

REGIONALISATION DES PRECIPITATIONS SUR LES MASSIFS MONTAGNEUX FRANÇAIS A L'AIDE DE REGRESSIONS LOCALES ET PAR TYPES DE TEMPS

Frédéric GOTTARDI ¹, Charles OBLED ², Joël GAILHARD ¹ et Emmanuel PAQUET ¹

¹ EDF-DTG

21, avenue de l'Europe
38000 Grenoble
frederic.gottardi@edf.fr

² INPG/LTHE

1025, rue de la piscine
Domaine Universitaire
38400 St Martin d'Hères
charles.obled@hmg.inpg.fr

Résumé

Les phénomènes météorologiques en montagne sont influencés par de nombreux facteurs tels que le relief ou l'altitude, et possèdent de ce fait une grande variabilité spatiale, qui rend l'hydrométéorologie des bassins versants de montagne particulièrement complexe. Au regard de cette hétérogénéité spatiale, les postes d'observations sont à ces altitudes trop peu nombreux. Les mesures sont de plus réalisées dans des conditions parfois difficiles (neige, vent) et sont donc souvent entachées d'importantes incertitudes. En conséquence, l'estimation des stocks de neige et des précipitations, primordiale pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'EDF (Électricité De France), reste encore aujourd'hui sujette à des incertitudes non négligeables. Une thèse menée actuellement au sein de l'équipe hydrologie de EDF-DTG (Direction Technique Générale) a, parmi ses objectifs, le développement d'un outil d'interpolation des précipitations en zones de montagne. Ce dernier permettrait à terme de progresser vers une vision spatialisée et cartographiée de la pluie et de la neige mesurées sur les bassins versants faisant l'objet d'une prévision opérationnelle. Pour développer ce modèle, une très vaste base de données a été constituée, regroupant des données françaises (EDF-DTG et Météo France) mais également suisses, italiennes et espagnoles. Cet outil repose sur un Modèle Numérique de Terrain de maille 1 km. Sur chaque pixel, l'effet orographique, considéré comme prépondérant dans l'explication des précipitations en montagne, est modélisé par une relation linéaire reliant les précipitations à l'altitude. Cette relation s'appuie sur les points de mesure situés à proximité du pixel, dont le mode de sélection et de pondération conditionne la qualité des résultats. Une classification en types de temps est introduite, afin de prendre en compte les variations du gradient orographique de précipitation en fonction du type de circulation atmosphérique considérée. L'utilisation de la validation croisée entre les stations et du bilan hydrologique intégré sur des bassins versants, a permis d'évaluer le niveau de restitution du modèle sur les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central. On peut considérer les résultats comme très encourageants au regard de ceux obtenus par d'autres méthodes, ce qui est sans doute le fait du caractère résolument régional du mode de reconstitution des précipitations.

Mots clé : précipitation, spatialisation, effet orographique, zones de montagne, type de temps.

Abstract

Regionalization of precipitations on the French mountains using local regressions and weather types

The estimation of snow storage and precipitation in mountainous watersheds is essential for managing hydroelectric reservoirs of EDF (Electricité De France). It still remains subject to considerable uncertainties. EDF-DTG (Direction Technique Générale) currently seeks to develop some tools for robust interpolations, able to provide a reliable estimate of precipitation and snow water equivalent at any point in mountainous areas. The developed tools are essentially based on the ground network of EDF-DTG, which measures precipitations, snow depth and water equivalent over French mountains. In the long term, these tools should make it possible to progress towards a better spatial vision of the daily or "event" precipitation, as well as of the snow cover on the ground, based on measurements taken all over the basins requiring an operational hydrological forecast. To develop this model, a very large database was collected for the main mountainous areas, gathering precipitation data from France but also Switzerland, Italy and Spain. This tool makes use of a Digital Elevation Model with a mesh of 1x1 km. Since the orographic effect is dominant in the explanation of precipitations in mountain, a

linear relation is considered for each pixel to connect precipitation to elevation. This procedure takes into account a specific distance between the target pixel and the measurement points located in its vicinity, whose mode of selection and weighting conditions the quality of the results. The use of a cross validation made it possible to evaluate the level of accuracy of the model for the Alps, the Pyrenees, and the Central mountains. One can regard the results as very encouraging taking into consideration those obtained by other methods, which is undoubtedly the fact of the local character of this mode of reconstitution.

Keywords: precipitation, spatialisation, orographical effect, mountainous areas, weather pattern.

Introduction

L'estimation de la lame d'eau précipitée sur un bassin versant montagneux est un problème difficile, sur lequel l'hydrologue de montagne ne peut encore aujourd'hui proposer une réponse qui ne soit pas entachée d'une forte incertitude. La trop faible densité des réseaux d'observation au regard de l'extraordinaire variabilité spatiale des phénomènes météorologiques en montagne en est indubitablement la principale cause. Ces stations de mesure déjà si parcimonieusement réparties en montagne, sont de plus soumises à des conditions de fonctionnement très rudes notamment l'hiver, et on ne peut que prendre avec précaution les mesures qu'elles fournissent.

L'objectif des paragraphes qui suivent est de présenter une approche simple et robuste d'estimation des précipitations sur les massifs montagneux français. Ce modèle d'interpolation s'appuie sur les réseaux d'observation au sol des précipitations, et cherche à reconstituer au mieux les précipitations spatiales en montagne compte tenu de la densité de ces réseaux à ces altitudes.

1. Domaine d'étude et données utilisées

Les installations hydroélectriques d'EDF sont largement concentrées sur les massifs montagneux français : Les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central essentiellement. Trois découpages géographiques ont ainsi été retenus pour lesquels nous disposons d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) de maille 1 km. La cartographie des précipitations sera développée sur ce MNT à cette échelle. Les dimensions de ces grilles sont reportées dans le tableau 1.

Grille	Dimension
Alpes	270 × 530 km
Pyrénées	440 × 140 km
Massif Central	380 × 330 km

Tableau 1 : Dimension des grilles de calcul. *Size of grids used in the calculations.*

1.1. Réseau et période d'observation

Nous avons réuni pour ce travail une base de données conséquente couvrant les trois domaines d'études considérés. L'ensemble des séries (pluviomètres et pluviographes) que nous avons collecté est disponible au pas de temps journalier sur la période 1948–2005 (soit 57 années au total). On distingue 603 postes EDF-DTG, 555 postes Météo France, 213 postes Météo Suisse, 383 postes de l'ARPA Piémont (Italie) et 131 postes de l'INM (Espagne). En moyenne, on a donc une station pour 157 km² soit tous les 12,5 km.

1.2. Les nivo-pluviomètres totalisateurs (NPT)

Le réseau EDF-DTG est centré sur les enjeux d'EDF et dispose de ce fait de pluviomètres à des altitudes supérieures à 2000 m. Cependant, la densité du réseau d'observation en

montagne reste bien en deçà de celle présente en vallée. La sous-instrumentation des tranches d'altitudes supérieures à 2000 m est mise en évidence par la figure 1.

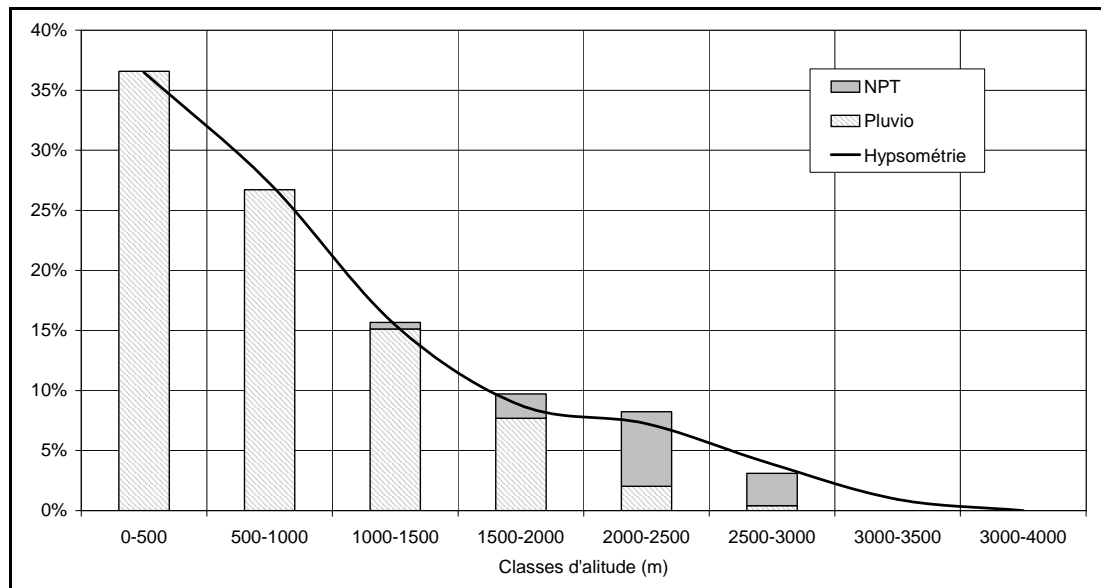


Figure 1 : Répartition altimétrique des postes de mesure de précipitation pour la grille Alpes (histogramme rayé pour les pluviomètres, histogramme grisé pour les NPT, et courbe noire pour l'hypsométrie de la grille Alpes). *Altimetric distribution of the database for the Alps grid (striped histogram for the rain-gauges, greyed histogram for the NPT, and black curve for the hypsometry of the Alps grid).*

Afin d'arriver à appréhender la structure du champ de précipitation en montagne, il nous a pourtant semblé nécessaire d'intégrer des mesures en altitude, tout aussi partielles ou incertaines qu'elles puissent être. C'est pour ces raisons que nous avons choisi de récupérer et d'intégrer les NPT à notre ensemble de pluviomètres. Le NPT est un appareillage de mesure de précipitation cumulée. Déployé en montagne par EDF, il se présente sous la forme d'un grand collecteur dont le fond contient une solution saline capable de faire fondre les précipitations solides. Deux photographies de NPT de type Mougin sont présentées sur la figure 2.



Figure 2 : Photographies des nivopluviomètres totalisateurs de « Roche Polie » à gauche et de « Notre Dame d'août » à droite. *Pictures of the snow-rain totalizers from « Roche Polie » on the left and from « Notre Dame d'août » on the right side.*

Les données sont issues de relevés du niveau d'eau présent dans le collecteur. Le NPT fournit en fonction de la fréquence des relevés de niveau, au mieux un cumul mensuel de précipitation, mais dans la majorité des cas simplement un cumul annuel. Aujourd'hui abandonné, sa période de fonctionnement s'est étalée de 1945 à 1977. Après saisie et critique des données, nous avons choisi d'exploiter 216 appareils de ce type sur la période 1957-1973. Cette période correspond à une période de forte instrumentation dans les massifs français, pour laquelle les réseaux de NPT et de pluviomètres sont à leur maximum de densité spatiale. C'est donc sur cette période que nous avons choisi de travailler. Dans un premier temps nous considérerons un pas de temps agrégé : la moyenne interannuelle 1957-1973. Puis nous utiliserons la moyenne journalière par type de temps sur la période 1957-1973 ; enfin, nous travaillerons avec les totaux annuels sur un bassin versant.

Il faut bien sûr être conscient des incertitudes de mesure inhérentes aux NPT, mais ce sont néanmoins des observations d'altitude très précieuses pour l'interpolation des précipitations en montagne. Aucun réseau de mesure n'atteint aujourd'hui l'altitude moyenne et la densité spatiale dont a bénéficié le réseau de NPT sur les massifs montagneux français entre 1950 et 1975.

Dans la première partie de cet article, et sauf mention contraire, l'ensemble des interpolations et cartographies présentées sera réalisé sur la base de moyennes interannuelles de précipitations sur la période 1957-1973 (moyenne réalisée sur l'année hydrologique, 1^{er} octobre au 30 septembre). Dans la seconde partie, nous travaillerons toujours en moyenne interannuelle, mais par types de circulation, et nous préciserons alors comment ces moyennes sont obtenues pour les NPT.

1.3. Les modes de validation

Notre estimation consistera à proposer une valeur de précipitation pour chaque pixel de 1 km², correspondant à l'altitude moyenne du pixel. Estimer la qualité d'une interpolation n'est pas une chose aisée. En effet, il est difficile d'évaluer la précision d'une valeur de précipitation estimée sur une zone où on ne la mesure pas. Pour évaluer la qualité des interpolations, nous avons choisi d'utiliser deux méthodes : la validation croisée et le bilan hydrologique.

1.3.1. La validation croisée

La validation croisée est la comparaison de chaque mesure du réseau à sa valeur interpolée par le modèle, en enlevant, pour effectuer cette interpolation, la valeur mesurée considérée. De ce fait, précipitation interpolée et précipitation observée sont indépendantes en chacune des stations. Nous disposons ainsi d'un nombre n de pixels sur lesquels nous avons à la fois une précipitation observée et une précipitation estimée. On peut alors définir les trois indicateurs suivants, calculés sur les n pixels participant à la validation croisée :

- Le biais B :
$$B = \frac{\mu_{p^*}(n)}{\mu_p(n)}$$
- L'erreur type RMSE :
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1,n} (P_i^* - P_i)^2}{n}}$$
- Le coefficient de NASH :
$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1,n} (P_i^* - P_i)^2}{\sum_{i=1,n} (P_i - \mu_p)^2}$$

Avec P_i et P_i^* les lames d'eau mesurée et estimée à la station i , n le nombre de stations et $\mu_P(n)$ la moyenne des n lames d'eau P_i considérées. On rappelle qu'il s'agit ici de la moyenne annuelle sur la période 1957-1973 à chacune des n stations.

1.3.2. Le bilan hydrologique

A partir d'une cartographie de précipitation, on est capable d'estimer sur un bassin versant considéré, une pluie spatiale. Si le bassin versant est équipé d'un point de mesure de débit, on peut aisément en déduire la lame d'eau écoulée. La différence entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée donne accès au déficit d'écoulement. Celui-ci étant principalement imputable à l'ETR (évapotranspiration), on pourra d'abord le comparer à diverses formules empiriques (Menzel et Lang, 1998) comme par exemple la formule de Turc.

Néanmoins, il faut souligner ici que ce type de comparaison peut avoir ses limites. En effet, le bilan hydrologique croise trois incertitudes importantes : l'incertitude sur la mesure de débit, celle affectant la pluie spatiale estimée, mais aussi celle inhérente au modèle d'évapotranspiration choisi et à la température de l'air ou toute autre variable utilisée sur le bassin. De ce fait, notre critère de validation des précipitations estimées se limitera à mesurer leur pouvoir explicatif sur les débits. Nous considérerons que plus il sera grand, meilleures seront les lames d'eau estimées. Nous utiliserons pour cela le coefficient de détermination ainsi que la pente de la régression linéaire entre lames d'eau écoulées et précipitées à l'échelle annuelle.

Ces critères sont très intéressants dans la mesure où ils introduisent des données de débit collectées indépendamment des stations pluviométriques. De plus, chaque bilan hydrologique permet de valider la carte de pluie non pas ponctuellement, mais globalement sur une zone plus ou moins étendue. C'est ainsi qu'il permet par exemple de discriminer deux cartographies dont les scores en validation croisée sont voisins (les lames d'eau spatialisées passent toutes les deux globalement par les points de mesure) mais dont les formes (et ainsi les volumes précipités) diffèrent.

Néanmoins, on ne s'interdit pas de considérer les valeurs du déficit d'écoulement, et de les comparer aux ordres de grandeur proposés par les formules de la littérature (Oudin, 2004 ; Mouelhi *et al.* 2006).

2. Spatialisation des précipitations interannuelles (1957-1973)

Le modèle d'interpolation des précipitations que nous avons développé s'inspire principalement du modèle PRISM (Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model). Ce modèle (Daly *et al.*, 1994) a été développé pour des régions de latitude moyenne, pour lesquelles on peut mettre en évidence un effet orographique. C'est un modèle analytique qui cherche à estimer les précipitations mensuelle et annuelle sur les pixels d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) représentant l'espace étudié. Il s'appuie pour cela sur un réseau de points de mesure au sol, permettant de connaître les précipitations réelles sur certains pixels du MNT. Il apporte ensuite une combinaison de concepts climatologiques et statistiques pour analyser l'effet orographique, et estimer alors les précipitations sur l'ensemble des pixels du MNT.

La méthode PRISM a été comparée aux méthodes de krigeage et de cokrigeage sur le bassin de la rivière Willamette dans l'Oregon, et il présente l'erreur absolue et le biais de validation croisée les plus faibles. Compte tenu des bons résultats obtenus par cette méthode, PRISM a alors été généralisé à l'ensemble des Etats-Unis d'Amérique. Cette méthode a entre autres été adaptée et améliorée récemment dans le cadre de l'élaboration de champ de

température et de précipitation mensuelles pour la Suisse sur la période 1951-2000 (Schmidli *et al.*, 2003 ; Gyalistras, 2003).

2.1. Modélisation locale de l'effet orographique

De manière générale, les précipitations annuelles ou interannuelles augmentent avec l'altitude par effet orographique. Le modèle que nous avons élaboré repose sur une hypothèse fondamentale concernant l'effet orographique : on suppose que la relation entre les précipitations et l'altitude peut être décrite par une relation linéaire valable sur un voisinage à définir. On prendra pour altitude celle du point de grille du MNT centre du pixel. On cherche ainsi, pour des précipitations annuelles ou saisonnières, une relation sous la forme :

$$P(Z) = a.Z + b \text{ où } a \text{ et } b \text{ sont des fonctions de l'espace : } \begin{cases} a = a(X, Y) = \left(\frac{\partial P}{\partial Z} \right)_{(X, Y)} \\ b = b(X, Y) \end{cases}$$

En effet, le gradient orographique de précipitation $a(X, Y)$ varie significativement suivant le lieu où l'on se place. Par exemple, les abords des massifs montagneux constitueront en général des zones de fort gradient (effet « barrière »), alors que plus à l'intérieur de ces massifs, lorsque les flux météorologiques s'atténuent, on note un effet d'« abri » où les gradients s'amenuisent. Il est évidemment impossible d'obtenir une expression analytique des fonctions a et b , compte tenu du nombre très important de paramètres mis en jeu, et de la complexité des phénomènes météorologiques considérés. Nous allons donc les déterminer empiriquement, de même que la taille du voisinage sur lequel elles sont acceptables.

L'espace d'étude est donc discrétisé à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) de maille 1 km. Le but du modèle est de proposer une expression numérique de $P(z)$ en tout point du MNT, en s'appuyant sur les valeurs observées en certains points du domaine. La pluie estimée P^*_{ij} par le modèle se discrétise alors sur chaque pixel (i, j) du MNT et on peut écrire facilement :

$$P^*_{ij} = a_{ij} \cdot Z_{ij} + b_{ij}$$

Où la matrice (Z_{ij}) est la matrice d'altitude lié au MNT, et les matrices (a_{ij}) et (b_{ij}) sont les inconnues à déterminer, afin d'obtenir la matrice des pluies estimées (P^*_{ij}) . Localement, les coefficients a_{ij} et b_{ij} sont quant à eux déterminés à l'aide d'une sélection judicieuse d'une partie des précipitations mesurées se trouvant à proximité du pixel (i, j) .

Pour déterminer le voisinage à retenir, nous utilisons une pondération fonction de la distance. Pour un point (i, j) , les coefficients a_{ij} et b_{ij} sont déterminés en fonction des données aux stations voisines, mais en donnant beaucoup de poids aux plus proches, et de moins en moins au fur et à mesure que l'on s'éloigne.

2.2. Régression linéaire locale pondérée en « distance de franchissement »

Il existe diverses manières d'estimer la distance entre deux points d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain). La distance la plus classique est tout d'abord la distance euclidienne horizontale faisant intervenir simplement les coordonnées (X_a, Y_a) et (X_b, Y_b) des pixels considérés, qui s'exprime par $d_1 = \sqrt{(X_a - X_b)^2 + (Y_a - Y_b)^2}$. On peut également prendre en compte dans le calcul de la distance les altitudes Z_a et Z_b des pixels, et calculer la distance $d_2 = \sqrt{(X_a - X_b)^2 + (Y_a - Y_b)^2 + (Z_a - Z_b)^2}$.

Néanmoins, ces distances ne sont pas toujours représentatives du trajet qu'effectuent les masses d'air dans un flux atmosphérique. Nous avons préféré utiliser une distance qui « suit » le relief. On construit ainsi une distance « curviligne » que l'on notera d_{3D} qui prend en compte le franchissement des crêtes et des vallées. Un déplacement suivant l'axe Z est multiplié par un facteur d'échelle, puisqu'il est légitime de considérer qu'une montée en altitude de 100 m a plus d'influence sur la pluviométrie (par renforcement orographique) qu'un déplacement horizontal de la même valeur. Dans la pratique, nous avons considéré un facteur d'échelle 20 en procédant par optimisation des scores de validation croisée. C'est à dire que le déplacement horizontal de 1 km correspond à une montée en altitude de 50 m ; d_{3D} est ainsi une somme discrète des distances élémentaires permettant de passer d'un pixel à un autre sur la droite qui relie les deux pixels considérés :

$$d_{3D} = \sum_{\text{pixels traversés } i} \sqrt{(\Delta x_i)^2 + (\Delta y_i)^2 + (ech \times \Delta z_i)^2}$$

Les distances euclidiennes et la distance de franchissement sont illustrées à travers un exemple dans la figure 3.

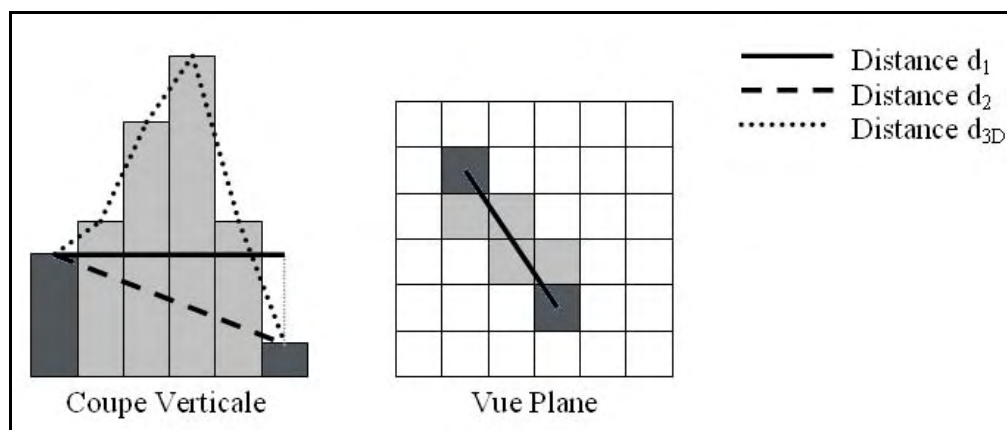


Figure 3 : Distance de franchissement. *Crossing Distance*.

Sur un pixel (i,j) du domaine, afin d'estimer les coefficients a_{ij} et b_{ij} , on sélectionne donc un échantillon de stations de proximité. Les stations sont sélectionnées autour du pixel en fonction de la distance de franchissement qui les sépare de ce dernier. Une station est sélectionnée et considérée comme explicative si la distance de franchissement qui la sépare du pixel est inférieure à une limite d_{lim} fixée (également optimisée par la validation croisée) :

$$d_{3D} \leq d_{lim}$$

Une fois la station sélectionnée, il est possible de lui attribuer un poids W , afin qu'elle prenne plus ou moins d'importance dans la régression qui permettra l'interpolation de la précipitation au pixel. La sélection et la pondération sont en pratique menées en même temps à l'aide d'une « cloche de sélection » d'équation :

$$W(d_{3D}) = \lambda \cdot \exp\left(-\left(\frac{d_{3D}}{d_0}\right)^\alpha\right), \lambda, \alpha, d_0 \text{ étant des paramètres d'ajustement.}$$

On a alors :

$$d_{lim} = d_0 \cdot (\ln \lambda)^{1/\alpha}.$$

Lorsque $W < 1$ la station est écartée, elle est considérée comme trop éloignée du pixel. Le poids affecté à la station varie ainsi de 1 à λ .

On comprend donc maintenant plus aisément l'expression de la fonction de pondération :

- λ permet d'ajuster la fourchette des valeurs de pondérations,
- α permet de jouer sur la forme de la pondération (donner plus ou moins de poids aux stations les plus proches),
- d_0 influence directement la limite au-delà de laquelle les stations ne sont plus sélectionnées.

Dans la suite, nous appellerons « cloche de sélection » cette fonction qui pilote entièrement le mode de sélection et de pondération des stations de proximité. Lorsque la station est considérée comme trop éloignée, nous avons alors $W = 0$ et la station est exclue du calcul. Dans le cas contraire, $W \geq 1$ et la station participe à la régression.

A l'aide de cet échantillon local de stations, on réalise alors une régression linéaire entre l'altitude des pixels des stations de mesure et les précipitations mesurées à ces postes, chacune des valeurs de précipitation étant pondérée par la cloche de sélection.

Pour illustrer ce calcul, considérons le pixel (326, 115) de la carte des Alpes, situé sur le bassin versant de la rivière du Drac (barrage du Monteynard). L'ensemble des 10 stations de mesure sélectionnées et pondérées à l'aide de la cloche pour permettre l'interpolation de la précipitation en ce pixel sont présentées dans le tableau 2.

Postes	Distance 2D (en km)	Distance 3D (en km)	Pondération (en %)	P Station (en mm)	Z Station (en m)
Saint-Firmin	2,2	21,3	15	1069	878
Pellafol	11,6	39,5	13	956	914
Villard-Loubière	8,3	48,9	12	1216	1456
Molines	7,6	50,7	11	1183	1427
Entraigues	14,6	55,1	11	1089	837
La Chapelle en V.	11,5	57,5	10	1308	1322
La Motte en C.	7,1	61,1	9	1059	1117
Saint-Bonnet	12,2	72,0	7	1108	1010
Agnières en D.	17,6	72,4	6	1126	1393
Saint-Etienne en D.	14,1	76,1	6	1113	1261

Tableau 2 : Échantillon de stations retenu pour l'explication de la précipitation du pixel (326, 115) de la grille « Alpes ». *Sample of stations chosen for the explanation of the precipitation of pixel (326,115) of the grid "Alps".*

La distance de franchissement utilisée induit une forte distorsion en Z (distance 3D), qui modifie fortement le classement basé sur la distance euclidienne classique (distance 2D). Ainsi, pour deux stations à égale distance du pixel (326, 115), celle située sur le même versant que ce pixel sera privilégiée pour l'explication de la précipitation sur ce pixel, à travers une pondération plus forte que l'autre station. La régression linéaire pondérée entre l'altitude des stations (Z station) et la précipitation mesurée (P station) nous permet ensuite d'obtenir la relation : $P(z) = 0,30 Z + 774,8$ avec un coefficient de corrélation de 0,55. Le pixel s'élevant à 1935 m, on obtient ainsi une moyenne interannuelle de précipitation (1957-73) de 1358 mm.

2.3. Les résultats

Suite à divers essais, les scores de validation croisée nous ont permis de retenir comme paramètres de la cloche de sélection $\alpha=3$ et $\lambda=20$. En effet, une gamme de pondération

s'étalant de 1 à 20 semble suffisante pour discriminer les stations d'un même échantillon entre elles ; et par ailleurs, la forte décroissance exponentielle de la cloche de sélection (à la puissance $\alpha=3$) concorde avec la forte variabilité spatiale des précipitations ainsi que leur caractère local.

Le paramètre d_0 est quant à lui laissé libre. Il est calculé à chaque pixel de manière à ce que le nombre de postes utilisés dans chaque régression locale soit toujours le même. En effet, nous obtenons de meilleurs résultats en fixant non pas un rayon de sélection constant, mais un nombre de stations constant pour l'élaboration de l'échantillon local explicatif. On présente ainsi les résultats de validation croisée en précisant le massif et le nombre de stations explicatives locales utilisées. La figure 4 présente les valeurs du critère de NASH et la figure 5 celles de la RMSE en fonction de la taille du sous-ensemble de stations utilisées. Le critère de biais est quant à lui toujours inférieur à 1%.

Figure 4 : Résultats de validation croisée (NASH) en fonction de la taille de l'échantillon explicatif. *NASH of Cross Validation according to the number of local selected measurements.*

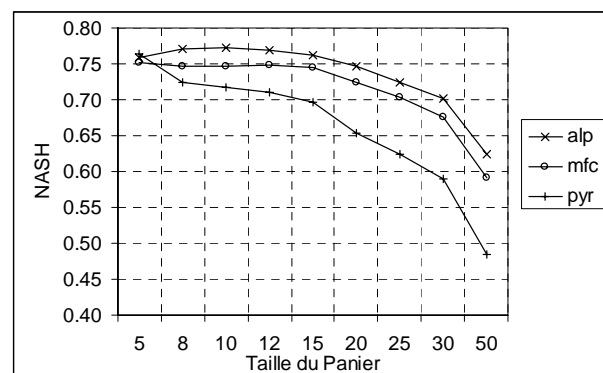
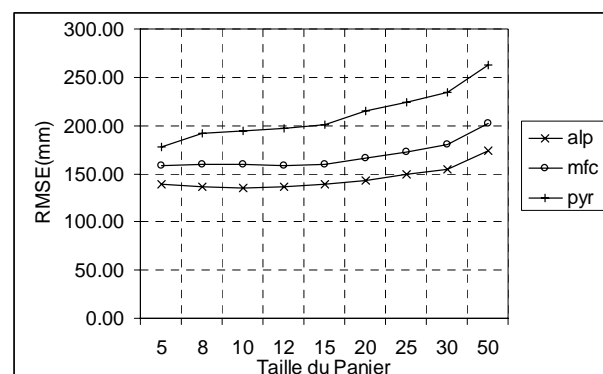


Figure 5 : Résultats de validation croisée (RMSE) en fonction du nombre de stations explicatives utilisées localement. *RMSE of Cross Validation according to the number of local selected measurements.*



Au regard de la relative simplicité du modèle développé, ces premiers résultats sont vraiment encourageants. Le modèle n'est pas biaisé (comme en témoigne les valeurs du biais), et on arrive globalement à expliquer 75% de la variance des précipitations interannuelles. L'évolution des valeurs de NASH et de RMSE avec le nombre de stations explicatives utilisées montre le caractère résolu local des précipitations. Les meilleurs résultats sont en effet obtenus pour un faible nombre de stations voisines, comprises entre 5 et 10. La figure 6 présente les rendus cartographiques de ces interpolations en moyenne interannuelle pour un échantillon local de 10 stations.

La validation à l'aide des bilans hydrologiques a été réalisée sur les trois massifs, sur l'ensemble des points de mesure de débit EDF disponibles sur la période 1957-1973. Ce travail est long et fastidieux puisque nous ne disposons que très rarement du débit naturel non influencé par des aménagements. Ainsi, les données collectées sont très souvent des débits naturels reconstitués (débits théoriques qui auraient dû couler dans la rivière en absence d'aménagement).

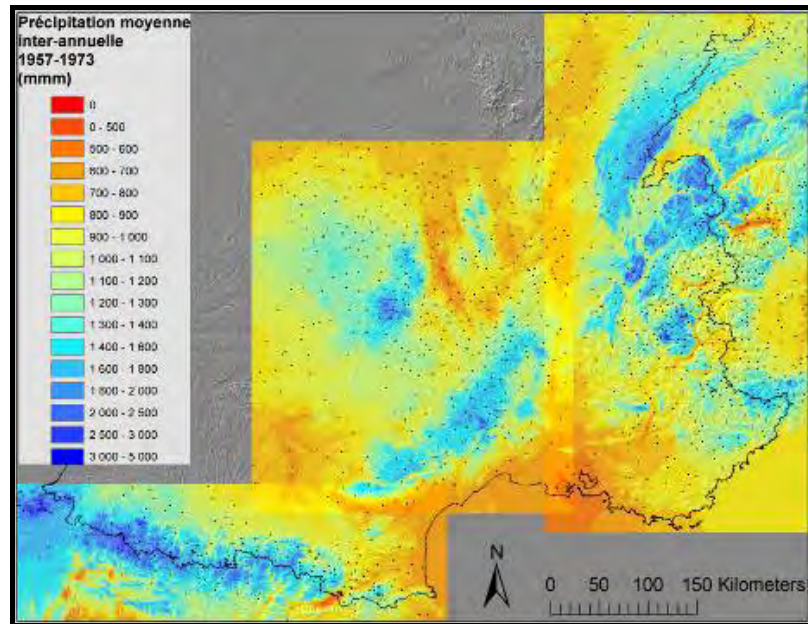


Figure 6 : Précipitation moyenne annuelle (1957-1973). *Annual means of precipitation (1957-1973).*

Les bilans hydrologiques obtenus sur les débits non influencés sont ainsi très satisfaisants tandis que ceux réalisés sur des débits reconstitués ou légèrement influencés donnent des résultats plus variables, sans qu'il soit vraiment possible d'expertiser la part d'erreur venant du modèle d'interpolation des précipitations et celle issue de la mesure. Nous avons ainsi fait le choix de ne développer en détails qu'un seul exemple de bilan hydrologique (cf. partie 4), sur le bassin versant de la rivière du Drac au Monteynard.

A ce stade, nous avons donc identifié ce que l'on pourrait appeler une dérive locale liée à la topographie ajustée par régression. En chacune des stations utilisées, on dispose de plus d'un résidu que l'on pourrait essayer d'interpoler par krigeage. Malheureusement, une étude systématique a montré qu'il n'y avait plus de structure (variogramme pépitique). Dans ce cas, l'estimation du résidu est la moyenne des résidus, qui est elle-même nulle puisqu'ils proviennent d'une corrélation. La valeur estimée se ramène donc à celle proposée par la corrélation.

Par ailleurs, le gradient orographique que nous identifions localement sur des moyennes interannuelles de précipitation est un gradient orographique moyen indépendant des flux météorologiques. Or cet effet orographique est évidemment très variable, et notamment profondément conditionné par le type de circulation atmosphérique. Il nous a paru intéressant à ce stade de prendre en compte le type de circulation atmosphérique, et de travailler non pas sur un cumul global interannuel, mais sur des cumuls globaux interannuels par type de circulation, afin d'appréhender la variabilité selon le type de circulation du gradient orographique.

3. Spatialisation par type de temps

3.1. Principe

L'idée est de recourir à une classification des journées par type de temps, et de rassembler pour la période 1957-1973 toutes les journées appartenant au même type, afin d'obtenir sur tous les postes disponibles, la moyenne interannuelle des précipitations pour ce type. L'objectif de cet article n'est pas de discuter de la pertinence de telle ou telle classification de type de temps, qui sont en fait plutôt d'ailleurs ici des types de circulation atmosphérique

(Conway et Jones, 1998). Nous avons simplement utilisé une classification déjà établie à EDF-DTG et utilisée avec succès dans d'autres applications (méthode SCHADEX ; Paquet *et al.*, 2006). On peut simplement préciser ici qu'il s'agit d'une classification établie sur les champs de pression, mais initialisée sur la forme spatiale des champs de précipitation sur la France (méthode « bottom up »). Les journées sont discriminées dans cette classification à travers 8 types de temps présentés sur la figure 7.

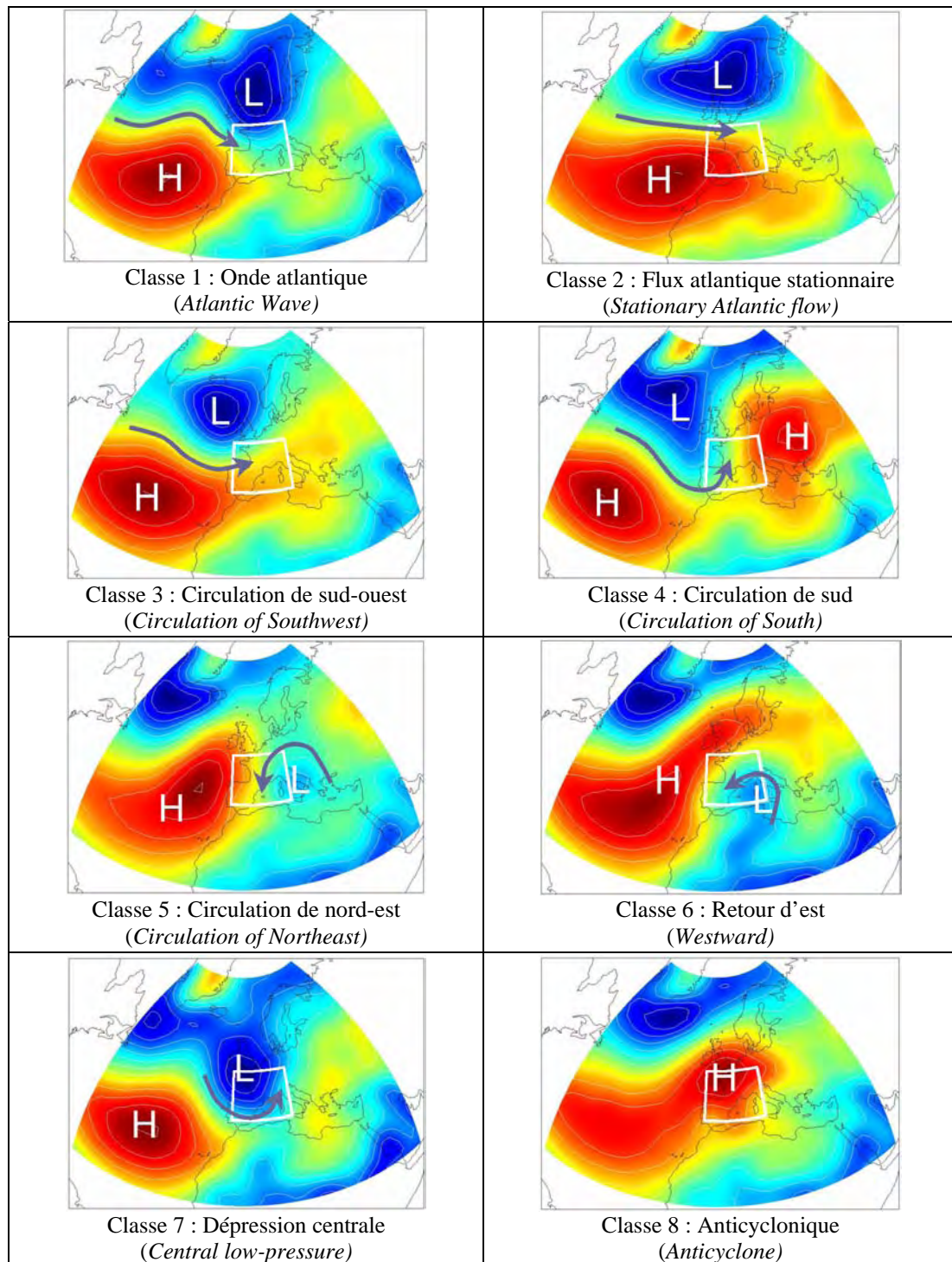


Figure 7 : Classification EDF-DTG des types de temps. *Classification EDF-DTG of Weather Types.*

On peut distinguer, à travers ces 8 types de temps, les circulations atmosphériques typiques que l'on retrouve sur les massifs montagneux français. Par ailleurs, la répartition

moyenne par massif des précipitations en fonction des types de temps est reportée sur la figure 8, et permet d'illustrer les types de temps les plus précipitants d'un massif donné.

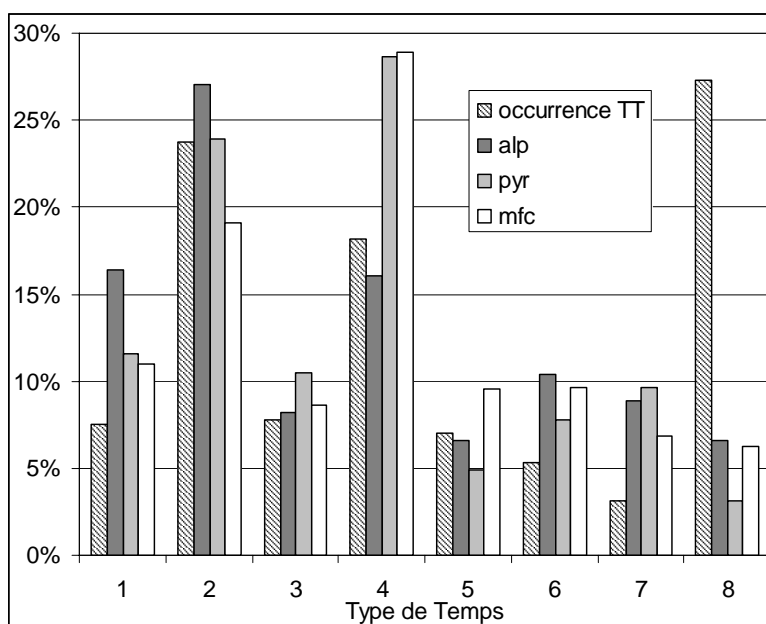


Figure 8 : Répartition des précipitations en fonction des types de temps et occurrence relative des types de temps. *Distribution of precipitation according to the weather types and event of weather types.*

3.2. Résultats

A l'aide de ces huit jeux de données interannuelles (un jeu par type de temps), on peut alors recalculer simplement le modèle d'interpolation présenté en partie 2. On relance ainsi pour chaque type de temps le mécanisme de régression linéaire locale entre le cumul de précipitation du type de temps donné et l'altitude. Les scores de validation croisée sont présentés dans le tableau 3 et les cartographies obtenues en figure 9.

Type de Temps	Alpes			Pyrénées			Massif Central		
	Biais	NASH	RMSE	Biais	NASH	RMSE	Biais	NASH	RMSE
1	0.99	0.84	27	1.02	0.80	29	0.99	0.74	21
2	0.99	0.92	58	1.03	0.81	64	0.99	0.84	64
3	1.00	0.86	11	1.02	0.83	16	0.99	0.73	13
4	1.00	0.84	30	1.02	0.82	63	0.98	0.84	85
5	1.00	0.80	15	1.03	0.73	35	1.00	0.74	9
6	1.00	0.91	20	1.02	0.64	22	1.00	0.88	10
7	1.00	0.81	14	1.02	0.77	15	0.99	0.82	16
8	0.99	0.85	17	1.00	0.77	16	0.99	0.75	6

Tableau 3 : Scores de validation croisée. *Cross-validation scores.*

On note immédiatement l'importante amélioration des résultats sur l'ensemble des massifs par rapport aux résultats sur la moyenne interannuelle tous types de temps confondus. Le gain en explication de variance est important, notamment sur les Alpes où les NASH par type de temps sont tous supérieurs au NASH obtenu tous types de temps confondus, le type de temps 2 (flux atlantique stationnaire) atteignant un NASH de 92% sur les Alpes. Néanmoins, il faut nuancer ces propos au regard de certaines valeurs comme par exemple le type de temps 6 sur les Pyrénées, dont le NASH est un peu plus faible que le NASH global.

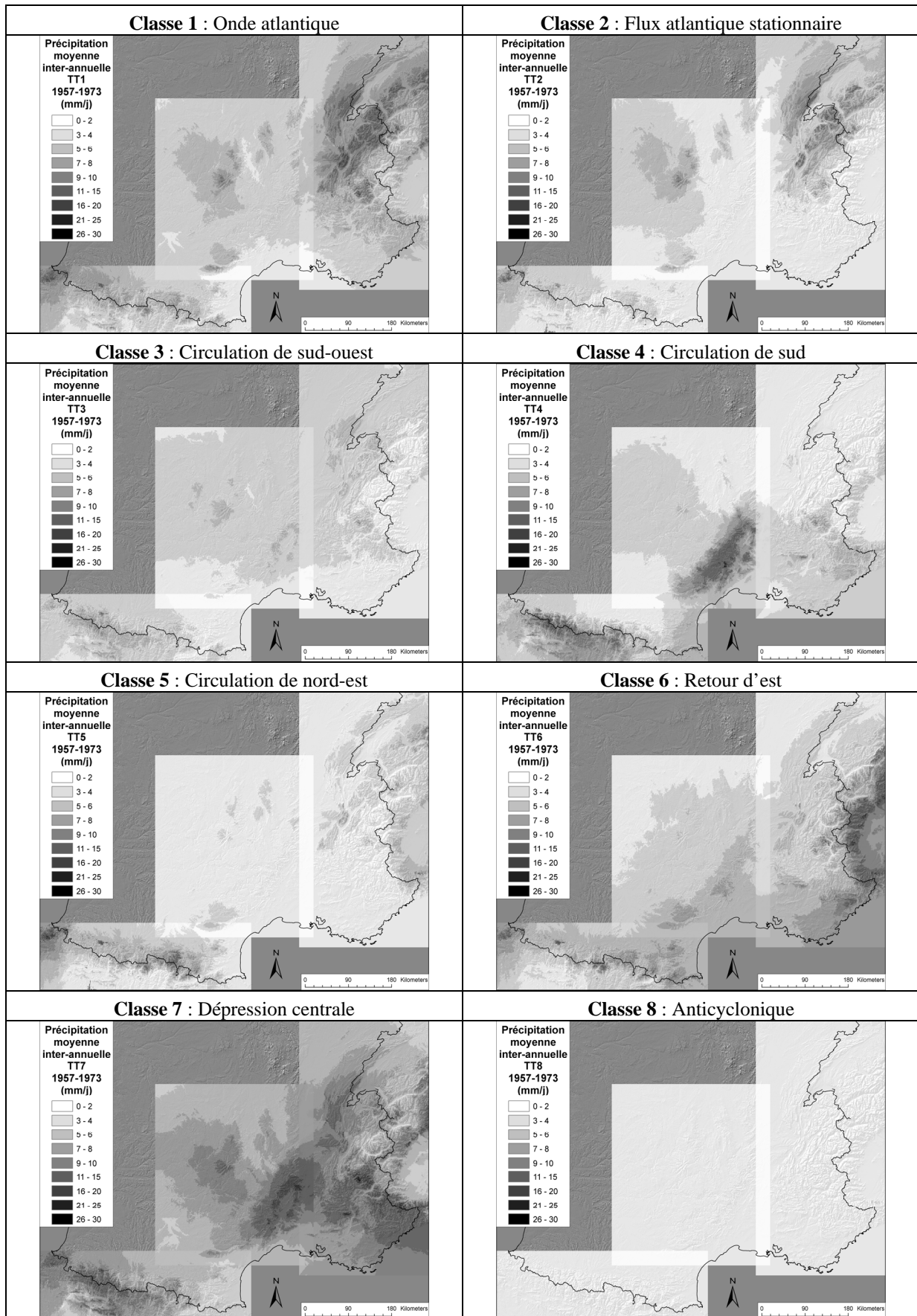


Figure 9 : Précipitation moyenne journalière par type de circulation (1957-1973). *Daily means of precipitation for each weather patterns (1957-1973).*

L'analyse des cartographies obtenues est intéressante, puisqu'on retrouve bien à travers ces champs de précipitation ce que l'on connaît des grands types de circulation atmosphérique sur les massifs montagneux français (Benevent, 1926). Tout d'abord, on note les flux d'ouest plus ou moins bien installés (types de temps 1, 2 et 3), qui arrosent principalement les Alpes du Nord et les Pyrénées Occidentales. On distingue ensuite le régime de sud (classe 4) qui affecte les Pyrénées Orientales et le massif des Cévennes. Enfin, ces cartes illustrent également le puissant régime dépressionnaire centré sur la vallée du Rhône (classe 7), qui produit d'importantes précipitations sur le bassin méditerranéen, et le « retour d'Est » qu'on appelle parfois « coup de Lombardie » (Classe 6) et qui est à l'origine d'importants cumuls mesurés lors de ces circulations sur la frontière franco-italienne et la zone du Piémont.

En conclusion de la présentation de ce modèle, on peut s'interroger sur l'intérêt d'introduire d'autres variables explicatives en plus de l'altitude. Nous avons cependant réalisé à la place d'une régression linéaire locale, une régression multilinéaire locale utilisant toujours l'altitude mais complétée par d'autres variables explicatives comme la pente, l'orientation des pixels ou des formes de relief issues d'une analyse en composante principale du relief (méthode AURELHY ; Benichou et Le Breton, 1987). Sans le détailler d'avantage, l'ajout de variables supplémentaires se traduit en terme de score de validation croisée par des gains faibles au regard de la complexité supplémentaire apportée au modèle. Pour le moment, nous avons donc préféré nous en tenir à la seule utilisation de l'altitude au sein de chaque type de temps.

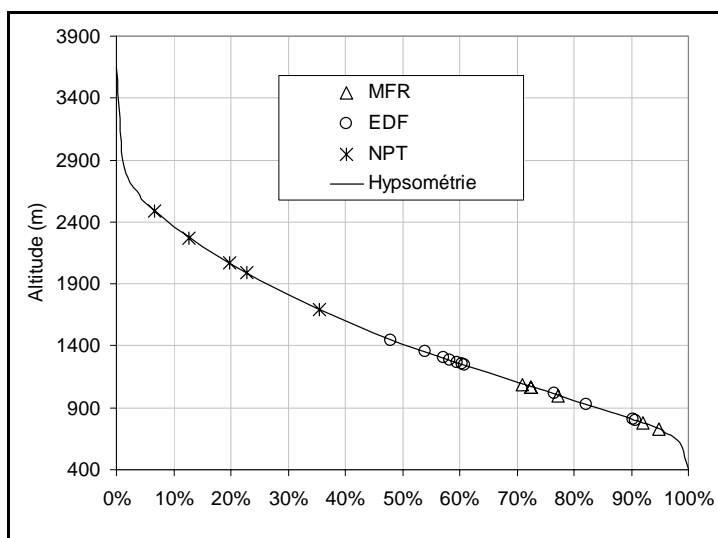
4. Le Drac et l'aménagement du Monteynard

Le bassin versant du barrage du Monteynard sur la rivière du Drac (département de l'Isère, France) a été choisi pour illustrer le fonctionnement du modèle à l'échelle pluriannuelle. Ce site est très représentatif des bassins versants de montagne sur lesquels se posent les problèmes d'estimation de lames d'eau spatiales.

4.1. Hypsométrie et instrumentation

L'aménagement du Drac se déploie sur un bassin versant 2039 km², sur lequel quatre retenues successives stockent un volume d'environ 445 hm³. Il s'écoule à l'exutoire en moyenne 980 mm par année hydrologique. La courbe hypsométrique (figure 10) montre le caractère très alpin de ce bassin versant puisque 10% de la surface du bassin se situe au dessus de 2360 m et plus de la moitié au dessus de 1400 m.

Figure 10 : Courbe hypsométrique du Drac au Monteynard, et instrumentation disponible. *Hypsometric curve of Drac in Monteynard, and instrumentation available.*

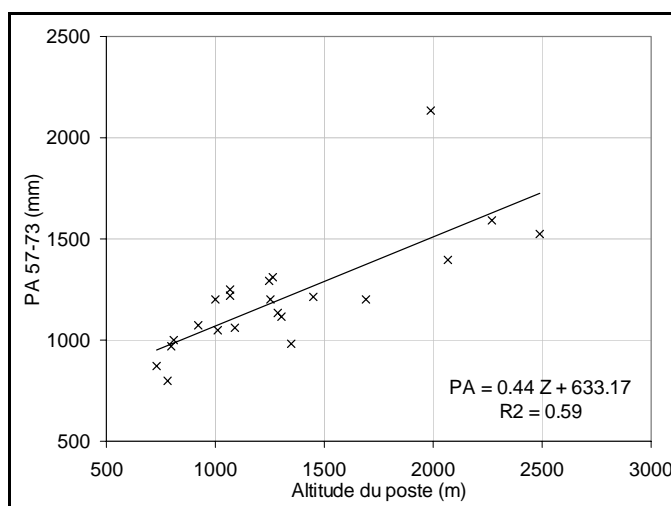


Le réseau de mesure de précipitation disponible est très représentatif de celui d'un domaine montagnard : on peut distinguer sur ces bassins aménagés un réseau de basse altitude souvent géré par Météo France (ici 6 postes), puis ensuite un réseau situé un peu plus haut géré par EDF-DTG et plus proche des aménagement hydroélectriques (ici 11 postes), puis enfin une absence de poste à moyenne et haute altitude. Cependant, cinq NPT furent exploités de 1957 à 1973 en montagne. Les caractéristiques de ces trois réseaux de mesures sont présentées dans le tableau 4. Par ailleurs, la pluviométrie sur ce bassin versant est bien conditionnée par l'altitude comme le montre la figure 11.

Réseau	Nom de la station	Altitude (m)	Précipitation moyenne annuelle de 1957 à 1973	Précipitation moyenne du réseau	Altitude moyenne du réseau (m)
MFR	La Motte en Champsaur	1090	1062	1066	957
	Villard Loubiere	1070	1218		
	Chantelouve	1000	1200		
	Laval dens	1070	1247		
	Mens	780	798		
	Roissard	730	873		
EDF	Orcieres	1447	1216	1123	1153
	Champoléon	1285	1136		
	Ancelle	1350	983		
	Saint Bonnet	1012	1051		
	Molines	1252	1204		
	Valgaudemar	1264	1311		
	Saint Firmin	923	1071		
	Agnieres	1245	1293		
	Saint Etienne	1302	1116		
	Pellafol	800	969		
	Entraigues	807	1003		
NPT	Barre-Cabane	2270	1594	1570	2102
	Estaris	2488	1522		
	Jas de la Selle	2070	1397		
	Lauzon	1990	2136		
	Rochassac	1690	1202		

Tableau 4 : Postes pluviométriques sur le bassin versant du Drac au Monteynard. *Rainfall station on the Drac Monteynard watershed.*

Figure 11 : Pluviométrie moyenne annuelle (1957-1973) en fonction de l'altitude, pour les stations de mesure du bassin versant du Drac. *Annual average of precipitation (1957-1973) on the catchment area of the Drac according to the altitude for rain gauges available.*



4.2. Étude de sensibilité sur l'estimation de la lame d'eau spatiale du bassin

A partir de ce réseau d'observation, on se propose de réaliser une étude de sensibilité d'estimation de la lame d'eau, d'une part au réseau de mesure et, d'autre part, à la méthode d'interpolation. A l'aide des trois réseaux (MFR, MFR+EDF, MFR+EDF+NPT), nous calculons par deux méthodes (polygones de Thiessen et interpolateur présenté en partie 2) les lames d'eau spatialisées estimées sur le bassin (tableau 5).

Réseau	Précip. moyenne annuelle Thiessen (mm)	Précip. Moyenne annuelle du modèle (mm)
MFR	1046	1114
MFR+EDF	1067	1218
MFR+EDF+NPT	1123	1215

Tableau 5 : Précipitations moyennes annuelles estimées sur le bassin versant du Drac au Monteynard. *Estimated average annual rainfall on the Monteynard Drac watershed.*

A réseau égal, l'écart entre les deux méthodes d'estimations est compris entre 6 et 8%. L'écart entre l'estimation des réseaux 1, 2 et 3 est respectivement de 7 et 9%. Outre ces écarts d'estimation, on peut appréhender ici l'apport des NPT sur les zones de haute altitude. En effet, dans le cas de ce bassin versant, l'interpolateur semble fournir deux valeurs identiques de lame d'eau spatiale pour les réseaux MFR+EDF et MFR+EDF+NPT. Cependant, si on se reporte aux cartes interpolées présentées sur la figure 12, on note clairement un changement radical de la structure du champ de pluie d'une interpolation à l'autre. Si la deuxième carte fournit finalement les informations des pluviomètres corrigés de l'altitude (la forme de l'interpolation est très proche de la forme du relief), la dernière carte apporte de réelles informations sur la répartition spatiale des pluies en altitude que le réseau de mesure de vallée ne peut pas appréhender, et que l'altitude seule ne permet pas de corriger.

4.3. Bilan hydrologique pluriannuel

A l'aide du modèle d'interpolation retenu dans la première partie, on réalise cette fois sur les trois réseaux précédents des interpolations annuelles pour chacune des années, de 1957 à 1973. On peut alors comparer ces lames d'eau précipitées estimées aux lames d'eau écoulées annuellement et en déduire un déficit d'écoulement. La figure 12 présente les corrélations entre lame d'eau écoulee et lame d'eau précipitée estimée pour les trois réseaux. Le tableau 6 résume quelques caractéristiques des déficits d'écoulement annuels ainsi estimés année après année sur la période 1957-1973.

N°	Réseau	Déficit minimum	Déficit moyen	Déficit maximum
1	MFR	-51	138	460
2	MFR+EDF	28	242	562
3	MFR+EDF+NPT	74	238	400

Tableau 6 : Caractéristique des déficits estimés sur le bassin versant du Drac au Monteynard. *Characteristic of deficits estimated on the Drac Monteynard watershed.*

Les déficits d'écoulement obtenus à l'aide du réseau le plus fourni sont plus crédibles que ceux réalisés uniquement à l'aide des pluviomètres. On peut d'ailleurs noter que dans le cas du réseau MFR, le déficit d'écoulement est négatif certaines années. De plus, l'utilisation du réseau le plus dense permet de progresser dans l'estimation des apports en eau à l'exutoire, comme le montre l'augmentation des coefficients de corrélation (figure 12) : 80% de variance expliquée en prenant en compte les NPT, contre 70 % pour le second réseau de pluviomètres.

Cet exemple simple montre tout l'intérêt de l'instrumentation en haute altitude et illustre la problématique principale de l'estimation des précipitations sur les bassins versants de montagne.

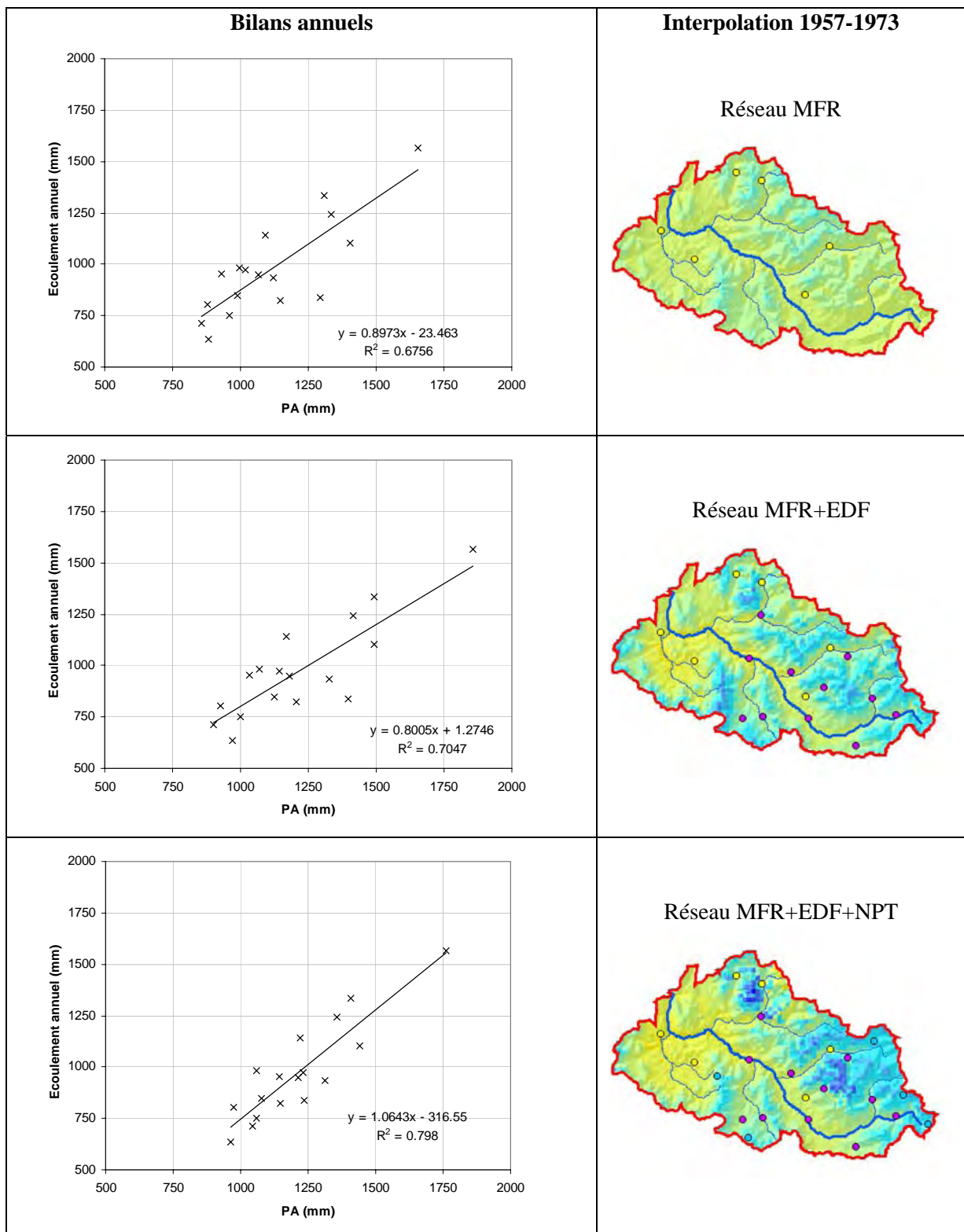


Figure 12 : Écoulement annuel en fonction de la lame d'eau annuelle précipitée estimée pour trois réseaux d'observation différents (légende des cartes identiques à celle de la figure 6). *Annual runoff according to the estimated annual precipitation for three different networks (same legend of the maps as Figure 6).*

Conclusion

A travers une modélisation finalement assez simple de l'effet orographique, le modèle d'estimation des précipitations présenté en première partie interpole des lames d'eau crédibles, capables de fournir des déficits d'écoulement réalistes. Toutefois, l'exemple du Drac permet d'appréhender la forte dépendance de ce type de modèle à la densité et à la répartition spatiale du réseau d'observation. En montagne, aucun modèle aussi complexe soit-il ne peut remplacer un bon réseau d'observation en altitude. La simplicité du modèle retenu se justifie par le fait que les gains réalisés en introduisant d'autres variables explicatives (analyse en composantes principales du relief par exemple) sont minimales au regard des gains très importants réalisés lorsqu'on introduit des appareils de mesure (comme les NPT), aussi entachés d'erreur qu'ils puissent être.

Par ailleurs, une segmentation en types de circulation synoptique permet de nuancer l'effet de l'orographie selon les types de flux météorologiques correspondants, et d'appréhender les structures moyennes journalières des champs de précipitation en montagne. Nous travaillons actuellement à l'élaboration d'une méthode pour l'utilisation de ces champs dans l'interpolation de précipitations journalières. Ces cartographies par types de circulation atmosphérique sont en effet de bonnes « ébauches » de la structure des précipitations au pas de temps journalier (modèle SAFRAN ; Durand *et al.*, 1993).

A terme, nous souhaiterions pouvoir croiser ces cartographies de précipitations journalières avec des cartographies de températures journalières, afin de réaliser des cartographies du manteau neigeux (Tveito *et al.*, 2004), pour ainsi suivre sur les massifs montagneux l'évolution des stocks de neige durant les phases d'accumulation hivernale, puis de fonte au printemps.

Bibliographie

- BENICHOU P. et LE BRETON O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, **7**(19), 23-34.
- BENEVENT E., 1926 : Le Climat des Alpes françaises. *Revue de géographie alpine*, **14**, 681-764.
- CONWAY D. et JONES P. D., 1998 : The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling. *Journal of Hydrology*, **212-213**, 348-361.
- DALY C., NEILSON R. et PHILLIPS D., 1994 : A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 140-158.
- DURAND Y., BRUN E., MERINDOL L., GUYOMARC'H G., LESAFFRE B. et MARTIN E., 1993 : A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65-71.
- GYALISTRAS D., 2003 : Development and validation of high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for Switzerland (1951-2000). *Climate Research*, **25**, 55-83.
- MENZEL L. et LANG H., 1998 : Spatial variation in evapotranspiration in Swiss Alpine regions ; Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters. *IAHS Publication*, **248**, 115-121.
- MOUELHI S., MICHEL C., PERRIN C. et ANDREASSIAN V., 2006 : Linking stream flow to rainfall at the annual time step: The Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology*, **328**, 283-296.

LOUDIN L., 2004 : *Recherche d'un modèle d'évaporation potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. Mémoire de thèse CEMAGREF/ENGREF, 495 pages.

PAQUET E., GAILHARD J. et GARCON R., 2006 : Évolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*, **5**, 80-90.

SCHMIDLI J., FREI C. et CHÄR C., 2001 : Reconstruction of Mesoscale Precipitation Fields from Sparse Observations in Complex Terrain. *Journal of Climate*, **15**, 3289-3306.

TVEITO O., ENGESET R. et ALFNES E., 2004 : *Snow map system for Norway*. XXIII Nordic Hydrological Conference, Tallinn, Estonia, NHP report n°48, 112-121.