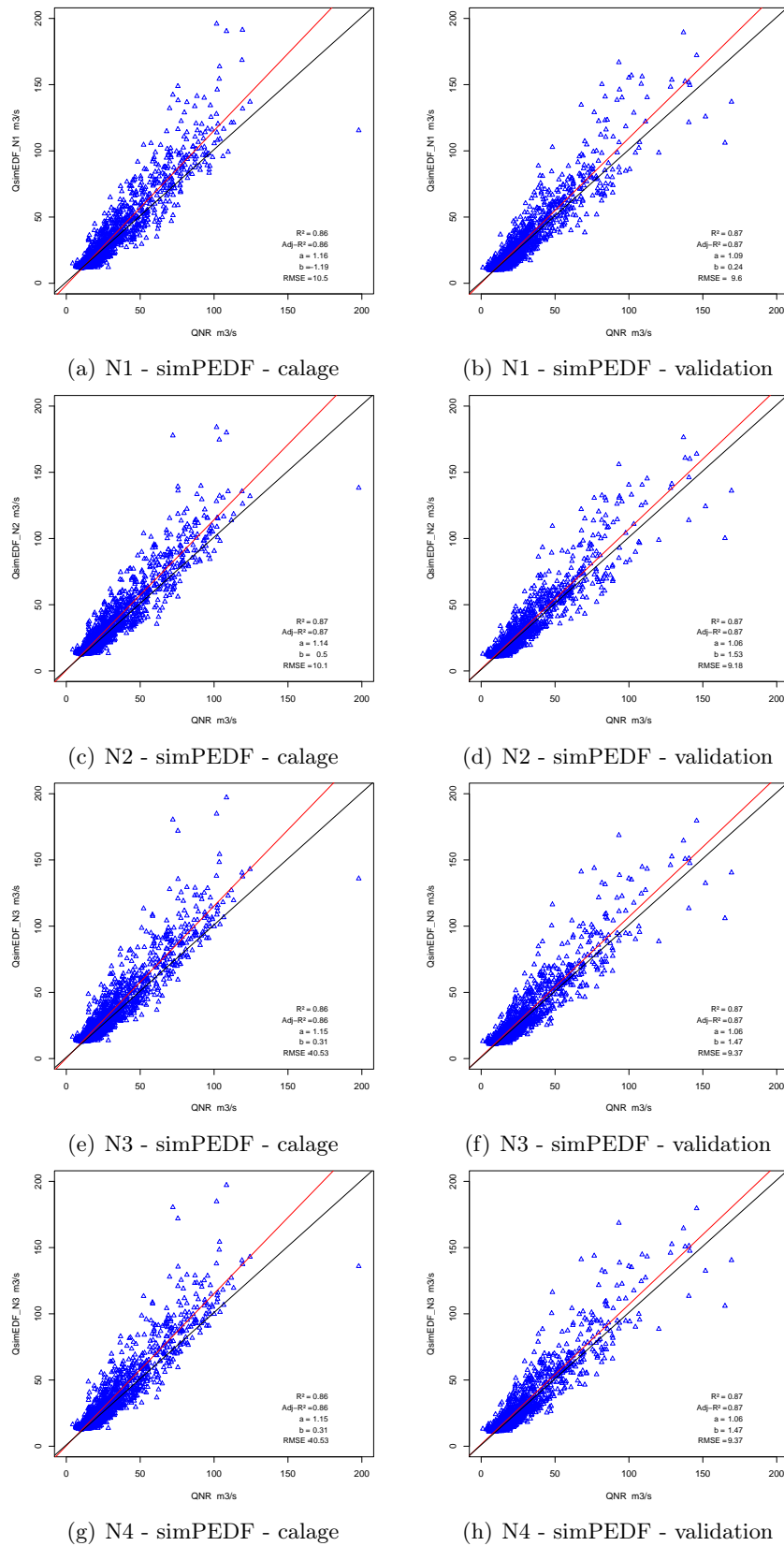


FIGURE S.2 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **EDF** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moutiers**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

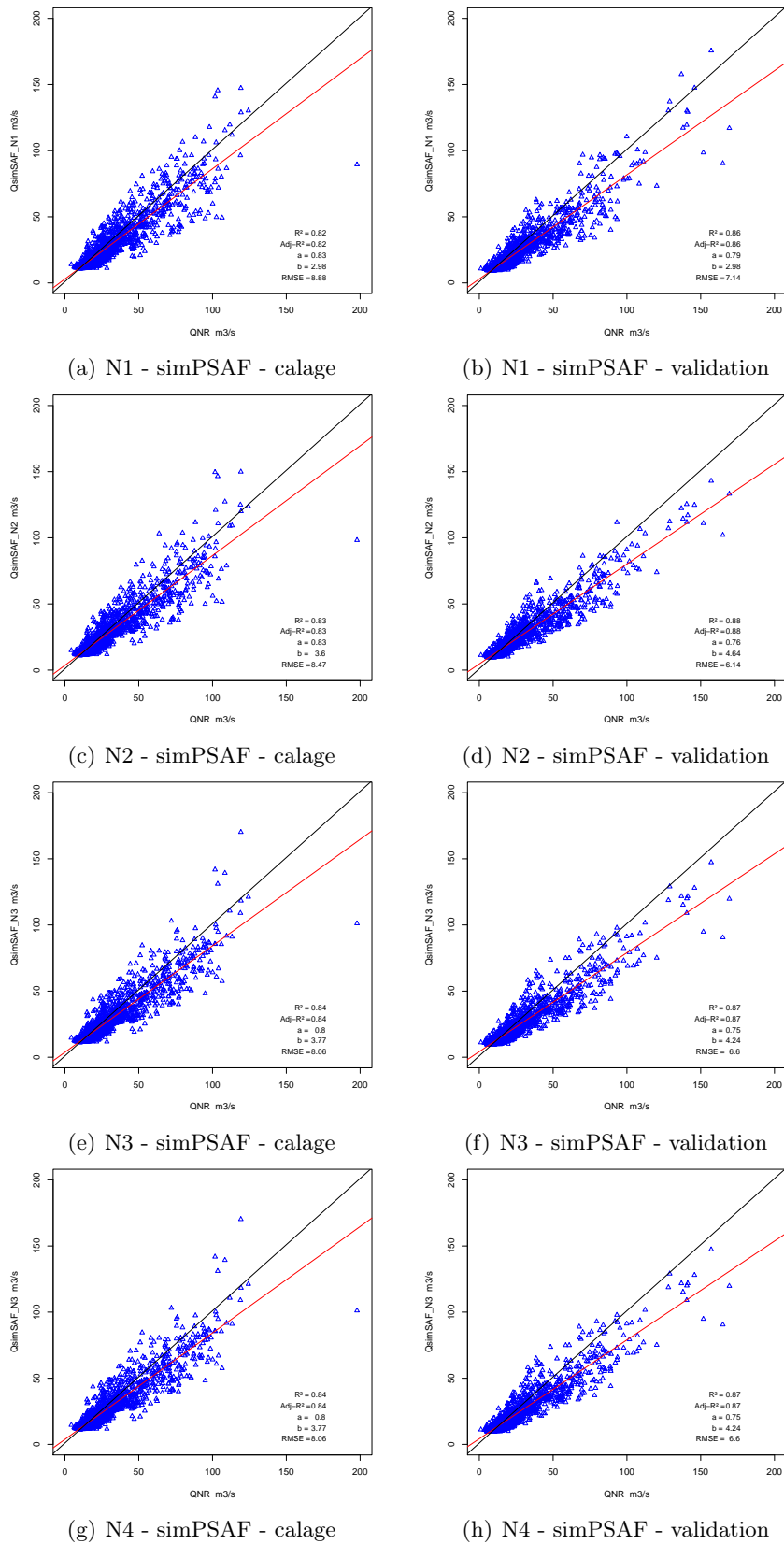


FIGURE S.3 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **SAFRAN** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moûtiers**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

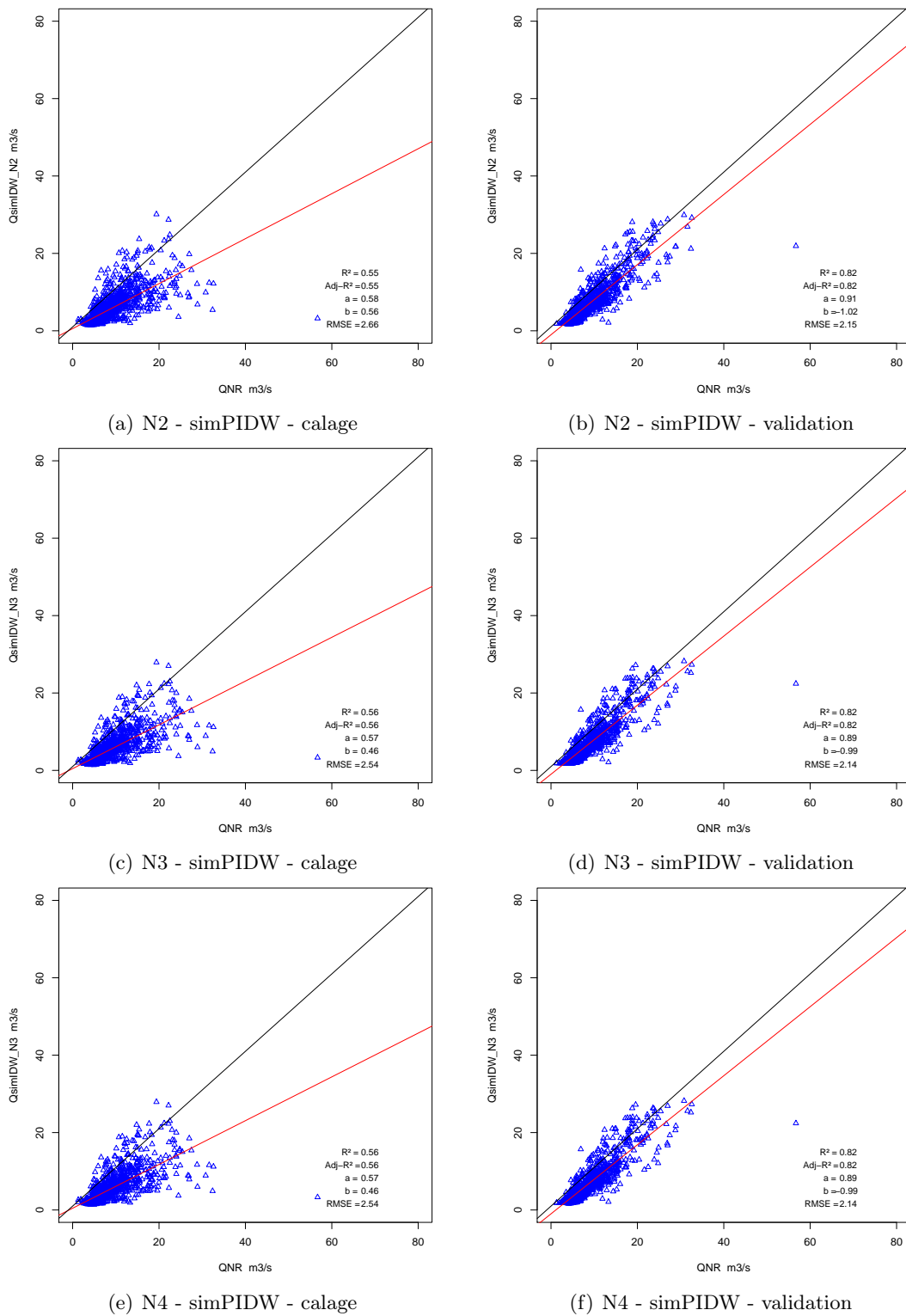
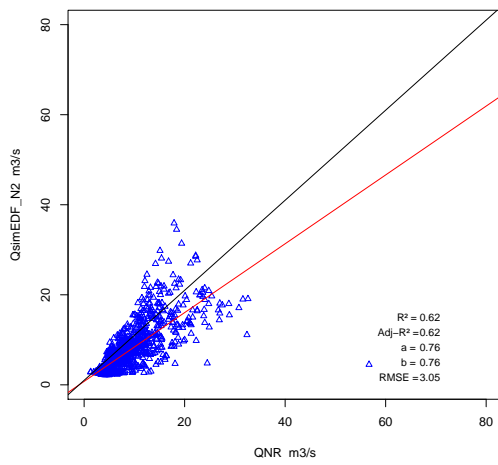
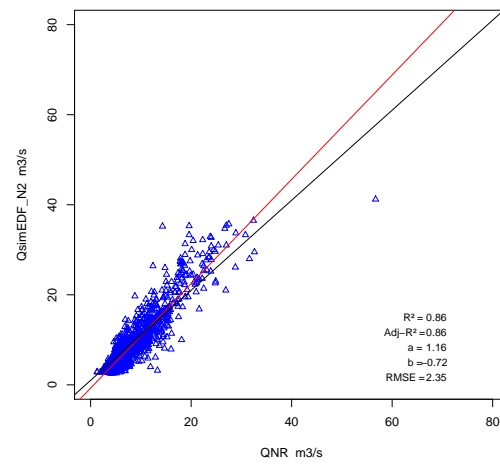


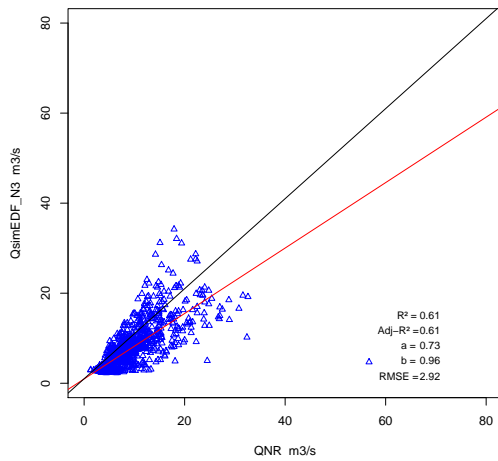
FIGURE S.4 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **IDW** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Tignes**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)



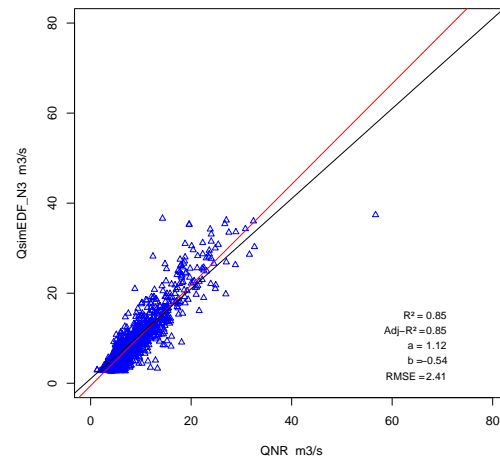
(a) N2 - simPEDF - calage



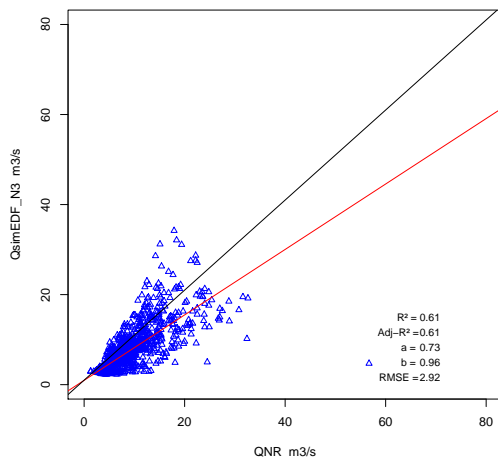
(b) N2 - simPEDF - validation



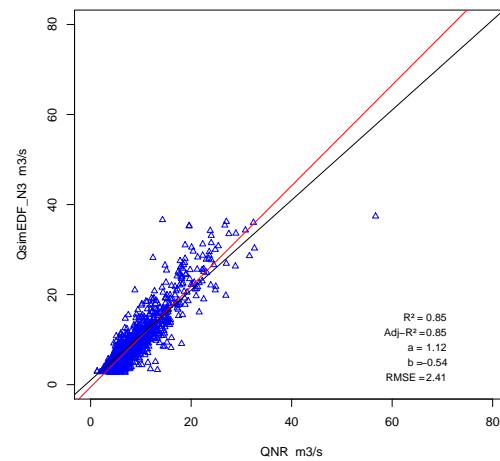
(c) N3 - simPEDF - calage



(d) N3 - simPEDF - validation



(e) N4 - simPEDF - calage



(f) N4 - simPEDF - validation

FIGURE S.5 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **EDF** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Tignes**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

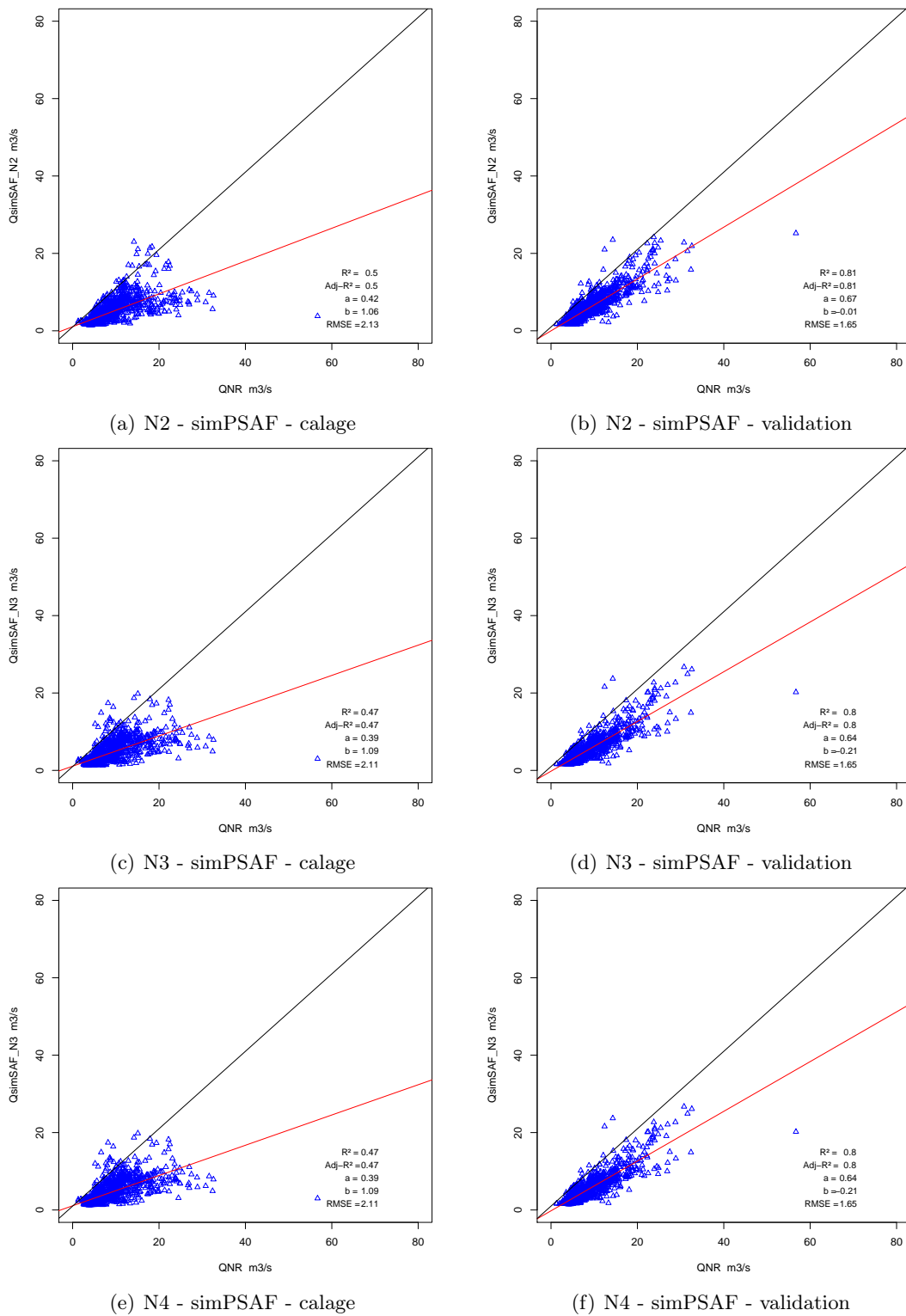
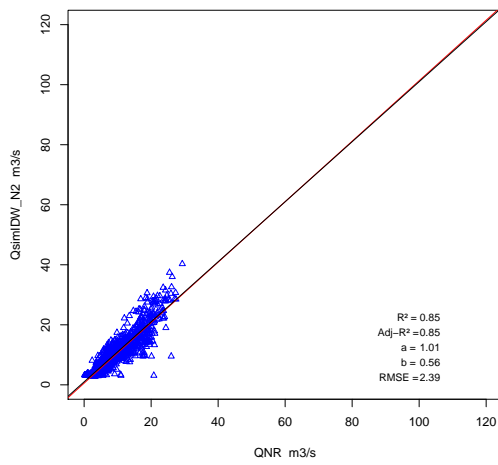
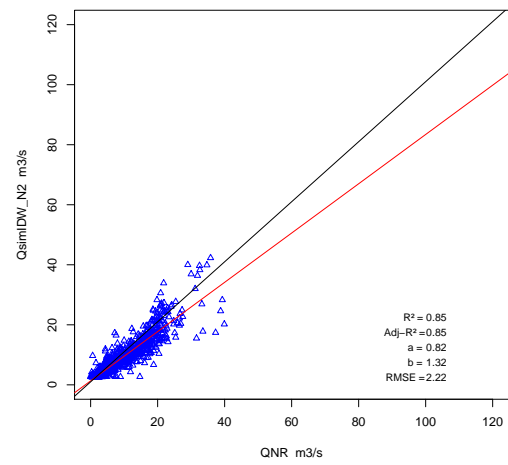


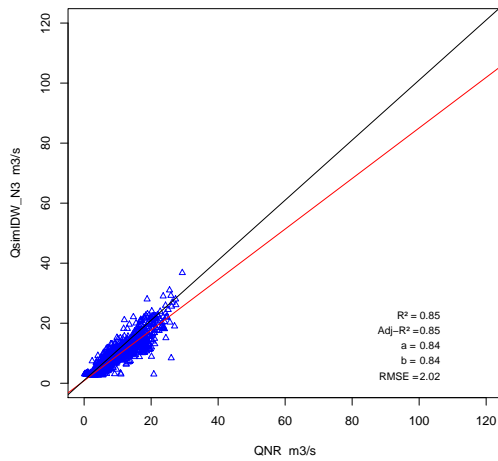
FIGURE S.6 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **SAFRAN** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Tignes**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)



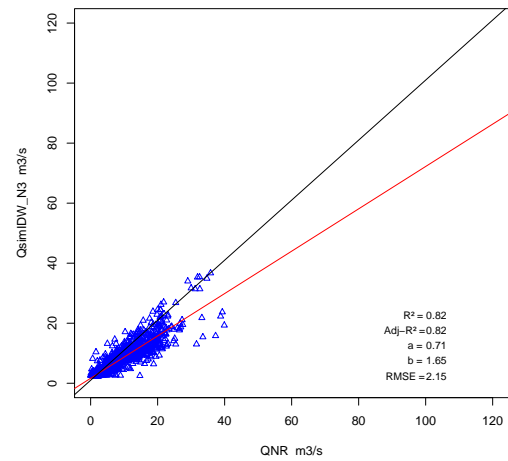
(a) N2 - simPIDW - calage



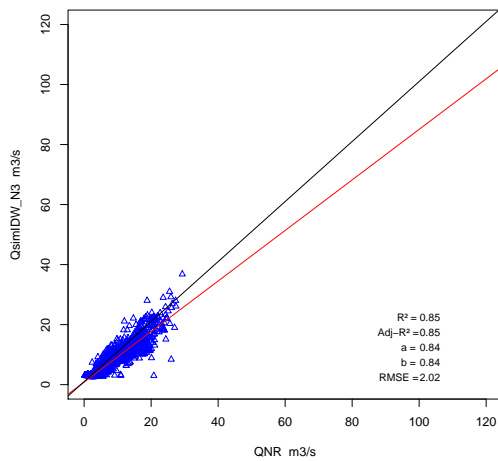
(b) N2 - simPIDW - validation



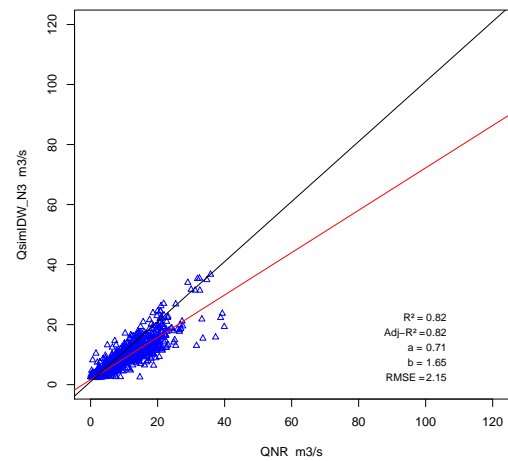
(c) N3 - simPIDW - calage



(d) N3 - simPIDW - validation



(e) N4 - simPIDW - calage



(f) N4 - simPIDW - validation

FIGURE S.7 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **IDW** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Malgovert Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

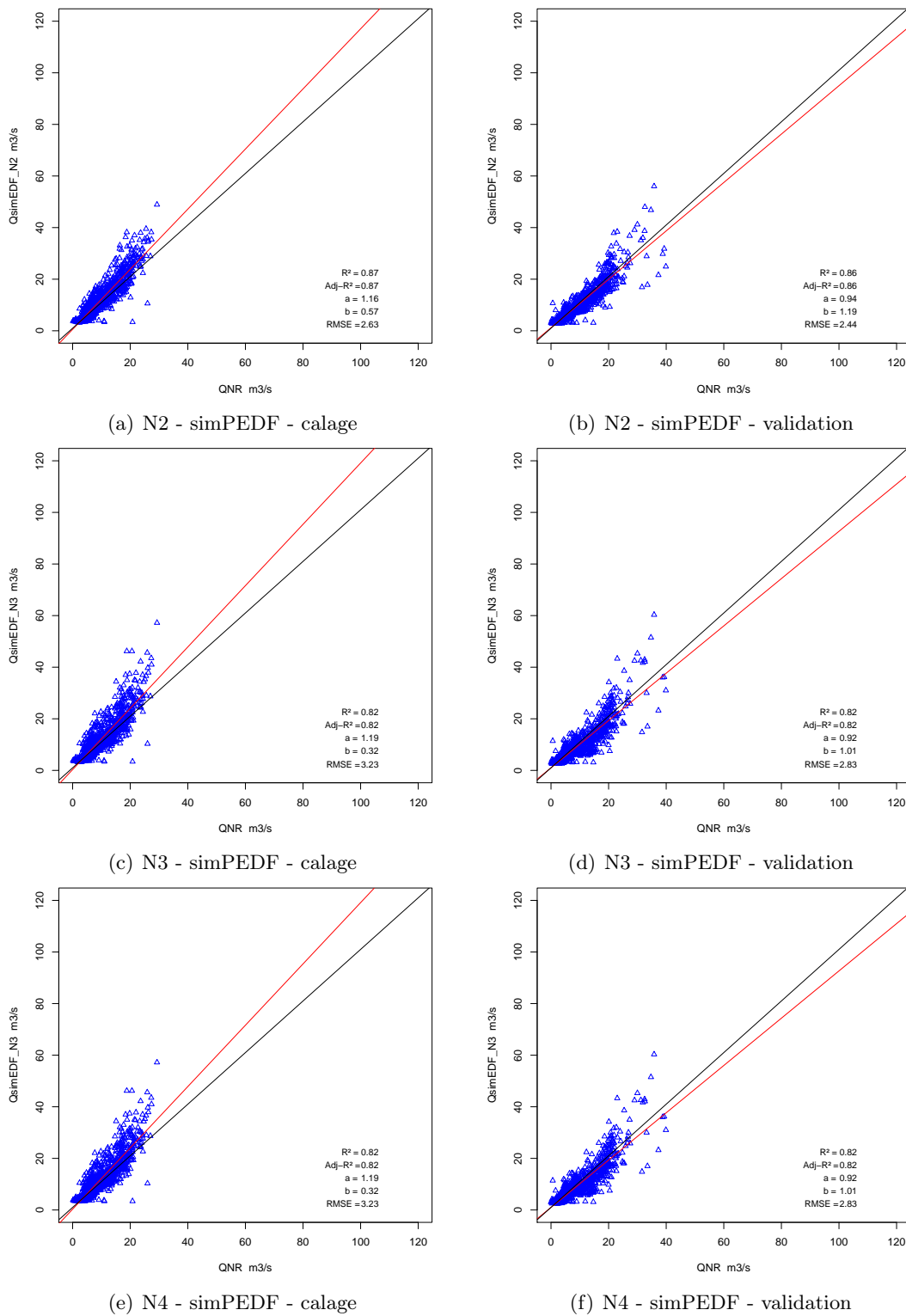
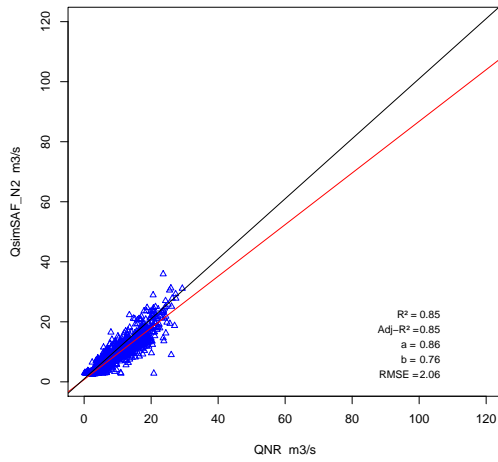
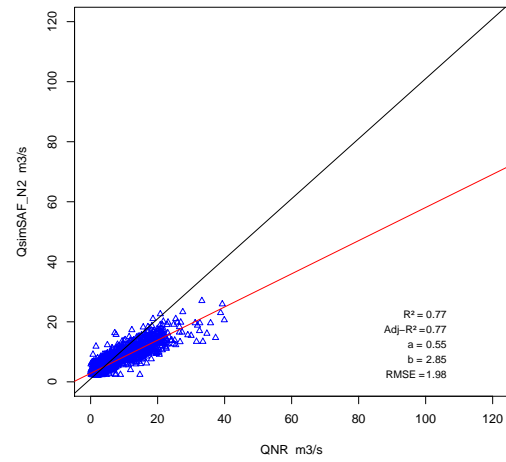


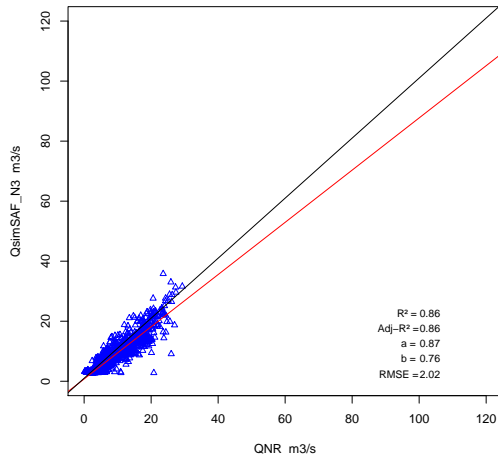
FIGURE S.8 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **EDF** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Malgovert Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)



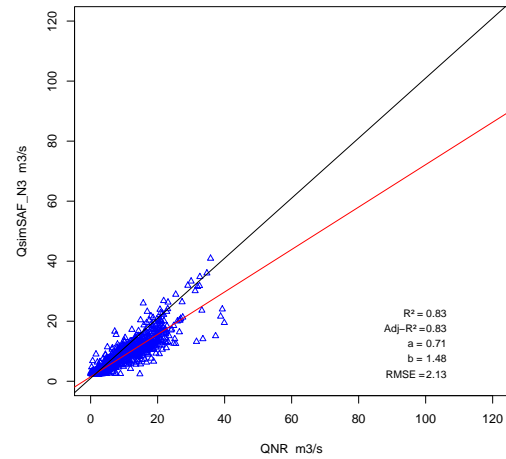
(a) N2 - simPSAF - calage



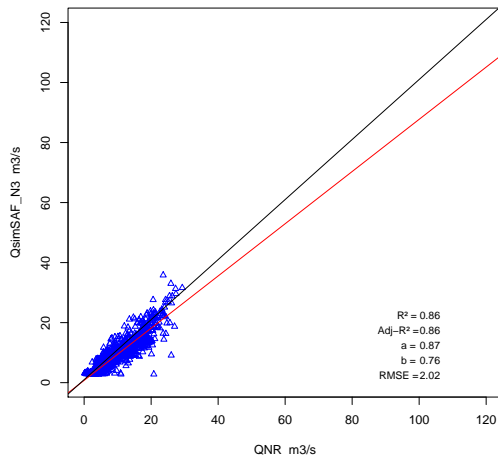
(b) N2 - simPSAF - validation



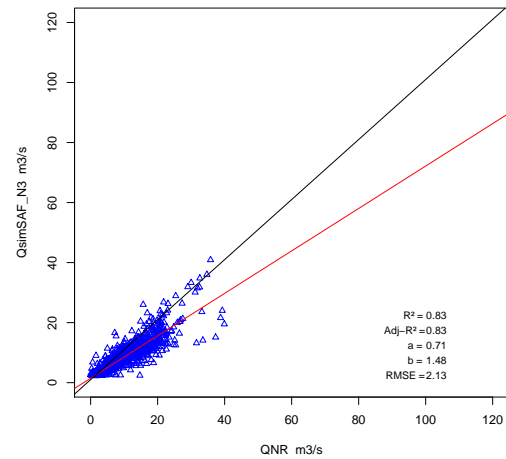
(c) N3 - simPSAF - calage



(d) N3 - simPSAF - validation



(e) N4 - simPSAF - calage



(f) N4 - simPSAF - validation

FIGURE S.9 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **SAFRAN** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Malgovert Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

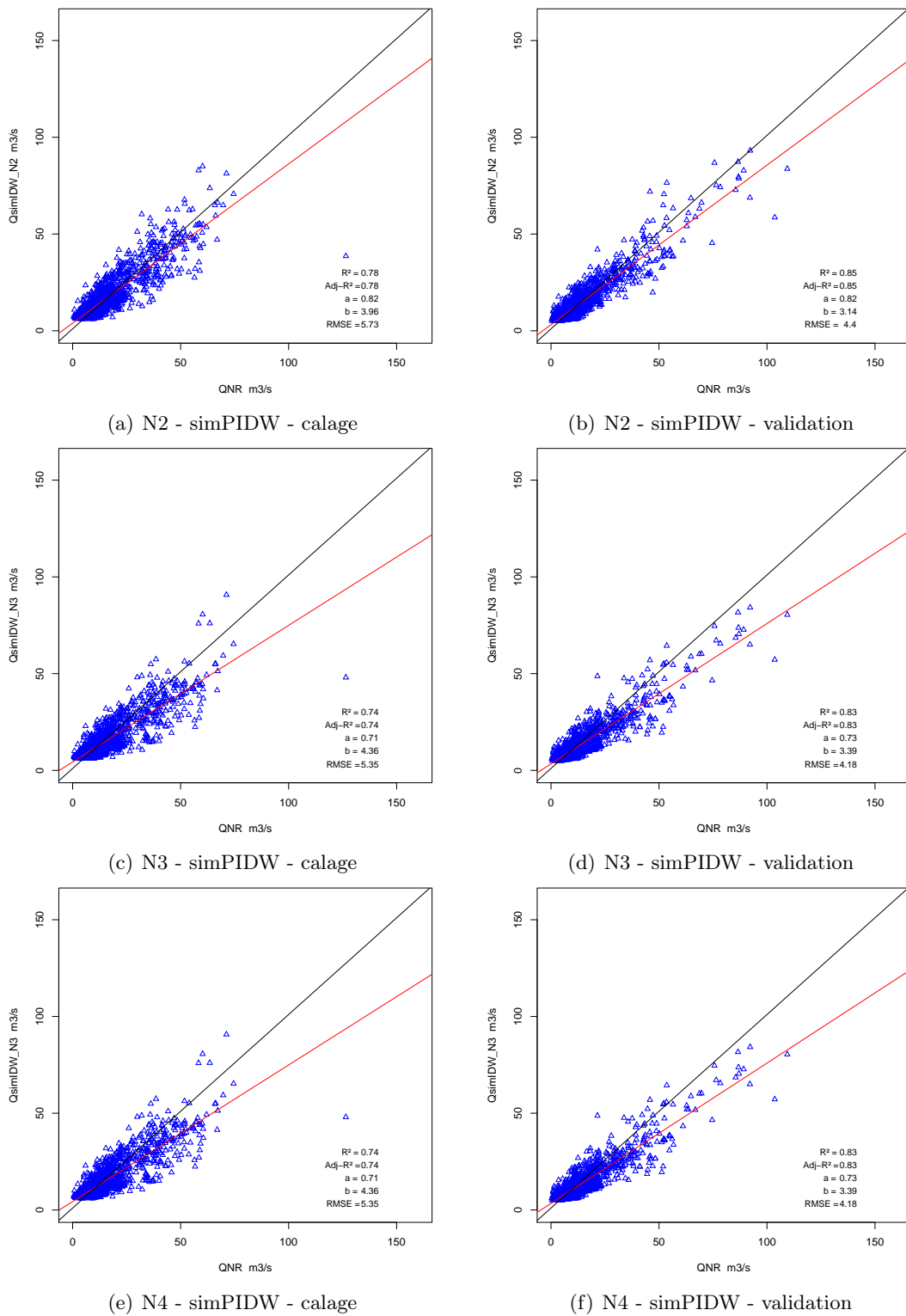
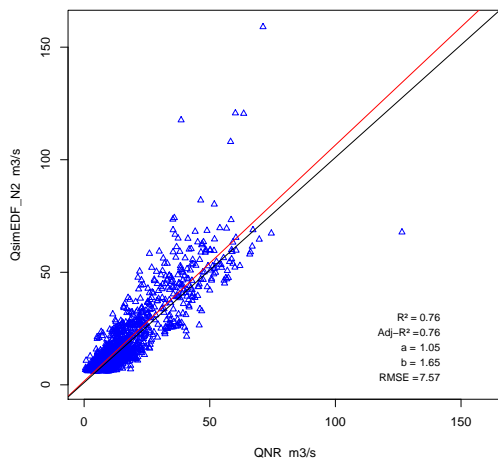
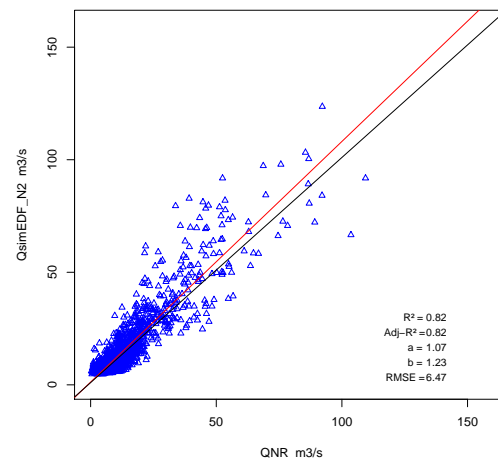


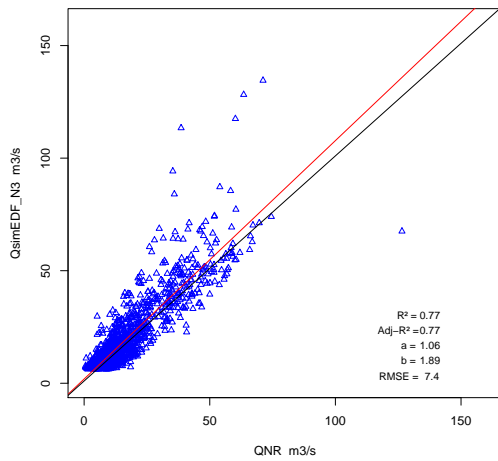
FIGURE S.10 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **IDW** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moutiers Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)



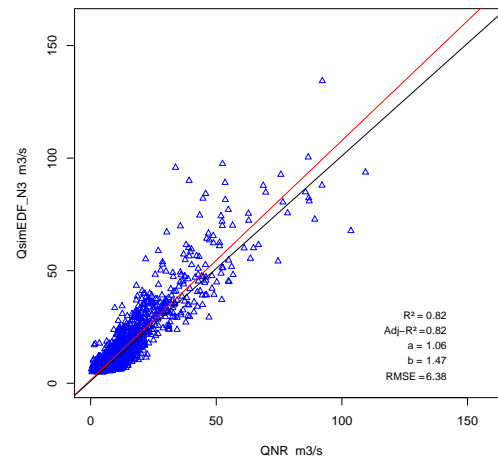
(a) N2 - simPEDF - calage



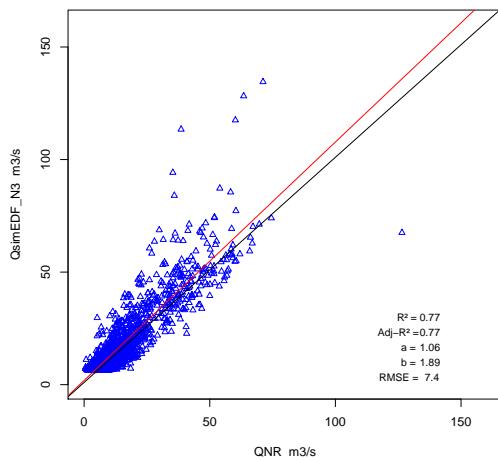
(b) N2 - simPEDF - validation



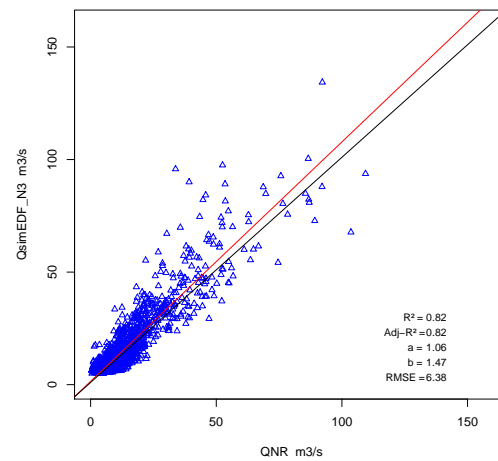
(c) N3 - simPEDF - calage



(d) N3 - simPEDF - validation



(e) N4 - simPEDF - calage



(f) N4 - simPEDF - validation

FIGURE S.11 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **EDF** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moûtiers Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

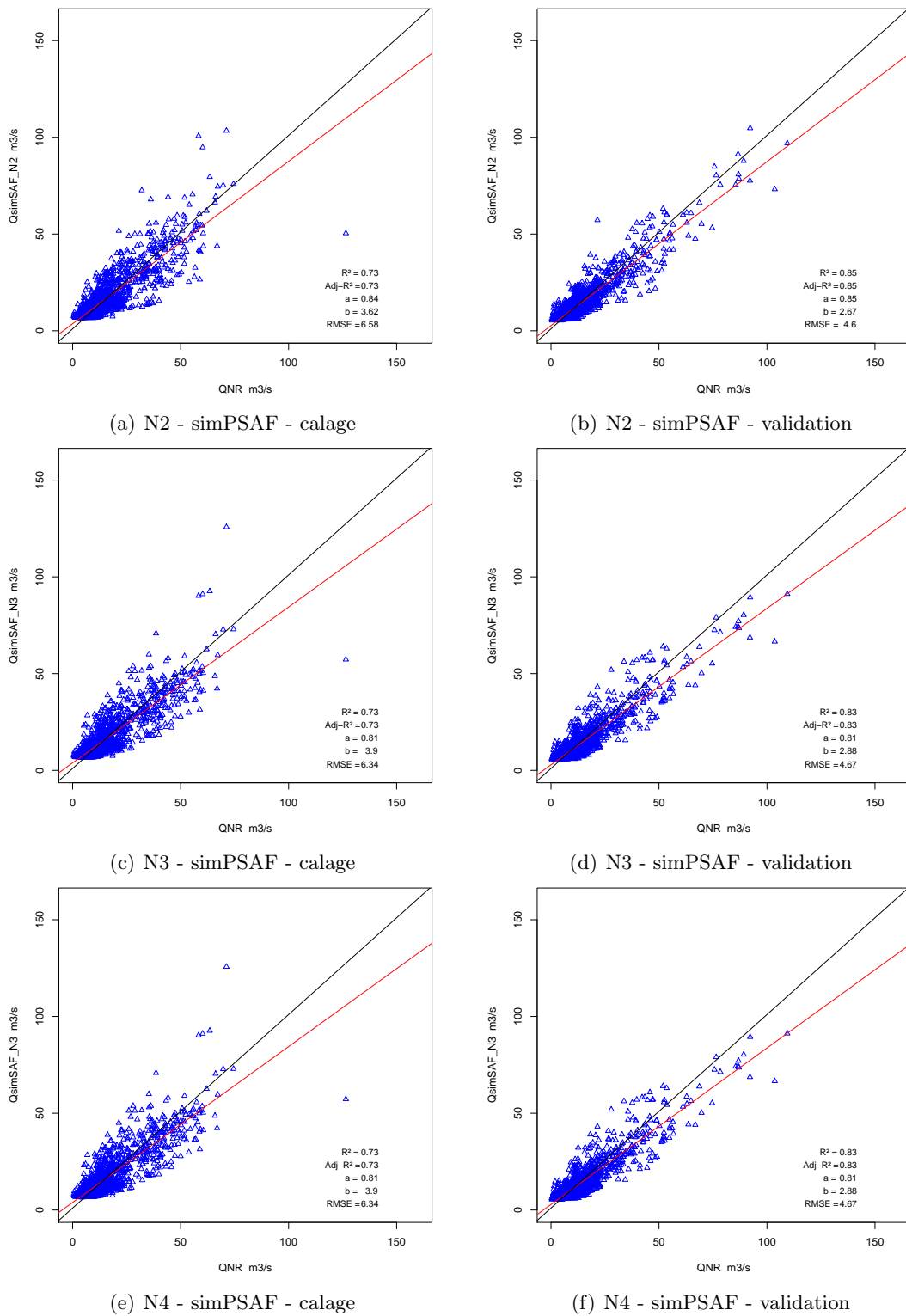
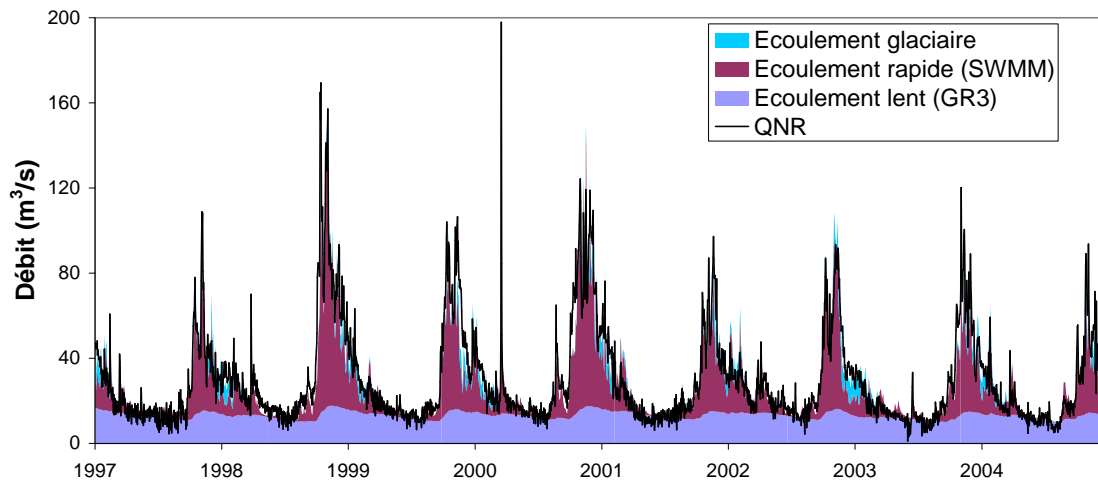


FIGURE S.12 – Corrélation entre débits simulés avec les précipitations **SAFRAN** et débits naturels reconstitués pour le sous-bassin de **Moutiers Intermédiaire**, en fonction du découpage spatial (par ligne) et en distinguant phase de calage et de validation (par colonne)

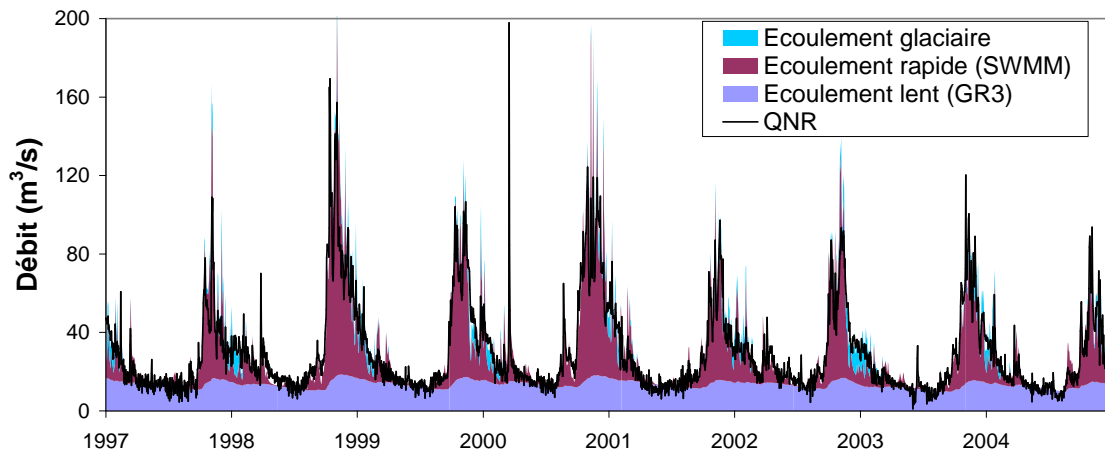
Annexe T

Résultat des simulations d'écoulements glaciaires, lents et rapides, et bilan hydrologique (découpages N1 et N2)

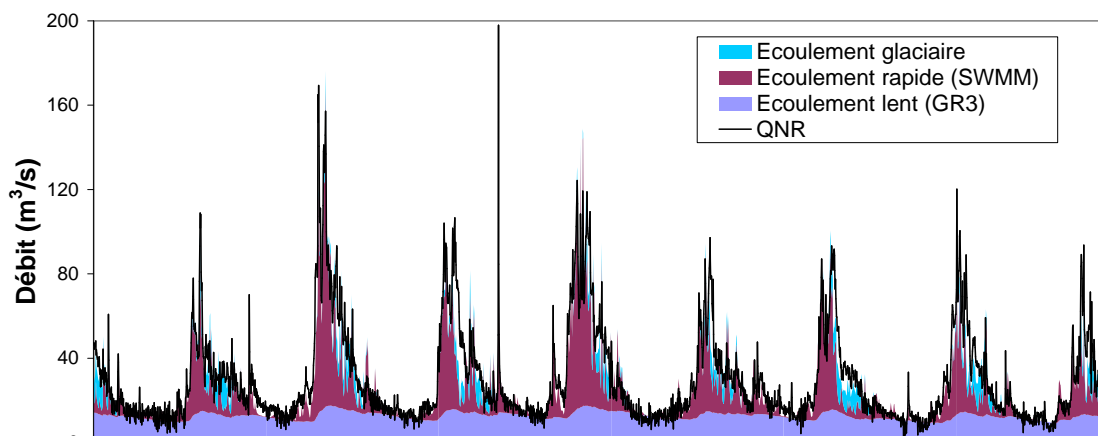
- T.1 Part d'écoulements glaciaires et d'écoulements lents et rapides simulées (découpages N1 et N2)
- T.2 Bilan hydrologique des simulations obtenues pour les sous-bassins des découpages N1 et N2



(a) Moûtiers (N1) - IDW

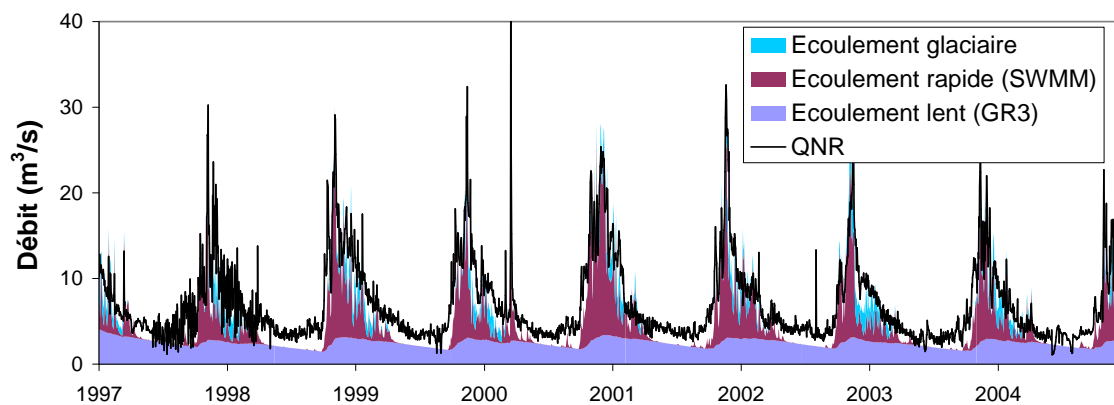


(b) Moûtiers (N1) - EDF

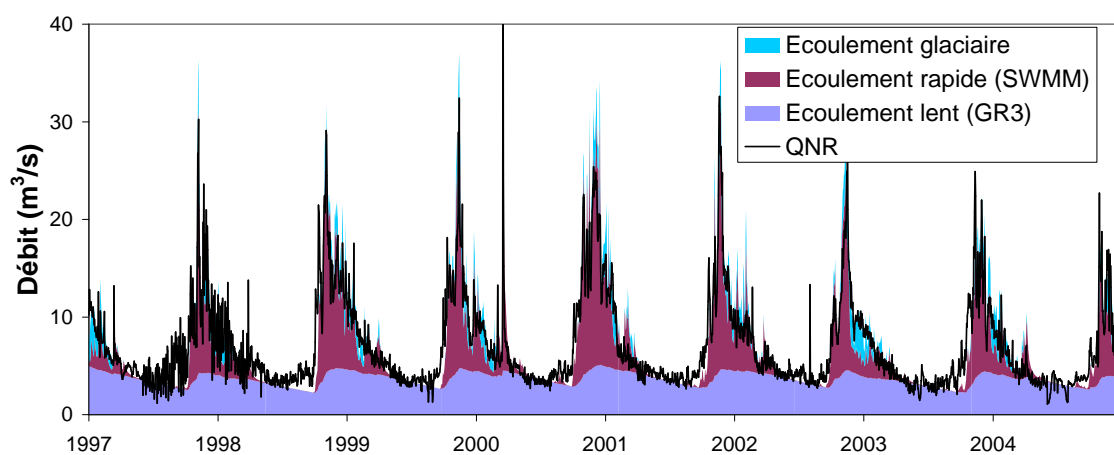


(c) Moûtiers (N1) - SAFRAN

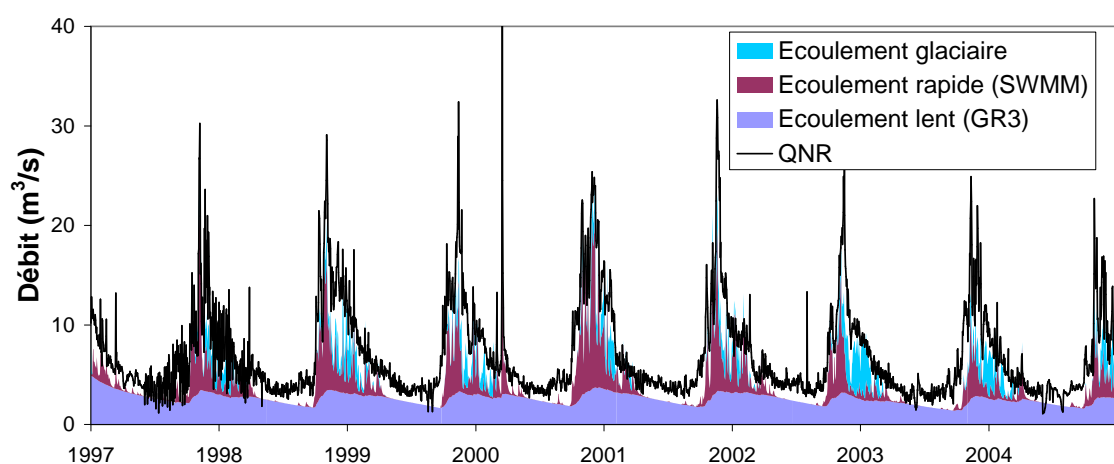
FIGURE T.1 – Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Moûtiers.



(a) Tignes (N2) - IDW

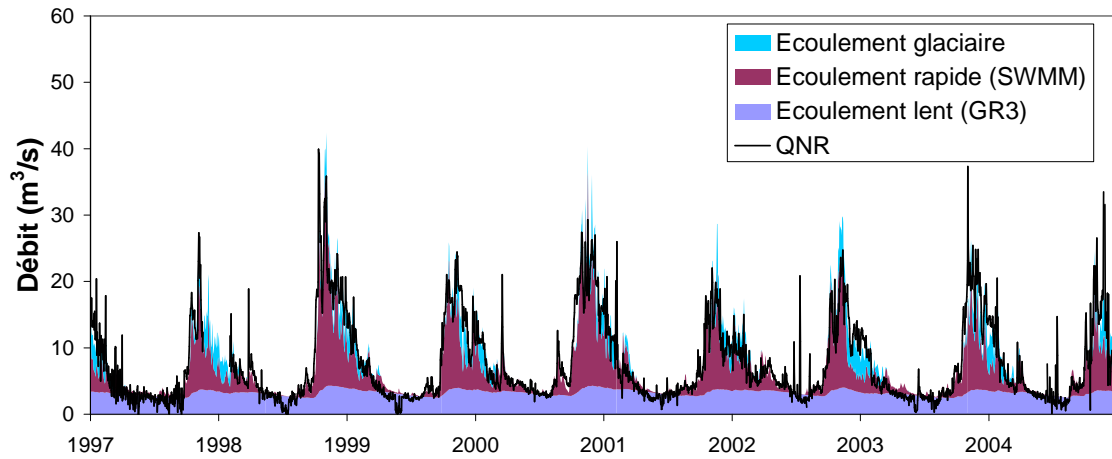


(b) Tignes (N2) - EDF

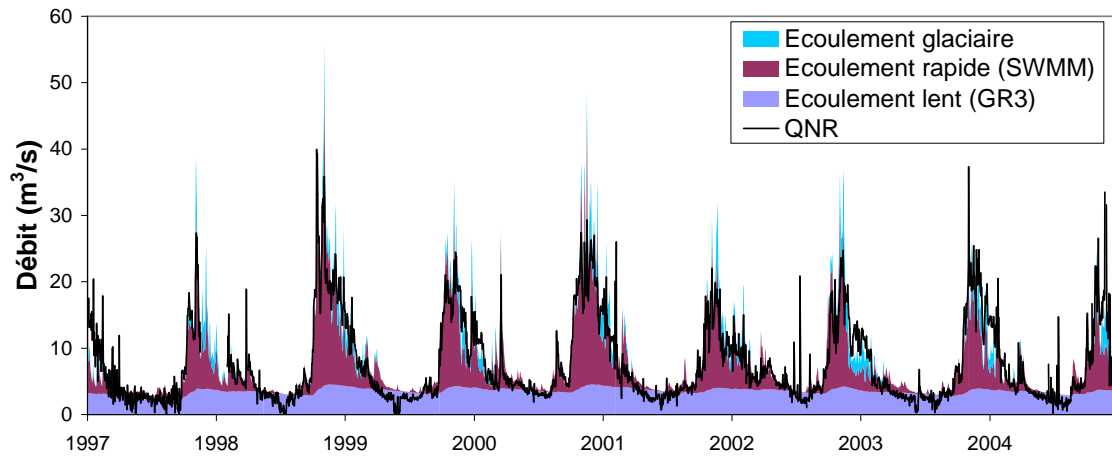


(c) Tignes (N2) - SAFRAN

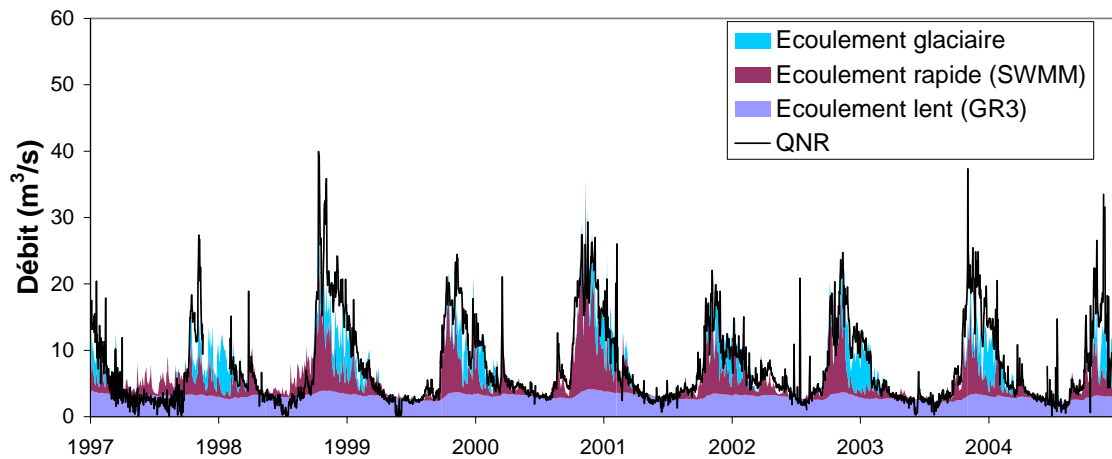
FIGURE T.2 – Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de Tignes (découpage N2).



(a) Malgovert Intermédiaire (N2) - IDW

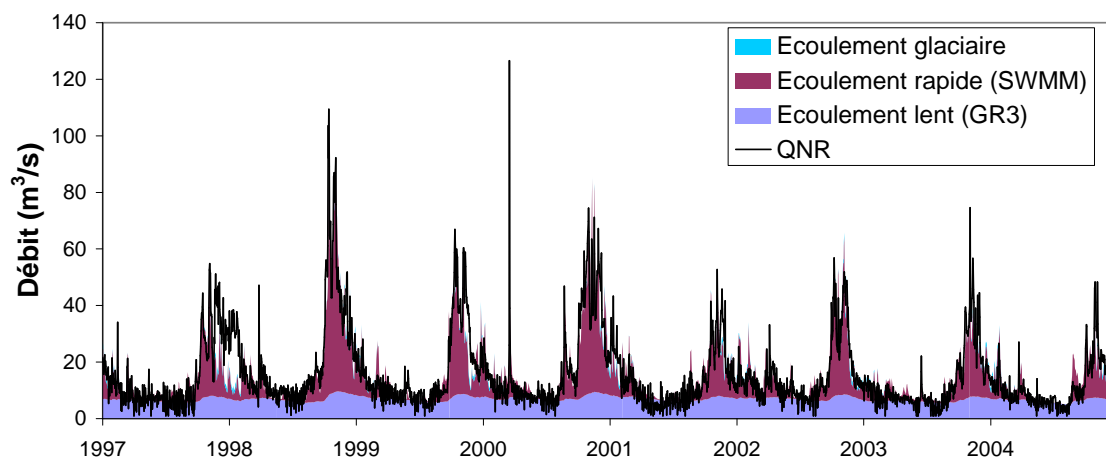


(b) Malgovert Intermédiaire (N2) - EDF

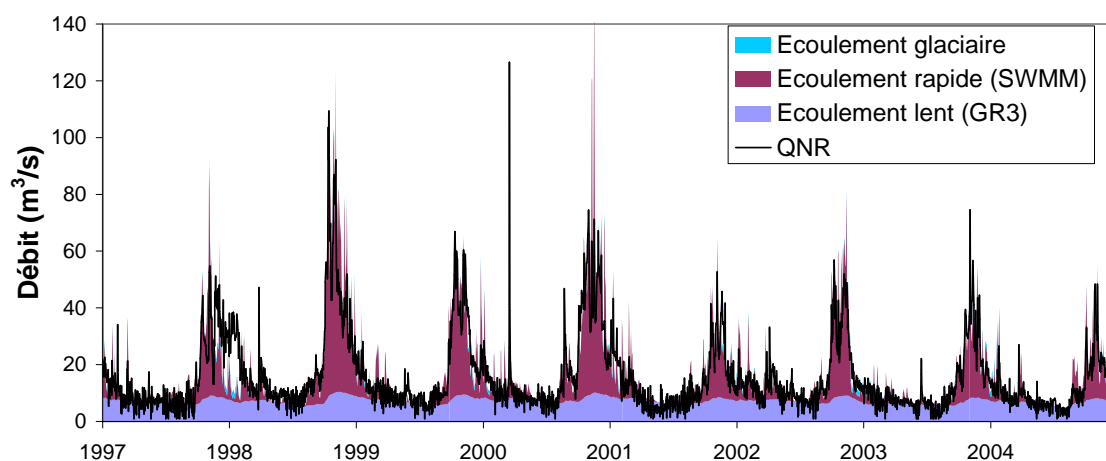


(c) Malgovert Intermédiaire (N2) - SAFRAN

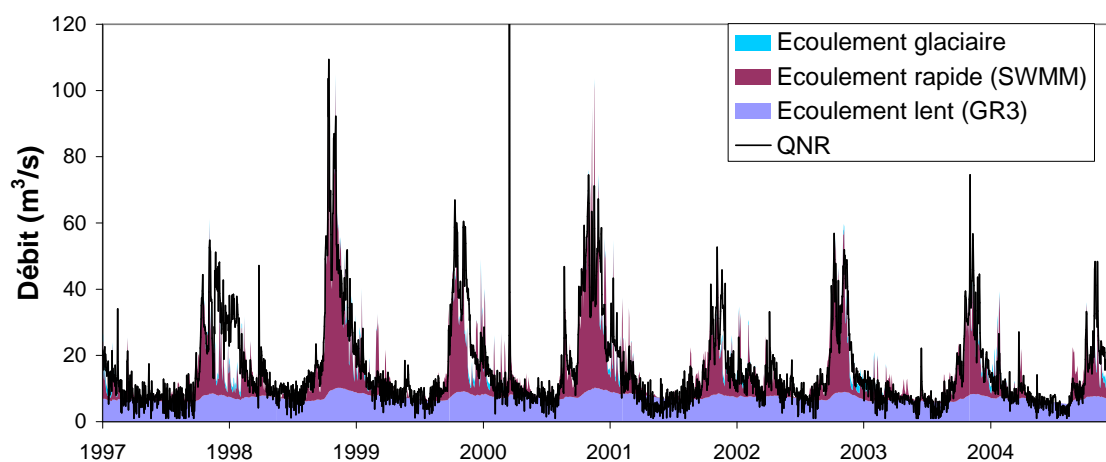
FIGURE T.3 – Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Malgovert Intermédiaire.



(a) Moûtiers Intermédiaire (N2) - IDW



(b) Moûtiers Intermédiaire (N2) - EDF



(c) Moûtiers Intermédiaire (N2) - SAFRAN

FIGURE T.4 – Simulation des débits glaciaires, des débits lents du réservoir GR3 et des débits rapides du réservoir SWMM pour le bassin de l'Isère à Malgovert Intermédiaire (découpage N2).

		bande											Total (km ²)	Proportion (%)
		b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11		
S gl. (km ²)		0	0	0	0	0	0	0	3	11	9	2	25	3
S non gl. (km ²)		17	51	61	83	124	174	190	135	41	6	1	882	97
													Moy. pon. (mm)	Proportion (%)
PIDW	Neige (mm)	1449	2114	3056	4053	5049	6078	7227	8436	9766	11232	12698	6036	55
	Pluie (mm)	6255	6169	5966	5712	5443	5135	4696	4172	3536	2801	2066	5037	45
	Précipitation (mm)	7780	8362	9111	9863	10600	11329	12044	12744	13444	14184	14923	11187	100
	E. lent (GR3) (mm)	3226	3405	3601	3757	3862	3909	3957	3990	4013	4099	4185	3854	34
	E. rapide (SWMM) (mm)	1652	1994	2479	3020	3606	4277	4958	5662	6399	7139	7879	4237	38
	ETR (mm)	3018	3111	3224	3330	3425	3483	3512	3521	3503	3454	3406	3425	31
													(mm)	(%)
PEDF	Neige (mm)	1338	2256	3575	4974	6284	7499	8529	9491	10769	13995	17221	7130	58
	Pluie (mm)	5128	5171	5596	5648	5661	5475	5018	4453	3824	1248	703	5137	42
	Précipitation (mm)	6466	7428	9171	10622	11945	12974	13546	13944	14593	15243	15892	12264	100
	E. lent (GR3) (mm)	2880	3165	3593	3843	3995	4039	4049	4018	4012	4080	4148	3909	32
	E. rapide (SWMM) (mm)	1204	1693	2696	3682	4680	5565	6085	6484	7105	7701	8296	5098	42
ETR (mm)	2806	2957	3189	3351	3472	3523	3533	3517	3485	3426	3367	3429	28	
													(mm)	(%)
PSAFRAN	Neige (mm)	1426	1833	2875	4149	5260	6429	7275	7439	8263	11833	15403	5910	56
	Pluie (mm)	5968	5320	5450	5474	5226	4891	4219	3368	2658	730	334	4562	44
	Précipitation (mm)	7395	7153	8325	9624	10487	11321	11495	10808	10922	11307	11693	10461	100
	E. lent (GR3) (mm)	3145	3070	3382	3649	3754	3801	3769	3598	3558	3606	3653	3646	35
	E. rapide (SWMM) (mm)	1584	1461	2091	2903	3524	4204	4387	3941	4087	4427	4767	3627	35
ETR (mm)	2942	2909	3082	3247	3349	3410	3405	3331	3293	3243	3193	3306	32	

TABLEAU T.1 – Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le bassin de l'Isère à Moutiers (découpage N1). S gl. : Surface glaciaire; S. non gl. : Surface non glaciaire; E. lent : Ecoulement lent; E. rapide : Ecoulement rapide; ETR : Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. : moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.

	bande											Total (km ²)	Proportion (%)	
	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11			
S gl. (km ²)	0	0	0	0	0	0	0	1	5	2	0	8	5	
S non gl. (km ²)	0	0	0	0	11	24	44	61	21	3	0	163	95	
												Moy. pon (mm)	Proportion (%)	
PIDW	Neige (mm)	0	0	0	0	3660	4502	5537	6544	7606	8780	0	5965	64
	Pluie (mm)	0	0	0	0	4146	3869	3480	3069	2577	2020	0	3284	36
	Précipitation (mm)	0	0	0	0	7806	8374	9021	9608	10184	10794	0	9248	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	0	0	0	3582	3667	3761	3825	3879	3959	0	3778	41
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	0	0	0	2094	2628	3183	3723	5078	7027	0	3547	38
	ETR (mm)	0	0	0	0	2468	2533	2581	2606	2607	2580	0	2579	28
												(mm)	(%)	
PEDF	Neige (mm)	0	0	0	0	5059	6543	7667	8569	10101	11801	0	8059	66
	Pluie (mm)	0	0	0	0	4495	4852	4372	4051	3535	2881	0	4195	34
	Précipitation (mm)	0	0	0	0	9555	11395	12038	12621	13635	14676	0	12253	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	0	0	0	5012	5537	5629	5701	5820	5973	0	5633	46
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	0	0	0	2459	3634	4141	4590	6430	8999	0	4509	37
	ETR (mm)	0	0	0	0	2383	2542	2563	2568	2567	2541	0	2550	21
												(mm)	(%)	
PSAFRAN	Neige (mm)	0	0	0	0	3147	3866	4896	5668	6470	7518	0	5171	63
	Pluie (mm)	0	0	0	0	4136	3748	3299	2748	2162	1559	0	3035	37
	Précipitation (mm)	0	0	0	0	7285	7612	8196	8418	8636	9077	0	8208	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	0	0	0	3822	3890	3983	3981	3976	4061	0	3959	48
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	0	0	0	1508	1836	2232	2426	3120	4284	0	2352	29
	ETR (mm)	0	0	0	0	2273	2354	2415	2422	2404	2376	0	2397	29

TABLEAU T.2 – Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Tignes (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire; S. non gl. : Surface non glaciaire; E. lent : Ecoulement lent; E. rapide : Ecoulement rapide; ETR : Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. : moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.

		bande											Total	Proportion
		b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11	(km ²)	(%)
	S gl. (km ²)	0	0	0	0	0	0	0	3	5	5	2	15	7
	S non gl. (km ²)	0	8	12	19	29	39	51	32	14	5	0	208	93
													Moy. pon	Proportion
													(mm)	(%)
PIDW	Neige (mm)	0	2048	2891	3917	4922	5978	7125	8338	9712	11334	12957	6334	57
	Pluie (mm)	0	6157	5970	5680	5388	5053	4609	4085	3420	2607	1795	4829	43
	Précipitation (mm)	0	8203	8864	9600	10311	11033	11732	12425	13134	13942	14750	11164	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	3432	3611	3769	3869	3909	3953	3989	4004	4093	4181	3890	35
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	2040	2473	3013	3592	4264	4937	5637	6391	7206	8021	4455	40
	ETR (mm)	0	2779	2866	2958	3042	3094	4804	3126	3104	3047	2990	3472	31
													(mm)	(%)
PEDF	Neige (mm)	0	2838	3919	5100	6176	7193	8273	9726	11112	13058	15003	7560	59
	Pluie (mm)	0	5780	5772	5758	5459	5402	5114	4753	4284	3574	2863	5192	41
	Précipitation (mm)	0	8617	9742	10540	11587	12310	13052	14064	14769	15967	17166	12463	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	3673	3927	4061	4210	4262	4332	4424	4447	4585	4722	4257	34
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	2320	3006	3547	4296	4871	5466	6307	6932	7917	8901	5042	40
	ETR (mm)	0	2855	2967	3044	3126	3162	3185	3204	3184	3155	3125	3137	25
													(mm)	(%)
PSAFRAN	Neige (mm)	0	1641	2690	3604	4536	5539	6570	7769	8941	9194	9447	5820	59
	Pluie (mm)	0	4863	5322	4950	4612	4258	3754	3251	2568	1671	245	4005	41
	Précipitation (mm)	0	6502	8010	8556	9146	9797	10321	11016	11511	10863	10215	9824	100
	E. lent (GR3) (mm)	0	2999	3469	3585	3696	3778	3800	3781	3816	3685	3554	3709	38
	E. rapide (SWMM) (mm)	0	1307	2086	2420	2800	3265	3686	4238	4751	4312	3874	3359	34
	ETR (mm)	0	2597	2789	2857	2928	2990	3026	3043	3041	2944	2846	2963	30

TABLEAU T.3 – Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Malgovert Intermédiaire (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire ;S. non gl. :Surface non glaciaire ; E. lent :Ecoulement lent ; E. rapide :Ecoulement rapide ; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.

		bande											Total (km ²)	Proportion (%)
		b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9	b10	b11		
S gl. (km ²)		0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	4	1
S non gl. (km ²)		16	43	49	61	82	109	94	43	7	2	0	506	99
													Moy. pon (mm)	Proportion (%)
PIDW	Neige (mm)	1801	2532	3558	4577	5601	6650	7773	8974	10348	12136	13924	5909	52
	Pluie (mm)	6737	6561	6275	5983	5674	5338	4892	4353	3684	2774	1864	5508	48
	Précipitation (mm)	8540	9092	9832	10561	11275	11987	12663	13327	14032	14913	15794	11417	100
	E. lent (GR3) (mm)	3025	3158	3311	3420	3484	3503	3525	3530	3544	3595	3645	3434	30
	E. rapide (SWMM) (mm)	2191	2471	3001	3560	4186	4866	5601	6243	7703	8367	9030	4438	39
	ETR (mm)	3400	3494	3610	3717	3807	3854	3871	3866	3833	3708	3583	3765	33
													(mm)	(%)
PEDF	Neige (mm)	1467	2271	3595	4949	6410	7778	9186	10611	9224	11699	14174	6681	55
	Pluie (mm)	4999	4950	5470	5704	5853	5704	5382	4859	3602	2855	2108	5446	45
	Précipitation (mm)	6466	7221	9065	10652	12263	13481	14569	15470	12826	14554	16282	12127	100
	E. lent (GR3) (mm)	2597	2809	3259	3529	3707	3745	3771	3757	3434	3627	3820	3551	29
	E. rapide (SWMM) (mm)	1176	1502	2542	3596	4837	5894	6957	7773	6290	8026	9762	4970	41
	ETR (mm)	3071	3215	3513	3717	3874	3931	3947	3927	3732	3660	3588	3766	31
													(mm)	(%)
PSAFRAN	Neige (mm)	1308	1895	2978	4323	5773	7248	8684	9820	10009	15579	21148	6161	54
	Pluie (mm)	5273	5242	5447	5632	5584	5351	4841	4099	3043	2557	2070	5175	46
	Précipitation (mm)	6581	7139	8426	9954	11357	12602	13527	13920	13056	18139	23223	11337	100
	E. lent (GR3) (mm)	2713	2885	3235	3562	3769	3851	3891	3865	3701	3983	4265	3632	32
	E. rapide (SWMM) (mm)	1115	1323	1991	2919	3914	4929	5787	6136	6063	8588	11114	4105	36
	ETR (mm)	3054	3162	3377	3584	3742	3827	3855	3833	3727	3664	3602	3663	32

TABLEAU T.4 – Bilan des simulations obtenues sur toute la période avec les 3 précipitations testées pour le sous-bassin de Moûtiers Intermédiaire (découpage N2). S gl. : Surface glaciaire; S. non gl. : Surface non glaciaire; E. lent :Ecoulement lent; E. rapide :Ecoulement rapide; ETR :Evapo-Transpiration Réelle, Moy. pon. :moyenne pondérée par les surfaces de chaque bande. Chaque proportion des termes est rapportée à la précipitation.

Annexe U

Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les termes simulés du bilan hydrologique

- U.1 Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les termes du bilan hydrologique simulés à l'échelle mensuelle inter-annuelle
- U.2 Impact du découpage spatial et de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations sur les termes du bilan hydrologique simulé en période de crue

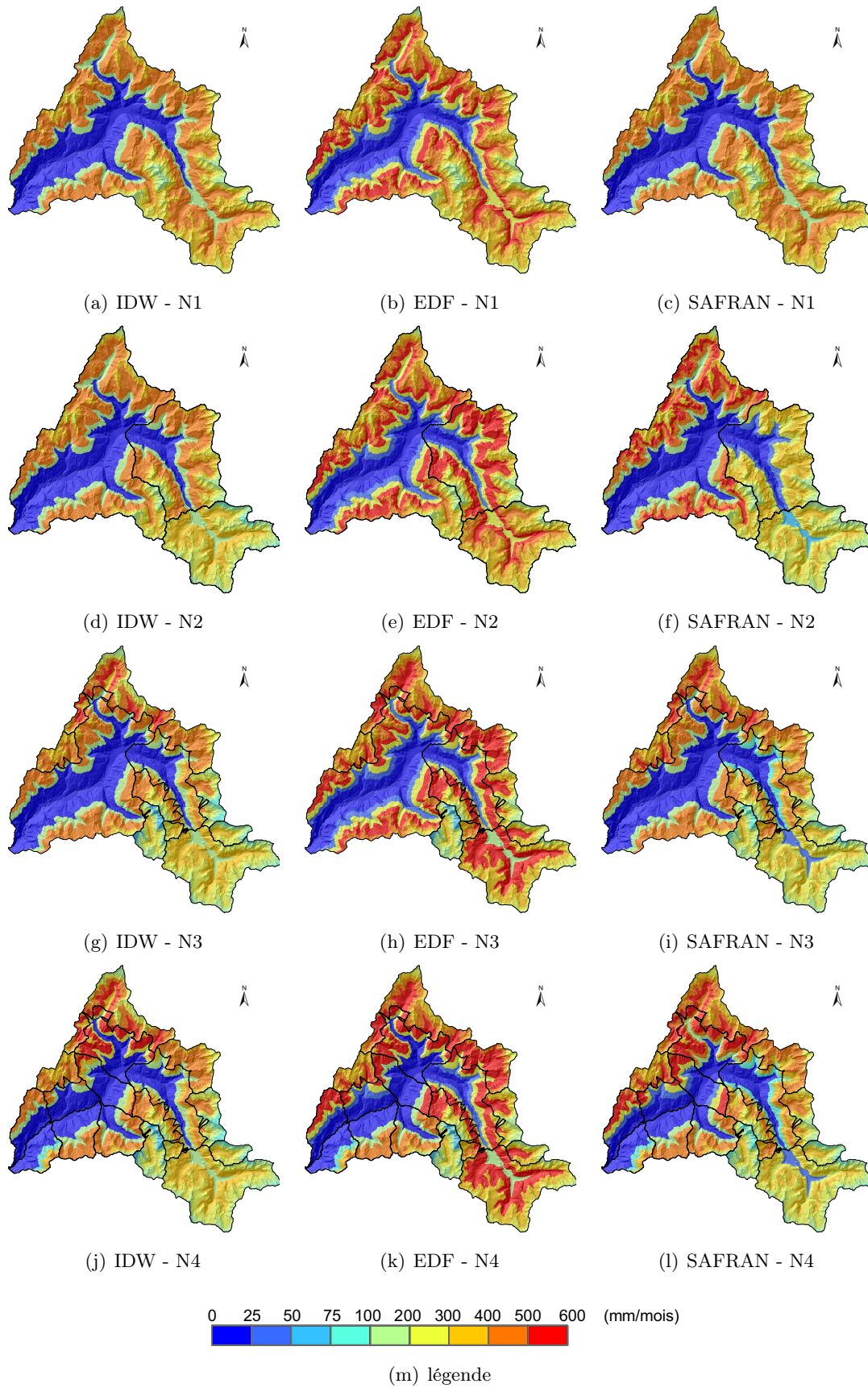


FIGURE U.1 – Sensibilité de la lame de fonte mensuelle moyenne simulée (mois de **mai**) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moutiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

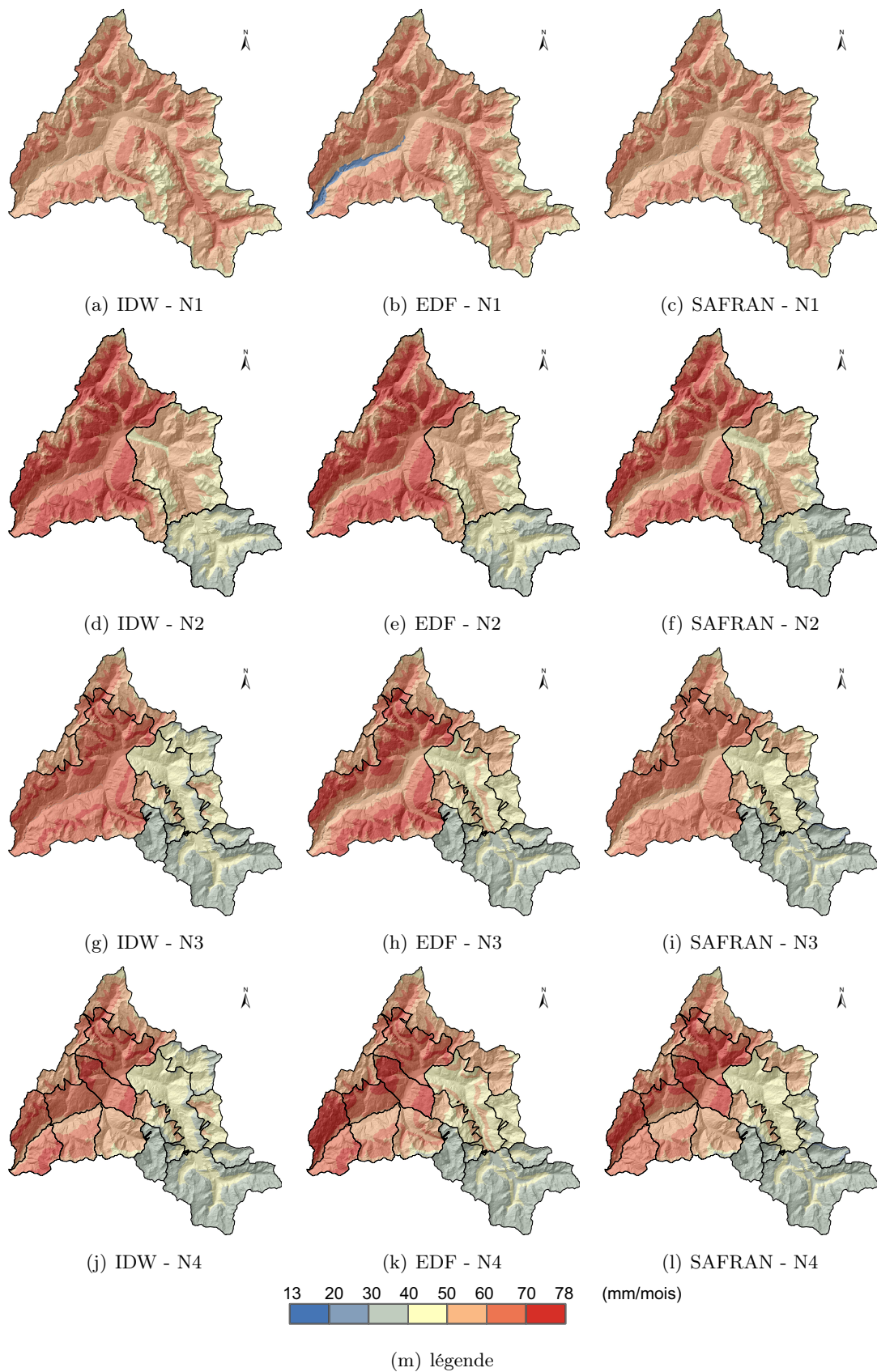


FIGURE U.2 – Sensibilité de l'ETR mensuelle moyenne simulée (mois de **mai**) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

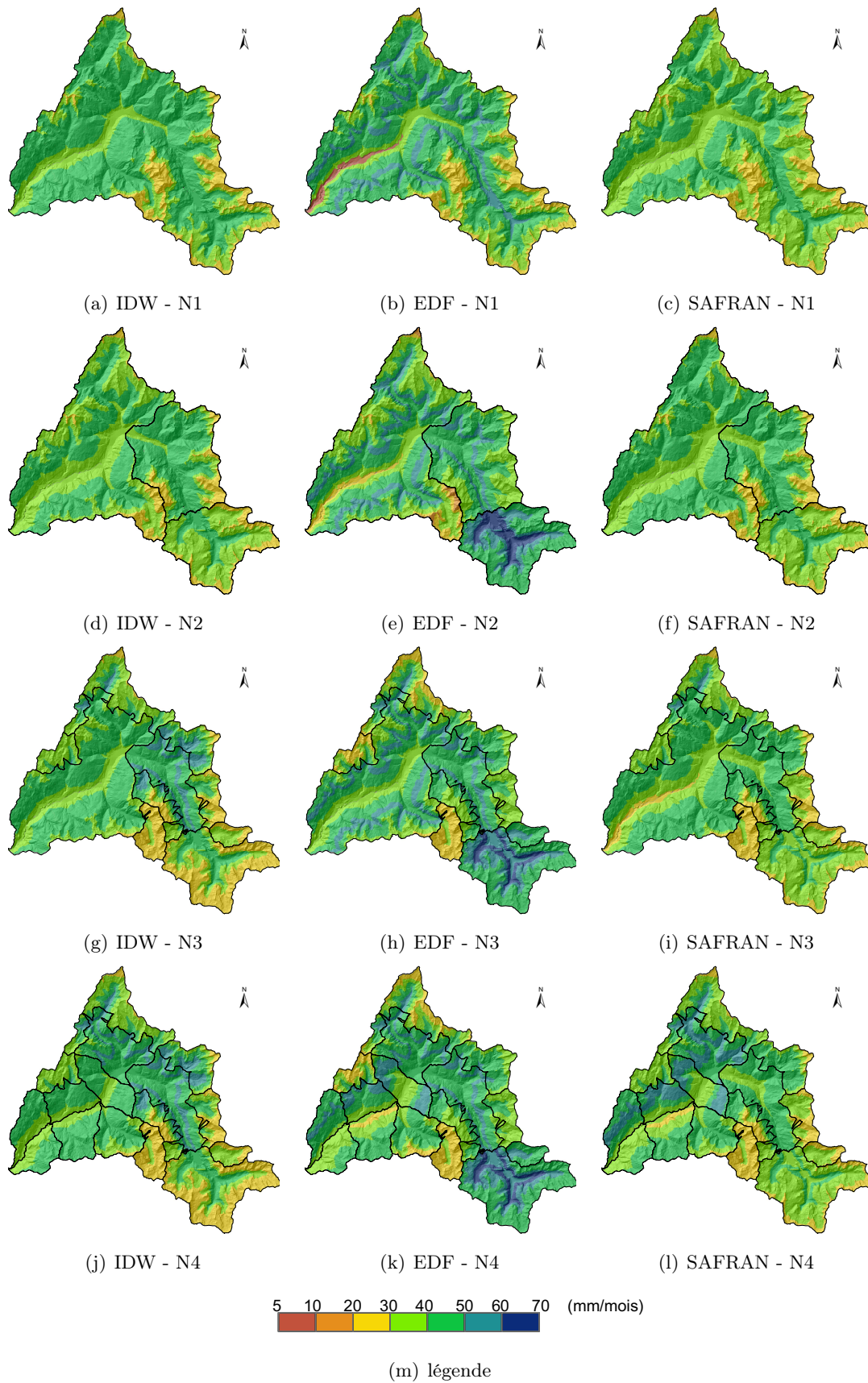


FIGURE U.3 – Sensibilité de la lame d'écoulement lent (réservoir GR3) mensuelle moyenne simulée (mois de **mai**) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moûtiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

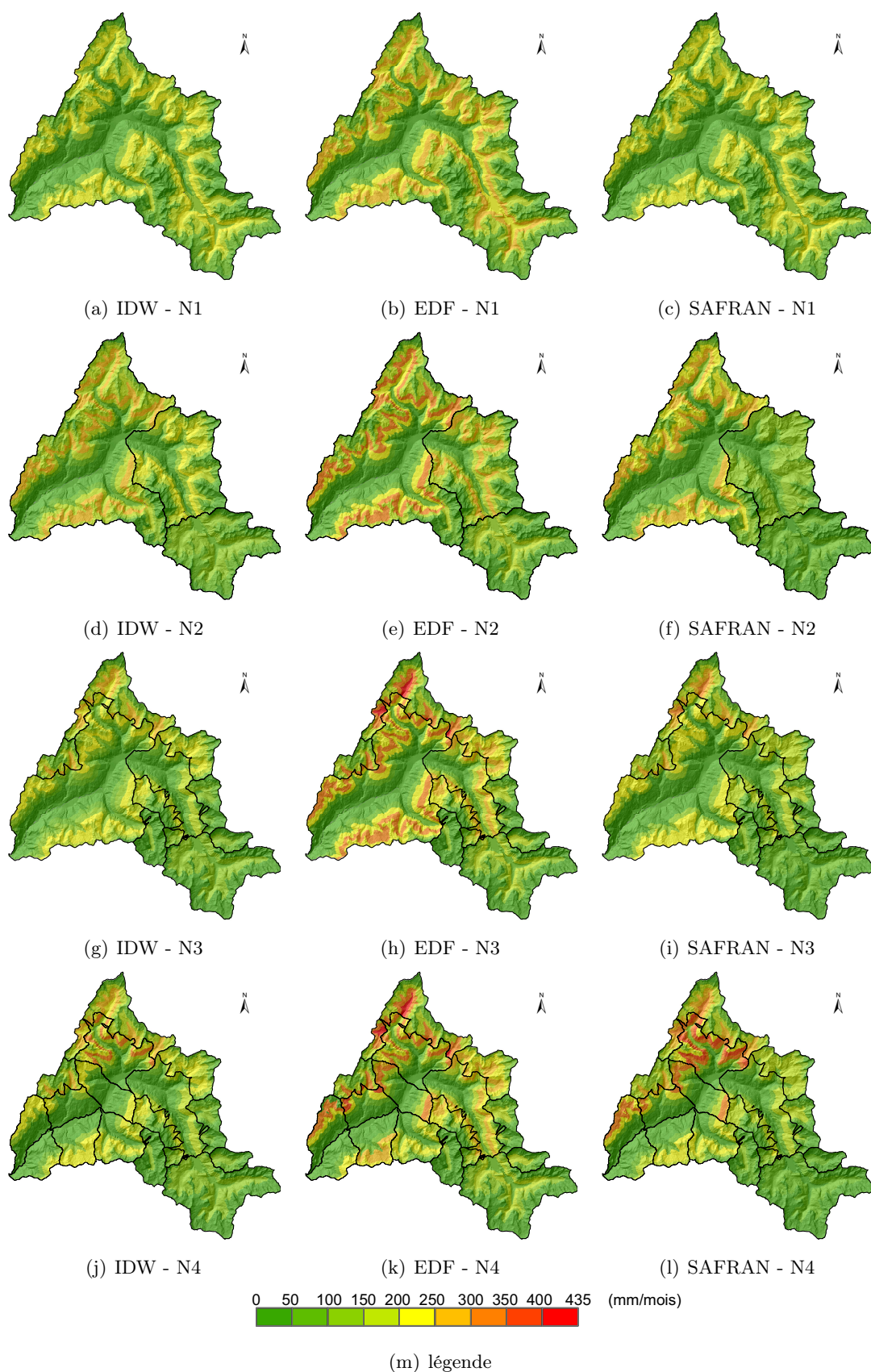


FIGURE U.4 – Sensibilité de la lame d'écoulement rapide (réservoir SWMM) mensuelle moyenne simulée (mois de **mai**) à la discrétisation spatiale du bassin de l'Isère à Moutiers (N1, N2, N3, N4) en fonction des 3 estimations de précipitation testées IDW, EDF et SAFRAN

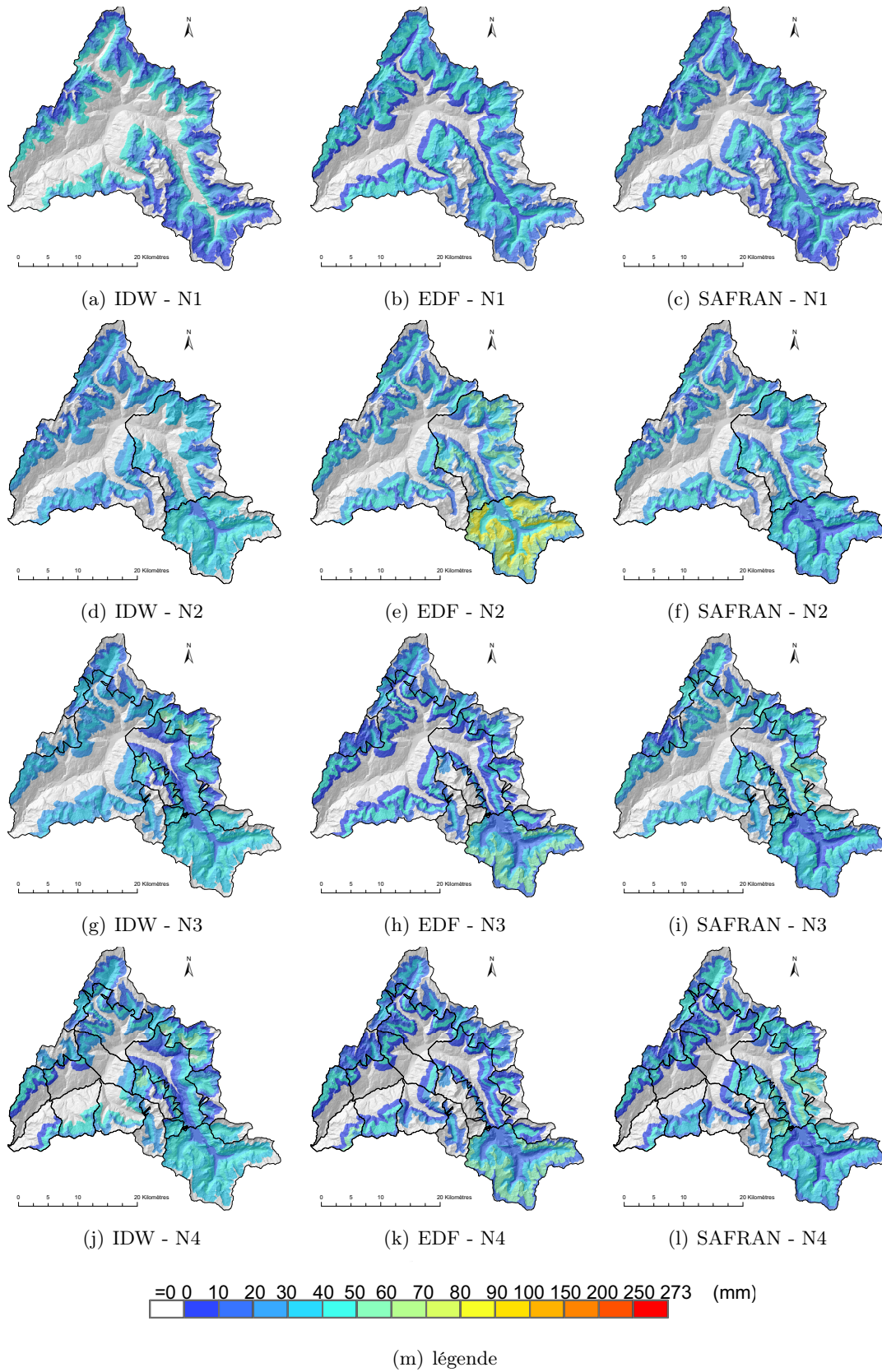


FIGURE U.5 – Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode d'octobre 2000 (cumul du 13 au 15 octobre).

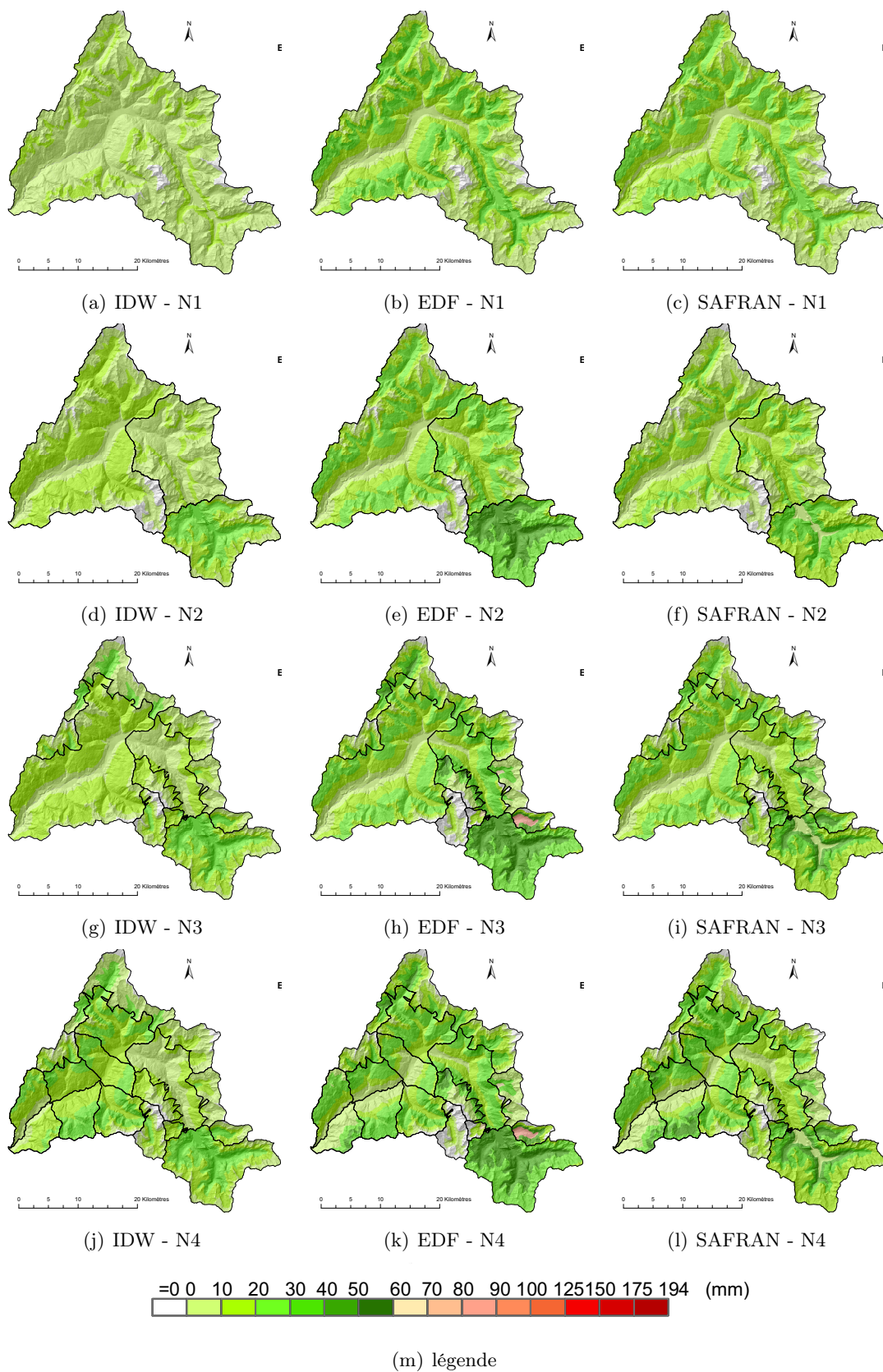


FIGURE U.6 – Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode d'octobre 2000 (cumul du 13 au 15 octobre).

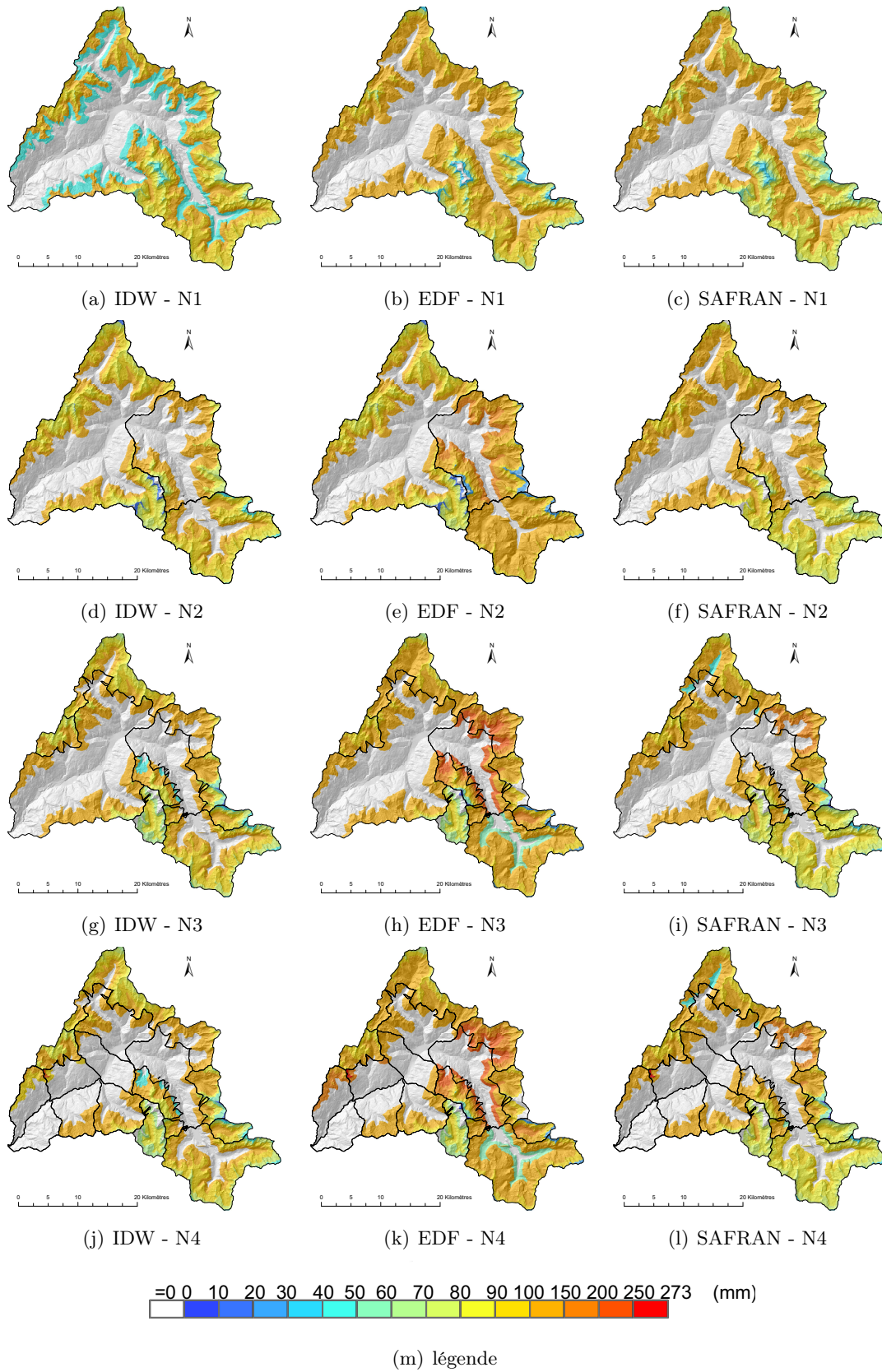


FIGURE U.7 – Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 2001 (cumul du 29 au 31 mai).

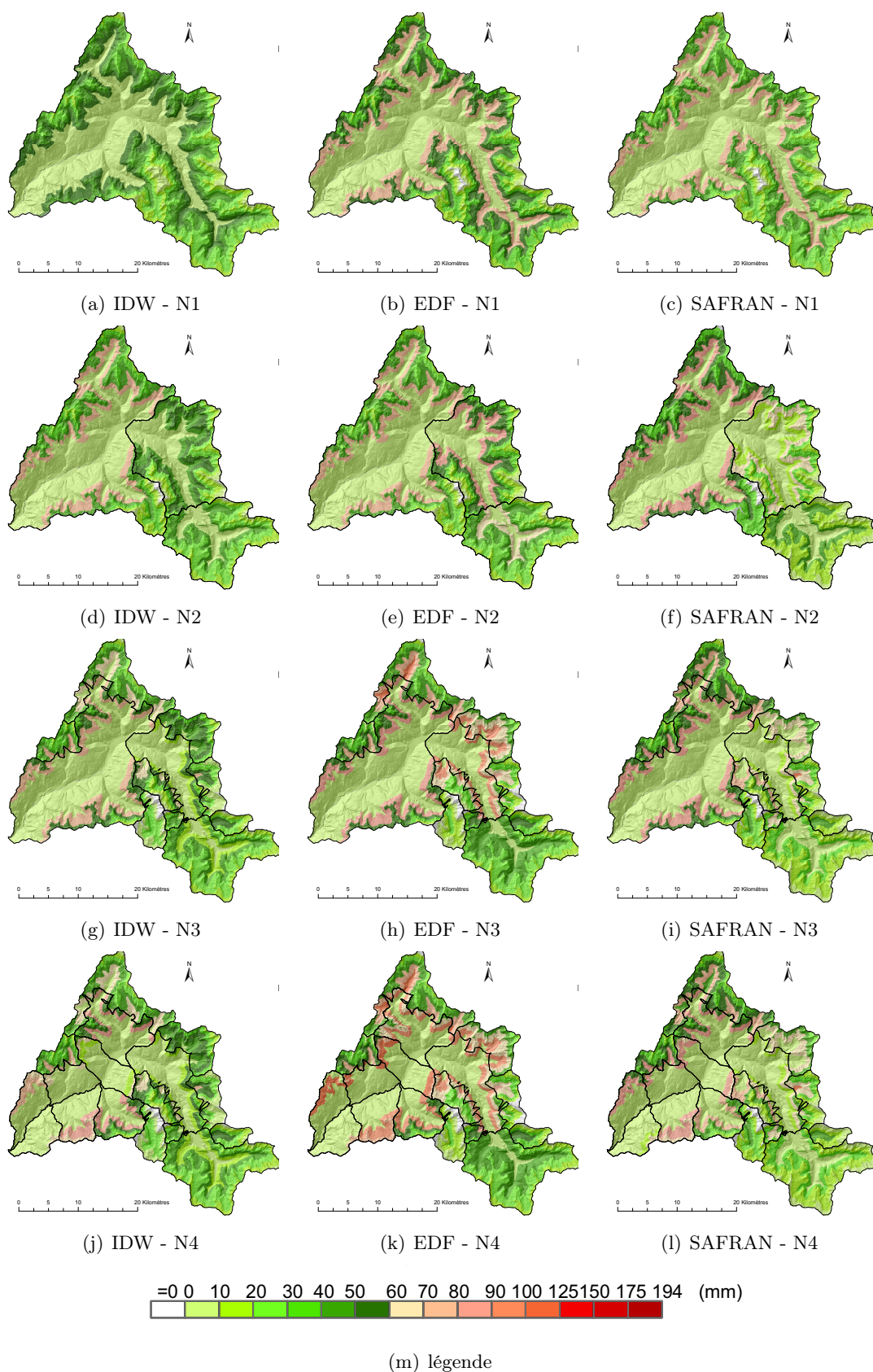


FIGURE U.8 – Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode mai 2001 (cumul du 29 au 31 mai).

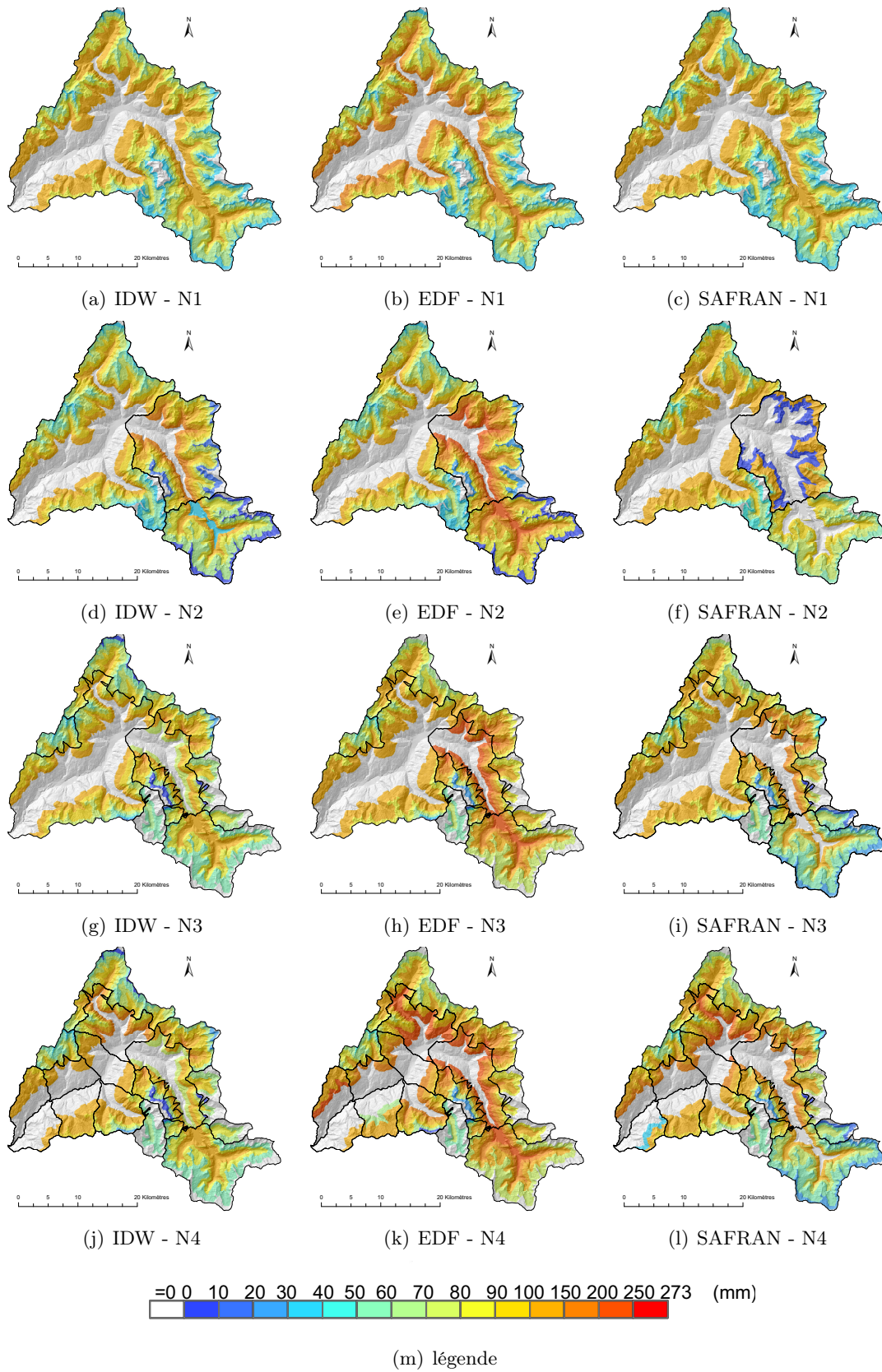
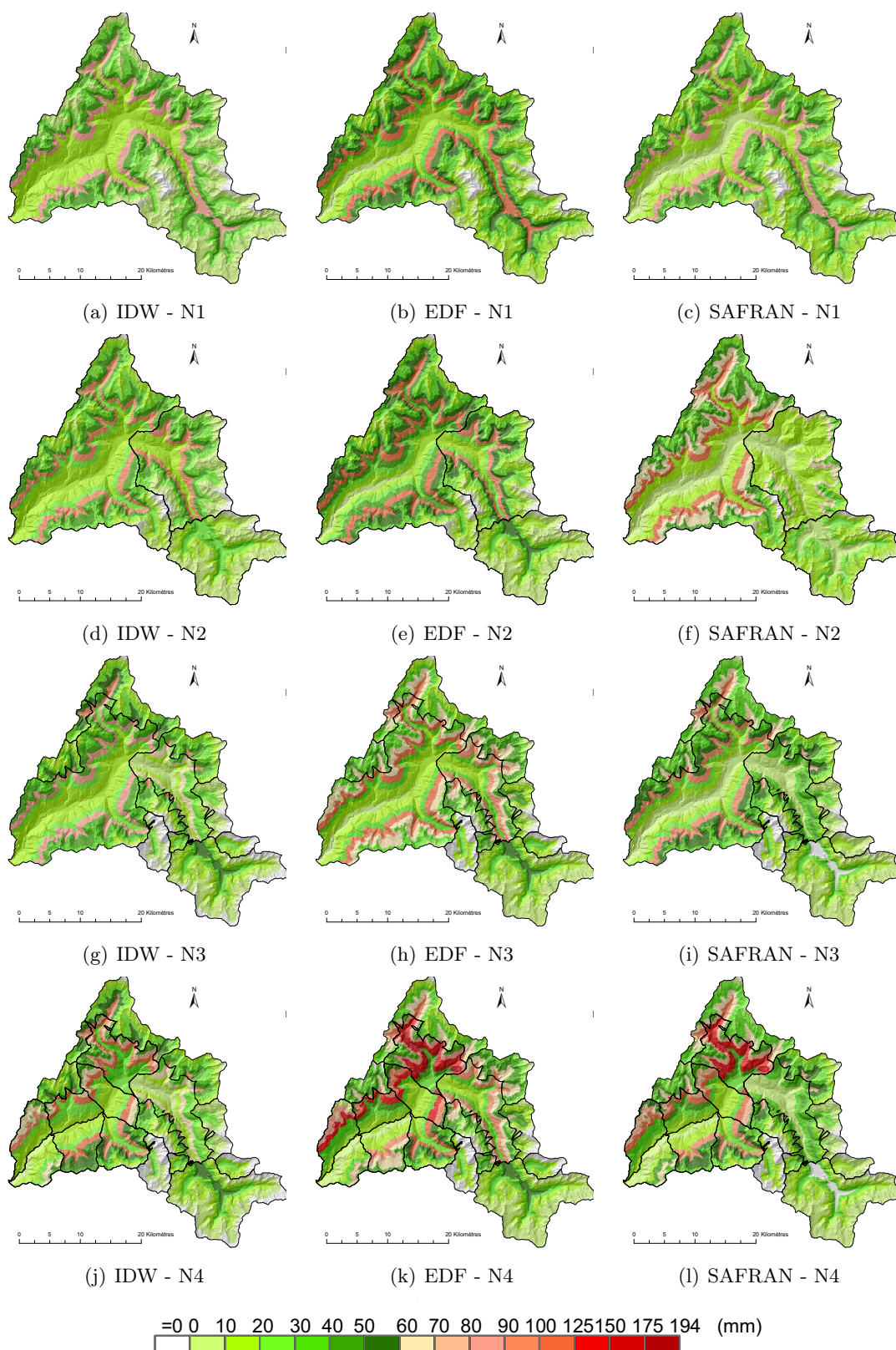


FIGURE U.9 – Sensibilité de la lame de fonte simulée à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 1999 (cumul du 11 au 14 mai).



(m) légende

FIGURE U.10 – Sensibilité de la lame d'écoulement rapide simulée (réservoir SWMM) à la discrétisation du bassin de l'Isère à Moûtiers pour les 3 estimations de précipitation testées et concernant l'épisode de mai 1999 (cumul du 11 au 14 mai).

Annexe V

Méthode de calage automatique DREAM

L'outil DREAM est basé sur une méthode dérivée de celle de MCMC (Markov Chain Monte-Carlo; Metropolis *et al.* 1953), qui en se basant sur une évolution auto-adaptative différentielle liée à la population étudiée permet d'estimer plus efficacement la fonction de densité de probabilité des paramètres d'un modèle hydrologique pour des cas complexes et multidimensionnels. Les méthodes de la Chaîne de Markov Monte Carlo (MCMC) sont souvent employées dans de nombreux domaines d'étude pour estimer les propriétés moyennes de systèmes complexes. Dans la pratique, cependant, le temps au bout duquel le système converge est souvent assez long. Cela est souvent causé, d'après l'étude de (Vrugt *et al.* 2008), par une mauvaise sélection de la distribution proposée utilisée pour générer des combinaisons d'essai dans la chaîne de Markov. Il montre que des améliorations importantes de l'efficacité de la simulation MCMC peuvent être obtenues en utilisant une stratégie fondée sur une évolution auto-adaptative différentielle basée sur la population. Concernant le programme d'optimisation DREAM, il est nécessaire de lui indiquer pour chaque modèle :

- le nombre total de paramètres à caler ntp ;
- les bornes inférieures et supérieures de la gamme de valeurs que peuvent prendre chaque paramètre (tableau 5.7) ;
- le nombre maximum d'évaluations de fonction ne (nombre d'itérations qu'on a laissé par défaut égal à 10000) ;
- le nombre de projets np à générer simultanément (séries géométriques qu'on a laissé par défaut égal à 10) ;
- le type de critère d'optimisation numérique co : il s'agit de l'erreur entre débits mesurés et débits simulés.

Ce système génère ensuite simultanément de multiples chaînes différentes ($np*ntp$) pour une exploration globale jusqu'à atteindre ne , et règle automatiquement l'échelle et l'orientation de la distribution proposée dans des sous-espaces aléatoires durant la recherche. De cette manière, il arrive enfin assez rapidement à converger vers le jeu de paramètre optimal en fonction bien évidemment de co . Selon le même auteur, le schéma de DREAM améliore considérablement

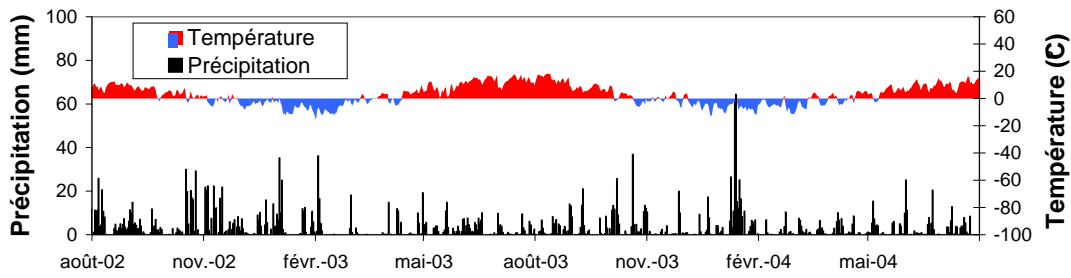
l'application de la simulation MCMC à des problématiques de recherche complexes et multimodaux.

Par ailleurs, ce test a été effectué avec l'outil GSM-SOCONT (Schaeffli *et al.* 2005), dont l'accès au code a permis d'y intégrer l'optimisateur automatique DREAM.

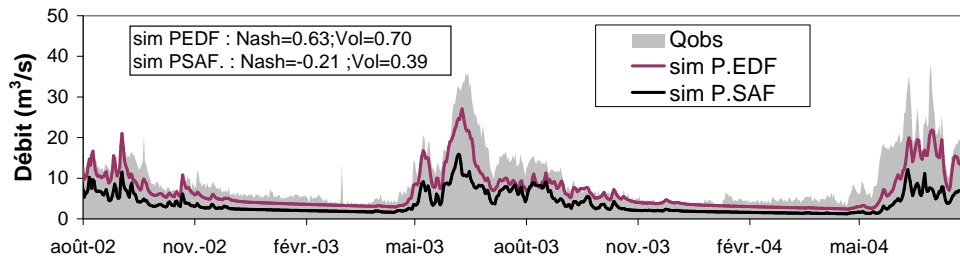
Néanmoins plusieurs tests de calage ont été effectués et les résultats obtenus n'ont pas été entièrement satisfaisants : ces optimisations ont en effet conduit à des valeurs de paramètres incohérents, ou encore à des jeux de paramètres tellement optimisés pour respecter le critère d'optimisation numérique que cela empêche de générer des simulations fiables (allure générale non acceptable), voire même qui s'empêchent de représenter fidèlement les pointes de crues. Ces constatations ne remettent pas en cause le principe sur lequel l'outil est basé mais plutôt le fait que cette méthode de calage automatique exige une réflexion et un travail supplémentaires qui nous aurait permis d'obtenir des résultats pertinents.

Annexe W

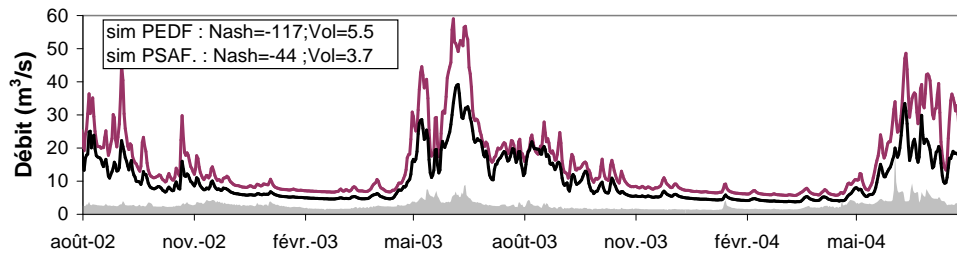
Simulations du modèle sans ouvrages I1



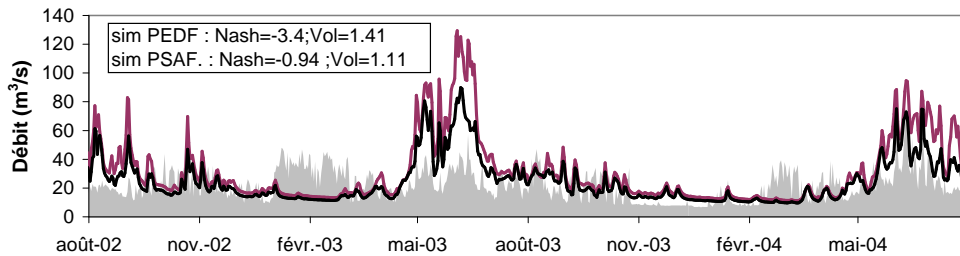
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Entrants de la retenue de Tignes

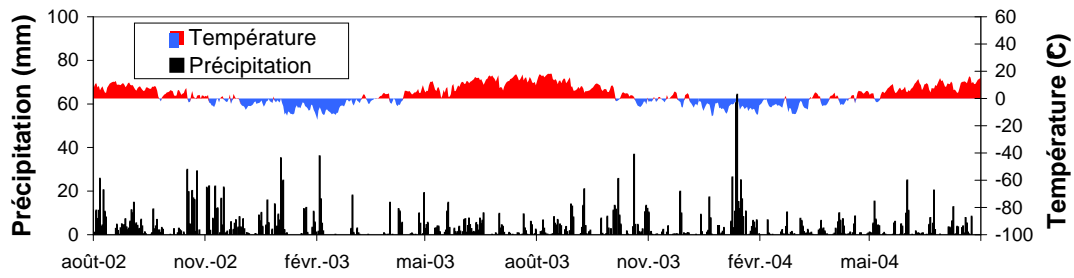


(c) Isère à Malgovert Amont

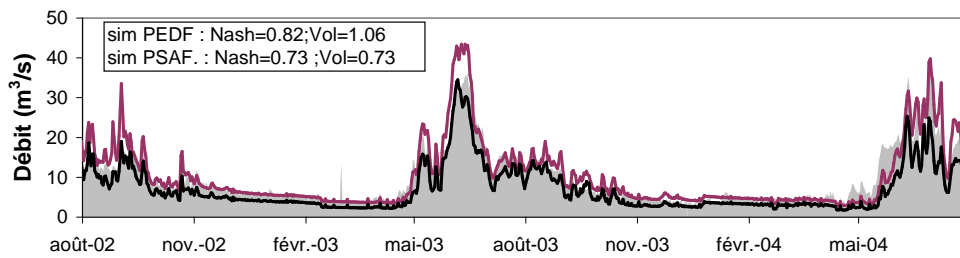


(d) Isère à Moûtiers

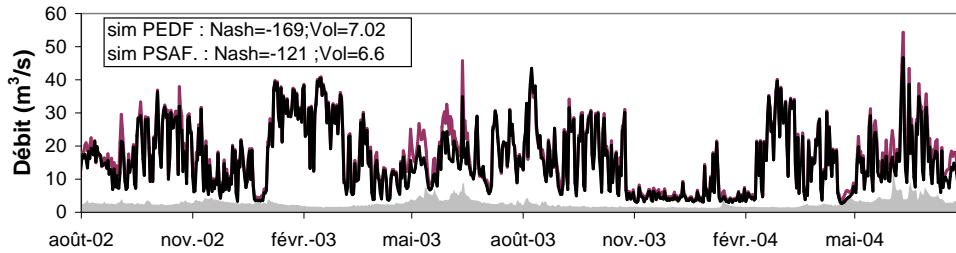
FIGURE W.1 – Comparaison des débits simulés sans prise en compte des ouvrages et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004).



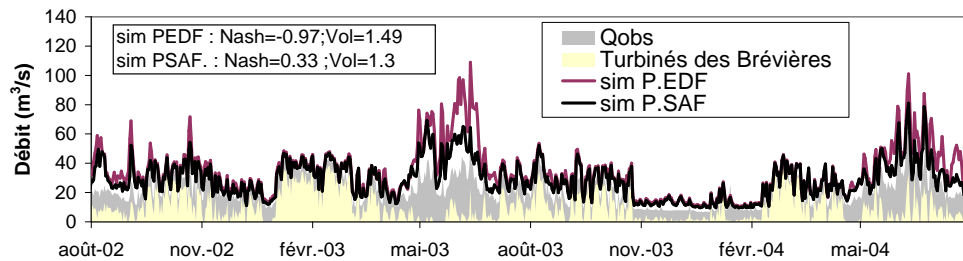
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Entrants de la retenue de Tignes

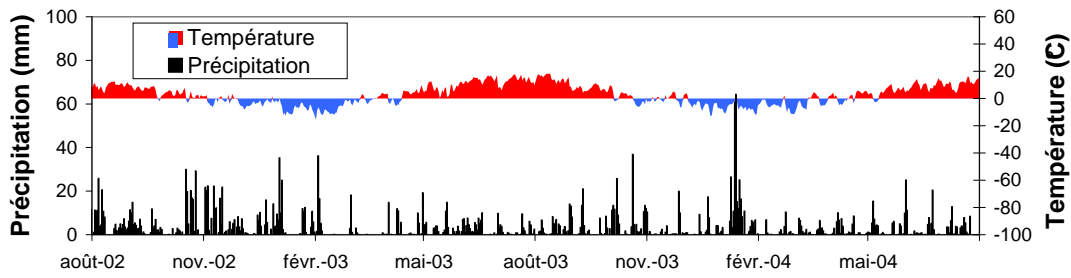


(c) Isère à Malgovert Amont

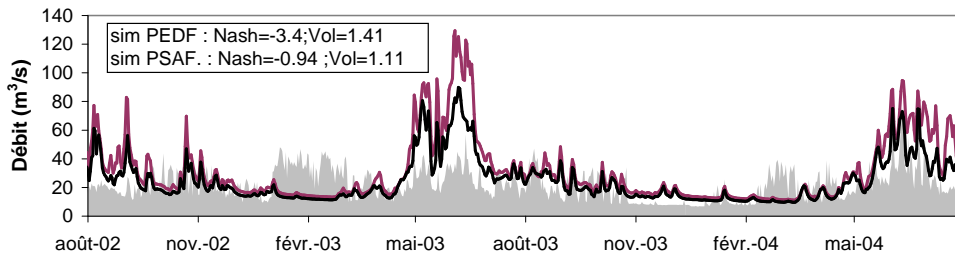


(d) Isère à Moûtiers

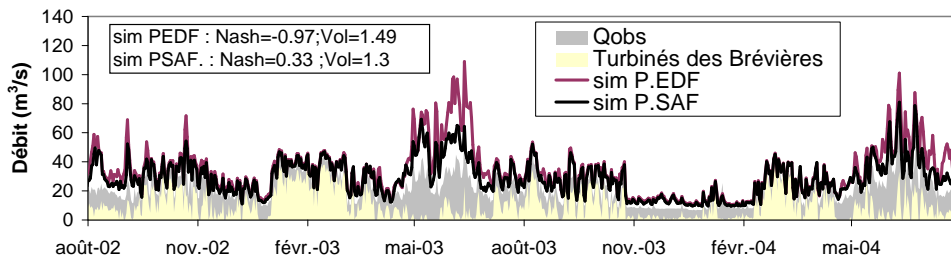
FIGURE W.2 – Comparaison des débits simulés avec prise en compte de l'aménagement de la retenue de Tignes et des débits observés de l'Isère à l'entrée du réservoir de Tignes, à Malgovert Amont et à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004).



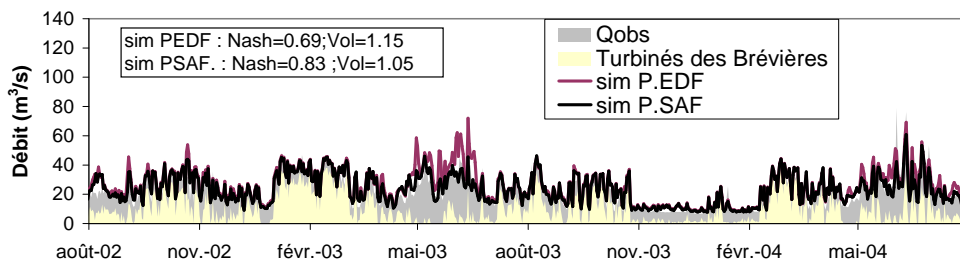
(a) Précipitation SAFRAN et Température IDW moyennes du bassin



(b) Simulation I1



(c) Simulation I2



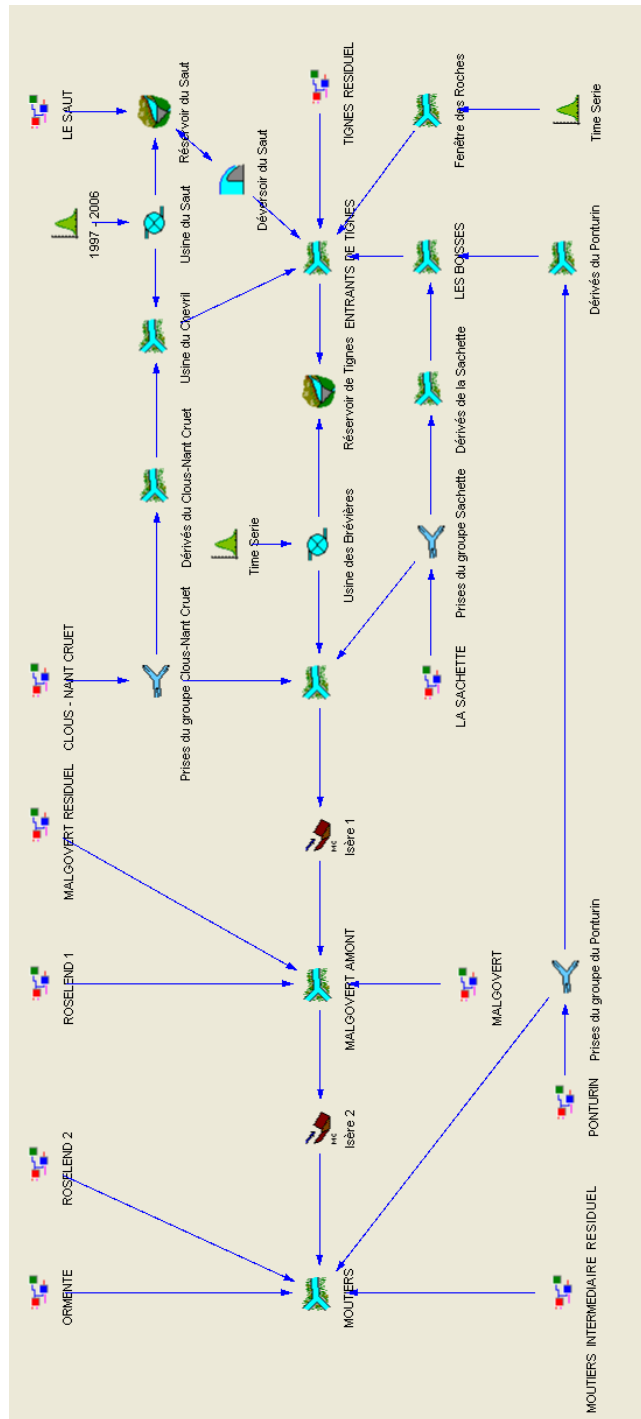
(d) Simulation I3

FIGURE W.3 – Sensibilité des simulations de débits à la représentation des ouvrages dans le modèle. Débits de l'Isère à Moûtiers (du 01/08/2002 au 31/07/2004). Modèle I1 : sans ouvrages; Modèle I2 : représentation de l'aménagement de Tignes; Modèle I3 : représentation des aménagements de Tignes, de Malgovert, des Saucés et des organes de dérivation vers la retenue de Saint-Guérin.

Annexe X

Visualisation de premier niveau des modèles intégrant les ouvrages

- X.1 Visualisation de premier niveau des modèles I2 à I3 intégrant les ouvrages
- X.2 Visualisation de premier niveau des modèles N5I3 des sous-bassins Ponturin-Sachette et de Roselend



(a)

FIGURE X.1 – Vue de premier niveau du modèle I2 : représentation de l’aménagement de la retenue de Tignes.

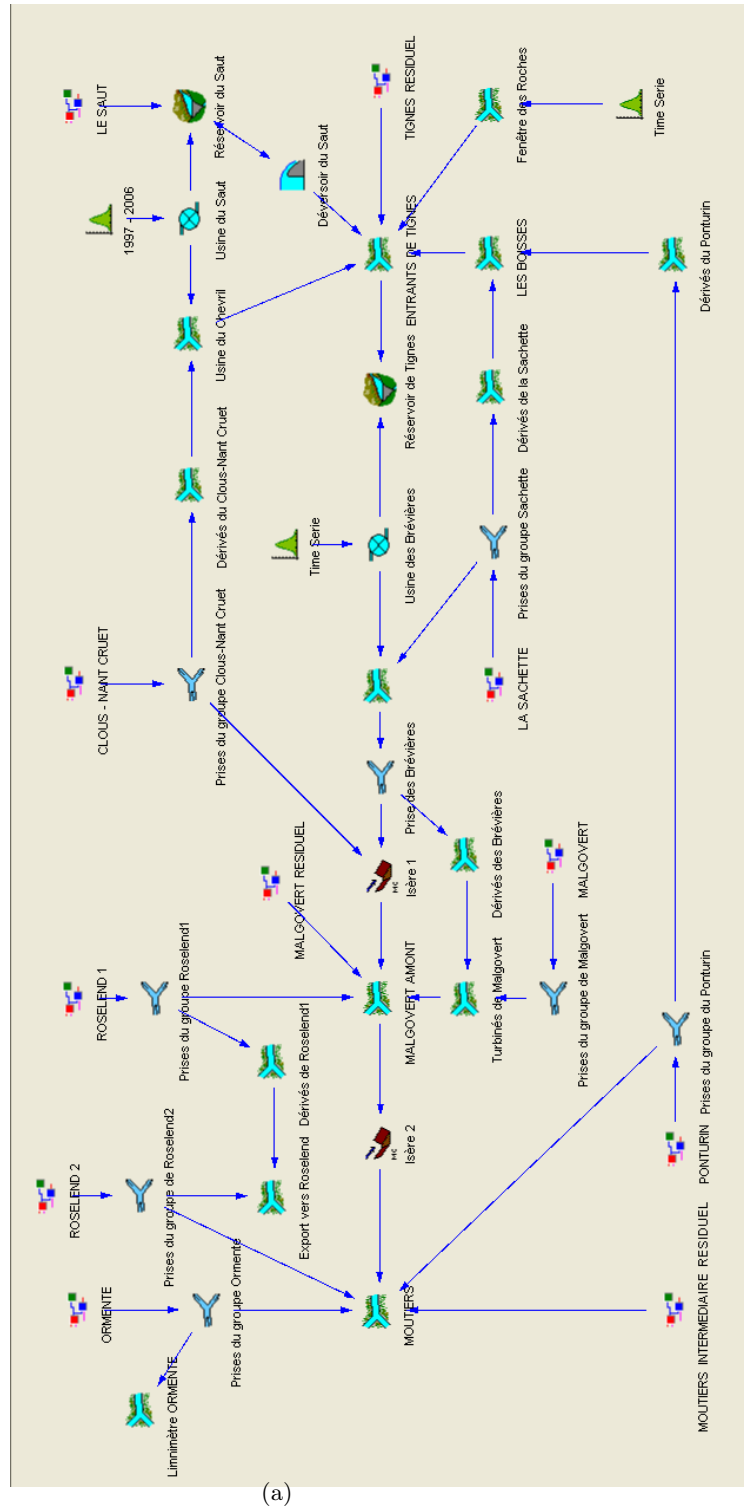
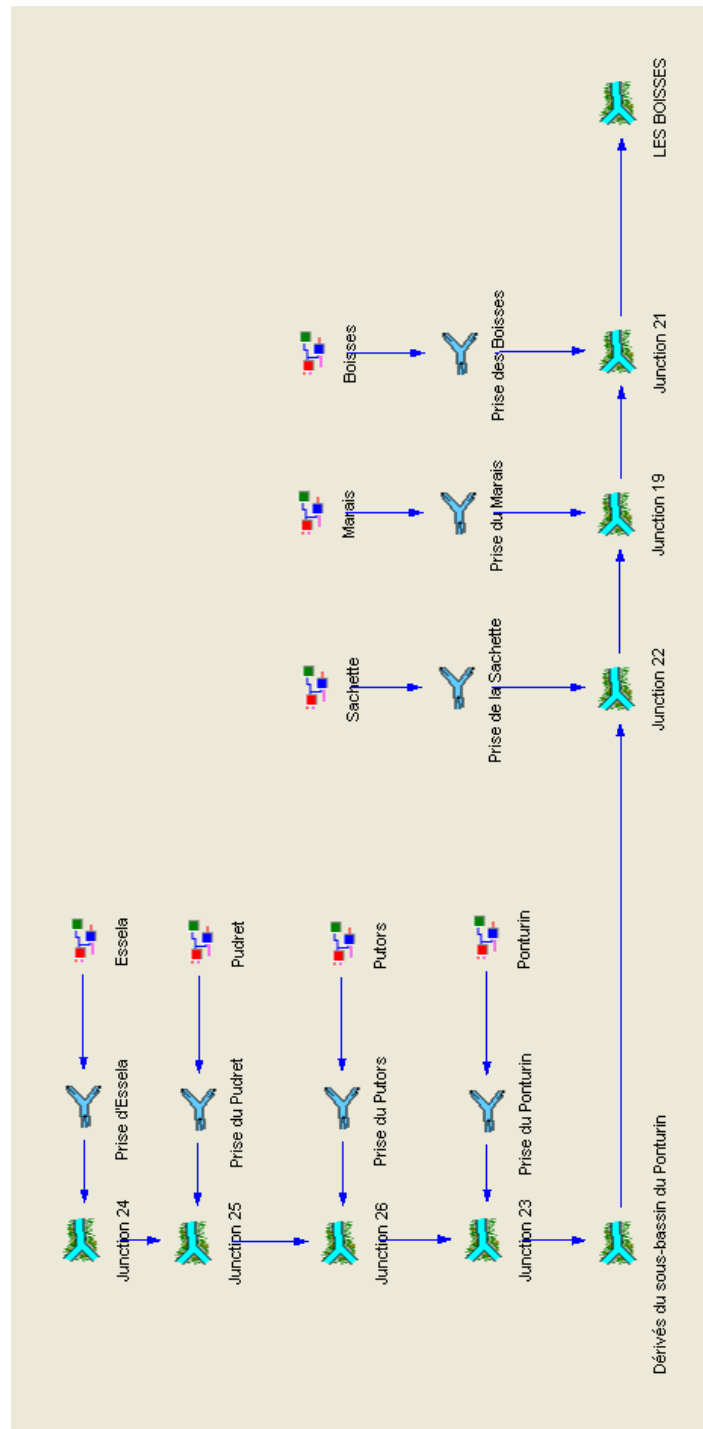


FIGURE X.2 – Vue de premier niveau du modèle I3 : représentation de l’aménagement de la retenue de Tignes et des autres organes de dérivation (aménagements de l’usine de Malgovert et des Saucés, et de la dérivation vers la retenue de Saint-Guérin).



(a)

FIGURE X.3 – Vue de premier niveau du modèle N5I3 des sous-bassins du Ponturin et de la Sachette : représentation de l'hydrométéorologie des sous-bassins amonts de chaque prise.

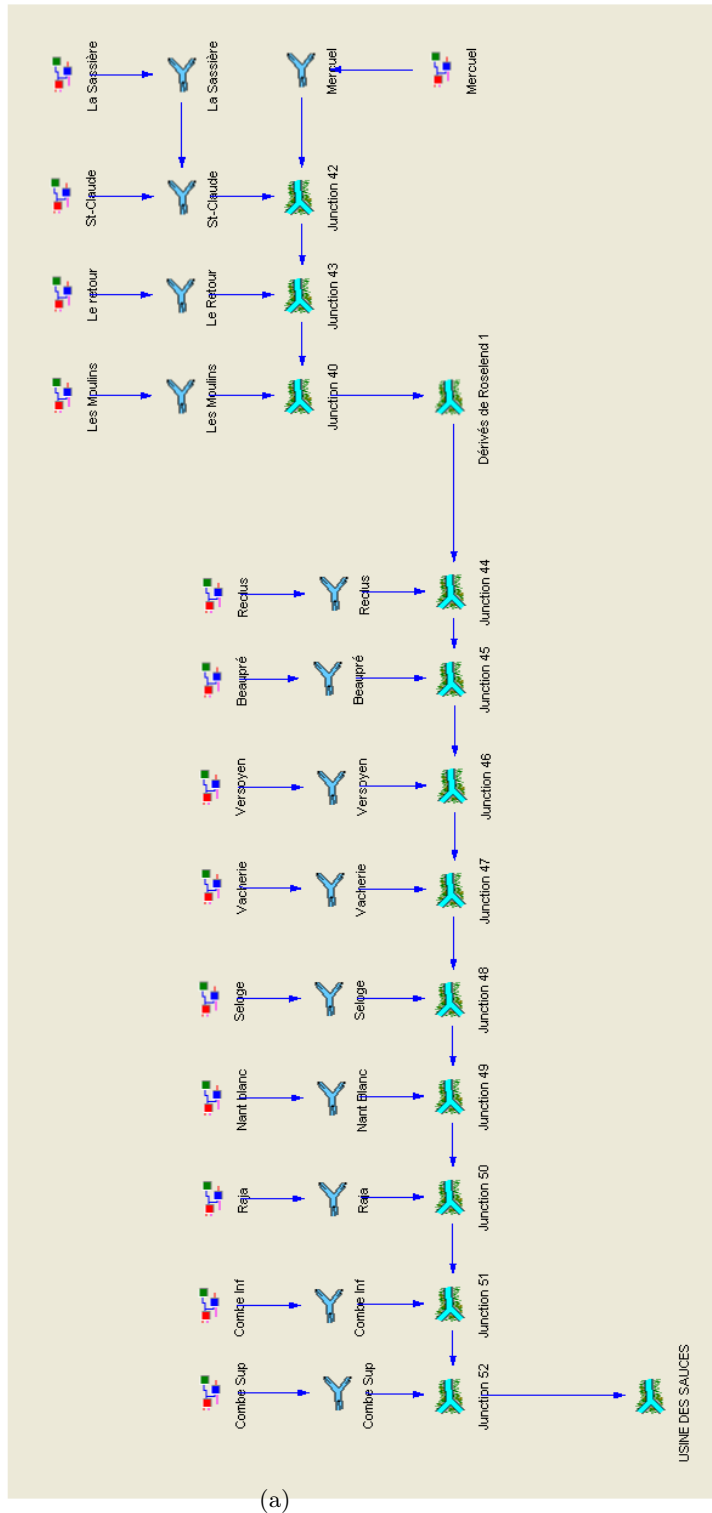


FIGURE X.4 – Vue de premier niveau du modèle N5I3 des sous-bassins de Roselend : représentation de l’hydrométéorologie des sous-bassins amonts de chaque prise.

Annexe Y

Résultat de la validation croisée pour l'estimation du forçage horaire des précipitations

	0	0.2	0.4	0.6	0.8	1	1.2	1.4	1.6	1.8	2	2.2	2.4
ValdIsere	0.51	0.51	0.48	0.46	0.43	0.4	0.35	0.32	0.32	0.31	0.27	0.27	0.25
Tignes	0.53	0.5	0.52	0.47	0.45	0.42	0.39	0.39	0.37	0.34	0.36	0.34	0.33
Bonneval	0.21	0.2	0.2	0.19	0.19	0.18	0.17	0.21	0.21	0.2	0.19	0.17	0.14
Contamines	0.47	0.46	0.43	0.39	0.39	0.38	0.36	0.41	0.4	0.37	0.36	0.33	0.31
Roselend	0.5	0.47	0.44	0.4	0.39	0.37	0.35	0.33	0.32	0.29	0.29	0.25	0.25
Versoye	0.48	0.43	0.39	0.35	0.33	0.3	0.28	0.26	0.25	0.23	0.19	0.17	0.13
SteFoy	0.37	0.32	0.31	0.26	0.24	0.2	0.17	0.14	0.15	0.14	0.11	0.1	0.12
Valmorel	0.48	0.42	0.39	0.37	0.34	0.33	0.29	0.26	0.25	0.21	0.2	0.17	0.13
Vignotan	0.56	0.52	0.51	0.45	0.44	0.4	0.35	0.31	0.28	0.27	0.24	0.21	0.18
Pralognan	0.39	0.33	0.31	0.28	0.28	0.27	0.24	0.22	0.19	0.18	0.16	0.11	0.07
Moûtiers	0.6	0.56	0.52	0.46	0.42	0.39	0.36	0.32	0.3	0.27	0.27	0.24	0.2
Hauteluce	0.56	0.56	0.53	0.49	0.48	0.46	0.43	0.42	0.42	0.41	0.39	0.37	0.34
Bg-St-Maur.	0.25	0.24	0.22	0.18	0.19	0.16	0.14	0.15	0.15	0.16	0.14	0.11	0.06

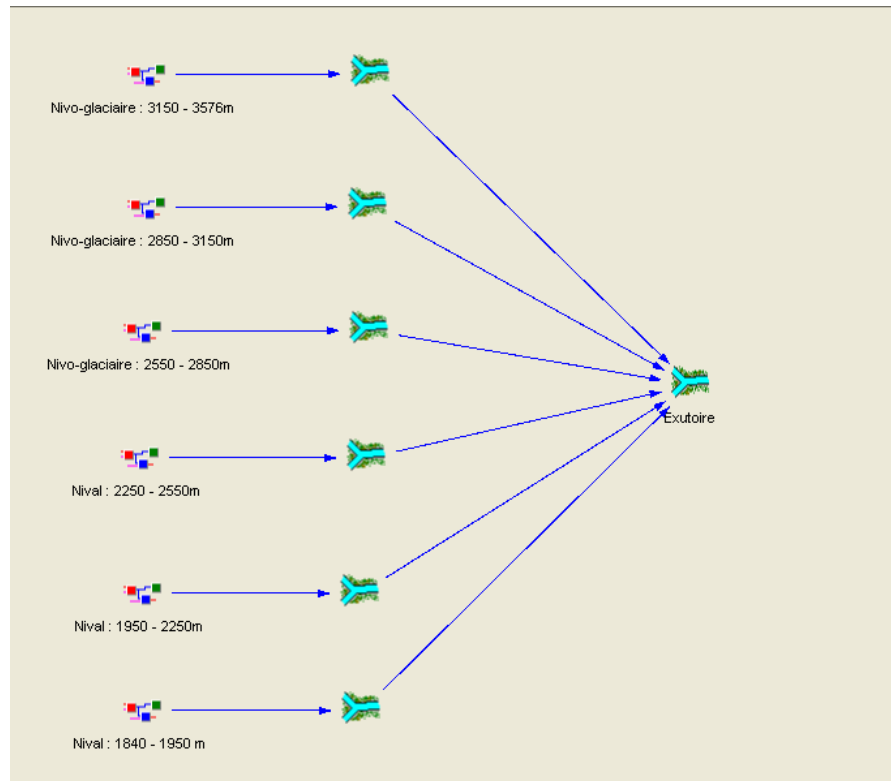
TABLEAU Y.1 – Résultat de la validation croisée pour l'estimation horaire des précipitations. Corrélation entre valeur prédite et observée pour différents seuils (de 0 mm à 2.4 mm).

	2.6	2.8	3	3.2	3.4	3.6	3.8	4	4.2	4.4	4.6	4.8	5
ValdIsere	0.27	0.28	0.29	0.25	0.19	0.18	0.07	0.08	0.13	0.1	0.04	0.04	0.06
Tignes	0.38	0.33	0.29	0.25	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.11	0.14	0.12	0.1
Bonneval	0.14	0.11	0.11	0.08	0.06	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.02	0.01	0.01
Contamines	0.3	0.34	0.32	0.3	0.24	0.22	0.19	0.26	0.28	0.23	0.19	0.17	0.16
Roselend	0.3	0.27	0.28	0.25	0.19	0.2	0.16	0.12	0.08	0.12	0.12	0.13	0.17
Versoye	0.13	0.11	0.09	0.12	0.14	0.1	0.1	0.06	0.12	0.12	0.28	0.32	0.41
SteFoy	0.1	0.06	0.04	0.02	0	0	0.04	0.09	0.08	0.01	0	0	0
Valmorel	0.08	0.06	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0	0	0.01	0.01
Vignotan	0.15	0.12	0.11	0.13	0.13	0.12	0.1	0.09	0.16	0.14	0.14	0.16	0.18
Pralognan	0.06	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01	0.08	0.04	0.08	0.1	0.14	0.13	0.13
Moûtiers	0.16	0.13	0.11	0.08	0.09	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.11	0.1
Hauteluce	0.34	0.32	0.31	0.28	0.23	0.26	0.26	0.26	0.21	0.17	0.14	0.1	0.11
Bg-St-Maur.	0.07	0.1	0.11	0.07	0.04	0.03	0	0.11	0.16	0.11	0.12	0.01	0.01

TABLEAU Y.2 – Résultat de la validation croisée pour l'estimation des précipitations horaires. Corrélation entre valeur prédite et observée pour différents seuils (de 2.6 mm à 5 mm).

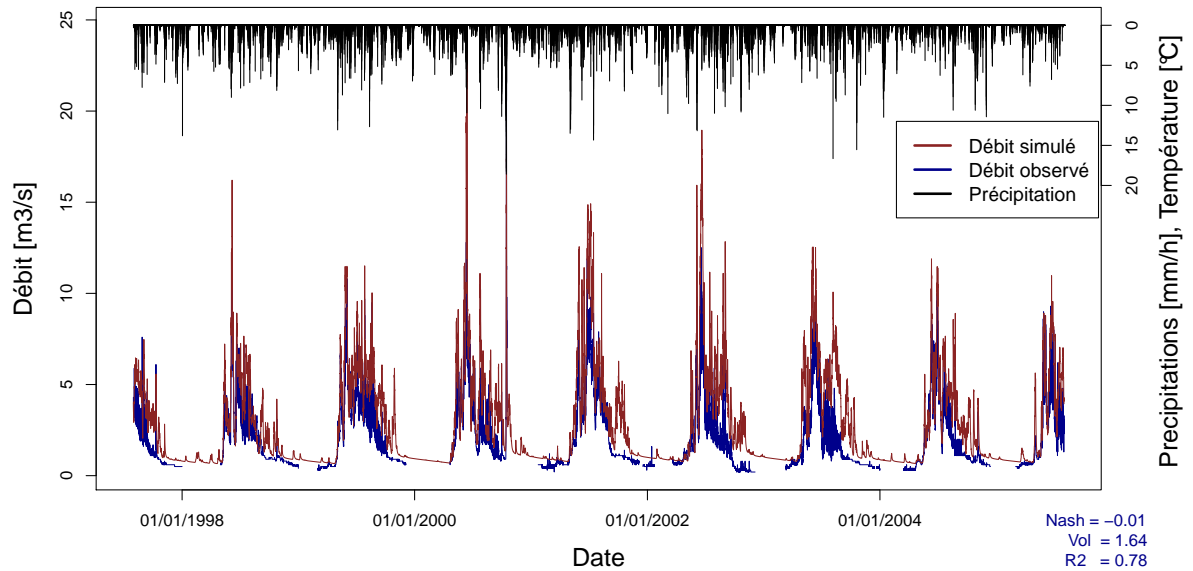
Annexe Z

Résultat des simulations horaires sur le sous-bassin de Val d'Isère

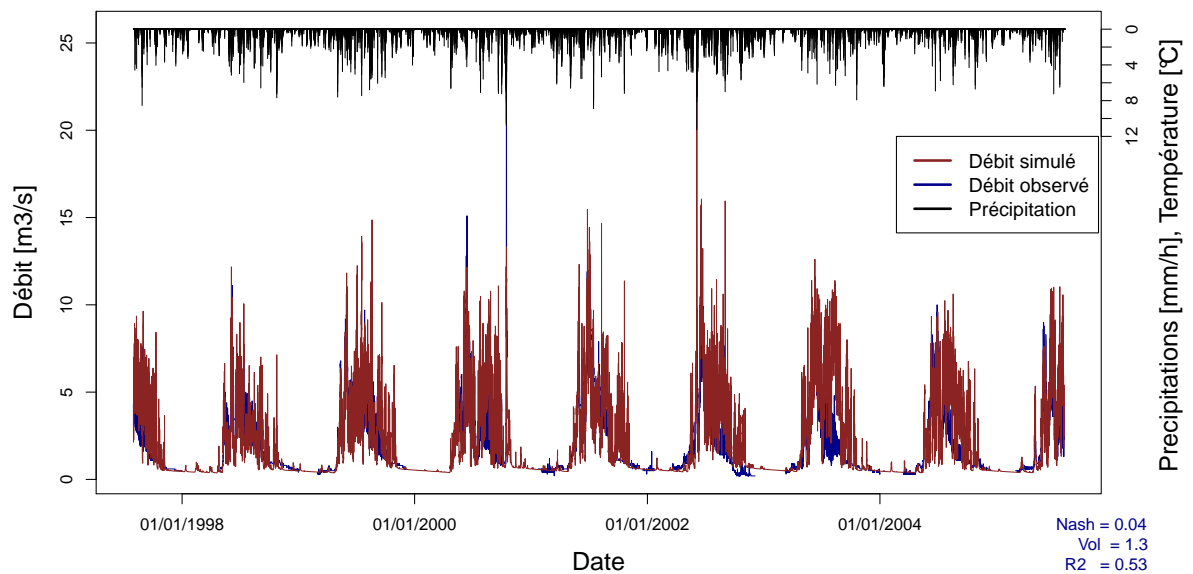


(a)

FIGURE Z.1 – Vue de premier niveau du modèle du sous-bassin de l'Isère à Val d'Isère **sans** représentation des temps de transfert des écoulements se propageant de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire.

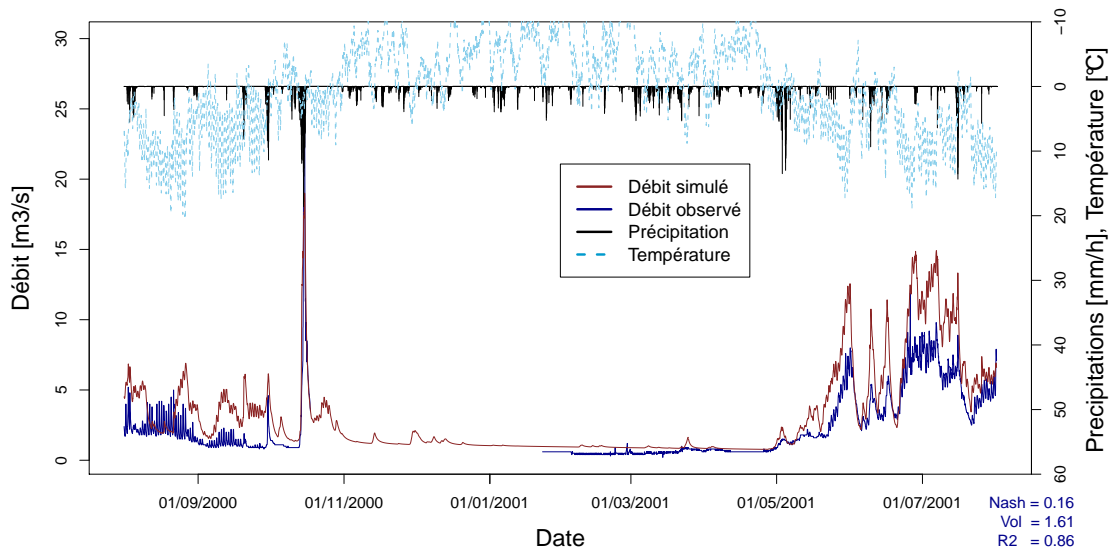


(a) simulations générées avec les PhEDF

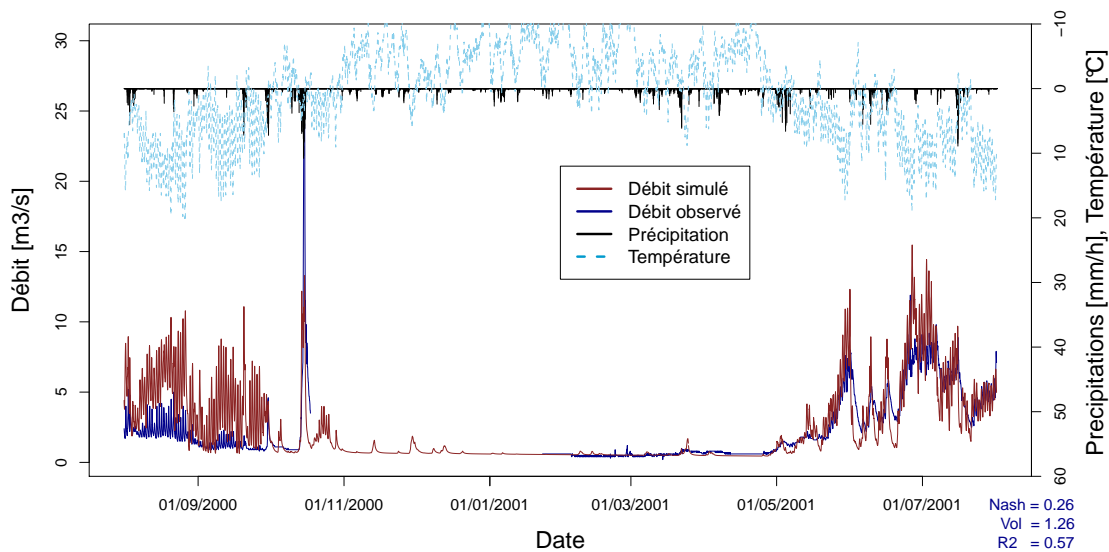


(b) simulations générées avec les PhSAF

FIGURE Z.2 – Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits horaires observés de l’Isère à Val d’Isère (sur toute la période d’étude). En haut : simulations obtenues avec les PhEDF ; en bas : simulations obtenues avec les PhSAF ;



(a) PhEDF - sans recalage ni temps de transfert



(b) PhSAFRAN - sans recalage ni temps de transfert

FIGURE Z.3 – Comparaison des débits simulés sans recalage du modèle journalier, ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits observés de l'Isère à Val d'Isère, avec les forçages PhEDF et PhSAFRAN de précipitation issue de la désagrégation horaire des réanalyses EDF et SAFRAN respectivement, pour la période allant du 01/08/2000 1h au 01/08/2001 0h.

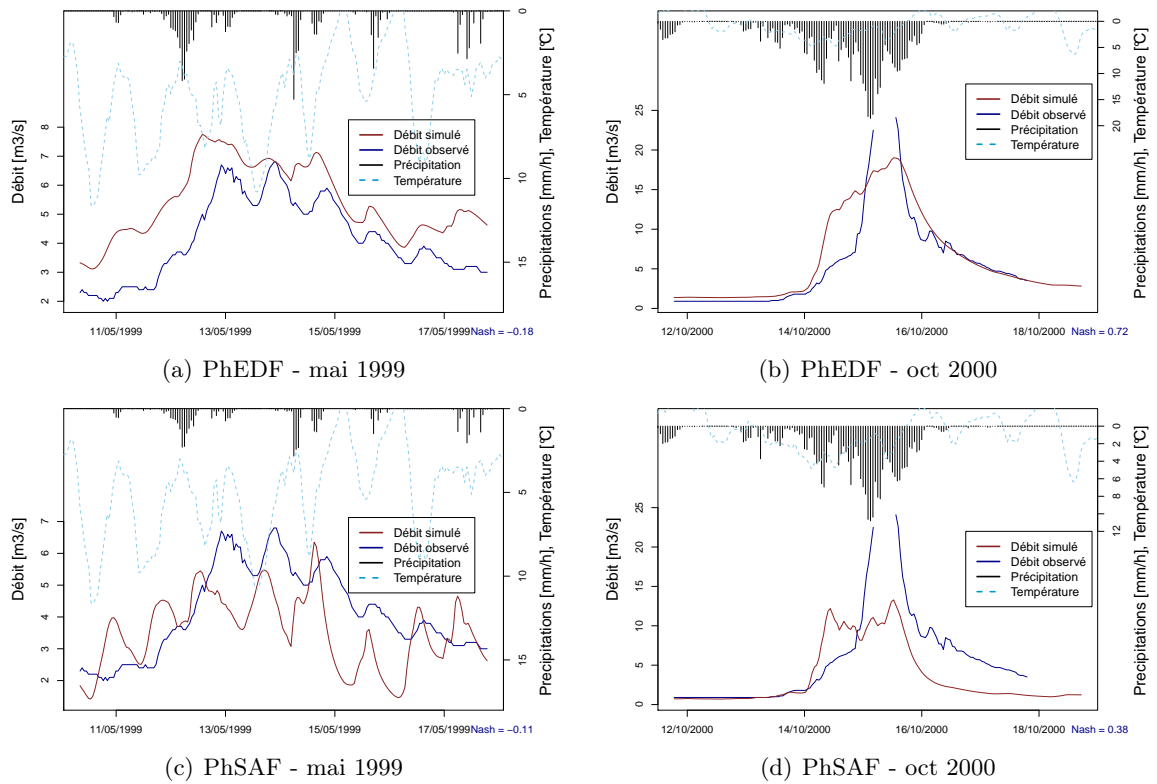


FIGURE Z.4 – Comparaison des débits simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire, et des débits observés de l’Isère à Val d’Isère pour les deux événements de crue de référence.

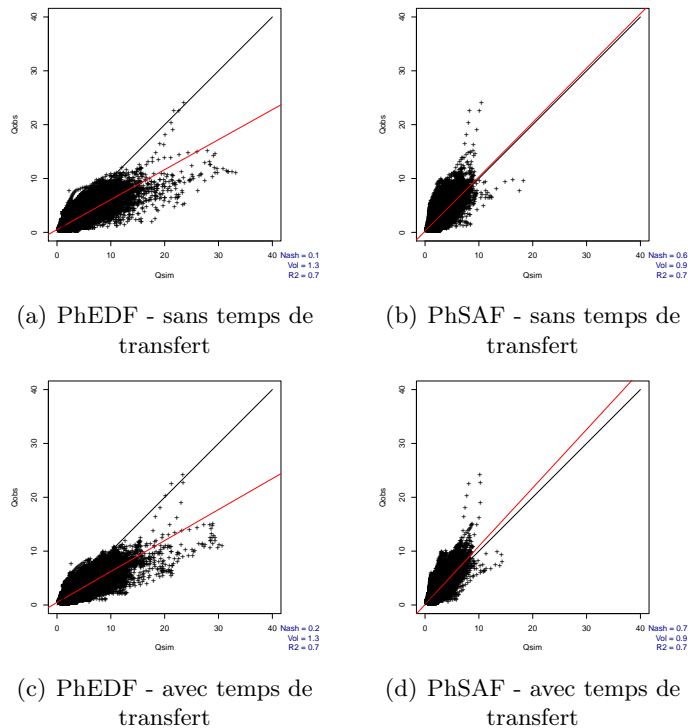
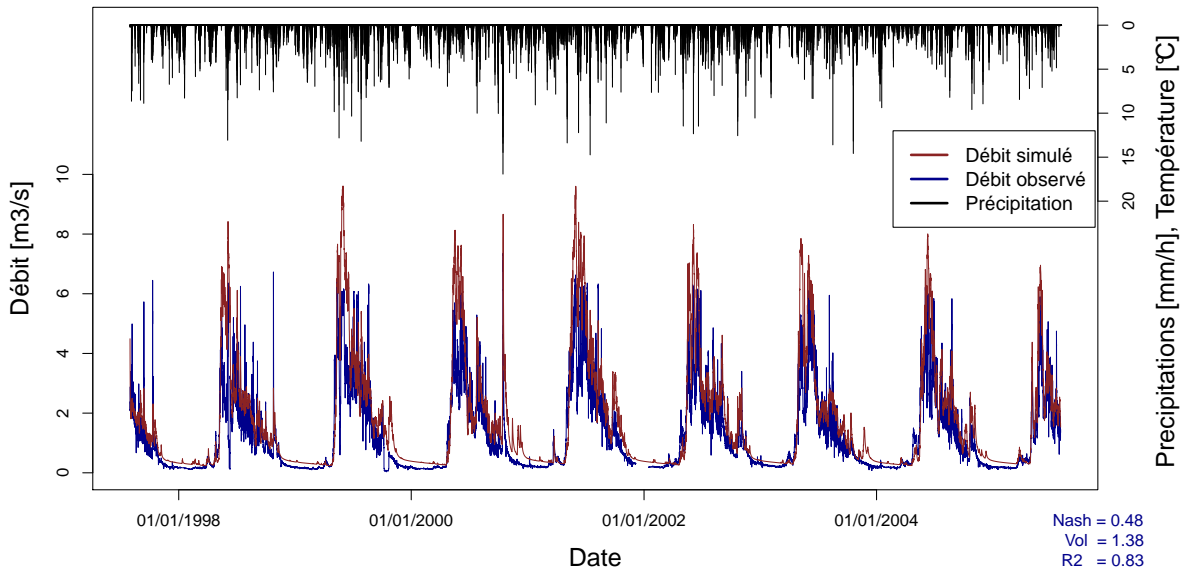
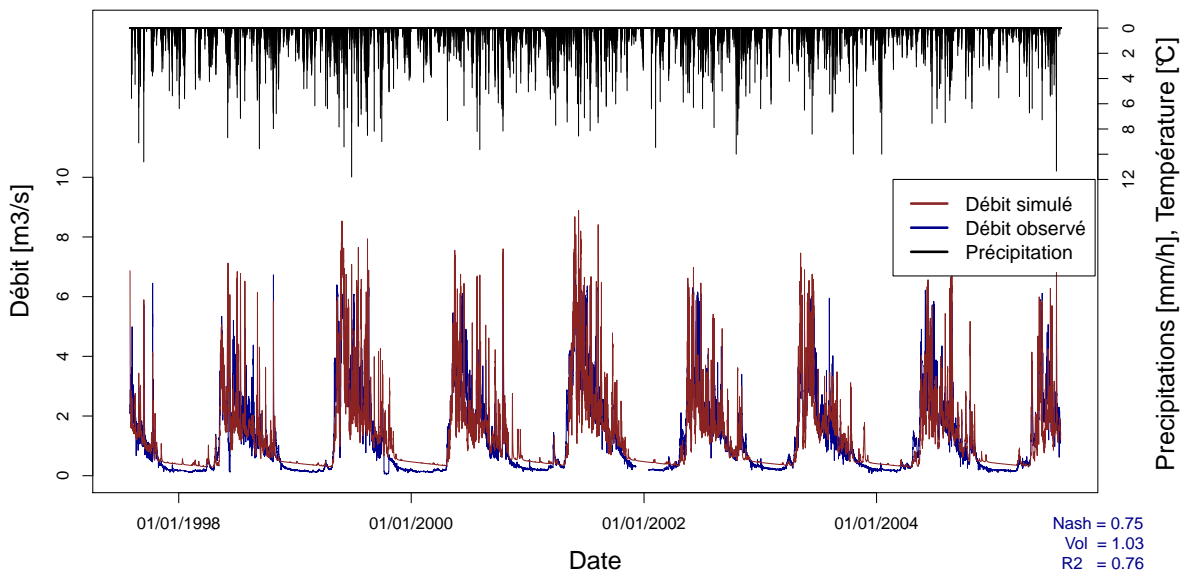


FIGURE Z.5 – Corrélation entre débits simulés sans/avec prise en compte des temps de transfert des écoulements de l’aval de chaque bande jusqu’à l’exutoire (en ordonnée), et débits observés de l’Isère à Val d’Isère en considérant toute la période d’été.



(a) simulations générées avec les PhEDF



(b) simulations générées avec les PhSAF

FIGURE Z.6 – Comparaison des débits horaires simulés sans recalage ni prise en compte des temps de transfert des écoulements de l'aval de chaque bande jusqu'à l'exutoire, et des débits horaires observés de l'Isère aux Boisses (sur toute la période d'étude).

Thèse de doctorat :

**EVOLUTION VERS UN SYSTEME INTEGRE DE
PREVISION DES CRUES : LE BASSIN DE L'ISERE A MOÛTIERS
- PRISE EN COMPTE DES AMENAGEMENTS HYDROELECTRIQUES -**

Analyse spatio-temporelle du régime hydrométéorologique.

Impact sur les simulations de débits journaliers.

Prise en compte des aménagements hydro-électriques dans la modélisation hydrologique.

Estimations des forçages horaires et impact sur les simulations de pointes de crue.

Application au bassin nival influencé de l'Isère à Moûtiers.

Nom de l'auteur :

Aurélien CLAUDE

Établissement :

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Laboratoire :

**Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF**

Résumé : La prévision des crues de l'Isère en amont de Grenoble est une préoccupation majeure du SPC AN qui souhaite faire évoluer son système en intégrant une prévision hydrométéorologique, afin de pouvoir étendre les délais d'anticipation. Ce bassin, de régime à dominante nivale intègre un important dispositif hydroélectrique modifiant le régime naturel des écoulements. Le sous-bassin de l'Isère à Moûtiers, d'une surface proche du millier de km², comporte les caractéristiques typiques de l'ensemble du bassin. Il constitue une zone test idéale qui permettra d'appréhender judicieusement la modélisation hydrologique complète à terme du bassin de l'Isère à Grenoble. Dans le cadre du projet ALCOTRA - RiskNat, le modèle RS2 (Dubois et al., 2000) développé au LCH-EPFL et adapté au contexte Alpin a été employé. Ce modèle constitue un bon compromis entre une approche qui permet d'intégrer les spécificités de la zone d'étude et une souplesse de mise en oeuvre, qui sur le plan opérationnel, est un atout capital. La complexité du réseau hydraulique en présence a impliquée une modélisation en deux étapes : calibration du modèle en conditions naturelles puis intégration des ouvrages. Plusieurs discrétisations spatiales du bassin plus ou moins détaillées ont été proposées pour représenter les aménagements dans le modèle. Ces discrétisations spatiales ont permis dans un premier temps d'analyser l'impact de la représentation des forçages météorologiques sur les termes du bilan hydrologique simulé en conditions naturelles au pas de temps journalier. Dans un second temps, un découpage en 11 sous-bassins a été conservé afin de représenter les aménagements. On montre qu'une méthode simple pour les considérer peut s'avérer suffisante, à condition d'introduire dans le modèle la série temporelle des débits sortants du réservoir du Tignes. Par ailleurs, une relation d'équivalence pour la représentation des prises d'eau permet de favoriser la souplesse du modèle. Néanmoins, à terme, cet outil doit permettre au SPC de se baser sur une estimation fine du débit de crue, ce qui exige d'intégrer un pas de temps horaire, adapté au temps de réponse du bassin et aux échéances d'émission des prévisions. La mise en oeuvre de cette prévision horaire est alors plus complexe et requiert une représentation plus détaillée des processus hydrométéorologiques et hydrauliques. Un premier diagnostic a été proposé pour identifier les points critiques de ce passage à l'horaire et fournir des pistes pour l'implémentation en opérationnel. Des premiers résultats encourageants de modélisation horaire, sur plusieurs sous-bassins, d'abord non aménagé puis aménagé, sont présentés.

Mots-clés : prévision des crues, aide à la décision, régime nival, aménagements hydroélectriques, modélisation hydrologique, discrétisation spatiale, précipitation.