

SPATIALISATION DE LA TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR A ECHELLE QUOTIDIENNE SUR QUATRE DEPARTEMENTS ALPINS FRANÇAIS

Rémi LHOTELLIER

Institut de Géographie Alpine
14bis Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble
Email : remi.lhotellier@laposte.net

Résumé

Les mesures de la plupart des paramètres climatiques sont effectuées ponctuellement, dans les stations d'un réseau d'une densité souvent inégale. De nombreuses applications, dans le domaine du climat mais avec des influences économiques et sociales, nécessitent pourtant des valeurs climatiques en tout point de leur champ d'étude. Il est donc très souvent nécessaire d'interpoler ces variables. Le travail présenté ici s'intéresse particulièrement à la température de l'air, variable très fluctuante dans le temps comme dans l'espace, notamment en région de montagne. Notre terrain d'étude est constitué de quatre départements français (Isère, Savoie, Haute-Savoie et Hautes-Alpes) situés essentiellement dans les Alpes, même si l'ouest de la région (Avant-Pays Savoyard et Bas Dauphiné) n'est plus à proprement parler dans le domaine alpin. Cet article présente, après les données utilisées, la méthode retenue pour la spatialisation de la température de l'air, fondée sur une régression multiple permettant l'estimation de la température à partir de variables explicatives décrivant le relief et complétée par le krigeage des résidus de cette régression. L'influence de l'échelle temporelle est majeure sur l'intérêt d'inclure certains des paramètres dans le modèle. Par exemple, s'il est évident que sur une moyenne annuelle, l'altitude est souvent la seule variable expliquant les variations de température, il n'en est rien à l'échelle quotidienne, où une combinaison de facteurs est fréquemment nécessaire pour une bonne estimation. La modélisation du comportement quotidien des températures permet également de développer des applications pour étudier, par exemple, la répartition du nombre de jours de gel dans certaines vallées. La période étudiée est le mois de décembre 1995.

Mots clés : Température minimale quotidienne, spatialisation, SIG, Alpes françaises.

Abstract

Spatialization of daily minimum air temperature on four French alpine departments

Many climatic parameters are measured at point locations, in climatological stations of an often unequal density network. However, many applications need climatic values at any point of the studied field. It is thus very often necessary to interpolate these variables. The present work is particularly interested in air temperature, a very fluctuant variable over time and space, in particular in mountainous area. Our studied field is made up of four French alpine departments (Isère, Savoie, Haute-Savoie et Haute-Alpes) primarily located in the Alps, even if the west of the area (Avant-Pays Savoyard and Bas Dauphiné) is not in the alpine field anymore. This article presents, after the used data, the adopted method for spatialization of air temperature, based on a multivariate regression allowing the estimate of the temperature starting from explanatory variables describing the relief, and supplemented by kriging of the regression residuals. In practice, stepwise regression is used to keep only the statistically significant terms in the model. The independent variables, included in the regression model, are: elevation, slope, aspect, tangential, plan and profile curvature, latitude and longitude, potential radiation, and distance between interfluves. These predictors are computed in moving windows (from 3x3 pixels to 41x41 pixels) so that we can take into account several scales of influence. Then, the residuals of the multivariate regression model (ϵ) are calculated with the previous equation for each sample location and interpolated using ordinary kriging method. Thus, we must sum the predicted values y' and the kriged ϵ to get final estimated values.

The influence of temporal scale is major on the evolution of the parameters in the model. For example, if it is obvious that on an annual average, altitude is often the only one variable explaining the variations of air temperature ; it is no longer the case at daily scale, for which a combination of factors is frequently necessary to obtain a good estimate. Elevation generally remains the first explanatory factor, but other parameters bring a great part of variance. The modelling of daily temperatures behaviour also makes possible to develop applications: numerous maps can be deduced from temperature. One example is the distribution of the number of frosty days in some alpine valleys. The work is illustrated with data from December 1995.

Keywords: Daily minimum air temperature, spatialization, G.I.S., French Alps.

Introduction

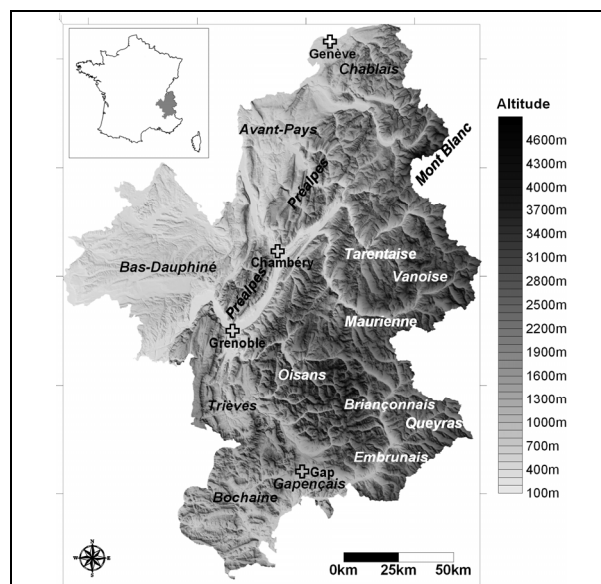
La nécessité d'obtenir des informations climatiques continues dans l'espace est aujourd'hui forte, car nombre de domaines d'applications ne peuvent plus se contenter des seules valeurs ponctuelles offertes par les stations de mesure d'un réseau, aussi dense soit-il. En région de montagne, le phénomène est encore plus évident, la composante topoclimatique étant fortement prépondérante dans la définition du climat. Les quatre départements d'étude, délimités au nord par le Lac Léman, à l'est par les frontières suisse et italienne, au sud par la rivière Durance et à l'ouest par le fleuve Rhône, ont en commun un caractère alpin, même si, à cette échelle, apparaissent déjà des oppositions climatiques, notamment entre influences d'origine méditerranéenne (vallée de la Durance) ou océanique (Massifs Préalpins de l'ouest). La méthode de spatialisation de la température de l'air utilisée s'appuie sur la corrélation existant entre celle-ci et des paramètres d'ordre topographique ou environnemental (Carrega, 1994). La modélisation est présentée, puis quelques résultats concernant les températures minimales quotidiennes du mois de décembre 1995 sont discutés. Nous reviendrons notamment sur leur variabilité temporelle à échelle quotidienne et sur l'influence des conditions météorologiques sur la qualité des estimations obtenues.

1. La mesure

1.1. Les stations de mesure

Les variations rapides de relief ajoutées à l'effet de la continentalité, à l'est, ou à l'influence méditerranéenne, au sud, engendrent une palette climatique singulière sur la région formée par les départements de l'Isère, des Hautes-Alpes, de la Savoie et de la Haute-Savoie. Leur point commun demeure, cependant, à coup sûr leur caractère alpin. Si on peut isoler, du point de vue de la topographie, le nord-est du département isérois, plus collinéen que montagnard, il ne faut pourtant pas oublier que les caractères climatiques de ce dernier sont sous l'influence de la montagne toute proche : l'effet d'abri procuré par le Massif Central et l'empreinte du couloir rhodanien ne sont pas sans incidence sur le climat régional (figure 1).

Figure 1 : Altitude de la région d'étude et principaux ensembles géographiques. *Elevation of studied area and main geographical units.*

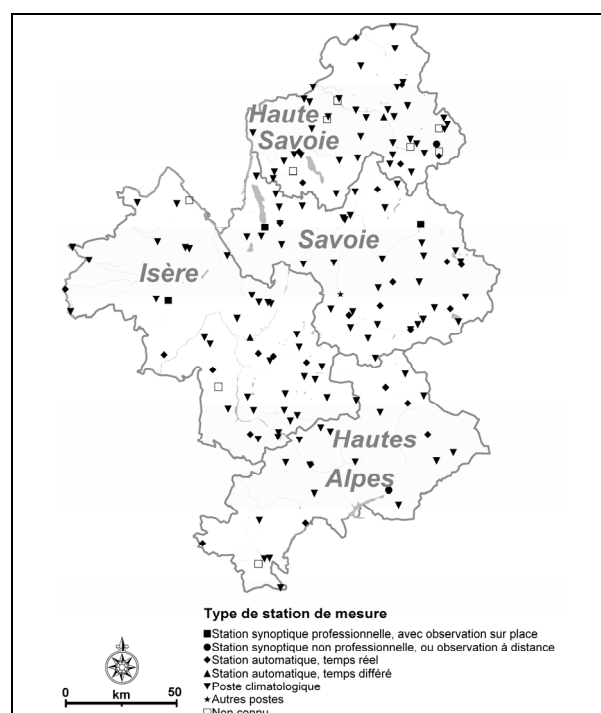


Vers l'est, les massifs préalpins (du Vercors vers le sud au Chablais vers le nord) culminent à plus de 2000 mètres et subissent de plein fouet les perturbations océaniques, protégeant souvent le sillon alpin d'abondantes précipitations. Les températures y sont relativement fraîches en toute saison. Les massifs de deuxième rideau (de Belledonne au Mont-Blanc), aux fortes dénivellations et altitudes élevées, sont encore arrosés, avec des étés

frais et des hivers froids (Météo-France, 2007). Au contraire, les vallées internes (Maurienne notamment) restent, en circulation d'ouest, très sèches, avec des cumuls de précipitations très faibles : 750 mm vers 1000 mètres aux alentours de Modane, à comparer avec les 2000 mm de Saint-Pierre-de-Chartreuse (900 mètres), 70 kilomètres plus à l'ouest (ER30 du CNRS, 1992). Les températures hivernales sont parfois très basses dans ces vallées internes (Chassagneux *et al.*, 1992). Vers l'est, l'effet de la continentalité se fait sentir avec des nuits toujours froides en Haute-Maurienne et des hivers très rigoureux, quand vers le sud, après une limite fixée généralement au col du Lautaret, commencent les influences méditerranéennes. L'ensoleillement est ainsi nettement plus marqué dans le Gapençais ou les vallées du Buëch et de la Durance (U.P.R. 404 du CNRS, 1992), qu'on peut considérer comme la limite septentrionale de la Provence. L'Embrunais, le Briançonnais ou le Queyras profitent également d'un ensoleillement plus marqué qu'au nord, avec des précipitations faibles (généralement 650 à 850 mm). L'amplitude thermique moyenne diurne est également plus élevée au sud de la région, grâce surtout à un relèvement des températures maximales (de Saintignon et Douguedroit, 1970 ; de Saintignon, 1976). A l'extrême nord, du côté de la frontière suisse, l'influence du Lac Léman reste limitée à quelques kilomètres.

Le réseau de mesure à notre disposition est composé de 168 stations gérées par Météo-France (Leroy, 2002), réparties sur les quatre départements cités précédemment, qui représentent une surface d'environ 24000 km² (190 kilomètres maximum d'est en ouest, 250 kilomètres du nord au sud). En termes de type de station de mesure, les postes climatologiques sont très nombreux (les données qui en proviennent représentent près de 75% des enregistrements disponibles pour la présente étude) et assez bien répartis sur les départements (Figure 2).

Figure 2 : Position des stations de mesure réparties sur les quatre départements d'étude.
Position of the measuring sites distributed on the four studied departments.



On ne peut que regretter, par contre, le très faible nombre de stations professionnelles synoptiques (une à deux par département, souvent dans le centre départemental de Météo-France ou l'aéroport), mais le phénomène n'est pas particulier aux Alpes (Tardieu et Leroy, 2003). Il est donc difficile d'exploiter les données complémentaires à l'étude de la température disponibles dans ces stations professionnelles (radiation, aspect du ciel, etc.) puisqu'elles sont très dispersées sur le territoire et peu représentatives des phénomènes observés au niveau des massifs montagneux. Les stations automatiques – à données en temps

réel ou par enregistrement – sont plus nombreuses (une trentaine), leur densité est faible mais elles sont assez bien réparties spatialement. En résumé, l'essentiel des mesures provient des postes climatologiques, relevés bénévolement dans la plupart des cas.

Sur la période d'étude initiale de six ans (du 1^{er} janvier 1990 au 31 décembre 1995), seulement une station de mesure sur deux, malheureusement, proposait des séries quotidiennes complètes sur les minima et les maxima (soit 2191 jours). L'avantage d'utiliser un grand nombre de stations devient donc un inconvénient, puisque leurs données ne sont pas toujours comparables entre elles, car fragmentées. Les données de décembre 1995 sont heureusement plus complètes, l'échelle de temps étant très fortement réduite.

Le travail est réalisé à partir d'un modèle numérique de terrain de résolution 150 mètres, dérivé des bases de données à échelle départementale de l'Institut Géographique National (résolution 50 mètres).

Le nombre et la qualité des relevés conservent bien évidemment une importance capitale dans la qualité du modèle construit, mais il est également nécessaire, dans une problématique de spatialisation d'un paramètre climatique, de se soucier de la représentativité du réseau, qui sera la base de la validité de la future carte. En région de montagne plus qu'ailleurs, il faut notamment prendre garde aux questions d'échelles de représentativité du réseau (Choisnel et Seguin, 1987).

1.2. La représentativité du réseau

Lorsqu'on dispose d'un réseau de mesure, le premier travail doit consister en une analyse de la représentativité du terrain d'étude par ce réseau, pour permettre une évaluation du niveau d'incertitude de la spatialisation des températures. Les stations météorologiques sont en effet, pour des raisons humaines, économiques et techniques, principalement localisées en plaines et vallées : si seulement 40% de la région est située à moins de 1000 mètres d'altitude (figure 3), 50% des stations sont regroupées sous cette valeur ; de même, plus de 90% des stations sont établies à moins de 2000 mètres d'altitude, quand 75% seulement des valeurs du modèle numérique de terrain sont effectivement incluses dans l'intervalle compris entre 0 et 2000 mètres.

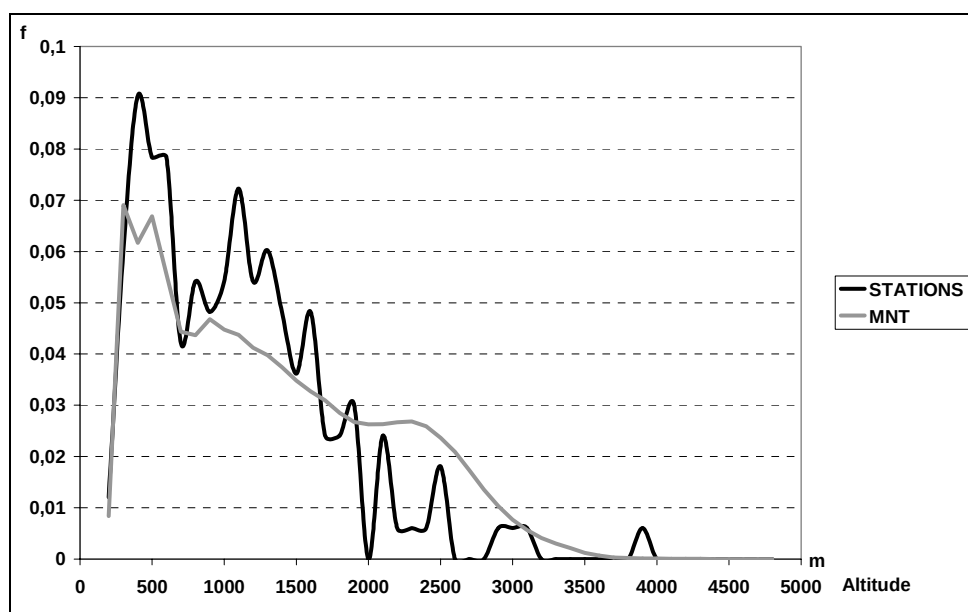


Figure 3 : Fréquences simples comparées des altitudes des stations de mesure et du modèle numérique de terrain (par tranche de 100 mètres). *Compared simple frequencies of altitudes from the measuring sites and those from the digital elevation model (by section of 100 meters).*

Cette loi est encore plus affirmée sur les stations dont les séries sont complètes (la difficulté plus marquée d'accès et de réparation du matériel, par exemple, sur les postes de haute montagne, entraîne un allongement des lacunes dans ces bases). La densité maximale de stations de mesure est atteinte dans l'intervalle compris entre 400 à 500 mètres d'altitude, qui constitue également la fréquence maximale d'occurrence des pixels du modèle de terrain. Si la fréquence des postes de mesure diminue avec l'altitude, la densité spatiale des stations dans les vallées se révèle pourtant semblable à celle des régions de plaine. On constate même après lecture de la figure 2 que le Nord-Isère, région la moins hétérogène et la moins accidentée, connaît la plus faible densité de stations. Un autre moyen d'estimation de la représentativité des stations, complémentaire, pourrait se fonder sur l'imagerie satellite, pour mettre en évidence, à partir de la corrélation entre température de surface et température de l'air, une distance de représentativité de la température mesurée à partir d'une station (Viau *et al.*, 1998).

De telles informations de représentativité peuvent être à l'origine d'indices, voire de cartes d'incertitude (Lhotellier, 2005). Cette mesure estimée, il est possible d'effectuer une étude de la répartition spatiale des températures, en connaissant les tranches d'altitude pour lesquelles notre modèle peut être *a priori* moins représentatif. Les courbes représentent ici les fréquences simples (en ordonnée) calculées par intervalle de cent mètres des altitudes (en abscisse) observées aux stations de mesure et sur le modèle numérique de terrain (MNT). Si les profils ont tendance à se ressembler globalement, on constate néanmoins une chute des fréquences beaucoup plus rapide sur les stations, aux alentours de 1500 mètres. Les stations sont ainsi sur-représentées aux basses et moyennes altitudes (de 0 à 700 mètres puis 900 à 1600 mètres) et sous-représentées aux hautes altitudes (1600 mètres et plus). Il est à noter qu'il manque finalement assez peu de stations à plus de 2000 mètres pour que le réseau de mesure soit pleinement représentatif du terrain. Le profil des stations est, par ailleurs, plus irrégulier du fait de leur effectif plus petit.

La connaissance de la représentativité du terrain étudié par le réseau est un élément fondamental pour que la modélisation ne soit pas biaisée, ou tout du moins, pour que le climatologue soit conscient de ce biais dans son modèle. Il est illusoire de croire en une possibilité d'éluder totalement cette incertitude.

2. La modélisation

2.1. Une modélisation appliquée au terrain d'étude

Des recherches nombreuses sur la spatialisation de données climatiques ont déjà été menées avec succès à des échelles temporelles et spatiales diverses : interpolation des températures moyennes annuelles sur les Etats-Unis (Willmott et Matsuura, 1995), température quotidienne sur une vaste région montagneuse américaine de plus de 800 000 km² (Dodson et Marks, 1997), modélisation de la température à échelle fine en milieu arctique et tempéré (Joly *et al.*, 1994 ; Fury et Joly, 1995 ; Joly *et al.*, 2003), estimation de la température en relation avec la circulation atmosphérique sur le sud-est français (Courault et Monestiez, 1999), ou interpolation des précipitations (notamment Laborde et Traboulsi, 2002). La méthode Aurelhy (Analyse Utilisant le RELief pour l'Hydrométéorologie ; Bénichou et Lebreton, 1987), s'intéresse elle aussi aux précipitations, et prend en compte ce que les auteurs nomment des « paysages » environnant un point de mesure, qui décrivent en fait des caractéristiques topographiques à plusieurs échelles : maille de 5 km autour d'un point dans une matrice d'exploration retenue de 11x11, c'est-à-dire 50x50 km. Selon l'échelle de travail et la variable exploitée, la méthode doit donc s'adapter (Collins et Bolstad, 1996). Ainsi, Raible *et al.* (1999) utilisent un modèle empirique linéaire de prévision de la température de

l'air et de la probabilité de précipitation. Hudson et Wackernagel (1994) préconisent l'usage du krigeage avec dérive externe, pour l'interpolation des températures à l'échelle de l'Ecosse. Sur les extrêmes quotidiens et en région connaissant des dénivellations marquées, les méthodes fondées sur des régressions, utilisant notamment des gradients thermiques locaux, procurent généralement les meilleurs résultats (Stahl *et al.*, 2006).

L'usage unique de méthodes géostatistiques d'interpolation (de type krigeage simple ou triangulation, par exemple, Arnaud et Emery, 2000) ne convient absolument pas en relief fortement contrasté. Il suffit de faire un test d'interpolation pour s'en convaincre : le réseau de mesure n'étant pas parfaitement représentatif du terrain, de nombreuses unités de relief (et donc leurs conséquences climatiques) sont effacées des estimations obtenues. Il est donc nécessaire de prendre en compte des variables représentatives des processus physiques de terrain. Cependant, en région principalement plane et sur des valeurs moyennes, Holdaway (1996) considère que l'amélioration du modèle après ajout de variables explicatives n'est pas suffisante pour ne pas privilégier le seul krigeage.

Les températures mesurées sont le résultat de processus physiques dans l'atmosphère terrestre, influencées par des effets locaux (Tveito *et al.*, 2000). A ce titre, la température de l'air peut être estimée comme la somme de processus déterministes et stochastiques. Les tendances générales s'affirment grâce à l'étude des éléments du relief (déduction du gradient thermique vertical notamment), quand les variabilités locales seront décrites par des géostatistiques appliquées aux résidus obtenus en supprimant les tendances générales (Tveito *et al.*, 2000) ou par spatialisation des résidus à l'aide de réseaux neuronaux (Demyanov *et al.*, 1998). La modélisation va ainsi se fonder sur une régression multiple pas à pas à partir de variables explicatives topographiques ou environnementales, représentatives du contexte de relief local de la station à échelle plus ou moins grande (de l'unique pixel à quelques kilomètres aux alentours) puis en une interpolation des écarts au modèle ainsi défini.

2.2. Les variables explicatives retenues

L'usage des systèmes d'information géographique permet la création de facteurs explicatifs liés au relief, le stockage puis le traitement des données : ils sont donc particulièrement utiles dans ce type d'approche climatologique, qui s'est fortement développé ces dernières années sur des travaux à échelle fine (Charabi *et al.*, 2002 ; Quénol, 2002 ; Madelin et Beltrando, 2005) ou à plus petite échelle (Dobesch *et al.*, 2001 ; Tveito, 2002 ; Tveito et Schoner, 2002 ; Chapman et Thornes, 2003 ; Ustrnul et Czekierda, 2005).

Dans le cas d'une régression, la variable observée (température), dite variable dépendante, est exprimée en fonction de plusieurs autres variables observées, dites indépendantes. L'équation s'écrit :

$$y(s) = \beta_0 + \beta_1 x_1(s) + \dots + \beta_n x_n(s) + \varepsilon(s)$$

avec :

$$y(s) - y'(s) = \varepsilon(s),$$

$y(s)$: variable dépendante,

$x_1(s)$ à $x_n(s)$: variables indépendantes ou explicatives,

β : coefficients,

$\varepsilon(s)$: résidus de la régression (écarts au modèle).

Les variables indépendantes sont sélectionnées en fonction de leur corrélation avec la température de l'air. Selon l'échelle temporelle d'étude (variant de la moyenne annuelle à l'extrême quotidien), les facteurs explicatifs changent : la modélisation décrivant les variations spatiales de la température n'est donc pas fondée, à l'échelle quotidienne, sur des paramètres identiques en nombre et en influence. Ces derniers, intégrés ou estimés par S.I.G.,

doivent à la fois inclure les particularités globales, régionales et locales du climat. Ces variables explicatives retenues pour une étude à l'échelle quotidienne sont :

- l'altitude en mètres,
- la latitude en mètres,
- la longitude en mètres,
- la valeur de la pente du terrain en degrés,
- son orientation, initialement en degrés, mais modifiée par projection ou transformation en variable quantitative,
- la radiation solaire potentielle en MJ.m^{-2} ,
- la concavité ou la convexité du relief,
- la convexité horizontale,
- la convexité transversale,
- la distance entre les interfluves, en mètres.

Ces variables sont calculées ponctuellement (aux coordonnées des stations de mesure) mais aussi dans des fenêtres mobiles de taille variable (3x3, 5x5, 7x7, jusqu'à 41x41 pixels dans ce cas précis, soit des matrices de 450x450 mètres à 6,15x6,15 kilomètres), de manière à combiner effets locaux et orientations plus générales du relief. Pour chaque paramètre inclus dans le modèle de régression pas à pas, on compte ainsi non pas une, mais vingt-et-une valeurs possibles.

Plus l'échelle temporelle s'allonge, plus le nombre de variables explicatives diminue en moyenne, et plus l'influence de l'altitude s'affirme sur ce terrain de montagne (de Saintignon et Douguedroit, 1981), jusqu'à effacer toutes les autres sur certaines moyennes : dans les Alpes Orientales Italiennes par exemple, le coefficient de corrélation entre l'altitude et la température moyenne mensuelle atteint -0,97 (Rossetti *et al.*, 1997). Le premier estimateur en termes de fréquence d'occurrence et de coefficient de corrélation est donc évidemment l'altitude. La présence d'autres variables explicatives varie selon la saison, le type de temps ou le type d'extrême (minimum ou maximum) étudié. L'influence de la radiation solaire, en toute logique, apparaît ainsi prioritairement sur les maxima.

L'équation fondée sur ces variables prédictives procure une estimation de la température de l'air. Les résidus $\varepsilon(s)$ du modèle de régression multiple calculés en chaque site, alors considérés comme variables aléatoires suivant le modèle intrinsèque, sont ensuite interpolés par krigeage de manière à obtenir un champ de résidus (variabilités locales). La carte qui en est déduite est additionnée à celle précédemment calculée à partir des y' . Ainsi, une troisième cartographie, qui contient à la fois le modèle de régression et les résidus interpolés, est construite. Celle-ci prend donc en compte à la fois les facteurs environnementaux, locaux, liés au terrain, et ceux non intrinsèques au modèle, qui sont spatialisés par krigeage. Ces derniers, même s'ils ne sont pas expliqués par le modèle de régression, apparaissent donc dans la carte finale.

L'application des modèles précédemment déterminés permet donc la reconstitution de champs thermiques, présentés par cartographie. La validité des résultats estimés doit ensuite être discutée, à partir des cartes obtenues et des indices statistiques calculés : comme la sélection des variables explicatives, elle dépend de la saison, du type de situation atmosphérique ou encore de la température considérée (moyenne ou instantanée). La modélisation est d'autant plus aisée que l'on travaille à petite échelle temporelle (moyennes annuelles, par exemple) et sur des situations atmosphériques perturbées (qui entraînent un brassage de l'air et une constance plus marquée des gradients thermiques dans le temps comme dans l'espace). Au contraire, la stabilité des situations anticycloniques hivernales complexifie la spatialisation car la limite supérieure en altitude des inversions n'est pas

identique d'une vallée à l'autre, ou encore entre le nord et le sud des Alpes pour une même journée. Ainsi, la figure 4 propose d'évaluer l'évolution du rôle explicatif de l'altitude seule (courbe grise) et de tous les facteurs, incluant l'altitude (courbe noire), sur la température minimale quotidienne de décembre 1995.

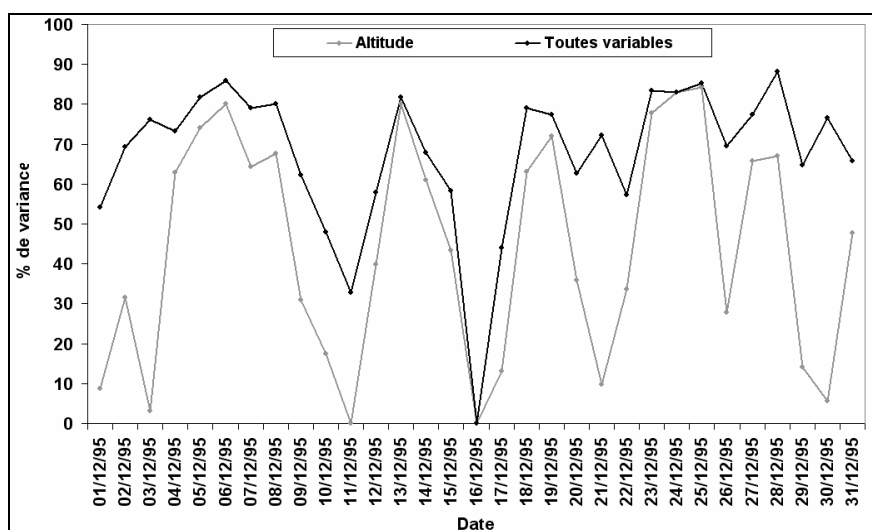


Figure 4 : Pourcentage de variance de la température minimale expliqué uniquement par l'altitude en décembre 1995 (gris) et par l'ensemble des variables sélectionnées quotidiennement (noir). *Percentage of minimum temperature variance only explained by elevation (grey) and by all daily selected variables (black) over December 1995.*

L'influence du type de temps sur le pourcentage de variance expliqué par l'altitude apparaît en créant des cycles de variations : du 1^{er} au 3 décembre, le temps est anticyclonique, l'altitude influe peu sur la température de l'air : la présence de ciel clair et l'absence de vent se traduisent par des inversions thermiques. Du 3 au 9, le temps est plus perturbé, le coefficient de détermination entre altitude et température peut alors atteindre plus de 80%. L'anticyclone se replacera sur les Alpes entre le 9 et le 12, puis les 16 et 17, provoquant un effondrement du caractère explicatif de l'altitude. Les épisodes qui entraînent un brassage de l'air (19, 24 et 25, 27 et 28 décembre) permettent, eux, d'atteindre au minimum des valeurs de 70%. L'introduction de paramètres complémentaires à l'altitude est donc très souvent nécessaire pour l'obtention de résultats satisfaisants par la modélisation de type régressive. La distribution des résidus obtenus est majoritairement gaussienne, mais, ponctuellement, certaines distributions apparaissent dissymétriques.

A l'image du pourcentage de variance expliqué, le nombre quotidien de variables retenues dans le modèle (figure 5) varie également de zéro (16 décembre) à six (les 2, 3, 28 et 30 décembre).

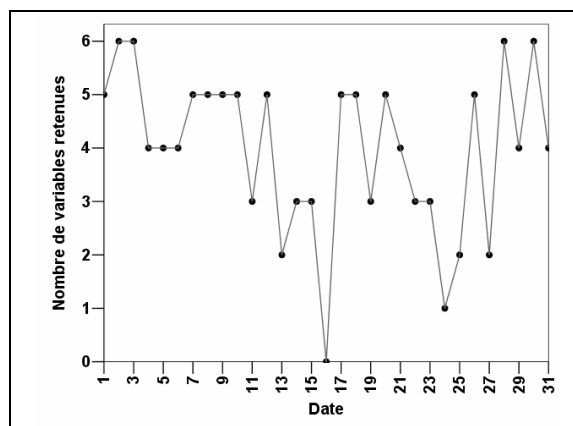


Figure 5 : Nombre de variables retenues quotidiennement dans la régression multiple pas à pas. *Number of daily included variables in multivariate stepwise regression.*

La moyenne est de quatre variables retenues dans le modèle à l'échelle quotidienne sur le mois de décembre 1995. A titre d'exemple, le 13 décembre, les deux paramètres retenus sont l'altitude dans une fenêtre de 9x9 pixels et la pente (sans fenêtre). Le 23 décembre, les trois variables sélectionnées sont l'altitude dans une fenêtre de 11x11 pixels, puis la pente dans une fenêtre de 5x5 pixels, puis la longitude.

3. Résultats et validation

La qualité globale de l'estimation en un point dépend de la proximité d'une station de mesure incluse dans le modèle (influence de l'interpolation des résidus) et de ses spécificités climatiques locales (l'influence clémente du Lac Léman, par exemple, sur quelques kilomètres avoisinant, n'est pas prise en compte). Il existe donc un véritable paradoxe à travailler à échelle fine sur un secteur assez vaste, à la confluence de multiples influences climatiques.

L'exemple de validation croisée est ici proposé sur la température minimale quotidienne du mois de décembre 1995 pour deux stations : Albertville et Saint-Bernard. Nous avons sélectionné une représentante d'un comportement de fond de vallée (Albertville, « Combe » de Savoie, département de la Savoie, 335 m) et une autre de moyenne montagne préalpine (Saint-Bernard, Massif de la Chartreuse, département de l'Isère, 900 m). Le modèle est réalisé sur les 136 stations qui possèdent des données complètes sur décembre 1995.

Les graphiques de la figure 6 montrent une bonne estimation des températures d'Albertville, qui bénéficie de la proximité immédiate des stations de mesure de Gilly-sur-Isère et Verrens-Arveys, distantes de quelques kilomètres qui, elles, disposent de séries continues.

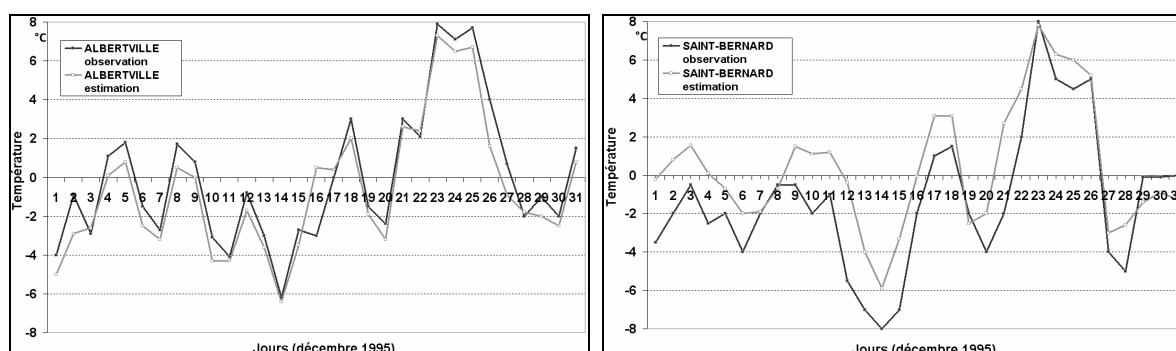


Figure 6 : Comparaison des estimations et des températures réellement observées pour deux stations de mesure : Albertville (Savoie, 335 m) et Saint-Bernard (Isère, 900 m). *Comparison of estimated and really observed temperatures for two measure sites: Albertville (Savoie, 335 m) and Saint-Bernard (Isère, 900 m).*

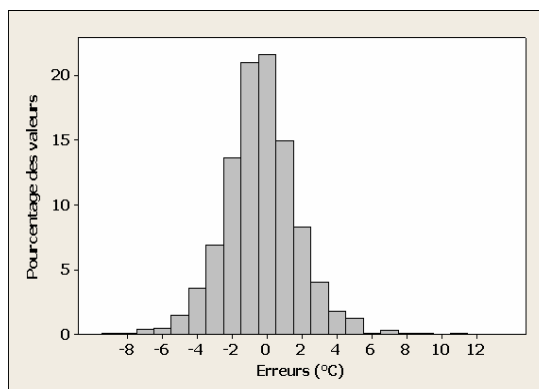
Le comportement des températures est de ce fait très bien pris en compte par le modèle. On constate une sous-estimation de -2°C maximum (-1°C plus généralement), ce qu'on peut considérer comme une bonne erreur d'estimation à une échelle quotidienne. Notons qu'à la date du 16 décembre 1995, l'estimation par régression est impossible compte tenu des très faibles coefficients de corrélation obtenus entre la température et les variables explicatives sur l'échantillon sélectionné. Ce coefficient demeure faible quel que soit l'échantillon utilisé (des tests ont été conduits sur différents découpages de la population, sans guère d'amélioration des coefficients obtenus). Pour cette date, l'estimation est donc réalisée par krigeage, avec une incertitude plus forte, et d'ailleurs une erreur très marquée à Albertville, de près de 4°C .

Les estimations à la station de Saint-Bernard sont nettement moins correctes. On constate une surestimation fréquente de la température, de l'ordre de 2 à 3°C , sauf en toute fin de période, où l'estimation est meilleure. La relative mauvaise estimation s'explique par

l'éloignement des mesures qui servent de référence et par des caractéristiques distinctes : la station de Saint-Hilaire, relativement proche, est située à une altitude plus élevée. Les stations de Saint-Pierre-de-Chartreuse, à altitudes équivalentes, sont sur l'autre versant. L'interpolation des résidus se fonde donc sur des stations proches, de versant opposé, ou de fond de vallée (200 à 300 mètres d'altitude) situées à plus de vingt kilomètres de Saint-Bernard. On comprend donc facilement la perte d'information possible, dans un environnement de montagne avec des modifications de relief très vigoureuses. Ce type d'observation souligne une nouvelle fois la nécessité de posséder un réseau représentatif du relief, dense et comportant des séries non lacunaires. La seule régression multiple ne parvient pas, à elle seule, sur des températures extrêmes et un secteur d'étude finalement assez vaste, à fournir des estimations toujours pertinentes.

La figure 7 présente l'histogramme des erreurs d'estimation par validation croisée sur la totalité du mois de décembre 1995. La distribution est de type normale, avec de faibles erreurs d'estimations largement majoritaires : plus de 40% des erreurs sont inférieures ou égales à 1°C.

Figure 7 : Histogramme des erreurs d'estimation sur le mois de décembre 1995. *Histogram of estimation errors (cross validation) over December 1995.*



Ponctuellement, on constate cependant de très fortes erreurs : -9°C le 22 décembre entre la mesure et l'estimation à la station de Saint-Martin-de-Belleville, à 2700 mètres d'altitude, mais près de +7°C d'écart le 18 décembre en ce même point, et même près de 11°C le 5 décembre ! La très haute altitude de cette station rappelle la mauvaise représentativité de l'échantillon fourni par Météo-France pour de telles valeurs. Les mauvais résultats ne sont donc finalement pas très surprenants. De plus, la station la plus proche, Saint-Michel-de-Maurienne, est située 1500 mètres plus bas, et sur le versant opposé. Des effets locaux propres à la très haute montagne (sommet demeurant dans les nuages alors que les alentours sont dégagés, ou, dans d'autres circonstances, foehn) viennent perturber encore un peu plus notre modélisation. D'autres particularités locales viennent probablement s'ajouter à ces difficultés mais il apparaît que le profil de Saint-Martin-de-Belleville devrait être étudié séparément. Les très fortes erreurs d'estimation proviennent donc de quelques rares stations, pour lesquelles la non-représentativité du réseau de mesure est prépondérante sur la qualité du modèle général.

4. Exemple d'application

Une cartographie locale des températures rend possible l'étude de phénomènes climatiques à échelle fine en région de montagne. Un exemple d'application est ainsi proposé, mettant en évidence les fortes fluctuations thermiques existant, en relief très contrasté, sur des distances particulièrement réduites. La figure 8 illustre ainsi l'évaluation et la cartographie du nombre de jours de gel à l'échelle d'un massif ou d'une vallée, pour le mois de décembre 1995 sur le massif de l'Oisans. Elle est construite à partir des températures minimales quotidiennes du mois : chacune des surfaces qui connaissent des températures inférieures à 0°C est conservée, puis les 31 cartes sont additionnées. La haute montagne apparaît soumise au gel sans

interruption durant tout le mois (31 jours avec gel !), quand les altitudes plus modérées connaissent environ un jour sur deux des températures négatives¹. Notons que les fonds de vallées, à toutes altitudes, connaissent un nombre de jours de gel supérieur aux versants qui leur sont juxtaposés, à cause des nombreuses inversions thermiques hivernales lors des situations propices, à ciel clair et absence de vent.

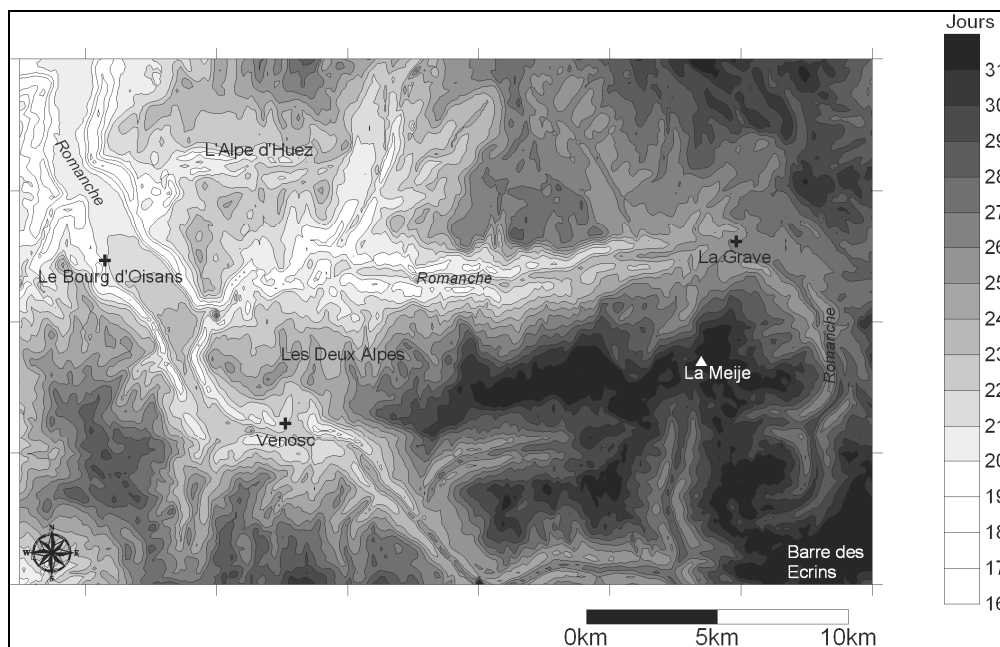


Figure 8 : Nombre de jours avec température inférieure à 0°C en décembre 1995 ; à l'ouest, la vallée de Bourg d'Oisans (Isère, 720 m), à l'extrême sud-est, la Barre des Ecrins (4100 m). *Number of frosty days for December 1995 ; In the west, Bourg-d'Oisans valley (Isère, 720 m) ; in extreme south-east, the "Barre des Ecrins" (4100 m).*

La valeur des inversions atteint souvent 5°C, voire 10°C, entre les points bas des vallées et les versants adjacents les surplombant de quelques centaines de mètres. Il n'est donc pas surprenant que le nombre de jours avec gel s'en voit modifié. Ainsi, dans la vallée de la Maurienne (non cartographiée sur la figure 8), le 13 janvier 1990 au matin, en situation fortement anticyclonique, la très forte inversion observée entraîne un gradient de 4,3°C par 100 mètres entre Bessans (1700 m) et le col du Mont-Cenis (2000 m). Ce type de phénomène est très lisible sur la carte proposée, notamment au niveau de Bourg d'Oisans, ou dans la vallée de la Romanche, en amont et en aval de la Grave. Les secteurs les moins soumis aux températures négatives sont donc certains versants, qui peuvent connaître, selon leur disposition, un nombre de jours avec température négative inférieur de 4 à 7 par rapport au fond de vallée le plus proche. En montagne, la présence de glaciers ou de neige vient fréquemment apporter une source supplémentaire de froid aux « coulées » d'air froid nocturne, la température des fonds de vallées s'en voit diminuée d'autant.

Conclusion

Dans un relief fortement contrasté comme l'est le massif alpin, les méthodes d'interpolation géostatistique directement appliquées aux variables climatiques sont à exclure. L'usage de modèles régressifs fondés sur des paramètres décrivant le terrain, établis si nécessaire à plusieurs échelles, procure des cartes à la validité bien supérieure. Les variables établies par SIG, dites indépendantes, sont incluses dans un modèle de régression multiple pas

¹ Comme il s'agit de la température minimale, on ne peut bien sûr pas conclure que la température n'ait jamais été positive durant la journée.

à pas ; les résidus à ce modèle sont conservés, interpolés par krigeage et superposés à la première estimation (« *residual kriging* »). L'équation de régression ainsi définie est appliquée dans un logiciel de type SIG sur les matrices représentant les variables de terrain, permettant une cartographie des températures estimées par le modèle (estimation notée y'). Ces résultats demeurent donc fondés sur des méthodes linéaires ; il est tout à fait envisageable de parvenir à des résultats similaires avec des méthodes non linéaires (réseaux neuronaux par exemple), mais les relations et leurs explications climatiques sont alors beaucoup plus difficiles à interpréter.

La représentativité du réseau de mesure constitue un facteur essentiel à la qualité des estimations, elle nécessite à ce titre une attention particulière. Les résultats, satisfaisants dans la plupart des conditions météorologiques, permettent d'appliquer la méthode à d'autres échelles, d'autres variables ou encore d'étudier les conséquences de certains phénomènes thermiques, notamment en terme de risques. Néanmoins, l'incertitude liée aux cartes obtenues est d'autant plus forte que les phénomènes et leurs impacts sont étudiés à longue échéance.

Malgré les difficultés inhérentes au traitement des températures extrêmes quotidiennes en domaine alpin, la méthode de spatialisation retenue procure des résultats très souvent satisfaisants. Cependant, des affinements demeurent possibles, d'une part parce qu'une température minimale ou maximale n'est pas atteinte en tout point de la région au même instant, d'autre part parce que les facteurs de variation des températures sont d'autant plus nombreux que l'échelle temporelle d'étude est fine : ainsi, la présence d'un nuage à un instant donné peut modifier la température maximale en un point par rapport à un autre point distant de quelques centaines de mètres. Autre facteur essentiel à la qualité de l'estimation, la situation atmosphérique est un paramètre à prendre en considération, notamment pour la modélisation des inversions thermiques, fréquentes par temps calme. Les tests réalisés sur la classification en types de temps Météo-France d'après les géopotentiels (Bénichou, 1995), s'ils ont montré des résultats significatifs (amélioration des coefficients de détermination obtenus pour la régression multiple lors des types de temps perturbés), ne permettent pas, compte tenu de l'échelle de réalisation synoptique de la classification (Vigneau, 2004), une intégration dans un travail à échelle fine sur une surface relativement limitée. L'usage d'autres indices, de type ambiances climatiques (Joly, 1994) est une voie à explorer. Le recours à l'utilisation de la télédétection pourrait, dans certaines configurations météorologiques, permettre d'affiner ou corriger les estimations de la température de l'air, en prenant en compte la corrélation existant entre celle-ci, la température de surface et la topographie (Kermadi *et al.*, 2000).

Bibliographie

- ARNAUD M. et EMERY X., 2000 : *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes statistiques*. Paris, Hermès Sciences, 216 p.
- BENICHO P., 1995 : *Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale*. Monographie n°8, Météo-France, service central de la communication et de la commercialisation, 94 p.
- BENICHO P. et LE BRETON O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7^{ème} série, **19**, 14 p.
- BRANCUCCI G. et ROSSETTI R., 1992 : Essai de cartographie automatique pour la représentation des éléments climatiques en zone de montagne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **5**, 265-273.

- CARREGA P., 1994 : Topoclimatologie et habitat. *Analyse spatiale quantitative et appliquée*. Revue de Géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard, U.F.R. Espace et Culture, Université de Nice Sophia Antipolis, 408 p.
- CHAPMAN L. et THORNES J.E., 2003 : The use of geographical information system in climatology and meteorology. *Progress in Physical Geography*, 27.3, Londres, Arnold Publishers, 313-330.
- CHARABI Y., BIGOT S. et KERGOMARD C., 2002 : Interpolation et cartographie automatique de la température nocturne en milieu urbain. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **14**, 271-278.
- CHASSAGNEUX P., DEBLAERE J.-C. et THEBAULT E., 1992 : *Atlas Agroclimatique Rhône- Alpes*. Ministère de l'Équipement, du logement, des transports et de l'espace, 88 p.
- CHOISNEL E. et SEGUIN B., 1987 : Problème d'échelle et réseaux météorologiques en zone de moyenne montagne. *Agrométéorologie des régions de moyenne montagne*, Colloque de l'INRA, 39, 37-49.
- COLLINS F. et BOLSTAD P., 1996 : *A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation*. Proceedings of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, New Mexico, USA, 12 p.
- COURAULT D. et MONESTIEZ P., 1999 : Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in the south-east of France. *International Journal of Climatology*, **19**, 365-378.
- DEMYANOV V. KANEVSKY M., CHERNOV, S., SAVELIEVA E. et TIMONIN V., 1998 : Neural Network Residual Kriging Application for Climatic Data. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, vol 2, n°2, 215-232.
- DOBESCH H., TVEITO O.E. et BESSEMOULIN P., 2001 : *Geographical Information Systems in Climatological Application*. KLIMA Report 13/01, EUMETNET ECSN, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 54 p.
- DODSON R. et MARKS D., 1997 : Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate research*, **8**, 1-20.
- ER30 du CNRS Environnement climatique, 1992, Archives sur CD-ROM de la base de données climatiques de l'ER30, 1967-1992.
- FURY R. et JOLY D., 1995 : Présentation d'une méthode pour l'interpolation à maille fine (100 m) des températures journalières. *La Météorologie*, 8e série, **11**, 36-43.
- HOLDAWAY M.R., 1996 : Spatial modelling and interpolation of monthly temperature using kriging. *Climate research*, **6**, 36-43.
- HUDSON G. et WACKERNAGEL H., 1994 : Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland. *International Journal of Climatology*, **14**, 77-91.
- JOLY D., 1994 : Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg ; pour une approche méthodique par niveau d'échelle. *Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté*, 529, Diffusion Les Belles Lettres, Paris, 404 p.
- JOLY D., BERT E., FURY R., JAQUINOT J.-P. et VERMOT-DESROCHES B., 1994 : Interpolation des températures à grande échelle. *Revue Internationale de Géomatique*, Vol. 4, n°1, 55-85.
- JOLY D., NILSEN L., FURY R., ELVEBAKK A. et BROSSARD T., 2003 : Temperature interpolation at large scale; test on a small area on Svalbard. *International Journal of Climatology*, **23**, 1637-1654.

- KERMADI S., DUBREUIL V. et PLANCHON O., 2000 : Contribution des données NOAA-AVHRR à la cartographie des températures de l'air à échelle fine : application au département de la Sarthe. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 444-452.
- LABORDE J.P. et TRABOULSI M., 2002 : Cartographie automatique des précipitations : application aux précipitations moyennes annuelles du Moyen Orient. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **14**, 296-303.
- LEROY M., 2002 : La mesure au sol de la température et des précipitations. *La météorologie*, **39**, 52-56.
- LHOTELLIER R., 2005 : *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 350 p.
- MADELIN M. et BELTRANDO G., 2005 : Spatial interpolation-based mapping of the spring frost hazard in the Champagne vineyards. *Meteorological Applications*, **12**(1), 51-56.
- Météo-France, 2007 : Caractéristiques climatiques départementales et normales climatiques : <http://www.meteofrance.com/FR/climat/france.jsp>
- QUENOL H., 2002 : *Climatologie appliquée aux échelles spatiales fines : influence des haies brise-vent et d'un remblai ferroviaire sur le gel printanier et l'écoulement du mistral*. Thèse de doctorat, Université Lille 1, 259 p.
- RAIBLE C.C., BISCHOF G., FRAEDRICH K. et KIRK E., 1999 : Statistical single-station short-term forecasting of temperature and probability of precipitation: Area interpolation and NWP combination. *Weather Forecasting*, **14**, 203-214.
- ROSSETTI R., PALUMBO R. et BRANCUCCI G., 1997 : Un modèle pour le calcul de la variation de la température en zone de montagne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **10**, 177-186.
- SAINTIGNON (de) M.-F., 1976 : Décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes Françaises du nord. *Revue de géographie alpine*, tome LXIV, 483-494.
- SAINTIGNON (de) M.-F. et DOUGUEDROIT A., 1970 : Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes Françaises du sud. *Revue de géographie alpine*, tome LVIII, fascicule 3, 453-472.
- SAINTIGNON (de) M.-F. et DOUGUEDROIT A., 1981 : Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes françaises du Sud et en Provence (séries 1959-1978). *Eaux et Climats, Mélanges offerts à C.P. Péguy*, ER30, 179-194.
- STAHL K., MOORE R.D., FLOYER J.A., ASPLIN M.G. et MC KENDRY I.G., 2006 : Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139**, 224-236.
- TARDIEU J. et LEROY M., 2003 : Radome, le réseau temps réel d'observation au sol de Météo-France. *La Météorologie*, **40**, 40-43.
- TVEITO O.E., 2002 : *Spatial distribution of winter temperatures in Norway related to topography and large-scale atmospheric circulation*. PUB Kick off meeting, Brasilia, 8 p.
- TVEITO O.E. et al., 2000 : *Nordic temperature maps*, KLIMA Report 09/00, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 54 p.
- TVEITO O.E. et SCHONER W., 2002 : *Applications of spatial interpolation of climatological and meteorological elements by the use of geographical information systems (GIS)*. KLIMA Report 28/02, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 44 p.

U.P.R. 404 du CNRS Environnement Climatique (ex ER30), 1992 : *Atlas des fréquences de l'insolation journalière dans la France du Centre-est*. PIRSEM, CNRS, 49 p.

USTRNUL Z. et CZEKIERDA D., 2005 : Application of GIS for the developpement of climatological air temperature maps: an example from Poland. *Meteorological applications*, **12**(1), 43-50.

VIAU A., VOGT J. et PAQUET F., 1998 : Evaluation de la représentativité spatiale des stations météorologiques par la cartographie des champs thermiques autour de celles-ci à partir des images NOAA-AVHRR. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 61-70.

VIGNEAU J-P., 2004 : Un siècle de types de temps : épistémologie d'un concept ambigu. *Norois*, **191**, 17-28.

WILLMOTT C.J. et MATSUURA K., 1995 : Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, **34**(12), 2577-2586.