



**HAL**  
open science

# Spatialisation des températures en zone de montagne alpine

Remi Lhotellier

► **To cite this version:**

Remi Lhotellier. Spatialisation des températures en zone de montagne alpine. Géographie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00011241

**HAL Id: tel-00011241**

**<https://theses.hal.science/tel-00011241>**

Submitted on 20 Dec 2005

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

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

Thèse

Présentée par

**Rémi LHOTELLIER**

*Pour obtenir le grade de*

**Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble 1**

**Discipline : Géographie**

---

# **Spatialisation des températures en zone de montagne alpine**

---

*Soutenue publiquement le 29 novembre 2005 devant le jury composé de :*

**Sylvain BIGOT**  
**Pierre CARREGA**  
**Jean-Pierre CERON**  
**Claude COLLET**  
**Pierre DUMOLARD**

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble  
Professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis  
Ingénieur, Météo-France, Direction de la Climatologie, Toulouse  
Professeur, Université de Fribourg  
Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble

Thèse préparée au sein du laboratoire SEIGAD de l'Institut de Géographie Alpine,  
Université Joseph Fourier, Grenoble



Thèse

Présentée par

**Rémi LHOTELLIER**

*Pour obtenir le grade de*

**Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble 1**

**Discipline : Géographie**

---

# **Spatialisation des températures en zone de montagne alpine**

---

*Soutenue publiquement le 29 novembre 2005 devant le jury composé de :*

**Sylvain BIGOT**  
**Pierre CARREGA**  
**Jean-Pierre CERON**  
**Claude COLLET**  
**Pierre DUMOLARD**

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble  
Professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis  
Ingénieur, Météo-France, Direction de la Climatologie, Toulouse  
Professeur, Université de Fribourg  
Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble

Thèse préparée au sein du laboratoire SEIGAD de l'Institut de Géographie Alpine,  
Université Joseph Fourier, Grenoble



## REMERCIEMENTS

---

Les premières lignes de cette thèse traduisent l'aboutissement d'un travail commencé en octobre 2002, mon allocation de recherche s'achevant donc avec la fin – provisoire – du travail engagé. Ces trois années ont été très riches en apprentissages, et pas seulement dans le domaine strict de la recherche. Corollaire inévitable lié à un service d'enseignement maximal chaque année, mon agenda était souvent bien rempli. Mais certains m'ont facilité la tâche, et c'est à ceux-ci que je veux exprimer ma gratitude ici.

Mes remerciements vont en premier lieu à Pierre Dumolard, qui a assuré la direction de cette thèse, mais qui surtout m'a permis de bénéficier d'une allocation de recherche durant ces trois dernières années. Je n'oublie évidemment pas le privilège d'avoir intégré l'action COST 719, grâce à laquelle j'ai pu être informé de ce qui se faisait de mieux à l'échelle européenne dans le domaine des SIG et de la climatologie, mais surtout qui m'a amené à communiquer dans plusieurs colloques européens.

Jean-Pierre Céron, a accepté, malgré son emploi du temps souvent chargé, de suivre l'évolution de mon travail. En dépit du nombre finalement limité de rencontres ayant eu lieu (la liaison Grenoble – Toulouse n'est pas des plus pratiques), celles-ci ont toujours été d'un apport capital à l'avancée des résultats, et les remarques formulées toujours pertinentes. Merci beaucoup.

J'exprime aussi toute ma reconnaissance à Pierre Carrega (croisé au cours d'un colloque à Budapest), Claude Collet (rencontré à Genève puis croisé lors des journées Cassini) et Sylvain Bigot (croisé à... l'IGA) d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse et d'avoir ainsi porté attention à ce travail.

Je remercie également ceux qui, à l'Institut de Géographie Alpine (Laurent Astrade, Georges Rovera, Laure Charleux, Nathalie Dubus) ou au Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne (Serge Fudral) ont facilité mes enseignements.

Toujours dans le domaine de la recherche, une mention particulière est adressée aux (ex-)thésards du labo, que je côtoie pour certains depuis la maîtrise: Laure, Nicolas, Jérémy, Jean-Christophe, Olivier, Hayan.

Merci aussi à Cristian-Valeriu Patriche, pour son chaleureux accueil lors de mon séjour à Iasi ainsi que notre fructueuse collaboration.

Enfin, merci aux autres, ceux que j'ai oublié de citer et auprès desquels je m'excuse, ceux qui partagent avec moi autre chose que l'enseignement ou la recherche, ceux qui sont là quand la vie paraît plus compliquée qu'elle ne devrait, et celle qui est à mes côtés et fait mon bonheur.



## RESUME

---

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 nécessitent pourtant des valeurs climatiques en tout point de leur champ d'étude. Cette thèse propose une évaluation du niveau d'incertitude pour la spatialisation des températures en zone de montagne et la mise au point d'une démonstration de la relation échelle / méthode, puis la quantification des apports des méthodes en fonction de l'échelle d'application visée. Le sujet comprend donc, comme premier travail, la mise en place d'une méthode pour la spatialisation des températures, c'est à dire une modélisation expliquant les variations spatiales des températures : quels facteurs agissent, font varier les températures, et dans quelles proportions ?

La réalisation de modèles, à différentes échelles, s'accompagne d'une interpolation (reconstitution des champs thermiques par l'application des modèles précédemment créés).

La recherche combine un travail sur Systèmes d'Information Géographique, et les variables spatiales extraites de ces derniers : occupation du sol, relief, pente, exposition, ensoleillement, etc.), ainsi qu'un usage fréquent de méthodes statistiques (régressions simples, régressions multiples, analyses de variance, analyses en composantes principales, etc.)

Les simulations constituent l'étape finale, une fois les spatialisations terminées et les validations des modèles effectuées.

Les données géographiques sont principalement fournies par le laboratoire SEIGAD et l'Institut Géographique National, les connaissances et les données météorologiques proviennent de Météo-France (relevés de températures minimales et maximales quotidiennes, types de temps, modèle SAFRAN...)

**MOTS-CLES :** température, spatialisation, interpolation, analyse statistique et spatiale, systèmes d'information géographique, Alpes françaises.

## ABSTRACT

---

Most of 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. This PhD thesis proposes an evaluation of the uncertainty level for spatialization of temperatures in mountainous areas and a demonstration of the scale/method relation, then a quantification of the benefits of each method according to the scale of concerned applications. The subject thus includes, firstly, some developments of spatialization methods for temperatures, explaining spatial variations of temperatures: which factors work, make change the temperatures, and in which proportions?

The realization of models, at various scales, is accompanied by an interpolation (reconstitution of the thermal fields by application of the previously computed models).

This research includes a work on geographical information systems, and spatial variables extracted from them: land cover, relief, slope, aspect, radiation, etc), as well as a frequent use of statistical methods (univariate regressions, multivariate regressions, variance analysis, principal component analysis, etc.)

Simulations are the final step, once spatializations are finished and validations are carried out.

Geographical data are mainly provided by the SEIGAD laboratory and the French National Geographical Institute, weather knowledge and data come from Météo-France (daily minimum and maximum temperatures, weather types, SAFRAN model...)

**KEY WORDS:** temperature, spatialization, interpolation, statistical and spatial analysis, geographic information systems, French Alps

**Laboratoire SEIGAD : équipe information géographique et aide à la décision**

2063 rue de la piscine, BP 53X, 38041 GRENOBLE CEDEX 9

**Laboratoire SEIGAD : équipe systèmes environnementaux**

Institut de Géographie Alpine, 14bis avenue Marie Reynoard, 38100 GRENOBLE



## TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	3
TABLE DES MATIERES.....	7
INTRODUCTION .....	13
<b>PARTIE 1 : ECHELLES TEMPORELLES ET SPATIALES DE VARIATION DE LA TEMPERATURE</b>	<b>17</b>
<b>Chapitre 1. Mécanismes généraux à différentes échelles</b> .....	19
1.1. Bilan d'énergie .....	19
1.1.1. Avant la température, l'énergie .....	19
1.1.2. Un équilibre entre énergie reçue et émise .....	21
1.1.3. Structure verticale de l'atmosphère.....	22
1.1.4. Conséquences de modifications du bilan d'énergie.....	23
1.2. Echelles temporelles de variation des températures .....	26
1.2.1. A macro échelle, des phénomènes « universels ».....	26
1.2.2. A méso échelle, des cycles réguliers : saisons et types de temps .....	27
1.2.3. A l'échelle quotidienne, une conjugaison d'effets multiples .....	29
1.2.3.1. Réchauffement diurne, refroidissement nocturne .....	29
1.2.3.2. Composantes advectives, brise et inversion.....	31
1.3. Echelles spatiales de variation des températures (pour le climat local uniquement) .....	36
1.3.1. L'élément majeur : le relief .....	36
1.3.1.1. L'altitude .....	36
1.3.1.2. Le relief comme obstacle et son influence sur les vents.....	38
1.3.1.3. Formes topographiques et versants.....	40
1.3.2. La présence d'eau.....	41
1.3.3. Sol et végétation.....	41
1.3.4. Anthropisation.....	43
1.4. De la météorologie à la climatologie .....	44
1.5. Les échelles d'espace en climatologie.....	45
1.6. La zone d'étude et son climat .....	47
1.6.1. Caractéristiques départementales.....	47
1.6.1.1. Haute-Savoie.....	47
1.6.1.2. Savoie.....	48
1.6.1.3. Isère.....	49
1.6.1.4. Hautes-Alpes .....	49
1.6.2. Zones climatiques définies sur les quatre départements .....	50
1.7. Conclusion .....	54

<b>Chapitre 2. Les températures minimales et maximales dans les Alpes françaises du nord</b> .....	55
2.1. Examen critique des données climatologiques .....	55
2.1.1. Données à disposition .....	55
2.1.2. Température minimale, température maximale : des notions parfois ambiguës	57
2.1.3. Validation des données .....	59
2.2. La période d'étude : 1990-1995.....	61
2.3. Stations de mesure.....	64
2.4. Classification des sites .....	67
2.4.1. Réseau RADOME.....	68
2.4.2. Types de stations.....	69
2.5. Représentativité spatiale et altitudinale de l'échantillonnage des stations ...	71
2.6. Conclusion.....	73

<b>Chapitre 3. Estimation et interpolation spatiale des températures</b> .....	75
3.1. Généralités .....	75
3.2. Estimation par méthodes déterministes .....	76
3.2.1. Estimation globale contre estimation locale .....	76
3.2.2. Quelques méthodes communes d'interpolation .....	76
3.3. Estimation par méthodes stochastiques.....	79
3.3.1. Modélisation (géo)statistique .....	79
3.3.2. La technique du krigeage .....	79
3.3.3. Tentatives de comparaison.....	82
3.3.3.1. Des méthodes très mal adaptées à l'interpolation des températures en relief contrasté.....	83
3.3.3.2. Des méthodes qui requièrent un approfondissement.....	85
3.4. Evaluation de la qualité des interpolations .....	91
3.5. Une approche particulière : les réseaux neuronaux .....	92
3.6. AURELHY : une méthode de référence en météorologie.....	95
3.7. Formalisation de la démarche retenue .....	97
3.8. Conclusion.....	98

## **PARTIE 2: FACTEURS LOCAUX ET PARAMETRES RETENUS POUR LA SPATIALISATION ..... 99**

<b>Chapitre 4. Les paramètres de terrain retenus pour spatialiser la température..</b> .....	101
4.1. Des paramètres à échelle globale et régionale .....	101
4.1.1. Le rôle essentiel de l'altitude .....	101
4.1.2. Latitude et Longitude .....	103
4.2. Des paramètres à échelle locale .....	103
4.2.1. L'orientation des pentes.....	104
4.2.2. Le module de la pente .....	105
4.2.3. Les courbures du relief .....	106
4.2.3.1. Concavité ou convexité.....	106
4.2.3.2. Convexité horizontale .....	109
4.2.3.3. Convexité transversale .....	109
4.3. Radiation potentielle sur quatre journées d'hiver .....	110
4.3.1. Bases de données nécessaires aux calculs.....	111
4.3.2. Altitude solaire et azimuth solaire .....	111
4.3.3. Ombrage et incidence des rayons du soleil sur la surface .....	114
4.3.4. Radiation solaire .....	115
4.3.5. Cartographie des résultats.....	119
4.3.5.1. A échelle régionale .....	119
4.3.5.2. A échelle locale.....	120
4.4. L'occupation du sol.....	121
4.5. Conclusion.....	122

<b>Chapitre 5. Les types de temps</b> .....	123
5.1. Rappel sur les régimes classiques.....	123
5.2. Approche méthodologique .....	125
5.3. Classification des configurations météorologiques sur l'Europe occidentale ....	126
5.3.1. Exemple de résultats pour le champ de géopotential 1000 hPa.....	127
5.3.2. Evolution temporelle des classifications obtenues.....	131
5.3.2.1. Fréquence des types de temps .....	133
5.3.2.2. Variabilité interannuelle .....	135
5.3.2.3. Durée des types de temps .....	141
5.3.2.4. Persistance et enchaînements des types de temps.....	142
5.4. Types de temps et spatialisation des températures .....	145
5.4.1. Isotherme 0°C et niveau de gel .....	145
5.4.2. Isotherme 0°C et limite pluie/neige.....	146
5.5. Conclusion .....	147
<b>Chapitre 6. Paramètres thermiques à variation temporelle</b> .....	149
6.1. Gradient thermique vertical .....	149
6.2. Gradients thermiques sur minima et maxima.....	152
6.2.1. Evolutions mensuelles.....	152
6.2.2. Evolutions saisonnières.....	154
6.2.3. Evolutions quotidiennes .....	156
6.3. Les types de temps comme facteur de variations des gradients .....	158
6.4. Diversité locale des gradients et inversions thermiques .....	163
6.5. Amplitudes thermiques.....	168
6.6. Conclusion .....	173
<b>PARTIE 3: MODELISATION DES TEMPERATURES ET VALIDATION DES MODELES</b> .....	<b>175</b>
<b>Chapitre 7. Modélisation statistique</b> .....	177
7.1. Régression multiple sur les variables environnementales .....	177
7.1.1. Principe de la régression multiple .....	177
7.1.2. L'apport logiciel : la régression multiple pas à pas.....	178
7.2. Analyse des résultats .....	179
7.2.1. Résultats sur moyennes annuelles .....	179
7.2.2. Résultats sur moyennes mensuelles.....	180
7.2.3. Résultats sur moyennes décennales .....	181
7.2.4. Résultats sur extrêmes quotidiens .....	183
7.3. Identification et qualité des variables explicatives, à différentes échelles de temps .....	184
7.3.1. Variation de qualité des paramètres explicatifs.....	184
7.3.2. Le cas idéal de spatialisation : une journée perturbée.....	189
7.3.3. Emergence de cas problématiques et formulation de la validation des modèles ..	192
7.4. Prise en compte du relief local pour l'amélioration de la spatialisation .....	193
7.4.1. Fenêtres glissantes et filtres.....	194
7.4.2. Prise en compte des filtres et amélioration de la corrélation entre température et altitude .....	196
7.4.3. Création de nouveaux paramètres explicatifs .....	199
7.5. Autres voies statistiques .....	202
7.5.1. L'analyse en composantes principales.....	203
7.5.2. La régression non linéaire .....	204
7.5.3. AURELHY.....	206
7.5.4. Splines d'ajustement par morceaux .....	206
7.6. Conclusion .....	210

<b>Chapitre 8. Comparaison des méthodes et spatialisation des températures</b>	<b>211</b>
8.1. Modélisation sur données ponctuelles contre modélisation sur données lissées	211
8.1.1. Echelle mensuelle	211
8.1.2. Données quotidiennes de décembre 1995	214
8.2. La méthode par krigeage des résidus	215
8.2.1. Démarche	215
8.2.2. Comparaison et validation des résultats	219
8.3. Fiabilité spatiale et temporelle : validation chiffrée	225
8.3.1. La question de la fiabilité spatiale	225
8.3.2. La question de la constance temporelle des résultats	228
8.3.3. Etude variographique et cartographique des résidus : quelques exemples	230
8.4. Proposition d'amélioration théorique du semis de stations : vers un réseau « optimal »	235
8.5. Résultats comparés à SAFRAN	237
8.5.1. Principe de SAFRAN	237
8.5.2. Application au bassin du Rhône	238
8.5.3. Traitements	239
8.5.4. Résultats	241
8.6. Exemples d'application	243
8.6.1. Cartographie locale des températures	243
8.6.2. Changement climatique et remontée de l'isotherme zéro degré	247
8.6.3. Ajustement d'un modèle spatial sur les températures selon le type de temps	250
8.7. Conclusion	252
<b>CONCLUSION</b>	<b>253</b>
<b>TABLES DES FIGURES</b>	<b>257</b>
<b>TABLE DES CARTES</b>	<b>262</b>
<b>TABLE DES TABLEAUX</b>	<b>264</b>
<b>ABREVIATIONS ET SIGLES</b>	<b>265</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>267</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>279</b>





## INTRODUCTION

Les bases de données climatiques se sont constituées, historiquement, sur des relevés ponctuels établis par l'homme, quelle qu'en soit la méthode : station de mesure de paramètres climatiques pour des valeurs actuelles ou du passé proche, dendrochronologie ou carottage pour des estimations de températures plus anciennes. Les besoins applicatifs s'accommodent malheureusement mal de cette dispersion des mesures, à l'heure de la disponibilité d'une diversité imposante d'informations spatialisées acquises notamment par imagerie satellitale.

Nombre de documents « officiels » (publiés par de célèbres organismes nationaux) proposent des cartes de température ou précipitation – ce sont les variables climatiques les plus largement diffusées car les plus aisées à mesurer et les plus compréhensibles pour le public – soit ponctuelles, donc avec une majorité de vides sur la carte, soit interpolées grâce à des estimateurs spatiaux qui n'ont que faire, par exemple, du relief de la zone considérée. Dans ce cas, l'utilisateur de la carte est soit confronté à une absence de données (cartes ponctuelles) et il ira probablement chercher la valeur qui l'intéresse au point de mesure le plus proche (avec sans aucun doute une erreur notable), soit lira la température sur la carte interpolée mais, la plupart du temps, rien ne l'informe alors de l'erreur d'estimation<sup>1</sup>. L'un des objectifs de cette thèse repose donc sur la quantification de l'erreur d'estimation, mais l'une des caractéristiques de cette erreur étant son inconstance dans le temps, il paraît nécessaire de proposer des modèles permettant de suivre son évolution temporelle.

La difficulté d'estimation est accrue en région à relief contrasté, le massif alpin en est un parfait exemple, puisqu'il est évident qu'en zone de montagne, les variations de relief sont le premier facteur d'individualisation climatique.

Une illustration de cette problématique nous est offerte par un document de référence en géographie. Ainsi, sur les 41 cartes que contient l'Atlas de France Reclus<sup>2</sup> dans son chapitre consacré au climat, la moitié comporte des zones grisées pour représenter les zones montagneuses. Même si la complexité du relief montagnard n'est pas adaptée à l'échelle de cartographie du territoire métropolitain, il est relativement perturbant de constater que, sur la carte qui traite de la neige en France, les montagnes sont effacées...

Ce travail se veut par ailleurs tourné vers l'applicatif, dans le sens où la volonté affichée consiste en la proposition de méthodes propres aux données climatologiques sans pour autant faire de la météorologie : les collectivités ou autres organismes ayant besoin de telles applications ont aujourd'hui largement recours aux SIG ; c'est pourquoi on utilise les systèmes d'information géographique comme entrée principale pour des traitements de bases de données dans les domaines de la météorologie et de la climatologie. Les utilisateurs, qu'ils soient gestionnaires de stations de sports d'hiver, aménageurs ou

<sup>1</sup> Il est fort possible que la température trouvée dans les deux cas de figure soit d'ailleurs assez proche, la valeur observée au point le plus proche étant la principale référence en interpolation spatiale.

<sup>2</sup> BRUNET R., AURIAC F. (dir.), 1995.

professionnels de la maîtrise des facteurs de risque, n'ont néanmoins pas nécessairement des besoins identiques en terme d'échelles spatiale et temporelle. Une approche multiscale s'avère donc indispensable. Les systèmes d'information à référence spatiale conviennent tout à fait à ce type de travail.

L'avantage des bases de données climatiques spatiales réside dans leur capacité à être intégrées dans un SIG, même si, souvent, leurs sources diffèrent. L'impact environnemental des variations (mêmes infimes) du climat peut ainsi être étudié pour de multiples applications à des échelles variées. L'éventail des applications possibles est fort large.

Dans le domaine de l'agriculture notamment, il est possible de dériver des cartes de stress hydrique, de fertilité, ou encore d'estimer les émissions biogéniques des cultures. Des modèles agroclimatiques peuvent aussi conduire à des cartes de diversité écologique, ou à la production de zones climatiques pour l'exploitation de la forêt. D'autres applications, telles l'étude de la diffusion de maladies (vecteurs, parasites) exploitent également des bases de données climatiques spatialisées.

La prévision météorologique et la modélisation hydrométéorologique sont de bons exemples d'exploitation des bases de données climatiques spatialisées en complément d'autres sources (imagerie satellitale, radar...). De même, les champs d'étude s'élargissent aujourd'hui aux problématiques des transports (surveillance hivernale des routes contre le gel, Cavan G., Chapman L., Thornes. J.E., 2003), d'environnements urbains (influences multiples des paramètres climatiques sur la pollution atmosphérique, îlot de chaleur urbain...) ou de l'énergie (production d'électricité pour les besoins de climatisation augmentée en cas de canicule).

Notre projet s'intègre à l'action européenne COST<sup>3</sup> 719 : « *Utilisation des systèmes d'information géographique en climatologie et météorologie* » (Dobesch H., Tveito O.E., Bessemoulin P., 2001), débutée en octobre 2000 pour une durée initiale de cinq années, mais qui s'achèvera finalement en juillet 2006. L'objectif principal de cette action est d'accroître le potentiel des systèmes d'information géographique dans les domaines de la climatologie et de la météorologie. La démarche consiste également à développer des applications pour ces champs scientifiques, l'accent portant sur les procédures et les capacités nécessaires à l'intégration et l'apport de valeur ajoutée aux données provenant de sources diverses (Chapman L., Thornes J.E., 2003). Trois principaux axes de travail ont été définis :

- accès et disponibilité des données (dresser un état de l'art sur les outils SIG existant ou en développement, définir des standards de données pour favoriser les échanges entre communautés d'utilisateurs),
- interpolation spatiale (établir un inventaire des méthodes et techniques d'interpolation intégrées dans les logiciels SIG ou statistiques, leurs avantages, leurs manques, ainsi que la comparaison des algorithmes, et la mise au point de recommandation pour les applications du dernier groupe de travail),

---

<sup>3</sup> Fondé en 1971, le programme COST (COopération européenne dans le domaine de la recherche Scientifique et Technique) est une structure intergouvernementale permettant une coordination de recherche financée au niveau national, à l'échelle européenne. Les actions de COST couvrent les domaines de la recherche de base et précompétitive aussi bien que les activités de service public. Le but de COST est d'assurer une position forte dans le champ de la recherche technique, en favorisant les interactions entre chercheurs et la coopération en Europe.

- applications en systèmes d'information géographique (développement d'applications SIG dans les champs de la climatologie et de la météorologie avec des usages possibles dans le domaine technique ou environnemental).

Notre recherche se positionne à la confluence des deuxième et troisième axes, et vise la proposition d'une évaluation du niveau d'incertitude pour la spatialisation des températures de l'air en zone de montagne, la mise au point d'une démonstration de la relation échelle/méthode, ainsi que la quantification de l'apport des méthodes en fonction de l'échelle d'application visée.

Ce mémoire s'articule en trois parties principales, reflète des étapes de mise en place d'une modélisation.

La première partie s'intéresse à la température en tant que variable d'étude.

Le Chapitre 1 résume les mécanismes généraux, intervenant à de multiples échelles, responsables des variations de la température de l'air. Des processus naturels et artificiels génèrent en effet des fluctuations spatiales et temporelles de notre variable d'étude. Les grands traits du climat du secteur de recherche sont également présentés.

Le deuxième chapitre s'attache à préciser les données à notre disposition, accompagnées d'une nécessaire critique sur les valeurs elles-mêmes, les moyens de leur acquisition, leur représentativité. Une présentation, sans doute non exhaustive des méthodes de spatialisation de la température de l'air est ensuite proposée au Chapitre 3. Les techniques d'interpolation proprement dites sont évaluées, puis nous nous intéressons plus précisément à des approches plus spécialisées (AURELHY) ou plus particulières (réseaux neuronaux), toujours en soulignant les bénéfices apportés ou les manques inhérents à chacune.

La deuxième partie consiste en une étude de quelques-uns des multiples paramètres à l'origine des variations temporelles et spatiales de la température. Ainsi, dans le Chapitre 4, insistons nous sur les méthodes d'obtention de ces variables explicatives par les systèmes d'information géographique, notamment pour ce qui concerne la topographie du terrain et la radiation potentielle.

Le Chapitre 5 expose une autre variable d'une importance capitale pour le traitement de données climatiques : les types de situation atmosphérique, ou types de temps. Nous verrons leur puissant caractère explicatif, malgré la modération qu'il faudra apporter du fait de leur échelle de réalisation. Le Chapitre 6 illustre ensuite la grande variabilité des paramètres climatiques que sont l'amplitude thermique et le gradient thermique vertical en fonction de la saison ou du type de situation atmosphérique.

La modélisation des températures pour permettre leur spatialisation est l'objet de la troisième partie. L'usage d'applications statistiques est nécessaire à l'obtention de modèles intégrant les variations spatiales de la température de l'air. Le Chapitre 7 propose de mettre en évidence la démarche suivie ainsi que les résultats obtenus pour des échelles de temps variables, de la moyenne annuelle à l'extrême quotidien. Nous suggérons également des voies d'amélioration des résultats obtenus pour les dates auxquelles une unique régression multiple convient mal. La comparaison des méthodes ainsi décrites est exposée au Chapitre 8. La validation effectuée, par la statistique ou par comparaison à d'autres modèles existant (SAFRAN), il est alors possible de proposer des cartes de température accompagnées d'une indication sur la fiabilité de celles-ci. Des applications pouvant avoir recours à de telles techniques sont enfin indiquées, à titre d'exemples.



**PARTIE 1 :**  
**ECHELLES TEMPORELLES ET SPATIALES**  
**DE VARIATION DE LA TEMPERATURE**

---



# Chapitre 1. MECANISMES GENERAUX A DIFFERENTES ECHELLES

Une multitude de phénomènes - physiques et astronomiques - s'emboîtent à différentes échelles pour constituer les éléments du climat. Un bilan des processus déployés est nécessaire avant de s'engager dans une approche à une échelle plus fine.

## 1.1. Bilan d'énergie

Le climat terrestre réside en premier lieu dans l'équilibre du bilan d'énergie global. Près de la totalité de la chaleur reçue à la surface du globe terrestre a pour source le rayonnement solaire. Ce dernier constitue ainsi le moteur fondamental des déplacements dans l'atmosphère. Il conditionne les variations spatiales de la température de l'air, horizontalement (surface terrestre) et verticalement (atmosphère), et est responsable des grands mouvements de compensation qui brassent, entre autres, océans et atmosphère. Ce bilan global d'énergie (schématisé sur la Figure 1-1) permet donc une stabilité de la température moyenne à l'échelle de la Terre, à laquelle s'opposent des contrastes marqués à différentes échelles spatiales et temporelles.

### 1.1.1. Avant la température, l'énergie

La température moyenne de l'air à la surface de la planète est calculée en moyennant les températures à la surface de la Terre ramenées au niveau de la mer. La valeur énoncée atteint 15°C, estimée au dixième de degré près. Cela signifie qu'en moyenne chaque mètre carré de la surface terrestre émet un rayonnement infrarouge d'une énergie de 390 watts (W), soit 390 joules par seconde ( $J.s^{-1}$ )<sup>4</sup>. La modélisation des mécanismes climatiques se fonde en effet sur l'énergie, et non sur la température.

L'énergie reçue à la surface terrestre provient donc essentiellement de l'étoile la plus proche de notre planète : le Soleil. Pour comparaison, le flux géothermique représente environ le dix millième de l'énergie solaire. L'énergie qui a pour origine le reste de l'univers (étoiles, rayonnement cosmique), quant à elle, équivaut au millionième du moteur solaire.

Le rayonnement solaire qui nous parvient se distribue dans la fraction visible (40%), l'infrarouge proche (50%) et l'ultraviolet (10%).

L'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère atteint  $342 \text{ W.m}^{-2}$  (A)<sup>5</sup>. Environ 30% ( $107 \text{ W.m}^{-2}$ , B) sont réfléchis dans l'espace directement par l'atmosphère, puis par la surface. Cette lumière réfléchie explique d'ailleurs pourquoi la Terre est visible de l'espace et, de même, comment nous pouvons observer, la nuit, quelques planètes « briller » (Vénus notamment).

<sup>4</sup> d'après la loi de Stefan.

<sup>5</sup> Se reporter à la Figure 1-1 pour la dénomination des termes A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K et L.

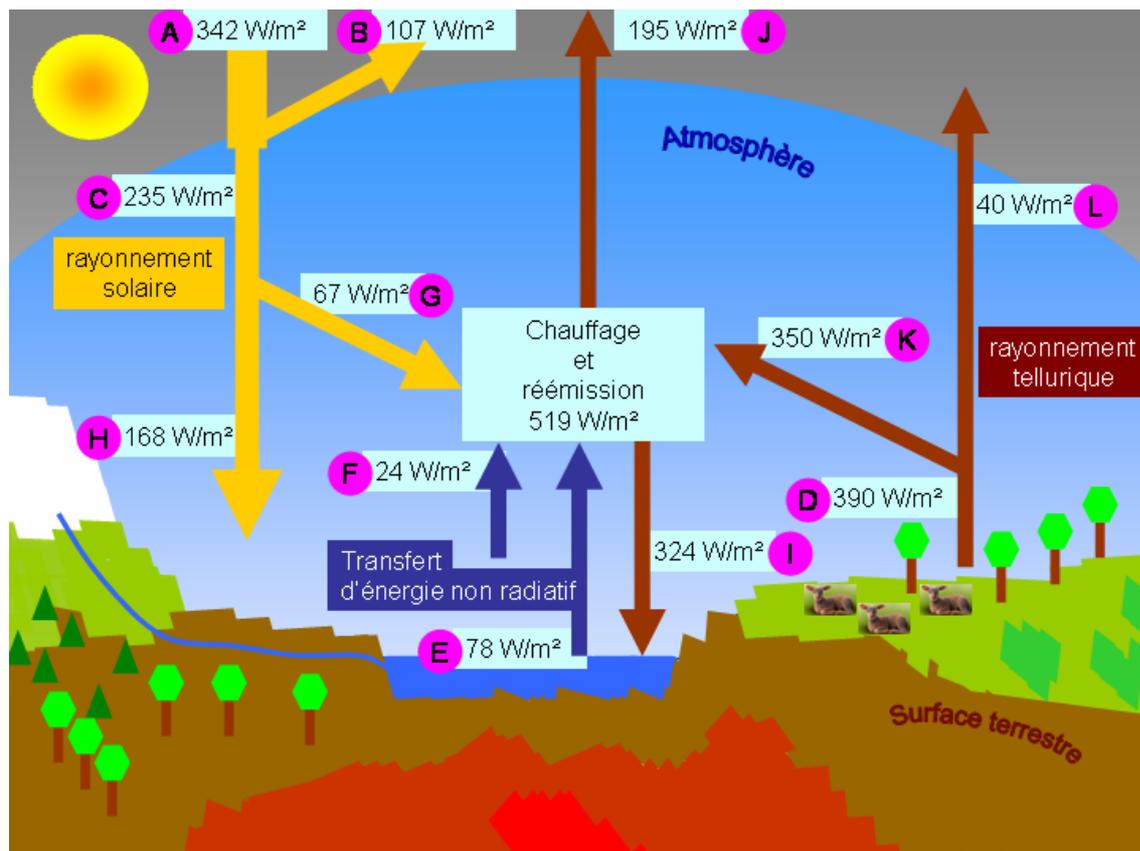


Figure 1-1: Illustration du bilan d'énergie à l'échelle planétaire (d'après CNRS<sup>6</sup> et données GIEC<sup>7</sup>, modifié)

- A:** rayonnement solaire incident (longueur d'onde entre 0,2 et 3  $\mu\text{m}$ , avec maximum vers 0,5  $\mu\text{m}$ ).
- B:** rayonnement solaire réfléchi par la planète et ses composants (nuages, molécules d'air, aérosols, surfaces continentales et océaniques).
- C:** rayonnement solaire absorbé par l'atmosphère (G) et par la surface terrestre (H); cette quantité est compensée par l'énergie rayonnée par la Terre (de sorte que  $G+H=J+L=C$ ).
- D:** rayonnement tellurique émis par la surface de la Terre (longueur d'onde entre 3 et 50  $\mu\text{m}$ , avec maximum vers 10  $\mu\text{m}$ ). Ce rayonnement, d'une valeur actuelle de  $390 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , définit la température d'équilibre de la surface terrestre (environ  $15^\circ\text{C}$ ). Cette valeur est le résultat de l'équilibre établi entre le chauffage par le soleil (H) et par l'atmosphère (I) et refroidissement par évaporation (E), par réchauffement de l'air par le sol (F), et par rayonnement tellurique (D).
- E:** énergie latente perdue par la surface lors de l'évaporation de l'eau liquide. Cette énergie, restituée dans l'atmosphère lors de la condensation de la vapeur d'eau (formation des nuages), contribue donc à chauffer l'atmosphère.
- F:** énergie sensible parvenant du sol, transférée à l'atmosphère.
- G:** rayonnement solaire absorbé par l'atmosphère (principalement la vapeur d'eau, les aérosols, l'ozone), et qui chauffe cette dernière.
- H:** rayonnement solaire absorbé par la surface terrestre.
- I:** rayonnement tellurique émis par l'atmosphère vers le sol.
- J:** rayonnement tellurique émis par l'atmosphère vers l'espace.
- K:** rayonnement tellurique absorbé par l'atmosphère ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ). Son absorption contribue à chauffer l'atmosphère, qui à son tour s'équilibre thermiquement en émettant dans l'infrarouge vers la surface terrestre (I), et vers l'extérieur de la Terre (J) (effet de serre).
- L:** rayonnement tellurique émis par la surface qui traverse l'atmosphère sans être absorbé.

<sup>6</sup> Dossier Climat disponible à l'adresse : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/index.htm> (réalisé sous la direction de Marie-Antoinette Mélières)

<sup>7</sup> Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat : <http://www.ipcc.ch/>

Demeurent donc  $235 \text{ W.m}^{-2}$  (C), part de rayonnement solaire non réfléchi, pour réchauffer la planète. Plusieurs composés atmosphériques (essentiellement la vapeur d'eau et la couche d'ozone) en absorbent une fraction ( $67 \text{ W.m}^{-2}$ , G). La différence ( $168 \text{ W.m}^{-2}$ , H) atteint la surface terrestre pour être ensuite totalement absorbée.

La surface se voit également réchauffée par le rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère (I) : en effet, tout comme le fait la surface de la Terre, l'atmosphère émet un rayonnement infrarouge vers l'espace ( $195 \text{ W.m}^{-2}$ , J), mais aussi vers la surface terrestre ( $324 \text{ W.m}^{-2}$ , I). Ce dernier est supérieur au rayonnement solaire absorbé par la surface (H) : des températures douces peuvent donc subsister même la nuit, en l'absence de rayonnement solaire direct, notamment en présence de nuages.

### 1.1.2. Un équilibre entre énergie reçue et émise

La température terrestre est l'aboutissement d'un équilibre entre l'énergie qui réchauffe continents et océans (H+I), soit  $492 \text{ W.m}^{-2}$ , et l'énergie que perd cette même surface, également  $492 \text{ W.m}^{-2}$  (E+F+D). Trois mécanismes différents interviennent pour refroidir la surface de la Terre : le rayonnement infrarouge, l'évaporation de l'eau et le réchauffement de l'air par le sol.

Un corps, soumis à une température donnée, émet un rayonnement dont la longueur d'onde dépend de la température. La surface de la Terre, en moyenne à  $15^\circ\text{C}$ , rayonne dans l'infrarouge autour de 10 micromètres, quand le rayonnement diffusé par la surface du Soleil, à près de 6000 degrés, appartient au domaine du visible (vers  $0,5 \mu\text{m}$ ). Cette émission infrarouge terrestre équivaut à un déficit d'énergie de  $390 \text{ W.m}^{-2}$  (D), valeur fixée par la température de  $15^\circ\text{C}$ . Emise en direction de l'atmosphère, elle se voit absorbée à 90% (K) : la part qui parvient à traverser l'atmosphère s'éloigne de la planète (L).

Second phénomène, l'évaporation perpétuelle de l'eau liquide dans l'atmosphère, provoque la formation des nuages par condensation. Une quantité identique d'eau retombe à la surface sous forme de précipitations (le désormais célèbre cycle de l'eau). Les 3 millimètres d'eau évaporés quotidiennement déclenchent un refroidissement d'une valeur de  $78 \text{ W.m}^{-2}$  (E).

Par ailleurs, la surface terrestre, généralement plus chaude que l'air ambiant, se réfrigère au niveau du contact air - sol : les masses d'air, réchauffées, s'élèvent et donnent naissance aux mouvements verticaux de l'atmosphère. L'énergie perdue en moyenne pas ce biais s'élève à  $24 \text{ W.m}^{-2}$  (F).

L'énergie rayonnée (perdue) par l'atmosphère,  $519 \text{ W.m}^{-2}$ , est équilibrée par un apport analogue d'énergie. Cette compensation a lieu par quatre aspects : la condensation de la vapeur d'eau ( $78 \text{ W.m}^{-2}$ , E), le réchauffement de l'air par le sol ( $24 \text{ W.m}^{-2}$ , F), le rayonnement solaire ( $67 \text{ W.m}^{-2}$ , G) et l'absorption du rayonnement infrarouge émis par la surface (K). La vapeur d'eau absorbe près de la moitié de l'énergie émise par la surface. Notons d'ailleurs que si vapeur d'eau et dioxyde de carbone sont présents en faibles quantités dans l'atmosphère, leur rôle est considérable. Ces deux composés agissent dans des domaines de fréquence différents, donc leur rôle d'absorption s'additionne : à eux deux, ils absorbent près de 75% du rayonnement infrarouge. Quant aux nuages, ils apportent deux contributions contradictoires<sup>8</sup> : d'un côté ils réchauffent

<sup>8</sup> Il est établi que l'effet de serre l'emporte sur l'effet de réflexion pour les nuages élevés (de type cirrus), suffisamment translucides pour laisser passer significativement la lumière, mais relativement opaques aux

la surface par effet de serre (K) mais de l'autre, ils la refroidissent en réfléchissant le rayonnement solaire (C). Ces deux effets étant du même ordre de grandeur, on simplifie en précisant qu'ils se compensent, et considère que l'effet de serre peut se résumer surtout aux actions de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone (ainsi que d'autres gaz en quantités infimes mais avec des actions très significatives).

Ces quatre dispositifs de chauffage de l'atmosphère (E, F, G, K) entraînent un apport de  $540 \text{ W.m}^{-2}$ . L'atmosphère renvoie entièrement cette énergie sous forme de rayonnement infrarouge :  $195 \text{ W.m}^{-2}$  vers l'Univers, et  $324 \text{ W.m}^{-2}$  absorbés par la surface.

L'équilibre est ainsi maintenu : la planète absorbe  $235 \text{ W.m}^{-2}$  (C), et émet une quantité équivalente d'énergie sous forme de rayonnement infrarouge (J+L).

L'effet de serre s'apprécie en comparant la température réelle avec la température théorique du bilan d'énergie : la surface terrestre perd  $390 \text{ W.m}^{-2}$  par rayonnement infrarouge. Sachant que l'ensemble de la planète gagne  $235 \text{ W.m}^{-2}$  (C) et perd  $235 \text{ W.m}^{-2}$  (L+J), la température résultante devrait avoisiner les  $-19^\circ\text{C}$ . L'écart avec la température relevée de  $+15^\circ\text{C}$  démontre l'action de l'effet de serre :  $155 \text{ W.m}^{-2}$  de chauffage (dont, pour simplifier, environ  $100 \text{ W.m}^{-2}$  liés au rôle de la vapeur d'eau, soit  $+20^\circ\text{C}$  environ, et  $50 \text{ W.m}^{-2}$  à celui du  $\text{CO}_2$ , soit  $+10^\circ\text{C}$  environ.)

### 1.1.3. Structure verticale de l'atmosphère

La structure verticale de l'enveloppe gazeuse de la Terre découle de la force de gravité exercée par la planète, à l'origine d'un équilibre hydrostatique au sein duquel la pression (masse de l'air par unité de surface) diminue avec l'altitude (Figure 1-2).

L'atmosphère terrestre se caractérise également par une distribution verticale de la température. En effet, à l'émission de chaleur par la surface, se joint, vers 50 kilomètres d'altitude, une nouvelle source de chaleur liée aux mécanismes de dissociation de l'oxygène moléculaire...

L'atmosphère est généralement subdivisée en plusieurs tranches aux caractéristiques irrégulières. La troposphère, couche inférieure de l'atmosphère (à proximité du sol) a pour particularité son instabilité (Hufty A., 2001). La température de l'air décroît de  $6,5^\circ\text{C}$  par kilomètre jusqu'à la tropopause, sa limite supérieure (vers 17 kilomètres à l'Equateur et vers 8 kilomètres aux pôles). Les trois quarts de l'air atmosphérique sont contenus dans la troposphère.

Juste au dessus se déploie la stratosphère, dont la température s'accroît à mesure de la montée en altitude, conséquence des mécanismes d'absorption du rayonnement solaire de courte longueur d'onde par la couche d'ozone. La stratosphère est par ailleurs le siège, aux moyennes latitudes, de puissants courants atmosphériques circulant d'ouest en est : les courants jets (jet-streams) dont la vitesse peut atteindre  $500 \text{ km/h}$ .

La mésosphère s'étend ensuite entre 50 et 80 kilomètres : la température chute jusqu'à une limite nommée mésopause, puis s'élève de nouveau rapidement au delà, dans la thermosphère puis la ionosphère, dans laquelle les valeurs rencontrées peuvent atteindre, vers 250 kilomètres,  $1000^\circ\text{C}$  à  $2000^\circ\text{C}$  suivant l'activité solaire.

---

infrarouges, alors que l'effet de réflexion l'emporte sur l'effet de serre pour les nuages plus bas (comme les cumulus et stratus).

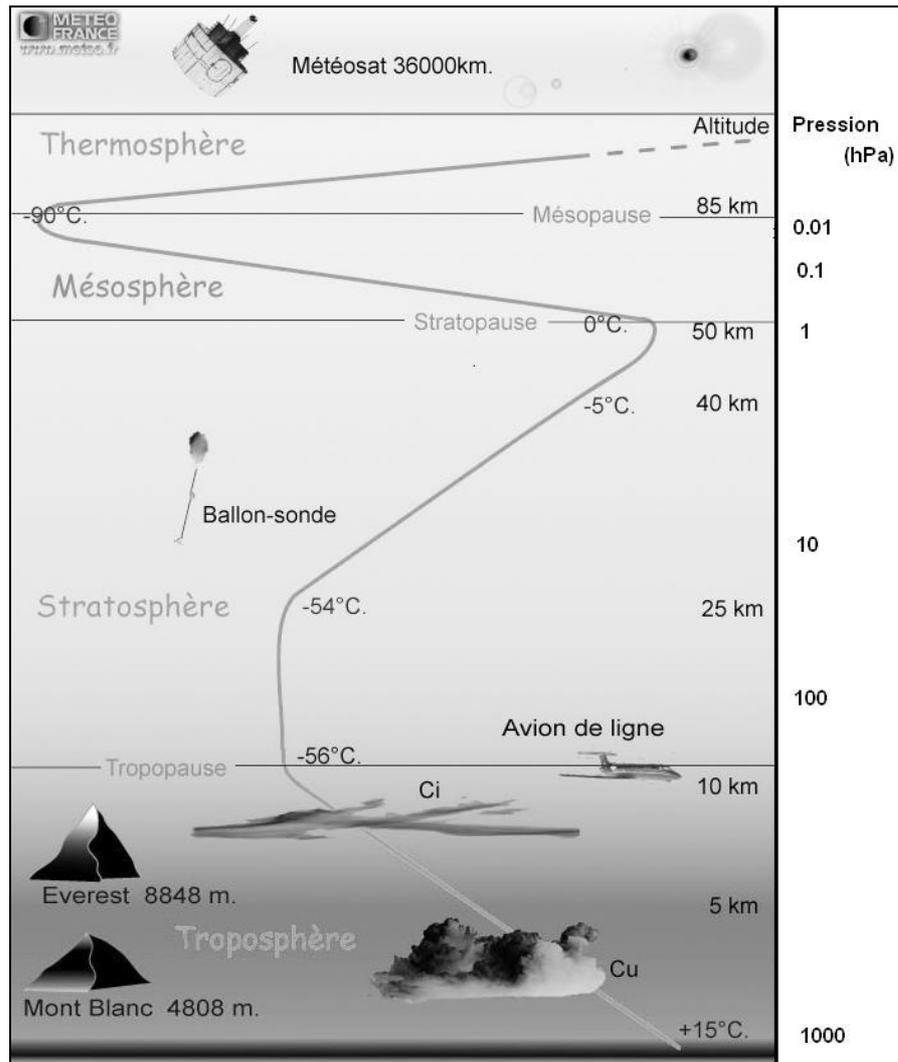


Figure 1-2 : Evolution de pression et température dans l'atmosphère terrestre (Météo-France, modifié)

Les caractéristiques de la structure verticale de l'atmosphère engendrent donc des variations significatives de la température et de la pression de l'air.

#### 1.1.4. Conséquences de modifications du bilan d'énergie

La température moyenne est le principal paramètre qui fonde le climat. Les facteurs naturels ou anthropiques qui modifient l'un des termes définis de A à L sur la figure 1-1 supposent donc un changement climatique. Une modification dans l'un des paramètres entraînera un rééquilibrage du bilan énergétique global, et par conséquent modifiera la température moyenne sur Terre. Avec les répercussions que l'on peut imaginer sur le climat au sens large.

Les scénarii d'évolution de la composition atmosphérique pour le siècle prochain conduisent à des prévisions d'une grande variété selon les hypothèses basses ou hautes de consommation d'énergie, la capacité d'adaptation et la vulnérabilité des systèmes étudiés. Le scénario le plus souvent retenu propose, à l'échelle de quelques décennies,

un doublement de la quantité de CO<sub>2</sub> atmosphérique. Ce doublement de CO<sub>2</sub> ne se traduirait pas par un doublement des 50 W.m<sup>-2</sup> liés à l'effet de serre naturel introduit par le CO<sub>2</sub>, mais par un accroissement d'environ 4 W.m<sup>-2</sup>, car l'absorption du gaz carbonique n'augmente heureusement pas de façon linéaire. Si l'ensemble des autres paramètres restait fixe (ce dont on peut très fortement douter), cette seule variation induirait une augmentation de la température moyenne d'environ 1°C. Plus précisément, une fois l'équilibre énergétique modifié, des rétroactions positives ou négatives feront varier ce +1°C initial. La détermination des rétroactions simultanées est délicate et diffère selon les projections proposées par le GIEC. Le réchauffement ultime (c'est à dire dans un premier temps à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle) estimé conjointement par les modèles et leurs différents scénarii est compris dans un intervalle de +1°C à +6°C<sup>9</sup>.

Nous ne multiplierons pas les références au changement climatique, là n'est pas le sujet de cette thèse<sup>10</sup>, mais souhaitons illustrer par deux exemples les modifications passées et à venir des températures moyennes terrestres et leurs possibles conséquences. Le premier graphique (Figure 1-3) présente ainsi les variations de températures observées sur les 140 dernières années (données mesurées) et sur le dernier millénaire (données mesurées directement ou déduites par dendrochronologie ou carottage, par exemple). Plus que la valeur des variations récentes des températures, c'est la rapidité du phénomène qui est flagrante.

Le deuxième graphique (Figure 1-4) montre, malgré un net recul des émissions de dioxyde de carbone, probablement dans une centaine d'années, la croissance du taux de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère pendant encore environ deux ou trois siècles. De fait, la température ne se stabilisera que dans plusieurs siècles. La hausse du niveau des océans, pourrait durer plusieurs millénaires, due à l'action conjointe de la fonte des glaces et de l'augmentation du volume de l'eau par dilatation du fait d'une température plus élevée. Nous reviendrons rapidement sur le réchauffement climatique actuel dans un chapitre suivant pour caractériser les évolutions observables à l'échelle de temps de notre étude.

<sup>9</sup> Se reporter aux travaux du GIEC.

<sup>10</sup> Les graphiques présentant l'évolution des taux de CO<sub>2</sub>, méthane ou composés soufrés sont aujourd'hui connus et faciles d'accès. Pour plus de détails, se référer au site internet du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (<http://www.ipcc.ch>), organisation mise en place en 1988 à la demande du G7 par l'Organisation Météorologique Mondiale et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement, et qui a pour rôle d'« expertiser l'information scientifique, technique et socio-économique qui concerne le risque de changement climatique provoqué par l'homme ».

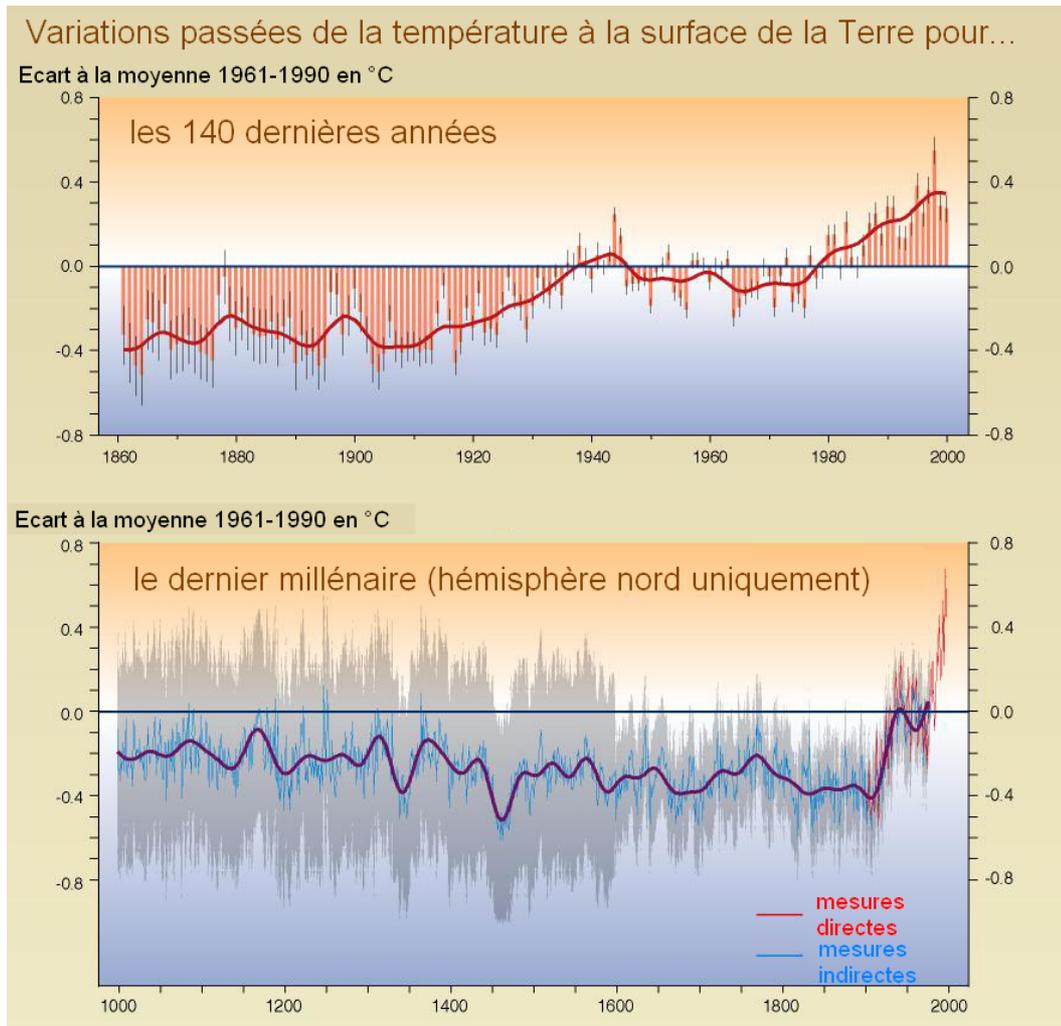


Figure 1-3 : Variations passées de la température à deux échelles de temps : les 140 dernières années et le dernier millénaire (GIEC, 2001, traduction Lhotellier R.)

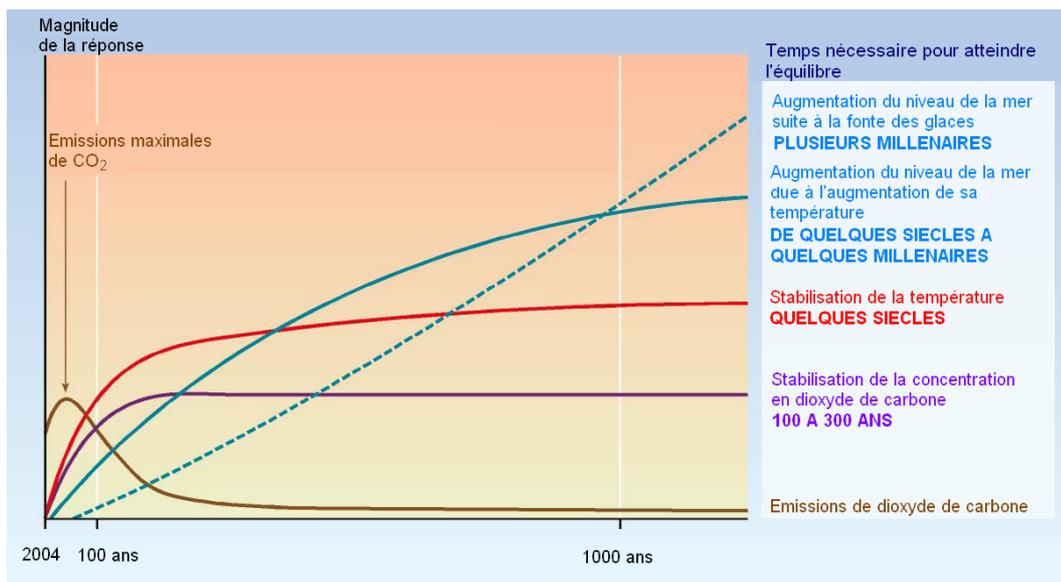


Figure 1-4 : Magnitude de réponse à l'augmentation des émissions de CO<sub>2</sub> (GIEC, 2001, traduction Lhotellier R.)

## 1.2. Echelles temporelles de variation des températures

Le graphique sur lequel s'achève la partie précédente prouve si besoin est la variété des échelles de temps des phénomènes liés au climat. Les variations de la température de l'air n'échappent pas à cette règle.

### 1.2.1. A macro échelle, des phénomènes « universels »

Des phénomènes que l'on qualifiera de cosmiques viennent régler le climat terrestre. Un exemple célèbre illustre ce phénomène, celui des glaciations. Au début du XX<sup>e</sup> siècle, des géographes allemands, Brückner et Penck, expliquèrent que les Alpes avaient été affectées par quatre glaciations principales, auxquelles ils donnèrent les noms des quatre vallées fluviales qui leur avaient apportés des indices : Günz, Mindel, Riss et Würm. C'est un peu plus tard que l'on comprit que la position de la Terre par rapport au Soleil avait pu engendrer ces refroidissements. L'interaction de trois phénomènes astronomiques en est à l'origine :

#### - *Le cycle orbital de la Terre*

L'orbite de la Terre autour de son étoile varie du cercle à l'ellipse prononcée. Cette excentricité oscille sur une période de 100 000 ans environ ; plus l'excentricité est prononcée, plus la Terre est entraînée loin du Soleil. L'effet du cycle orbital de la Terre intervient en modulation des autres phénomènes énoncés ci-dessous.

#### - *Le cycle de l'inclinaison axiale de la Terre*

L'axe de la Terre est oblique, mais cette obliquité varie au cours du temps. Avec une périodicité de l'ordre de 41 000 ans, l'angle fluctue entre 22° et 25° ; actuellement on le définit à 23,27°. Ce paramètre influe surtout sur les contrastes saisonniers.

#### - *La précession des équinoxes*

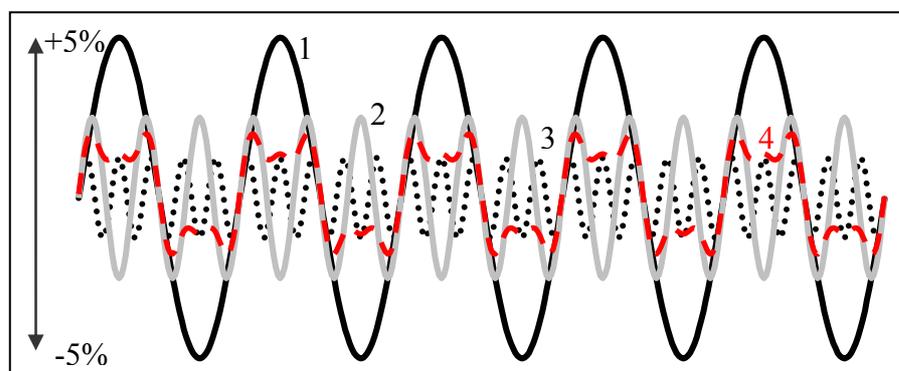
L'axe de la terre, en une période de 22 000 ans, décrit un cercle. De ce fait, la distance de la Terre au Soleil varie pour une saison donnée. Actuellement, c'est pendant l'hiver européen que la Terre est la plus proche du Soleil (périhélie) et l'été qu'elle en est la plus éloignée (aphélie). Il en résulte des hivers doux et des étés frais favorisant (logiquement) la croissance des glaciers. Il y a 11 000 ans, la situation était inverse, engendrant un déclin des glaciers de l'hémisphère nord.

Un mathématicien serbe, Milutin Milankovitch, étaya ces hypothèses et proposa, vers 1924, des raisonnements montrant comment la variation des paramètres orbitaux de la Terre pouvait bouleverser l'intensité du rayonnement solaire et entraîner les fluctuations des glaciations. Des travaux sur des sédiments marins vinrent alors soutenir cette théorie. En effet, si un cycle de 98000 ans nuance le rythme des glaciations, il existe également des périodes plus brèves de 43 000 ans, 24 000 ans ou encore 19 000 ans<sup>11</sup>.

<sup>11</sup> Le lecteur pourra se reporter, entre autres, au cours de paléoclimatologie, module de chrono-écologie d'Émilie Gauthier, en ligne : [http://chrono-eco.univ-fcomte.fr/Public/Divers/Gauthier\\_Emilie/Climato\\_internet.html](http://chrono-eco.univ-fcomte.fr/Public/Divers/Gauthier_Emilie/Climato_internet.html)

Les comportements de ces variations cycliques se trouvent corrélés aux évolutions du Soleil : les cycles solaires (Figure 1-5). En effet, l'activité solaire suit un cycle de période moyenne de 11,2 ans d'un extrême au suivant mais dont la durée varie entre 8 et 15 ans et dont l'amplitude fluctue du simple au triple. Le cycle de 11 ans a été mis en évidence par l'allemand Heinrich Schwabe en 1843. Les cycles de Schwabe sont numérotés à partir du maximum de 1761. En 2005, le cycle 23 est déclinant, le cycle 24 commencera en 2007. En 1849, l'astronome suisse Johann Rudolf Wolf établit une méthode de calcul de l'activité solaire basée sur le nombre de taches à la surface.

En liaison avec le cycle de 11 ans, un cycle de 22 ans concerne le champ magnétique solaire, car les polarités de ce dernier s'inversent à chaque nouveau cycle de 11 ans. Un cycle de 179 ans peut être également mis en évidence, ainsi qu'un autre de 90 ans concernant les variations des maxima. Les années d'activité maximale sont le théâtre d'une augmentation du nombre de taches solaires, des sursauts solaires, du rayonnement corpusculaire et du rayonnement électromagnétique.



**Figure 1-5 : Exemple de modifications de l'énergie solaire dues aux combinaison des cycles solaires (1 : cycle lié aux variations de l'orbite solaire, 2 : cycle lié aux variations d'obliquité, 3 : cycle lié la précession, 4 : combinaison des trois cycles) (Adapté de Beniston M., Introduction à la Géographie Physique, cours en ligne<sup>12</sup>)**

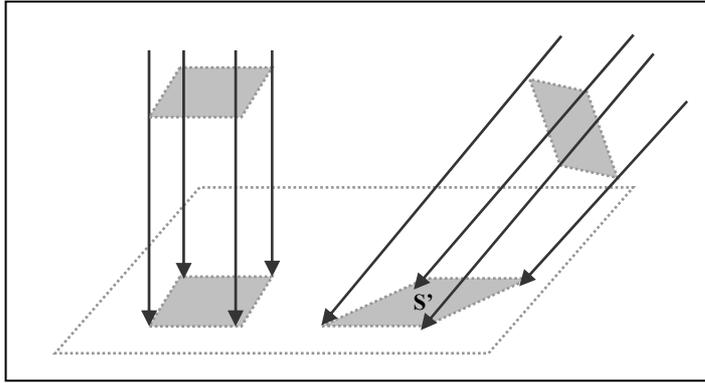
Un nombre conséquent de phénomènes pour la plupart cycliques, d'origine astronomique, vient donc s'emboîter pour créer le climat global de la planète Terre.

### **1.2.2. A méso échelle, des cycles réguliers : saisons et types de temps**

Les régimes thermiques saisonniers sont étroitement liés aux fluctuations annuelles du rayonnement solaire. Le soleil au zénith, la quantité d'énergie au sol est maximale lorsque les rayons sont perpendiculaires. Pour des rayons inclinés à 60°, les calculs montrent que l'énergie reçue équivaut encore à 90% de ce qu'elle aurait été avec des rayons verticaux (Figure 1-6). Ce chiffre tombe à 50% (intensité calorifique réduite de moitié) sous un angle de 30° (Escourrou G., 1981).

<sup>12</sup> disponible à l'adresse :

[http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/Teaching/Cours\\_MB/teach\\_cours\\_MB.htm](http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/Teaching/Cours_MB/teach_cours_MB.htm)



**Figure 1-6 : La hauteur du soleil au-dessus de l'horizon influe fortement sur l'intensité d'énergie reçue au sol. La surface chauffée par un rayon avec une inclinaison<sup>13</sup> autre que perpendiculaire (R') est supérieure (S') à la surface chauffée (S) par un rayon perpendiculaire au sol (R), l'intensité calorifique reçue dans le premier cas est donc inférieure (d'après Escourrou G., 1981).**

Les variations saisonnières sont peu marquées dans les régions équatoriales, même si la courbe des températures moyennes mensuelles marque un double maximum qui correspond approximativement aux équinoxes. Plus on s'éloigne de l'équateur, plus les écarts saisonniers s'accroissent (avec en même temps le rapprochement des deux maxima). Au niveau des tropiques, il n'existe plus qu'un seul maximum annuel.

Aux hautes et moyennes latitudes, la courbe présente généralement à la fois une oscillation marquée et une allure symétrique, avec un maximum qui suit de peu le solstice d'été et un minimum après le solstice d'hiver. Les régimes océaniques subissent une amplitude plus faible et un léger retard des températures sur les solstices (dans l'hémisphère nord, août est le mois le plus chaud en régime océanique au lieu de juillet, février le plus froid au lieu de janvier).

Au voisinage du pôle, donc aux très hautes latitudes, la nuit polaire, qui dure plusieurs mois, se traduit sur le profil des températures par un long palier hivernal.

Les saisons sont aussi définies par la succession des types de temps. En France métropolitaine, elles sont au nombre de quatre, mais ne se calquent pas exactement sur les saisons astronomiques (solstices et équinoxes). En France, la succession habituelle des types de temps dressée par A. Godard et M. Tabeaud (1996) est la suivante :

*« l'hiver se caractérise par des types de temps dépressionnaires, gris et pluvieux, en fin d'année civile, et des types de temps anticycloniques mais plus froids, en janvier-février. Vers le 15 mars, la circulation d'Ouest s'installe avec le cortège de passages nuageux et pluvieux associés aux perturbations du flux zonal. Ces types de temps durent en moyenne jusqu'au 15 juin, alors que les températures augmentent progressivement au fil des jours. Vers la mi-juin, prennent place des types de temps chauds et ensoleillés ; c'est l'été. Quelques brèves séquences perturbées s'intercalent périodiquement. En fin d'été, les orages sont plus fréquents et les précipitations plus abondantes. Après un éventuel été indien [...] reviennent les perturbations et alternances de grisaille, de vent, d'averses, d'éclaircies, alors que les températures fraîchissent nettement ».*

Cette simplification ne doit pas faire disparaître la principale caractéristique de la zone tempérée : la variabilité du temps.

<sup>13</sup> *klima*, en grec, signifie inclinaison.

### 1.2.3. A l'échelle quotidienne, une conjugaison d'effets multiples

La température mesurée varie presque perpétuellement dans le temps comme dans l'espace. Il convient de mettre en évidence les facteurs qui la font varier à l'échelle quotidienne : le rôle de la topographie sur le bilan d'énergie doit être rappelé.

#### 1.2.3.1. Réchauffement diurne, refroidissement nocturne

Les variations diurnes de la température sont presque négligeables aux hautes latitudes. Au contraire, dans la zone intertropicale, ces oscillations diurnes sont fondamentales au point d'être supérieures à celles observées annuellement. Sous les climats tempérés, c'est au printemps et en été que ces variations sont les plus fortes. Un graphique (Figure 1-7) présentant la variation diurne moyenne de la température dans une commune de l'Isère fait apparaître :

- un minimum plus tardif en janvier qu'en juillet, qui correspond au lever du Soleil dans les deux cas (très net sur le graphique)
- un maximum de juillet en retard léger sur celui de janvier, le déclin du Soleil dans le ciel débutant plus tard l'été que l'hiver
- une période de réchauffement entre le minimum aurore et le maximum diurne plus longue l'été que l'hiver
- un refroidissement très marqué dès que le Soleil disparaît en janvier, décalé dans le temps deux à trois heures plus tard en juillet
- une amplitude quotidienne moyenne beaucoup plus prononcée l'été, expliquée par les observations précédentes (11,2°C d'amplitude en juillet, contre seulement 7,5°C en janvier).

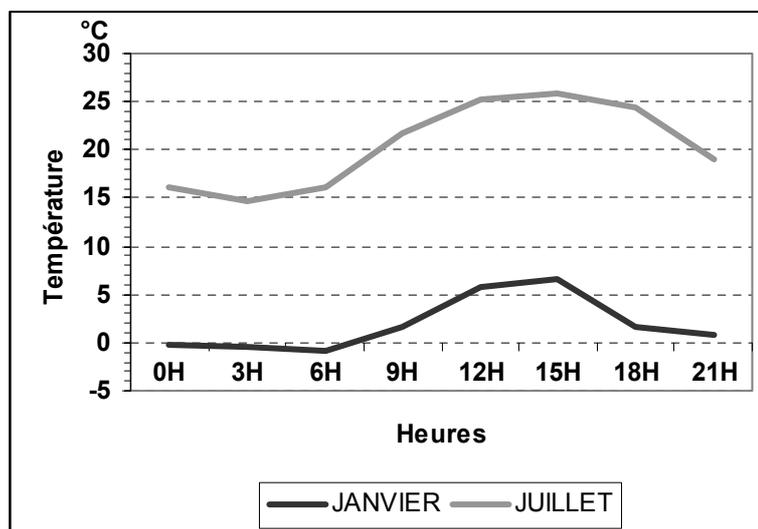


Figure 1-7 : Variations de la température diurne mesurée toutes les trois heures en janvier et juillet 1990 à Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, Isère. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

A ce stade, et pour expliquer ces variations observées, il convient de rappeler quelques notions de sciences physiques (Figure 1-8).

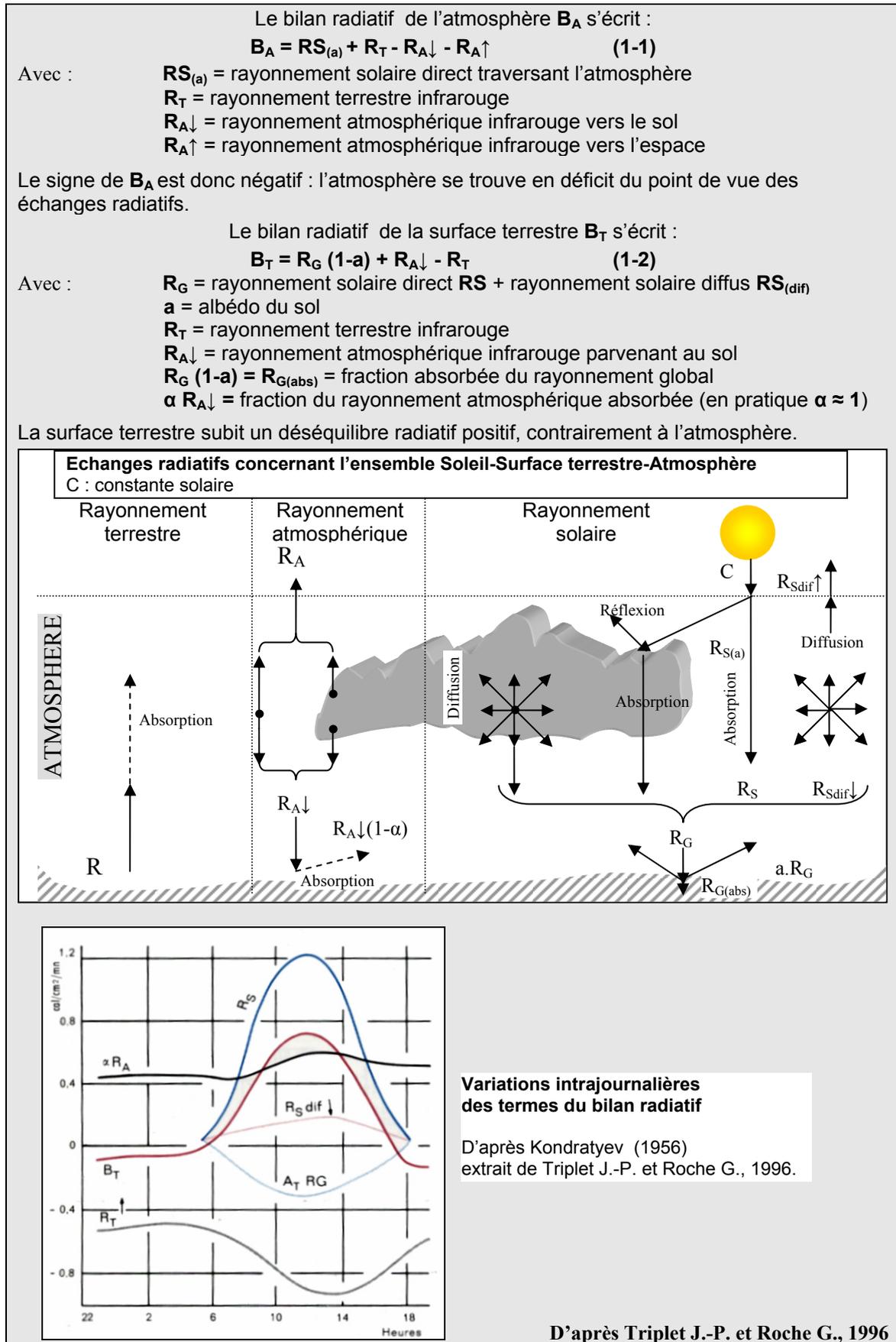


Figure 1-8 : Bilans radiatifs de la surface terrestre et de l'atmosphère

L'équation (1-2) du bilan radiatif de la surface terrestre démontre pourquoi la température baisse la nuit simplement par déficit radiatif toutes choses égales par ailleurs, c'est-à-dire sans modification du flux advectif ni évaporation ou condensation. La nuit, les deux seuls facteurs qui font varier la température sont  $R_T$  et  $R_A$  : plus la valeur de  $R_T$  est forte (notamment par ciel clair et en présence d'air sec), plus la baisse de température sera marquée (Carrega P., 1994). Au lever du soleil, les termes  $R_G$  et  $a$  recommencent à influencer les températures : la norme veut donc que la température minimale, par temps calme, s'observe en toute fin de nuit. Il est évident que cette vérité est faussée dans le cas de la mise en place d'un ciel couvert pendant la nuit, ou encore du passage d'un front.

Quand les conditions sont réunies pour son établissement (topographie et situation météorologique adaptées), l'air froid, près du sol car plus lourd que l'air environnant, va commencer à s'écouler par intermittence. Une brise thermique va en résulter.

Le jour, le bilan radiatif<sup>14</sup> sera d'autant plus excédentaire que la nébulosité sera faible et l'air sec. Néanmoins, en hiver surtout, le rayonnement solaire ne suffit parfois pas à réchauffer l'atmosphère, la majorité de l'énergie étant dépensée en flux de chaleur latente (évaporation de la rosée). Le chauffage de l'air est plus complexe que son refroidissement dans la mesure où les variations spatiales de la température diurne sont directement corrélées aux phénomènes de rayonnement. Le brassage de l'air, plus intense la journée, compense heureusement en partie ces écarts.

### 1.2.3.2. Composantes advectives, brise et inversion

En l'absence de vent, et *a fortiori* de foehn, la situation la plus courante en vallée la nuit et le matin est l'inversion thermique. Le fond des vallées recueille l'air froid, plus lourd : une heure et demie est nécessaire dans une vallée d'une largeur de 2 kilomètres pour que la couche d'inversion se forme (Escourrou G., 1981). La vitesse de la brise de montagne qui lui est liée varie de 1 à 2 mètres par seconde en début de nuit à 7 voire 9 mètres par seconde ensuite. La brise de montagne peut débuter dès 16 heures en hiver (le Soleil est déjà caché par les sommets environnants), vers 19 heures en été. Son intensité maximale est atteinte entre 19 et 22 heures. Ces affirmations ont valeur de moyennes et doivent évidemment être nuancées selon la topographie des lieux considérés ou encore suivant la présence ou non de couches d'air « fossile ».

Le soleil levé, les versants puis le fond de vallée se réchauffent et des phénomènes convectifs se mettent en place. Les vents tièdes commencent à remonter la pente et participent à l'abaissement puis à la lente destruction de la couche d'inversion : plus de 4 heures sont nécessaires dans une vallée de 2 kilomètres de large (8 heures dans une vallée de 6 kilomètres, c'est dire qu'en hiver, une inversion peut perdurer plusieurs jours). Cette limite d'inversion est souvent visible car accompagnée de brouillards ou stratus : certains fonds de vallée ne voient pas le soleil durant plusieurs jours alors que les pentes situées à proximité en profitent allégrement (Figure 1-10).

Quand, le matin, l'air froid commence à disparaître, la brise de vallée débute. Une faible nébulosité lui est favorable ; elle atteint son paroxysme en début d'après-midi. En été, la brise de vallée est souvent plus marquée que la brise de montagne. Elle est alors responsable de la plus forte nébulosité rencontrée dans les parties amont des vallées ou à proximité des sommets.

L'étude de la rose des vents de la station d'Embrun, sous-préfecture des Hautes-Alpes (Figure 1-9), démontre une forte similitude entre les directions privilégiées des vents le

<sup>14</sup> Se reporter à la Figure 1-8.

matin et l'hiver, opposée à celle mesurée l'après-midi et en saison estivale. La direction principale de la vallée (du Nord-Est vers le Sud-Ouest de l'amont vers l'aval) influence très nettement les mouvements de l'air, opposant brise montante (vent de Sud-Ouest) et brise descendante (vent de Nord-Est) selon le moment de la journée et la saison. On pourrait multiplier les exemples.

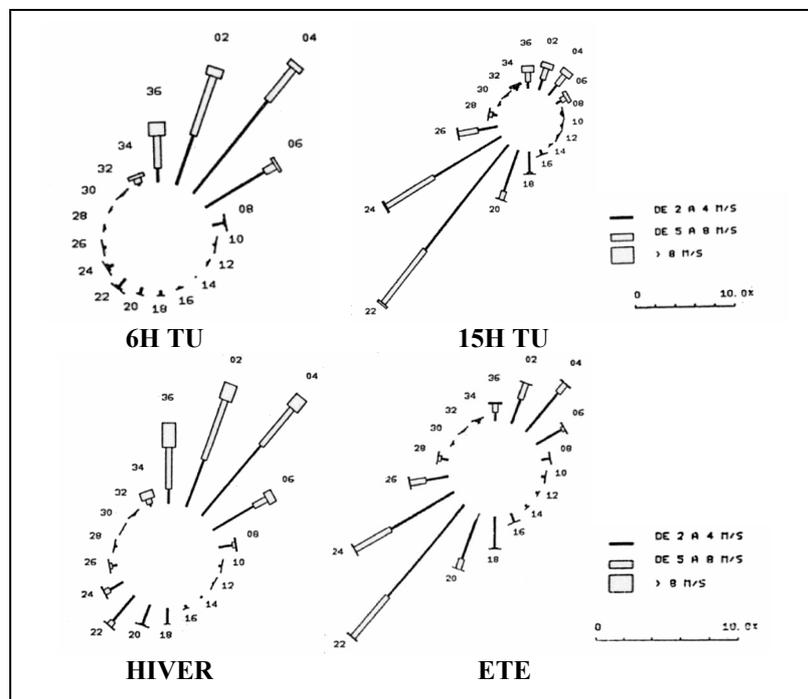


Figure 1-9 : Rose des vents en différentes heures et saisons à Embrun, Hautes-Alpes (Choisnel E., 1986)

Ces phénomènes locaux sont nécessaires à la compréhension des températures en zone de montagne durant l'année. Ils expliquent pourquoi, en fond de vallée, les minima sont très souvent inférieurs aux températures rencontrées plus en hauteur. Parfois même, on retrouve ces particularités sur les températures maximales. Le tableau qui suit (Tableau 1-1) rappelle quelques éléments du climat qui diffèrent selon qu'une station est disposée en fond de vallée ou sur une hauteur proche. Les affirmations sont évidemment à tempérer dans certains cas, mais elles représentent les nuances climatiques essentielles entre fond de vallée et hauteur voisine.

En hiver, l'humidité relative des fonds de vallée, plus forte, s'accompagne de brouillards fréquents. La température minimale (et parfois aussi la température maximale), lors des inversions thermiques, est nettement plus basse dans la vallée que sur les hauteurs. En été, la loi commune qui énonce que la température décroît avec l'altitude est par contre bien vérifiée, sauf sur quelques minima. De même, le rythme des températures diffère entre sommets et vallées : par exemple, dans les Alpes, le mois le plus froid est janvier dans les vallées, mais parfois février sur les sommets. La Figure 1-11, qui compare les températures moyennes mensuelles (période 1951-1980) de deux stations de Haute-Maurienne, Bessans (1710 mètres, situation de fond de vallée) et le col du Mont Cenis (2000 mètres, plus en hauteur), illustre parfaitement les deux dernières affirmations. En effet, le mois le plus froid est très nettement janvier à Bessans (-7,6°C contre -6,0°C en février), alors que c'est bien février au Mont-Cenis, de très peu il est vrai (-5,4°C contre -5,3°C en janvier). Par ailleurs, si de mars à octobre, la station du Mont-Cenis connaît des températures plus froides que celle de Bessans,

respectant le gradient thermique vertical moyen, durant une longue période hivernale, de novembre à février, Bessans subit des valeurs beaucoup plus froides (la différence la plus marquée a lieu en décembre : 3°C). Ces chiffres mettent en exergue la propension de la vallée à générer des phénomènes d'inversion thermique.

Fond de vallée	Hauteur proche
humidité relative plus forte (hiver)	vent plus fort
brouillards plus fréquents (hiver)	précipitations plus fortes
amplitude thermique plus forte (diurne et annuelle)	brouillards plus fréquents (par mauvais temps)
température minimale plus basse	
température maximale plus élevée en été, parfois plus basse en hiver	

Tableau 1-1 : Quelques nuances climatiques observées entre un fond de vallée et une hauteur voisine

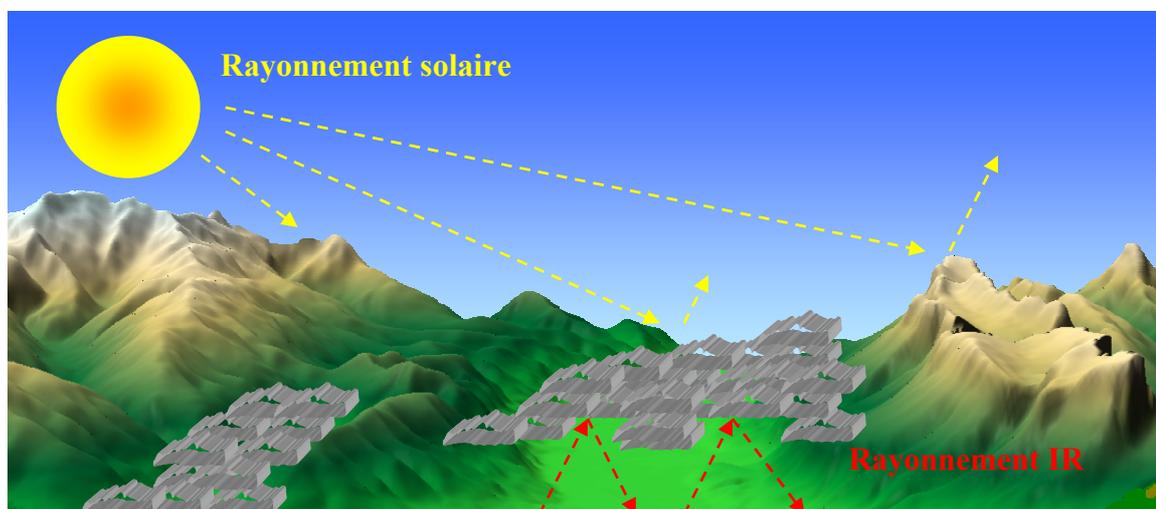


Figure 1-10 : Mécanismes hivernaux liés à l'inversion thermique (Lhotellier R., 2005).

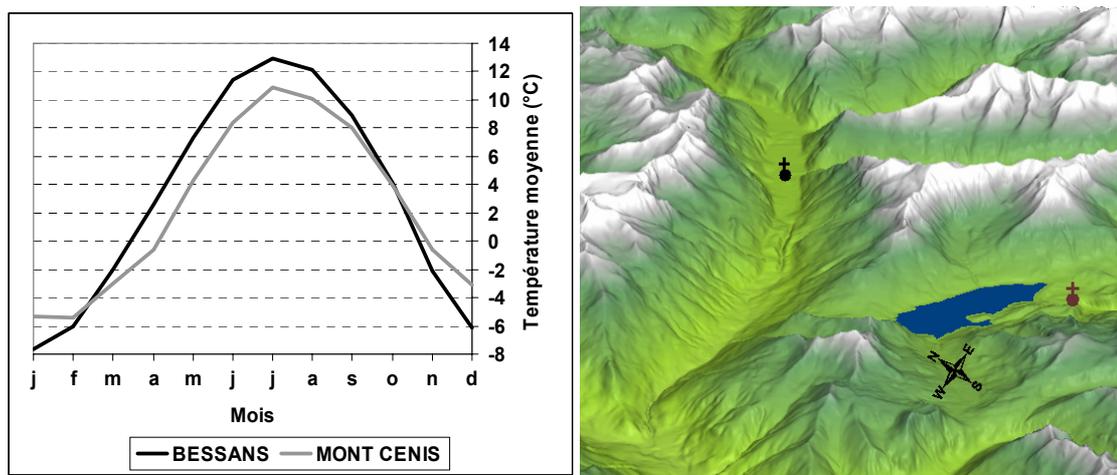
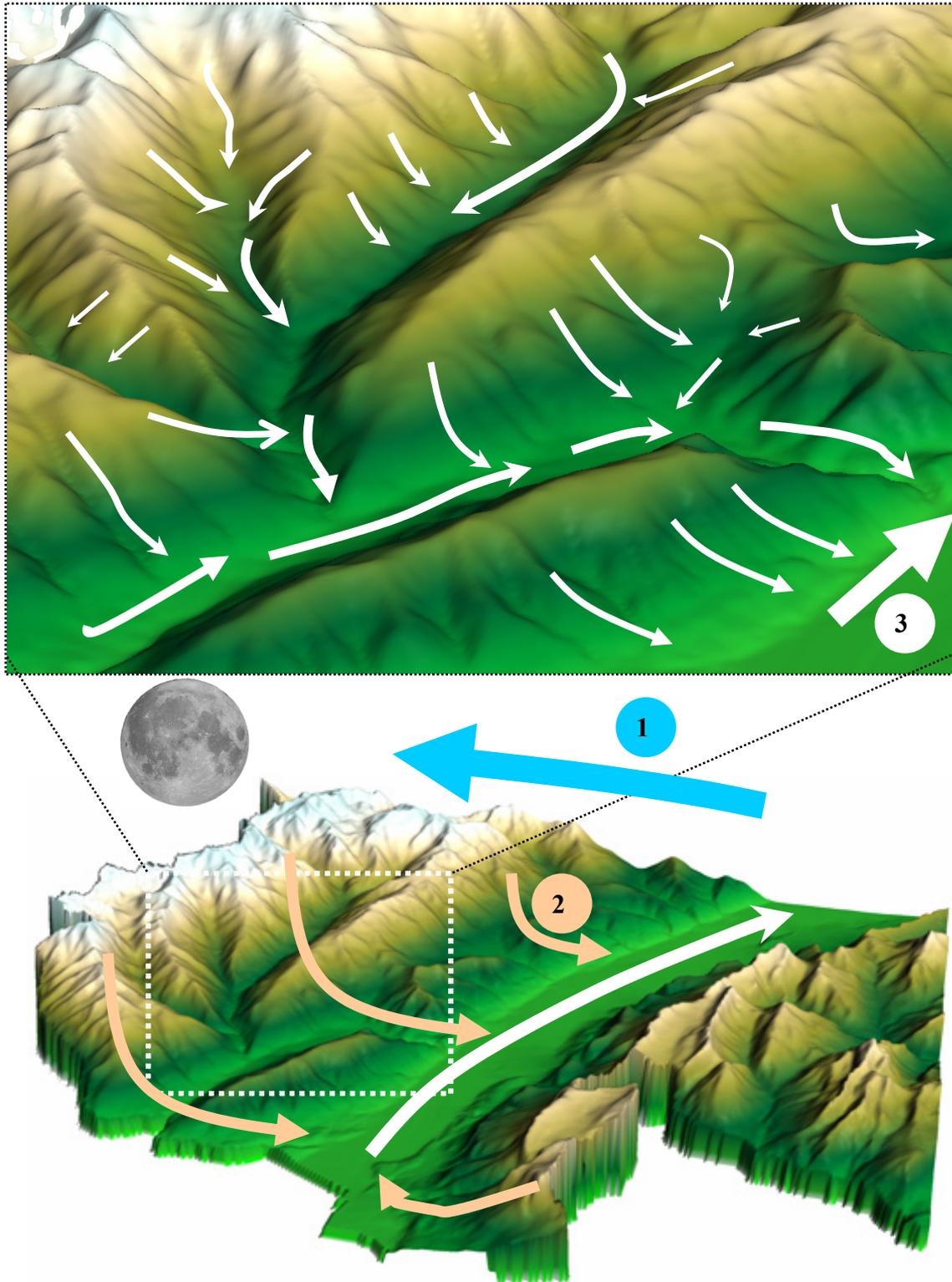


Figure 1-11 : Températures moyennes mensuelles (période 1951-1980) comparées de Bessans (1710 mètres) et Mont Cenis (2000 mètres), deux stations de Haute-Maurienne. A droite, croquis de situation des stations de Bessans (noir), en fond de vallée et Mont-Cenis (marron), au niveau du col. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)



**Figure 1-12 : Mécanismes des vents locaux, la nuit. Brise d'amont ou brise descendante (Lhotellier R., 2005).**

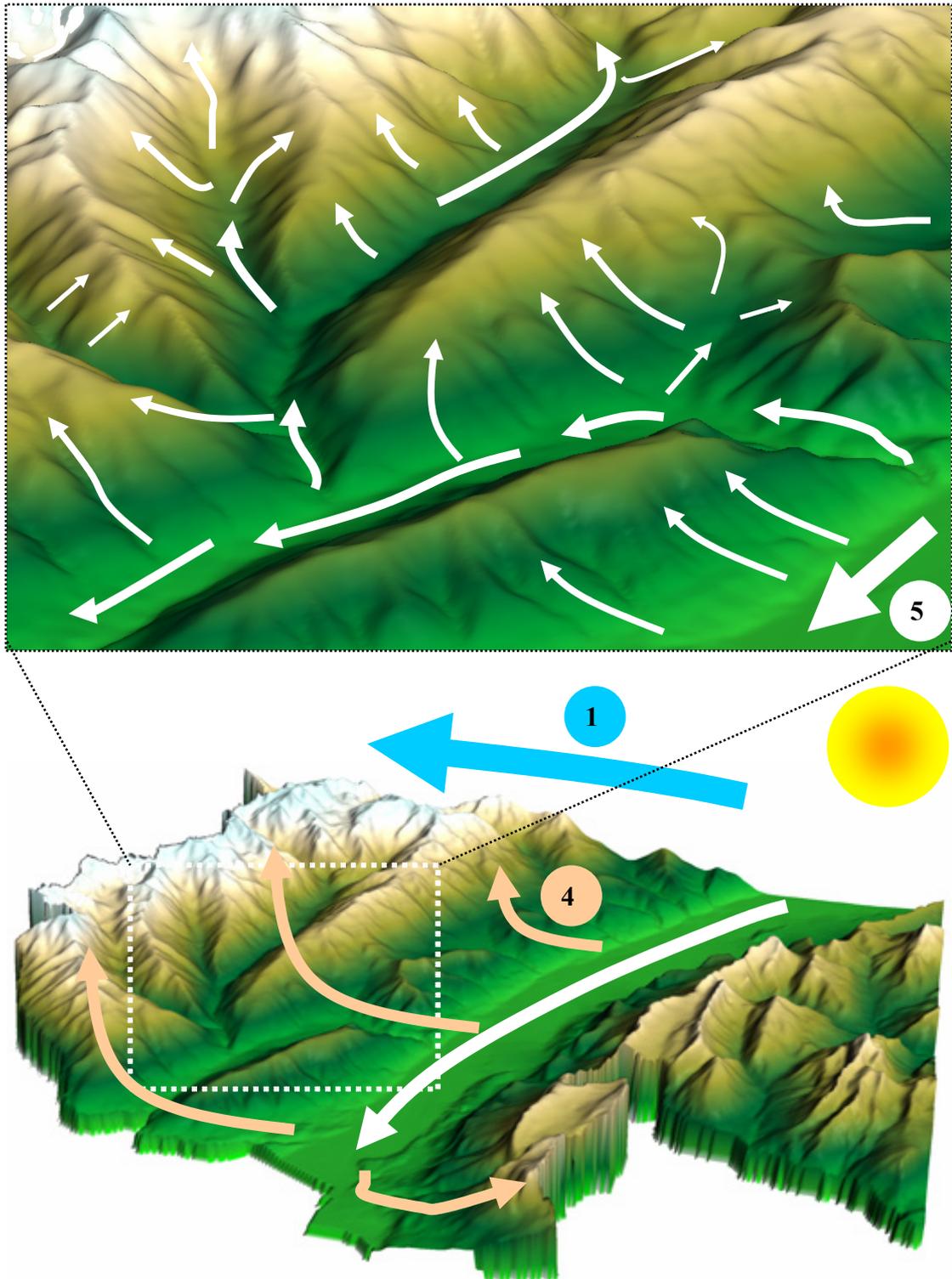
Lors de nuits dégagées, le sol rayonne sa chaleur vers l'espace et se refroidit. L'air, à son contact, s'alourdit du fait de la diminution de sa température. Il s'écoule donc vers le bas, sous l'effet de la gravité.

**Situation de nuit :**

1: Flux synoptique d'Ouest-Sud-Ouest

3 : Brise de montagne généralisée

2: Brise s'écoulant dans le sens de la pente, vers la vallée



**Figure 1-13 : Mécanismes des vents locaux, le jour. Brise d'aval ou brise montante (Lhotellier R., 2005).**

L'échauffement des pentes sous l'action du rayonnement solaire favorise la création d'ascendances : le sol élève la température de l'air à son contact, qui devient alors plus léger que l'air ambiant au même niveau. Les ascendances provoquent un appel d'air : celui qui s'échappe vers le haut est renouvelé par l'air de la vallée. Un flux s'organise ainsi depuis la plaine vers la montagne, canalisé par les vallées.

**Situation de jour**

4: Brise remontant la pente, dans la vallée

5: Brise de vallée généralisée

### 1.3. Echelles spatiales de variation des températures (pour le climat local uniquement)

A l'échelle du globe, latitude et continentalité sont parmi les facteurs prépondérants utilisés pour définir les grandes zones climatiques. A un niveau d'analyse plus locale (moins de 100000 km<sup>2</sup>), l'influence de ces deux paramètres commence à décroître pour laisser place à d'autres, plus spécifiques du climat local.

#### 1.3.1. L'élément majeur : le relief

Le relief est l'élément qui modifie le plus sensiblement le climat. A l'échelle d'une chaîne de montagne, cet effet paraît évident, mais il ne faut pas omettre ses mêmes effets à une échelle plus limitée : plateaux, collines ou encore talus possèdent des climats particuliers.

Deux caractères traduisent principalement l'influence du relief : l'altitude et la rugosité. L'altitude modifie profondément les caractères climatiques ; ceux-ci sont corrélés à l'emplacement de la station par rapport au massif montagneux, à sa place par rapport aux reliefs environnants, mais aussi à l'exposition au soleil ou aux vents. La rugosité, c'est à dire les variations de surface, peut entraîner tout un nuancier de caractères climatiques même avec des dénivellations faibles. De très nombreux climats locaux se voient ainsi engendrés.

##### 1.3.1.1. L'altitude

Les modifications produites par l'altitude sont connues. En premier lieu, la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude, d'environ 1 hPa pour une élévation de 8,4 mètres au niveau de la mer, mais pour 14,8 mètres à 5500 mètres d'altitude. La faible densité de l'air, en modifiant la radiation solaire, explique ainsi, en partie du moins, l'augmentation du rayonnement avec l'altitude : aux latitudes moyennes, on atteint de 5 à 15% de croissance par 1000 mètres. Le rayonnement direct est plus important en montagne, mais le rayonnement infrarouge, source de chaleur, demeure moins fort qu'au niveau de la mer. La propension du milieu montagnard à réfléchir la radiation diffuse et directe du soleil est forte : l'albédo (fraction du rayonnement réfléchi par le sol) est plus fort en moyenne en montagne qu'en plaine, car le sol est plus fréquemment recouvert de glaces ou de neige (Tableau 1-2).

Type de couverture	Albédo
miroir parfait	1
neige fraîche	0,75 – 0,85
neige ancienne	0,4 – 0,5
glacier	0,6 – 0,7
roche	0,2 – 0,3
sable	0,25 – 0,3
végétation	0,05 – 0,4
prairie	0,1
forêt sombre	0,05
mer	0,05 – 0,4

Tableau 1-2 : Albédo en fonction du type de couverture (Escourrou G., 1981, Pech P. et Regnauld H., 1996, Viers G., 1968).

La quantité de rayonnement absorbée par le sol, qui peut atteindre 90% en plaine, ne dépasse donc pas 30% en haute montagne enneigée : le réchauffement de l'air en sera fortement amoindri. L'albédo et les effets qu'il engendre varient dans le temps : la nuit, le rayonnement solaire est inexistant, l'influence de l'albédo est nulle ; c'est donc le jour que le rôle de l'albédo est majeur. Par conséquent, l'altitude joue alors un rôle fondamental : au printemps, lorsque la neige diminue à mesure qu'on descend vers la vallée, l'albédo suit une courbe identique. Moins la neige recouvre le sol, plus la quantité d'énergie absorbée augmente, plus le réchauffement des températures est notable. Le graphique ci-dessous (Figure 1-14) illustre parfaitement cette évolution saisonnière en Finlande.

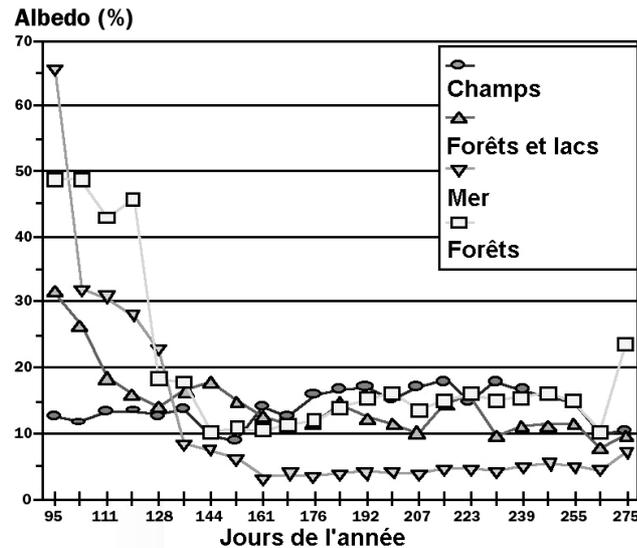


Figure 1-14 : Variation annuelle de l'albédo de surface en Finlande d'avril à octobre 1994, basée sur des images AVHRR moyennées (EUMETSAT<sup>15</sup>).

La diminution de la densité de l'air et la modification du bilan d'énergie à la surface du sol sont responsables de la baisse des températures avec l'altitude. En moyenne, le gradient thermique vertical atteint  $-0,5^{\circ}\text{C}$  à  $-0,6^{\circ}\text{C}$  par tranche de 100 mètres d'augmentation d'altitude. Mais ces chiffres sont beaucoup plus variés qu'on pourrait le croire, on le verra par la suite sur des applications à notre domaine d'étude. Ce gradient varie notamment selon la nébulosité. Le gradient de température est souvent plus faible à proximité des montagnes qu'à l'air libre à même altitude : en été, le sol réchauffe l'air, mais au sommet, la masse est moindre, le phénomène s'inverse, le vent provoque un refroidissement. En présence de nuages bas, le gradient est plus faible (à cause de la présence de phénomènes de condensation).

Les variations de température dépendent enfin de la saison, du moment de la journée, du temps qu'il fait. L'exemple qui suit (Figure 1-15) illustre ces affirmations : il présente l'évolution mensuelle du gradient vertical de température entre les stations de Moutiers (480m) et Pralognan (1420m) au cours de l'année 1990. En moyenne sur l'année, le gradient est de  $-0,507^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , c'est-à-dire que la température de Pralognan est plus faible de  $4,8^{\circ}\text{C}$  en moyenne. Mais on constate que les variations sont très importantes : en hiver, le gradient prend des valeurs très faibles ( $-0,12^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , ce qui signifie que la température moyenne de Moutiers n'est supérieure que de  $1,1^{\circ}\text{C}$  à celle de Pralognan),

<sup>15</sup> <http://www.eumetsat.de/fr/area2/cgms/ap4-08.htm>

plus fortes au printemps et en été (maximum en mars,  $6,3^{\circ}\text{C}$  de plus à Moutiers qu'à Pralognan, soit  $-0,67^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ). Ces variations s'expliquent notamment par le fait qu'au printemps, la vallée s'est déjà réchauffée, alors que la montagne est encore recouverte de neige, donc refroidie. En janvier, les inversions thermiques modifient le profil de température : il fait souvent plus froid dans la vallée que sur les versants. Les masses hivernales d'air froid et stable provoquent davantage de gelées dans le bas des pentes, mais quand la situation est perturbée, l'air est instable, on retrouve alors un gradient plus commun.

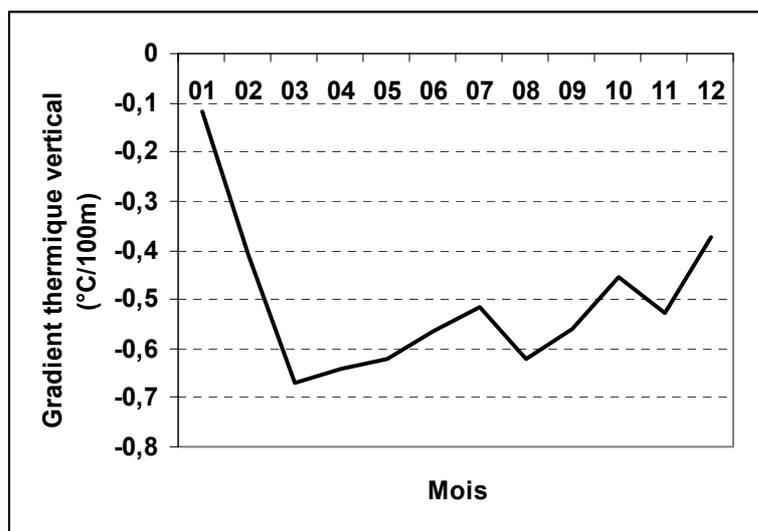


Figure 1-15 : Evolution mensuelle du gradient thermique vertical entre Moutiers (480m) et Pralognan (1420m), deux stations de Tarentaise (Savoie), pour l'année 1990. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Le relief perturbe les masses d'air, engendre la naissance de vents locaux et modifie les précipitations, mettant en évidence le rôle non négligeable de la rugosité du terrain.

### 1.3.1.2. Le relief comme obstacle et son influence sur les vents

Le substratum a pour effet premier de créer une force de frottement, d'autant plus grande que la surface est ondulée. La force de frottement se fait d'autant plus sentir que l'air est proche du sol. Conséquemment, la vitesse du vent diminue à proximité du sol, mais son action doit être fractionnée : avant un obstacle, le vent diminue de vitesse, au contraire, elle augmente lorsque les irrégularités s'accroissent (Figure 1-16).

La présence d'un massif montagneux induit donc l'accroissement brutal de l'irrégularité du relief, ainsi qu'une canalisation (vallées) ou un obstacle (barrières montagneuses) à l'écoulement de l'air, et également une perturbation de la circulation générale due à l'importance des contrastes thermiques. Le régime des vents en zone de montagne est donc souvent fort complexe du fait de la canalisation de l'air dans des couloirs privilégiés, avec fréquemment des superpositions de vents de directions différentes. En montagne, la forme des arbres permet parfois de connaître la circulation privilégiée des vents.

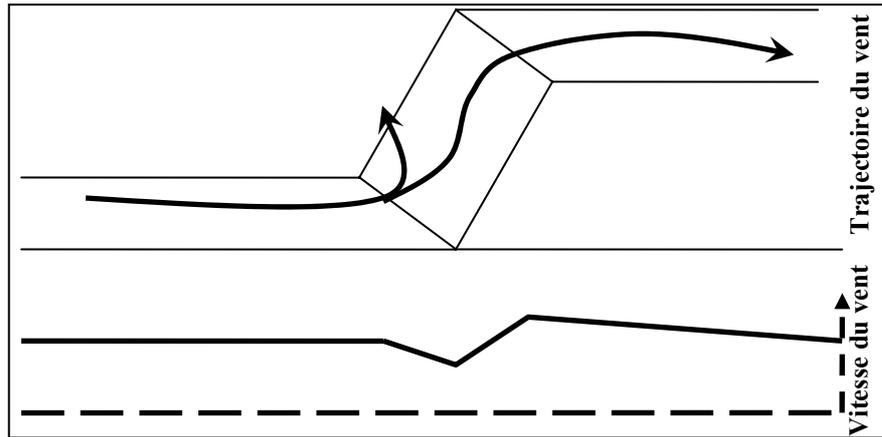


Figure 1-16 : Variations de la trajectoire et de la vitesse du vent devant un obstacle (d'après Escourrou G., 1981)

A ces phénomènes physiques s'ajoutent ceux liés à la topographie locale, qui engendre des différences thermiques d'un lieu à l'autre : les brises de vallée en sont l'exemple parfait.

Les variations de la vitesse du vent, si elles n'ont pas d'effet systématique sur les températures mesurées, peuvent allégrement modifier les températures ressenties (Figure 1-17). L'indice de refroidissement dû au vent (indice bioclimatique diffusé par Siple et Passel en 1945) montre que la température ressentie à +5°C avec du vent peut être plus difficile à supporter pour l'être humain qu'une température de -5°C sans vent<sup>16</sup>.

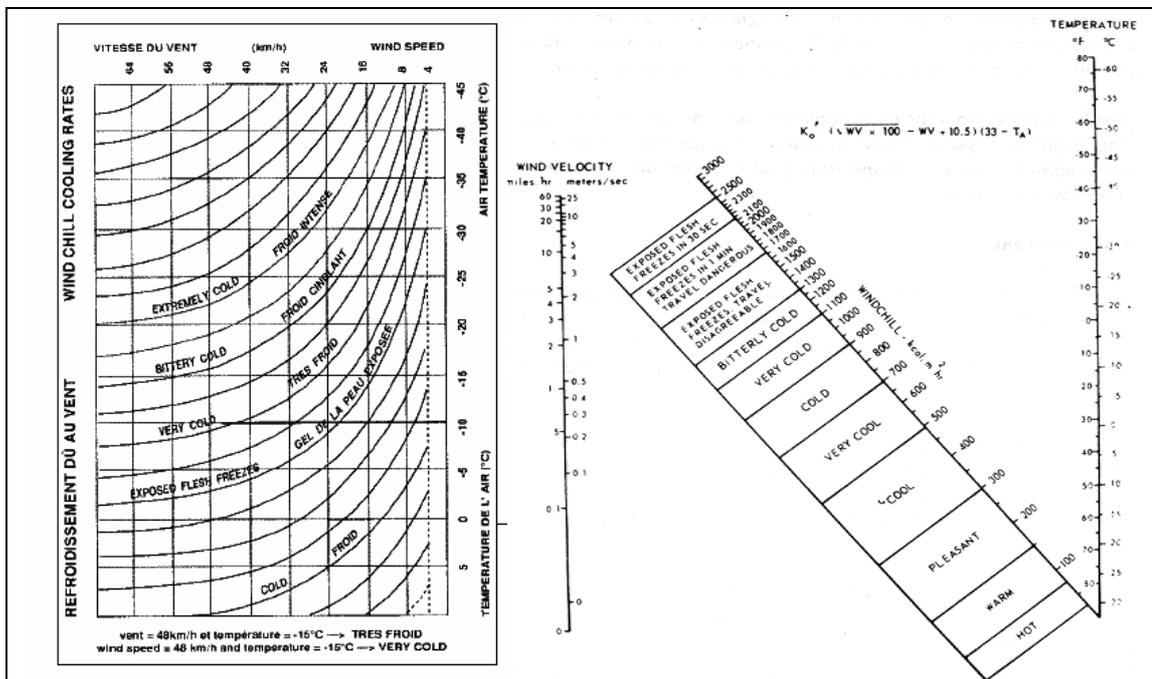


Figure 1-17 : Deux représentations d'indices de refroidissement dû au vent : Wind chill index, information sur le refroidissement dû au vent diffusée par Météo-France lors des Jeux Olympiques d'Albertville en 1992 (à gauche), et « Windchill monogram » (Blockley, 1964; adapté de Siple & Passel, 1945).

<sup>16</sup> Des indices de température ressentie existent aussi sur les valeurs élevées : l'humidex, utilisé au Canada, quantifie la température perçue, en cas de chaleur intense, par le corps humain en combinant le taux d'humidité et la température.

### 1.3.1.3. Formes topographiques et versants

Le relief n'influence pas les topoclimats uniquement par le rôle de l'altitude et celui de la rugosité. Les nuances entre adret (versant exposé au sud) et ubac (versant exposé au nord) sont notables. L'adret reçoit, par définition, une insolation plus forte<sup>17</sup> que l'ubac, toujours dans l'ombre du relief voisin ou irradié seulement par quelques rayons proches de l'horizontale. L'ubac, recevant jusqu'à huit fois moins d'énergie, est moins chaud, et les gradients thermiques observés entre les deux versants sont donc différents. C'est au cours de l'hiver que cette différence est la plus marquée, le rayonnement solaire étant quasi perpendiculaire aux versants adrets, inexistant ou horizontal sur les versants ubacs. L'été, l'opposition est nettement moins marquée du fait de la position du soleil.

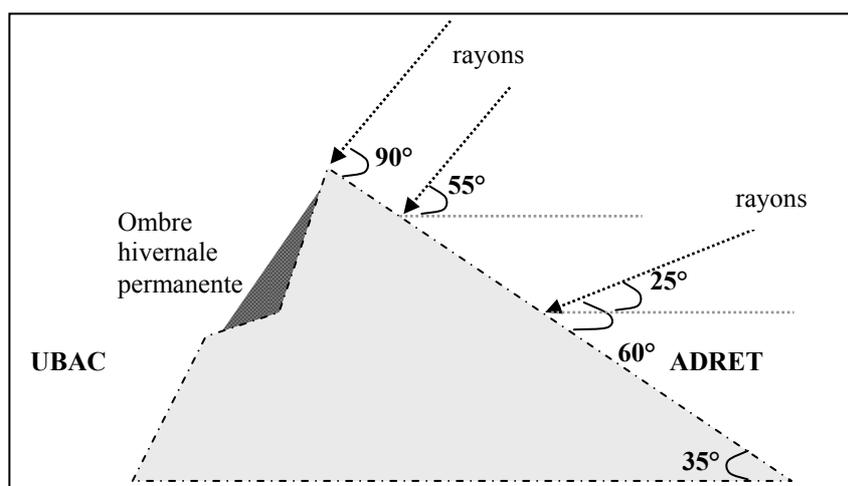


Figure 1-18 : Incidence de la topographie et de l'inclinaison des rayons solaires sur l'énergie reçue (d'après Escourrou G., 1981)

Dans les Alpes françaises (Figure 1-18), si la pente de l'adret atteint 35°, les rayons solaires inclinés à 55° de la mi-journée vont frapper la pente à angle droit. En matinée ou fin d'après-midi, des rayons inclinés à 25° frapperont le sol avec un angle de 60° (Escourrou G., 1981). L'ubac aura passé la journée dans l'ombre. Des oppositions adret / ubac peuvent ainsi générer des différences de 1 à 10 dans les totaux d'énergie reçus à l'échelle journalière. Le brassage de l'air corrige en partie de tels écarts.

Les autres formes de relief (collines, plaines, plateaux, dépressions), connaissent les mêmes phénomènes que ceux décrits précédemment, mais à une échelle moindre que le milieu montagnard.

Comme l'angle des pentes, la forme des versants, convexe ou concave, modifie également le gradient thermique. Une étude polonaise (Hess, Niedzeiedz, Obrebska-Starkel) citée dans Escourrou G., 1981, précise les variations notées dans les Basses Beskides (Tableau 1-3).

Date et type d'extrême	terrain concave	terrain convexe
Février, maximum	-3,5°C	0,6°C
Février, minimum	-5°C	-2°C
Juillet, maximum	-3°C	-3,5°C
Juillet, minimum	-4°C	-0,5°C

Tableau 1-3 : Médiane des différences de température entre 200 et 600 mètres selon la forme de la pente (Escourrou G., 1981)

<sup>17</sup> Nous considérons uniquement le cas de l'hémisphère nord.

Les formes concaves connaissent donc un gradient thermique plus fort, notamment pour les minima, d'ailleurs la période végétative y est plus longue : une huitaine de jours vers 500 mètres, sous l'effet probable des accumulations d'air froid, peu concevables sur une forme convexe.

### **1.3.2. La présence d'eau**

L'eau participe des modifications climatiques locales par le biais de trois caractères principaux : elle concourt à augmenter l'humidité relative des environs, elle se refroidit et se réchauffe plus lentement que l'air, enfin, sa rugosité est toujours très faible.

Nous n'évoquerons pas ici l'influence majeure des masses océaniques sur le climat global, ni les effets propres aux climats côtiers, qui sont dans notre cas hors sujet, notre zone d'étude se situant à distance respectable de la mer. Le rôle de masses d'eau locales sur le climat va cependant être explicité.

Les nappes d'eau, qu'elles soient vastes (océan) ou plus limitées (lac) modifient le climat, mais bien sûr à des niveaux et des échelles bien différents.

La température des eaux l'un lac augmente du centre vers la périphérie en été. Plus un lac est profond, plus ses eaux se réchauffent lentement. Comme les océans, les lacs régulent le climat. Ainsi, plus la masse d'eau est importante, plus le nombre de jours de gel à proximité est limité. La topographie, forme du rivage dans ce cas, intervient également : en été, les eaux des baies sont plus chaudes que celles des caps, mais l'hiver, l'eau des baies, moins profonde, se refroidit plus vite que celle des avancées.

Les contrastes thermiques évoqués vont donner naissance à des vents : la brise de lac, en été, naît du contraste entre les basses températures du centre du lac et celles plus chaudes des terres à proximité. Dans le cas de grands lacs (Lac Léman par exemple), on peut la comparer à une brise de mer, avec une zone d'influence d'une vingtaine de kilomètres.

Le volume réduit des petits lacs n'entraîne pas de modifications notables du climat voisin, à une exception près : les brouillards sont plus fréquents. On peut noter également le fait que, si un plan d'eau est gelé, son albédo augmente, tendant à faire augmenter l'amplitude thermique diurne, contrairement aux lacs plus vastes qui gèleront plus difficilement. L'effet de l'albédo reste cependant bien inférieur à celui joué par la masse d'eau.

### **1.3.3. Sol et végétation**

Trois points essentiels sont à retenir quant à l'influence du sol sur le climat : sa rugosité, son albédo et sa propension à stocker ou restituer l'eau. On se reportera à ce qui a été dit précédemment sur les phénomènes liés à la rugosité et l'albédo, mais il convient de préciser comment naissent les variations observées.

L'albédo du sol est fortement corrélé à sa couleur : plus il est sombre, plus il absorbe la chaleur reçue, plus il est clair, plus il réfléchit la radiation directe. L'albédo dépend aussi de la teneur du sol en eau, car elle absorbe la radiation et fait diminuer l'albédo. Ce dernier varie enfin avec l'angle d'incidence de la radiation : plus le soleil est bas, moins le substratum absorbe d'énergie.

La conduction thermique du sol ainsi que celle de l'air sont les éléments qui modifient l'influence du sol sur la température de l'air. Avec une bonne conduction thermique du

sol, la chaleur pénètre facilement et les écarts de températures entre air et sol sont faibles, avec un léger retard de la température du sol. Un sol argileux, au contraire, connaît des variations lentes de température, c'est pourquoi il demeure plus chaud la nuit et plus frais le jour.

Pour simplifier, par temps calme et ciel clair, l'influence du substrat sur les températures de l'air est d'autant plus importante que la conduction du sol est mauvaise et son albédo élevé.

Si le sol est végétalisé, de nouveaux phénomènes entrent en jeu : les plantes modifient la rugosité (la rugosité dépendra essentiellement de la hauteur de la plante), par ailleurs, elles ne possèdent pas toutes un albédo identique (l'albédo de l'herbe varie avec la hauteur du soleil, même si, en pratique, cette influence demeure faible), enfin l'évapotranspiration qui leur est associée influera légèrement sur l'humidité et la température de l'air. D'autre part, la transpiration des plantes et la production de biomasse consomment une partie de l'énergie reçue, la température de l'air mesurée sur une prairie ensoleillée sera donc inférieure à celle induite par un sol nu recevant la même quantité de rayons.

Cas particulier de végétation, la forêt provoque un accroissement marqué de la rugosité ; un climat singulier lui est associé. Généralement, l'amplitude thermique est plus faible en forêt, du fait du stockage de la chaleur dans le couvert végétal : les maxima sont plus modérés, les minima moins froids. Quelque cas particuliers viennent s'opposer à cette vérité : dans les Landes, il fait plus chaud l'été en forêt (il faut voir ici l'influence du sol sableux surtout<sup>18</sup>). Le sol forestier est généralement beaucoup plus frais la journée que la cime des arbres (différence de l'ordre de 5°C), légèrement plus chaud la nuit. Le rayonnement net au-dessus des forêts est supérieur à celui au-dessus des champs, car l'albédo de la forêt est faible à cause de la couverture discontinue que représentent les feuilles : les nombreuses zones d'ombre absorbent une quantité importante de radiation.

La forêt connaît ainsi une nébulosité et un nombre de jours avec brouillard plus élevés que les systèmes non forestiers. Une forêt plantée d'arbres hauts et denses entraînera une baisse des températures maximales de l'ordre de 1°C, une hausse des minima de 3 à 4°C par rapport aux lieux plantés de très jeunes arbres. Par conséquent, le matin, il n'est pas rare d'observer une brise de forêt. Clairières et haies ont aussi une incidence sur le microclimat (Quénol H., 2002), mais l'échelle est alors trop fine pour notre étude.

Une étude portant sur la pollution atmosphérique dans la vallée de Chamonix ayant nécessité des mesures de température, nous avons repris les valeurs mesurées toutes les 30 minutes afin de mettre en évidence l'influence de la couverture forestière, à une altitude de 1250 mètres. Les principales caractéristiques qui apparaissent à la lecture du graphique (Figure 1-19) sont :

- une amplitude diurne nettement plus faible dans la zone forestière (minima légèrement plus faible en zone non couverte, mais maxima franchement plus élevé)
- des variations beaucoup moins rapides en forêt, pour le réchauffement comme pour le refroidissement
- un léger temps de latence de la forêt par rapport à la zone non boisée, surtout pour les valeurs maximales, atteintes plus tard en forêt : 1 heure plus tard par exemple le 2 mars.

<sup>18</sup> L'amplitude thermique peut prendre des valeurs impressionnantes : Trensacq, le 10 août 1990 : +5,3°C le matin et +36,4°C l'après-midi (Météo-France).

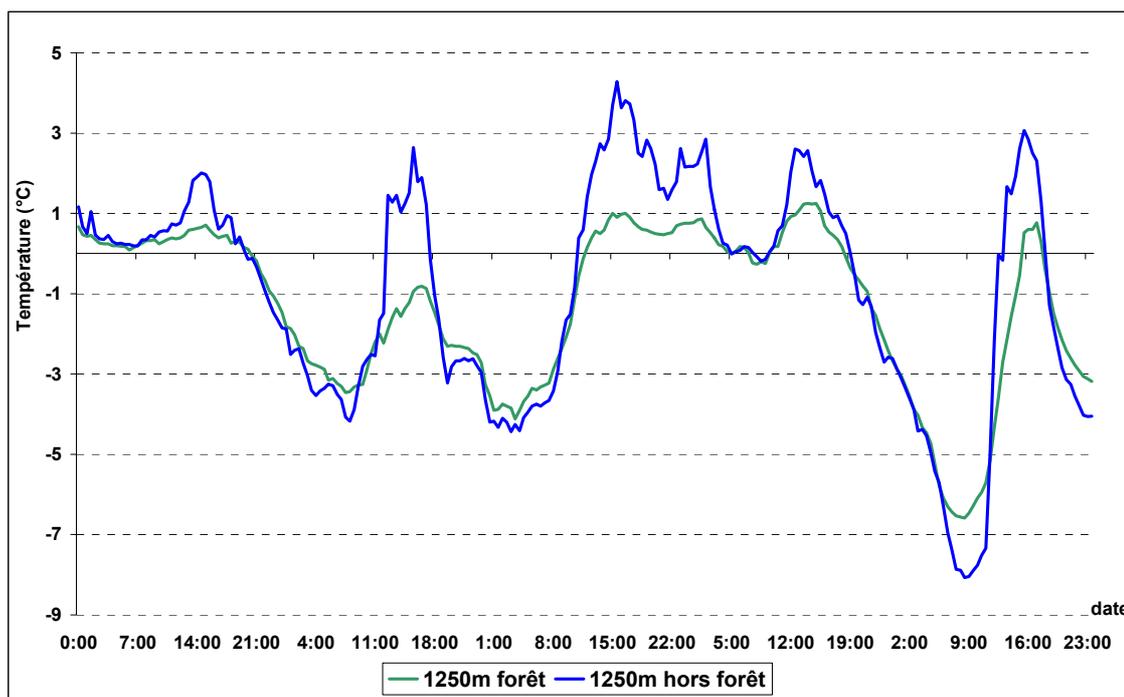


Figure 1-19 : Influence de la couverture forestière sur les températures du 01/03/2000 au 05/03/2000 (d'après données Argaud O., 2000).

### 1.3.4. Anthropisation

Le rôle de l'homme dans la modification du climat, à toutes les échelles, est loin d'être négligeable. Son influence sur la végétation peut par exemple modifier fortement les conditions climatiques locales : c'est surtout vrai pour les précipitations et leur ruissellement renforcé par la déforestation, mais son action n'est pas inexistante sur les températures. Nous savons tous comment la relative fraîcheur d'un parc arboré peut être agréable en ville en plein été.

Le climat urbain est différent du climat « campagnard » par certains aspects, qui sont la conséquence :

- d'une faible végétalisation,
- d'une pollution particulaire et / ou moléculaire,
- d'un sol imperméable,
- d'un apport complémentaire d'énergie (chauffage et autres activités génératrices de chaleur),
- de la présence de bâtiments qui augmentent la rugosité, font diminuer la vitesse du vent et modifient les conditions radiatives.

En ville, la multiplicité des polluants peut entraîner dans les cas extrêmes une diminution de la radiation directe, en partie absorbée par les particules. L'absorption infrarouge peut quant à elle favoriser une hausse des températures. Par ailleurs, la différence thermique ville / campagne voisine peut, de nouveau, engendrer des phénomènes de brises locales, comme le montrent les deux cartes de l'îlot de chaleur urbain<sup>19</sup> parisien qui suivent (Figure 1-20). Il est aisé d'observer les valeurs extrêmes rencontrées par temps clair (ICU fort) et par temps nuageux (ICU faible).

<sup>19</sup> Zone d'air plus chaud couvrant les grandes agglomérations, manifestation climatique concrète des activités urbaines. On considérera qu'un ICU faible est de l'ordre de 1 à 2°C (si la différence de

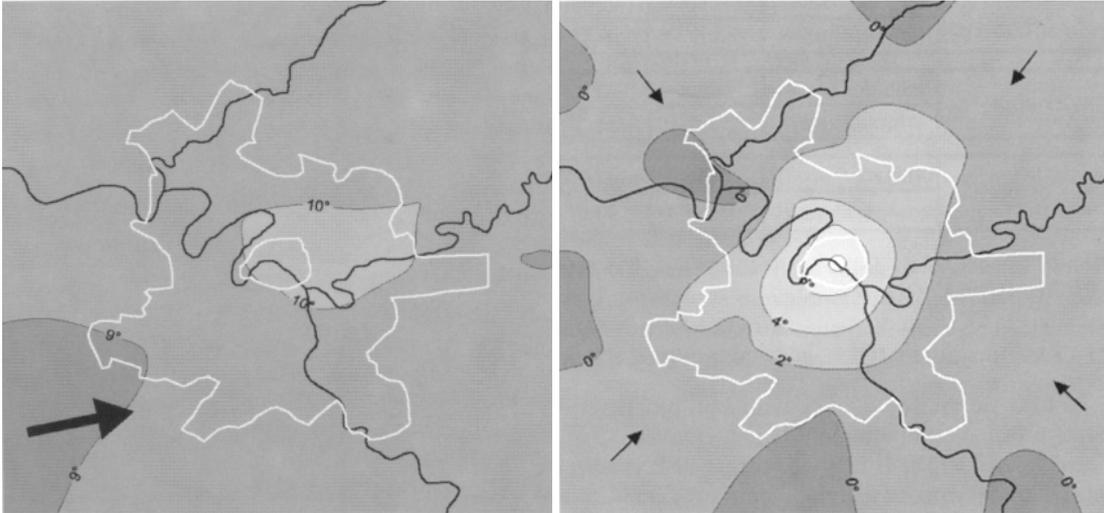


Figure 1-20 : Variations de l'ICU nocturne parisien en fonction du type de temps. A gauche, le 25 février 1997, temps nuageux et venteux, faible ICU (valeur moyenne 1,4°C, valeur maximale 2,3°C). A droite, le 10 mars 1997, temps clair et convergence des vents (brise de campagne), fort ICU (valeur moyenne 7,0°C, valeur maximale 9,4°C). (Cantat O., 2004)

## 1.4. De la météorologie à la climatologie

Les phénomènes atmosphériques sont l'objet d'étude des météorologues et des climatologues. Néanmoins, leurs champs scientifiques sont relativement bien distincts. Le météorologue est un physicien de l'atmosphère qui cherche à expliquer les variations du temps, combinaison instantanée et naturelle des éléments en un lieu donné qui peut faire l'objet, sous la contrainte d'un suivi et d'une expérience démontrés, d'une prévision à courte échéance (Figure 1-21).

Le concept de climat est plus abstrait. Il procède d'une généralisation des conditions de temps sur une période et un espace définis. La distribution spatiale des phénomènes est le premier intérêt du climatologue, qui s'attache donc tout particulièrement à la répartition des facteurs géographiques : relief, océans, glaciers, etc. L'allemand Hann définissait ainsi, au début du XX<sup>ième</sup> siècle, le climat : « *état moyen de l'atmosphère en un point de la surface terrestre* ». Le français Sorre, un peu plus tard, parlait de « *la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu, dans leur succession habituelle* ». Le climatologue constate mais n'explique guère. Il se doit cependant d'utiliser des approches complémentaires :

- par la mesure de différents éléments (grandeurs physiques) composant la réalité du moment et le traitement statistique et cartographique de ces résultats
- par une approche synoptique, en étudiant la situation météorologique dynamique (y compris les données recueillies en altitude). Cette approche permet d'expliquer beaucoup plus précisément les éléments mesurés préalablement, et convient elle aussi à une analyse statistique (classifications de types de circulation et types de temps)

---

température entre agglomération et périphérie est nulle, l'ICU n'existe plus), un ICU sera considéré comme fort à plus de 5°C.

- l'échelle spatiale d'étude de la climatologie n'étant pas définie *a priori*, elle peut aussi bien s'intéresser à des phénomènes globaux qu'à des applications très fines (bioclimatologie, agroclimatologie).

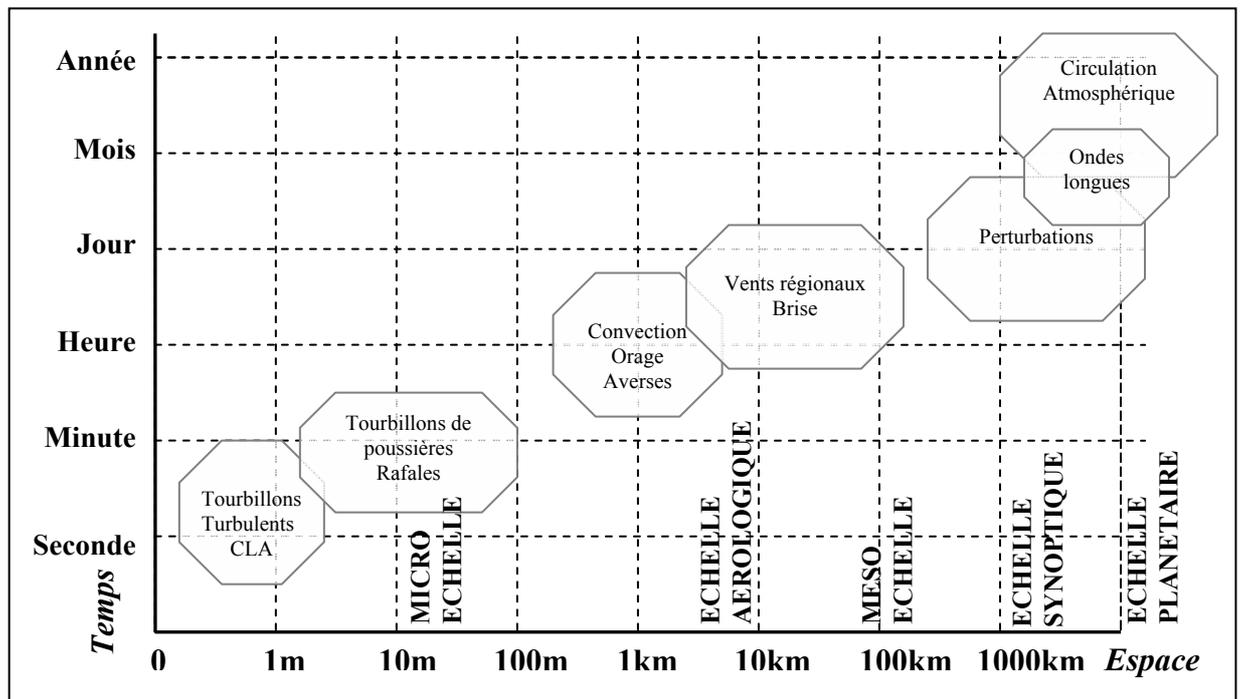


Figure 1-21 : Echelles temporelle et spatiale des phénomènes météorologiques principaux (d'après Choissnel E., 2001)

## 1.5. Les échelles d'espace en climatologie

On définit trois principales échelles d'espace en climatologie avec, pour chacune de ces échelles, une conjugaison de facteurs d'influence : le climat régional, dont l'échelle d'influence est la centaine de kilomètres, le topoclimat, de l'ordre de la dizaine de kilomètres, et le microclimat, dont l'échelle restreinte, la centaine de mètres, entraîne un nombre considérable de variétés. A chaque échelle correspond également une distance caractéristique (Choissnel E., 1984, 1986). Un microclimat connaît ainsi des conditions qui lui sont propres (différentes du microclimat voisin), mais subissant, comme lui, les caractéristiques du topoclimat auquel ils appartiennent tous les deux. De même, deux topoclimats appartenant au même climat régional seront différenciés par des phénomènes causés par une échelle de quelques kilomètres, voire quelques dizaines de kilomètres, mais posséderont pour autant des caractères communs dus au climat régional (Figure 1-22).

Le climat régional est surtout fonction des trois facteurs : le relief, la continentalité et la latitude. L'extension spatiale de chaque type de climat régional dépend essentiellement du relief (zone montagneuse...), de la distance du plus proche océan ou encore des vents dominants. Si les climats régionaux peuvent se définir par certaines caractéristiques climatiques, les zones de transitions entre différents climats régionaux, subissant de multiples influences, sont parfois plus difficiles à préciser.

Le topoclimat est grandement influencé par le relief, d'où son nom. Ce sont les variations du climat régional dans lequel il se situe, créées par la topographie locale, qui définissent le topoclimat. L'effet le plus commun demeure les modifications locales de la circulation de l'air : brises thermiques, foehn. Un climat régional engendrera d'autant plus de topoclimats variés que son relief sera accidenté et panaché (vallées, orientation des vallées, pentes, aération du relief, etc.).

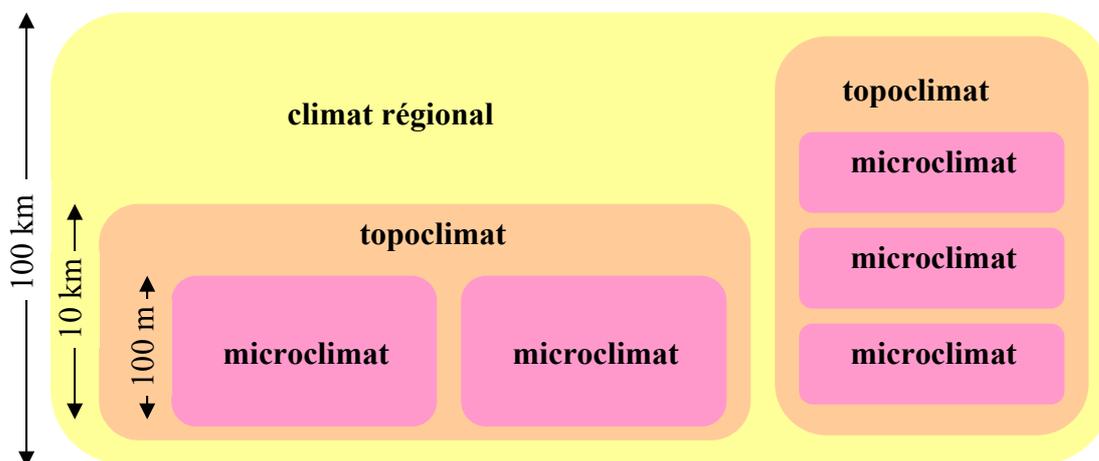


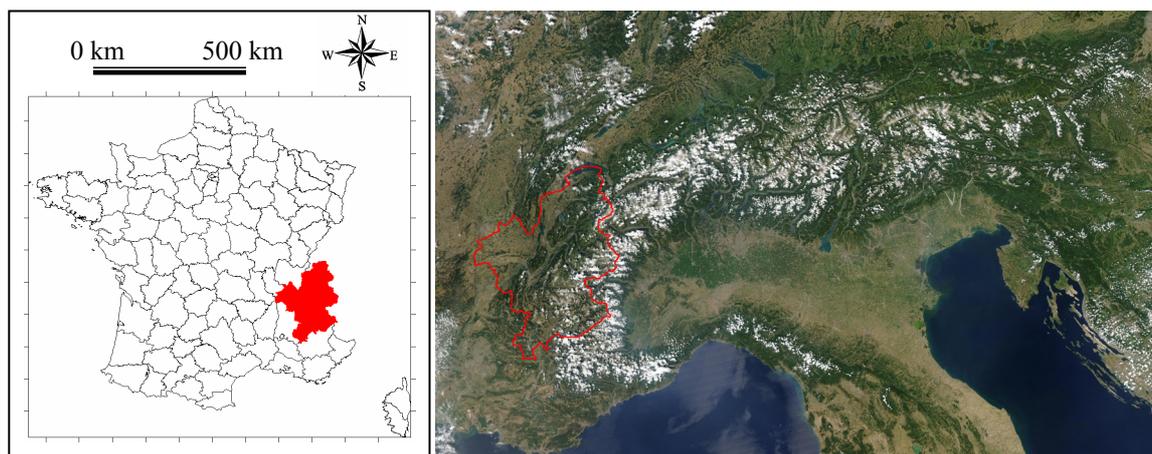
Figure 1-22 : Quelques échelles d'espace communes en climatologie. Les distances données sont des ordres de grandeur. L'échelle des distances n'est pas respectée. (Lhotellier R., 2005)

Le microclimat, souvent confondu à tort avec le topoclimat dans le langage courant, se voit associé à une échelle de l'ordre de la centaine de mètres. C'est dire la multitude de microclimats observables au sein d'un même topoclimat. Des conditions locales particulières de ce type seront créées par la présence d'une étendue d'eau, d'une haie, de la lisière d'une forêt, influençant localement la circulation de l'air par blocage (haie) ou modification de la température (ombre portée). De même, les différents types de végétation et les albédos qui leur sont liés (couleur de la strate végétale, densité), ou encore leurs capacités évapotranspiratoires vont modifier les caractéristiques de la masse d'air dans les premiers mètres à proximité du sol. C'est ainsi qu'une lisière de forêt subira une amplitude thermique plus faible que le champ qui lui est juxtaposé : la température de la lisière, toujours à l'ombre, n'atteindra pas les valeurs du champ ensoleillé. La nuit, alors que le pré, non abrité, verra sa température descendre par effet radiatif, celle de la lisière demeurera plus clémente par protection de la strate arborée (effet du rayonnement IR).

Il va de soi qu'il n'est pas possible d'étudier ces trois types de climats de la même manière : le microclimat requiert des mesures à une échelle très fine dont nous ne disposons pas pour la présente étude. Une attention particulière doit d'ailleurs être apportée au fait qu'un poste de mesure peut, s'il est mal positionné, nous donner des informations sur le microclimat local et non pas sur le topoclimat ou le climat régional. La difficulté de réaliser un réseau météorologique représentatif de l'objet d'étude est donc à souligner. Les réseaux existants sont donc plutôt adaptés à l'échelle régionale, mais ne permettent qu'une connaissance partielle des topoclimats. En zone de montagne, le besoin de mesures est d'autant plus prégnant que le relief contrasté engendre une multitude de topoclimats et, quasi exponentiellement, de microclimats. Ce problème d'échantillonnage et de représentativité de la réalité par les stations de mesure sera discuté par la suite, dans le Chapitre 2.

## 1.6. La zone d'étude et son climat

Le point commun entre les quatre départements étudiés réside évidemment dans leur caractère alpin (Cartes 1-1). Cela étant, il demeure des singularités à chacun qu'il convient de préciser : les observations et résumés climatiques proposés par Météo-France sont un outil substantiel à cet effet. Abordons donc rapidement les départements par leurs caractères climatiques principaux, du nord au sud.



Cartes 1-1 : La zone d'étude replacée en France (à gauche) et dans la chaîne alpine (à droite) (Lhotellier R., 2005. Image NASA, légende : neige en blanc, forêts en vert sombre, terrains cultivés ou urbanisés en ocre, réseau hydrographique en bleu)

### 1.6.1. Caractéristiques départementales

Deux cent cinquante kilomètres séparent les extrémités nord et sud de la zone étudiée, alors que Rhône, à l'ouest, et frontière italienne, à l'est, sont distants de cent quatre vingt dix kilomètres. Les variations rapides de relief ajoutées à l'effet de la continentalité puis à l'influence méditerranéenne engendrent une palette climatique singulière.

#### 1.6.1.1. Haute-Savoie

L'altitude est l'élément primordial dans les variations intra-départementales de températures. Cette règle est parfois mise à défaut lors des situations automnales et hivernales caractérisées par une mer de nuages.

La proximité du lac Léman reste déterminante dans les températures de la plaine. Régulateur thermique, il réduit les amplitudes à toutes les échelles de temps. Dans les massifs, la disposition des vallées et l'exposition sont autant de facteurs permettant des régimes thermiques différents : l'ubac est plus froid que l'adret, les vallées encaissées subissent des amplitudes journalières ou annuelles plus sévères.

La pluviométrie du département, 900 à 2000 mm par an<sup>20</sup>, est supérieure à la moyenne nationale (Figure 1-23). La répartition des pluies est liée au relief : le secteur le plus sec s'étend de la Semine au bassin du Léman, protégés par le Jura et le Bugey. Les plaines

<sup>20</sup> Les normales ainsi que les principaux traits des climats départementaux proviennent de Météo-France.

les plus favorisées sont le pays Rochois et Annecy : plus ouvertes, elles bénéficient de l'effet de soulèvement induit par les Bornes. La pluviométrie des vallées alpines est très contrastée. Dans l'ensemble, plus les vallées sont fermées et encaissées, plus les pluies sont faibles (Sallanches, Chamonix), au contraire, une vallée ouverte et peu encaissée favorise les précipitations (Samoëns, Thônes).

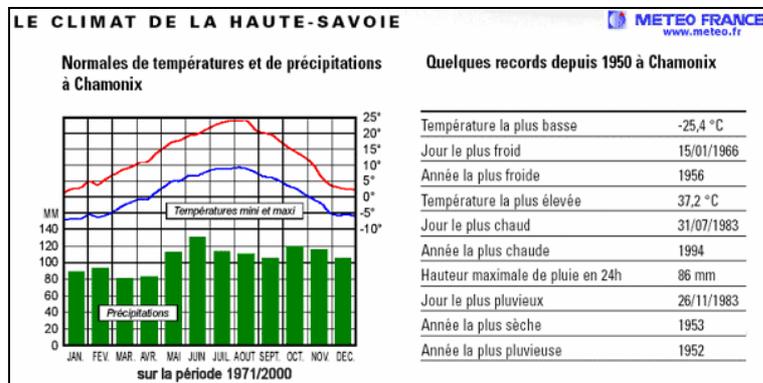


Figure 1-23 : Diagramme ombrothermique de la station de Chamonix, Haute-Savoie, 1000 m. (Météo-France)

### 1.6.1.2. Savoie

La Savoie est l'archétype du département de montagne (Figure 1-24). Le Sillon Alpin partage le territoire entre les chaînes Préalpines (Bauges et Chartreuse) à l'ouest et les massifs intérieurs (Belledonne, Beaufortain, Vanoise). Par ailleurs, l'extrême sud du Jura délimite l'Avant-Pays Savoyard à l'ouest.

Les températures sont, une fois de plus, majoritairement tributaires du relief (influences des facteurs altitude, rugosité, exposition...).

Le relief marqué accentue l'activité des perturbations entraînées par les régimes perturbés humides d'ouest, responsables d'une part importante de la neige des sommets. Plus rarement, des perturbations atténuées s'accompagnent de vents violents sur les régions frontalières, favorables au foehn. Ainsi, la circulation atmosphérique engendre en Savoie de multiples types de temps. Un régime de Sud-Est, relativement rare, favorise le retour du mauvais temps d'Italie vers les régions frontalières : il provoque des épisodes neigeux soutenus en Haute-Maurienne et Haute-Tarentaise. Au contraire, un régime de Sud-Ouest favorise le déversement, fréquent, des précipitations sur les Préalpes pendant que lombarde et foehn sévissent en Maurienne et Tarentaise.

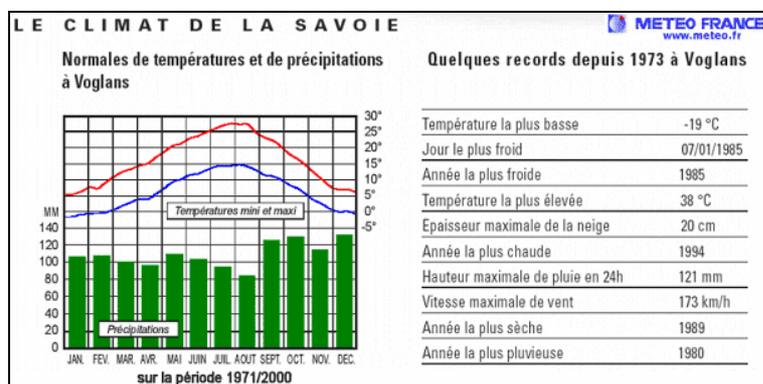


Figure 1-24 : Diagramme ombrothermique de la station de Chambéry – Voglans, Savoie, 200 m. (Météo-France)

### 1.6.1.3. Isère

Un premier découpage du département peut être défini par la différenciation entre plaines et massifs montagneux, très nette sur la carte. Le climat isérois est soumis aux influences océaniques comme, plus rarement, celles en provenance de la Méditerranée (Figure 1-25).

Les régimes humides d'ouest à nord-ouest butent contre les premiers massifs mais s'affaiblissent à mesure que l'on s'enfonce vers le sud-est. Globalement émergent donc les caractéristiques suivantes : Chartreuse surtout puis Vercors connaissent une pluviométrie abondante, Belledonne, plus à l'Est, est aussi arrosée. Abrisé, l'Oisans est plus sec. L'ouest du département, au contraire, est protégé par effet de foehn derrière le Massif Central (Sablons) quand l'axe Grésivaudan / Trièves est abrité par les Préalpes. Un début d'influence méridionale apparaît sur le Trièves. Les régimes méditerranéens sont les plus nombreux en automne, quand s'enchaînent des flux d'air humide et chaud. Ils sont canalisés par la vallée du Rhône (Sablons), débordent sur les Préalpes, et arrosent le sud du département (La Mure).

Les précipitations sont équitablement réparties tout au long de l'année, sauf au mois de juillet, relativement sec. Les températures sont de nouveau majoritairement tributaires du relief. La présence de massifs montagneux (Alpes voire Massif Central à l'Ouest), font du climat isérois une nuance de continental sous influence montagnarde, influence qui s'affirme vers l'est. Ces contrastes continentaux sont prononcés (hiver froid, été chaud). Les plaines de l'Ouest et le Grésivaudan connaissent une chaleur estivale semblable. Cependant, à altitude équivalente, Saint-Martin-d'Hères (Grésivaudan) demeure plus froide en hiver, soumise aux effets de la montagne toute proche. Les records de froid en plaine sont pourtant légèrement plus nombreux sur l'ouest : ce léger paradoxe voit très certainement son origine dans la topographie du sillon alpin, qui facilite la conservation des nuages bas, empêchant un refroidissement plus sévère. Les Terres Froides sont connues pour la rudesse de leur climat et un nombre important de jours de gel et de brouillard.

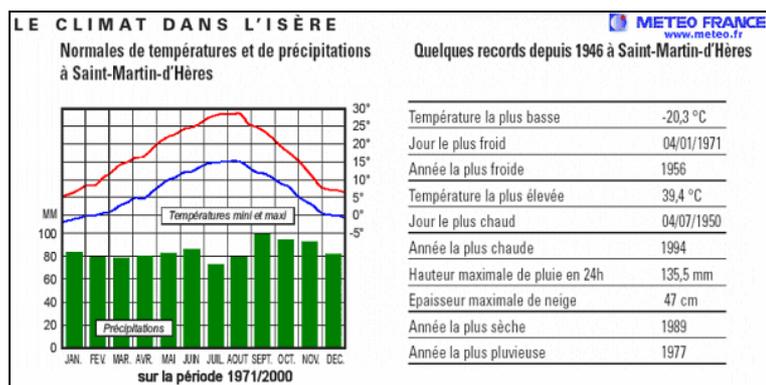


Figure 1-25 : Diagramme ombrothermique de la station de Grenoble – Saint Martin d'Hères, Isère, 210 m. (Météo-France)

### 1.6.1.4. Hautes-Alpes

Le climat des Hautes Alpes est un subtil mélange de méditerranéen et de montagnard (Figure 1-26). Largement ouvert vers le sud par les vallées de la Durance et du Buëch, le département subit régulièrement les influences méditerranéennes. Le département constitue la liaison entre climat alpin, au nord, et climat provençal, au sud.

Des limites climatiques sont ainsi marquées par les cols Bayard et du Lautaret. L'influence océanique demeure perceptible, notamment sur le nord-ouest du département. Les Hautes-Alpes conservent cependant les caractéristiques d'un département de montagne : Gap est la préfecture la plus élevée de France, et Briançon, à 1300 mètres d'altitude, la sous-préfecture la plus haute.

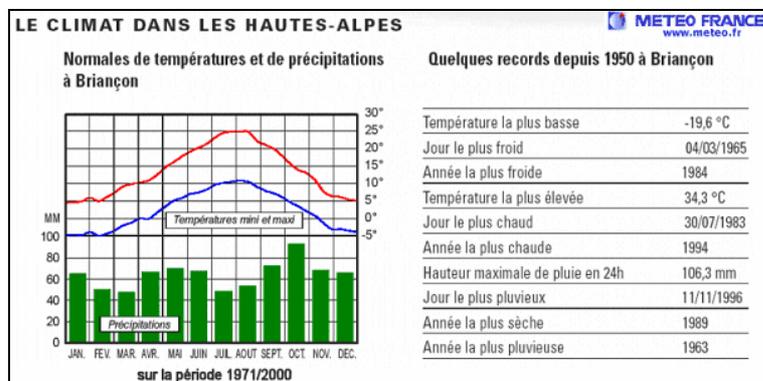


Figure 1-26 : Diagramme ombrothermique de la station de Briançon, Hautes-Alpes, 1300 m. (Météo-France)

### 1.6.2. Zones climatiques définies sur les quatre départements

Il convient, après avoir présenté succinctement chaque département, de regrouper des régions semblables en faisant abstraction des limites départementales, les influences climatiques ne se limitant pas aux frontières<sup>21</sup>... Nous ferons ainsi parfois référence à des massifs non compris dans notre zone d'étude mais climatiquement similaires à ceux dont nous disposons<sup>22</sup>. Partons de l'extrême Ouest, c'est-à-dire la vallée du Rhône, et cheminons en direction de la frontière italienne, en effectuant quelques détours quand il le faudra<sup>23</sup>...

La région constituée de la moyenne Vallée du Rhône (de Vienne à Tournon-sur-Rhône) et de la basse vallée de l'Isère (en aval de Voiron) profite d'un effet d'abri procuré par le Massif Central sur les perturbations d'ouest et de nord-ouest. Les précipitations annuelles sont comprises entre 700 et 900 mm, sauf au pied du Vercors, plus arrosé, avec des maxima au printemps et en automne. Les températures moyennes de janvier sont de l'ordre de +3°C, celles de juillet atteignent +22°C. Les vents présentent deux directions principales (nord et sud), canalisés par l'axe rhodanien.

Le Nord-Ouest du département de l'Isère appartient au Bas Dauphiné. Son relief est composé de collines (Balmes Viennoises), de bas plateaux (Ile Crémieu, Terres Froides, Chambaran) qui culminent à 900 mètres au pied des Préalpes, et alternent avec des plaines limitées (Bièvre). Les précipitations annuelles s'élèvent de 900 mm à 1100 mm

<sup>21</sup> Les Cartes 1-1 permettent de replacer la zone d'étude dans le territoire français et, plus largement, dans le contexte alpin.

<sup>22</sup> Pour visualiser les principaux éléments de relief, se reporter à la Carte 1-2

<sup>23</sup> Les références climatiques sont tirées de CHASSAGNEUX P., DEBLAERE J-C., THEBAULT E., 1992, et/ou Météo-France.

d'Ouest en Est et sur le Chambaran (maxima automnal et printanier). Les températures de janvier sont de l'ordre de +2°C, celles de juillet de +19°C vers 300 mètres.

Légèrement plus au Nord-Est, une région regroupant l'Avant Pays Savoyard, les cluses préalpines (Annecy, Chambéry) et le pays de Gex s'étend des rives du lac Léman et du pied oriental du Jura jusqu'à la vallée du Guiers. Les précipitations annuelles dépassent 1000 mm. Les températures moyennes tombent vers 0°C en janvier pour rejoindre +19°C en juillet vers 400 mètres. Cette région est dans sa grande majorité soumise à la bise. En hiver, brouillards et nuages bas sont fréquents, surtout près du Léman et dans la basse vallée de l'Arve.

Nous rejoignons maintenant les premiers remparts montagneux que constituent les Préalpes du Nord, moyennes montagnes calcaires culminant vers 2000-2500 mètres, qui dominent brutalement l'avant pays savoyard et dauphinois. Du nord au sud, elles comprennent le Chablais-Giffre, les Bornes, les Aravis, les Bauges, la Chartreuse et le Vercors. Généreusement exposées aux flux océaniques, les précipitations y sont abondantes, de 1500 à 1800 mm (plus de 2000 mm sur les hauts versants de Chartreuse, qui détient certaines années le record de France), réparties tout au long de l'année, sur plus de 160 jours par an. Les températures sont relativement fraîches (vers 1000 mètres : -1°C en janvier et +17°C en juillet).

Les Préalpes passées, nous retombons rapidement dans le Sillon Alpin, longue vallée comprise entre 200 et 550 mètres d'altitude, qui inclut le Val d'Arly, la Combe de Savoie et le Grésivaudan. Les précipitations, assez bien réparties au cours de l'année, atteignent 1000 à 1400 mm en bas des pentes. Vers 500 mètres, la moyenne des températures s'établit à +1°C en janvier, et de +18° à +20°C en juillet du nord au sud.

Plus au sud, la vallée du Grésivaudan s'efface pour laisser place aux Préalpes du Sud (Dévoluy, Diois, Baronnies). Leur relief tourmenté conditionne un climat aux influences méditerranéennes de plus en plus marquées vers le sud. Les températures, assez basses dans le Dévoluy, sont douces au sud (+3°C en janvier vers 500 mètres, +20°C en juillet) et même chaudes l'été. Les amplitudes journalières sont fortes. Les précipitations sont de l'ordre de 1000 à 1200 mm dans le Dévoluy. Elles sont ailleurs inférieures à 1000 mm, avec un minimum d'été et un maximum d'automne.

Le pays du Drac (Matheysine, Trièves, Beaumont), fraction méridionale du sillon alpin, alterne des plateaux à moins de 1000 mètres d'altitude et des vallées pénétrantes. C'est le début de la zone de transition entre le climat continental et le climat méditerranéen. Les précipitations varient de 800 à 1000 mm avec un minimum d'été. Les températures sont voisines de 0°C en janvier et +17°C en juillet vers 900 mètres.

Plus au Nord-Est, les massifs centraux alpins, aux altitudes élevées et aux fortes dénivellations sont surtout formés de roches cristallines. Du Nord au Sud, se succèdent le Mont-Blanc, le Beaufortin, le Grand Arc, Belledonne, les Grandes Rousses, les Ecrins, le Pelvoux. Les précipitations, bien qu'abondantes (1300 mm vers 1000 mètres), s'amenuisent sur Ecrins et Pelvoux. La diversité des températures est très marquée en raison des contrastes topographiques. L'hiver est rigoureux (vers 1000 mètres, près de 150 jours de gel), l'été demeure frais (+16°C en juillet).

Vers l'Est, délimitons une région comprenant la vallée de l'Isère en amont d'Albertville (Tarentaise) et le massif de la Vanoise. Les précipitations sont très modestes ramenées à l'altitude (totaux annuels de guère plus de 1100 mm avec un maximum hivernal) en raison de la situation intérieure très abritée des courants d'ouest. Les hivers sont froids (moyenne de 0°C en janvier vers 800 mètres), les étés assez chauds dans les vallées (+19°C vers 800 mètres en juillet). La Haute Tarentaise est une région de prédilection du foehn.

Tout de suite au sud, la Maurienne, longue vallée dessinée par l'Arc, est célèbre pour être la région la moins arrosée des Alpes du Nord : la pluviométrie, supérieure à 1000 mm à la confluence avec l'Isère s'abaisse à 750 mm entre Saint-Jean-de-Maurienne et Lanslebourg (avec maximum hivernal). La Haute-Maurienne connaît des épisodes de lombarde entraînant des précipitations pluvieuses ou neigeuses très intenses. Les températures hivernales, relativement douces dans la basse vallée et sur les versants exposés au sud, sont très rigoureuses en Haute-Maurienne (vers 1500 mètres, température moyenne de -2°C à -4°C en janvier). Les étés sont assez chauds, mais les nuits demeurent froides toute l'année dans l'Est.

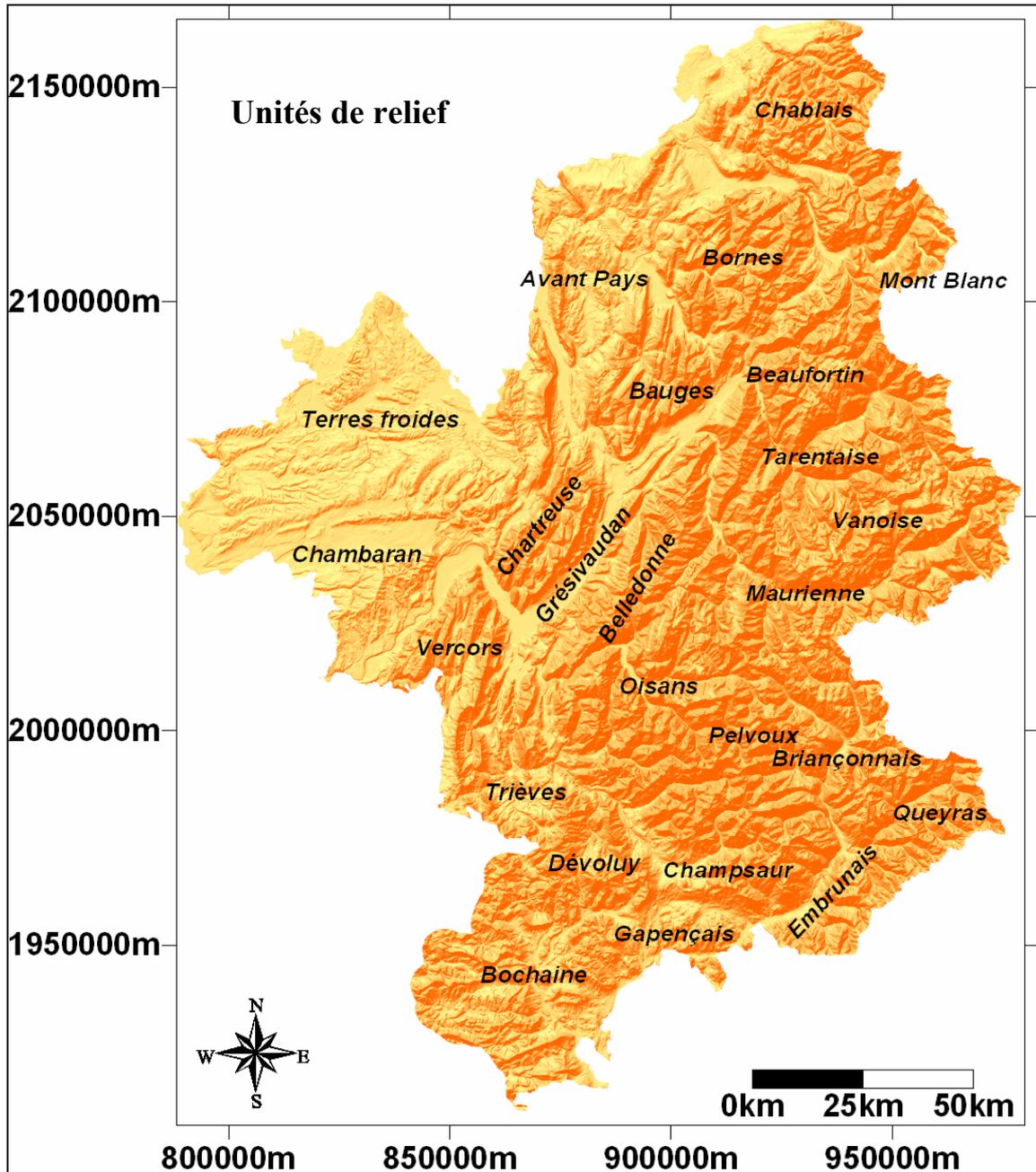
En direction du Sud-Ouest, la Haute vallée de la Romanche (La Grave) et celles du Dévoluy ou du Champsaur s'intègrent encore assez bien aux Alpes du Nord. La pluviométrie annuelle est proche du mètre, atteignant même 1300 mm en Valgaudemar. Des phénomènes météorologiques rarissimes plus au sud (mer de nuages, brouillard) peuvent encore être observés. A latitude égale, les températures souffrent de la plus faible durée d'ensoleillement des Hautes-Alpes.

Le Sud-Ouest de la zone (Gapençais, Buëch, Durance) peut être considéré comme la limite septentrionale de la Provence. Les précipitations annuelles moyennes (750 à 900 mm) tombent surtout en automne et en mai, sous l'effet du climat méditerranéen. Des épisodes pluvio-orageux intenses peuvent déverser près de 200 mm d'eau en 24 heures. Cette région est également soumise au Mistral, même s'il n'atteint pas sa vigueur de la vallée du Rhône. Gap subit de fortes chaleurs estivales, alors que le froid hivernal reste modéré, avec des températures minimales en janvier de -3°C à -4°C.

L'Embrunais constitue une zone de transition qui reprend la plupart des caractères des régions voisines. Sa position méridionale et son altitude modérée (800 à 1100m pour les zones habitées) lui confèrent un climat plus doux que le Briançonnais, un très bon ensoleillement et des températures comparables à celles du Gapençais. Les précipitations sont à peine supérieures à celles du Queyras : 700 à 850 mm.

Les vallées qui convergent vers Briançon, cachées derrière les barrières montagneuses, sont peu touchées par les perturbations atlantiques. Les pluies sont fréquemment arrêtées au Lautaret. Les bordures orientales de ces vallées connaissent également les retours d'est, mais assez modérément. L'ensoleillement est généreux et l'amplitude thermique importante. Les températures descendent bas l'hiver : ainsi, à Névache (Haute Vallée de la Clarée), les températures minimales de janvier et février sont en moyenne inférieures à -10°C. Le brouillard est quasiment inconnu en vallée, mais les cols (Montgenèvre) sont régulièrement ennuagés. La pluviométrie annuelle varie de 850 mm au Monétier-les-Bains à 660 mm à Cervières. Certains secteurs du Pelvoux sont bien protégés des vents tandis que les régions frontalières sont soumises à la Lombarde. En saison chaude, les brises thermiques gouvernent fortement le vent.

Situé à l'est, le Queyras bénéficie d'une protection sous le vent en flux zonal. La pluviométrie moyenne annuelle atteint seulement 650 à 850 mm dans les vallées. Une à deux fois par an, un retour d'Est apporte sur le Queyras frontalier des chutes de neige d'une intensité remarquable (Haut Guil, Viso). L'habitat, présent jusqu'à 2000 mètres d'altitude à Saint-Véran, un record en Europe, est l'indice principal d'un ensoleillement très généreux. Les températures moyennes de Saint-Véran sont d'ailleurs comparables à celles de Saint-Etienne-en-Dévoluy, située 700 mètres plus bas.



Carte 1-2 : Principales unités de relief de la zone d'étude. Projection Lambert 2 étendu. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

## 1.7. Conclusion

Superposition et enchaînements de mécanismes d'échelles diverses (de l'infiniment grand pour les phénomènes cosmiques aux petits éléments locaux, comme une haie à l'extrémité d'un champ qui le protégera du vent, lui fournira de l'ombre ou retiendra l'eau) sont le fondement des éléments du climats. La complexité de cette subtile superposition confère aux phénomènes climatiques leur difficile appréhension. Les échelles régionale et locale sont celles qui nous intéressent dans ce travail, l'aire étudiée s'étendant de la vallée du Rhône à la frontière italienne, et du Lac Léman à la vallée de la Durance, englobant une bonne part des Alpes Françaises : la totalité des Alpes du Nord et une fraction des Alpes du Sud (la délimitation est généralement positionnée au col du Lautaret). De ce fait, les caractéristiques climatiques des massifs étudiés sont parfois sensiblement différentes ; cependant, mis à part le Nord-Isère, le point commun des unités de relief consiste bien en leur caractère montagnard. Le chapitre qui suit s'attachera à apporter des informations concernant les données étudiées sur cet espace alpin.

## **Chapitre 2. LES TEMPERATURES MINIMALES ET MAXIMALES DANS LES ALPES FRANÇAISES DU NORD**

---

Ce chapitre se veut une analyse critique des données météorologiques dont nous disposons. Nous mettrons ainsi en évidence les éventuels obstacles induits par le matériel climatologique sans pour autant délaissier les bénéfices qu'il peut nous apporter.

### **2.1. Examen critique des données climatologiques**

Avant toute analyse de données, il est nécessaire et obligatoire de procéder à une vérification de celles-ci. C'est d'autant plus le cas en climatologie, car les informations peuvent être erronées par un dysfonctionnement des appareils de mesure ou par la main de l'homme, dans le cas de relevés manuels par exemple<sup>24</sup>.

En effet, des problèmes de nature technique et spatio-temporelle affectent les mesures des variables climatiques dans les stations (Annexe 2-1). Les conditions de mesure génèrent à la fois la qualité des observations et leur pertinence. La précision de l'instrument est essentielle, mais doit être complétée par une justesse dans la lecture de la mesure fournie. L'adoption de standards atteste de la prise en compte de ce facteur élémentaire, fondement indispensable à la construction de séries homogènes.

#### **2.1.1. Données à disposition**

Les données de températures sont fournies par Météo-France. Elles concernent 168 stations de mesure réparties dans des départements alpins (départements des Hautes-Alpes, Isère, Savoie et Haute-Savoie) sur les années 1990 à 1995. Nous disposons, le plus souvent, de la température minimale et maximale quotidienne de l'air. Quelques mesures horaires viennent apporter des informations supplémentaires. Trois documents sont mis à notre disposition :

- un fichier contenant les relevés quotidiens des températures minimales et maximales en degrés Celsius et dixièmes, couvrant la période du 01/01/1990 au 31/12/1995 pour les stations disponibles sur les départements 05, 38, 73, 74 (soit 278897 enregistrements).
- un fichier contenant les relevés horaires de la température du thermomètre sec sous abri en degrés Celsius et dixièmes, couvrant la période du 01/01/1990 au

---

<sup>24</sup> Ces derniers sont encore très nettement majoritaires, approximativement 75% des mesures de température sont des relevés bénévoles.

31/12/1995 pour les stations disponibles sur les départements 05, 38, 73, 74 (soit 801352 enregistrements).

- un fichier contenant les coordonnées géographiques des stations, nous permettant de les superposer au modèle de terrain.

L'évaluation de la température au niveau de la mer n'a, malheureusement, pas pu nous être fournie, car elle requiert des informations (humidité, pression) dont l'essentiel des postes climatologiques ne dispose pas.

La seconde donnée climatique concerne les types de temps, avec à nouveau pour origine Météo-France. La mauvaise adéquation entre notre échelle d'étude et celle des types de temps doit être d'ores et déjà soulignée, mais un chapitre entier leur sera consacré, pour mettre en évidence leurs intérêts et limites (Chapitre 5).

Les extrêmes quotidiens de température constituent donc la donnée de base de notre étude. La série complète de la station de Bessans (Figure 2-1) fait apparaître nettement les variations saisonnières observées, les températures maximales subissant, à première vue, une translation verticale de quelques degrés par rapport aux minima. A cette échelle temporelle, les variations interannuelles semblent faibles : nous verrons par la suite que ce n'est pas le cas.

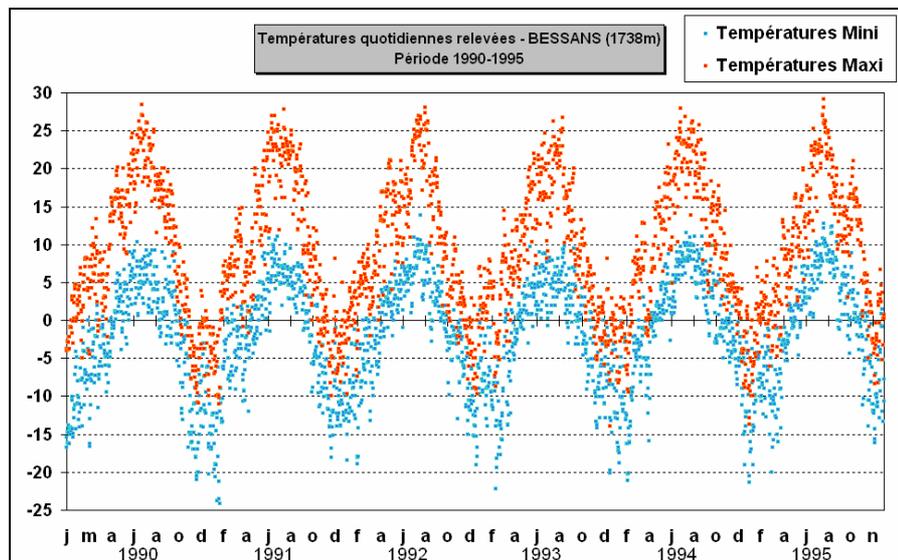


Figure 2-1 : Evolution chronologique des températures maximales et minimales quotidiennes à Bessans, Savoie, 1738 m, entre le 01/01/1990 et le 31/12/1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Seconde échelle de variation de la température de l'air, l'évolution diurne est complexe. Pour preuve, les relevés horaires de la station de Lanslevillard (Figure 2-2) pour la journée du 14/01/1992. Le cas choisi montre clairement une forte élévation des températures de 6 à 8 heures du matin (lever du soleil), puis une stagnation sur des niveaux plus ou moins étales jusqu'à 15h (déclin du soleil), début d'une chute plus marquée du thermomètre. La baisse de la température ne dure cependant pas plus de deux heures : la remontée vers 19h peut être la marque d'un passage frontal. Mais avant d'effectuer des analyses plus poussées, définissons plus précisément les termes de température minimale et maximale et notons leurs rares ambiguïtés.

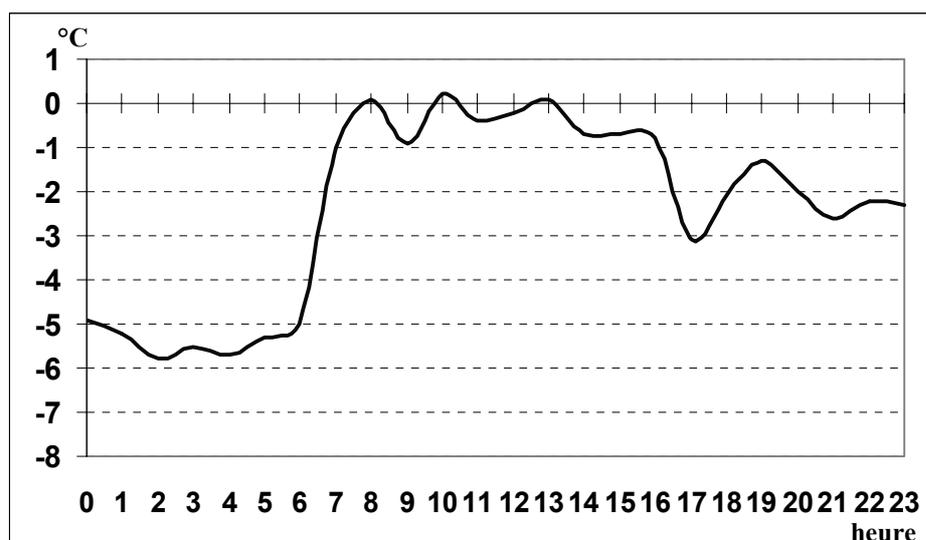


Figure 2-2 : Température horaire relevée le 14/01/1992 à Lanslevillard, Savoie, 2037 m. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

### 2.1.2. Température minimale, température maximale : des notions parfois ambiguës

Les notions de température maximale et de température minimale sont définies internationalement. Météo-France rapporte les définitions suivantes :

- « La température minimale en un lieu donné est la température atmosphérique la plus basse atteinte en ce lieu au cours d'un intervalle de temps prédéterminé. Des intervalles de temps successifs de 24 heures déterminent ainsi en chaque site de mesure la température minimale quotidienne (abréviation : TN), qui survient le plus souvent peu après le lever du jour. Afin d'assurer la synchronisation des observations à l'échelle mondiale, on convient en météorologie que cette dernière grandeur est, pour un jour J, la température la plus basse qui ait été relevée sur le site entre le jour J - 1 à 18 heures UTC et le jour J à 18 heures UTC. »<sup>25</sup>

- « La température maximale en un lieu donné est la température atmosphérique la plus élevée atteinte en ce lieu au cours d'un intervalle de temps prédéterminé. Des intervalles de temps successifs de 24 heures déterminent ainsi en chaque site de mesure la température maximale quotidienne (abréviation : TX), qui survient le plus souvent en cours d'après-midi. Afin d'assurer la synchronisation des observations à l'échelle mondiale, on convient en météorologie que cette dernière grandeur est, pour un jour J, la température la plus élevée qui ait été relevée sur le site entre le jour J à 6 heures UTC et le jour J + 1 à 6 heures UTC. »<sup>26</sup>

La différence entre le minimum et le maximum thermique d'une journée constitue l'amplitude diurne. Celle-ci varie en fonction de la région, de l'altitude, du relief environnant, du type de temps ou encore de la saison. La température minimale est

<sup>25</sup> Source Glossaire Météo-France :

[http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/473\\_curieux\\_view.jsp](http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/473_curieux_view.jsp)

<sup>26</sup> Source Glossaire Météo-France :

[http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/470\\_curieux\\_view.jsp](http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/470_curieux_view.jsp)

généralement plus élevée lorsque la nébulosité est forte, et la maximale au contraire plus élevée par temps clair. Les nuages ont en effet un rôle de régulateur thermique et ont donc tendance à atténuer à la fois le refroidissement nocturne et le réchauffement diurne. L'amplitude est de ce fait normalement plus forte en été qu'en hiver. L'amplitude est par ailleurs plus forte dans les vallées que sur les sommets, ou dans les régions continentales par rapport aux zones maritimes.

TX et TN sont des températures instantanées : valeurs extrêmes quotidiennes, elles sont beaucoup plus complexes à étudier que des valeurs moyennées. La question de la significativité de ces valeurs doit ainsi être posée : pourquoi s'intéresser aux valeurs extrêmes, qui ne représentent pas toujours convenablement la température d'une journée ? Un aspect important des phénomènes thermiques (et plus généralement des phénomènes climatiques) réside précisément dans l'étude des manifestations singulières. Un épisode de froid, même éphémère, peut suffire à détruire une production agricole pour une année entière. Sur une moyenne journalière, cet épisode de gel n'apparaîtra pas forcément, mais ses conséquences seront, elles, bien visibles sur les cultures.

Les définitions des températures minimales et maximales qui précèdent indiquent une TN généralement observée juste avant le lever du soleil et une TX qui se produit en cours d'après-midi. La réalité est moins simple. La Figure 2-3 présente la température relevée entre le 22/01/2005 à 18H et le 23/01/2005 à 18H à Echirrolles (Isère) et met en évidence certains phénomènes liés à des passages frontaux. La TX du 22/01 est ainsi atteinte peu après 18h (redoux après passage d'un front chaud), puis la température diminue faiblement sous l'effet de la radiation nocturne. La température atteint son minimum nocturne vers 8 heures du matin le 23/01 avant de croître sous l'effet de l'évolution diurne. Vers 14 heures, le passage du front froid met un terme à l'augmentation des valeurs mesurées, qui chutent brutalement (1 degré perdu en moins de 10 minutes). La courbe s'arrête à 18 heures, mais nous devinons aisément que la température minimale du 23/01 n'a pas encore été atteinte, le refroidissement étant encore en cours. On obtient donc :

- le 22/01/1995 : TX vers 18 heures (au lieu des 15 – 16 heures habituelles)
- le 23/01/1995 : TN vers 18 heures (au lieu des 7 – 8 heures habituelles)<sup>27</sup>
- le 23/01/1995 : TX vers 13-14 heures (au lieu des 15 – 16 heures habituelles)

Fort heureusement, ce genre de situations n'est pas quotidien et, la plupart du temps, les extrêmes surviennent bien aux heures « ordinaires ». L'exemple du 29/01/2005 (Figure 2-4) illustre une situation anticyclonique avec TX peu après 15 heures (le déclin du soleil se produit tôt en hiver, d'autant plus en montagne) et TN à 5 heures (TN relatif à 8 heures). La situation de la nuit du 28/01/2005 au 29/01/2005 (nuit claire avec passages nuageux) explique le décalage de TN absolue (5 heures) qui devrait avoir lieu vers 8 heures (TN relatif). L'évolution chaotique des températures (hausse et baisse des valeurs se succèdent) permet de distinguer les périodes sans nuage (baisse de température de 23 heures à minuit trente, de 2 heures à 5 heures, de 7 heures à 8 heures) des moments plus ennuagés.

<sup>27</sup> Par définition, TN est mesurée vers 18 heures, mais la température diminue encore à ce moment précis.

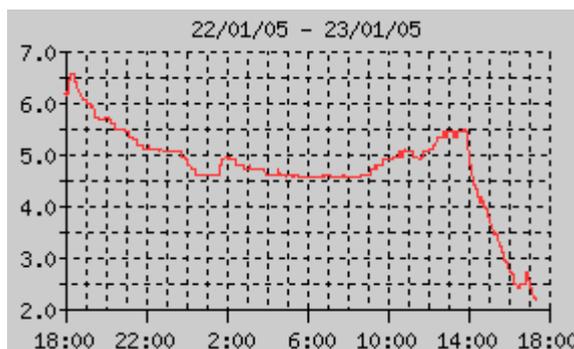


Figure 2-3 : Evolution de la température extérieure relevée entre le 22/01/1995 à 18H et le 23/01/1995 à 18H (station de mesure amateur d'Echirolles<sup>28</sup>).

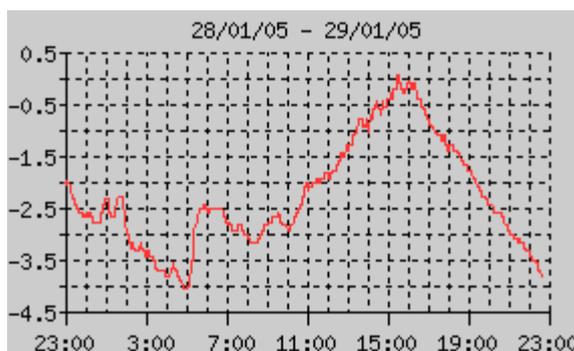


Figure 2-4 : Evolution de la température extérieure relevée entre le 28/01/1995 à 23H et le 29/01/1995 à 23H (station de mesure amateur d'Echirolles<sup>29</sup>).

Une difficulté majeure réside enfin dans le fait que les températures maximales ne sont pas atteintes dans tous les points d'une région donnée au même instant, sous les effets d'exposition, d'ombrage du relief ou encore du passage d'un front. La température minimale connaît une limite identique, si bien que les cartes de température minimale ou maximale ont une valeur toute théorique : elles ne sont pas une image instantanée de la température à un moment donné, mais plus un résumé quotidien.

### 2.1.3. Validation des données

La comparaison des altitudes des stations fournies par Météo-France avec celles pointées sur le modèle numérique d'altitude concède la qualité relativement fiable des données qui nous ont été fournies (Figure 2-5). En moyenne, l'altitude donnée par Météo-France est plus élevée de 1,1 mètre que celle déduite du MNT<sup>30</sup>. Une différence minimale entre les altitudes s'explique par le fait que les données Météo-France sont ponctuelles quand celles du modèle de terrain sont surfaciques (un pixel de 50 mètres par 50 mètres représente une aire de 2500 m<sup>2</sup>) : les valeurs ne peuvent donc pas être exactement identiques.

D'autre part, en zone accidentée, les écarts sont plus importants puisqu'une différence minimale en terme de coordonnées peut entraîner une modification de plusieurs mètres (voire dizaines de mètres) en dénivellation. Cependant, quelques rares stations sont très

<sup>28</sup> Les relevés en temps réel sont extraits du site <http://www.meteoisere.com>

<sup>29</sup> Les relevés en temps réel sont extraits du site <http://www.meteoisere.com>

<sup>30</sup> Valeur moyenne (Altitude MNT – Altitude MF) = -1,1 mètre

Valeur modale (Altitude MNT – Altitude MF) = -3 mètres

Ecart type (Altitude MNT – Altitude MF) = 83,2 mètres

éloignées de la valeur d'altitude qui nous était proposée. L'erreur provient soit directement d'une altitude inexacte dans la base, soit de mauvaises coordonnées (le point n'étant pas référencé aux bonnes coordonnées, l'altitude s'en trouve faussée). Citons donc les valeurs les plus fortes (supérieures à 100 mètres) :

- Allemont : 1375 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1270 mètres attendus
- La Mure : 1040 mètres sur le modèle numérique au lieu des 865 mètres attendus
- Saint-Hilaire : 1259 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1700 mètres attendus
- Saint-Pierre-de-Chartreuse : 1080 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1700 mètres attendus
- Chamrousse : 2118 mètres sur le modèle numérique au lieu des 2250 mètres attendus
- Les Déserts : 1489 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1350 mètres attendus
- Les Déserts : 1516 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1350 mètres attendus
- Hauteluce : 1118 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1228 mètres attendus
- Pralognan : 1675 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1420 mètres attendus
- Saint-Martin-de-Belleville : 2694 mètres sur le modèle numérique au lieu des 2800 mètres attendus
- Valloire : 2718 mètres sur le modèle numérique au lieu des 2450 mètres attendus
- Chamonix-Mont-Blanc : 3699 mètres sur le modèle numérique au lieu des 3845 mètres attendus
- Evian : 547 mètres sur le modèle numérique au lieu des 395 mètres attendus
- Morzine : 1270 mètres sur le modèle numérique au lieu des 1515 mètres attendus
- Enfin, citons Grenoble, dont les coordonnées probablement erronées nous ont poussé à évincer la station des calculs.

Pour les très hautes altitudes (Chamrousse, Valloire, Saint-Martin-de-Belleville, Chamonix-Mont-Blanc), la résolution du modèle numérique et les très fortes variations spatiales d'altitude possibles à l'échelle d'un pixel nous poussent à considérer les valeurs obtenues comme tout à fait convenables. Pour Saint-Hilaire, Saint-Pierre-de-Chartreuse et Evian, nous sommes manifestement en présence d'une erreur de coordonnées. A priori, la transformation des coordonnées des stations fournies par Météo-France du système degré minute seconde en projection Lambert II étendu<sup>31</sup> ne peut pas être seule responsable de ces erreurs<sup>32</sup>. Pour plus d'informations, se référer à l'Annexe 2-2.

<sup>31</sup> La projection Lambert II étendu, projection conique conforme, est utilisée pour l'ensemble de la France Métropolitaine. Elle est basée sur les mêmes paramètres que la projection Lambert Zone II, à l'exception de la fausse coordonnée en Y qui vaut  $Y_0 = 2200000$  m en Lambert II étendu, et  $Y_0 = 200000$  m en Lambert Zone II. Sur les cartes IGN Série Bleue, les coordonnées en Lambert II étendu apparaissent en couleur bleue. Le méridien origine des projections Lambert Zone est le Méridien de Paris (0 grade Paris). La latitude origine est le parallèle 46°48' pour les projections Lambert Zone II et Lambert II étendu.

<sup>32</sup> Selon le logiciel utilisé pour la conversion, on note des coordonnées calculées parfois sensiblement différentes. Les logiciels Geodus (France Telecom CNET), Circé2000 (IGN) et ArcInfo (ESRI) ont été utilisés pour vérification et leurs résultats comparés (Annexe 2-2).

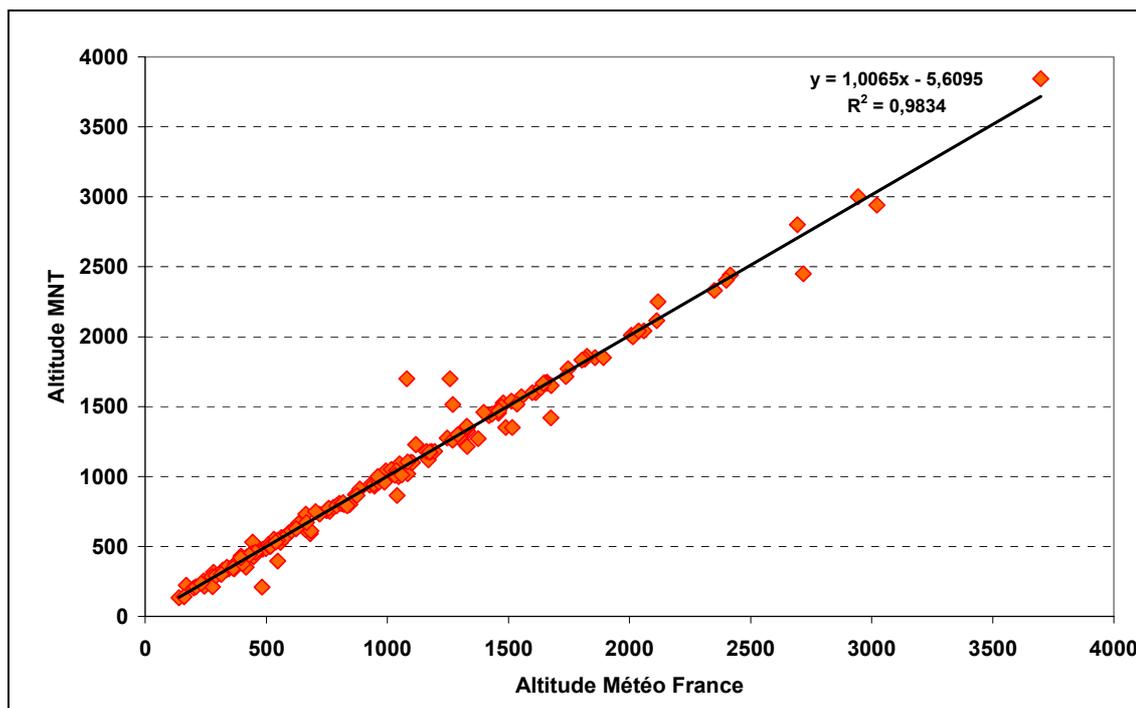


Figure 2-5 : Comparaison des altitudes des stations de mesures fournies par Météo-France et calculées sur le modèle numérique de terrain. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

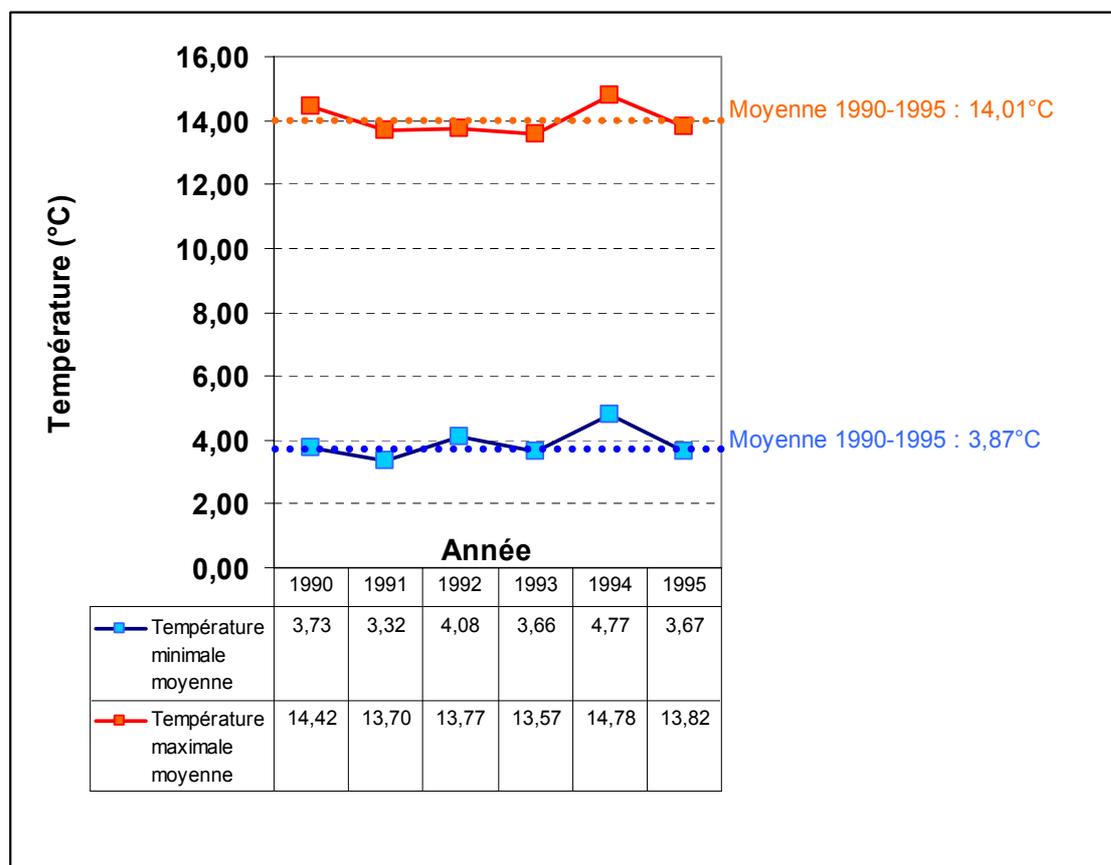
## 2.2. La période d'étude : 1990-1995

La climatologie s'intéresse généralement à des périodes d'études de trente ans ou plus. L'étude présente se limite pourtant à six années, illustration d'un choix particulier d'échelle temporelle et d'une opportunité matérielle à saisir. En effet, l'échelle d'étude quotidienne impose une limitation du nombre d'années analysées (deux extrêmes quotidiens pendant 365 jours sur 30 ans représentent 21900 températures à traiter, sans compter les années bissextiles...). Par ailleurs, l'organisation des Jeux Olympiques d'Hiver à Albertville en 1992 a entraîné des mesures climatologiques supplémentaires dont il paraît intéressant de profiter. La réduction de l'intervalle d'années a aussi l'avantage de diminuer les erreurs de mesures (changement de poste, de personnel, ou de lieu de mesure...), et autres lacunes ou dérives (Annexe 2-4).

La période d'étude s'étend donc du 01/01/1990 au 31/12/1995, et comprend 2191 jours (l'année 1992 est bissextile). Quelques phénomènes climatiques remarquables ont jalonné le début de cette décennie. Ainsi, l'année 1990 est célèbre pour ses records neigeux : 75 cm notamment le 14/12/1990 à Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs (384m). En 1994, au contraire, l'Isère connaît une première décade de décembre très chaude (température moyenne à Saint-Martin-d'Hères (220m) : 7,2°C, record depuis 1946 à l'époque, mais très largement battu en 2000 avec 10,2°C, température minimale moyenne à Villard-de-Lans (1025m) : 1,1°C, record très largement battu en 2000 avec

3,8°C). Notons enfin qu'un record de pluviométrie a été atteint en 1995 à Saint-Pierre-de-Chartreuse (895m), avec un total annuel de 2689 mm<sup>33</sup> !

Concernant uniquement les températures, les valeurs minimales et maximales moyennes annuelles des six années sont comparées à la moyenne sur la période 1990-1995 sur la Figure 2-6. L'année 1994 se distingue par sa moyenne élevée : les records de chaleur cités quelques lignes plus haut sont bien liés à un phénomène prégnant de l'année 1994<sup>34</sup>.



**Figure 2-6 : Valeurs des moyennes minimales et maximales annuelles sur l'ensemble des stations sans lacunes pour chacune des années comparées à la moyenne 1990-1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)**

La comparaison entre les valeurs annuelles et les normales confirment ces informations. Les données historiques de la base ER30 (Annexe 2-3) nous ont permis de replacer la période 1990-1995 dans une autre échelle d'évolution des températures. Nous avons ainsi pu comparer les températures sur la période récente avec les normales climatiques calculées sur la période 1961-1990. Les graphiques présentés (Figure 2-7 et Figure 2-8) indiquent les évolutions des températures minimales annuelles sur la période 1961-1995

<sup>33</sup> Pour comparaison, la moyenne à Saint-Pierre-de-Chartreuse (massif de la Chartreuse) sur la période 1961-1990 vaut 2005 mm. C'est l'une des valeurs les plus élevées de France métropolitaine. Les précipitations cumulées s'élèvent, sur les mêmes décennies, à 1302 mm à Villard de Lans (1025m, massif du Vercors), 994 mm à Saint Martin d'Hères (220 m). Les données proviennent de Météo-France.

<sup>34</sup> Pour la France, 1994 est la deuxième année la plus chaude depuis 1949 (derrière 2003 : les températures minimales de l'été 2003 ont été plus élevées de 1,4°C par rapport à celles de 1994). A l'échelle planétaire, le classement de années les plus chaudes est le suivant : 1998, 2002, 2003, 2004 alors que pour la France on obtient : 2003, 1994, 2002, 2000. Sources : NASA / Météo-France.

dans quelques stations choisies pour la fiabilité de leurs données (ni lacune ni dérive) et permettent de comparer les normales 1961-1990 avec les valeurs de 1990 à 1995, toujours (sauf pour Chamonix en 1990 et 1991) supérieures à la normale. En terme d'évolution, les courbes polynomiales<sup>35</sup> superposées aux nuages de points mettent en évidence une décennie charnière (1970) au cours de laquelle la tendance, alors plutôt au refroidissement, s'est nettement incurvée<sup>36</sup>. Le phénomène semble par ailleurs s'accélérer. Les données récentes (non présentées sur les graphiques) confirment cette accélération de l'accroissement. Il faut donc voir les années 1990-1995 comme période de début d'accélération du processus de réchauffement, notamment en moyenne montagne (Chamonix et Arvieux).

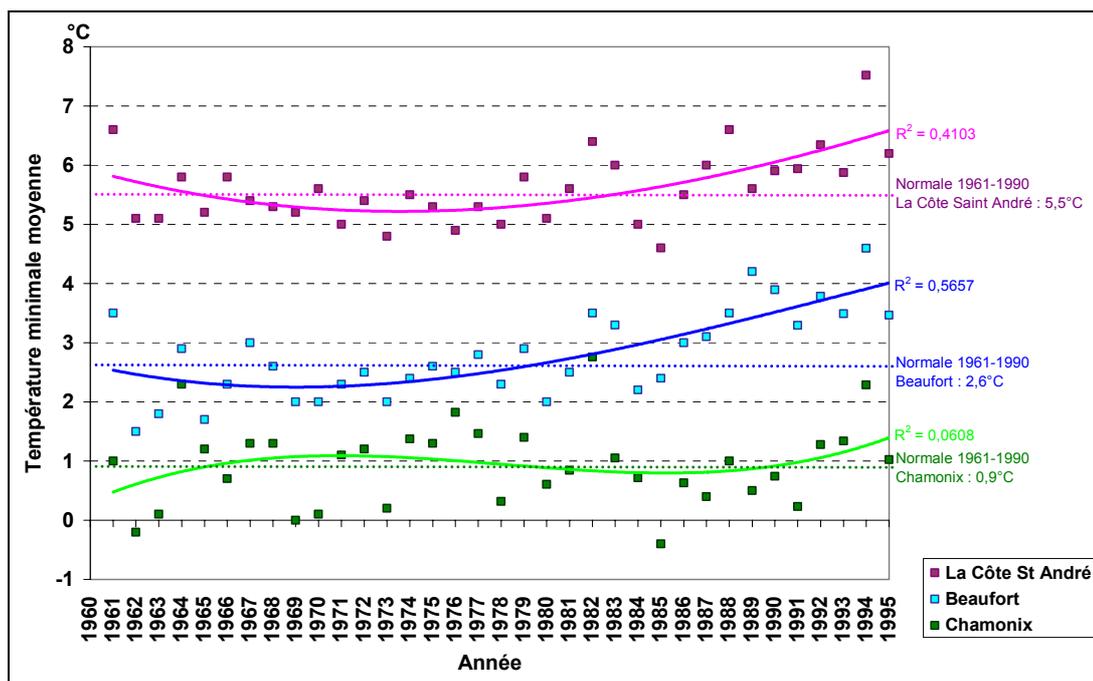


Figure 2-7 : Evolution des températures minimales annuelles sur la période 1961-1995 pour trois stations de mesure : La Côte Saint André (Isère, 346 mètres), Beaufort (Savoie, 1045 mètres) et Chamonix (Haute Savoie, 1038 mètres). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

De telles variations de températures à une échelle de temps décennale peuvent être engendrées par plusieurs facteurs. On pense dès lors de suite au réchauffement climatique planétaire, et ces courbes en sont effectivement une illustration. Néanmoins, il ne faut pas omettre que le premier des éléments influant la valeur observée à la station est son environnement immédiat : c'est un paramètre essentiel en climatologie, les effets de l'urbanisation pouvant à eux seuls expliquer une hausse sensible de la température relevée (îlot de chaleur urbain)<sup>37</sup>. S'intéresser aux stations de mesure est donc indispensable.

<sup>35</sup> Les courbes polynomiales d'ordre 3 ont l'avantage de s'ajuster plus précisément au nuage de points qu'une droite de régression linéaire simple : ainsi, le  $R^2$  obtenu dans la station d'Embrun avec une régression linéaire atteint 0,0951, contre 0,3966 avec une courbe polynomiale d'ordre 3. Les courbes polynomiales soulignent également les ruptures de tendances, contrairement à une droite qui, par définition, n'en dégage qu'une seule.

<sup>36</sup> Ces résultats sont totalement concordants avec les travaux du GIEC (Beniston M., Fox D.G., 1996).

<sup>37</sup> Les modèles du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat intègrent des facteurs correctifs pour prendre en compte les mesures effectuées dans ces îlots de chaleur. Le réchauffement dû à l'urbanisation est par ailleurs estimé à environ un dixième de la tendance globale.

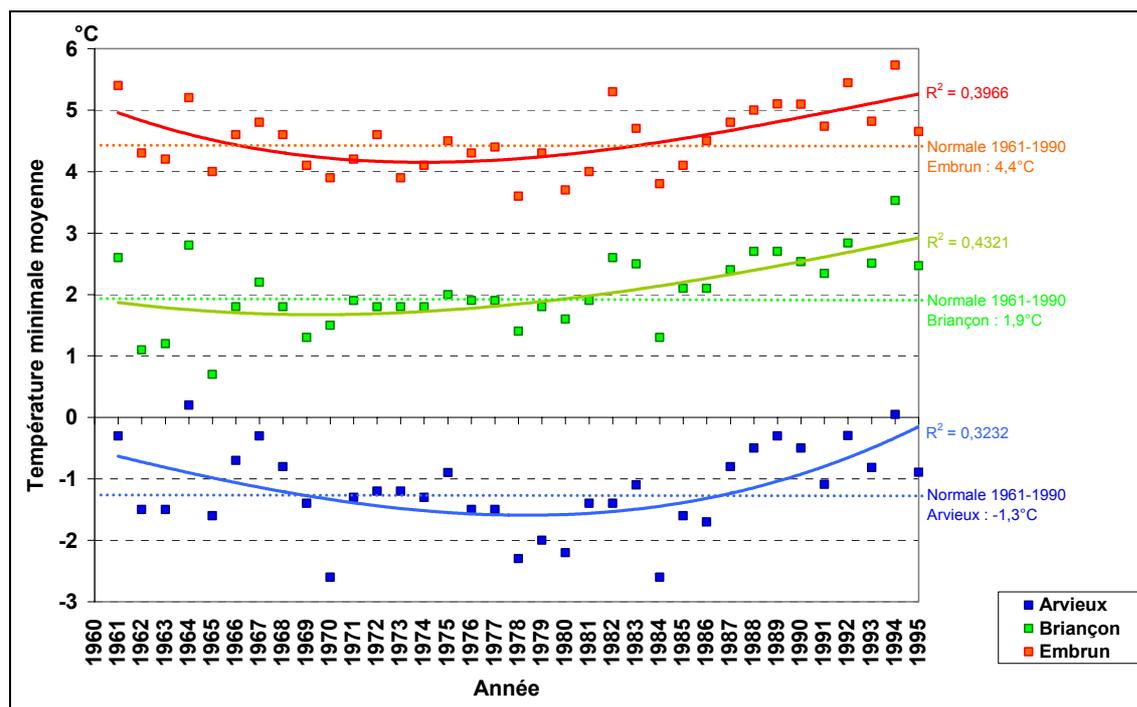
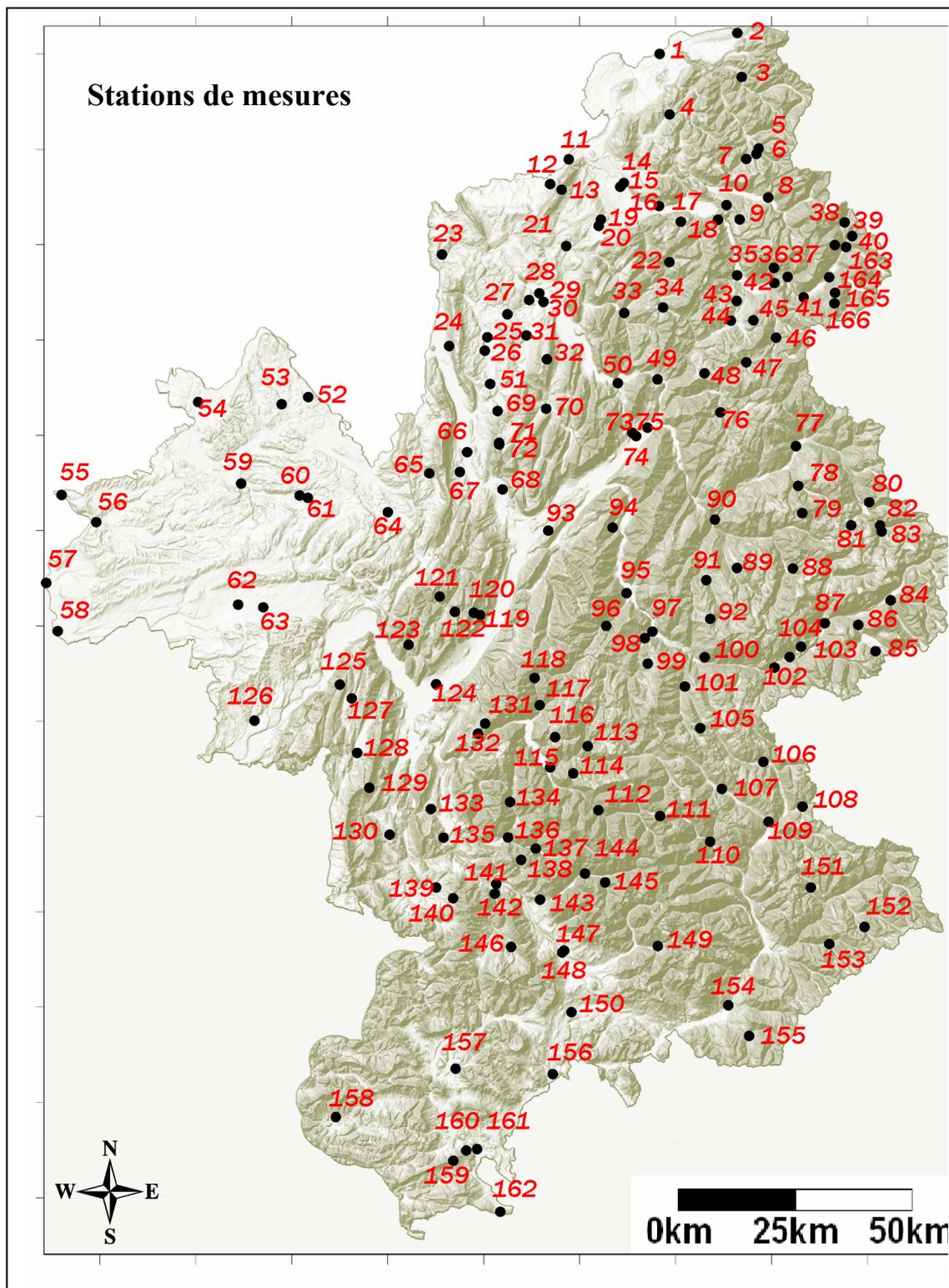


Figure 2-8 : Evolution des températures minimales annuelles sur la période 1961-1995 pour trois stations de mesure des Hautes Alpes : Embrun (868 mètres), Briançon (1331 mètres) et Arvieux (1660 mètres). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

### 2.3. Stations de mesure

A toute température correspond d'abord une mesure, une observation. Avant d'étudier les valeurs mesurées, il est essentiel de connaître les conditions dans lesquelles elles ont été produites. Des informations générales sur les stations utilisées sont donc nécessaires, comme connaissance préalable. La première d'entre elles repose sur la cartographie des données ponctuelles utilisées (Carte 2-1).

Une représentation graphique par boîte et moustaches (Figure 2-9) met en évidence la diversité des échantillons départementaux. Les échantillons concernant la Haute Savoie et l'Isère possèdent une altitude médiane très proche (respectivement 666 et 658 mètres), mais les variations d'altitude sont beaucoup plus fortes dans ce dernier département, qui connaît par ailleurs un déséquilibre marqué de part et d'autre de la valeur modale (dispersion plus forte dans les hautes altitudes). Les stations de Savoie et des Hautes Alpes culminent vers 2000 mètres, mais l'altitude médiane (respectivement 874 et 1318 mètres) demeure beaucoup moins élevée dans le département savoyard. L'Isère et la Savoie connaissent les amplitudes entre valeurs maximale et minimale d'altitude les plus fortes.



Carte 2-1 : Liste des stations de mesure (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

**Liste des stations de mesures par département (se reporter au numéro sur la carte 2-1)**

-----Département 05-----	121 SAINT-PIERRE-DE-CHARTREUSE	16 AYSE
151 ARVIEUX	122 SAINT-PIERRE-DE-CHARTREUSE	26 BLOYE
109 BRIANCON	138 LA SALETTE-FALLAVALUX	39 CHAMONIX-MONT-BLANC
153 CEILLAC	61 LA TOUR-DU-PIN	40 CHAMONIX-MONT-BLANC
157 CHABESTAN	137 VALJOUFFREY	34 LA CLUSAZ
159 CHATEAUNEUF-DE-CHABRE	117 VAUJANY	18 CLUSES
154 EMBRUN	56 VIENNE	43 COMBLOUX
150 GAP	128 VILLARD-DE-LANS	46 LES CONTAMINES-MONTJOIE
145 LA CHAPELLE-EN-VALGAUDEMAR	131 CHAMROUSSE	14 CONTAMINE-SUR-ARVE
160 LARAGNE-MONTEGLIN	132 CHAMROUSSE	30 CRAN-GEVRIER
161 LARAGNE-MONTEGLIN		19 ETAUX
107 LE MONETIER-LES-BAINS	-----Département 73-----	20 ETAUX
108 MONTGENEVRE	75 ALBERTVILLE	27 ETERCY
106 NEVACHE	99 ALBIEZ-MONTROND	2 EVIAN-LES-BAINS
149 ORCIERES	89 LES ALLUES	50 FAVERGES
155 LES ORRES	104 AUSSOIS	11 GAILLARD
110 PELVOUX	103 AVRIEUX	7 LES GETS
162 RIBIERS	76 BEAUFORT	22 LE GRAND-BORNAND
158 ROSANS	84 BESSANS	21 GROISY
147 SAINT-BONNET-EN-CHAMPSAUR	77 BOURG-SAINT-AURICE	4 HABERE-POCHE
148 SAINT-BONNET-EN-CHAMPSAUR	68 CHALLES-LES-EAUX	41 LES HOUCHES
146 SAINT-ETIENNE-EN-DEVOLUY	79 CHAMPAGNY-EN-VANOISE	44 MEGEVE
143 SAINT-FIRMIN	24 CHINDRIEUX	29 MEYTHET
152 SAINT-VERAN	71 LES DESERTS	17 MONT-SAXONNEX
156 TALLARD	72 LES DESERTS	5 MORZINE
144 VILLAR-LOUBIERE	74 GILLY-SUR-ISERE	6 MORZINE
	47 HAUTELUCE	13 LA MURAZ
	48 HAUTELUCE	36 PASSY
-----Département 38-----	85 LANSLEBOURG-MONT-CENIS	42 PASSY
118 ALLEMOND	86 LANSLEVILLARD	28 POISY
115 AURIS	70 LESCHERAINES	25 RUMILLY
127 AUTRANS	102 MODANE	45 SAINT-GERVAIS-LES-BAINS
113 BESSE	102 MODANE	10 SAINT-SIGISMOND
59 BOURGOIN-JALLIEU	51 MOGNARD	35 SALLANCHES
134 CHANTELOUVE	67 LA MOTTE-SERVOLEX	8 SAMOENS
55 CHASSE-SUR-RHONE	90 MOUTIERS	15 SCIENTRIER
126 CHATTE	65 NOVALAISE	37 SERVOZ
62 LA COTE-SAINT-ANDRE	78 PEISEY-NANCROIX	31 SEYNOD
53 COURTENAY	88 PRALOGNAN-LA-VANOISE	33 THONES
52 CREYS-MEPIEU	94 SAINT-ALBAN-DES-HURTIERES	1 THONON-LES-BAINS
136 ENTRAIGUES	96 SAINT-COLOMBAN-DES-VILLARDS	23 USINENS
129 LE GUA	95 SAINT-ETIENNE-DE-CUINES	3 VACHERESSE
116 HUEZ	97 SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE	38 VALLORCINE
139 MENS	98 SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE	32 VIUZ-LA-CHIESAZ
130 MONESTIER-DE-CLERMONT	91 SAINT-MARTIN-DE-BELLEVILLE	163 CHAMONIX-MONT-BLANC
114 MONT-DE-LANS	92 SAINT-MARTIN-DE-BELLEVILLE	164 CHAMONIX-MONT-BLANC
133 LA MOTTE-D'AVEILLANS	100 SAINT-MICHEL-DE-MAURIENNE	165 CHAMONIX-MONT-BLANC
135 LA MURE	93 SAINT-PIERRE-DE-SOUCY	166 CHAMONIX-MONT-BLANC
141 PELLAFOL	87 TERMIGNON	
142 PELLAFOL	80 TIGNES	
64 LE PONT-DE-BEAUVOISIN	81 TIGNES	
54 PONT-DE-CHERUY	69 TREVIGNIN	
123 PROVEYSIEUX	49 UGINE	
58 SABLONS	82 VAL-D'ISERE	
140 SAINT-BAUDILLE-ET-PIPET	83 VAL-D'ISERE	
119 SAINT-BERNARD	101 VALLOIRE	
111 SAINT-CHRISTOPHE-EN-OISANS	105 VALLOIRE	
112 SAINT-CHRISTOPHE-EN-OISANS	73 VERRENS-ARVEY	
63 SAINT-ETIENNE-DE-SAINT-GEOIRS	66 VOGLANS	
125 SAINT-GERVAIS		
120 SAINT-HILAIRE	-----Département 74-----	
60 SAINT-JEAN-DE-SOUDAIN	9 ARACHES	
124 SAINT-MARTIN-D'HERES	12 ARCHAMPS	
57 SAINT-AURICE-L'EXIL		

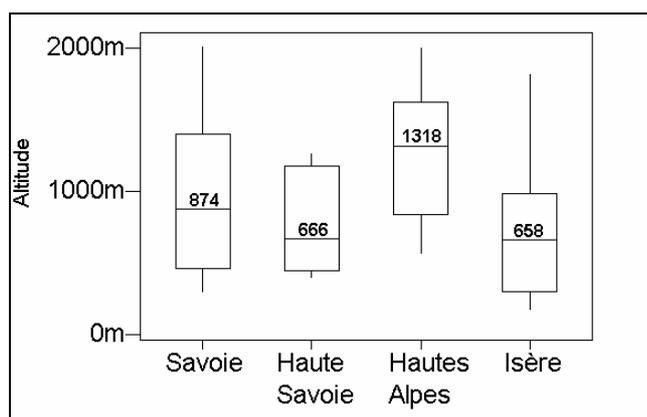


Figure 2-9 : Distribution des altitudes des échantillons de stations classés par département. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

L'échantillon constitué des stations iséroises possède l'altitude moyenne la plus basse (714 mètres, la moitié nord-ouest du département n'est pas alpine). C'est donc logiquement celui-ci qui connaît les températures les plus douces tout au long de l'année. Suivent, dans l'ordre, la Haute-Savoie (800 mètres), la Savoie (955 mètres) et les Hautes-Alpes (1252 mètres), l'altitude moyenne des stations de ce département se révélant la plus élevée<sup>38</sup>. L'ordre s'inverse quelques rares mois hivernaux, la propension des vallées des deux départements savoyards à conserver les inversions thermiques étant probablement la cause principale de cette observation (se reporter à l'Annexe 2-5).

Il faut tout de même constater les différences significatives entre les altitudes moyennes des départements, reflétées par le MNT, et les altitudes moyennes des échantillons de stations (Tableau 2-1) : si les valeurs obtenues pour l'Isère sont relativement similaires, des écarts importants sont calculés, par exemple en Savoie. La question de la représentativité de l'échantillon prend donc bien tout son sens dans cet exemple.

Département	Altitude moyenne du département (m)	Altitude moyenne de l'échantillon de stations (m)
Hautes-Alpes	1613	1252
Isère	847	714
Savoie	1597	955
Haute-Savoie	1121	800

Tableau 2-1 : Altitude moyenne des échantillons départementaux de stations comparée à l'altitude moyenne des départements. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

## 2.4. Classification des sites

Un critère de qualité des mesures est sous-jacent au type de station météorologique à disposition. Deux critères principaux semblent à première vue influencer sur la qualité des mesures effectuées : la station elle-même et son environnement. Notre volonté était de mettre en place, à partir de la classification et des critères propres à Météo-France, un indice de qualité des valeurs spatialisées. Les aléas de récupération

<sup>38</sup> On constate en moyenne 2,5°C d'écart entre les températures de l'échantillon Isère et celui de l'échantillon Hautes-Alpes, ce qui correspond à un gradient théorique de 0,47°C par 100 mètres d'altitude.

des données en ont décidé autrement et nous nous sommes contentés d'un approfondissement sur la nature des postes de mesures climatiques.

### 2.4.1. Réseau RADOME

La comparaison des valeurs des températures relevées ne peut exister que si celles-ci sont mesurées dans des conditions les plus proches possibles. La mise en place progressive par Météo-France du réseau RADOME (Réseau Automatisé D'Observations Météorologiques Etendues) a cette vocation. Malheureusement nous n'avons pu accéder que très partiellement à ces données, c'est pourquoi elles ne rentrent pas en compte dans notre étude. Il nous paraît cependant important de revenir rapidement sur l'intérêt d'une telle classification.

En guise d'exemple (Figure 2-10), voici les contraintes applicables à une station de mesure classée dans la catégorie 1 :

Classe 1 : respect des critères de l'Organisation Météorologique Mondiale :

- « Terrain plat et horizontal, entouré d'une surface de dégagement dont la pente est inférieure à  $1/3$  ( $19^\circ$ )
- Sol recouvert d'herbe ou de végétation basse ( $< 10$  cm) représentative de la région ainsi que de son albédo
- Point de mesure situé :
  - A plus de  $100$  m de sources de chaleur artificielles ou réfléchissantes (bâtiments, aires bétonnées, parking)
  - A plus de  $100$  m d'étendues d'eau (sauf si elles sont significatives de la région)
  - A l'écart de toute ombre portée lorsque la hauteur du Soleil est supérieure à  $3^\circ$ .

Une source de chaleur (ou une étendue d'eau) est considérée comme gênante si elle occupe une portion de surface supérieure à 10% dans un cercle de rayon de  $100$  m autour de l'abri, ou une portion de 5% dans une couronne de  $10$  à  $30$  m, ou une portion de 1% dans un rayon de  $10$  m. » (extrait de Note technique n°35, Météo-France)

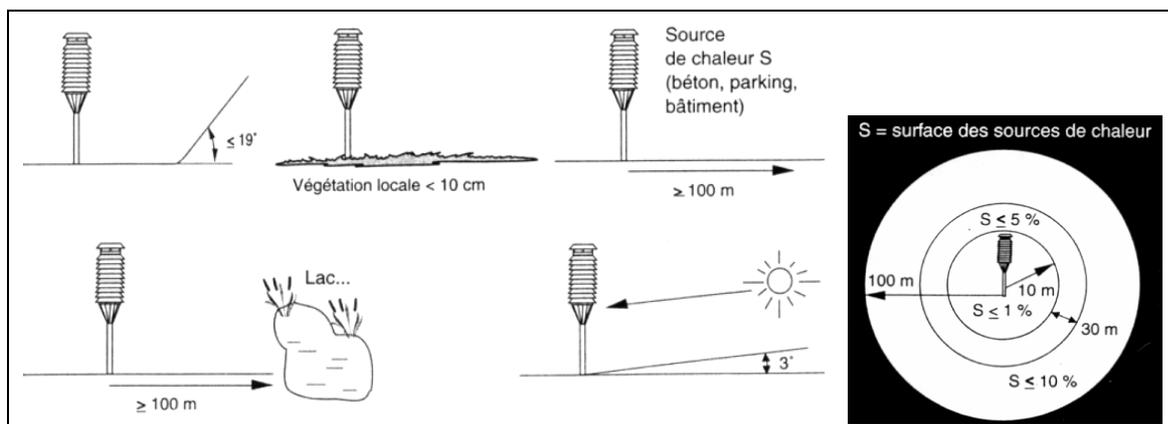


Figure 2-10 : Illustration des seuils de tolérance autour du point de mesure pour le réseau Radome (Classe 1). (Extrait: Note technique n°35, Météo-France)

Evidemment, une homogénéité des appareils de mesure est également nécessaire. Leurs caractéristiques principales sont résumées dans le Tableau 2-2. Les écarts potentiellement envisageables – et tolérés – en additionnant les divers biais peuvent atteindre  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  pour les postes du réseau RADOME, c'est-à-dire les postes appartenant à la classe 1.

Paramètres	Erreurs tolérées	Commentaires
Températures	$\pm 0,5^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ sonde $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ acquisition $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ abri (extrêmes en particulier)
Humidité	$\pm 6\%$	Sur toute la gamme d'humidité (5 % à 100 %) et de température ( $-20^{\circ}\text{C}$ à $+40^{\circ}\text{C}$ )
Vent	$\pm 10\%$ $\pm 10^{\circ}$	Vitesse Direction
Précipitations	$\pm 5\%$ $\pm 10\%$	Précipitations liquides Précipitations solides
Rayonnement	$\pm 5\%$ $\pm 10\%$	Données quotidiennes Données horaires

**Tableau 2-2 : Qualité requise pour les données fournies par les postes du réseau Radome (d'après Note technique n°35, Météo-France)**

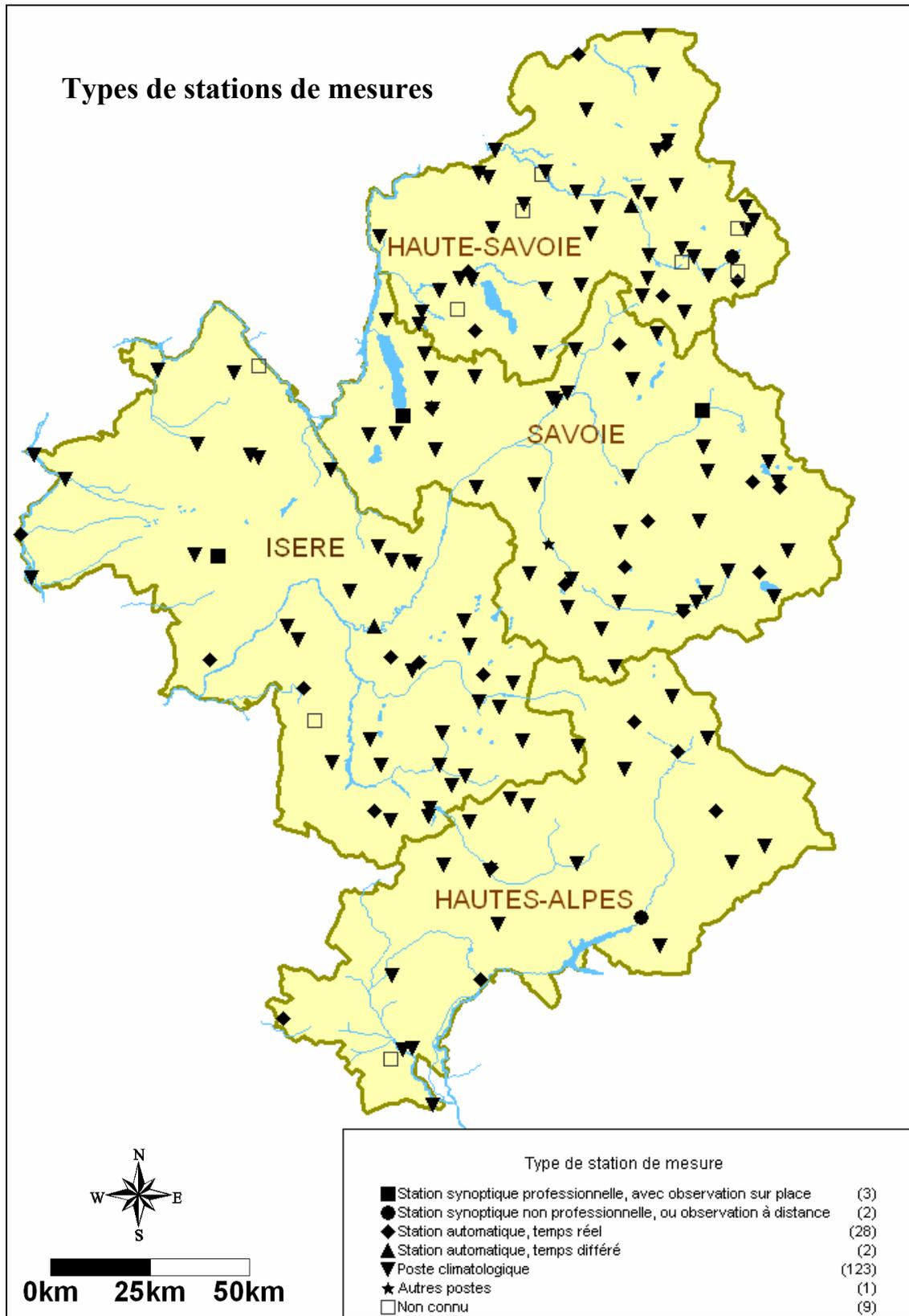
L'inconvénient d'un tel réseau, c'est que peu de stations répondent à l'ensemble des critères imposés. Dans une étude comme la notre, où la topoclimatologie intervient principalement, il n'est donc pas possible de conserver uniquement des stations appartenant à la catégorie 1 (dans le cas de RADOME, environ 1 station par 1000 km<sup>2</sup>, soit au plus 2 ou 3 stations par département).

### **2.4.2. Types de stations**

Une classification sur la nature des stations de mesure s'est révélée nécessaire. Elle a été construite en croisant les informations disponibles dans nos fichiers initiaux avec les caractéristiques fournies par la climathèque Météo-France en ligne<sup>39</sup>. Ce croisement d'informations étant manuel, quelques lacunes apparaissent dans notre typologie (classes « inconnu » et « autres postes » sur la Figure 2-11 ainsi que sur la Carte 2-2). La classification est jointe en Annexe 2-6.

En terme de fiabilité des mesures, la logique veut qu'une station synoptique soit plus crédible qu'un poste climatologique, dont les paramètres climatiques sont parfois relevés à la main. Nous retiendrons que les stations synoptiques sont rares (trois professionnelles et deux non professionnelles, généralement, mais pas toujours, dans le centre départemental de Météo-France). Les stations automatiques sont plus nombreuses (une trentaine), leur densité est faible mais elles sont assez bien réparties spatialement. L'essentiel des mesures provient des postes climatologiques, relevés bénévolement dans la plupart des cas (123 postes, soit les trois quarts des stations à disposition sur les quatre départements).

<sup>39</sup> <http://climatheque.meteo.fr/>



Carte 2-2 : Types de stations de mesure. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

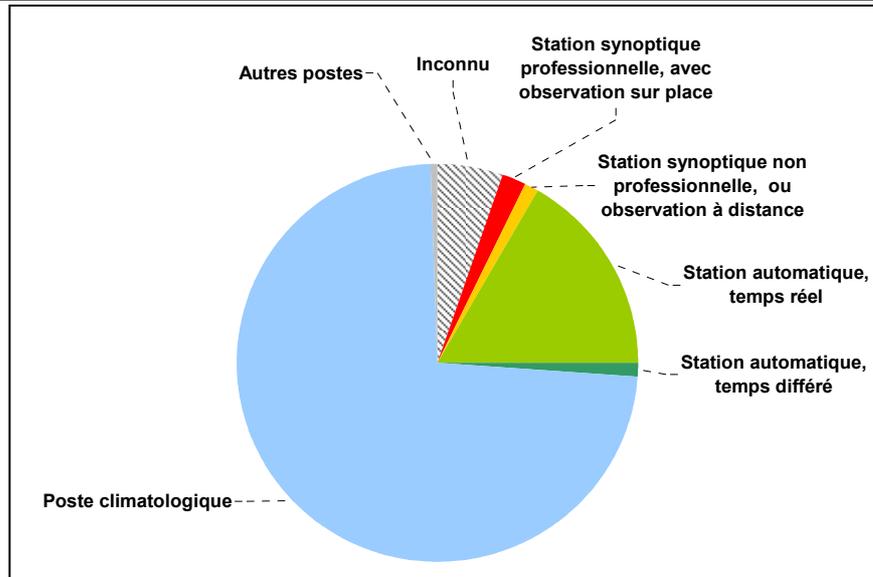


Figure 2-11 : Répartition des types de stations de mesure (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

## 2.5. Représentativité spatiale et altitudinale de l'échantillonnage des stations

En zone de montagne, les questions d'échelle et de densité des réseaux météorologiques doivent être, plus que dans n'importe quel autre milieu, mis en exergue. La représentativité spatiale d'une station unique et d'un ensemble de postes de mesures nécessite d'être évaluée. Cette représentativité varie d'ailleurs avec la variable considérée.

En montagne, l'échelle de travail est le topoclimat, mais on peut sans crainte, compte tenu de la très grande variabilité du relief, diminuer sa dimension caractéristique de la dizaine de kilomètres vers l'unité. Si l'on se focalise sur le réseau de postes de mesures, quatre types principaux de localisation se distinguent : fond de vallée, versant, plateau, crête. Chacune d'elles sera responsable de particularités locales : par exemple, les ombres portées engendrent une hétérogénéité constante entre fond de vallée et crête, elle-même modifiée par la course quotidienne et saisonnière du soleil.

La fréquence des postes de mesure diminue avec l'altitude, mais dans les vallées, la densité spatiale des stations se révèle semblable à celle des régions de plaine. On constate même après lecture de la Figure 2-12 que le Nord-Isère, région la moins hétérogène et la moins accidentée, connaît la plus faible densité de stations. Les stations lacunaires ne pouvant pas être incluses dans notre modèle (elles serviront pour la validation à l'échelle quotidienne), une carte (à droite) a été réalisée uniquement pour les stations qui disposent de données journalières complètes sur les six années (soit 2191 valeurs de températures maximales et / ou autant de températures minimales).

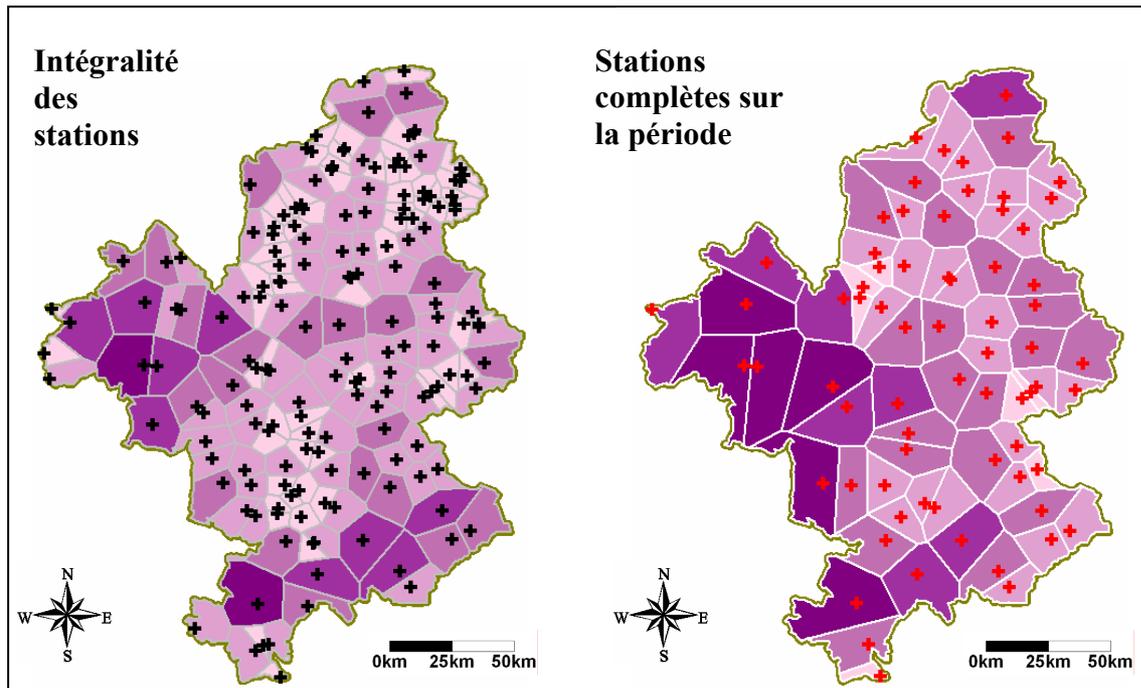


Figure 2-12 : Illustration de la densité des stations de mesure par polygones de Voronoï. Les surfaces sombres sont les plus vastes : elles traduisent une moindre densité. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

L'irrégularité de la répartition spatiale des stations météorologiques constitue un vrai problème. En effet, elles sont malheureusement, pour des raisons humaines et techniques, principalement localisées en plaines et vallées. La Figure 2-13 compare les distributions des fréquences cumulées des altitudes des stations de mesures avec celles des altitudes du modèle numérique de terrain, mettant en évidence le manque de représentativité altitudinale des stations (surtout au dessus de 1500 mètres). On peut donc noter que, si seulement 40% de la zone est située à moins de 1000 mètres d'altitude, 50% des stations sont regroupées sous cette altitude. De même, plus de 90% des stations sont établies à moins de 2000 mètres d'altitude, quand 75% seulement des valeurs du modèle numérique sont effectivement incluses dans l'intervalle 0 à 2000 mètres. Les résultats interpolés seront, de fait, dépendants du choix des stations introduites dans les modèles de spatialisation et les résultats obtenus dans certaines cellules seront d'une plus grande fiabilité que ceux calculés dans d'autres, pour lesquels un nombre plus limité d'observations (voire pas d'observation du tout) sont disponibles. En conclusion, l'échantillon des mesures est assez peu représentatif de la réalité pour les terrains de haute montagne. L'échantillonnage est détaillé par département en Annexe 2-7.

Les fréquences ainsi calculées, complétées par un indicateur de densité des stations, nous permettront d'établir un indice de qualité des interpolations ainsi que des cartes de fiabilité consultables dans le Chapitre 8 traitant des résultats de la spatialisation des températures.

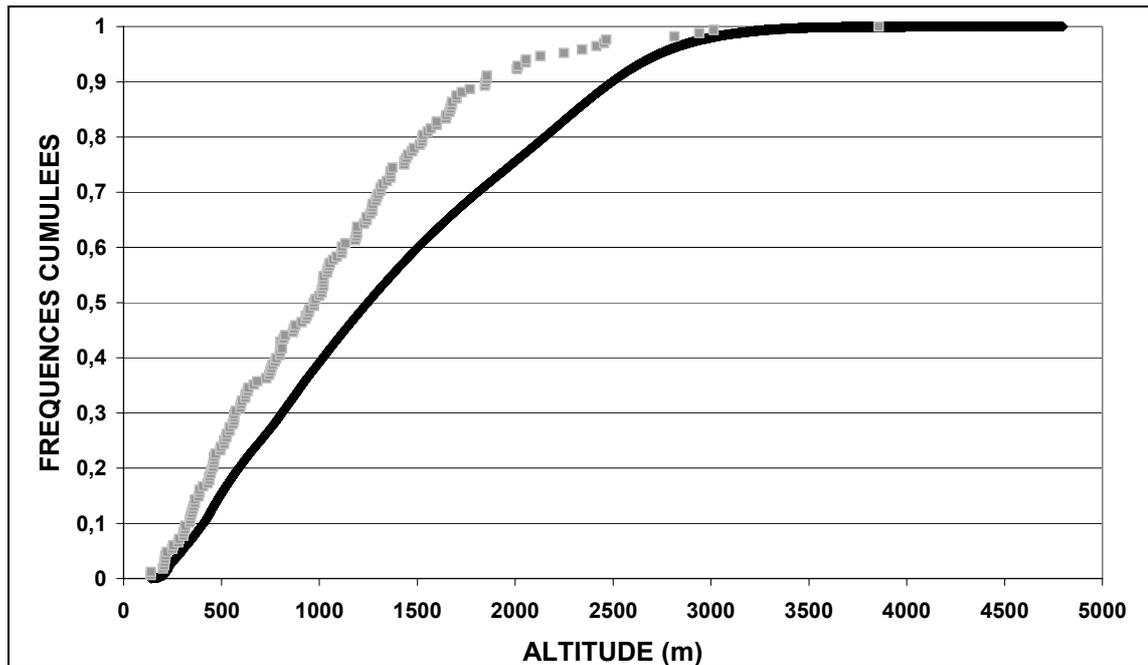


Figure 2-13 : Comparaison des fréquences cumulées des altitudes des stations de mesure (en gris) avec celles du modèle numérique de terrain (en noir). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

## 2.6. Conclusion

La période d'étude comporte les années 1990 à 1995, avec des données de températures minimales et maximales quotidiennes. Les relevés sont donc relativement anciens mais profitent de l'accroissement de mesures effectuées pendant la période des Jeux Olympiques d'Hiver d'Albertville (Savoie). La qualité des données est globalement satisfaisante même si certaines questions restent posées quant aux coordonnées ou à l'altitude annoncée des stations de mesure.

L'échantillon de relevés de températures constitué par les postes climatiques n'est bien sûr pas exactement représentatif du terrain, ceux-ci étant préférentiellement positionnés dans des lieux très accessibles, donc en plaine ou en vallée. C'est une limite de nombreux travaux climatiques en relief contrasté et il faut en être conscient avant d'aborder toute étude d'ordre spatial. Le caractère limitant d'un tel échantillonnage s'exprime dès lors que des méthodes d'interpolation sont déployées.



## Chapitre 3. ESTIMATION ET INTERPOLATION SPATIALE DES TEMPERATURES

La littérature abonde d'ouvrages et articles traitant des différentes méthodes d'estimation. Quelques-unes parmi les plus essentielles sont rappelées dans les paragraphes qui suivent, tout en soulignant celles qui semblent les plus appropriées à des problématiques concernant les températures en relief contrasté.

### 3.1. Généralités

Interpoler, c'est intercaler des valeurs dans une série de valeurs existantes et connues. Par extension, interpoler spatialement des températures consiste à réaliser, à partir de données mesurées ponctuellement, dans les stations de mesure, des champs de températures, de manière à connaître une température estimée en chaque point de l'espace étudié.

L'interpolation est donc une notion liée à celle de variable régionalisée, fonction numérique décrivant des valeurs dans un espace dénommé champ. La plupart du temps, cette variable régionalisée varie de façon irrégulière et on ne peut lui appliquer une fonction mathématique explicite. Néanmoins, une structure spatiale lui est associée : ses valeurs sont plus ou moins corrélées entre elles. C'est cette propriété qui permet la prévision de valeurs manquantes ou inconnues, à partir de valeurs connues, localisées dans l'espace grâce à des techniques dites d'estimation.

Deux grands types d'approche se distinguent pour estimer des valeurs recherchées à partir d'autres connues :

- les méthodes qualifiées de déterministes, s'appuyant sur des propriétés mathématiques ou physiques
- les méthodes qualifiées de stochastiques (statistiques et géostatistiques), reposant sur des modèles probabilistes.

Avant de détailler les principaux caractères des méthodes proposées, il semble intéressant de distinguer l'interpolation de la spatialisation. La distinction s'effectue sur l'apport d'information physique sous la maille du réseau. Une interpolation n'apporte pas d'information physique sous la maille du réseau : elle se contente des valeurs observées aux points de mesure pour estimer les valeurs manquantes. Dans le cas d'ajout d'information satellitale ou radar à échelle fine (par exemple 5 kilomètres de résolution), une donnée plus précise est alors superposée au réseau (si on considère le réseau synoptique, quelques stations seulement par département), définissant une spatialisation.

Les paragraphes qui suivent visent à exposer et commenter ces démarches.

## 3.2. Estimation par méthodes déterministes

Les méthodes déterministes peuvent se diviser en deux grandes entités : les méthodes d'estimation globale et les méthodes d'estimation locale<sup>40</sup>.

### 3.2.1. Estimation globale contre estimation locale

L'estimation globale repose généralement sur l'évaluation de la valeur moyenne de la variable régionalisée sur l'ensemble du champ. L'un des intérêts des méthodes dites globales réside dans le fait que leur mise en œuvre ne requiert pas d'hypothèse sur la variable régionalisée.

L'estimation locale, elle, a recours à des données situées hors du secteur à estimer, permettant de localiser et différencier les secteurs où les valeurs sont fortes de ceux où elles sont plus faibles. Plus précisément, l'estimation locale rend possible le calcul d'une valeur ponctuelle en un site donné. On devine dès lors l'intérêt de ce type de pratique en climatologie, les points de mesure ne correspondant que rarement à ceux dont on désire connaître la valeur.

L'estimation globale a donc un caractère incomplet, puisqu'elle ne permet pas réellement une cartographie de la variable étudiée, contrairement à l'estimation locale.

Le cas d'un espace en deux dimensions sera étudié, mais il est tout à fait possible, dans la plupart des cas, d'appliquer les méthodes qui suivent dans un espace tridimensionnel.

Les notations conventionnelles seront utilisées par la suite. Elles sont les suivantes :

$z$  : variable régionalisée (variable étudiée)

$D$  : champ de la régionalisation (domaine dans lequel cette dernière est définie), en pratique,  $D \subset \mathbb{R}$ ,  $D \subset \mathbb{R}^2$  ou  $D \subset \mathbb{R}^3$ .

$s \in D$  : vecteur de coordonnées indiquant la position d'un site dans le champ

$z(s)$  : valeur prise par la variable régionalisée au site  $s \in D$

$z(v)$  : valeur moyenne de  $z$  sur le domaine  $v \subseteq D$

$n$  : nombre de sites de mesures de la variable

$\{z(s_1)...z(s_n)\}$  : valeurs prises aux sites d'observations  $\{s_1...s_n\}$

$\hat{z}(s_0)$  : estimation de  $z(s_0)$ , avec  $s_0 \in D$

### 3.2.2. Quelques méthodes communes d'interpolation

Il convient de mentionner, dans un rappel non exhaustif, quelques unes des méthodes les plus célèbres et leurs principales propriétés.

#### - Les polygones de Thiessen

La méthode d'affectation d'un polygone d'influence à chaque site d'observation utilisant sa superficie comme pondérateur est rappelée car utilisée dans la création d'un indicateur simplifié de qualité des interpolations (Chapitre 8).

Un polygone d'influence  $P_i$  est défini autour de chaque site d'observation  $s_i$  avec pour condition que tout point du polygone doit être plus proche de  $s_i$  que de tout autre site

<sup>40</sup> Cette subdivision a moins de sens dans le cas de l'interpolation par méthode stochastique.

(Figure 3-1). Dans un espace plan, le tracé des médiatrices des segments joignant  $s_i$  et ses voisins suffit : il reste à conserver le plus petit polygone contenant  $s_i$ . La forte densité des sites s'accompagne donc d'une petite surface des polygones, et inversement. Le découpage selon des polygones de Thiessen<sup>41</sup> est purement géométrique : la valeur mesurée dans les sites n'a aucune influence sur ce dernier (Thiessen A.H., 1911).

La littérature rend compte de nombreuses autres méthodes de découpage de l'espace : méthode des cellules (qui consiste en une division du champ en cellules rectangulaires de taille identique contenant un nombre variable de sites, dont on prend l'inverse pour pondérer le calcul de l'estimation globale) ou théorie des sondages (fondée sur des moyennes et variances expérimentales et dans laquelle chaque observation est affectée d'une probabilité d'occurrence) en font partie.

### - L'interpolation par triangulation

Les méthodes dites par triangulation reposent sur une division du champ en triangles disjoints dont les sommets sont les sites échantillonnés, suivie d'une interpolation à l'intérieur de chacun des triangles ainsi définis.

La triangulation la plus célèbre est celle de Delaunay (Figure 3-1) : elle se réfère aux polygones de Thiessen de la manière suivante : les sommets des triangles sont les sites  $s_i$  tels que les polygones de Thiessen ont un côté commun. A l'intérieur de chaque triangle, le choix d'interpolation se fait entre plusieurs méthodes : interpolation linéaire, méthode de Mc Lain, méthode d'Akima...

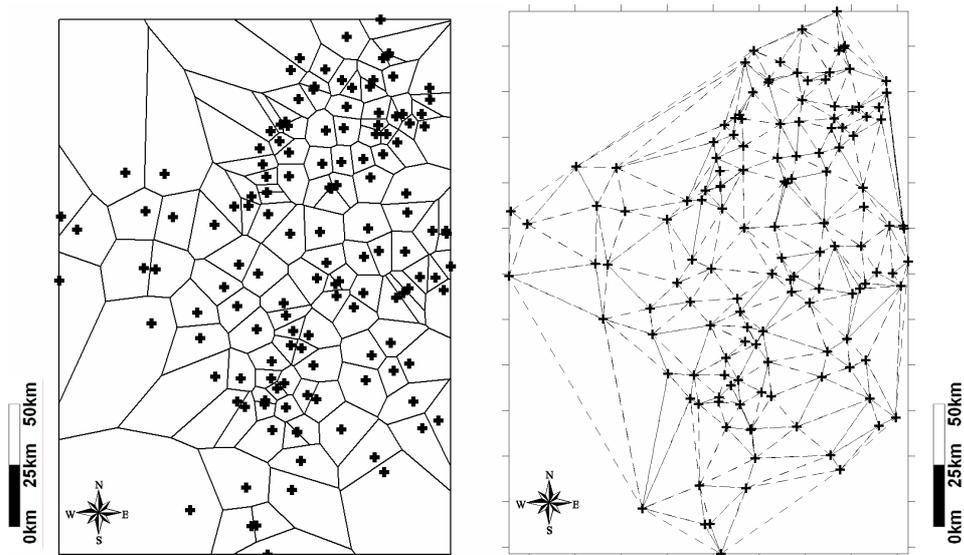


Figure 3-1 : Polygones de Thiessen (à gauche) et triangulation de Delaunay (à droite). Les stations de mesure sont les sommets des triangles tels que les polygones de Thiessen ont un côté commun. (Lhotellier R., 2005)

### - Les méthodes barycentriques

Les méthodes barycentriques prennent en compte un nombre plus vaste de données que les précédentes, en leur affectant un poids en fonction de la distance. Plusieurs pondérateurs sont proposés, leur somme doit logiquement être égale à 1.

<sup>41</sup> On trouve également la dénomination polygones de Voronoï (dans le logiciel Mapinfo, par exemple), ou encore cellules de Dirichlet, en référence respectivement à l'ukrainien Georgii Feodosevich Voronoï (1868-1908) et au français Gustave Lejeune-Dirichlet (1805-1859).

Parmi elles, la méthode de l'inverse des distances est la plus employée<sup>42</sup>. Comme son nom le suggère, elle attribue à chaque site un poids inversement proportionnel à la distance entre celui-ci et le point à estimer. La génération d'une bulle autour de la position observée (*bull's eye*, elles sont très visibles sur la Carte 3-7) est l'un des problèmes de cette méthode, difficulté parfois réduite par l'emploi de méthodes de lissage. D'un principe voisin, la méthode de Shepard (1968) s'appuie sur l'inverse du carré des distances entre ces points : la fonction de pondération est celle de l'inverse de la distance élevée à un exposant  $k$  (Carte 3-8).

#### **- Les surfaces de tendance<sup>43</sup>, la régression polynomiale**

Cette méthode repose sur le calcul d'une surface  $\hat{z}$  dont l'équation est celle d'un polynôme en abscisse et ordonnée du site  $s$ . La surface est ensuite ajustée par la méthode des moindres carrés. Le degré du polynôme fixe la complexité de l'interpolation : des degrés de 2 à 5 sont fréquents. En pratique, le but du traitement repose sur la résolution de l'équation d'une fonction  $z_i = f(x_i, y_i)$  avec le meilleur ajustement possible par rapport aux informations connues, puis sur l'extrapolation des résultats à l'ensemble de l'espace étudié. Les valeurs  $x$  et  $y$  sont les coordonnées des sites et  $z$  les valeurs en ces points de coordonnées  $(x_i, y_i)$ . La fonction recherchée est de la forme  $z = Ax + By + C$ , c'est-à-dire l'équation d'un plan. Une régression linéaire multiple permet alors de trouver les valeurs des coefficients  $A$ ,  $B$  et  $C$ . Cette méthode s'attache à la tendance et non aux irrégularités ou fluctuations locales (Carte 3-2 et Carte 3-3). Elle ne correspond pas à notre problématique et notre échelle d'étude.

#### **- Les splines**

Les splines sont des fonctions mathématiques dont il existe deux familles : les splines d'interpolation, qui passent exactement par les points d'observation, et les splines de lissage, qui passent à proximité de ceux-ci. Elles minimisent une intégrale d'espace sous contrainte de passer par ou à proximité des points observés (Carte 3-10). Créer une fonction spline peut être comparé à adapter une longue règle flexible pour qu'elle passe par une série de points. L'interpolation est rendue flexible par un paramètre de tension qui domine le comportement de la fonction et le paramètre de lissage.

Le *splining* convient donc à la réalisation de lignes de contour à partir de données denses et régulièrement espacées. Il peut être utilisé pour l'interpolation (Loubier J.-C., 2004) mais s'accommode mal de fortes variabilités des valeurs sur une distance horizontale limitée.

Malgré la célébrité de certaines d'entre-elles, les techniques déterministes d'estimation locale n'en demeurent pas moins limitées : procédures automatiques, elles ne prennent pas en compte la structure spatiale du phénomène étudié, l'espace est considéré comme isomorphe et en deux dimensions. L'esthétisme des cartes obtenues ne doit donc pas faire oublier le caractère erratique de certaines variables régionalisées. L'intérêt principal des méthodes stochastiques réside justement dans la mesure et l'optimisation possible de la précision des estimations réalisées.

<sup>42</sup> On peut rencontrer dans la littérature la notation IDWA, pour Inverse Distance Weighted Averaging.

<sup>43</sup> On peut rencontrer dans la littérature la notation TSA, pour Trend Surface Analysis.

### 3.3. Estimation par méthodes stochastiques

Le motif principal d'usage des méthodes d'interpolation est la prédiction de valeurs difficilement observables pour des phénomènes spatio-temporels, comme les valeurs futures de séries temporelles (précipitations, températures...), peu accessibles physiquement (prospection et exploitation géologique...), ou coûteuses (imagerie médicale...).

L'étude géostatistique débute par le calcul d'une covariance entre les variables explicatives (c'est-à-dire l'espérance du produit des écarts à leurs moyennes respectives), puis celui d'un variogramme expérimental et la modélisation de ce dernier. L'analyse variographique est indispensable pour l'obtention de bonnes estimations : elle peut ensuite se poursuivre soit par le calcul de la précision d'une estimation globale, soit par la construction d'un système de krigeage pour obtenir des estimations locales et les variances d'estimation.

#### 3.3.1. Modélisation (géo)statistique

Les modèles probabilistes peuvent être regroupés en deux grandes catégories : la statistique classique et les modèles géostatistiques, ces derniers prenant en compte la position spatiale en deux ou trois dimensions des données. Par définition, les modèles géostatistiques apportent donc des réponses plus satisfaisantes que les modèles classiques dans une étude de variables régionalisées, c'est-à-dire quand la distribution des données manifeste une autocorrélation spatiale.

La structure de la régionalisation est exprimée par la covariance et le variogramme (moments d'ordre 2), qui quantifient le degré de ressemblance ou dissemblance entre les valeurs observées en deux sites suivant la distance qui les sépare.

La géostatistique propose donc un ensemble de méthodes statistiques décrivant l'autocorrélation spatiale des données d'un échantillon et modélisant des structures spatiales.

#### 3.3.2. La technique du krigeage

Krigeage et cokrigeage permettent d'estimer les valeurs d'une variable en des sites non échantillonnés à partir des observations voisines (Armstrong M., Carignan J., 1997).

Formalisé par le français Matheron (Matheron G., 1963) et le russe Gandin (Gandin L.S., 1965) d'après les travaux du Sud-Africain Krige dans le domaine minier (Krige D.G., 1951), le krigeage est une méthode optimale d'estimation, au sens statistique du terme : cette méthode d'estimation linéaire est sans biais et minimise la variance d'estimation telle que calculée à l'aide du variogramme. Dans le cadre stationnaire, il y a 2 formes particulières de krigeage :

- le krigeage simple, qui suppose connue la moyenne du processus ( $m$ ).
- le krigeage ordinaire, plus fréquemment utilisé.
- le krigeage universel, quant à lui, est utilisé dans le cas d'une variable non stationnaire (qui contient une tendance).

Le krigeage est, en moyenne (sur un grand nombre de valeurs estimées), plus juste que tout autre estimateur linéaire, à conditions que l'hypothèse de stationnarité soit valide et que le variogramme soit satisfaisant. En pratique, dans la plupart des cas, le krigeage est donc en moyenne au moins aussi juste que les autres estimateurs.

**- Le variogramme**

L'estimation réside dans l'application d'une fonction  $F(x)$ , où  $x = (x,y)$  en un point  $x_p$  du plan à partir de valeurs connues de  $F$  en un certain nombre,  $m$ , de points environnants  $x_i$ :

$$F(x_p) = \sum_{i=1}^m W_i \cdot F(x_i) \quad (3-1) \quad (\text{Gratton Y., 2002})$$

avec  $W_i$  : poids

La pondération ( $W_i$ ) de chacun des points environnants doit donc être déterminée. Généralement, on utilise soit l'interpolation linéaire (inverse de la distance), soit des splines cubiques. Le krigeage détermine les poids d'après la covariance entre les points, fonction de la distance entre eux (degré de similarité entre les valeurs de  $F$ ).

L'analyse d'un variogramme (Figure 3-2) se fait par étude de son comportement à l'origine (pour  $h=0$ )<sup>44</sup>, son comportement à longue distance (palier<sup>45</sup> et portée<sup>46</sup>) et, de fait, son comportement directionnel. L'allure à l'origine fournit une mesure de la continuité du phénomène et son degré d'irrégularité (la verticalité de la tangente signifie une irrégularité marquée). Elle peut également souligner le caractère aléatoire du phénomène étudié, la présence d'erreurs de mesures ou l'existence de structures d'échelle plus fine que celle de l'échantillon. La portée indique la distance à laquelle le palier est atteint : si le variogramme est borné, les données sont très hétérogènes et le niveau du palier correspond à la variance ; s'il ne l'est pas, on n'observe aucun palier et la variance croît indéfiniment.

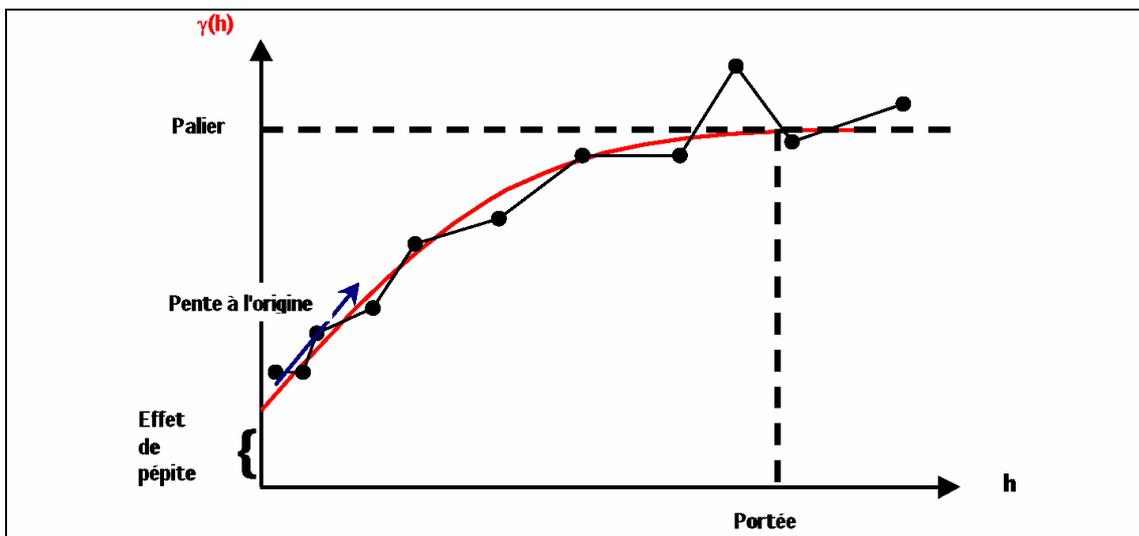


Figure 3-2 : Eléments d'un modèle de variogramme (Drapeau R., 2001)

<sup>44</sup> L'effet ou la constante de pépité représente la valeur de  $\gamma(h)=0$ , qui peut exprimer soit l'erreur d'échantillonnage, soit la variabilité existante à une distance inférieure à l'intervalle d'échantillonnage.

<sup>45</sup> Le palier est caractérisé par l'atteinte d'un plateau où  $\gamma(h)$  devient constant avec  $h$ .

<sup>46</sup> La portée est la valeur de  $h$  pour laquelle  $\gamma(h)$  atteint le palier.

L'une des contraintes de la méthode repose sur la moyenne et la variance de la fonction  $F$ , obligatoirement stationnaires (dépendantes de la distance entre les points mais pas de leur position) en cas d'isotropie. Une étude approfondie du variogramme expérimental est nécessaire pour pouvoir appréhender la structure spatiale de la variable et désigner le type de modélisation le plus pertinent (isotrope, anisotrope, stationnaire, non-stationnaire). Le variogramme qui en résulte se révèle être égal à la variance totale moins la covariance, en fonction de la distance entre les points.

Le krigeage, sous l'hypothèse stationnaire, nécessite uniquement le semi-variogramme (« moitié » du variogramme) pour déterminer les poids dans l'équation. Il est nécessaire pour déterminer si la distribution du paramètre étudié possède une structure spatiale, périodique ou aléatoire. La formule du semi-variogramme est la suivante, en reprenant les notations précédemment utilisées :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2|N(h)|} \sum_{N(h)} [z(s_i) - z(s_j)]^2 \quad (3-2)$$

où  $N(h) = \{ (i, j) \text{ tel que } s_i - s_j = h \}$

$|N(h)|$  est le nombre de paires distinctes de l'ensemble  $N(h)$

Dans l'équation du modèle théorique de semi-variogramme, la semi-variance  $\gamma(h)$  est fonction de l'intervalle d'échantillonnage ( $h$ ). Une fonction analytique est ajustée à ces points suivant la méthode des moindres carrés et une fonction continue est obtenue, caractérisant la semi-variance en fonction de la distance entre les points. L'ajustement d'une fonction au semi-variogramme est justement la partie la plus délicate du krigeage. Il reste ensuite à calculer les  $W_i$  de l'équation (3-1) à l'aide des valeurs de la fonction correspondant aux points choisis. Dans le cas du krigeage ordinaire, la méthode consiste à déterminer la combinaison de poids ( $W_i$ ). Les poids sont obtenus en multipliant les  $W_i$ , pour chacun des points, par chacune des semi-variances associées à ce point. Pour que la solution soit non biaisée, la somme des  $W_i$  doit être égale à 1.

La variance de l'estimation (carré de l'erreur standard en chaque point) peut ensuite être calculée. Elle offre la possibilité de réalisation de cartes d'erreurs.

### - Le cokrigeage

Recourir à une information complémentaire de nature météorologique est une voie intéressante pour parfaire une analyse (Chauvet P., Pailleux G., Chiles J.-P., 1976). Des données radar peuvent ainsi être utilisées dans le cas de l'interpolation d'un champ de précipitations, ou d'autres données satellitaires pour des champs de températures. Dans le cas de données climatiques, l'intérêt est de pouvoir apporter des informations d'échelle plus précise que la maille du réseau. Le complément d'information fourni par ces données figurant des manifestations diverses d'un même phénomène permet, en théorie, d'améliorer l'interpolation du champ étudié : on parlera alors de spatialisation.

La méthode du cokrigeage (version multivariable du krigeage) est adaptée à de telles situations : outil mathématique d'interpolation et d'extrapolation utilisant la corrélation spatiale entre une variable secondaire et une variable principale, il permet d'estimer les valeurs prises par la variable principale en des lieux non échantillonnés. Le cokrigeage alloue ainsi des poids, des coefficients, de manière à minimiser la variance d'estimation. En pratique, le cokrigeage s'appuie sur les mêmes principes de base que le krigeage. Cependant, il ajoute au variogramme déjà défini lors du krigeage (variations spatiales du champ entre deux points d'observation) la notion de variogramme croisé, généralisation du variogramme entre le champ étudié et le champ complémentaire. Le variogramme croisé subit une modélisation et permet la résolution d'équations

procurant les valeurs des coefficients de pondération suivant les observations des deux champs employés. Une évaluation de l'erreur d'estimation est produite en chaque point de l'interpolation réalisée.

Les variables complémentaires, dans l'application du cokrigeage, peuvent également provenir des résultats d'une régression multiple ou d'une corrélation entre variable étudiée et topographie.

La démarche suivie pour le cokrigeage est donc similaire à celle du krigeage. On obtient un système d'équations pouvant être écrit sous forme matricielle. L'estimation des variables au point  $s_0$  requiert l'inversion de la matrice, matrice d'autant plus importante que le nombre de variables est grand : la méthode trouve ici une de ses limites.

La présence de données multivariées permet d'améliorer l'estimation : la variance d'estimation calculée par cokrigeage est toujours inférieure à celle obtenue par krigeage (Arnaud M., Emery X., 2000). Le gain de précision est d'autant plus net lorsque la corrélation des variables entre elles est forte : dès lors, le cokrigeage est à même de proposer des estimations souvent plus cohérentes. Néanmoins, celui-ci nécessite une plus grande capacité calculatoire (les systèmes d'équations sont plus nombreux) et un soin encore plus marqué sur l'analyse variographique.

### 3.3.3. Tentatives de comparaison

Les méthodes déterministes sont donc la plupart du temps des procédures automatiques qui ne permettent pas de mesurer la précision de l'estimation produite. Les méthodes stochastiques, au contraire, ont l'avantage de produire cette estimation à partir d'un modèle variographique reflétant la structure spatiale du phénomène régionalisé.

Pour valider différentes méthodes parmi le large éventail qui nous est proposé dans la littérature et dans les logiciels, une interpolation des températures minimales moyennes annuelles (sur la période 1990-1995) a été expérimentée<sup>47</sup>. Les modèles ont été créés à partir d'un échantillon de 60 stations de mesure, puis on a comparé la température estimée aux coordonnées des stations d'un second échantillon de 9 stations avec les valeurs réellement observées. Les écarts entre mesure et estimation sont reportés dans le graphique de type boîte et moustaches<sup>48</sup>. Chaque erreur d'estimation peut donc être appréciée suivant la méthode utilisée (Figure 3-3). Il convient de préciser que cette évaluation est plus informative que statistiquement validée (l'échantillon de validation demeure petit), mais elle a le mérite de confronter directement les méthodes d'interpolation par leurs résultats.

L'amplitude des écarts la plus faible est obtenue avec la méthode par moyenne mobile. Par construction, il semble tout à fait logique d'obtenir un tel résultat. Mais le rendu cartographique de cette fonction empêche toute utilisation opérationnelle. Les autres techniques produisent des résultats assez semblables : les valeurs de l'intervalle interquartile des écarts à l'observation sont les plus élevés dans le cas du recours au plus proche voisin (*nearest neighbor*).

<sup>47</sup> Sur les données brutes, c'est-à-dire sans traitement statistique préalable.

<sup>48</sup> Pour chaque méthode d'interpolation, neuf valeurs d'écarts à la température observée sont représentées.

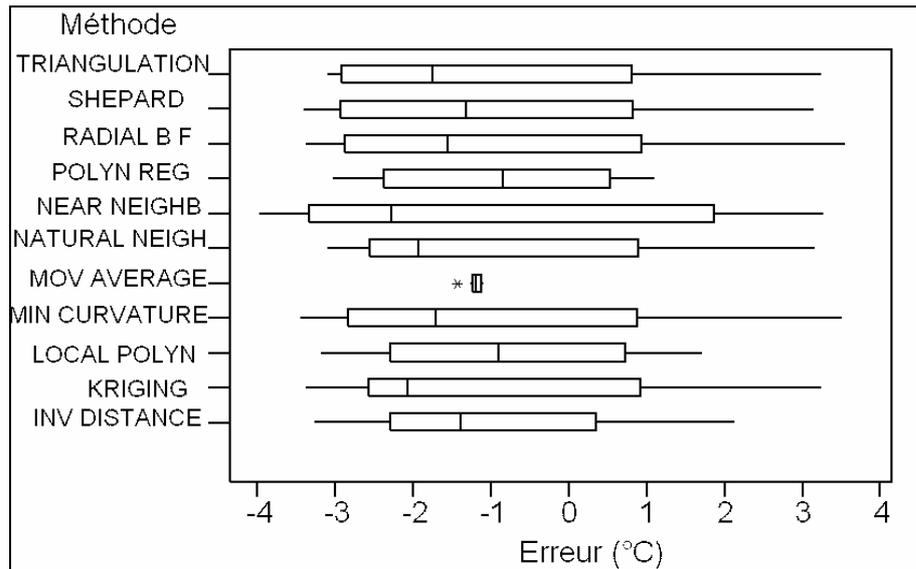


Figure 3-3 : Comparaison des écarts entre température observée et température estimée sur un échantillon de neuf stations (d'après un modèle réalisé sur un second échantillon de soixante autres stations), représentation graphique en boîtes et moustaches. (Lhotellier R., 2005)

La représentation par boîtes et moustaches souligne également le caractère non gaussien des erreurs observées, sauf dans le cas de l'utilisation de polynômes. Les autres techniques mettent en valeur des écarts non symétriques et parfois très dispersés. La dissymétrie générale des erreurs observées doit trouver une explication dans l'échantillonnage des stations (majorité des points de mesure situés à l'Est.)

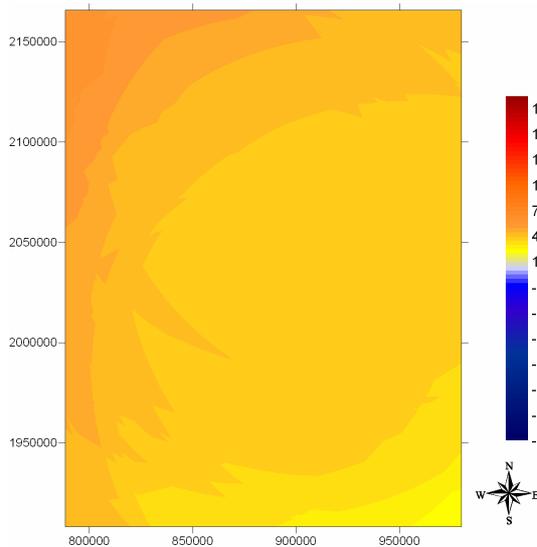
Du reste, d'après les erreurs d'estimation observées, aucune des méthodes proposées ci-dessus ne paraît véritablement convenir à une interpolation des températures en relief contrasté. Il en serait probablement autrement pour une étude située en zone de plaine, avec un espace « isomorphe ».

Une visualisation cartographique des résultats semble indispensable pour juger de la valeur des interpolations réalisées, et séparer les méthodes totalement inadaptées à notre étude de celles qui requièrent un approfondissement.

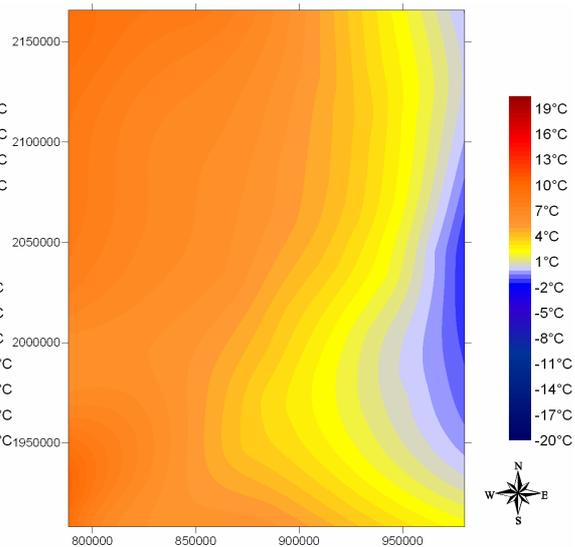
### 3.3.3.1. Des méthodes très mal adaptées à l'interpolation des températures en relief contrasté

Les onze cartes présentées ci-dessous sont donc fondées sur le même jeu de données, à savoir les températures minimales moyennes sur la période 1990-1995 mesurées dans un échantillon de soixante stations. De manière à laisser apparaître dans leur intégralité les effets de bords, le masque délimitant les quatre départements d'étude n'a pas été superposé.

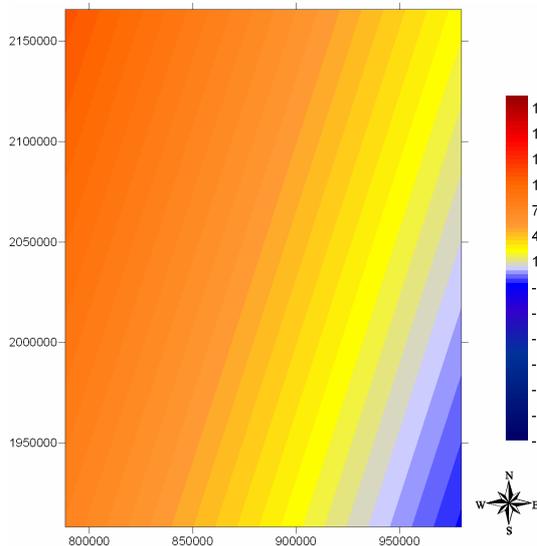
Ces quatre premières illustrations, dès la première lecture, mettent en évidence la non adéquation des méthodes sélectionnées aux variations de températures en relief contrasté.



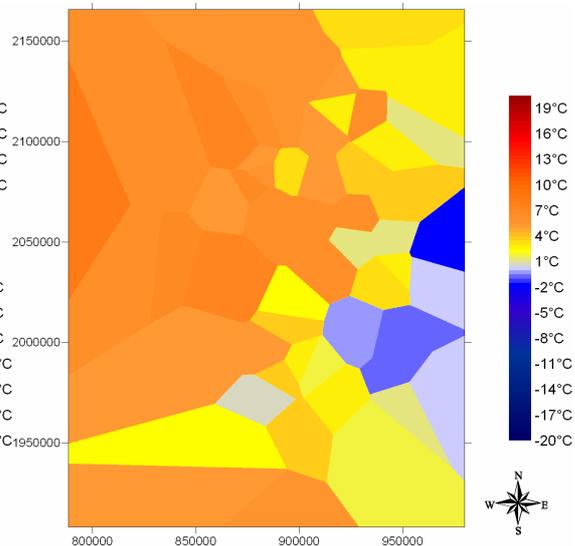
Carte 3-1 : Estimation par moyenne mobile



Carte 3-2 : Estimation par polynomiale locale



Carte 3-3 : Estimation par régression polynomiale



Carte 3-4 : Estimation par *nearest neighbor* (plus proche voisin)

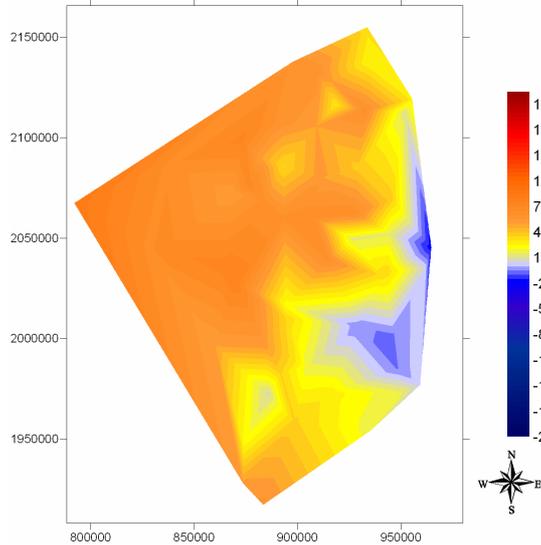
L'interpolation par moyenne mobile (Carte 3-1) assigne des valeurs à chaque nœud de grille en moyennant les données contenues dans une ellipse définie par l'utilisateur (ici l'ellipse devait contenir 8 stations au minimum). En réduisant la surface de l'ellipse, les résultats auraient été « meilleurs ». Néanmoins, la méthode ne peut être retenue.

La méthode polynomiale locale (Carte 3-2) utilise un ajustement pondéré des moindres carrés dans une ellipse définie autour d'un point de grille. Comme la régression polynomiale (qui définit une surface de tendance et ne permet pas vraiment une estimation, Carte 3-3), elle ne convient pas au traitement de données de températures, ou plus précisément pas pour une interpolation à échelle fine. Le dégradé Ouest-Est des températures indique par contre indéniablement la croissance de l'altitude vers l'Est.

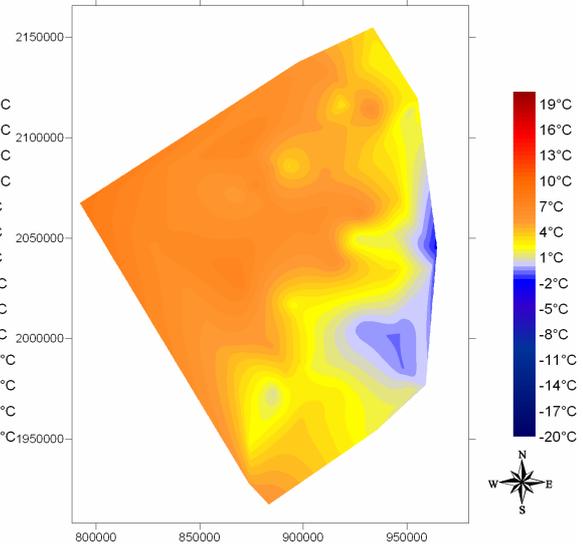
La technique du plus proche voisin (*Nearest neighbor*, Carte 3-4) assigne à chaque point de la grille la valeur prise par le plus proche voisin, d'où une carte très « géométrique » et relativement éloignée de la réalité.

### 3.3.3.2. Des méthodes qui requièrent un approfondissement

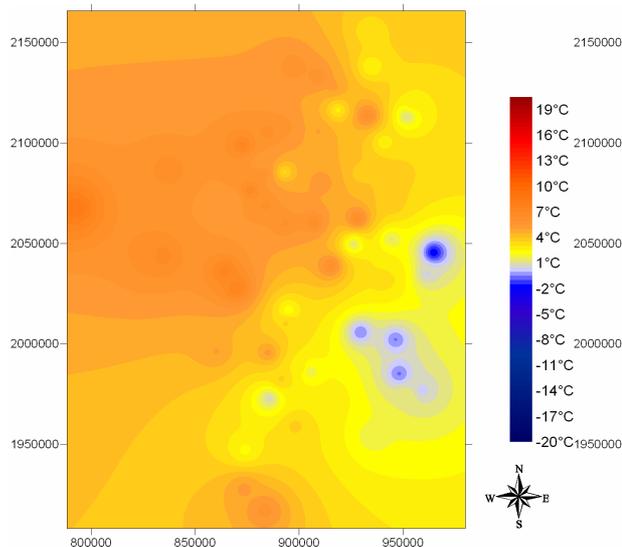
Les cartes sélectionnées laissent apparaître des structures spatiales plus proches de la « réalité » attendue. Cette ressemblance n'est pour autant pas suffisante pour une application directe en zone montagneuse.



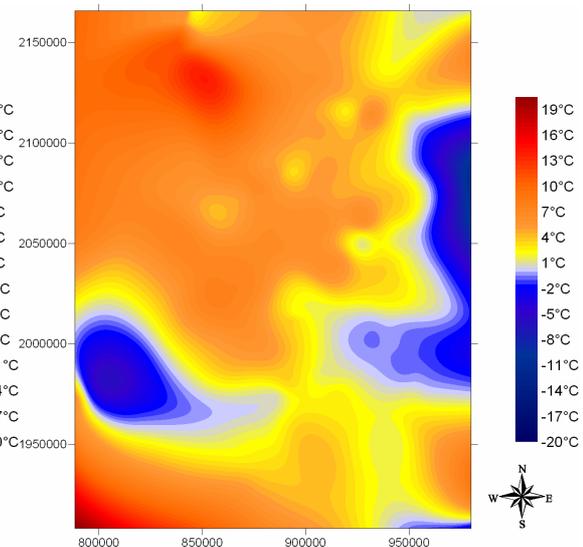
Carte 3-5 : Estimation par triangulation



Carte 3-6 : Estimation par *natural neighbor*



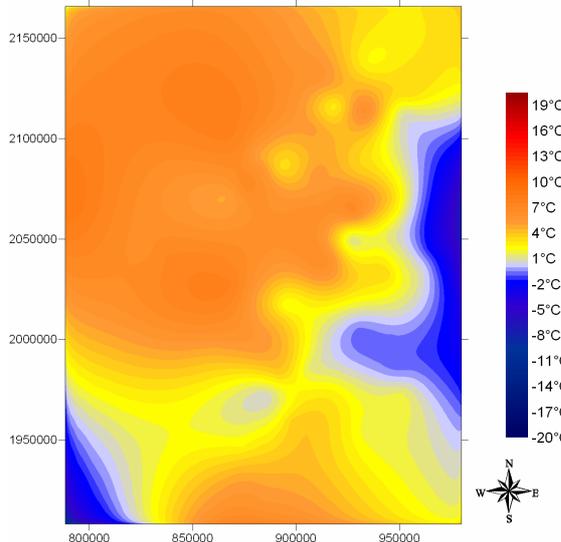
Carte 3-7 : Estimation par *inverse distance to a power* (inverse de la distance à une puissance)



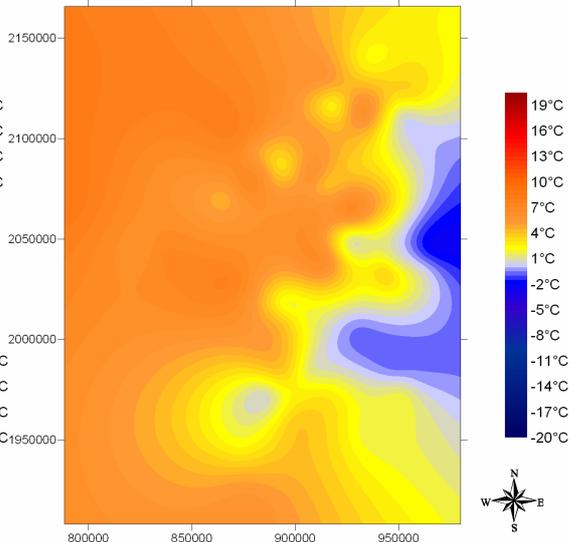
Carte 3-8 : Estimation par méthode de Shepard modifiée

La méthode de triangulation et interpolation linéaire (Carte 3-5) est fondée sur la triangulation de Delaunay. Des lignes relient les points qui contiennent des données. La valeur des trois points servant à définir chaque triangle permet le calcul des données à l'intérieur de ceux-ci. A ses côtés, la méthode *natural neighbor* (Carte 3-6) utilise également des polygones de Thiessen, mais rajoute un algorithme fondé sur une moyenne pondérée des mesures aux stations voisines. Ces deux exemples disposent d'un inconvénient majeur : par construction, ils ne couvrent pas l'ensemble de la zone d'étude. L'inverse des distances à une puissance (Carte 3-7) requiert la pondération des valeurs si bien que l'influence d'un point décline avec l'éloignement à celui-ci. Plus la

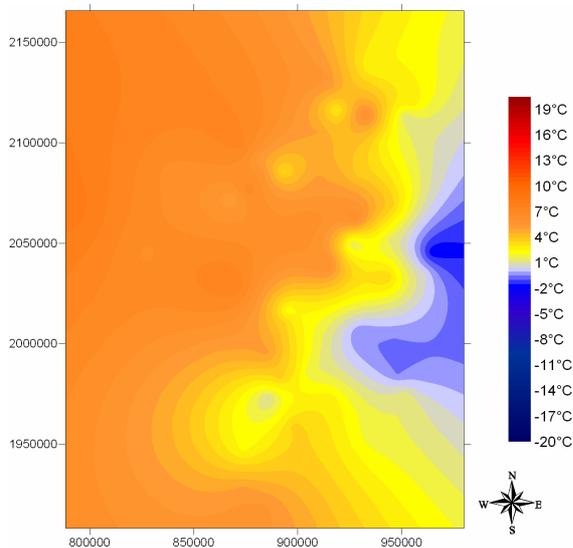
puissance est élevée, plus la distance d'influence du point diminue. La carte paraît vraisemblable mais la présence de bulles (*bull's eye*) autour des points de mesure limite son utilisation. La méthode Shepard modifiée (Carte 3-8) est similaire à celle utilisant l'inverse des distances à une puissance, mais corrigée par l'usage des moindres carrés locaux pour enlever l'effet ponctuel des observations (disques bleus sur la carte 3-7). L'exemple présente ici des valeurs extrêmes (-20°C, + 19°C) très éloignées de la réalité.



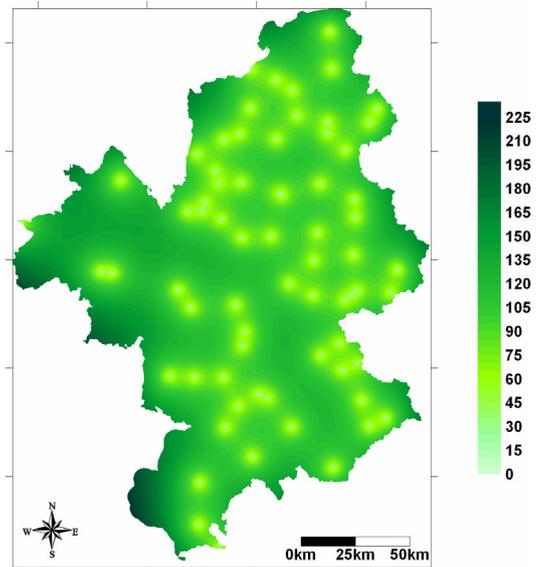
Carte 3-9 : Estimation par *minimum courbure* (courbure minimale)



Carte 3-10 : Estimation par fonction base radiale



Carte 3-11 : Estimation par krigeage



Carte 3-12 : Ecart-type du krigeage

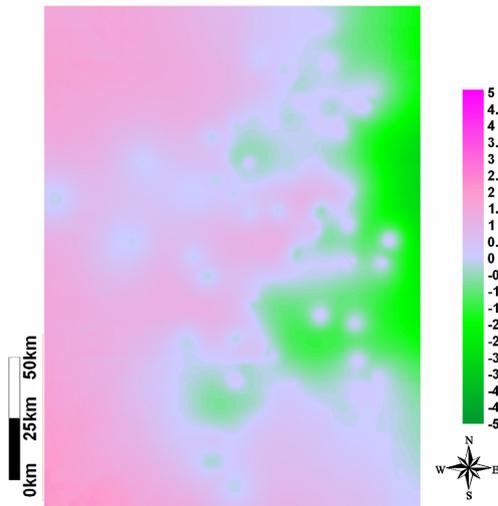
La méthode par *minimum courbure* (Carte 3-9) propose une carte qui serait vraisemblable si on ne constatait pas un très important effet de bord au sud-ouest (températures très négatives alors qu'elles devraient être largement positives). En pratique, la surface interpolée est analogue à une forme fine et élastique passant par tous les points de mesure avec une courbure minimale : la surface est donc calculée pour être la plus lisse possible.

Les cartographies obtenues par fonction base radiale (Carte 3-10) et krigeage (Carte 3-11) sont très similaires. L'effet de bord est minimal. Ces deux interpolateurs semblent,

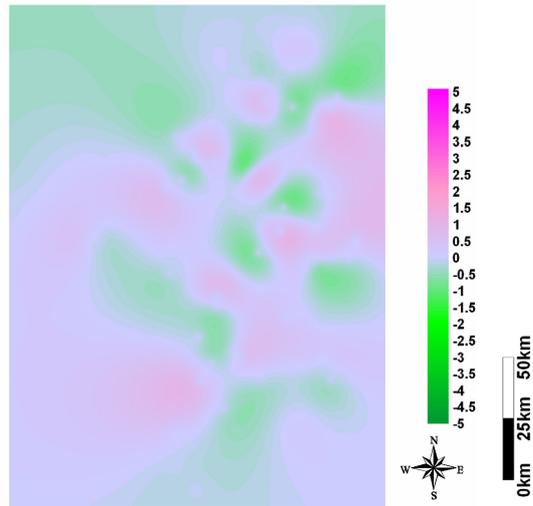
visuellement, proposer les résultats les plus proches de la réalité sur l'ensemble du champ. Ces conclusions sont en conformité avec celles des principaux auteurs dans ce domaine. Néanmoins, aucune de ces méthodes, dans leur théorie initiale, n'inclue une prise en compte explicite du relief. La pertinence de leur application en zone de montagne demeure donc limitée.

Un aspect plaide en faveur de l'utilisation du krigeage : son cadre probabiliste permet de quantifier l'incertitude associée à la valeur interpolée grâce au calcul de la variance de krigeage, ou sa racine carrée, écart-type de krigeage (Carte 3-12). Il représente la dispersion possible autour de la valeur obtenue par krigeage. Plus l'écart-type de krigeage est faible, plus la valeur interpolée est en moyenne proche de la réalité et donc plus la carte est précise. Parallèlement, les fortes valeurs d'écart-type de krigeage sont un indicateur de localisation des zones sous échantillonnées (Peraudin J.-J., 2003). La significativité des valeurs d'écart-type du krigeage est très dépendante du modèle de variogramme utilisé et la validité de son application au modèle de données. Cet écart-type doit donc être interprété avec la plus grande attention, mais il fournit une information intéressante de la précision des valeurs interpolées (écart-type de l'erreur d'estimation). La carte de l'écart-type d'estimation reflète l'influence du variogramme et de la densité d'information sur la précision (De Fouquet C., Prechtel A., Setier J.-C., 2004) et exprime une mesure de l'incertitude associée à chaque carte, en plus de l'analyse de la validation croisée (cf. ci-dessous).

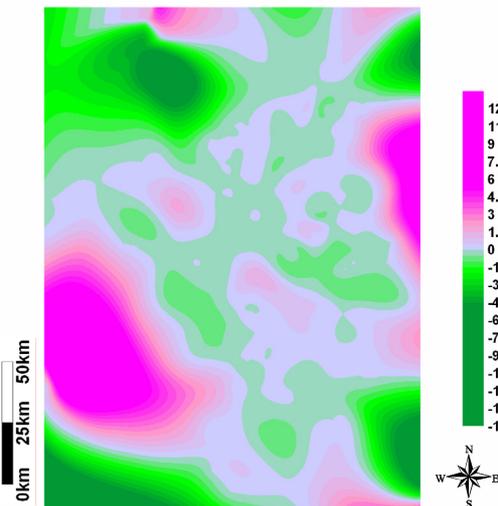
La comparaison directe entre grille de températures interpolées souligne les analogies et les dissemblances entre les techniques. Cette comparaison est effectuée par soustraction entre les grilles de valeurs. Triangulation et *natural neighbor* proposent ainsi des cartes relativement similaires (l'intervalle des écarts est compris entre  $+1^{\circ}\text{C}$  et  $-1^{\circ}\text{C}$ ), ce qui apparaît logique de par l'architecture employée (Carte 3-17). Ensuite, la méthode d'interpolation de référence (krigeage) est comparée aux quatre autres sélectionnées, là encore par soustraction. Le résultat proposé par fonction base radiale (Carte 3-14) est le plus similaire à celui obtenu par krigeage : les différences observées sont de l'ordre du degré. Au contraire, La méthode de Shepard (Carte 3-15) et celle par *minimum curvature* (Carte 3-16) entraînent des écarts très prononcés (plus de dix degrés pour la première, plus de vingt degrés pour la seconde), essentiellement près des bordures, mais qui sont néanmoins inacceptables. La méthode par *inverse distance* (Carte 3-13) contraste plus modérément (écart de l'ordre de trois degrés). Les bulles construites autour des sites sont toujours visibles après la soustraction avec la carte réalisée par krigeage, ce qui souligne le caractère persistant de celles-ci.



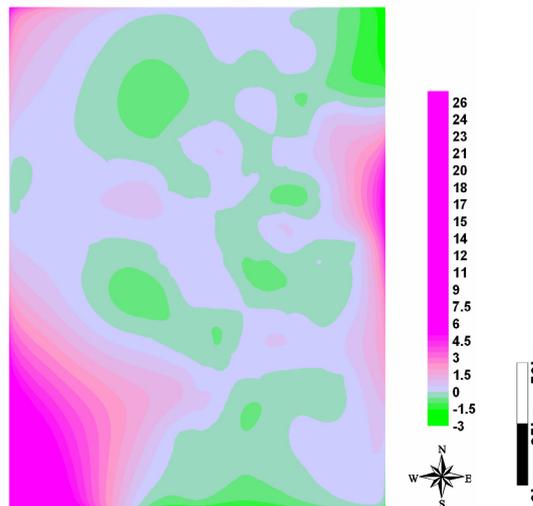
Carte 3-13 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par *inverse distance*



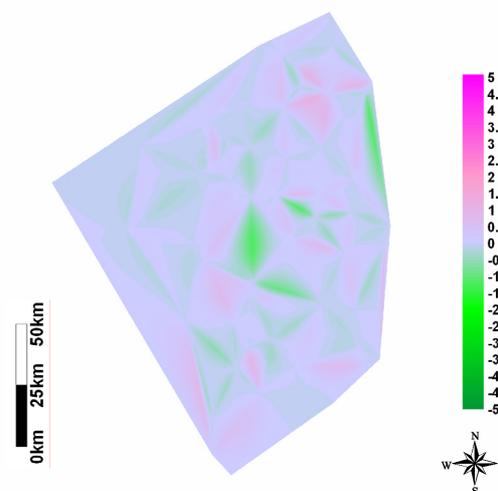
Carte 3-14 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par fonction base radiale



Carte 3-15 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par méthode de Shepard



Carte 3-16 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par *minimum curvature*



Carte 3-17 : Différence entre l'estimation par triangulation et celle par *natural neighbor*

Une dernière technique de comparaison des estimations réalisées consiste en l'étude des erreurs d'estimation, c'est-à-dire la différence entre valeurs mesurées et valeurs interpolées. Ces valeurs résiduelles ont été calculées pour dix méthodes d'interpolation sur l'échantillon des températures minimales sur la période 1990-1995 en 69 stations. Le tableau reprenant les résultats est disponible en Annexe 3-1. Les coordonnées des points pour lesquels sont calculées les erreurs étant connues, il devient possible de les cartographier, après une éventuelle interpolation pour l'obtention de champs d'erreurs d'estimation (Figure 3-4). Plus la méthode est fiable, moins la valeur absolue des erreurs doit être forte. La méthode par moyenne mobile procure les erreurs les plus grandes : par construction, les résidus négatifs sont disposés à l'ouest, les résidus positifs à l'est. Le krigeage se distingue par son appartenance aux cartes faisant apparaître les erreurs les plus faibles.

La méthode par courbure minimale (*minimum curvature*) est de loin celle qui produit la carte la moins contrastée, au prix de calculs beaucoup plus longs que la moyenne (plus de dix fois plus de temps pour l'interpolation et la génération des résidus). L'apparente pertinence des résultats nous conduit à ne pas exclure cette méthode, qui sera testée aux côtés du krigeage dans le Chapitre 8. La génération des erreurs par validation croisée est peut-être bénéfique à la technique. De plus, l'interpolateur n'étant pas exact, les valeurs utilisées pour l'interpolation ne se retrouvent pas obligatoirement au point de mesure, ce qui constitue bien évidemment un problème contraignant et ennuyeux.

Malgré ces tentatives d'estimation par méthodes géostatistiques, la difficulté à interpoler des variables climatiques grâce à des méthodes purement spatiales demeure. Par conséquent, quelques autres voies de modélisation émergent, avec plus ou moins de réussite.

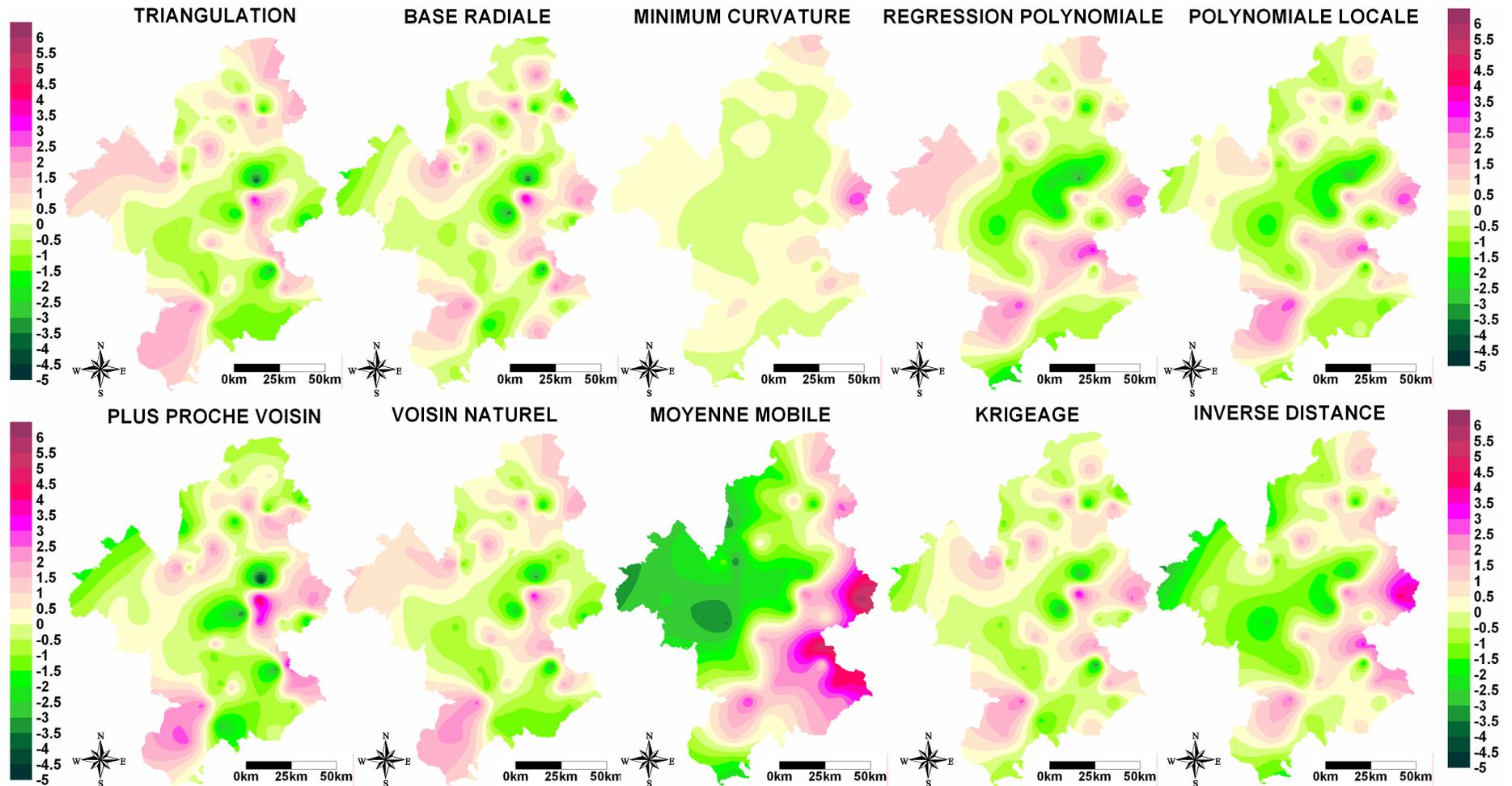


Figure 3-4 : Cartographie des résidus obtenus par validation croisée pour dix méthodes d'interpolation, correspondant à une visualisation de l'erreur d'estimation.

Démarche suivie : les températures minimales moyennes sur la période 1990-1995 mesurées dans 69 stations sont interpolées grâce à chacune des méthodes listées ci-dessus. Les estimations sont testées par validation croisée pour chacune des méthodes : les résidus (différence entre mesure et estimation) sont relevés aux points de coordonnées des stations puis interpolés par krigeage de manière à obtenir des champs d'erreur d'estimation.

### 3.4. Evaluation de la qualité des interpolations

Deux grandes méthodes se distinguent pour proposer une évaluation de la qualité des interpolations réalisées. Elles consistent bien sûr à mesurer le taux d'erreur imposé par l'interpolation par rapport à des données effectivement mesurées. Toutes deux consistent donc à calculer une estimation d'une valeur connue et comparer valeur interpolée et valeur connue. Deux possibilités s'offrent à l'utilisateur :

- soit une séparation manuelle de l'échantillon de mesure en deux sous échantillons : le premier est alors utilisé pour la construction du modèle, le second, non intégré dans la modélisation, pour la validation. La méthode nécessite un nombre de valeurs important qui permette d'en évincer certaines du modèle : c'est une contrainte majeure de ce type de validation, par ailleurs sévère car n'ayant pas recours à des données incluses dans la construction du modèle. Néanmoins, la validation se fait sur un nombre limité de valeurs. Cette technique est illustrée dans le paragraphe précédent, sur les tentatives de comparaison des interpolations.
- soit une validation automatique (généralement par le logiciel qui a servi à l'interpolation), par la méthode dite de validation croisée (*cross validation*, cf. Annexe 3-2). La validation croisée est considérée comme une méthode « objective » pour mesurer la qualité d'une interpolation. Le processus est relativement simple : les erreurs d'estimation sont générées par le retrait d'une observation de l'échantillon et l'estimation de la valeur du champ en ce point, et ce pour chacun des individus de l'échantillon. Si l'échantillon comporte 69 (N) individus comme dans notre exemple, le logiciel retire la première observation  $O_1$ , estime la valeur  $E_1$  au point  $P_1$  avec les 68 (N-1) valeurs suivantes et soustrait les deux valeurs, générant l'erreur d'estimation en ce point.

$$\varepsilon_1 = E_1 - O_1$$

**erreur au point  $P_1$  = valeur estimée au point  $P_1$  – valeur observée au point  $P_1$**

L'opération se répète N fois (le logiciel retire la seconde observation  $O_2$  et estime la valeur  $E_2$  en ce point  $P_2$  grâce aux 68 autres valeurs). On obtient ainsi 69 estimations et 69 erreurs aux 69 points de mesure. Une interpolation de ces erreurs calculées peut permettre de mettre en évidence les structures spatiales de ces dernières. Par ailleurs, des modélisations statistiques peuvent être utilisées comme mesures de la qualité des interpolations réalisées. Le second avantage est l'exécution de la validation sur le nombre maximal de valeurs disponibles. De plus, il est possible de sélectionner seulement un secteur sur lequel effectuer la validation croisée en le limitant par des coordonnées-bornes. Dernier bénéfice de la validation croisée : elle est aujourd'hui incluse de façon basique dans de nombreux logiciels et permet à l'utilisateur de gagner un temps non négligeable par rapport à une séparation « manuelle » des échantillons.

La validation croisée permet également la comparaison de divers modèles variographiques ou de tester la sensibilité des estimations aux paramètres du modèle : voisinage, palier, portée... (De Fouquet C., Prechtel A., Setier J.-C., 2004).

Certains auteurs (Kanevski M., Maignan M., 2004) citent également les méthodes dites « *jack-knife* »<sup>49</sup> ou « *bootstrap* »<sup>50</sup> pour validation.

De nombreuses applications des méthodes de validation des interpolations sont disponibles dans le Chapitre 8.

### 3.5. Une approche particulière : les réseaux neuronaux

Les réseaux neuronaux artificiels<sup>51</sup> peuvent être considérés comme des systèmes adaptables à partir desquels il est possible de générer des relations entre différents jeux de données (Figure 3-5) : leur usage peut donc tout à fait convenir à des problématiques de spatialisation. Quatre étapes principales doivent être suivies :

- préparation des données (choix des variables, vérification des relations, construction de l'architecture du réseau)
- apprentissage du réseau (la phase d'apprentissage est très importante car les poids respectifs et les caractéristiques des réseaux sont définis puis appliqués sur d'autres bases de données.
- test du réseau (phase de validation)
- application du réseau à de nouveaux cas (le réseau testé et validé est appliqué à de nouvelles bases de données, il utilise les valeurs connues comme variables indépendantes pour estimer les valeurs en tout point de la variable dépendante).

Les données, converties en grilles, sont alors transférées dans un SIG pour une cartographie aisée.

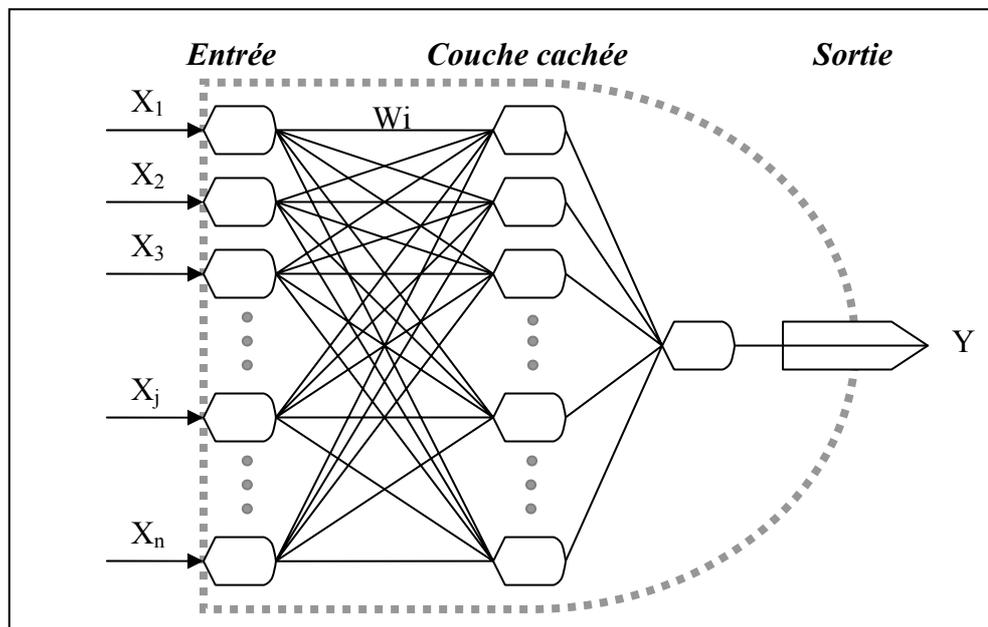


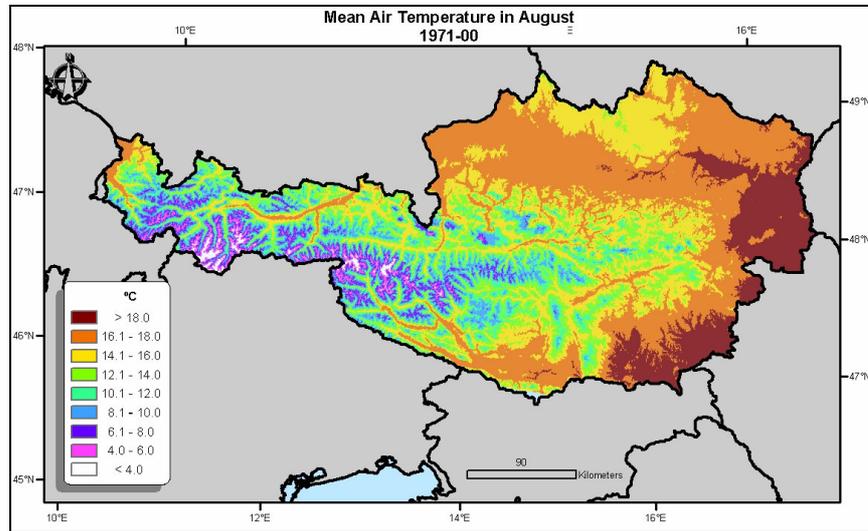
Figure 3-5 : Représentation schématique d'un réseau de neurones (Lhotellier R., 2005)

<sup>49</sup> La méthode *jack-knife* permet entre autres d'approximer les limites de confiance de données spatialement corrélées.

<sup>50</sup> La méthode *bootstrap* assigne une mesure de la précision des estimations statistiques par génération de multiples réalisations d'un phénomène et rééchantillonnage. Elle ne peut être que difficilement employée en géostatistiques car elle requiert l'indépendance et une distribution équilibrée des données. Elle est largement utilisée dans le domaine des réseaux neuronaux.

<sup>51</sup> ANN, soit *Artificial Neural Networks* en anglais.

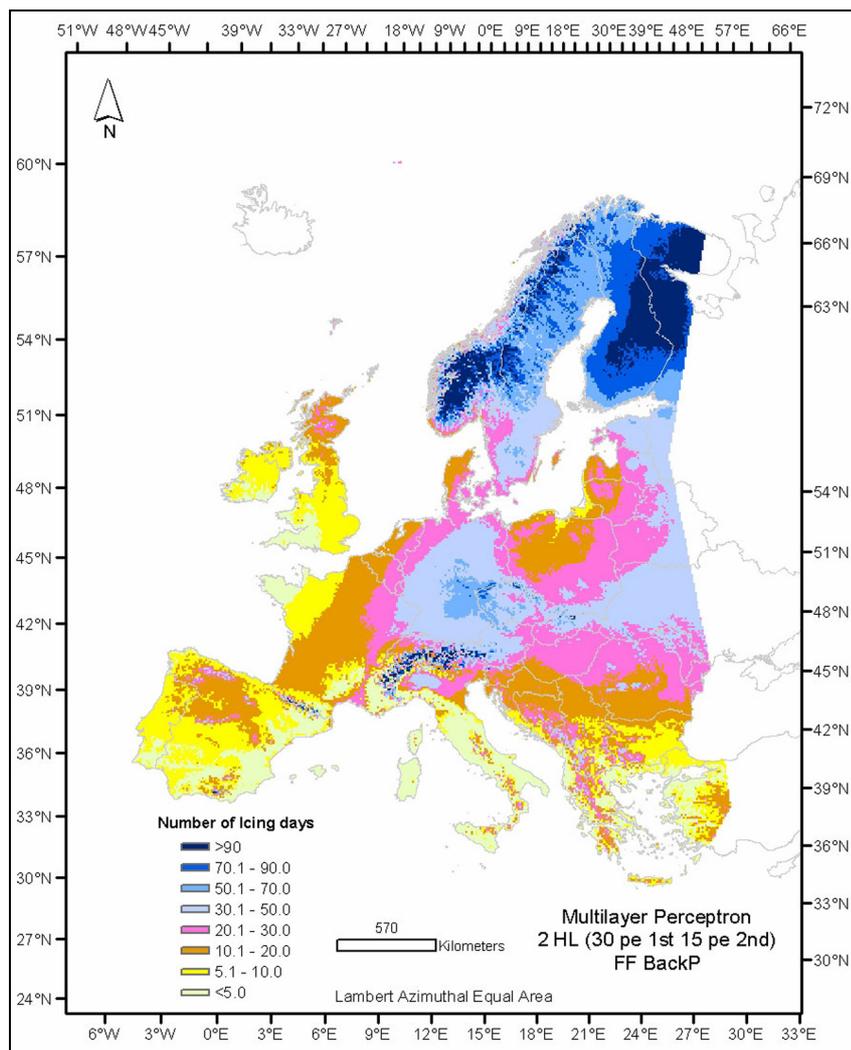
Deux exemples (Silva A.P., 2003) viennent illustrer cette méthode dans le but de cartographier des températures moyennes en Autriche (Carte 3-18) et le nombre de jours de gel par année en Europe (Carte 3-19). Dans le premier cas, longitude, latitude, altitude et orientation des pentes sont intégrées comme variables auxiliaires. La forte relation entre température et les quatre variables explicatives permet d'obtenir de bons résultats, facilités par le fait que la relation est étudiée sur des températures moyennes (normales 1971-2000).



Carte 3-18 : Cartographie des normales 1971-2000 d'août en Autriche par réseaux neuronaux. (Silva A.P., 2003)

Dans le deuxième cas, le nombre de jours de gel de 921 stations de mesures sur la période 1998-2002 a été cartographié. La relation, plus complexe, entre variables explicatives (latitude, longitude et altitude) et la variable indépendante (nombre de jours de gel) est cette fois très moyenne ( $R^2=0,29$ ); néanmoins, les résultats comparant valeurs observées et valeurs prédites sont meilleurs ( $R^2=0,64$ ).

Les réseaux neuronaux ont donc comme avantages leur application possible sur des relations complexes ou non linéaires, leur facilité d'implémentation, leurs bons résultats et l'intégration facile de ces derniers dans un SIG pour obtenir des valeurs spatialisées (Silva A.P., 2003, Demyanov et al., 1998). Cependant, des inconvénients majeurs demeurent : parmi eux, la dépense de temps engendrée par la phase d'apprentissage et, surtout, la difficile interprétation de l'obtention des résultats par le logiciel, inhérente aux systèmes de type « boîte noire ». Le commentaire des résultats se révèle donc très peu aisé.



Carte 3-19 : Nombre de jours de gel par réseaux neuronaux. (Silva A.P., 2003)

Les méthodes purement spatiales sont donc mal adaptées à l'interpolation de données météorologiques en relief contrasté. La complexité des phénomènes climatiques s'arrange mal d'une interpolation fondée sur des critères probabilistes. Sans remettre en cause les méthodes d'interpolation, qui ont par ailleurs à maintes reprises fait leurs preuves, il faut souligner l'obligation de prise en compte de paramètres topographiques, que le réseau de mesure à lui seul ne parvient pas à représenter (Chapitre 2). Le contexte d'application, plus que la méthode, est à revoir.

Outre la méthode d'estimation, c'est donc l'inadéquation du réseau de postes climatologiques qui demeure la principale difficulté à résoudre. Les réseaux neuronaux solutionnent partiellement cet écueil mais, malheureusement, en ayant recours à des algorithmes dont on ne sait généralement pas en intégralité comment ils parviennent aux résultats obtenus.

### 3.6. AURELHY : une méthode de référence en météorologie

La méthode Aurelhy (Analyse Utilisant le RELief pour l'Hydrométéorologie, Benichou P. & Le Breton O., 1986) demeure la référence pour les besoins de cartographie des champs pluviométriques. Un de ses résultats substantiels est l'évaluation de la corrélation liant ces champs pluviométriques avec la topographie régionale. Elle prend donc en compte la topographie, par l'altitude des points de grille, mais aussi par la transformation en composantes principales de l'altitude des points voisins du centre. La zone d'exploration retenue repose sur une matrice 11×11 composée d'unités de 5 kilomètres de côté autour du site étudié, soit 50×50 kilomètres. Ce dernier aspect permet une description schématique de la structure locale du relief (Figure 3-7).

Le paysage relatif est donné par une combinaison linéaire de 15 vecteurs propres V1 à V15 pondérés par une composante principale, chacun d'entre eux illustrant un paysage de base. La Figure 3-6 présente les cinq premiers vecteurs propres en terme de fréquence.

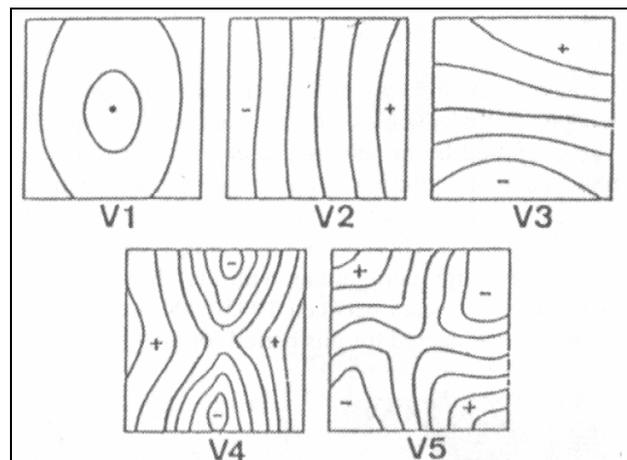


Figure 3-6 : Représentation des cinq premiers paysages de base sur la zone 50 km x 50 km (Benichou P., 1987).

Pratiquement, V1 résume un effet d'encaissement global (ou de bosse, les signes + et - n'étant pas représentés sur le schéma), V2 et V3 indiquent une pente respectivement Ouest/Est et Nord/Sud, V4 et V5 présentent un effet de col (Nord/Sud et Nord-Est/ Sud-Ouest). Les vecteurs qui suivent introduisent des effets topographiques plus locaux.

Les paramètres de terrain ainsi construits sont utilisés dans une régression multiple comme variables explicatives. La part qui n'est pas expliquée par les variables topographiques est interpolée par krigeage. Une somme des deux éléments est effectuée pour combiner les contributions déterministes et stochastiques. La Figure 3-7 schématise la démarche mise en place à Météo-France.

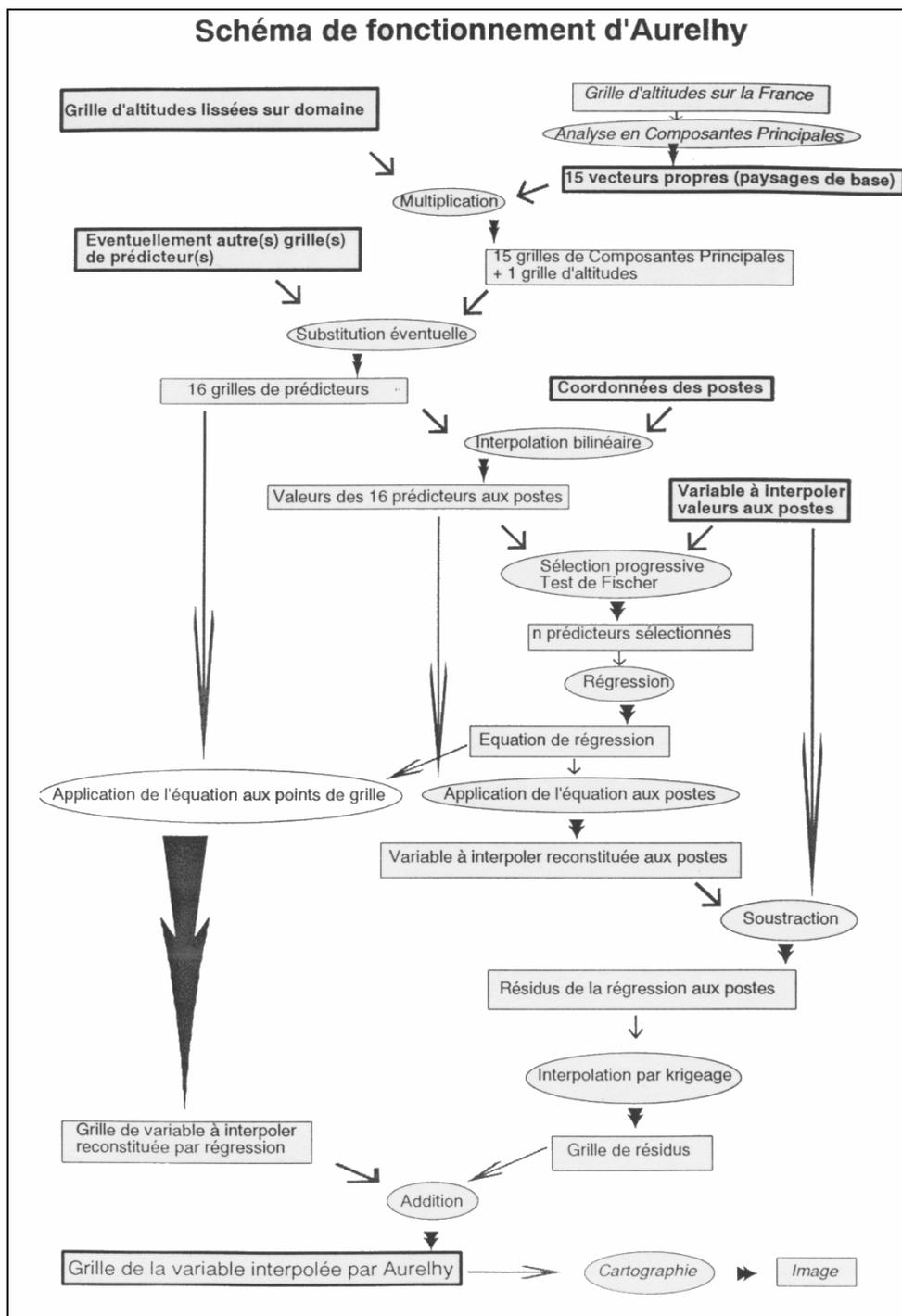


Figure 3-7 : Schéma de fonctionnement d'Aurelhy (Météo-France).

La méthode Aurelhy est souvent utilisée comme référence, y compris dans des problématiques de spatialisation des températures (COST Action 79, 2000) alors qu'initialement elle vise à cartographier des précipitations.

L'un des inconvénients des méthodes de spatialisation fondées sur des régressions multiples et des variables explicatives du relief, inaugurées par une étude en Lorraine (Laborde J-P., 1984) puis dans les Cévennes (Bois P. et al., 1997) est qu'elles prennent généralement très peu en compte les paramètres météorologiques et introduisent l'action de la topographie de manière plus ou moins intuitive.

### 3.7. Formalisation de la démarche retenue

L'expertise des champs de température obtenus (Figure 3-8) entraîne le recours à un autre type de spatialisation que les méthodes d'interpolation purement spatiales, qui doit être fondé sur des facteurs dont on sait qu'ils sont corrélés avec la température. L'utilisation des méthodes géostatistiques n'est pas mise de côté, mais elle doit être précédée par la création d'un modèle statistique opératoire.

Les données climatologiques ponctuelles dont nous disposons sont la plupart du temps insuffisantes pour répondre aux besoins des utilisateurs, qui requièrent des surfaces continues, notamment pour l'intégration dans des systèmes d'information à référence spatiale. Une interpolation est nécessaire, on l'a vu, pour obtenir de telles surfaces. Toutefois, une expertise des résultats modélisés par interpolation spatiale souligne leur inadéquation avec les rapides variations et ruptures du relief des zones de montagnes. Cette expertise peut être effectuée soit visuellement (certaines cartes sont rejetées au premier abord) soit par validation statistique (test de coefficient de corrélation, erreur moyenne, comparaison avec un échantillon référence...).

L'intégration de paramètres que l'on qualifiera d'environnementaux<sup>52</sup> constitue un préalable essentiel à l'estimation de variables climatiques quand l'espace n'est pas isomorphe. L'inclusion d'indices climatiques (circulation atmosphérique, types de temps...) permet d'affiner les estimations en prenant en compte les évolutions temporelles des variables, fortement corrélées aux situations météorologiques. Une nouvelle estimation profite des relations entre les paramètres définis ci-dessus et les variables climatiques, fournissant ainsi des valeurs spatialisées mieux adaptées.

Les bénéfices apportés par chaque paramètre seront quantifiés dans des chapitres ultérieurs (Chapitres 7 et 8).

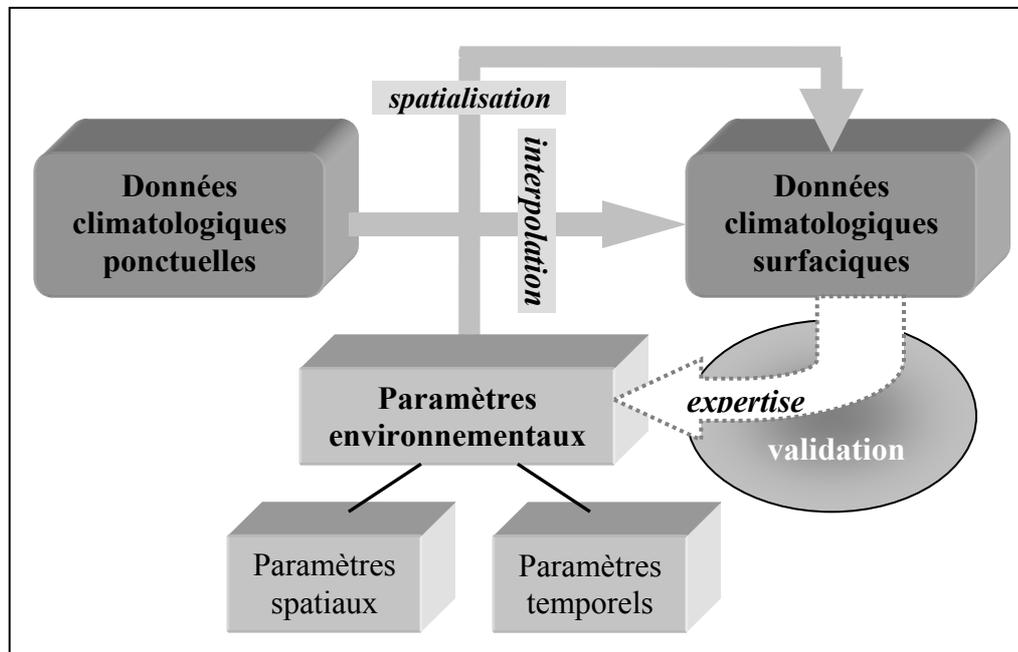


Figure 3-8 : Insuffisance des méthodes spatiales d'interpolation et ajout de nouveaux paramètres après expertise. (Lhotellier R., 2005)

<sup>52</sup> Pierre Carrega parle à ce sujet de « régression environnementale » (Carrega P., 2004).

La méthode Aurelhy constitue une référence dans la démarche adoptée comme dans les résultats obtenus. Cependant, des variables peut-être mieux adaptées à la température sont à explorer. La prise en compte de paramètres environnementaux, dans des échelles d'applications spatiales comme temporelles demeure donc essentielle : le Chapitre 4 présente une sélection des variables retenues comme étant représentatives des processus physiques de terrain et disponible à une échelle plus fine que le réseau de mesure (altitude bien sûr, mais aussi coordonnées des postes, modelé du relief, radiation potentielle et éventuellement occupation du sol), le Chapitre 5 aborde quant à lui une variable à évolution temporelle quotidienne et d'une toute autre échelle : les types de temps.

### **3.8. Conclusion**

L'obtention de champs de températures à partir de données relevées ponctuellement n'est pas difficile en soi, mais la véracité de l'information obtenue oblige à éliminer d'office certaines méthodes. Ainsi, sur un relief contrasté comme le massif alpin, les méthodes fondées uniquement sur les caractères spatiaux des stations (distance) ne sont pas du tout adaptées.

Il est possible d'opposer les techniques d'interpolation de celles que l'on qualifiera de spatialisation, qui permettent l'ajout d'information sous la maille du réseau de mesure (prise en compte du relief, ajout d'information satellitale, etc.).

En relief montagnard, il ne semble pas possible de se contenter d'une application banale d'une méthode d'interpolation spatiale qui estime les valeurs de températures uniquement à partir de celles relevées en quelques points de mesure et de la distance qui sépare chacun de ces points.

L'utilisateur requiert donc des variables environnementales, topographiques, disponibles à une échelle plus fine que celle du réseau de mesure. Nous nous proposons d'en détailler quelques unes des plus essentielles dans le Chapitre 4.

**PARTIE 2:**  
**FACTEURS LOCAUX ET PARAMETRES**  
**RETENUS POUR LA SPATIALISATION**

---



## Chapitre 4. LES PARAMETRES DE TERRAIN RETENUS POUR SPATIALISER LA TEMPERATURE

Les modèles statistiques d'estimation de la température doivent reposer sur des paramètres qui expliquent les variations thermiques, spatialement et temporellement. Les variables de terrain choisies sont, par définition, des facteurs qui ne varient pas, ou très peu, dans le temps. On considérera qu'à l'échelle de notre étude, mises à part les variables de radiation potentielle et éventuellement d'occupation du sol, ils sont invariants. On distinguera par ailleurs des paramètres à influence générale de ceux d'influence régionale ou locale. L'ensemble de ces données provient ou est dérivée des systèmes d'information géographique.

### 4.1. Des paramètres à échelle globale et régionale

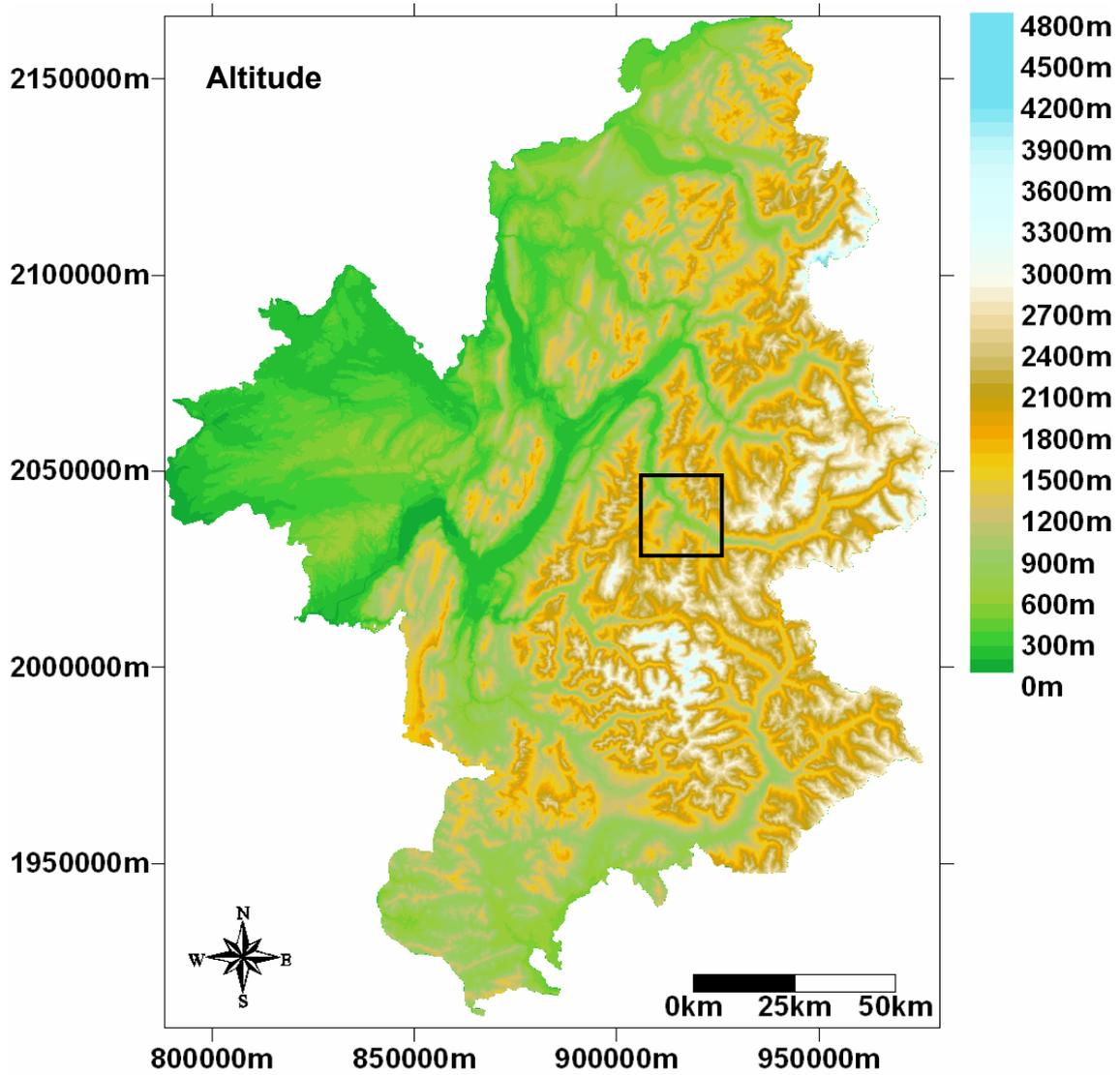
Le Chapitre 1 a rappelé quelques échelles spatiales de variation de la température. Nous allons à présent nous attacher à mettre en relief les facteurs intervenant dans ces fluctuations, et comment les modéliser : l'outil SIG se révèle, dès lors, indispensable. Les résolutions des modèles numériques de terrain des quatre départements étant différentes<sup>53</sup>, nous avons choisi, lors des travaux sur les quatre départements simultanément, de passer à une résolution de 150 mètres. Quand aucune précision n'est donnée, le pixel de référence vaut donc 2,25 hectares.

#### 4.1.1. Le rôle essentiel de l'altitude

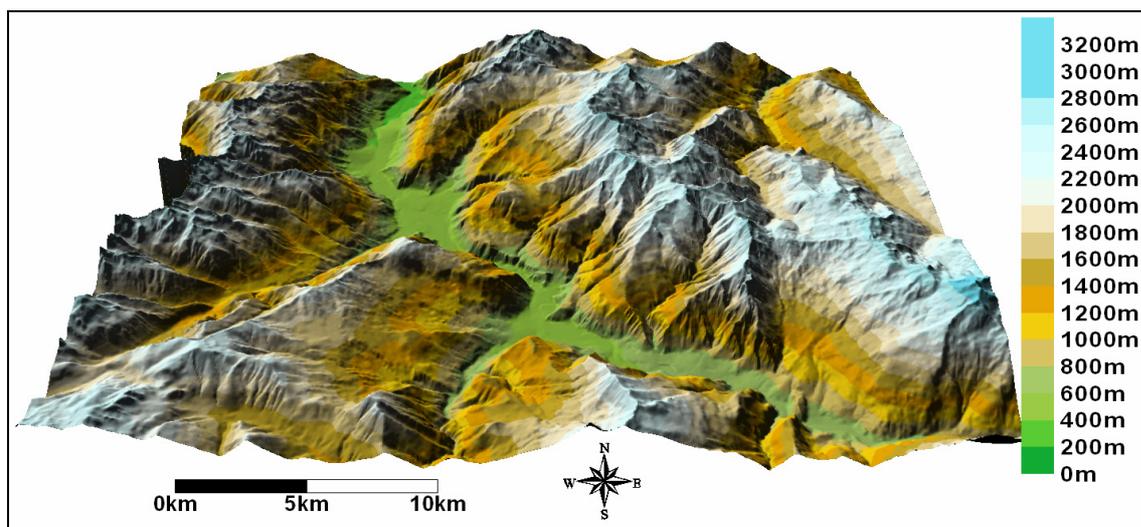
L'altitude est le premier facteur de variation des températures. Il est connu que la montée en altitude s'accompagne d'une baisse de la température de l'air. Notons d'emblée que nous parlons de température de l'air (donc à environ deux mètres du sol) car, comme le rappelle P. Carrega (1994) : « *l'altitude n'empêche aucunement une forte température du sol* ». Les valeurs les plus hautes qu'il a observées au sol se situaient sur les versants exposés au soleil, parfois en moyenne montagne. L'influence notable du substratum et ses propriétés (couleur notamment) ne doivent donc pas être omises.

Le modèle numérique de terrain indique une altitude comprise entre 139 mètres (vallée du Rhône) à 4799 mètres (Massif du Mont-Blanc). Les illustrations rappellent et soulignent la complexité du relief en zone de montagne (Carte 4-1 et 4-2).

<sup>53</sup> Le détail des résolutions de chaque modèle numérique de terrain utilisé est disponible en Annexe 4-1.



Carte 4-1: Variations d'altitude sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

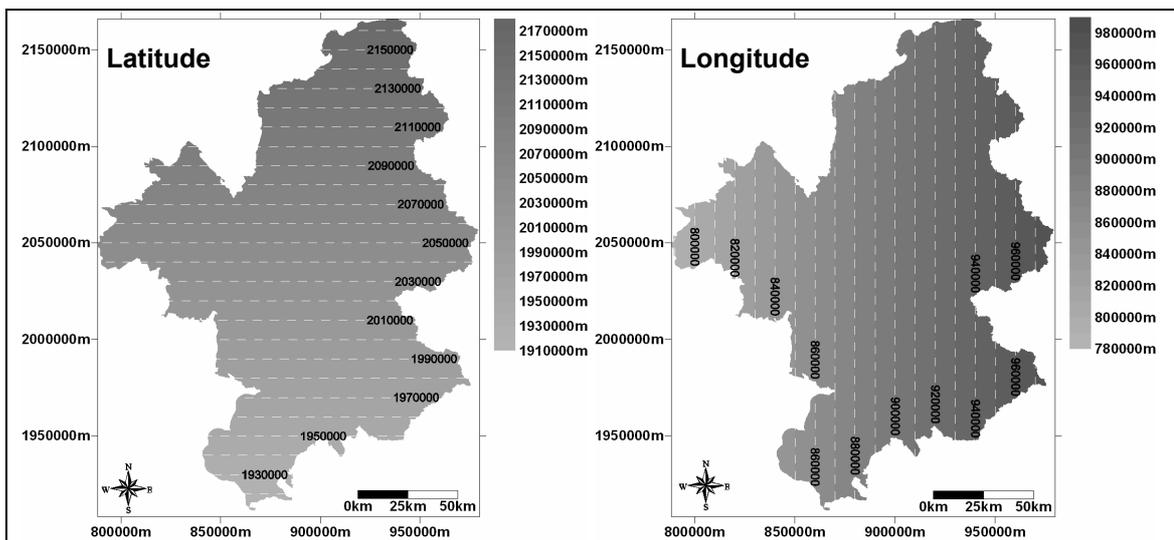


Carte 4-2 : Variations d'altitude sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de-Maurienne (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

Première variable en terme de corrélation à la température, la variation d'altitude explique 77% de celle de la température minimale annuelle sur 1990-1995, 83% de celle de la température maximale<sup>54</sup>. Toutefois, les exemples souligneront par la suite que la valeur du coefficient de détermination diminue avec la réduction d'échelle temporelle.

#### 4.1.2. Latitude et longitude

Latitude et longitude jouent de façon complémentaire, et parfois opposée, sur l'évolution des températures. La règle générale veut, dans l'hémisphère Nord, que l'atmosphère se refroidisse quant la latitude augmente. A l'échelle de la région, c'est sans doute plus à l'éloignement progressif de la Méditerranée que prévalent les variations thermiques<sup>55</sup>. La longitude exprime quant à elle l'enfoncement dans les terres, l'éloignement à l'océan Atlantique : elle exprime donc la continentalité. Cependant, il convient de préciser d'emblée que, compte tenu de la taille relativement réduite du terrain d'étude (195 kilomètres maximum d'Est en Ouest, 250 kilomètres maximum du Nord au Sud), ces facteurs ne seront pas prépondérants (Carte 4-3).



Carte 4-3 : Variations de latitude et longitude sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

Citons quelques valeurs encadrant notre espace d'étude : la ville de Sablons, à l'extrême ouest du département de l'Isère, est située à 04°46'26". Deux des communes les plus à l'est sont Bonneval-sur-Arc (Savoie, 07°02'50") et Abries (Hautes-Alpes, 06°55'40"). La latitude est comprise, du nord au sud, entre 46°24'05" à Evian-les-Bains (Haute-Savoie) et 44°13'55" à Ribiers (Hautes-Alpes), commune la plus méridionale<sup>56</sup>. En projection Lambert 2 étendu, la latitude de la zone est comprise entre 788323,125 mètres et

<sup>54</sup> Test réalisé par régression linéaire simple sur l'échantillon de 69 stations complètes sur la période.

<sup>55</sup> Des auteurs ont montré que l'aire d'influence de la mer Méditerranée sur les variations de température locale se limite en fait à quelques dizaines de kilomètres.

<sup>56</sup> Les coordonnées des communes sont fournies par la BD CARTO® IGN. Il s'agit d'un centroïde fixé dans la zone habitée où se trouve la mairie. Si la mairie est située en dehors des zones habitées alors il s'agit des coordonnées de la mairie.

979950,125 mètres. La longitude varie quand à elle entre 1908050 mètres et 2165875 mètres<sup>57</sup>.

## 4.2. Des paramètres à échelle locale

D'autres facteurs explicatifs doivent être mis en évidence, à une échelle plus locale : celle du versant par exemple. Les valeurs de pente et d'orientation prennent alors tout leur sens.

### 4.2.1. L'orientation des pentes

L'orientation d'une pente, c'est, très simplement, la direction vers laquelle elle regarde (Carte 4-4 et Carte 4-5). Ainsi, nombre de stations de ski valorisent leur exposition sud pour souligner l'ensoleillement de leurs pistes, quand d'autres, exposées au nord, parient sur la durée d'enneigement. Géométriquement, l'orientation correspond à la direction vers l'aval de la ligne de plus grande pente à chaque point de grille. Les valeurs décrivent l'intervalle 0-360° (0° = nord, 90° = est, etc.).

La modélisation logicielle<sup>58</sup> sur une grille donne (Golden Software Inc., 2002) :

$$A_T \approx 270 - \frac{360}{2\pi} \cdot \arctan 2 \left[ \frac{Z_N - Z_S}{2\Delta y}, \frac{Z_E - Z_W}{2\Delta x} \right] \quad (4-1)$$

Le schéma présenté en Figure 4-1 résume la notation notée ci-dessus.

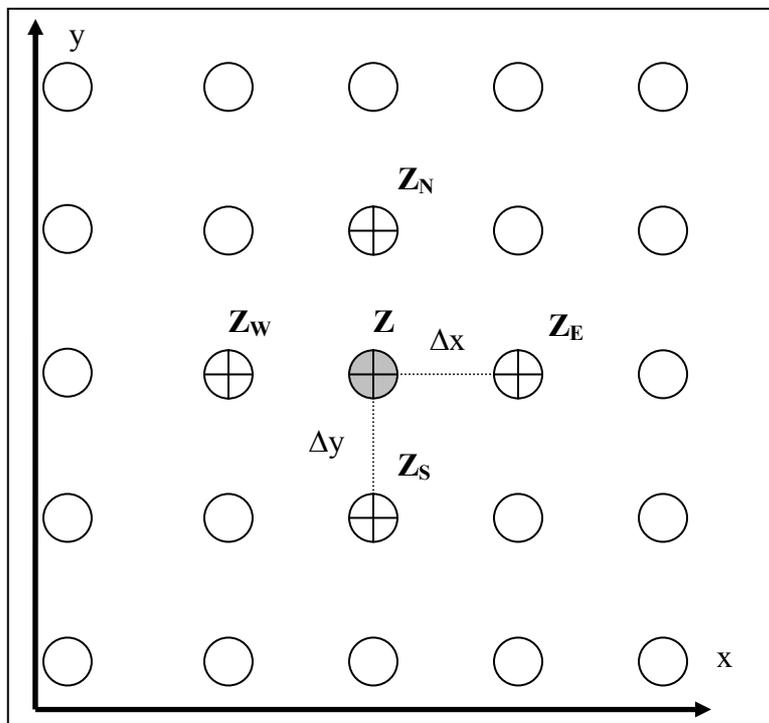


Figure 4-1 : Représentation des nœuds de grille et notations utilisées dans les formules.

<sup>57</sup> Ces coordonnées sont les extrêmes déduits du modèle numérique de terrain.

<sup>58</sup> Les références proviennent du guide d'exploitation du logiciel Surfer 8©.

avec  $Z$  : altitude du noeud (point de grille) dont on cherche la valeur  
 $Z_N$  = altitude du noeud de grille directement au nord du point  $Z$   
 $Z_S$  = altitude du noeud de grille directement au sud du point  $Z$   
 $Z_E$  = altitude du noeud de grille directement à l'est du point  $Z$   
 $Z_O$  = altitude du noeud de grille directement à l'ouest du point  $Z$   
 $\Delta x$  = variations de longitude entre deux points de grille consécutifs  
 $\Delta y$  = variations de latitude entre deux points de grille consécutifs

Les secteurs de couleur blanche sur la carte 4-4 sont plans, c'est-à-dire qu'aucune valeur d'orientation ne leur est liée. L'orientation des pentes doit se voir d'abord comme un facteur d'exposition à la radiation solaire, donc au réchauffement dans le cas d'une exposition sud (mais aussi une illumination matinale dans le cas des versants est, tardive pour les versants ouest). Cela peut aussi représenter une situation privilégiée démontrant l'empreinte des flux dominants, facteur qui influence grandement les caractères climatiques de certains massifs<sup>59</sup>.

Les valeurs d'orientation exprimées en degrés étant l'expression d'une variable de type circulaire (la valeur  $0^\circ$  correspond à la valeur  $360^\circ$ , orientation plein Nord), il est nécessaire, avant tout traitement statistique ou mathématique, de transformer ces valeurs en variables quantitatives continues. Pour cela, l'orientation mesurée a été projetée sur deux axes, selon sinus et cosinus (Figure 4-2).

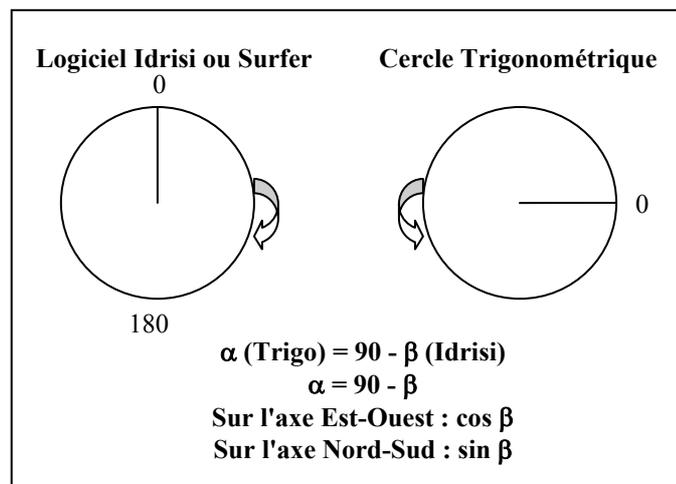


Figure 4-2 : Transformation des valeurs d'orientation en variables quantitatives par projection sur deux axes Nord-Sud et Est-Ouest.

#### 4.2.2. Le module de la pente

Pour qu'une pente soit exposée vers une direction  $d$ , il faut qu'une dénivellation puisse être mesurée entre deux points. La pente  $S^{60}$  en un point  $P$  est la magnitude du gradient en ce point. Elle est calculée en degrés<sup>61</sup>, de 0 (horizontal) à 90 (vertical). La pente d'un terrain est déduite de la formule (Golden Software Inc., 2002) :

<sup>59</sup> En Chartreuse, les versants ouest des sommets sont les plus arrosés, soumis aux perturbations Atlantiques.

<sup>60</sup> Pente, en anglais: Slope.

<sup>61</sup> Elle peut aussi s'exprimer en %.

$$S_T \approx \frac{360}{2\pi} \cdot \arctan \left[ \sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta y}\right)^2} \right] \quad (4-2)$$

Cf. Equation (4-1) pour description des variables

En résumé, la pente a pour module la composante verticale de la dérivée première et pour orientation la composante horizontale selon les points cardinaux, appelée azimut (Carte 4-6 et Carte 4-7).

En terme de relations avec la température, la valeur de la pente vient compléter celle de l'exposition (l'angle de la pente modifie l'inclinaison relative des rayons solaires), et donne une indication sur la propension de l'air froid nocturne à s'écouler le long des versants.

### 4.2.3. Les courbures du relief

Les variables dénommées « *curvature* » par le logiciel Surfer 8<sup>62</sup> (qui représentent la courbure du relief) sont au nombre de trois. Ces informations de courbure du relief sont relativement bien exploitables à l'échelle locale, mais très peu à l'échelle des départements, de par la méthode de calcul du logiciel. Leur échelle locale permettra en partie de modéliser les effets de la topographie sur les coulées d'air froid nocturne et les inversions thermiques.

#### 4.2.3.1. Concavité ou convexité

La variable « *profile curvature* » mesure la courbure du relief dans la direction du gradient. Une courbure négative indique une surface convexe, une courbure positive indique une surface concave.

L'opération est comparable dans son principe avec le calcul de la dérivée seconde mais est plus puissante : détermination de la direction vers l'aval à chaque point et du taux de variation de la pente selon la direction en ce point. La valeur est donnée par (Golden Software Inc., 2002):

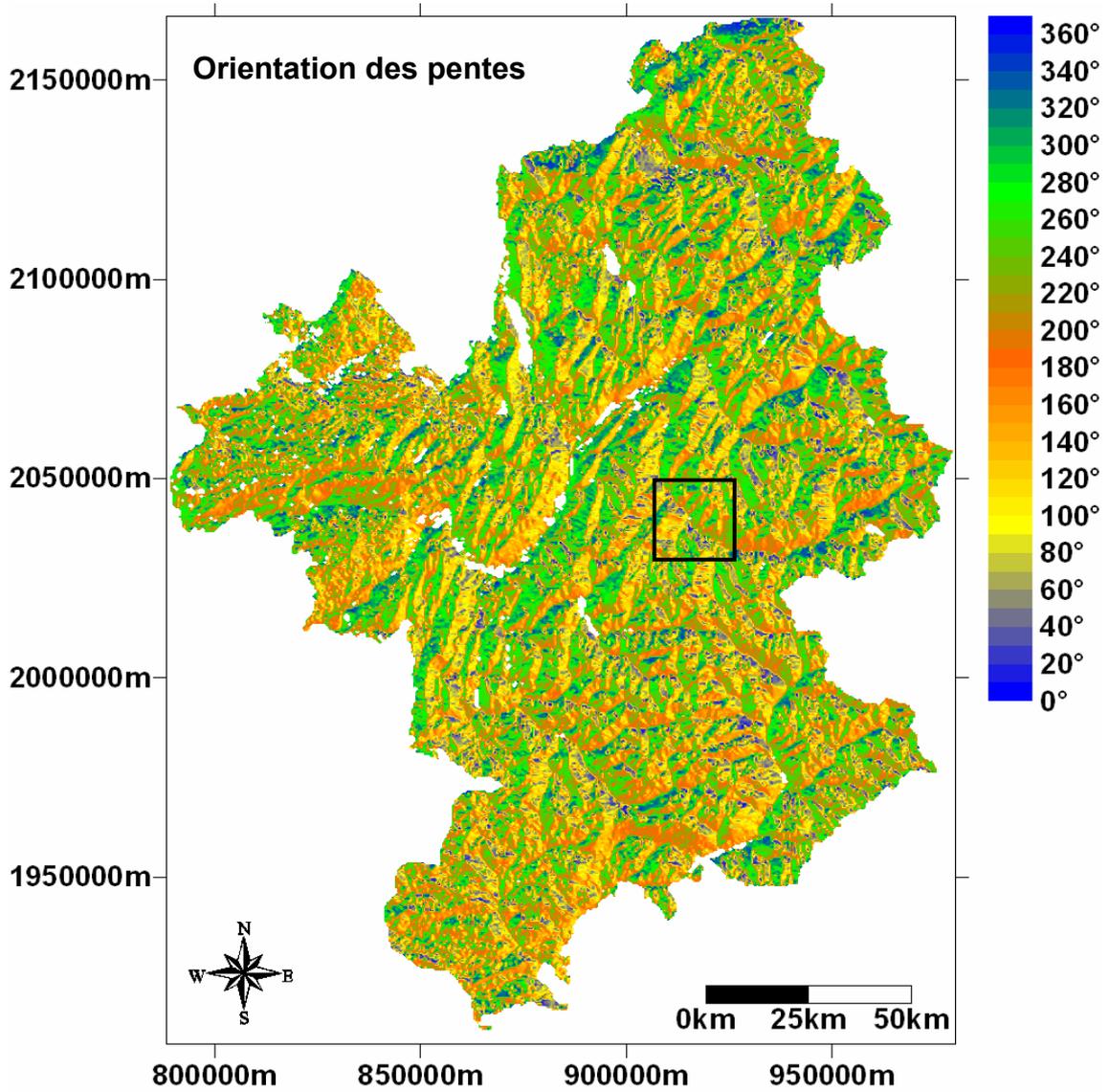
$$K_p = \frac{\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}{pq^{3/2}} \quad (4-3)$$

$$\text{Avec } p = \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 \quad \text{et } q = 1 + p$$

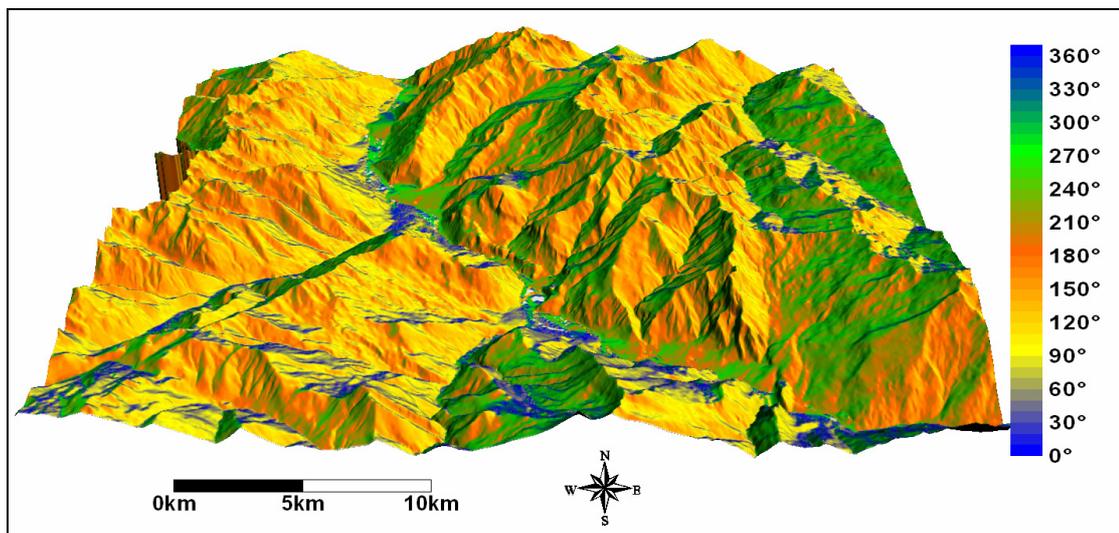
Cf. Equation (4-1) pour description des variables

Pour exemple, les escarpements calcaires des Préalpes apparaissent aisément en couleur bleu roi (Cartes 4-8).

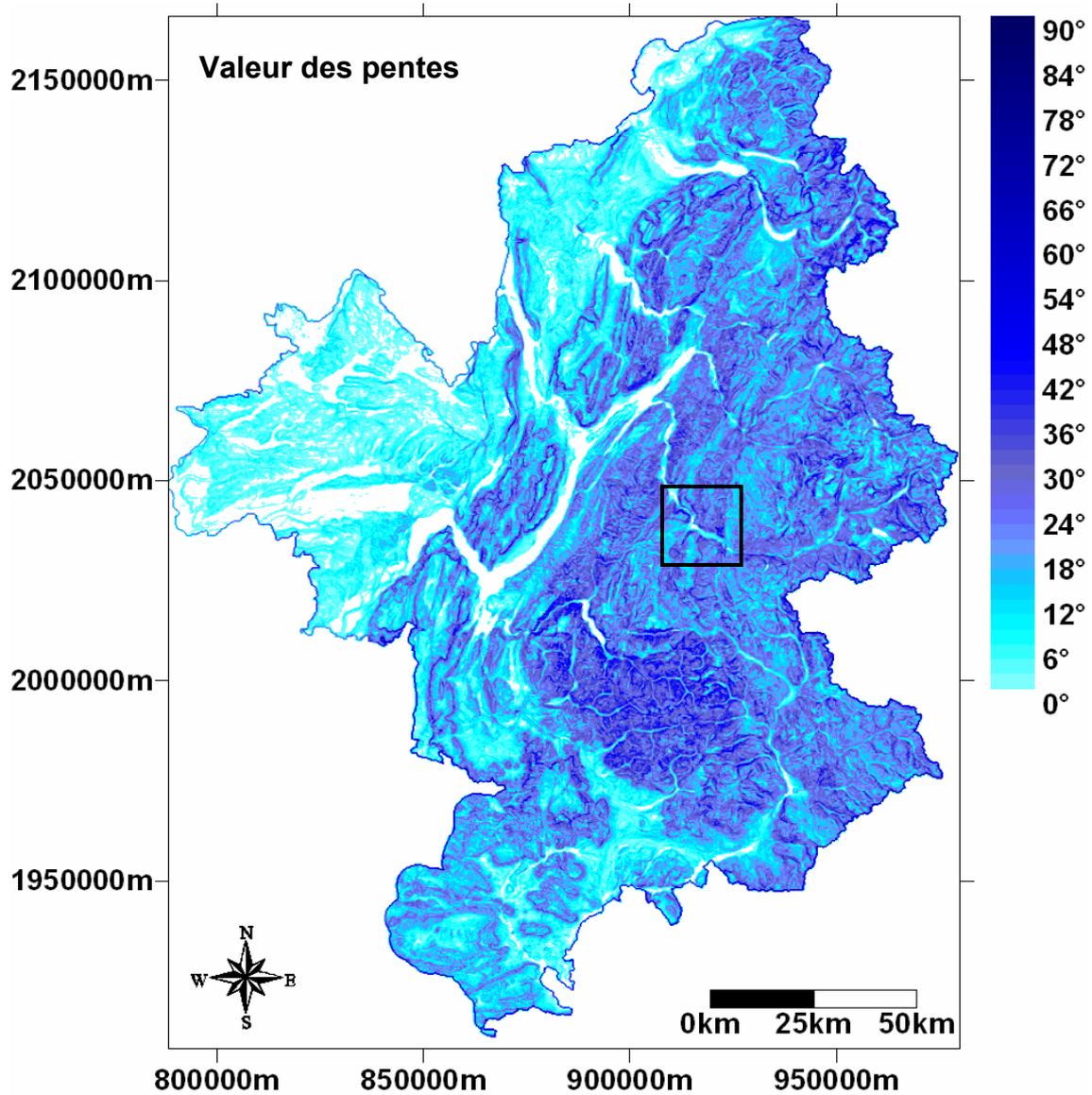
<sup>62</sup> © Golden Software Incorporation. Le terme est fréquent dans les logiciels SIG (Idrisi, Surfer, ArcGIS...)



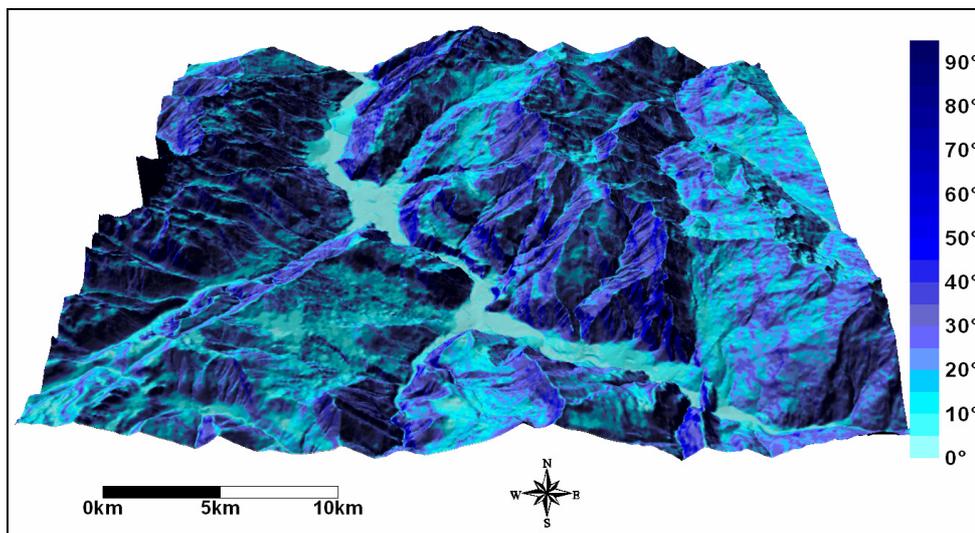
Carte 4-4 : Variations des valeurs d'orientation des pentes sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)



Carte 4-5 : Variations d'orientation des pentes sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de-Maurienne. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)



Carte 4-6 : Variations des valeurs des pentes sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)



Carte 4-7 : Variations des valeurs des pentes sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de-Maurienne. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

#### 4.2.3.2. Convexité horizontale

La courbure horizontale des lignes de niveau, ou convexité horizontale, rapporte les caractéristiques de convergence ou divergence des flux le long des lignes de plus grandes pentes.

La variable « *plan curvature* » mesure ainsi la courbure de la surface sur un plan horizontal : une courbure négative indique des surfaces de flux divergeant, une courbure positive indique des surfaces pour lesquelles les flux convergent.

La valeur est donnée par (Golden Software Inc., 2002) :

$$K_H = \frac{\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 - 2\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}{p^{3/2}} \quad (4-4)$$

$$\text{Avec } p = \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2$$

Cf. Equation (4-1) pour description des variables

Interfluves et talweg se repèrent sans grandes difficultés grâce à leurs couleurs plus tranchées (Cartes 4-8).

#### 4.2.3.3. Convexité transversale

La convexité transversale, ou courbure du terrain perpendiculairement à la ligne caractéristique locale, permet par exemple d'appréhender la ligne de talweg et indique la notion d'encaissement. La variable « *tangential curvature* » mesure donc la courbure de la surface dans le plan vertical perpendiculairement à la direction du gradient. Interfluves et talweg se repèrent donc également sans difficultés (Cartes 4-8).

A noter que les deux valeurs  $K_H$  et  $K_T$  sont liées entre elles par le sinus de la pente  $\gamma$ , ainsi :  $K_H = K_T / \sin \gamma$

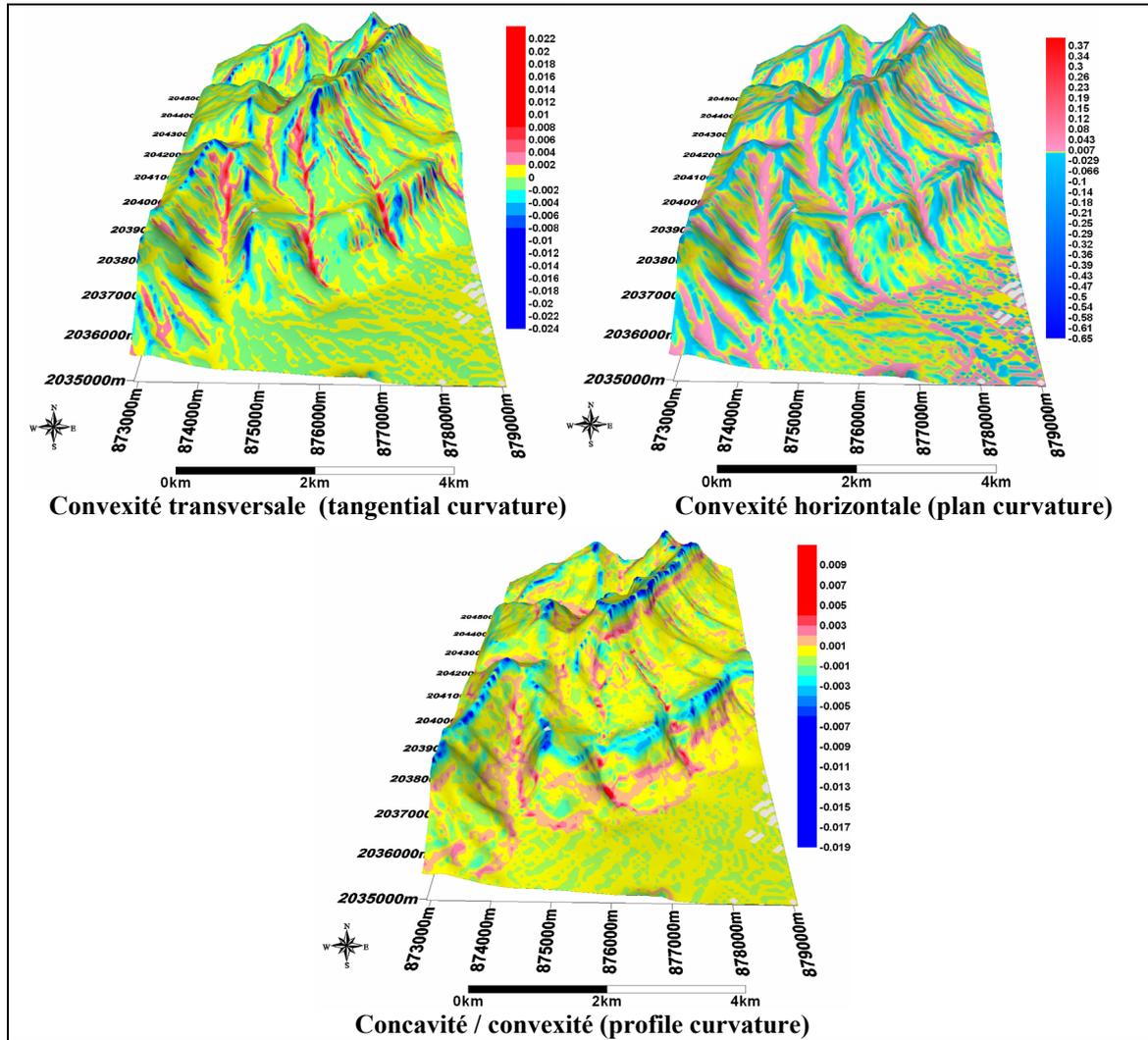
La valeur de  $K_T$  est alors donnée par (Golden Software Inc., 2002) :

$$K_T = \frac{\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 - 2\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}{pq^{1/2}} \quad (4-5)$$

$$\text{Avec } p = \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 \quad \text{et } q = 1 + p$$

Cf. Equation (4-1) pour description des variables

Ces paramètres, issus de problématiques liées à l'hydrologie de surface, permettent d'ajouter une connaissance sur le modelé du terrain difficilement égalable par les seules valeurs d'altitude et de pente.



Cartes 4-8 : Extraits de cartes présentant la courbure du relief selon les trois paramètres sélectionnés. Au centre, la Dent de Crolles puis le plateau des Petites Roches, en bas la vallée de l'Isère, en amont de Grenoble. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

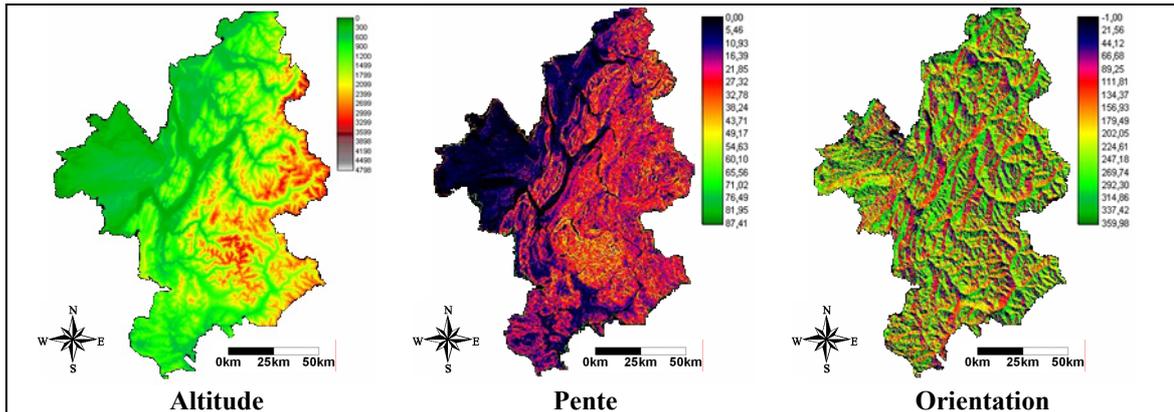
### 4.3. Radiation potentielle sur quatre journées d'hiver

De nombreux processus d'ordre climatique sont sous l'influence directe de l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre. Le texte qui suit explique la méthode de calcul de la radiation reçue pour une période donnée (en  $W.m^{-2}$ ) et quotidiennement (en  $MJ.m^{-2}.jour^{-1}$ )<sup>63</sup>. La radiation quotidienne est l'intégrale des flux de radiations reçus par période, ici par heure. Les calculs sont effectués en considérant le ciel comme intégralement clair, mais des coefficients peuvent être attribués pour simuler la couverture nuageuse. On s'intéressera donc uniquement à l'ombrage théorique par le relief et non aux masques éventuels induits par les nuages, faute de données.

<sup>63</sup> Mes remerciements envers Liu Yong pour son aide précieuse.

### 4.3.1. Bases de données nécessaires aux calculs

Pour réaliser les calculs, nous utilisons le modèle numérique de terrain des quatre départements au format raster (Cartes 4-9). Les calculs sont effectués sur des résolutions de 50 mètres pour les départements 05, 73 et 74, mais 75 mètres pour le département 38. Les résultats sont cartographiés ci-dessous avec une résolution de 150 mètres. La pente et l'orientation des pentes, dérivées des MNT ci-dessus, toutes deux en degrés, sont également nécessaires à la modélisation.



Cartes 4-9 : Bases de données spatialisées nécessaires aux calculs de radiation potentielle. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

Les constantes suivantes utilisées dans les calculs sont notées ci-dessous mais ne seront pas rappelées par la suite :

- Latitude moyenne (MeanLat) de la zone d'étude
- Inclinaison de l'axe terrestre, valeur adoptée : 23,5°
- Constante solaire ( $S_c$ ), généralement  $1367 \text{ W.m}^{-2}$  (Duffie J.A., Beckman W.A., 1991)
- Transmissivité (Trans) de l'air à la radiation, le plus souvent entre 0,5 et 0,8, avec 0,6 comme valeur couramment utilisée
- Couverture nuageuse, supposée à 1,0 (c'est-à-dire couverture nuageuse nulle, situation de beau temps)

### 4.3.2. Altitude solaire et azimut solaire

#### - Détermination du jour de calcul

Le jour est considéré en jour julien en plaçant la date référence au 21 décembre. Chaque jour peut donc être numéroté aisément selon ce modèle (nous nous intéressons à la période 21 décembre – 21 mars) : le numéro du 21 décembre est 0, le 21 janvier a pour numéro 31, et ainsi de suite jusqu'au 21 mars, qui a pour valeur 91.

#### - Détermination de la déclinaison solaire (SolDec)

La déclinaison solaire est la fluctuation annuelle du soleil entre les deux tropiques et varie entre -23 et + 23 degrés. Elle est fonction du numéro du jour (Figure 4-3), avec (Supitt et al., 1994, cités par Van Dam O., 2001) :

$$\text{SolDec} = -23,4 \times \cos(360 \times (\text{Day} + 10) / 365)$$

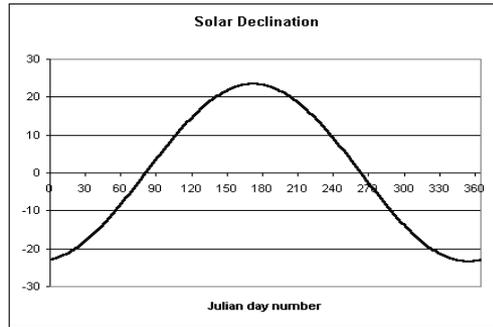


Figure 4-3 : Déclinaison solaire au cours de l'année (Van Dam O., 2000)

- **Détermination de l'angle horaire (HourAng)**

L'angle horaire décrit le mouvement du Soleil autour de la Terre en 24 heures (Figure 4-4), équivalent à 15 degrés de longitude par heure ( $360^\circ/24h$ ).

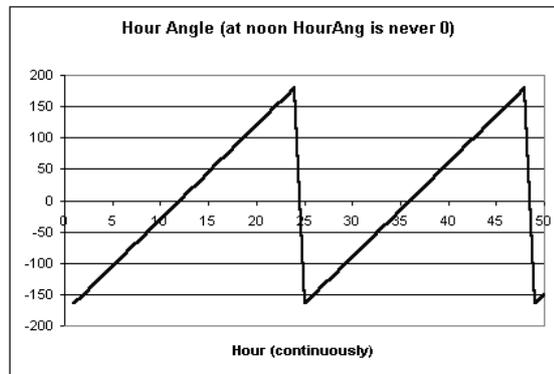


Figure 4-4 : Angle horaire du Soleil autour de la Terre (Van Dam O., 2000)

Pour chaque heure (01, 02, 03, ..., 23), on calcule donc :  $\text{HourAng} = 15 \times (\text{Hour} - 12)$

- **Détermination de l'altitude solaire (SolAlt)**

La position (ou hauteur) du Soleil au dessus de l'horizon est appelée altitude solaire ou angle solaire (Figure 4-5). L'altitude solaire peut être obtenue en tout point et instant pendant l'année grâce à l'équation qui suit (Gates D.M., 1980, cité par Van Dam O., 2001).

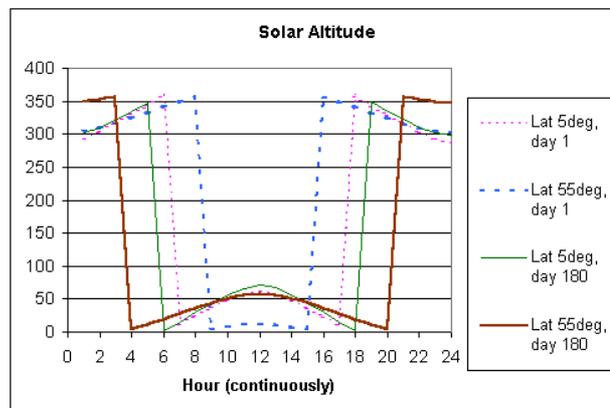


Figure 4-5 : Altitude solaire en fonction de la latitude durant la journée (Van Dam O., 2000)

Pour chaque heure (01, 02, 03, ..., 23), on calcule :

$$\text{SolAlt} = \text{asin}(\sin(\text{MeanLat}) \times \sin(\text{SolDec}) + \cos(\text{MeanLat}) \times \cos(\text{SolDec}) \times \cos(\text{HourAng}))$$

- **Détermination de l'azimut solaire (SolAzi)**

L'azimut solaire est l'angle formé entre les rayons du Soleil et l'axe Nord-Sud de la Terre (Figure 4-6). Pour chaque heure (01, 02, 03, ..., 23), on calcule (d'après Oke T.R., 1987, cité par Van Dam O., 2001):

SolAzi =

$$\text{acos}((\cos(\text{MeanLat}) \times \sin(\text{SolDec}) - \sin(\text{MeanLat}) \times \cos(\text{SolDec}) \times \cos(\text{HourAng})) / \cos(\text{SolAlt}))$$

Pour toute heure  $\leq 12$  : SolAzi = SolAzi ;

Pour toute heure  $> 12$  : SolAzi = 360 - SolAzi ;

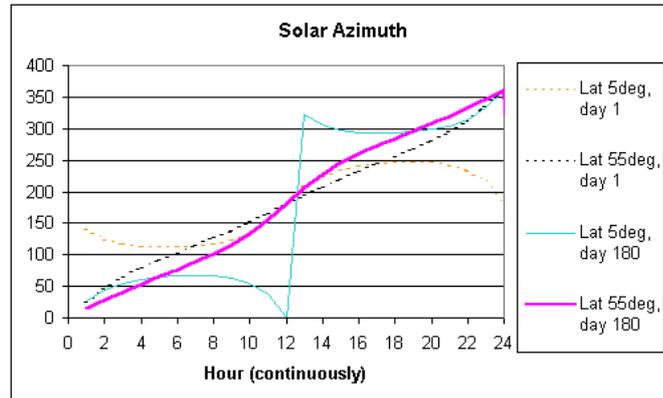


Figure 4-6 : Azimut solaire (Van Dam O., 2000)

- **Détermination du nombre d'heures d'éclairement**

Pour chaque heure (01, 02, 03, ..., 23), si SolAlt > 0, il y a éclairage, et on conserve l'heure pour les prochains calculs. Par exemple, pour les deux départements savoyards, la table obtenue est (Tableau 4-1):

Heure	HourAng (radian)	SolAlt (radian)	SolAzi (radian)
1	-2,8798	-1,1341	1,1795
2	-2,6180	-1,0002	1,2552
3	-2,3562	-0,8315	1,3719
4	-2,0944	-0,6499	1,5203
5	-1,8326	-0,4660	1,6919
6	-1,5708	-0,2859	1,8542
7	-1,3090	-0,1151	2,0811
8	-1,0472	0,0410	2,2913
9	-0,7854	0,1757	2,5096
10	-0,5236	0,2812	2,7381
11	-0,2618	0,3491	3,0048
12	0,0000	0,3726	3,1416
13	0,2618	0,3491	3,2784
14	0,5236	0,2812	3,5451
15	0,7854	0,1757	3,7736
16	1,0472	0,0410	3,9919
17	1,3090	-0,1151	4,2021
18	1,5708	-0,2859	4,4028
19	1,8326	-0,4660	4,5913
20	2,0944	-0,6499	4,7629
21	2,3562	-0,8315	4,9112
22	2,6180	-1,002	5,0280
23	2,8798	-1,1341	5,1037

Tableau 4-1 : Détermination du nombre d'heures d'éclairement en fonction des paramètres solaires.

Nous déduisons de cette table que pour la journée du 21 décembre, l'insolation commence vers 8h du matin et se termine vers 16 heures. Les heures 8, 9, 10, etc. jusqu'à 16 seront donc utilisées dans l'étape suivante.

### 4.3.3. Ombrage et incidence des rayons du soleil sur la surface

Pour chacune des heures conservées, on calcule l'ombrage avec le MNT raster, d'après l'altitude solaire (SolAlt) et l'azimut solaire (SolAzi). Dans ARC/INFO GRID, on peut utiliser l'expression suivante : (en notant 1 : pas d'ombre, 0 : ombre)

**GRID: SHADExx = hillshade (dem, SolAzi, SolAlt, shadow).**

En pratique, toujours pour les deux départements 73 et 74, la commande suivante a été utilisée :

<b>shade08 = hillshade(dem, 131.28, 2.35, shadow)</b>	<b>shade13 = hillshade(dem, 187.84, 20.00, shadow)</b>
<b>shade09 = hillshade(dem, 143.79, 10.07, shadow)</b>	<b>shade14 = hillshade(dem, 203.12, 16.11, shadow)</b>
<b>shade10 = hillshade(dem, 156.88, 16.11, shadow)</b>	<b>shade15 = hillshade(dem, 216.21, 10.07, shadow)</b>
<b>shade11 = hillshade(dem, 172.16, 20.00, shadow)</b>	<b>shade16 = hillshade(dem, 228.72, 2.35, shadow)</b>
<b>shade12 = hillshade(dem, 180.00, 21.35, shadow)</b>	

(les mesures, ici en degrés, ont été transformées à partir de radians)

Pour chacune des heures, on calcule ensuite le cosinus d'incidence (cosInc, Figure 4-7) des rayons du soleil sur la surface dans ARC/INFO GRID comme suit (Campbell G.S., 1981, cité par Van Dam O., 2001):

**GRID: cos Inc = cos (SolAlt) × sin (Slope) × cos(SolAzi – Aspect) + sin (SolAlt) × cos (Slope)**

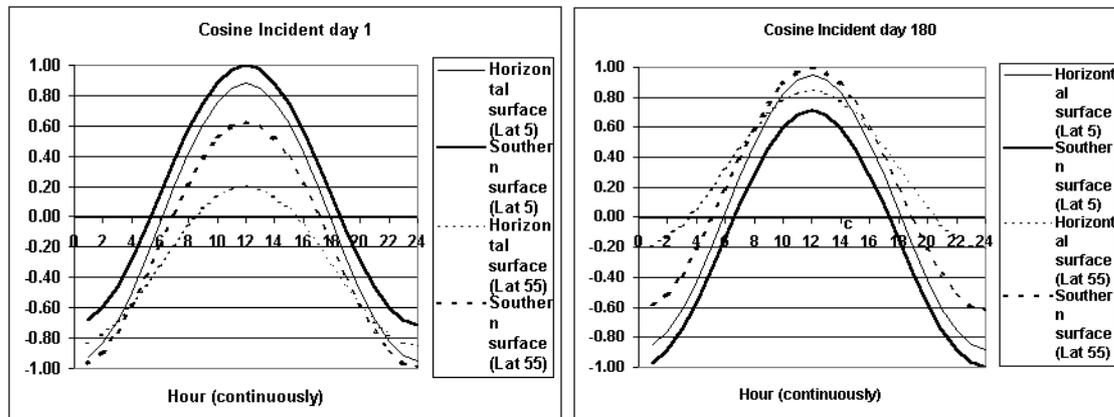


Figure 4-7 : Angle d'incidence des rayons (Van Dam O., 2000)

L'angle d'incidence est l'angle entre les rayons du Soleil et l'orientation et la pente de la surface. Cette valeur est utilisée pour effectuer une correction du flux solaire en fonction de la surface sur laquelle les rayons sont projetés. L'angle lui-même n'est pas calculé, on utilise le cosinus de l'angle incident, pour corriger directement le flux solaire, perpendiculairement aux rayons.

En pratique pour les départements 73 et 74, sur la journée du 21 décembre, la commande suivante a été utilisée :

**CosInc08 = con ((Aspect > -1), (0,9990 × sin(slope div deg) × cos ((131,26 – Aspect) div deg) + 0,0437 × cos(slope div deg)), 0,0437)**  
**CosInc09 = con ((Aspect > -1), (0,9840 × sin(slope div deg) × cos ((143,71 – Aspect) div deg) + 0,1780 × cos(slope div deg)), 0,1780)**

$$\begin{aligned} \text{CosInc10} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9597 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((156,69 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,2812 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,2812) \\ \text{CosInc11} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9382 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((171,50 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,3460 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,3460) \\ \text{CosInc12} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9298 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((180,00 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,3681 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,3681) \\ \text{CosInc13} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9382 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((188,50 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,3460 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,3460) \\ \text{CosInc14} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9597 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((203,31 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,2812 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,2812) \\ \text{CosInc15} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9840 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((216,29 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,1780 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,1780) \\ \text{CosInc16} &= \text{con} ((\text{Aspect} \diamond -1), (0,9990 \times \sin(\text{slope div deg}) \times \cos ((228,74 - \text{Aspect}) \text{ div deg}) + \\ &0,0437 \times \cos(\text{slope div deg})), 0,0437) \end{aligned}$$

[Se lit : si « Aspect » est différent de -1, on calcule, si « Aspect » = -1 (terrain plat), la valeur vaut alors 0,0437.]

#### 4.3.4. Radiation solaire

##### - Radiation sur la couche externe de l'atmosphère

La radiation solaire Sout ( $\text{W.m}^{-2}$ ), qui atteint l'atmosphère avant de la traverser (Figure 4-8), se calcule avec (Kreider J.F., Kreith F., 1975, cités par Van Dam O., 2001):

$$\text{Sout} = \text{Sc} \times (1 + 0,034 \times \cos(360 \times \text{Day} / 365))$$

Pour le 21 décembre, on obtient un résultat de  $1413,48 \text{ W.m}^{-2}$ .

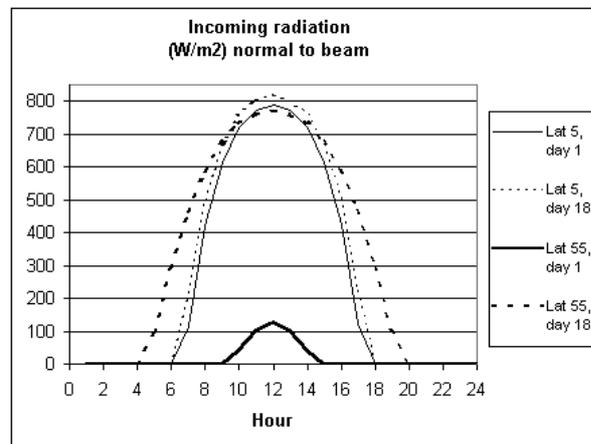


Figure 4-8 : Radiation atteignant la surface terrestre durant la journée (Van Dam O., 2000)

La radiation qui atteint la surface terrestre de façon perpendiculaire au faisceau, s'amenuise en fonction de la « quantité d'air » qu'elle a traversé et de la transmissivité de celui-ci.

La radiation solaire Snor ( $\text{W.m}^{-2}$ ), qui atteint la surface terrestre perpendiculairement aux rayons, se calcule avec (Gates D.M., 1980, cité par Van Dam O., 2001) :

$$\text{Snor} = \text{Sout} \times \text{Trans}^{\text{Mh}}$$

Où  $\text{Trans}^{\text{Mh}}$  représente les effets de l'atmosphère sur la radiation (la longueur relative de la trajectoire de la masse optique de l'air à l'altitude h (m)).

- **Effets de l'atmosphère**

Pour chaque heure, la longueur relative de la trajectoire de la masse optique de l'air au niveau de la mer M0 (Figure 4-9) est calculée d'après Kreider J.F., Kreith F., 1975:

$$M_0 = \sqrt{1229 + (614 \times \sin(\text{SolAlt})^2) - 614 \times \sin(\text{SolAlt})}$$

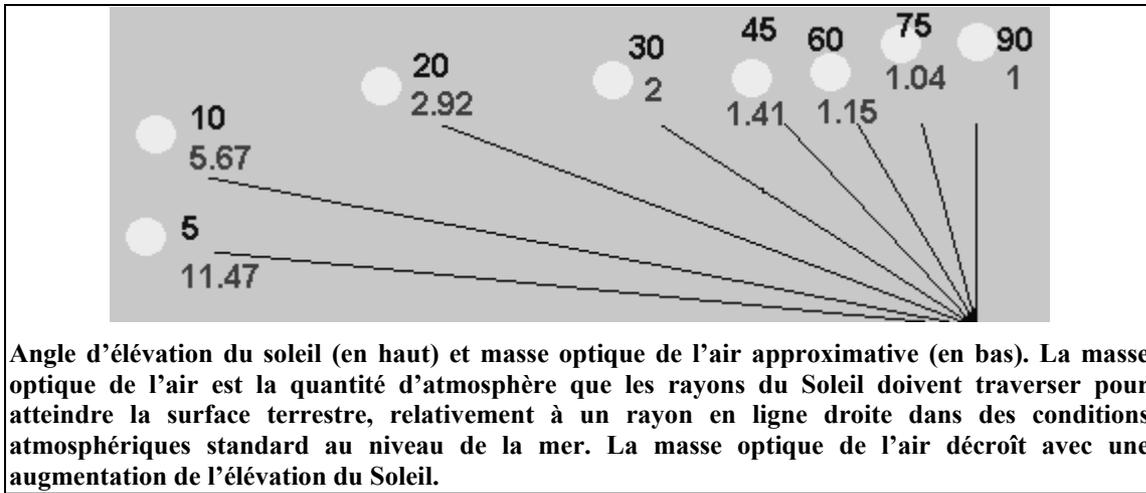


Figure 4-9 : Masse optique de l'air : définition

La table (Tableau 4-2) qui suit est obtenue pour le 21 décembre, pour les départements 73 et 74 :

Heure	SolAlt (Radian)	M <sub>0</sub>
8	0,0410	16,8137
9	0,1757	5,1368
10	0,2812	3,2814
11	0,3491	2,6709
12	0,3726	2,5114
13	0,3491	2,6709
14	0,2812	3,2814
15	0,1757	5,1368
16	0,0410	16,8137

Tableau 4-2 : Masse optique suivant l'heure de la journée

Pour chaque heure, la longueur relative de la trajectoire de la masse optique de l'air à l'altitude h (m) est calculée avec :

$$Mh = M_0 * \text{AtmPcor}$$

Avec la correction de pression atmosphérique AtmPcor, calculée dans ARC/INFO GRID par (List R.J., 1984)<sup>64</sup>:

$$\text{AtmPcor} = ((288 - 0,0065 \times \text{dem}) / 288)^{5,256}$$

Donc, pour les départements 73 et 74 le 21 décembre, on a :

<sup>64</sup> Pour le coefficient utilisé comme puissance, Triplet J-P. et Roche G., 1986, donnent 5.31 au lieu de 5.256. La valeur -0.0065 correspond au gradient vertical constant de -0.65°C pour 100 mètres dans les conditions atmosphériques OACI.

$$\begin{aligned} \text{Mh08} &= 16,1708 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh09} &= 5,0472 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh10} &= 3,2396 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh11} &= 2,6408 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh12} &= 2,4838 \times \text{AtmPcor} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Mh13} &= 2,6408 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh14} &= 3,2396 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh15} &= 5,0472 \times \text{AtmPcor} \\ \text{Mh16} &= 16,1708 \times \text{AtmPcor} \end{aligned}$$

Avec ARC/INFO GRID, pour la journée du 21 décembre, on déduit :

$$\begin{aligned} \text{Snor08} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh08}) \\ \text{Snor09} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh09}) \\ \text{Snor10} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh10}) \\ \text{Snor11} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh11}) \\ \text{Snor12} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh12}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Snor13} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh13}) \\ \text{Snor14} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh14}) \\ \text{Snor15} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh15}) \\ \text{Snor16} &= 1413,48 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh16}) \end{aligned}$$

- **Radiation à la surface**

Pour calculer la radiation directe reçue à la surface terrestre, la radiation reçue perpendiculairement aux rayons Snor doit être corrigée par l'orientation et la pente de la surface CosInc. Une correction doit être également apportée afin de déduire l'énergie reçue au sol en fonction de la couverture nuageuse.

Pour chaque heure, la radiation directe Sdir ( $\text{W.m}^{-2}$ ) est donnée par :

$$\text{Sdir} = \text{Snor} \times \text{CosInc} \times \text{shade} \times \text{cloud}$$

Pour les départements 73 et 74 le 21 décembre, on a (avec l'hypothèse Cloud = 1, soit un ciel sans nuages) :

$$\begin{aligned} \text{Sdir08} &= \text{Snor08} \times \text{CosInc08} \times \text{shade08} \\ \text{Sdir09} &= \text{Snor09} \times \text{CosInc09} \times \text{shade09} \\ \text{Sdir10} &= \text{Snor10} \times \text{CosInc10} \times \text{shade10} \\ \text{Sdir11} &= \text{Snor11} \times \text{CosInc11} \times \text{shade11} \\ \text{Sdir12} &= \text{Snor12} \times \text{CosInc12} \times \text{shade12} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Sdir13} &= \text{Snor13} \times \text{CosInc13} \times \text{shade13} \\ \text{Sdir14} &= \text{Snor14} \times \text{CosInc14} \times \text{shade14} \\ \text{Sdir15} &= \text{Snor15} \times \text{CosInc15} \times \text{shade15} \\ \text{Sdir16} &= \text{Snor16} \times \text{CosInc16} \times \text{shade16} \end{aligned}$$

Pour chaque heure, la radiation indirecte ou diffusée Sdiff ( $\text{W.m}^{-2}$ ) peut être calculée pour chaque altitude solaire (Figure 4-10) grâce à l'expression suivante (Liu & Jordan, cités par Gates, 1980) :

$$\text{Sdiff} = \text{Sout} \times (0,271 - 0,294 \times \text{Trans}^{\text{Mh}}) \times \sin(\text{SolAlt})$$

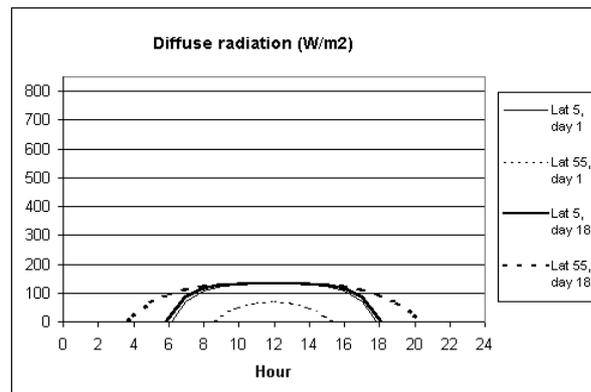


Figure 4-10 : Variation diurne de la radiation diffuse à quelques latitudes (Van Dam O., 2000)

Pour les départements 73 et 74 le 21 décembre, on a :

$$\begin{aligned} \text{Sdiff08} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh08})) \times 0,0410 \\ \text{Sdiff09} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh09})) \times 0,1748 \\ \text{Sdiff10} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh10})) \times 0,2775 \\ \text{Sdiff11} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh11})) \times 0,3421 \\ \text{Sdiff12} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh12})) \times 0,3640 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Sdiff13} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh13})) \times 0,3421 \\ \text{Sdiff14} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh14})) \times 0,2775 \\ \text{Sdiff15} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh15})) \times 0,1748 \\ \text{Sdiff16} &= 1413,48 + (0,271 - 0,294 \times \text{pow}(0,6, \text{Mh16})) \times 0,0410 \end{aligned}$$

Pour chaque heure (notée i à j), la radiation totale reçue  $\text{Stot}$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) est calculée avec :  
 $\text{Stot} = \text{Sdir} + \text{Sdiff}$

On obtient :

$$\begin{aligned} \text{Stot08} &= \text{Sdir08} + \text{Sdiff08} \\ \text{Stot09} &= \text{Sdir09} + \text{Sdiff09} \\ \text{Stot10} &= \text{Sdir10} + \text{Sdiff10} \\ \text{Stot11} &= \text{Sdir11} + \text{Sdiff11} \\ \text{Stot12} &= \text{Sdir12} + \text{Sdiff12} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Stot13} &= \text{Sdir13} + \text{Sdiff13} \\ \text{Stot14} &= \text{Sdir14} + \text{Sdiff14} \\ \text{Stot15} &= \text{Sdir15} + \text{Sdiff15} \\ \text{Stot16} &= \text{Sdir16} + \text{Sdiff16} \end{aligned}$$

### - Radiation en une journée

L'énergie totale de radiation horaire est l'intégrale de la radiation totale reçue en une heure.

$$\text{PotRad} = (\text{Stot } i / 2 + \text{Stot } i+1 + \text{Stot } i+2 + \dots + \text{Stot } j-1 + \text{Stot } j / 2) \times 3600 / 1000000$$

On multiplie par 60 secondes et 60 minutes (3600) et divise par 1000000 pour obtenir des MégaJoules.

La radiance totale quotidienne est donnée par la somme des intervalles horaires. Pour les départements 73 et 74 sur la journée du 21 décembre, on a ainsi :

$$\text{PRadDec21} = (\text{Stot08} / 2 + \text{Stot09} + \text{Stot10} + \text{Stot11} + \text{Stot12} + \text{Stot13} + \text{Stot14} + \text{Stot15} + \text{Stot16} / 2) \times 3600 / 1000000$$

La plupart des variables prises en compte sont reportées dans le schéma suivant (Figure 4-11) de manière à avoir une vision d'ensemble du phénomène étudié.

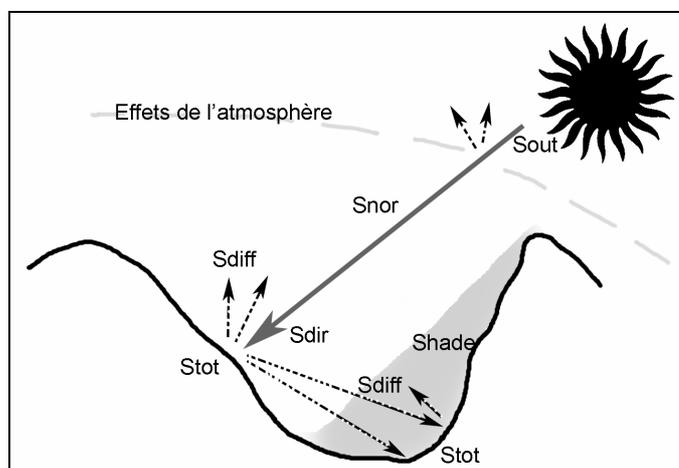


Figure 4-11 : Paramètres utilisés pour calculer la radiation potentielle (Lhotellier R., 2005)

La Figure 4-11 illustre aussi le caractère local des variations de radiation solaire à l'échelle des versants d'une vallée. Les secteurs à l'ombre d'un relief peuvent, durant l'hiver, rester gelés pendant plusieurs semaines, quand le versant adret profite pendant ce temps des moindres rayons pour voir sa température s'élever.

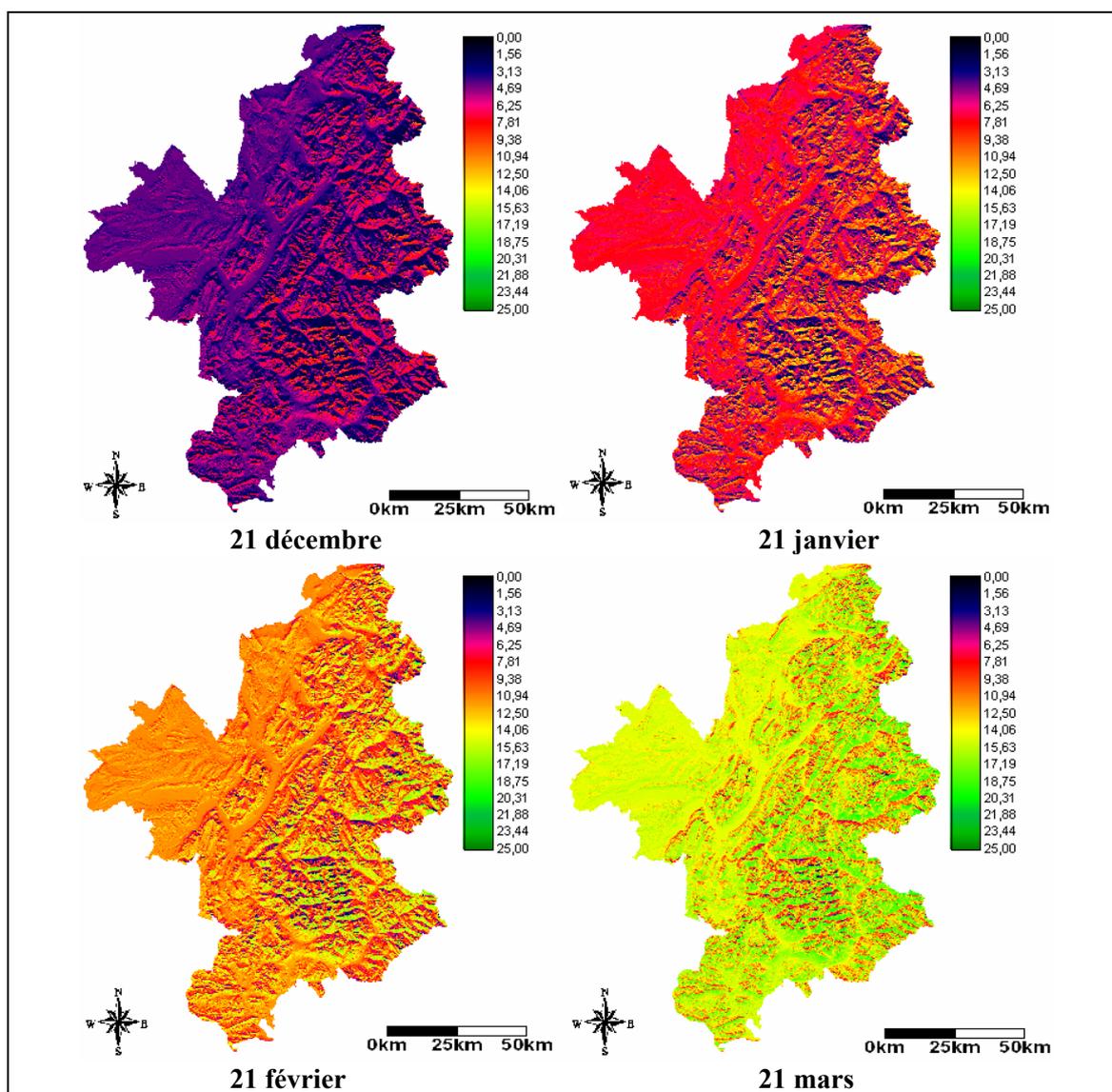
L'Annexe 4-2 propose les radiations potentielles calculées pour chaque station de chaque département aux quatre dates précédemment citées. Les matrices des valeurs de radiation potentielle obtenues pour les quatre journées hivernales ont ensuite été interpolées de manière à posséder les données de radiation pour chaque journée d'hiver (du 21 décembre au 21 mars).

### 4.3.5. Cartographie des résultats

L'intérêt premier de tels calculs réside dans leur géoréférencement ; leur cartographie est donc possible. Nous avons choisi de représenter la radiation potentielle à deux échelles : celle de la région étudiée (Cartes 4-10) et celle très locale d'une vallée (Cartes 4-11), pour mettre en évidence à la fois les évolutions temporelles et topographiques de la radiation potentielle.

#### 4.3.5.1. A échelle régionale

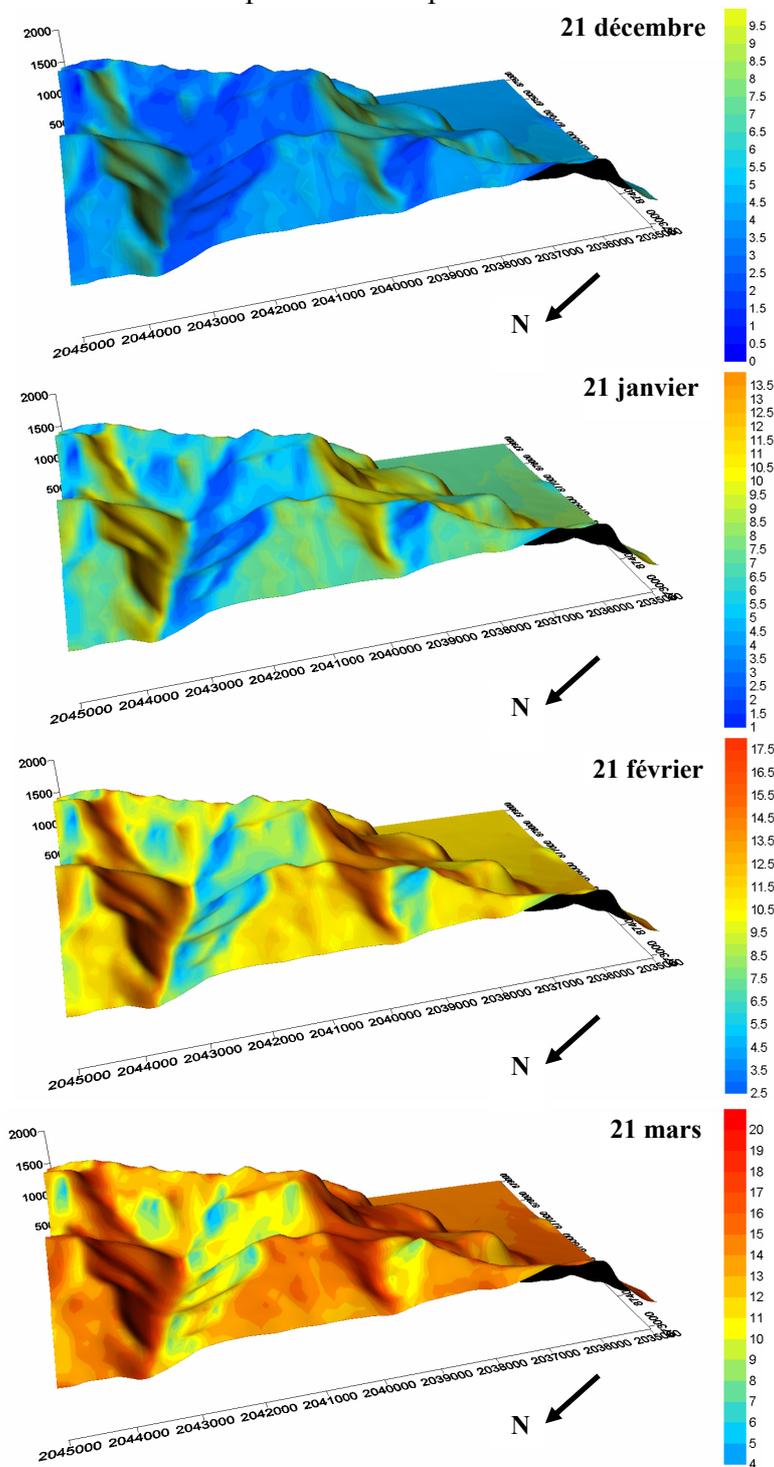
A échelle régionale, le premier constat frappant réside dans l'opposition entre versants (très nette dans la vallée de la Maurienne, orientée est-ouest entre Saint-Jean et Modane). La croissance des valeurs de radiation au fil des mois est tout aussi notable. Le relief contrasté est facteur de fortes fluctuations des valeurs calculées sur des surfaces minimales.



Cartes 4-10 : Radiation potentielle reçue en Mégajoules par  $m^2$  sur les départements 05, 38, 73, et 74 (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

### 4.3.5.2. A échelle locale

Les oppositions entre versants sont d'autant plus significatives à une échelle locale : ici, les cartes illustrent la radiation potentielle reçue en zone de relief très contrasté. Les adrets peuvent ainsi recevoir plus de trois fois l'énergie mesurée en ubac (février), lorsque le Soleil a déjà commencé sa montée sur l'horizon mais qu'il n'est pas encore assez « haut » pour chauffer puissamment les versants nord.



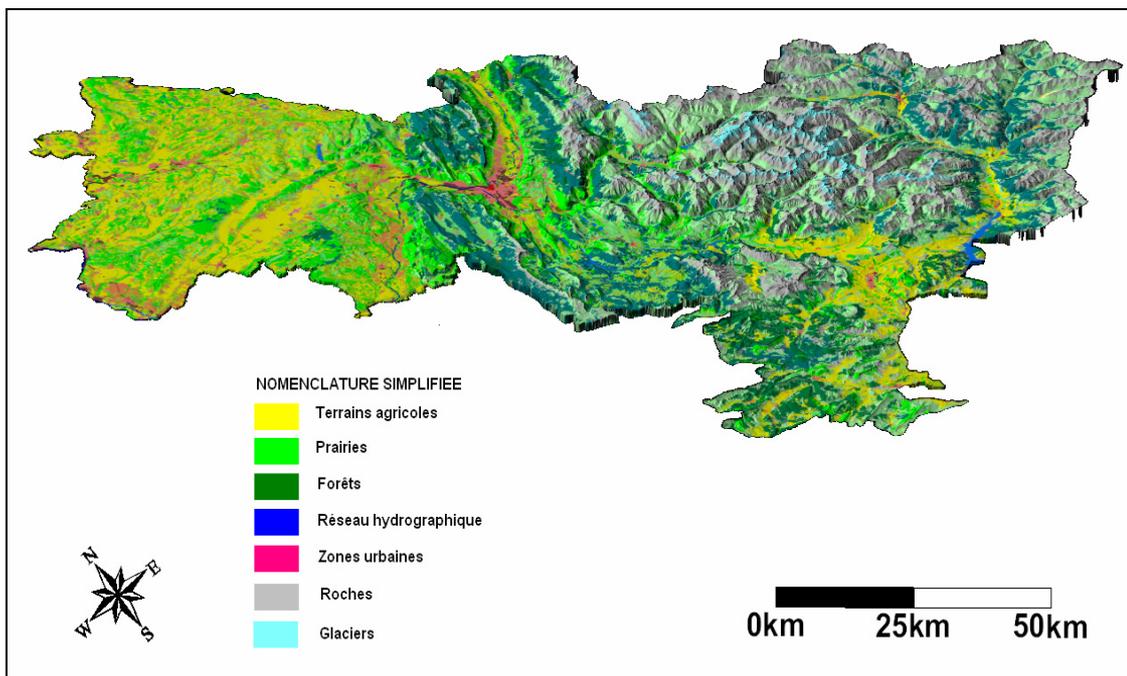
Cartes 4-11 : Comparaison de la radiation potentielle (MJ.m<sup>2</sup>) calculée pour quatre dates à échelle fine : ici la cluse de Perquelin, massif de la Chartreuse. A gauche, la cluse, au centre, la Dent de Crolles, en haut à droite, la vallée du Grésivaudan. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

#### 4.4. L'occupation du sol

La manière dont le sol est recouvert agit sur les données climatiques (Chapitre 1), principalement en terme de rugosité et d'albédo. Il semble donc important de tenir compte de l'occupation du sol dans les modèles de températures. La base de données CORINE<sup>65</sup> Land Cover, inventaire homogène de l'occupation du sol s'appuyant sur une nomenclature en 3 niveaux et 44 postes et réalisé à partir de photo-interprétation d'images satellitales, a été utilisée dans ce but. Son maître d'œuvre pour la France est l'Institut Français de l'Environnement (IFEN). Les contraintes d'exploitation de cette information sont son échelle d'interprétation au 1:100 000, son seuil surfacique minimal de 15 à 25 hectares selon les thèmes, et la largeur nécessaire de 100 mètres minimum pour les objets linéaires. L'échelle de représentation des informations d'utilisation de la surface est donc environ dix fois plus petite que le pixel représentant l'altitude. Il s'ensuit des éventuelles imprécisions dont il faut être conscient.

Par ailleurs, si quelques erreurs sont observables dans le référencement de certaines aires, la base n'en demeure pas moins largement utilisable.

La date de réalisation, 1990, coïncide par ailleurs parfaitement à la période d'étude précédemment délimitée. La Carte 4-12 présente un extrait de cette base de données et sa légende simplifiée sur deux départements<sup>66</sup>. Les tons rouges de l'agglomération grenobloise, très urbanisée, contrastent avec les jaunes et verts tendres des régions agricoles, les verts foncés des forêts préalpines et les tons gris des Alpes internes, plus sèches et moins végétalisées.



**Carte 4-12 : Occupation du sol d'après CORINE Land Cover sur les départements Isère et Hautes-Alpes. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN et IFEN)**

<sup>65</sup> CoORDination of INformation on the Environment

<sup>66</sup> La nomenclature complète de la base CORINE Land Cover selon les 44 postes d'occupations du sol est disponible en Annexe 4-3.

Des modèles climatiques sont souvent fondés sur des paramètres de couverture de surface (ECOCLIMAP, du Centre National de Recherches Météorologiques, par exemple), pour dériver des valeurs d'albédo, de rugosité ou d'évapotranspiration. Nous avons choisi d'utiliser l'occupation du sol comme variable explicative de la répartition des températures sans pour autant chercher à en dériver de nouveaux éléments explicatifs. Les différents types de surface ont donc néanmoins été exploités, pour ne pas omettre le caractère réfrigérant d'une forêt durant une journée ensoleillée ou d'autres effets locaux comme l'îlot de chaleur urbain.

Les effets éventuels de trois grands types d'occupation du sol sont donc étudiés : en zone forestière, en zone urbaine et en proximité de vastes lacs. Malheureusement, les variations de températures mesurées aux stations ne permettent pas de montrer l'influence directe de l'occupation du sol. Des régressions catégorielles<sup>67</sup> et analyses de variance<sup>68</sup>, notamment, ne procurent pas de résultats statistiquement significatifs. D'une certaine manière, ces constatations confirment la qualité de positionnement de la majorité des postes de mesure, pour lesquels l'influence de l'échelle micro-locale n'apparaît pas. Ces résultats constituent donc un aspect positif qui mérite d'être souligné.

## 4.5. Conclusion

Les caractéristiques climatiques d'un lieu naissent de la superposition d'effets généraux, régionaux et locaux. Sur des échelles limitées à quelques centaines de kilomètres, le facteur majeur de variation des températures est la modification de l'altitude. D'autres variables explicatives sont nécessaires pour expliquer ces variations : latitude, longitude, valeurs des pentes et de leur exposition. La modélisation du relief local peut être effectuée grâce au calcul des courbures du relief selon des plans différents (concavité, convexité, convexité horizontale, convexité transversale). La radiation solaire reçue paraît également constituer un facteur essentiel en vue de la modélisation des températures à échelle fine en relief contrasté.

Des paramètres comme la couverture du sol, responsables de variations locales de température, ne peuvent malheureusement pas être inclus dans un modèle car leurs effets ne sont pas statistiquement démontrables du fait de la volonté du réseau de mesure national à prendre en compte le climat régional, éventuellement le topoclimat, mais pas la multitude de microclimats existant.

Enfin, quand on s'intéresse aux températures, un dernier paramètre à évolution temporelle doit être intégré : il s'agit des variations d'états de l'atmosphère, incluses dans la variable « type de temps ».

<sup>67</sup> Le modèle de régression linéaire est approprié si la variable dépendante est quantitative, mais il arrive dans certains cas que celle-ci soit qualitative (catégorielle). Le modèle de régression logistique se distingue du modèle de régression linéaire car la variable dépendante est ici qualitative : cette variable décrit des valeurs catégorielles et non pas des valeurs quantitatives. L'analyse de régression logistique est également plus complexe que celle de régression linéaire, car le modèle logistique est non-linéaire.

La variable est dite dichotomique si le nombre de valeurs prises possibles est deux (réponse binaire, de type oui/non par exemple), elle est dite polytomique dans le cas contraire (température haute, moyenne, basse...). Une variable aléatoire qualitative est décrite par les probabilités des différentes modalités qu'elle peut prendre : il est donc courant de modéliser les probabilités des différents attributs.

<sup>68</sup> Définition en Annexe 6-4.

## Chapitre 5. LES TYPES DE TEMPS

Le temps qu'il fait correspond à un état de l'atmosphère, caractérisé par des éléments météorologiques, à un moment donné. En simplifiant, un type de temps correspond donc à une organisation particulière de la situation atmosphérique et à ses effets régionaux. Sous nos latitudes, certains phénomènes s'établissent pour plusieurs jours (notamment les régimes d'Ouest et Sud-Ouest), d'autres sont en général beaucoup plus temporaires (Nord, Sud, Sud-Est).

### 5.1. Rappel sur les régimes classiques

De manière à expliciter la classification des types de temps, il paraît nécessaire de dresser un bref inventaire des régimes rencontrés à notre latitude, et plus particulièrement sur notre zone d'étude (THILLET J.-J., 1997, VIERS G., 1968, TABEAUD M., 2000).

La situation anticyclonique caractérise le beau temps. Cependant, elle ne signifie pas obligatoirement que le soleil brille dans le ciel, en hiver (présence familière de nuages bas, froid, pollution...) comme en été (orages éventuels).

Le régime d'ouest est sans doute le plus fréquent dans nos régions. Sa présence est plus marquée en automne et en hiver. L'anticyclone des Açores se prolonge alors par une dorsale vers l'Europe. La pression est généralement basse sur le Nord-Atlantique, et les perturbations traversent la France en direction de l'Europe de l'Est. La localisation du secteur perturbé varie selon la saison : en hiver, il est généralement au niveau de la Manche ; en été, il est plus au nord, à la latitude de l'Ecosse. Bien sûr, il s'agit là de positions moyennes.

Le régime de Nord-Ouest est banal en toute saison. Il est connu en mars et avril pour donner des averses de neige à basse altitude (les fameuses giboulées), et toute l'année pour contribuer à déployer la violence du mistral et de la tramontane vers la Méditerranée. Frais et instable en hiver, frais en été, il entraîne fréquemment du mauvais temps sur les versants Nord des massifs montagneux alors que les Alpes du Sud sont dégagées la plupart du temps.

Le régime de Sud-Ouest est plus complexe, dans le sens où son évolution est très difficile à appréhender. En automne, hiver et printemps, les poches d'air froid polaire en altitude peuvent atteindre le sud de l'Espagne. Une convection soutenue peut alors s'organiser au-dessus de la Méditerranée (particulièrement en automne quand celle-ci est encore chaude) ; à leur arrivée près des côtes ou à proximité des massifs montagneux, ces masses d'air instable engendrent de violentes précipitations (épisodes cévenols). L'axe Rhône-Saône ainsi que les Préalpes sont ainsi arrosées copieusement,

mais les massifs internes (Mont-Blanc, Vanoise...), qui bénéficient d'un effet d'abri, sont moins concernés. Le foehn peut dès lors se déclencher dans les vallées alpines proches de la frontière italienne.

Le régime d'Est a une durée de vie relativement faible (quelques jours). Généralement causé par une dépression sur le bassin méditerranéen, il est responsable en hiver des « vagues de froid » (air continental froid et sec envahissant le pays), et des températures hivernales extrêmement basses (-10°C à -20°C). La bise (vent d'Est ou de Nord-Est) qui lui est liée accentue encore la sensation de froid. Sur les basses vallées alpines (du Léman à Grenoble) un ciel gris et bas de stratus peut perdurer des jours entiers, alors qu'au-dessus de l'inversion (entre 1000 à 2000 mètres), le ciel est dégagé. En été, on retrouve plutôt un temps sec mais brumeux, avec températures modérées le jour, fraîches la nuit.

Les retours d'Est sont peu fréquents et s'observent pendant une grande saison hivernale, de l'automne au printemps. Une dépression se forme sur la Méditerranée occidentale (par exemple si un talweg injecte une goutte d'air froid en Méditerranée, qui s'isole, se creuse et forme une dépression) pouvant produire de fortes intensités de précipitations, sous forme de pluie et neige en altitude, d'autant plus que ce type de dépression est peu mobile. Les régions les plus touchées par ce type de précipitations sont la haute vallée de l'Isère, la Haute-Maurienne, le Queyras, l'Ubaye ou le Mercantour. Cas particulier à la Haute-Maurienne, la lombarde (vent de sud-est en Vanoise) est facilitée par les échancrures du relief que constituent les cols (Montgenèvre, Mont-Cenis, Larche, Galise<sup>69</sup>). Ce phénomène est capable d'apporter du vent chaud par effet de foehn sur une zone bien délimitée de la Savoie, mais aussi d'importantes précipitations. Ces épisodes de lombarde sont le principal apport de neige, parfois de façon spectaculaire, des stations de Haute-Maurienne. Ils sont aussi responsables des grandes crues de la rivière Arc.

Les relevés automatiques des stations de haute altitude nous fournissent de nombreuses illustrations de ce phénomène ; en voici une (très nette mais d'une ampleur banale), sur le relevé du 30 novembre 2004 (Figure 5-1). Nous pouvons comparer la hauteur de neige en trois points des Alpes : Le Gua (1600 mètres, à l'Est du Vercors), Le Chevril (2560 mètres, en Haute Tarentaise) et Bonneval sur Arc (2720 mètres, en Haute Maurienne). Nous constatons que moins de 20 centimètres sont tombés au Gua et au Chevril, alors que plus de 60 centimètres sont mesurés à Bonneval sous l'influence de la lombarde. Nous notons également la forte limitation spatiale du phénomène (Le Chevril et Bonneval sont distantes d'une quinzaine de kilomètres en ligne droite). Il convient de préciser que le rôle de l'altitude dans ce cas précis reste limité, les températures étant négatives dans les trois stations.

<sup>69</sup> Galise qui donne d'ailleurs son nom au vent d'est, à Val d'Isère, en Haute-Tarentaise.

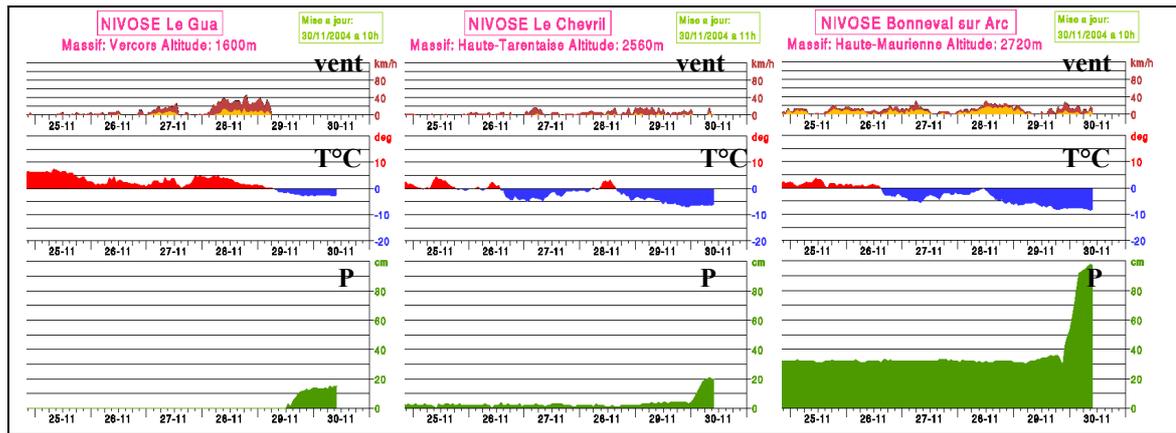


Figure 5-1 : Un exemple de phénomène local provoqué dans une situation météorologique particulière, la lombarde en Haute Maurienne. (Relevés automatiques du 30/11/2004 à 11h00, en jaune-brun est reportée l'intensité des vents, les températures positives apparaissent en rouge, les températures négatives en bleu, le tracé vert indique les hauteurs de neige au sol – les échelles de vent, température et précipitation sont identiques). (Météo-France)

## 5.2. Approche méthodologique

Pour les besoins de notre étude, nous avons utilisé les types de temps tels qu'ils sont proposés par Météo-France, nous reviendrons par la suite sur leurs caractéristiques. Mais, tout d'abord, il nous a semblé nécessaire de revenir, non pas sur un historique des classifications rencontrées dans la littérature scientifique, mais sur un retour méthodologique autour de la notion de type de temps.

La principale caractéristique de la notion de type de temps est sans doute son ambiguïté. (Vigneau J.-P., 2004). P.Pédelaborde (1957) constate, par exemple, que les types de temps des météorologues français ne sont que des types de circulation, non adaptés aux géographes, tant temporellement que spatialement. Il n'a probablement pas tout à fait tort : les géographes climatologues ajoutent en effet un aspect physiognomique, le vécu – perçu, à l'aspect synoptique déjà évoqué. Pour J. Mounier (1979), « *le type de temps qui se produit dans une région donnée est [...] le résultat des rapports qui s'établissent entre la situation synoptique et les facteurs géographiques* ».

J.-P. Vigneau (1986) continue dans cette voie en combinant des classifications de champs à 1000 hPa et 500 hPa avec une typologie de temps – ambiance. Il associe à l'ancien sens des types de temps (synoptiques) le terme de « météotypes ». D. Joly (1994) délaisse encore un peu plus les caractères aérologiques pour se consacrer aux manifestations concrètes et / ou mesurées. Il modifie aussi l'échelle de travail pour se consacrer à l'instantané (Vigneau J.-P., 2004). G. Beltrando reste plus nuancé dans sa définition (tirée du Dictionnaire de Climatologie, 1995) :

« *type de temps : manifestation d'un type de circulation atmosphérique sur les paramètres du climat. L'état de l'atmosphère est précisé à l'aide de paramètres (température de l'air, hygrométrie, précipitations...) tandis que la situation météorologique est caractérisée par l'emplacement des centres d'action, le type de masse d'air en présence, les flux, l'existence ou la survenue des perturbations* ».

L'aspect perçu est donc sous-jacent mais n'est pas mis en exergue. D'ailleurs, si la climatologie française distingue types de circulation et types de temps *stricto sensu*, la

littérature anglo-saxonne demeure plus ancrée sur une typologie des circulations atmosphériques (Yarnal B., 1993 ; Douguedroit A., 2004).

Pour conclure cette très brève approche épistémologique, nous retiendrons que la notion de type de temps vise à décrire concrètement la réalité quotidienne des climats en précisant les paramètres synoptiques explicatifs de ces ambiances vécues. La réduction de l'échelle d'étude<sup>70</sup> entraînera donc un accroissement du rôle joué par le type de circulation au détriment du type d'« ambiance » (et *vice versa*). Au contraire, plus l'échelle géographique se voudra fine, plus l'influence du local sera forte.

Par ailleurs, si une corrélation majeure existe entre type de circulation et type de temps observé, un même type de circulation pourra très bien engendrer des types de temps différents : l'exemple le plus probant est sans doute la situation anticyclonique hivernale, à l'origine à la fois de beau temps et de temps couvert (stratus, brouillards) selon les jours ou les altitudes d'observation. Une fois de plus, la représentation que chacun se fait de la notion va influencer sur sa propre définition et donc sur son utilisation privilégiée du type de temps.

### **5.3. Classification des configurations météorologiques sur l'Europe occidentale**

Le premier paragraphe se voulait un rappel général sur les régimes courants sous nos latitudes ainsi que sur certains phénomènes locaux qu'ils engendrent. Nous nous sommes ensuite attachés à (brièvement) décrire les divergences d'opinions existant au sujet des types de temps. A partir de ce point, notre définition sera plus restrictive et nous considérerons la typologie des temps utilisée comme une classification de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale<sup>71</sup>. Il faut d'emblée préciser que cette classification est basée sur des paramètres synoptiques, et donc que beaucoup de géographes climatologues la considèrent plutôt comme une classification des circulations et non pas des temps. Il va de soi également que l'échelle de réalisation n'est pas la plus adéquate pour les phénomènes topoclimatologiques. Nous avons cependant relié le plus souvent possible les effets de la circulation atmosphérique avec le temps observé ou ressenti au sol. C'est en outre la seule typologie à notre disposition.

Une situation se caractérise par la juxtaposition d'un certain nombre de champs météorologiques sur un domaine considéré. L'un des principaux intérêts d'une telle classification est l'établissement de liaisons entre un type de situation et l'occurrence de phénomènes météorologiques. Cette classification nous a été fournie par Météo-France, de sorte qu'à une journée correspond un chiffre entre 1 et 10 représentant une classe du champ étudié.

Nous choisissons volontairement de ne pas détailler la méthode de classification : elle est réalisée à l'échelle de l'Europe et centrée sur la France, et est réalisée pour quinze champs météorologiques (Géopotential<sup>72</sup> à 1000 hPa, Géopotential à 850 hPa,

<sup>70</sup> A l'échelle du géographe, donc correspondant à un élargissement de la zone étudiée.

<sup>71</sup> La référence principale est la monographie de Patrick Bénichou, « Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale » publiée par Météo-France.

<sup>72</sup> Le géopotential peut se définir de manière simple comme l'altitude d'une surface isobarique.

Géopotential à 700 hPa, Géopotential à 500 hPa, Géopotential à 300 hPa, Géopotential à 200 hPa, Géopotential à 100 hPa, Humidité relative à 900 hPa, Humidité relative à 700 hPa, Humidité relative à 500 hPa, Température pseudoadiabatique du thermomètre mouillé à 850 hPa, Température pseudoadiabatique du thermomètre mouillé à 700 hPa, Température pseudoadiabatique du thermomètre mouillé à 500 hPa, Gradient vertical de TPW entre 850 et 700 hPa, Gradient vertical de TPW entre 700 et 500 hPa). Nous n'utiliserons que les trois champs suivants (et partiellement) :

- Géopotential à 1000 hPa (c'est-à-dire quasiment au niveau de la mer, en moyenne vers 100 mètres d'altitude)
- Géopotential à 850 hPa (vers 1500 mètres environ)
- Géopotential à 700 hPa (vers 3000 mètres environ)

La classification obtenue est réalisée à partir d'un algorithme de classification automatique de type nuées dynamiques<sup>73</sup>.

### 5.3.1. Exemple de résultats pour le champ de géopotential 1000 hPa

Les cartes ci-dessous présentent pour chacune des dix classes la situation moyenne (centre de gravité), sa fréquence d'occurrence, la situation-type et la date de celle-ci. Elles sont extraites de Bénichou P., 1995.

La classification de ce champ de géopotential 1000 hPa selon dix classes fournit donc :

- 2 types zonaux<sup>74</sup> : les types 8 et 10, c'est-à-dire un régime perturbé associé à une dépression évoluant au nord du 55<sup>ème</sup> parallèle
- 2 types méridiens<sup>75</sup> : les types 5 et 7. Le type 7 est typique d'une situation de blocage avec flux perturbé le long des côtes atlantiques et anticyclone continental sur l'Europe de l'Est
- 3 types dépressionnaires<sup>76</sup> : les types 2, 3 et 4, pour lesquels la France subit le passage de perturbations
- 3 types anticycloniques<sup>77</sup>, les types 1, 6 et 9, où le flux perturbé est rejeté au nord du 50<sup>ème</sup> parallèle.

<sup>73</sup> On se reportera à la monographie de Patrick Bénichou pour plus de détails.

<sup>74</sup> Un flux dit zonal est un flux d'Ouest.

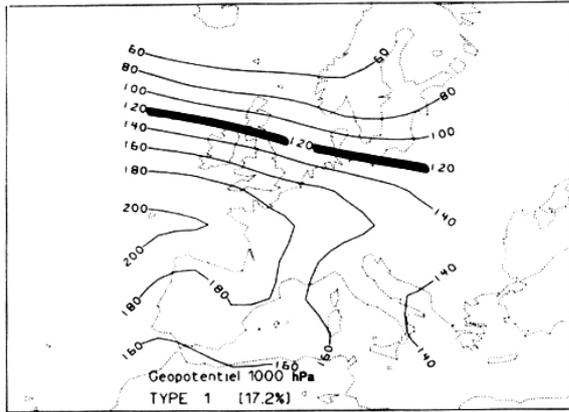
<sup>75</sup> Un flux dit méridien est un flux de direction Nord-Sud ou Sud-Nord, c'est-à-dire parallèle aux méridiens.

<sup>76</sup> Une dépression est une zone de basse pression atmosphérique où l'air est animé d'un mouvement en sens antihoraire (dans l'hémisphère nord).

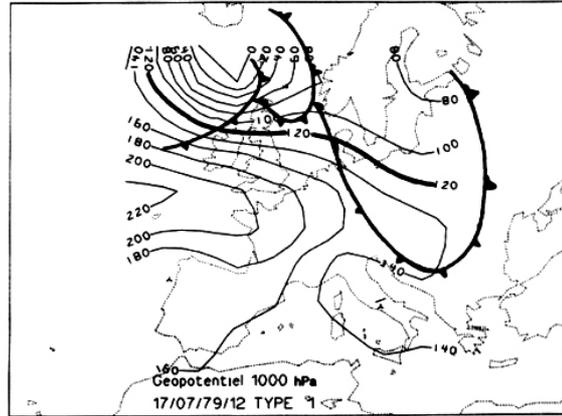
<sup>77</sup> Un anticyclone est une zone de hautes pressions où l'air est animé d'un mouvement en sens horaire (dans l'hémisphère nord).

**TYPE 1**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



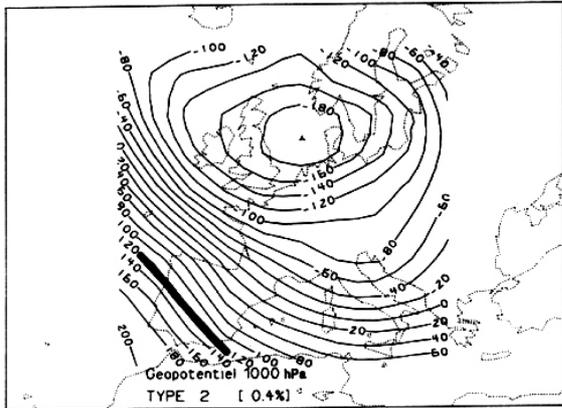
**Situation type (étalon)**



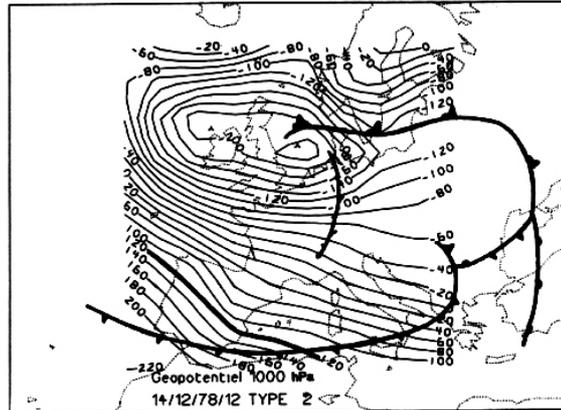
La situation moyenne donne un temps anticyclonique plutôt estival. La situation type présente une zone de hautes pressions sur le proche atlantique et une dépression sur l'Islande : beau temps sur la France et les Alpes.

**TYPE 2**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



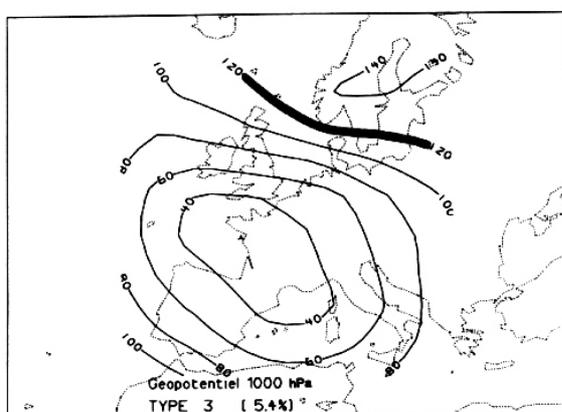
**Situation type (étalon)**



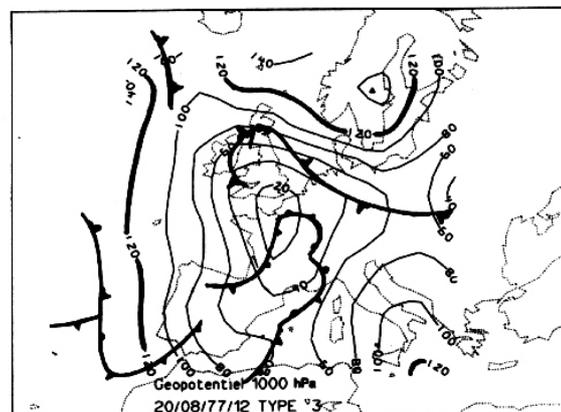
La situation moyenne comme la situation type présentent une zone dépressionnaire sur la mer du Nord et des isobares nombreux et serrés (forte différence de pression). Le temps est tempétueux et pluvieux, avec passage frontal sur les Alpes dans la situation type.

**TYPE 3**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



**Situation type (étalon)**

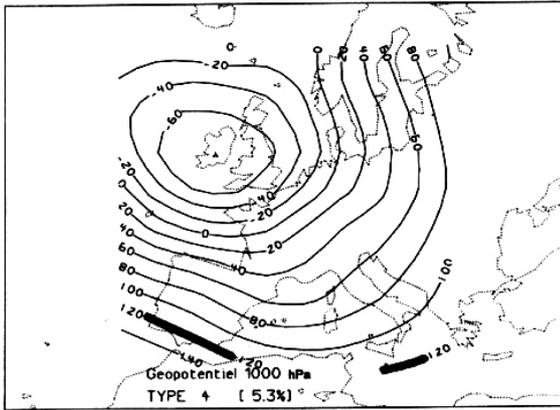


Le type 3 montre une situation dépressionnaire avec passages frontaux et temps perturbé sur la France.

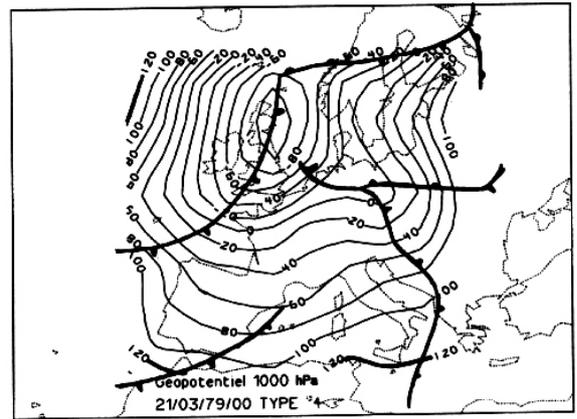
tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

**TYPE 4**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



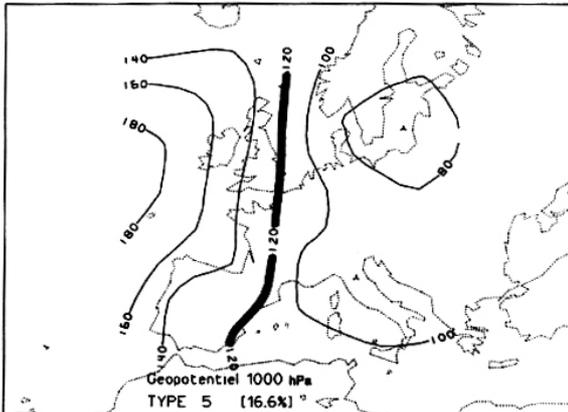
**Situation type (étalon)**



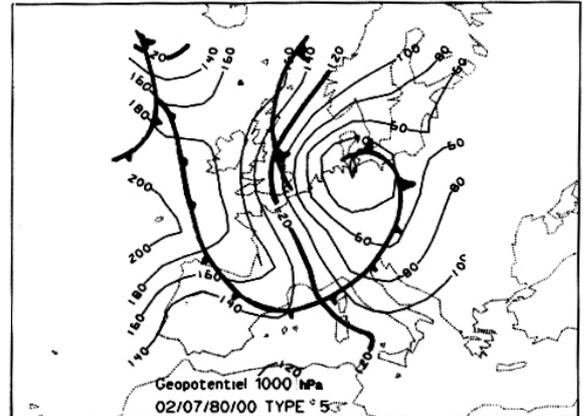
Les situations présentent une dépression centrée sur les îles britanniques, un flux d'ouest sur la France qui subit des passages perturbés : temps pluvieux.

**TYPE 5**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



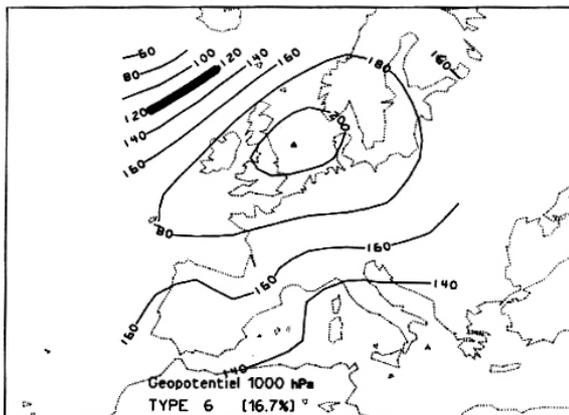
**Situation type (étalon)**



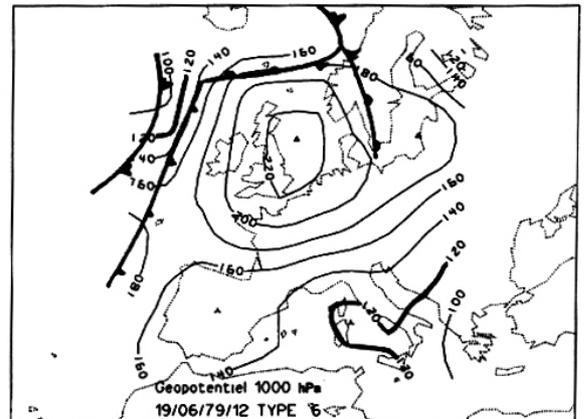
La situation moyenne présente un flux méridien (nord-sud) avec zone de basses pressions sur la mer Baltique. La situation type décrit un flux de nord sur la France : temps froid et humide.

**TYPE 6**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



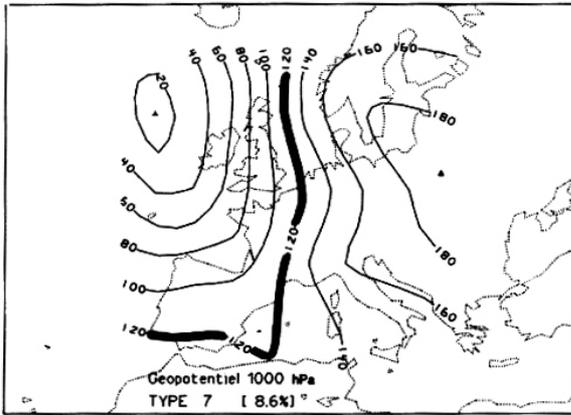
**Situation type (étalon)**



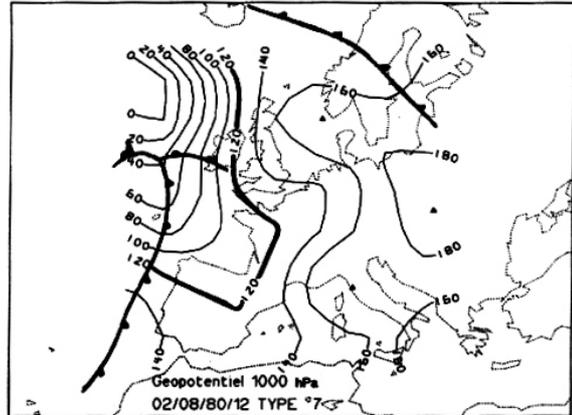
Le type 6 représente un temps anticyclonique, avec zone de hautes pressions en Mer du Nord. On observe sur la situation type une dépression relative dans le Golfe de Gènes. On devine également un flux d'est : temps relativement calme sur la France, mais possibilité de précipitations près de la frontière italienne.

**TYPE 7**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



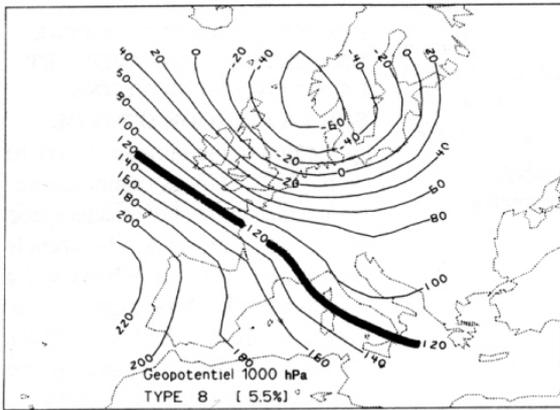
**Situation type (étalon)**



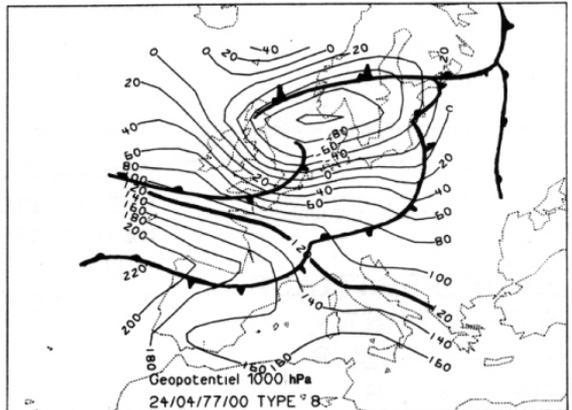
La situation moyenne présente un flux méridien (nord-sud) avec zone de basses pressions sur l'Atlantique Nord et hautes pressions sur l'Ukraine. C'est la situation « inverse » de celle rencontrée au type 5. La situation type décrit donc un flux de sud sur la France, les centres d'actions étant échangés par rapport au type 5. Temps doux sur la France.

**TYPE 8**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



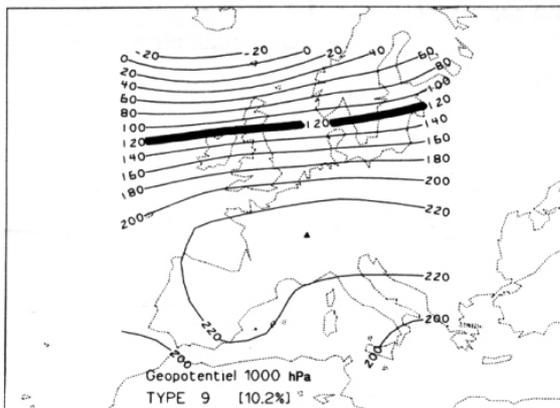
**Situation type (étalon)**



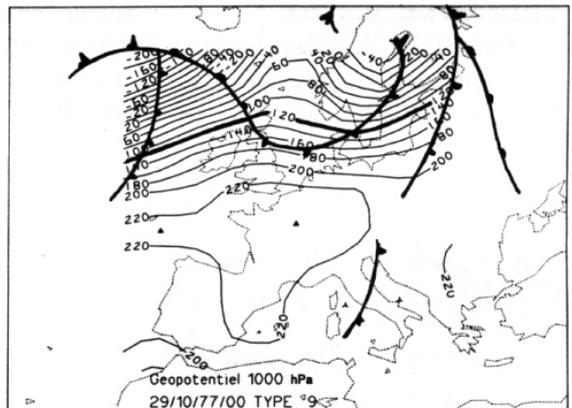
La situation moyenne comme la situation type présentent un temps perturbé avec dépression sur la Mer du Nord et flux zonal : vent d'ouest sur la France, précipitations sur tout le territoire métropolitain.

**TYPE 9**

**Situation moyenne (centre de gravité)**



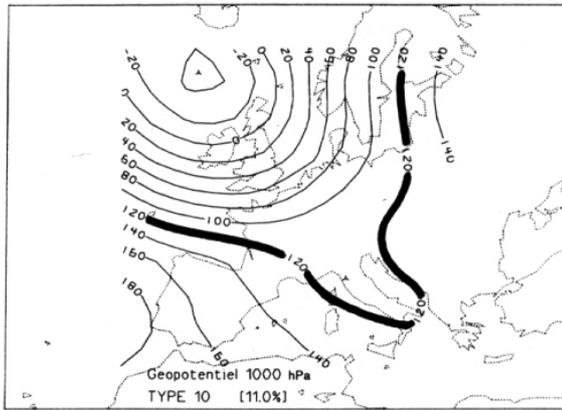
**Situation type (étalon)**



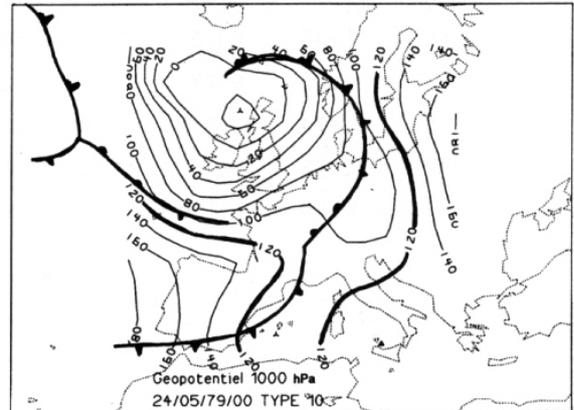
Les situations mettent en évidence un temps anticyclonique (hautes pressions centrées sur la France), avec fronts rejetés au nord. Beau temps sec, mais brouillards et nuages bas possibles.

**TYPE 10**

Situation moyenne (centre de gravité)



Situation type (étalon)

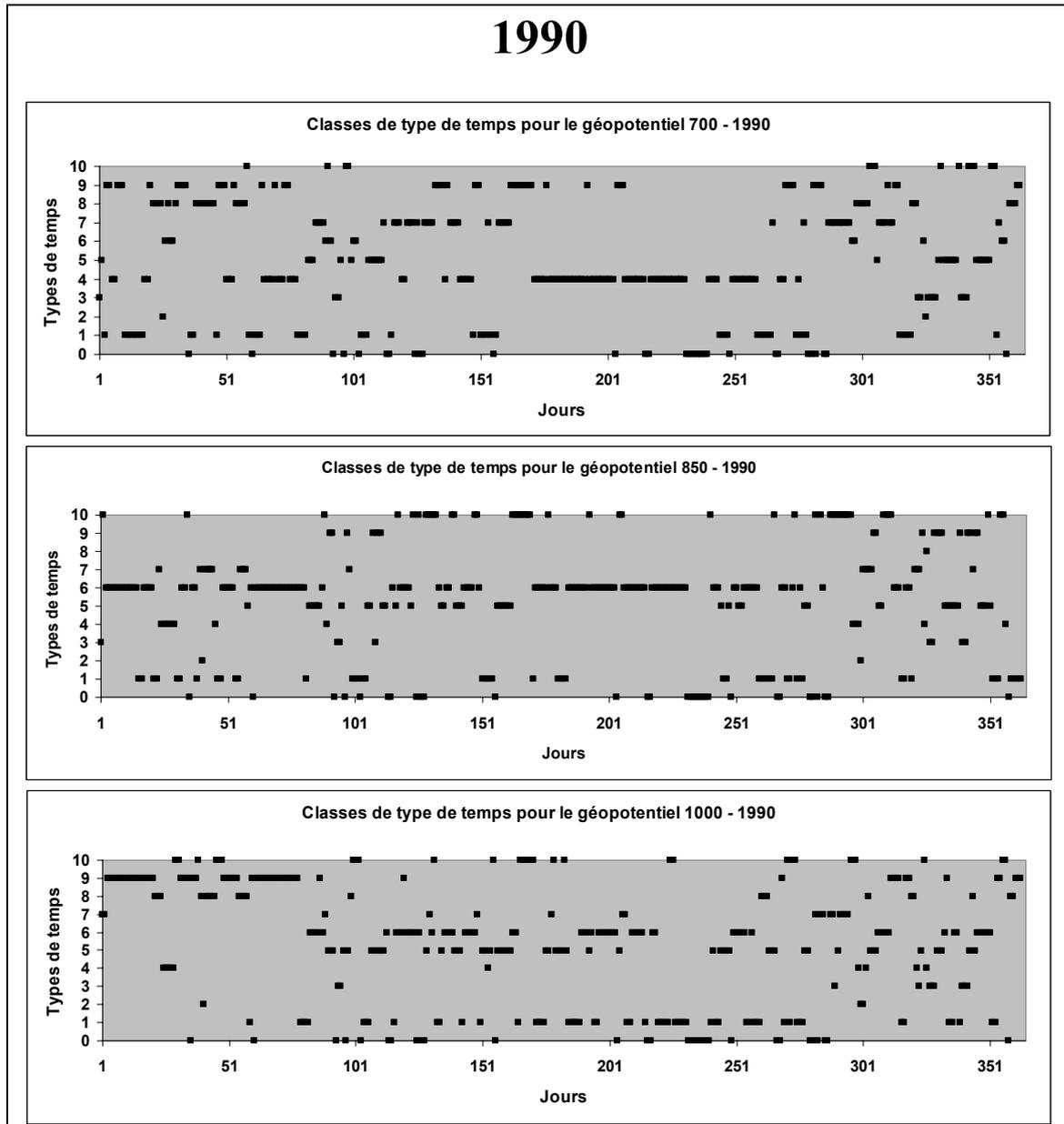


Une dépression sur les îles britanniques et un anticyclone sur l'Atlantique (archipel des Açores) permettent l'établissement d'un flux zonal (d'ouest). Temps pluvieux.

### 5.3.2. Evolution temporelle des classifications obtenues

Les graphes d'évolution temporelle des types de temps sur la période 1990-1995 nous fournissent déjà un premier aperçu des variabilités et permanences qui peuvent exister (Figure 5-2)<sup>78</sup>. Certaines stabilités saisonnières apparaissent de prime abord (type 4 du géopotential 700 hPa en été) mais surtout, élément qui vient compliquer les commentaires, on note qu'il n'existe pas de corrélation entre les mêmes numéros de classes à différents géopotentiels. En effet, un numéro de classe dépressionnaire pour un champ donné ne sera pas forcément dépressionnaire pour un autre champ : par exemple, le type 4 du géopotential 700 hPa ne correspond pas au type 4 du géopotential 850 hPa ni au type 4 du géopotential 1000 hPa. Ce type 4 au géopotential 700 hPa semble plus corrélé au type 6 à 850 hPa ainsi qu'aux types 1, 5 et 6 à 1000 hPa.

<sup>78</sup> La série chronologique des types de temps de l'année 1990 est disponible en Figure 5-2. Les années 1991 à 1995 sont disponibles en Annexe 5-1.



**Figure 5-2 : Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 850 et 1000 hPa pour l'année 1990. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)**

Pour l'année 1990, le type 4 (géopotentiel 700 hPa<sup>79</sup>) domine nettement la saison estivale. Les autres saisons sont plus complexes sur le plan de la répartition des types de temps.

Le type 6 (géopotentiel 850) s'est montré très présent tout au long de l'année.

Au champ de géopotentiel 1000, la répartition est moins nette, on peut tout de même citer la présence prépondérante du type 9, en hiver. Au printemps et en été, c'est l'alternance des types 1, 5 et 6 qui régit majoritairement le temps.

<sup>79</sup> Le descriptif des situations au géopotentiel 700 est disponible en Annexe 5-3.

### 5.3.2.1. Fréquence des types de temps

Un calcul des fréquences d'occurrence de chaque classe par saison (Tableau 5-1) nous permet dans un premier temps de cerner à la fois le caractère rare ou commun de chaque type de temps, mais aussi son évolution au cours de l'année. Même si l'on peut critiquer le nombre relativement faible d'années utilisées pour la réalisation de ces statistiques (6 ans entre 1990 et 1995), si l'on considère ces résultats en nombre de jours (plus de 2000), on peut sans trop de craintes considérer qu'ils sont significatifs. Du reste, la période étudiée par P. Bénichou ne comportait que 5 années (1976-1980)<sup>80</sup>. Les résultats sont donc relativement comparables et similaires.

<b>Géopotentiel 1000 hPa</b>					
	<b>PRINTEMPS</b>	<b>ETE</b>	<b>AUTOMNE</b>	<b>HIVER</b>	
<b>type 1</b>	<b>0,17</b>	<b>0,30</b>	<b>0,13</b>	<b>0,07</b>	
<b>type 2</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	
<b>type 3</b>	<b>0,00</b>	<b>0,02</b>	<b>0,04</b>	<b>0,02</b>	
<b>type 4</b>	<b>0,03</b>	<b>0,01</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	
<b>type 5</b>	<b>0,28</b>	<b>0,25</b>	<b>0,08</b>	<b>0,03</b>	
<b>type 6</b>	<b>0,22</b>	<b>0,25</b>	<b>0,16</b>	<b>0,09</b>	
<b>type 7</b>	<b>0,10</b>	<b>0,07</b>	<b>0,15</b>	<b>0,05</b>	
<b>type 8</b>	<b>0,05</b>	<b>0,01</b>	<b>0,10</b>	<b>0,16</b>	
<b>type 9</b>	<b>0,05</b>	<b>0,00</b>	<b>0,20</b>	<b>0,45</b>	
<b>type 10</b>	<b>0,10</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>	<b>0,08</b>	

<b>Géopotentiel 850 hPa</b>					
	<b>PRINTEMPS</b>	<b>ETE</b>	<b>AUTOMNE</b>	<b>HIVER</b>	
<b>type 1</b>	<b>0,15</b>	<b>0,08</b>	<b>0,19</b>	<b>0,24</b>	
<b>type 2</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	
<b>type 3</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,03</b>	<b>0,03</b>	
<b>type 4</b>	<b>0,03</b>	<b>0,02</b>	<b>0,06</b>	<b>0,08</b>	
<b>type 5</b>	<b>0,30</b>	<b>0,14</b>	<b>0,13</b>	<b>0,10</b>	
<b>type 6</b>	<b>0,17</b>	<b>0,61</b>	<b>0,22</b>	<b>0,33</b>	
<b>type 7</b>	<b>0,03</b>	<b>0,00</b>	<b>0,07</b>	<b>0,09</b>	
<b>type 8</b>	<b>0,02</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	
<b>type 9</b>	<b>0,10</b>	<b>0,00</b>	<b>0,06</b>	<b>0,05</b>	
<b>type 10</b>	<b>0,21</b>	<b>0,15</b>	<b>0,24</b>	<b>0,06</b>	

<b>Géopotentiel 700 hPa</b>					
	<b>PRINTEMPS</b>	<b>ETE</b>	<b>AUTOMNE</b>	<b>HIVER</b>	
<b>type 1</b>	<b>0,18</b>	<b>0,03</b>	<b>0,18</b>	<b>0,23</b>	
<b>type 2</b>	<b>0,02</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,03</b>	
<b>type 3</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,02</b>	<b>0,04</b>	
<b>type 4</b>	<b>0,12</b>	<b>0,77</b>	<b>0,09</b>	<b>0,08</b>	
<b>type 5</b>	<b>0,12</b>	<b>0,00</b>	<b>0,10</b>	<b>0,11</b>	
<b>type 6</b>	<b>0,08</b>	<b>0,01</b>	<b>0,09</b>	<b>0,09</b>	
<b>type 7</b>	<b>0,25</b>	<b>0,06</b>	<b>0,22</b>	<b>0,08</b>	
<b>type 8</b>	<b>0,02</b>	<b>0,00</b>	<b>0,09</b>	<b>0,18</b>	
<b>type 9</b>	<b>0,16</b>	<b>0,13</b>	<b>0,16</b>	<b>0,10</b>	
<b>type 10</b>	<b>0,06</b>	<b>0,00</b>	<b>0,05</b>	<b>0,06</b>	

Tableau 5-1: Evolution comparée des fréquences de type de temps (aux champs de géopotentiel 1000 hPa, 850 hPa et 700 hPa) par saison. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

<sup>80</sup> Compte tenu des lacunes dans la base, il obtenait 3532 situations météorologiques, soit plus que pour notre étude, grâce à l'utilisation des situations toutes les 12 heures, donc 2 données par jour (12H et 00H) au lieu d'une (12H) dans notre cas.

Nous avons choisi de présenter à partir d'ici uniquement les résultats obtenus pour le géopotential 1000 hPa (Figures 5-3 et 5-4), principal champ que nous avons conservé pour les analyses qui suivront. Les données pour les champs 850 et 700 hPa sont disponibles en Annexe 5-2.

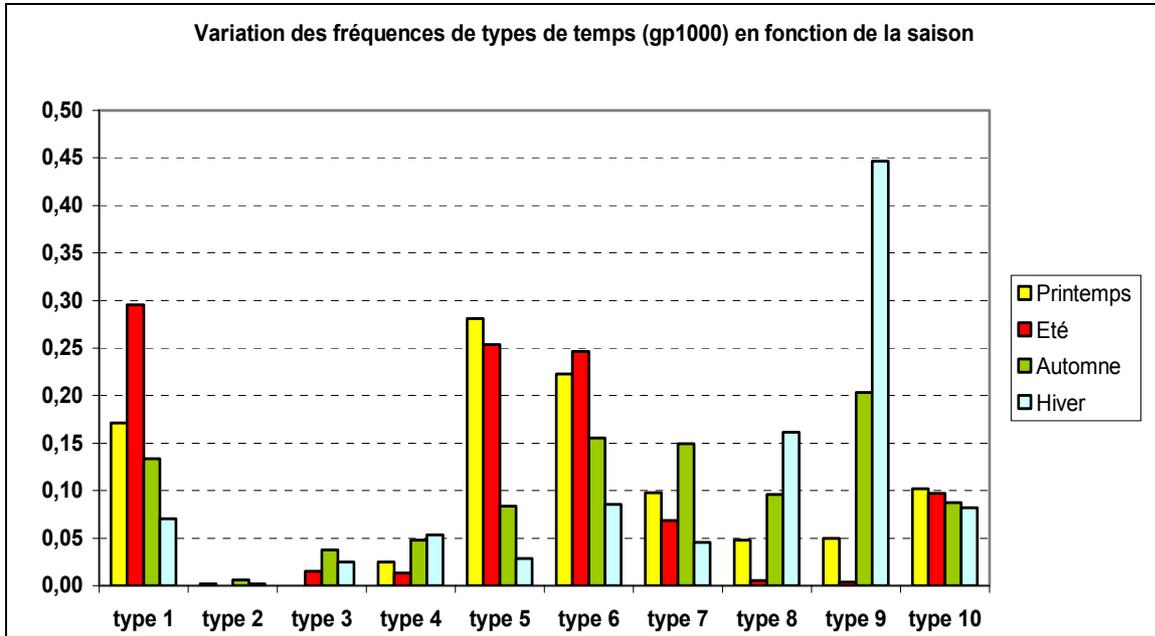


Figure 5-3: Fréquence des types de temps du géopotential 1000 hPa en fonction de la saison. Exemple de lecture : 45% des jours d'hiver connaissent un type de temps n°9. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

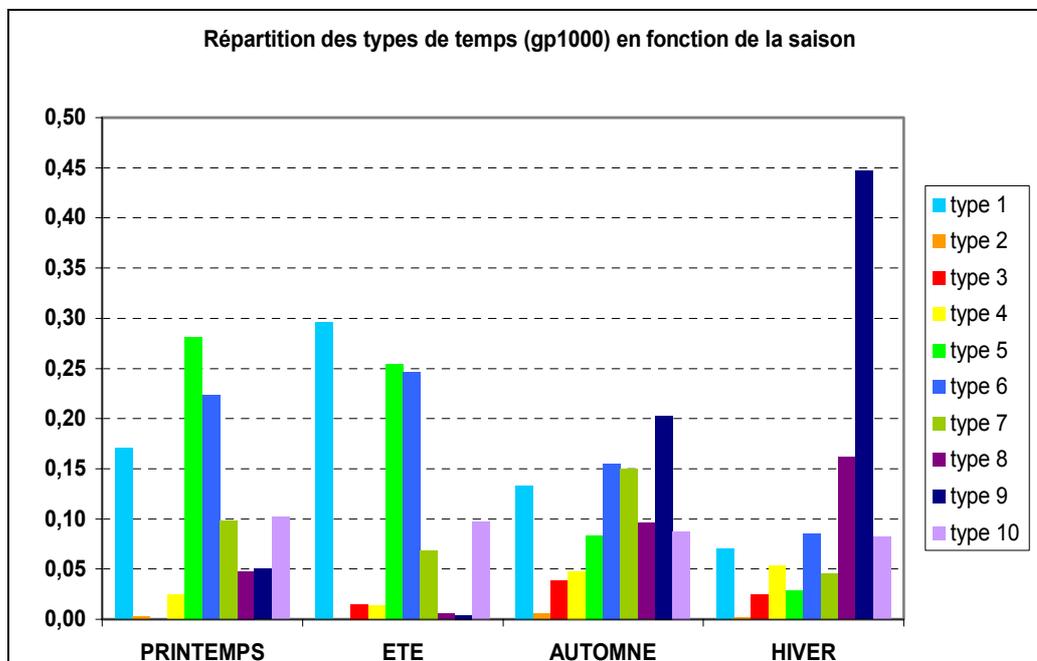


Figure 5-4 : Evolution saisonnière des types de temps du géopotential 1000 hPa. Exemple de lecture : Le type de temps n°9 représente 6 % des jours de printemps, près de 0% des journées d'été, 20% des journées d'automne et 45 % des jours d'hiver. A noter : les types anticycloniques sont présentés en bleu, les types dépressionnaires du jaune au rouge, les types méridiens en vert, et les types zonaux dans les tons pourpres. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Ces deux graphiques mettent en évidence le caractère saisonnier de certaines classes. Le type anticyclonique 1 est moins présent en hiver que le reste de l'année, son pic de présence se situant au printemps (30% des jours).

Une généralisation n'est pas possible pour le type 2, très dépressionnaire, si peu fréquent qu'il représente moins de 1% des jours d'automne. Cependant, sa présence en automne seule n'est sans doute pas due au hasard (temps très fortement perturbé).

Les types dépressionnaires 3 et 4 connaissent un pic en automne (respectivement 4% et 5%) et, de moindre mesure, en hiver (respectivement 2% et 5%). Mais si le type 3 disparaît complètement au printemps, c'est au cours de l'été que la fréquence du type 4 diminue.

Les types méridien 5 et anticyclonique 6 ont un comportement semblable : très fréquents au printemps (28% et 22%) et en été (25% et 25%), leur présence diminue au fur et à mesure de l'année. Ils sont corrélés (comme le type 1 d'ailleurs) à la présence de l'anticyclone des Açores.

On pourrait qualifier le type méridien 7 de temps d'intersaison : c'est en automne (10%) et au printemps (15%) qu'on le rencontre le plus souvent.

Le type anticyclonique 9 est le temps hivernal par excellence (anticyclone d'Europe centrale) : quasi inexistant en été, faiblement représenté au printemps, il regroupe 20% des journées d'automne et 45% des journées d'hiver. Le type 8 suit le même cheminement, mais correspond lui au temps perturbé hivernal (16% des journées d'hiver).

Le type zonal 10 enfin est le plus stable sur l'année, il demeure aux environs de 10% en chaque saison. Cette stabilité est l'un des indices de la circulation générale d'ouest sous nos latitudes.

### 5.3.2.2. Variabilité interannuelle

Les statistiques effectuées font référence seulement à six ans de mesure, c'est évidemment très peu. Dès lors, il semble essentiel de s'intéresser aux variabilités interannuelles des types de temps, de manière à connaître la validité et les limites de nos affirmations. Les variabilités interannuelles des types de temps ont donc été calculées pour chacun des trois géopotentiels (les traitements concernant les géopotentiels 850 hPa et 700 hPa sont disponibles en Annexe 5-2), pour l'année entière (Figure 5-5) et pour la saison hivernale (Figure 5-6). L'annexe 5-5 présente les graphiques des champs de géopotentiel 750 hPa et 850 hPa pour l'année entière et la saison hivernale.

Un moyen simple d'étudier l'équivalent de la tendance centrale des valeurs qualitatives est d'effectuer un classement des fréquences des modalités. Les modalités les plus fréquentes sont aussi les plus probables et définissent donc la tendance centrale. Concrètement, la fréquence moyenne des types de temps sur la période de six ans a été calculée, puis les fréquences annuelles ont été comparées aux fréquences de l'année moyenne 1990-1995, graphiquement et numériquement (entropie relative, indépendance / association).

Une première analyse basée sur les fréquences et la lecture des graphiques associés produit les résultats suivants :

- L'année 1991 est celle qui a connu les fréquences de types de temps les plus proches de la moyenne interannuelle (écart en valeur absolue de 0,093). On constate tout juste une sous représentation des types dépressionnaires (3, 4 et 10) et une présence plus significative du type anticyclonique 6.
- L'année 1990 (écart en valeur absolue de 0,097) se place également sur des valeurs très voisines des moyennes.

- Pour l'année 1993 (écart en valeur absolue de 0,117), la présence des types anticyclonique 1, dépressionnaire 3 et méridien 7 est supérieure à la moyenne, mais ceux-ci étant liés à des situations météorologiques différentes, cela n'a pas du entraîner de sensibles modifications du temps.
- En 1994 (écart en valeur absolue de 0,186), la présence d'un temps perturbé zonal (type 10) beaucoup plus fréquent qu'à l'habitude est le principal phénomène à retenir.
- L'année 1992 (écart en valeur absolue de 0,196) se distingue surtout par le pourcentage élevé des jours anticycloniques (type 9) : 23,5% des journées au lieu de 17% sur l'ensemble de la période. On peut ainsi s'attendre à rencontrer de nombreuses situations d'inversion thermique et une difficulté marquée dans les interpolations.
- Pour terminer, l'année 1995 (écart en valeur absolue de 0,202) présente l'écart à la moyenne le plus élevé, puisque relativement éloignée de la moyenne sur chacun des dix types de temps (notamment les types méridien 5, anticycloniques 6 et 1).

Les données concernant la saison d'hiver sont relativement similaires. La variabilité moyenne ressort beaucoup plus élevée, mais elle est le fait d'un nombre plus restreint de jours. Les types zonal 8 et anticyclonique 9, les plus fréquents, sont aussi ceux qui connaissent le plus de variations dans leurs fréquences. De fait et en règle générale, lorsque le type 9 est fortement présent, les types 8 et 10 (types de temps perturbés sur la France) sont d'autant plus faibles. L'hiver 1991-1992 (écart en valeur absolue de 0,592) apparaît comme le plus distant de la moyenne générale. Un temps anticyclonique a régné durant 80% des jours (types 9 surtout, mais aussi type 1), laissant très peu de place aux situations perturbées. L'hiver 1994-1995 (écart en valeur absolue de 0,523), au contraire, a connu plus de 50% de journées perturbées (type 8 surtout, mais aussi type 10). La situation de l'hiver précédent est similaire (le type 9 n'occupant qu'environ 20% des journées sur l'hiver 1993-1994, écart en valeur absolue de 0,487). La période hivernale 1992-1993 (écart en valeur absolue de 0,451) est restée calme sur le plan météorologique, avec une fréquence du type de temps 9 largement supérieure à la moyenne. L'hiver 1990-1991 demeure le plus proche de l'hiver moyen défini sur la période 1990-1995 (écart en valeur absolue de 0,354), même s'il a connu une fréquence faible des situations classées dans le type 9.

L'hiver 1990 (appelé 1990 et non pas 1989-1990 car nous ne disposons pas de données pour l'année 1989) est difficilement comparable car il n'est pas défini sur la même durée que les autres (mois de janvier et février uniquement). Il est cependant relativement proche de la moyenne, alors qu'on aurait pu légitimement attendre le résultat contraire du fait d'un échantillon plus restreint (écart en valeur absolue de 0,418). Les quelques journées de décembre 1995 (hiver 1995-1996) ont été volontairement exclues des calculs, l'échantillon étant trop faible pour pouvoir conduire à une généralisation.

Une seconde méthode d'étude des variations des types de temps a été menée à partir des entropies relatives. En effet, l'entropie mesure le degré d'incertitude sur la réalisation d'un évènement parmi d'autres. Si tous les évènements ont même probabilité de se réaliser, l'incertitude est la plus grande possible et dans ce cas l'entropie est maximale. Si l'un des évènements est certain, l'entropie est minimale. On peut donc utiliser l'entropie calculée sur des fréquences comme une mesure de dispersion. L'entropie, calculée sur des fréquences, est la seule mesure de dispersion applicable à une variable nominale.

La valeur définie par l'entropie de Shannon est désignée par :

$$H_x = - \sum_{i=1}^k f_i \log f_i \quad (5-1)$$

avec  $k$  : nombre de modalités  
 $f_i$  : fréquence de la modalité  $i$

Mesure du désordre statistique, l'entropie physique est utilisée en thermodynamique pour apprécier le désordre thermodynamique. En statistique, c'est un indicateur de variabilité d'une variable qualitative. Elle correspond ici à une mesure de l'inégalité des fréquences de types de temps.

Cette quantité de diversité peut être comparée à l'entropie maximale qui se manifeste quand toutes les probabilités sont égales : si tous les  $f_i$  sont nuls sauf un, alors  $H = 0$  ; quand l'entropie est maximale,  $H = \log_{10} k$ . L'entropie relative varie donc entre 0 et 1<sup>81</sup>.

$$H_{\max} = - \left[ \sum \frac{1}{10} \log_{10} \frac{1}{10} \right]$$

Le calcul de l'entropie maximale  $H_{\max}$  donne ici :

$$H_{\max} = - \left[ 10 \left( \frac{1}{10} \right) \log_{10} \frac{1}{10} \right]$$

$$H_{\max} = 1$$

Appliquons alors la formule de l'entropie relative, telle que  $H_r = H_x / H_{\max}$

Pour l'année 1990, on obtient :

$$H_{1990} = - (f_{TT1(1990)} \log_{10} f_{TT1(1990)} + f_{TT2(1990)} \log_{10} f_{TT2(1990)} + f_{TT3(1990)} \log_{10} f_{TT3(1990)} + f_{TT4(1990)} \log_{10} f_{TT4(1990)} + f_{TT5(1990)} \log_{10} f_{TT5(1990)} + f_{TT6(1990)} \log_{10} f_{TT6(1990)} + f_{TT7(1990)} \log_{10} f_{TT7(1990)} + f_{TT8(1990)} \log_{10} f_{TT8(1990)} + f_{TT9(1990)} \log_{10} f_{TT9(1990)} + f_{TT10(1990)} \log_{10} f_{TT10(1990)})$$

avec  $f_{TT1(1990)}$  : fréquence du type de temps n°1 pour l'année 1990

et  $f_{TTi(1990)}$  : fréquence du type de temps  $i$  pour l'année 1990

soit après calcul  $H_{1990} = 0,88$

Ainsi, la valeur de l'entropie relative pour l'année 1990 nous est fournie par la formule:

$$H_{r1990} = H_{1990} / H_{\max}$$

Et donc au final,  $H_{r1990} = 0,88$  (Tableau 5-2)

ANNEE	Fréquence										
période	type 1	type 2	type 3	type 4	type 5	type 6	type 7	type 8	type 9	type 10	Entropie relative
<b>1990</b>	0,16	0,00	0,04	0,03	0,15	0,16	0,08	0,07	0,17	0,09	<b>0,88</b>
<b>1991</b>	0,16	0,01	0,03	0,03	0,15	0,18	0,05	0,06	0,18	0,08	<b>0,84</b>
<b>1992</b>	0,15	0,00	0,03	0,02	0,15	0,19	0,08	0,07	0,15	0,07	<b>0,83</b>
<b>1993</b>	0,19	0,01	0,03	0,04	0,14	0,13	0,06	0,07	0,23	0,08	<b>0,88</b>
<b>1994</b>	0,18	0,00	0,06	0,03	0,14	0,16	0,11	0,06	0,17	0,07	<b>0,89</b>
<b>1995</b>	0,14	0,00	0,04	0,03	0,12	0,15	0,11	0,09	0,15	0,14	<b>0,90</b>
<b>1990-1995</b>	0,12	0,00	0,02	0,04	0,20	0,18	0,10	0,08	0,13	0,08	<b>0,86</b>

**Tableau 5-2 : Calcul d'entropie relative des types de temps par année en fonction de leur fréquence. Le total en ligne des fréquences est différent de 1 à cause des lacunes dans la base de types de temps.**

<sup>81</sup> Par convention, quand  $f_i = 0$ ,  $\log_{10} f_i = 0$  par commodité, même si  $\log_{10} n$  a pas de valeur réelle.

Les résultats obtenus sont compris dans l'intervalle [0,83 ; 0,90], ils présentent donc des résultats relativement similaires. La moyenne sur les six années atteint la valeur 0,86. L'année 1995, qui présente la valeur la plus élevée, a donc connu une diversité plus grande de types de temps (ce qui est confirmé par les écarts à la moyenne). Comme précédemment, un calcul similaire a été effectué sur les périodes hivernales uniquement (Tableau 5-3). Les hivers 1989-1990 et 1995-1996, incomplets, ont été volontairement supprimés des résultats, les journées de janvier et février 1990 comme celles de décembre 1995 rentrent par contre dans le calcul de l'hiver moyen.

HIVER	Fréquence										Entropie relative
	type 1	type 2	type 3	type 4	type 5	type 6	type 7	type 8	type 9	type 10	
<b>hiver moyen</b>	0,07	0,00	0,02	0,05	0,03	0,08	0,05	0,16	0,44	0,08	<b>0,75</b>
<b>1990-1991</b>	0,04	0,00	0,07	0,03	0,02	0,12	0,10	0,14	0,32	0,12	<b>0,82</b>
<b>1991-1992</b>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,07	0,68	0,02	<b>0,42</b>
<b>1992-1993</b>	0,08	0,00	0,03	0,00	0,07	0,13	0,01	0,07	0,56	0,03	<b>0,61</b>
<b>1993-1994</b>	0,10	0,00	0,03	0,10	0,04	0,08	0,09	0,19	0,21	0,15	<b>0,89</b>
<b>1994-1995</b>	0,05	0,00	0,00	0,05	0,04	0,07	0,03	0,38	0,25	0,10	<b>0,73</b>

Tableau 5-3 : Calcul d'entropie relative des types de temps pour la saison d'hiver en fonction de leur fréquence.

L'hiver 1991-1992 ressort à nouveau comme le plus atypique. Une longue période anticyclonique fait chuter la valeur de l'entropie relative et augmenter celle de l'écart à la moyenne. Au contraire, la variété des types de temps de l'hiver 1993-1994 est responsable d'une faible entropie : la succession de situations météorologiques variées de durées moyennes entraîne une baisse de la valeur calculée.

Toujours pour mettre en évidence les variabilités interannuelles et en complément de l'entropie relative, une étude par contingence / association donne les résultats de contribution au  $\chi^2$  disponibles en Annexe 5-4. Pour l'année 1990, les types 2 (contribution positive) et 7 (contribution négative) représentent à eux seuls 85% de la contribution au  $\chi^2$  total. L'année est donc proche de l'année moyenne, sauf sur ces deux types. En 1994, plus de 60% de la relation sont entraînés par la sur-représentation du type 10. En 1992, 47% de la contribution relative sont liés au type 9. L'étude d'indépendance / association vient donc corroborer les affirmations précédemment écrites.

La démonstration des variations annuelles des fréquences de types de temps et de leurs variabilités à différentes échelles temporelles rappelle le « lissage » qui intervient sur les données lorsqu'on travaille sur des moyennes. Il faut être conscient de ce biais lorsqu'on interprète tout résultat, mais cette simplification est nécessaire avant toute tentative de modélisation.

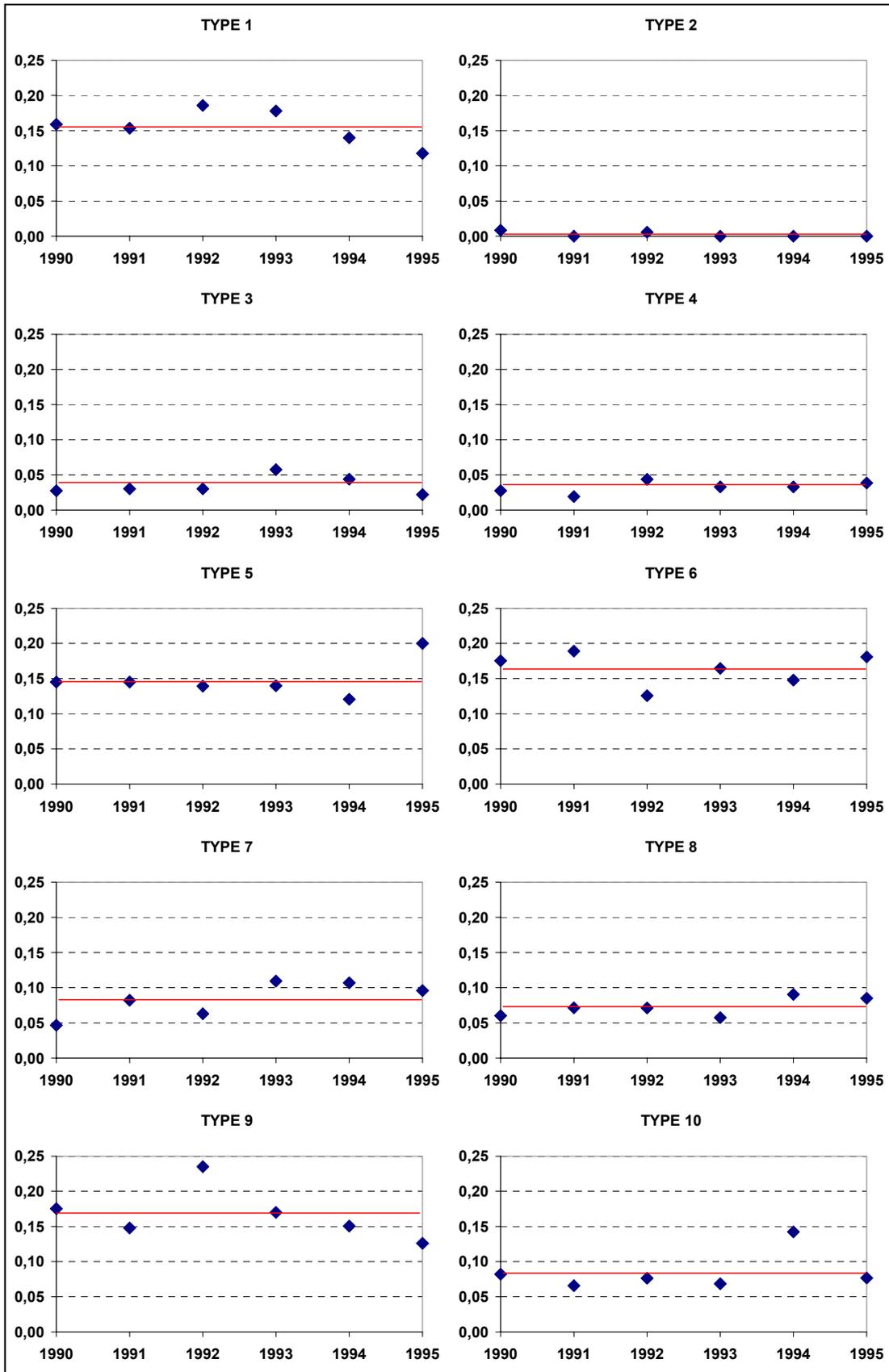


Figure 5-5 : Fréquence moyenne annuelle de chaque type de temps (géopotential 1000 hPa) comparée à la fréquence moyenne sur la période 1990-1995.

Écarts à l'année moyenne (en valeur absolue), Géopotential 1000 hPa :

1990 : 0,097    1991 : 0,093    1992 : 0,196    1993 : 0,117    1994 : 0,186    1995 : 0,202

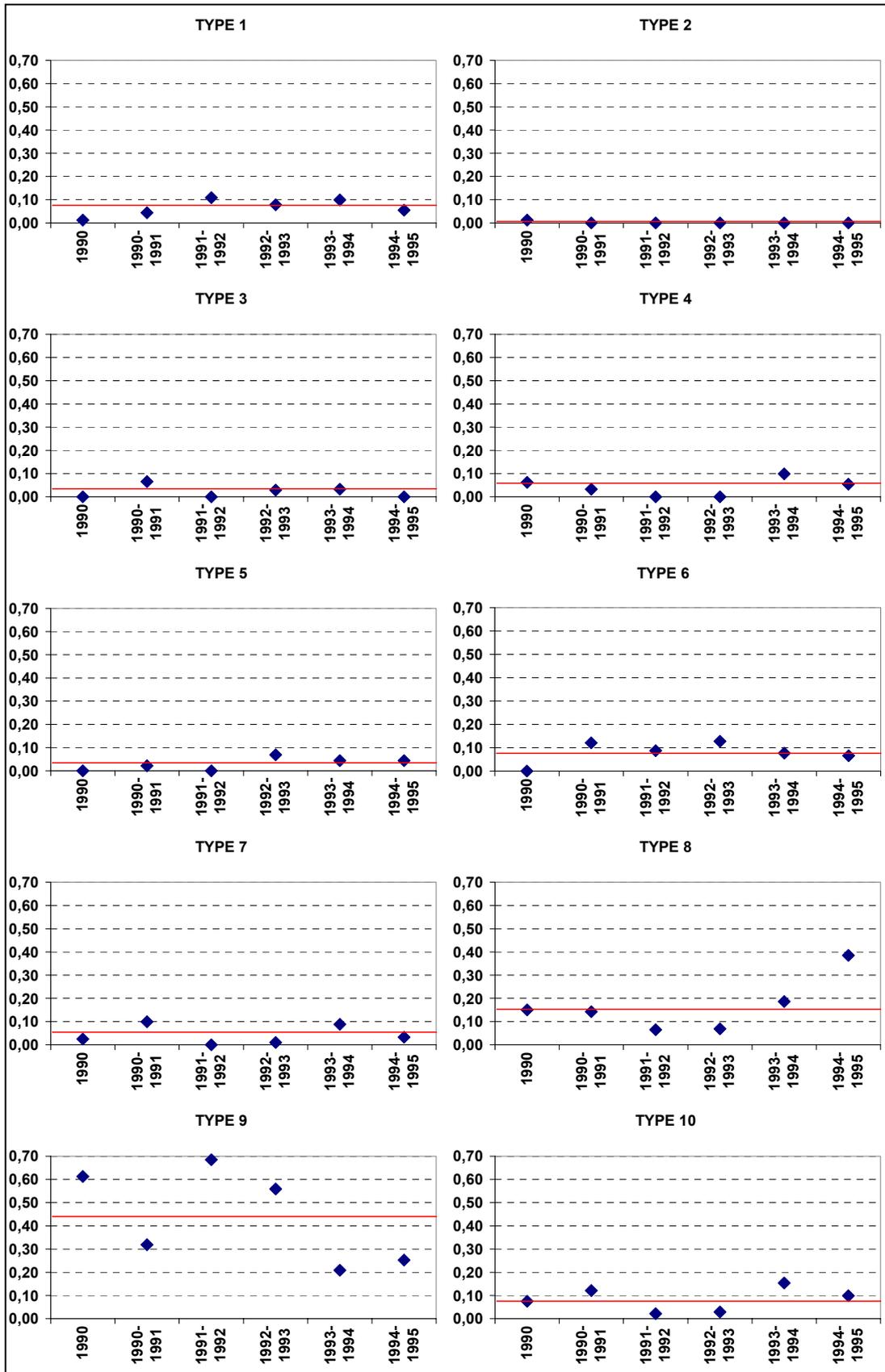


Figure 5-6 : Fréquence moyenne de chaque type de temps pour la saison d'hiver (géopotential 1000 hPa) comparée à la fréquence moyenne des hivers de la période 1990-1995.

Écarts à l'année moyenne (en valeur absolue), Géopotential 1000 hPa :

1990: 0,418 1990-1991: 0,354 1991-1992: 0,592 1992-1993: 0,451 1993-1994: 0,487 1994-1995: 0,523

### 5.3.2.3. Durée des types de temps

Outre la fréquence, il paraît également indispensable de s'intéresser à la durée des types de temps (Tableau 5-4). En effet, une situation très brève, de l'ordre d'une journée ou deux, n'aura pas le même impact sur l'évolution des températures qu'un phénomène stable durant une semaine ou plus.

GP1000	Durée des différents types de temps (en jours)										1990-1995
	Type de temps										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
<b>Minimum (jours)</b>	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
<b>Maximum (jours)</b>	9	2	4	6	10	9	7	10	19	8	
<b>Moyenne (jours)</b>	2,03	1,25	1,79	1,82	2,28	2,58	2,03	2,56	3,49	1,91	
<b>Ecart Type (jours)</b>	1,48	0,43	0,85	1,26	1,80	1,82	1,32	1,99	3,94	1,31	

Tableau 5-4 : Durées minimale, moyenne et maximale, en jours, de chaque type de temps (géopotential 1000 hPa). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

La durée des types de temps sur la période considérée varie donc entre 1 journée (pour tous les types de temps) et 19 jours pour le type 9, le plus stable. Ce type 9 est atypique par sa durée moyenne : 3,49 jours en moyenne sur la période 1990-1995. C'est aussi le seul pour lequel l'écart type est supérieur à la moyenne. La constatation n'est pas surprenante puisque les fréquences de type de temps donnaient ce type 9 très majoritaire en hiver. Cette forte valeur démontre la persistance des situations anticycloniques hivernales. Cependant, pour les autres classes, en moyenne, les valeurs sont de l'ordre de deux jours, illustrant le caractère très changeant de l'atmosphère : un peu plus de deux jours pour les types 1, 5, 6, 7 et 8, un peu moins de deux jours pour les types 2, 3, 4 et 10 (Figure 5-7).

Par ailleurs, on peut émettre l'hypothèse d'une augmentation des durées des types de temps anticycloniques vers l'Est (influence amoindrie des flux océaniques), mais il est difficile de le mettre en évidence compte tenu de l'échelle synoptique des classifications et du caractère non homogène de celles-ci au niveau européen<sup>82</sup> (chaque pays dispose de sa typologie propre).

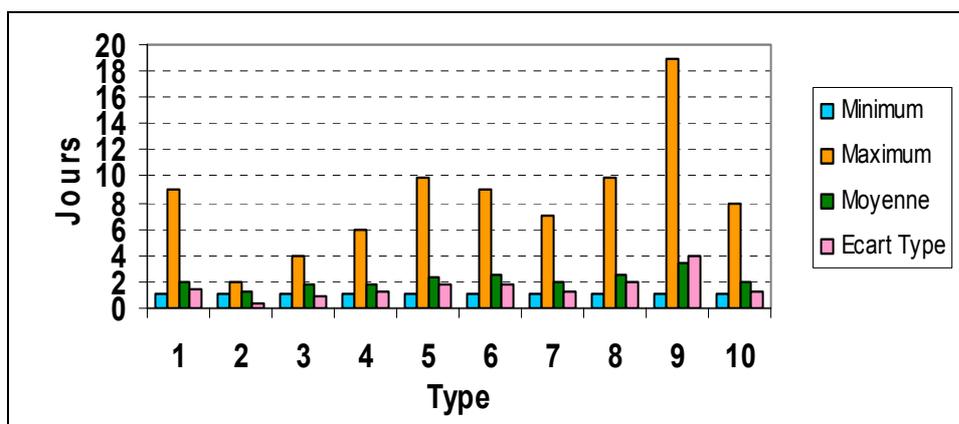


Figure 5-7 : Durées minimale, moyenne et maximale, en jours, de chaque type de temps (géopotential 1000 hPa). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

<sup>82</sup> Une nouvelle action européenne sur le thème « *Harmonisation of weather type classifications applied to european regions* » voit d'ailleurs actuellement le jour.

### 5.3.2.4. Persistance et enchaînements des types de temps

De même que la durée de chaque type de temps séparément, évaluer les enchaînements et évolutions des situations nous semble nécessaire pour appréhender certaines variations de température. Les graphiques ci-dessous (Figure 5-8, Figure 5-9 et Figure 5-10) présentent ainsi les relations préférentielles de persistance et enchaînements des types de temps (toujours pour le géopotentiel 1000 hPa) à 24, 48 et 72 heures. Ils illustrent ainsi les relations et évolutions des types de temps entre eux. Ils ont été calculés à partir de nos données sur la période 1990-1995 et sont à comparer avec les résultats obtenus par P. Bénichou (1995) dans son ouvrage. Le graphique correspondant est disponible en Annexe 5-2. On note par exemple la forte persistance du temps anticyclonique hivernal (type 9). S'il est présent un jour  $j$ , la probabilité qu'il demeure atteint 72% à  $j+1$ , 61% à  $j+2$ , et encore 50% à  $j+3$ . Pour comparaison, la probabilité de persistance du type 8 à  $j+1$  est de 61%, mais ce pourcentage s'effondre à 41% à  $j+2$  et 23% à  $j+3$ . Celle du type 2, très rare et très peu durable mais aux conséquences importantes (tempête), passe de 20 % à  $j+1$  à 0% à  $j+2$ .

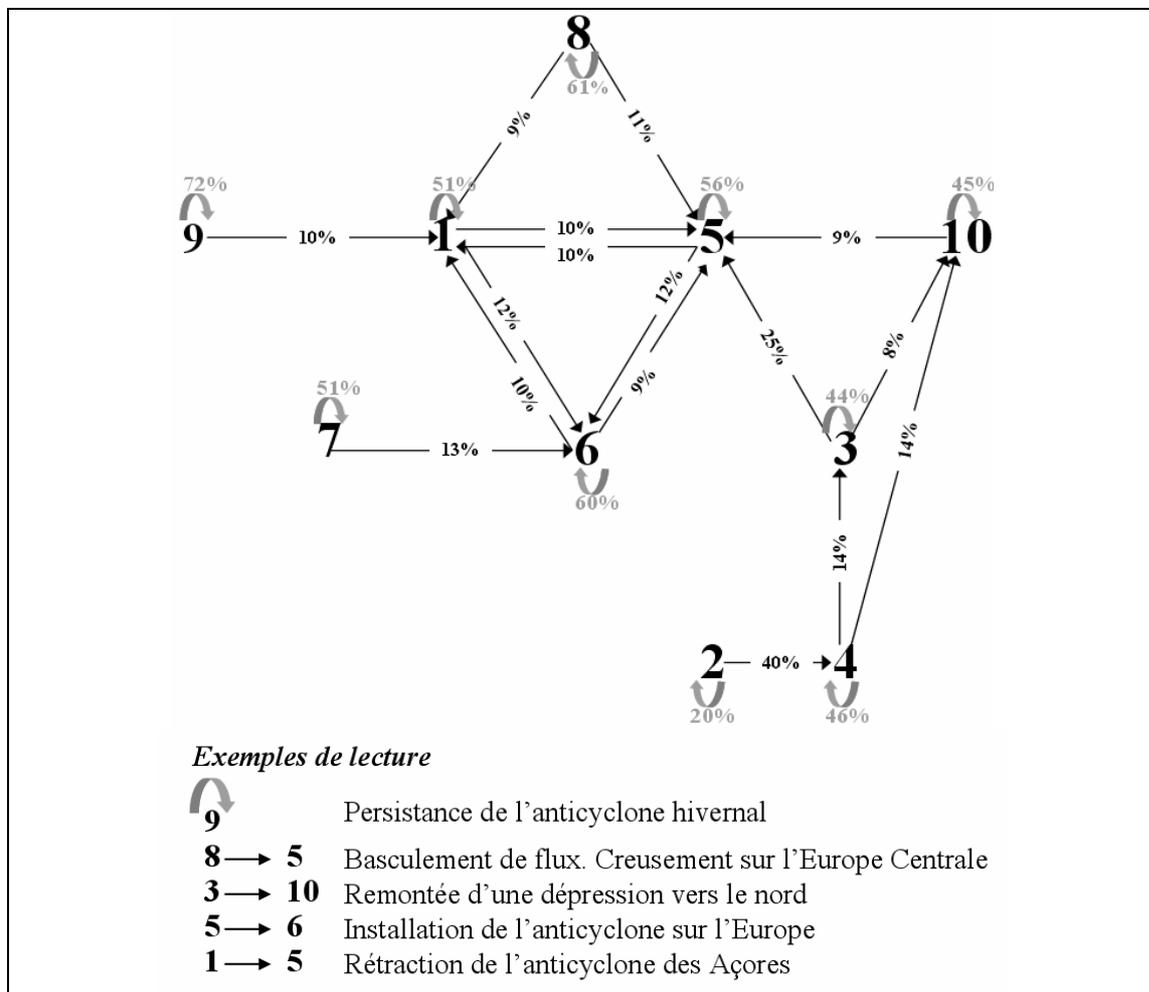


Figure 5-8 : Persistance et enchaînement des types de temps entre un jour et le lendemain (24 heures). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

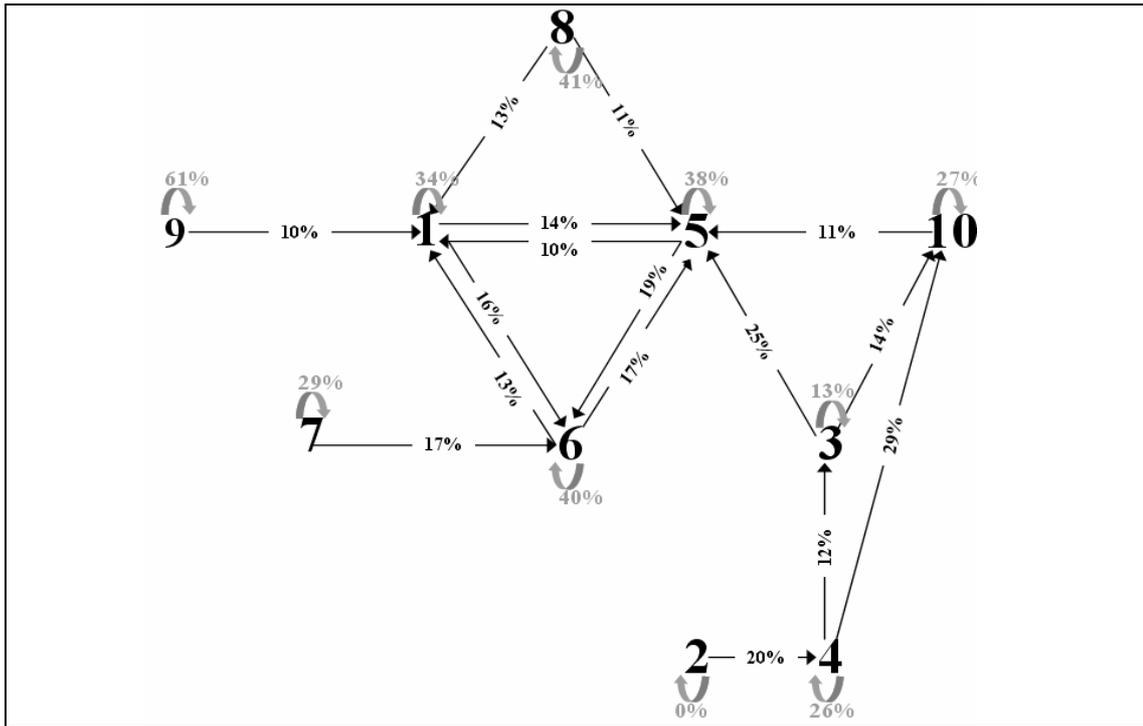


Figure 5-9 : Persistence et enchaînement des types de temps entre un jour et le surlendemain (48 heures). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

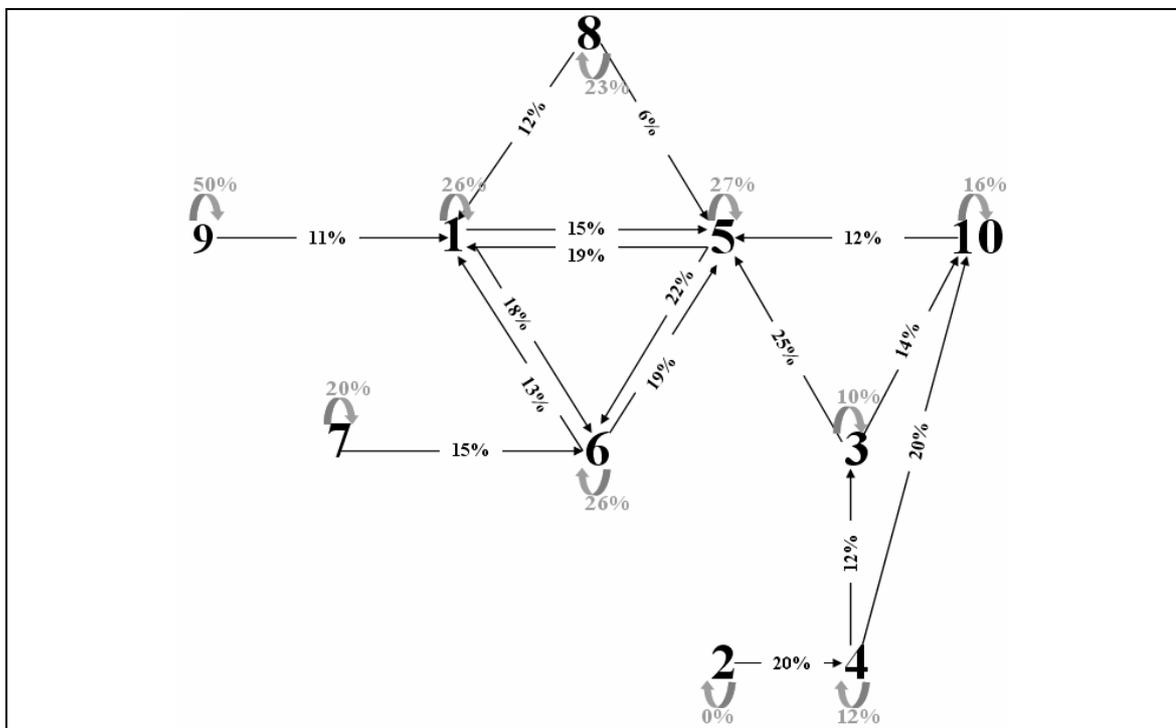


Figure 5-10 : Persistence et enchaînement des types de temps entre un jour et le sur-surlendemain (72 heures). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Type J 	Type J+48H	Enchaînement % Bénichou (1976-1980)	Enchaînement % (1990-1995)	Différence d'observations
1	5	20	14	6
1	6	14	16	-2
2	4	43	20	23
3	5	16	25	-9
3	10	17	14	3
4	3	12	12	0
4	5	15	9	6
4	10	14	29	-15
5	1	21	10	11
6	1	16	13	3
6	5	12	17	-5
7	6	16	17	-1
8	1	15	13	2
8	5	23	11	12
8	10	13	8	5
9	9	59	61	-2
10	5	12	11	1

**Tableau 5-5 : Enchaînement des types de temps, valeurs comparées 1976-1980 / 1990-1995. (Pour des questions de lisibilité et de nombre de données, seules les relations portées sur le graphique sont rappelées dans le tableau, mais il en existe évidemment beaucoup d'autres sur les 100 combinaisons d'enchaînements statistiquement possibles, moins fréquentes). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et Bénichou P., 1995)**

Les enchaînements entre les types 8 et 10 (8%) et les types 4 et 5 (9%) étant inférieurs à 10%, ils n'ont pas été représentés sur nos graphiques (Figure 5-9, Figure 5-10).

La comparaison entre ces résultats (Tableau 5-5) montre donc, premièrement, des résultats très similaires pour la plupart des enchaînements. La différence la plus notable, et c'est fort heureux, apparaît en relation avec la classe 2 : cette classe représentant seulement 0,4 % des observations sur la période étudiée par Bénichou et uniquement 5 jours sur les 2191 de notre étude, l'effectif est beaucoup trop faible pour tirer une conclusion. Les enchaînements 8 à 5 (basculement de flux avec creusement sur l'Europe Occidentale) et 5 à 1 (extension de l'anticyclone des Açores) se sont trouvés moins nombreux sur notre période d'étude. Au contraire, le nombre d'observation des enchaînements 4 à 10 (hausse du champ de pression) et 3 à 5 (extension de l'anticyclone des Açores) a augmenté notablement.

Si on peut penser que de telles évolutions peuvent traduire des changements de comportement des masses atmosphériques (changement climatique, entre autres, mais surtout d'autres changements cycliques), nous nous abstenons de toute remarque de ce genre ici, car comparer deux périodes courtes (5 ans environ) espacées de seulement une dizaine d'années s'avère plus que dangereux et aléatoire. Ce n'est par ailleurs pas l'objet de notre recherche.

## 5.4. Types de temps et spatialisation des températures

Le besoin d'applications à échelles fines, notamment dans l'étude du changement climatique, a apporté un intérêt nouveau pour la climatologie synoptique, et plus précisément en ce qui concerne les types de temps et autres indices de circulations. La climatologie synoptique (Yarnal B., 1993) doit être considérée comme une description du climat observé corrélé à la circulation atmosphérique à petite échelle. De nombreuses études ont montré, dans le cas des précipitations en particulier, la forte dépendance avec la circulation atmosphérique générale de l'aire étudiée.

Les variations de température montrent aussi une relation distincte avec la circulation atmosphérique (Figure 5-11). Les valeurs minimales extrêmes sont par exemple atteintes sous les types 7 et 8, responsables d'un temps perturbé, dans les stations de très haute altitude. Le type anticyclonique 9, au contraire, « limite » le refroidissement à ces très hautes altitudes mais médiane et moyenne des températures relevées sous ces conditions atmosphériques sont pourtant plus basses (refroidissement dû aux nuits sans nuages).

La difficulté de prévoir les températures (ou dans notre cas de les spatialiser) réside donc majoritairement dans l'appréhension de l'évolution des situations météorologiques. A travers quelques exemples, nous allons montrer les subtilités observées sur certains thèmes précis.

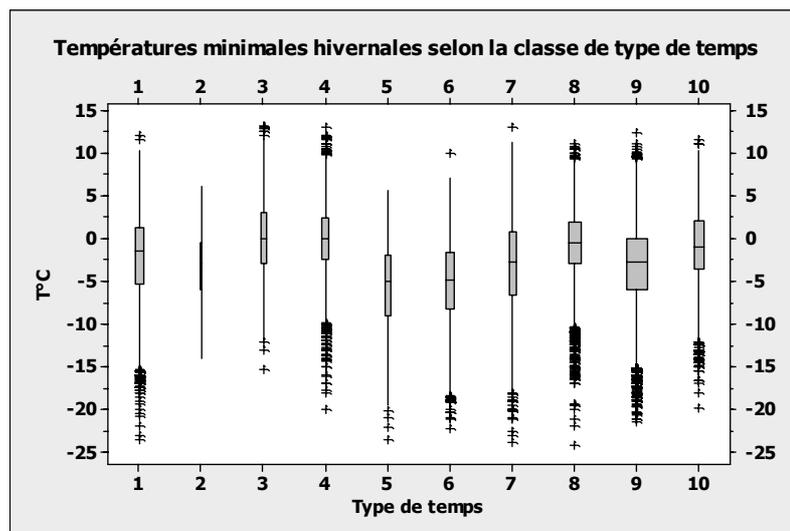


Figure 5-11 : Représentation en boîte et moustaches des températures minimales hivernales selon la classe de type de temps. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

### 5.4.1. Isotherme 0°C et niveau de gel

L'isotherme 0°C correspond à la ligne théorique joignant l'ensemble des points de température 0°C. Elle<sup>83</sup> sépare donc les températures positives des températures négatives : elle concerne la température de l'air, généralement à 2 mètres. Le niveau de gel, paramètre propre au sol, peut donc être bien différent.

<sup>83</sup> Contrairement à l'usage courant qui en est fait, isotherme est un mot féminin.

Dans une même masse d'air, à bonne distance du sol, les variations diurnes et nocturnes de l'altitude de l'isotherme 0°C sont faibles car l'air ne canalise pas l'énergie du soleil et ne se réchauffe donc quasiment pas dans la journée. Par ailleurs, de vastes surfaces peuvent être recouvertes par une masse d'air homogène pour laquelle l'isotherme 0°C est presque constante. Dans certaines situations atmosphériques, par exemple, l'altitude de l'isotherme 0°C varie peu sur l'ensemble de la France : soit 1800 m à Brest, 1900 m à Paris, 2000 m à Lyon. Par contre, au passage d'une perturbation s'accompagnant d'un changement de masse d'air, des fluctuations de l'isotherme 0°C de l'ordre de 1000 à 2000 m sont habituelles (dans ce cas on pourra observer une altitude de 1000 m à Brest, 1500 m à Paris et 2000 m à Lyon).

Il existe évidemment un lien entre isotherme 0°C et niveau de gel, mais ce lien est parfois plus complexe qu'il n'y paraît. En effet, subissant la radiation solaire diurne, le sol se réchauffe ; la nuit au contraire, il se refroidit en rayonnant de la chaleur vers l'espace. Aussi on considère que le niveau de gel flotte de part et d'autre de l'isotherme 0°C, en étant généralement au-dessus le jour, au-dessous la nuit. Mais il faut là encore séparer en deux typologies les types de temps rencontrés. Par temps calme accompagné de ciel clair, de nuit, l'altitude du niveau de gel est toujours inférieure à l'altitude de l'isotherme 0°C. Elle se trouve en moyenne 1500 mètres sous l'isotherme 0°C. L'écart est généralement supérieur en hiver (2000 mètres sont possibles), inférieur en été (1000 à 1500 mètres) (Souhaite P., 1993). En journée, l'isotherme 0°C se trouve bien en dessous du niveau de gel, exception faite des quelques versants exposés au Nord et abrités, à l'ombre tout l'hiver. Le second cas est plus simple : par temps nuageux et couvert, les altitudes de l'isotherme 0°C et du niveau de gel sont très similaires, et ce de jour comme de nuit. (Souhaite P., 1993)

#### **5.4.2. Isotherme 0°C et limite pluie/neige**

La limite pluie-neige indique l'altitude au-dessus du niveau de la mer en mètres où s'opère la transformation neige/pluie, niveau de fonte des flocons lorsqu'ils rencontrent une température de l'air positive. Généralement, on trouve cette limite à + 2°C, c'est-à-dire, d'après le gradient adiabatique saturé de -0,6°C pour 100 mètres, à une altitude d'environ 300 mètres sous l'isotherme 0°C (Figure 5-12). Mais cette valeur, valable en moyenne, peut-être contredite dans le cas de précipitations durables, qui font s'abaisser la limite pluie/neige (la fonte des flocons entraîne la baisse de température de l'atmosphère, qui entraîne elle-même une baisse du niveau de fonte des flocons). Par ailleurs, la limite pluie/neige s'observe fréquemment à 500 mètres sous l'isotherme 0°C par régime de traîne. Enfin, lors de phénomènes très actifs (orages...), la limite peut exceptionnellement s'abaisser 1000 mètres sous l'isotherme 0°C. La limite pluie/neige dépend donc de facteurs divers qui rendent sa prévision parfois difficile, puisqu'elle peut varier de quelques centaines de mètres. Le type de temps concerné est un facteur à prendre en compte pour prévoir cette limite des précipitations solides.

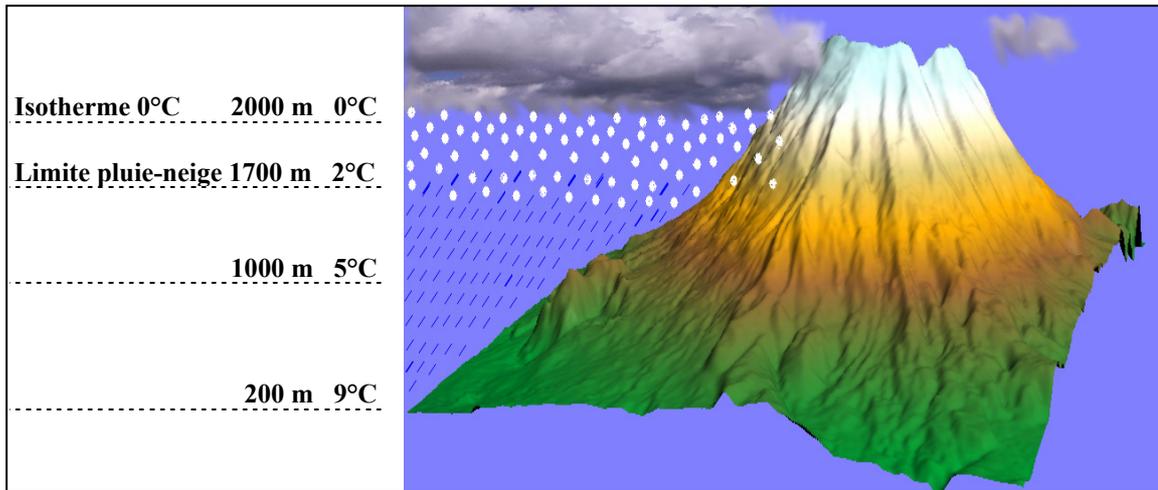


Figure 5-12 : Isotherme 0°C et limite pluie-neige (Lhotellier R., 2005)

## 5.5. Conclusion

La situation atmosphérique participe grandement des variations de températures mesurées. L'une des méthodes pour les décrire est la classification en type de temps proposée par Météo-France. Cette typologie, par son échelle de réalisation, s'adapte assez mal à notre échelle d'étude, mais elle a le mérite de procurer une valeur quotidienne sur l'ensemble de la région. Cette simplification constitue un écueil, puisque le temps observé n'est évidemment pas identique en tout lieu des Alpes pour une journée donnée. Cependant, d'autres variables comme la nébulosité ou la pression atmosphérique n'étant pas disponibles dans toutes les stations de mesure, l'information fournie par le fichier type de temps demeure indispensable. On observe, du reste, des situations thermiques véritablement opposées suivant la classe de type de temps considérée. Les variations d'altitude de la limite pluie/neige ou de l'isotherme 0°C en sont deux exemples, qui nous amènent tout naturellement à évoquer les gradients thermiques verticaux, objet du Chapitre 6.



## Chapitre 6. PARAMETRES THERMIQUES A VARIATION TEMPORELLE

Les paramètres qui sont l'objet de ce chapitre concernent uniquement la partie basse de l'atmosphère, la troposphère, dans laquelle la température de l'air baisse avec l'altitude dans la plupart des cas<sup>84</sup>. Les gradients thermiques verticaux et les amplitudes thermiques illustrent le caractère changeant de la basse atmosphère et de là, nous aident à mieux cerner les facteurs explicatifs de ces variations.

### 6.1. Gradient thermique vertical

Le gradient thermique vertical<sup>85</sup> peut se définir simplement comme la variation de la température lorsque l'altitude augmente : de ce fait il se mesure en °C par mètres, bien qu'on parle en général plus aisément en centaines de mètres, voire en milliers. Comme son nom l'indique, le gradient mesuré est vertical, c'est à dire que théoriquement il doit être mesuré sur une colonne d'air, par radiosondage notamment<sup>86</sup>. Le climatologue se voit dans l'obligation d'élargir la définition en prenant en compte un gradient régionalisé, les stations de mesure de la température de l'air n'étant jamais situées exactement sur une même colonne verticale.

Mathématiquement, la définition du gradient de température est donc le rapport  $\frac{d\theta}{dz}$  de

l'écart  $d\theta$  de température entre deux points séparés par la distance  $dz$ . Le rapport  $-\frac{d\theta}{dz}$ , en degrés C par 100 mètres exprime ainsi en général le gradient thermique vertical de l'air, puisque température et altitude sont négativement corrélées.

Plusieurs études des gradients selon les sites d'observations des températures ont été effectuées par le passé (notamment De Saintignon M.-F., 1976 & 1985 ; Paul P., 1977 ; Pulina M.-A., 1990). Les résultats mettent en évidence les différences de gradients selon la position sommitale, sur les versants ou en fond de vallée des stations de mesure. Apparaissent aussi des disparités selon les massifs étudiés, entre Alpes du Nord et Alpes du Sud ou entre Préalpes et chaînes internes dans l'exemple proposé (Figure 6-1).

<sup>84</sup> Se reporter au Chapitre 1 pour la structure verticale de l'atmosphère.

<sup>85</sup> Ou gradient vertical de température, ou encore taux de décroissance du profil vertical de température troposphérique.

<sup>86</sup> Cf. Annexe 6-3.

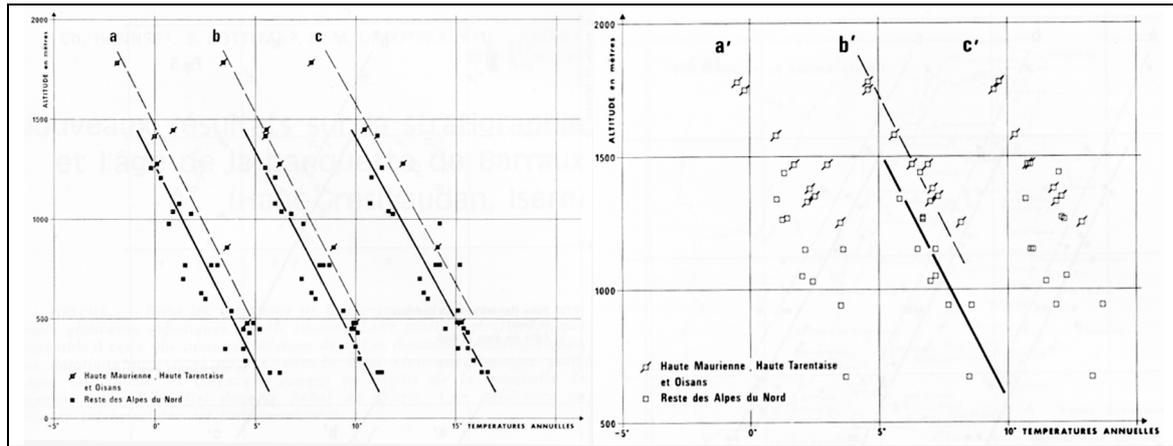


Figure 6-1 : Décroissance de la température en fonction de l'altitude, à gauche, en fond de vallée et à droite, sur les versants (a : températures annuelles minimales, b : températures annuelles moyennes, c : températures annuelles maximales). (De Saintignon M.-F., 1976)

La complexité des phénomènes climatiques s'illustre dans l'individualisation des trois massifs les plus ensoleillés (Oisans, Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne, qui sont également les moins arrosés) : leurs températures moyennes sont logiquement plus élevées, ce qui conduit à la réalisation de modèles de régression différents selon la situation du massif dans la chaîne alpine. Les fonds des trois vallées précédemment citées sont thermiquement proches de celle de la Durance, avec des maxima plus faibles cependant.

Une étude sérieuse des gradients thermiques doit par ailleurs distinguer les moyennes des maxima et minima, ces valeurs n'évoluant pas toutes selon des profils semblables.

Les gradients mesurés doivent être comparés à une référence. Deux valeurs sont admises en météorologie : le gradient adiabatique de l'air sec ou non saturé et le gradient pseudoadiabatique (adiabatique saturée).

Soit une particule d'air qui s'élève verticalement de l'altitude (z) à l'altitude (z + dz) : sa pression atmosphérique varie, dans le sens opposé à (dz)<sup>87</sup>, de la valeur (p) à la valeur (p + dp).

- Si l'élévation en altitude s'accompagne d'une transformation adiabatique (sans condensation), la température de cette particule passe de (Ta) Kelvins à (Ta + dTa) Kelvins<sup>88</sup>. Si l'on considère que la particule d'air subit un déplacement identique à celui de l'air sec, on parvient aux équations :

$$\frac{dT_a}{T_a} = \left( \frac{R_a}{C_{pa}} \right) \cdot \left( \frac{dp}{p} \right) \tag{6-1}$$

relation adiabatique pour de très faibles variations de Ta et p

$$p = \rho \cdot R_a \cdot T \tag{6-2}$$

équation d'état de l'air sec à proximité de la particule avec  $\rho$  masse volumique de l'air

<sup>87</sup> dp et dz sont donc de signes opposés.

<sup>88</sup> La température Ta de la particule d'air n'équivaut pas nécessairement à la température T de l'air environnant.

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dz \quad (6-3)$$

relation de l'hypothèse hydrostatique  
avec g accélération de pesanteur au centre de la particule

d'où

$$dT_a = -\left(\frac{g}{C_{pa}}\right) \cdot \left(\frac{T_a}{T}\right) \cdot dz \quad (6-4)$$

(Météo-France)

- Si la température de la particule et celle de l'air environnant sont égales, soit si  $T_a = T$ , alors le gradient adiabatique sec prend la valeur  $-\left(\frac{g}{C_{pa}}\right)$ , soit environ  $-0,976 \cdot 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ , ce qui correspond en arrondissant légèrement à  $-1^\circ\text{C}$  pour 100 mètres. Le gradient se voit modifié ensuite par l'écart entre  $T_a$  et  $T$  à mesure que la particule s'élève.

- Si une condensation s'est produite lors du mouvement de la particule d'air, débute une transformation pseudoadiabatique, les valeurs de sa température  $T_s$  à saturation et la variation  $dT_s$  sont dans ce cas distinctes de  $T_a$  et  $dT_a$ . La valeur du gradient adiabatique saturé est toujours plus faible que celle du gradient adiabatique sec et dépend légèrement de la pression. Pour les températures très basses, les gradients adiabatique sec et pseudoadiabatique sont très proches. Mais pour la plupart des températures observées à la surface terrestre, l'écart est notable : le gradient pseudoadiabatique approche généralement  $-0,5^\circ\text{C}$  par 100 mètres. Les gradients thermiques varient ainsi suivant qu'il y a échange de chaleur ou non entre la particule d'air considérée et l'air ambiant. D'autres facteurs entrent en jeu pour modifier la valeur de ce gradient, qui subit des variations marquées selon l'échelle de temps considérée.

Pour réduire le degré de complexité des informations précédentes, de nombreux organismes utilisent des atmosphères dites standard. Celle proposée par l'Organisation de l'Aviation Civile Internationale (OACI) est très répandue. Elle décrit des valeurs simplifiées du profil thermique vertical. Pour les basses couches de l'atmosphère, les valeurs sont les suivantes :

« - entre les altitudes 0 et 11 km, la température décroît linéairement à raison de  $-6,5^\circ\text{C}$  par km. Ainsi, la troposphère a 11 km d'épaisseur et atteint la tropopause à une température de  $-56,5^\circ\text{C}$  ;

- entre les altitudes 11 et 20 km, domaine de la tropopause et de la basse stratosphère, la température reste constante à  $-56,5^\circ\text{C}$  sur une épaisseur de 9 km<sup>89</sup> ;

- entre les altitudes 20 et 32 km, domaine de la moyenne stratosphère, la température croît linéairement à raison de  $+1,0^\circ\text{C}$  par km. Cette croissance s'effectuant sur une épaisseur de 12 km, l'air, à 32 km d'altitude, est à  $-44,5^\circ\text{C}$ . » (Météo-France)<sup>90</sup>

La valeur moyenne du gradient thermique vertical est donc de ce fait fixée à  $-0,65^\circ\text{C}$  pour 100 mètres d'élévation. Nous évaluerons par la suite si les mesures effectuées parviennent à un résultat similaire.

<sup>89</sup> Le radiosondage peut fournir des températures différentes, cf. Annexe 6-3.

<sup>90</sup> [http://www.meteo-france.com/FR/glossaire/designation/896\\_curieux\\_view.jsp](http://www.meteo-france.com/FR/glossaire/designation/896_curieux_view.jsp)

Comme déjà souligné précédemment, il est difficile, voire impossible, en climatologie, d'estimer des gradients thermiques verticaux à partir de mesures au sol car d'une part, l'atmosphère n'est pas « libre » et, d'autre part, le climatologue se voit obligé de calculer un gradient régional à partir des stations de mesure dont il dispose, qui, bien entendu, ne sont pas disposées à la verticale les unes des autres. Ces limitations précisées, des gradients thermiques peuvent cependant être estimés et leurs variations étudiées.

## 6.2. Gradients thermiques sur minima et maxima

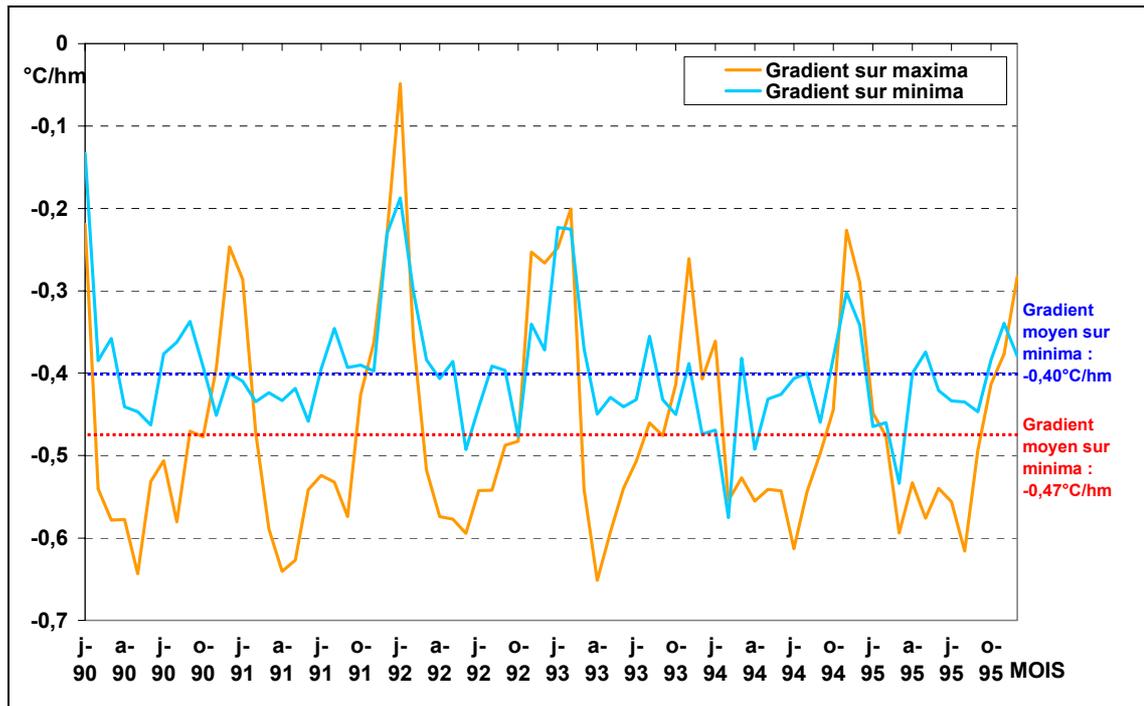
Les caractères qui fondent un climat sont dépendants des évolutions saisonnières de celui-ci, elles-mêmes étant fortement corrélées aux enchaînements de situations météorologiques imbriquées à plusieurs échelles de temps. De fait, il paraît essentiel de fournir les principaux aspects des gradients de température à ces diverses échelles temporelles.

### 6.2.1. Evolutions mensuelles

Les mécanismes de chauffage et refroidissement de l'air faisant appel à des propriétés physiques différentes, il est indispensable de séparer valeurs minimales et maximales de toute étude des gradients. Ainsi, le premier graphique (Figure 6-2) illustre les évolutions, au cours des six années de mesure de notre étude, à l'échelle mensuelle, des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales puis sur les températures maximales. Plusieurs observations peuvent être énoncées :

- le gradient calculé sur les maxima connaît des valeurs extrêmes plus fortes, dans les basses valeurs comme dans les hautes (le gradient sur maxima décrit l'intervalle  $[-0,65 ; -0,05]$  quand celui sur minima se limite à l'intervalle  $[-0,58 ; -0,13]$ )<sup>91</sup>.
- les profils décrits par les deux courbes sont parfois identiques (octobre 1991 à mars 1992, par exemple), parfois opposés (mai à juillet 1994)
- conséquence de la première observation, les ruptures de tendance sont beaucoup plus nettes sur la courbe orange, reflet des maxima.
- l'écart type des valeurs est, de fait, bien supérieur sur la population des gradients sur maxima.

<sup>91</sup> valeurs mensuelles moyennes, en °C/hm.



**Figure 6-2 : Evolutions mensuelles des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et sur les températures maximales sur la période 1990-1995 (légende : janvier, avril, juillet, octobre de chaque année). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)**

Le second graphique (Figure 6-3) met en évidence les évolutions notablement différentes des gradients sur les maxima et les minima : alors que le gradient sur températures minimales oscille autour de la valeur  $-0,40^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  tout au long de l'année, la variabilité du gradient sur les températures maximales est nettement plus grande, puisque sa valeur varie de plus de 100% entre les mois de mai et décembre.

Le gradient sur maxima croit durant le printemps : d'un niveau faible en janvier ( $-0,27^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , mais déjà  $-0,43^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en février) il augmente jusqu'à être très élevé en mars ( $-0,56^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ), avril ( $-0,59^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) et mai (valeur la plus forte de l'année avec  $-0,60^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ). Sa valeur faiblit à partir de juin mais demeure à un niveau élevé durant tout l'été ( $-0,55^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en juin, juillet et août) avant de débuter une décroissance automnale pour parvenir à la valeur la plus faible de l'année en décembre ( $-0,50^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en septembre,  $-0,44^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en octobre,  $-0,31^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en novembre,  $-0,26^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en décembre).

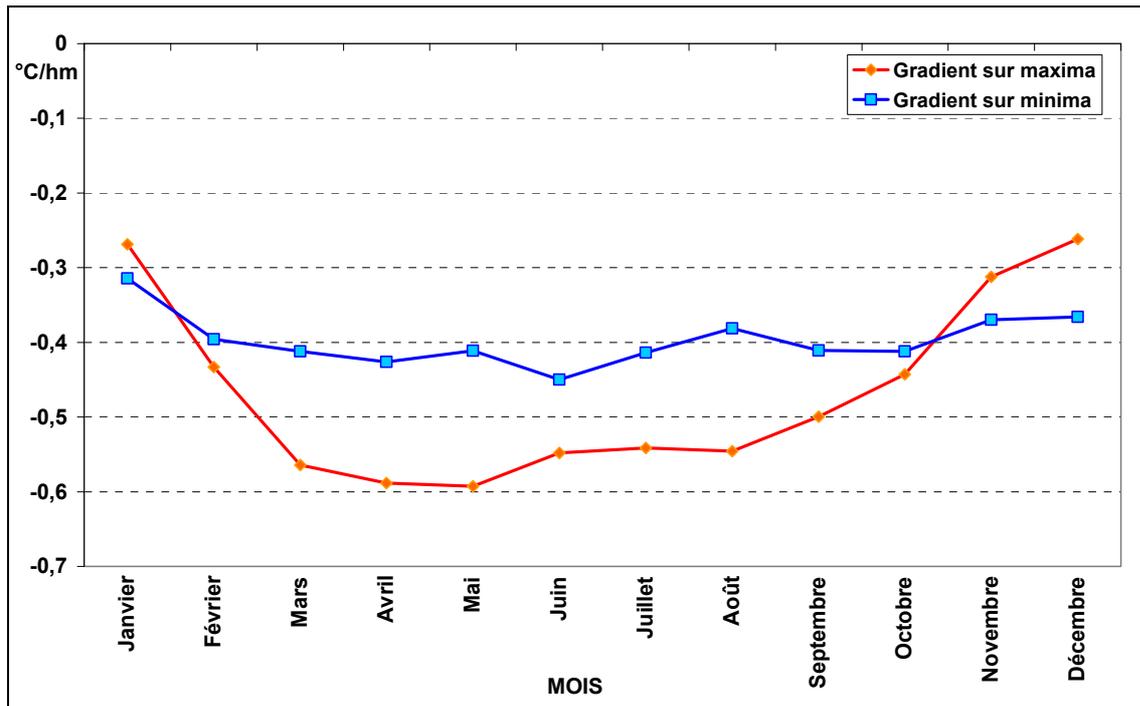


Figure 6-3 : Moyenne mensuelle des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et sur les températures maximales. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Le cycle du gradient sur minima est moins évident. La croissance<sup>92</sup> printanière s'étale cette fois jusqu'au mois de juin ( $-0,45^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) à partir d'un minimum observé en janvier ( $-0,31^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) et malgré une légère baisse de la valeur au mois de mai ( $-0,41^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , contre  $-0,43^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en avril,  $-0,41^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en mars et  $-0,40^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en février). On constate ensuite une décroissance durant les mois de juillet et août (respectivement  $-0,41^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  et  $-0,38^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ), une nouvelle augmentation en début d'automne ( $-0,41^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  en septembre et octobre) puis une nouvelle baisse en novembre ( $-0,37^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) et décembre ( $-0,37^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ).

En moyenne, le gradient thermique vertical est donc plus fort sur les températures maximales ; la situation est cependant inversée de novembre à janvier. Les températures maximales sont peut-être plus tributaires des fortes inversions thermiques hivernales et la présence tout au long de la journée de masses d'air froid en basses couches, dans les vallées, perturbe le profil habituel du gradient.

### 6.2.2. Evolutions saisonnières

Les Figure 6-4 et Figure 6-5 résument pour chaque saison la distribution des gradients verticaux quotidiens calculés et proposent aussi la moyenne de chaque saison (Mean), ainsi que l'écart type de la distribution (StDev). Le gradient moyen quotidien calculé sur les températures maximales concernant la période 1990-1995 atteint  $-0,47^{\circ}\text{C}$  par 100 mètres. Sur les températures minimales, la valeur, plus faible, est tout juste inférieure à  $-0,40^{\circ}\text{C}$  par 100 mètres. Ces moyennes reflètent mal les disparités qui existent entre les saisons. C'est au printemps que le gradient est le plus élevé (-

<sup>92</sup> le gradient est ici considéré en valeur absolue.

0,57°C/hm sur les maxima et -0,43°C/hm sur les minima). Sur les valeurs maximales, le gradient est fort également en été (-0,54°C/hm) mais s'effondre littéralement en automne et hiver (respectivement -0,36°C/hm et -0,39°C/hm). L'évolution est différente sur les minimales, puisque l'été (-0,39°C/hm) possède une valeur très proche de celle observée en automne (-0,39°C/hm) et en hiver (-0,37°C/hm). Les graphiques saisonniers ont été réalisés avec mêmes échelles en effectif et gradient pour une meilleure lisibilité et une comparaison facilitée.

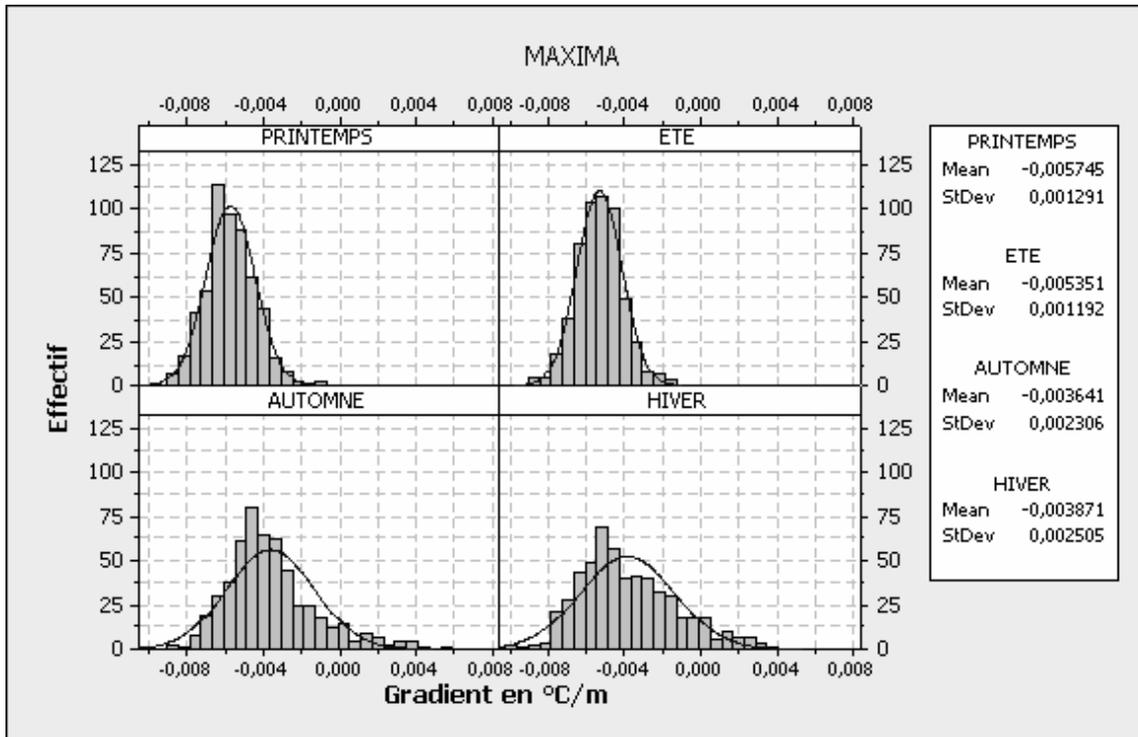


Figure 6-4 : Gradient en°C/m sur les températures maximales selon la saison. Effectif en jours. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Si les histogrammes montrent une répartition plutôt gaussienne en été et au printemps (et ce à la fois sur les températures minimales et maximales), on constate au contraire une répartition plus déséquilibrée de part et d'autre de la valeur modale en hiver et en automne : la dispersion des effectifs est plus grande dans les valeurs supérieures au mode. Moyenne et mode sont d'ailleurs très proches au printemps et surtout en été (sur minima et maxima) alors que la valeur du mode est nettement inférieure à celle de la moyenne (gradient thermique plus fort) en automne et en hiver. La valeur modale la plus faible est observée en été sur les minima (guère plus de -0,40°C par hectomètre, mais ce chiffre subit peu de variations au cours de l'année<sup>93</sup>), en automne sur les maxima (environ -0,40°C par hectomètre contre environ -0,52°C par hectomètre en été, environ -0,55°C par hectomètre au printemps et environ -0,45°C par hectomètre en hiver).

<sup>93</sup> les variations sont d'autant plus faible qu'on considère la valeur exacte du mode et non pas la classe modale.

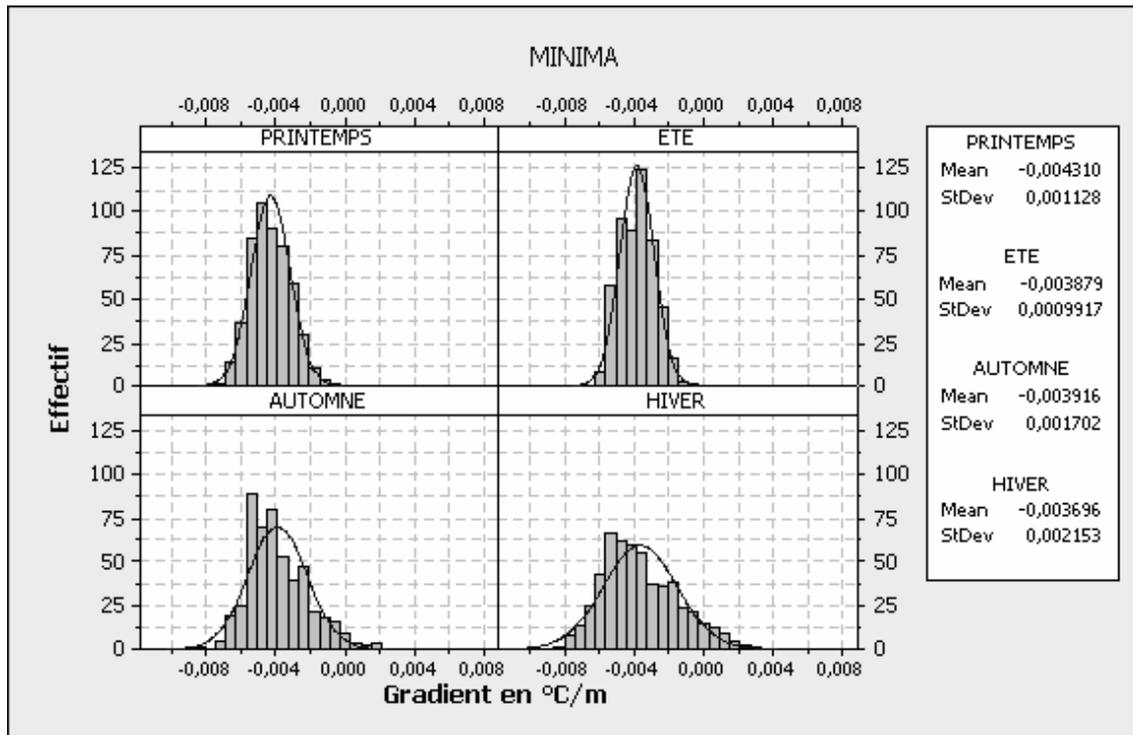


Figure 6-5 : Gradient en°C/m sur les températures minimales selon la saison. Effectif en jours. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

### 6.2.3. Evolutions quotidiennes

L'échelle quotidienne est sans conteste celle qui connaît les variations les plus notables (Figure 6-6). Sur les températures maximales, les plus forts gradients quotidiens mesurés sont observés en mars (7 mars 1991 :  $-1,02^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 6 mars 1991 :  $-0,97^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 18 mars 1990 :  $-0,94^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ).

La valeur du gradient, en  $^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , est comprise :

- entre  $-1,02$  et  $-0,80$  durant 35 jours, soit 1,6% du total.
- entre  $-0,80$  et  $-0,70$  durant 155 jours, soit 7,1% du total.
- entre  $-0,70$  et  $-0,50$  durant 908 jours, soit 41,1% du total.
- entre  $-0,50$  et  $-0,20$  durant 857 jours, soit 39,1% du total.
- entre  $-0,200$  et  $0$  durant 149 jours, soit 6,8% du total.
- entre  $0$  et  $+0,59$  durant 87 jours, soit 4,0% du total.

Les gradients positifs sont tous, sans exception, observés en novembre, décembre, janvier ou février (valeurs extrêmes datées des 13 décembre 1994 :  $+0,59^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 28 novembre 1993 :  $+0,46^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 5 décembre 1991 :  $+0,40^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ).

Sur les températures minimales, les plus forts gradients quotidiens mesurés sont cette fois observés en saison hivernale (12 février 1991 :  $-0,83^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 30 novembre 1990 :  $-0,82^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , 22 décembre 1994 :  $-0,78^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ), peut-être sous l'effet d'un refroidissement en altitude dû à la neige au sol.

La valeur du gradient, en  $^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , est comprise :

- entre  $-0,83$  et  $-0,70$  durant 21 jours, soit 1,0% du total.
- entre  $-0,70$  et  $-0,50$  durant 581 jours, soit 26,5% du total.
- entre  $-0,50$  et  $-0,30$  durant 1082 jours, soit 49,4% du total.

- entre -0,30 et -0,10 durant 399 jours, soit 18,2% du total.
- entre -0,10 et 0 durant 52 jours, soit 2,4% du total.
- entre 0 et +0,28 durant 54 jours, soit 2,5% du total.

La remarque précédente sur les gradients positifs est également valable ici, à une exception près (une valeur positive observée en octobre). Les trois valeurs extrêmes sont datées des 31 janvier 1992 : +0,28°C/hm, 4 février 1993 : +0,23°C/hm, 3 janvier 1992 : +0,21°C/hm).

Ces valeurs positives traduisent une inversion thermique : au lieu de décroître avec l'altitude, la température augmente. Ce sera le sujet principal du paragraphe suivant. Mais avant cela, il convient d'expliquer au moins en partie les très fortes dissimilarités de gradient. La saison apparaît comme un premier facteur explicatif, par la modification du bilan radiatif (Escourrou G., 1981). Les valeurs très fortes remarquées au mois de mars sur les maxima traduisent le réchauffement printanier, nettement plus actif dans les vallées et aux faibles altitudes que sur les sommets, où la neige est encore présente. Les températures minimales ne traduisent que rarement cet effet car l'air froid nocturne s'écoule le long des pentes en situation anticyclonique. Les gradients positifs hivernaux, plus élevés sur les maxima que sur les minima, démontrent que si l'inversion est installée pour plusieurs jours, l'écart de température entre les zones sous l'inversion (température basse) et celles au-dessus (température élevée du fait de l'ensoleillement) tend à augmenter. La nuit, l'influence de la radiation solaire s'amenuise et les écarts thermiques diminuent, entraînant une décroissance du gradient. Les très forts gradients sur températures minimales reflètent une situation météorologique particulière : en effet, ces situations hivernales correspondent à des flux de nord perturbés propices aux chutes de neige.

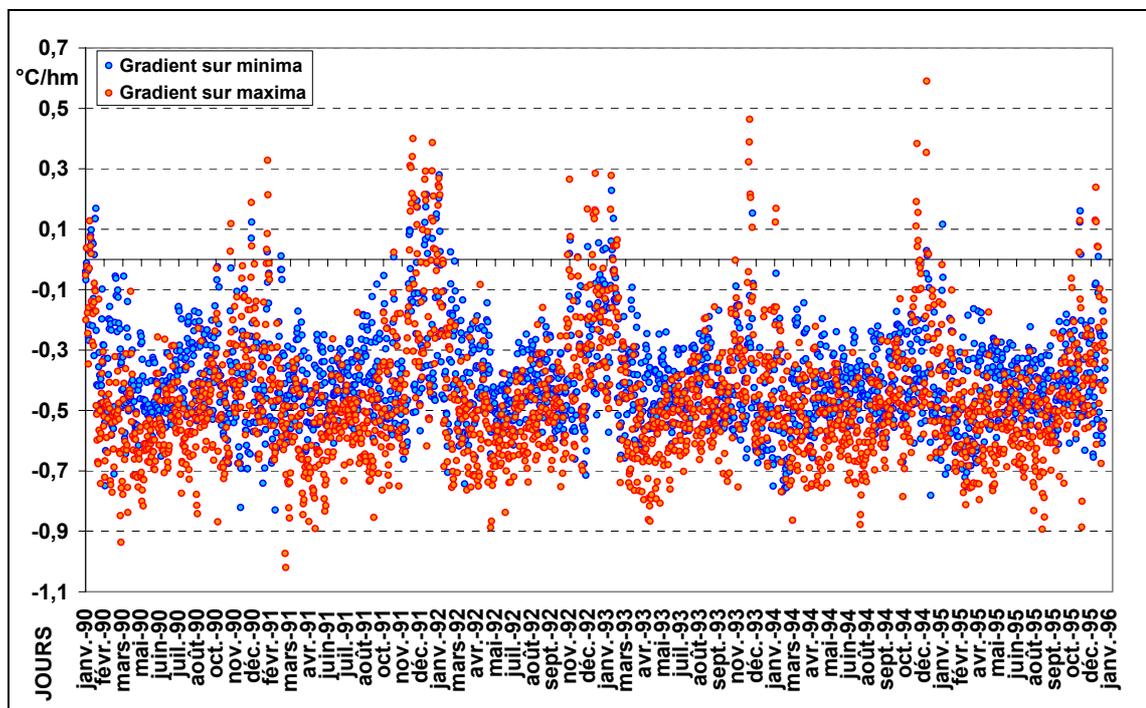


Figure 6-6 : Valeur quotidienne des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et maximales. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Un cas particulier de situation thermique verticale nécessite donc une attention particulière, il s'agit des inversions thermiques, décrites sur le graphique par les points

situés au-dessus de zéro<sup>94</sup>. L'Annexe 6-1 se propose de mettre en évidence graphiquement le phénomène. La situation météorologique est pour beaucoup dans cette apparition.

### 6.3. Les types de temps comme facteur de variations des gradients

Les histogrammes des évolutions saisonnières des gradients (6.2.2) font apparaître deux grands profils de distribution pour lesquels le printemps et l'été s'opposent à l'automne et l'hiver. Les contrastes radiatifs interviennent pour une part dans ces oppositions, le deuxième facteur étant la succession des types de temps. Le Chapitre 5 a précisé l'agencement dans le temps des diverses situations météorologiques, permettant de souligner les symétries entre les graphiques des types de temps et les histogrammes des gradients thermiques. Maxima et minima quotidiens n'ayant pas les mêmes causes ni les mêmes significations climatiques, il a fallu, à nouveau, les considérer séparément.

Les comparaisons des différents histogrammes des gradients thermiques en fonction de la saison et du type de temps sont parfois difficiles du fait de la fréquence d'effectifs de classes inégaux.

Des combinaisons de saison et type de temps sont donc d'office exclus du commentaire (trop peu de journées sont dénombrées pour être qualifiées de représentatives) : ce sont essentiellement le type 2 trop peu fréquent en chaque saison, et les types 8 et 9 en été (types plutôt hivernaux). De plus, et contrairement aux histogrammes saisonniers (Figure 6-4 et Figure 6-5), il n'a pas été possible pour des raisons de lisibilité de conserver une échelle identique entre chacune des figures. Il faut donc prendre garde aux échelles avant d'établir tout commentaire (Figure 6-7 à Figure 6-14). Par ailleurs, un complément nécessaire à la lecture des graphiques ci-après est la Figure 5-4 (Evolution saisonnière des types de temps, Chapitre 5).

Les allures des histogrammes sur minima et maxima sont souvent similaires, cependant on constate fréquemment des valeurs modales bien distinctes : par exemple, en été, la valeur modale des gradients en type de temps 1 approche  $-0,45^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  sur les maxima, et seulement  $-0,3^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  sur les minima. D'autre part, en automne, les classes modales se distinguent plus aisément du reste de la distribution, alors que la saison ne se distingue pas particulièrement par la durée de ses types de temps. Une représentation graphique par boîte et moustaches de ces mêmes données est proposée en Annexe 6-2.

<sup>94</sup> les points situés au dessus de la valeur  $0^{\circ}\text{C}/\text{m}$  sont la preuve d'une inversion thermique généralisée sur l'ensemble de la zone d'étude. Des valeurs de l'ordre de  $-0,20^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  sont souvent le reflet d'inversions plus limitées dans l'espace, pour lesquelles on obtient une valeur moyenne faiblement négative.

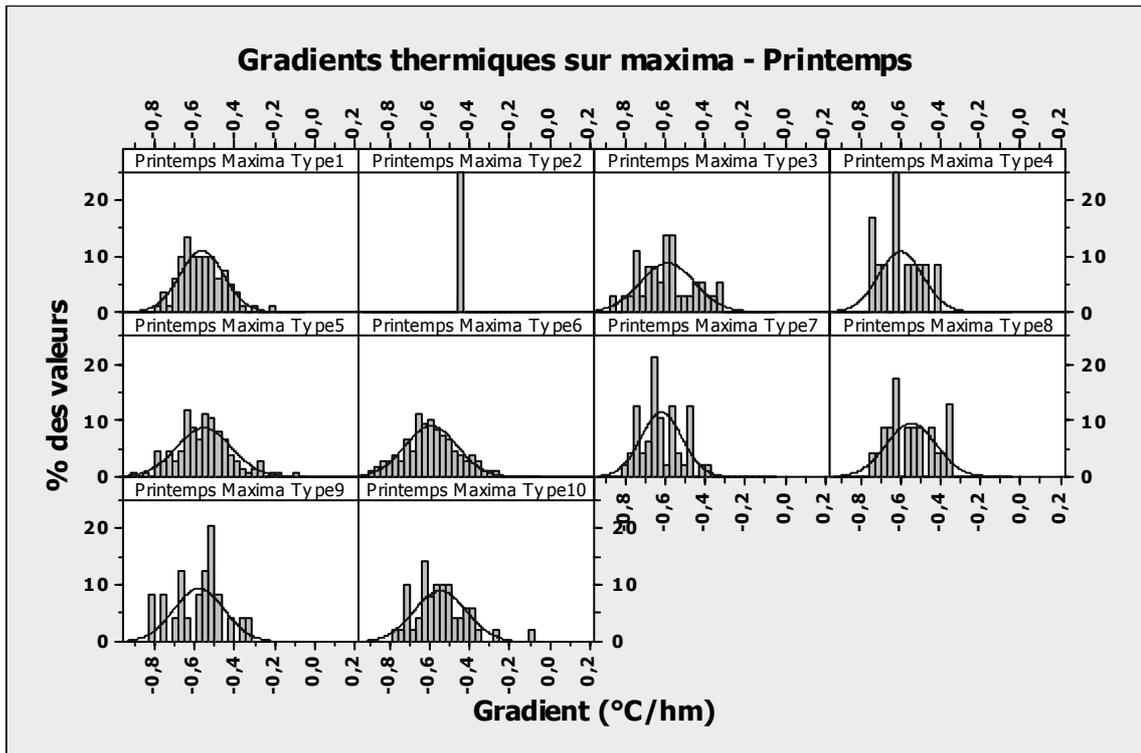


Figure 6-7 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées au Printemps. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

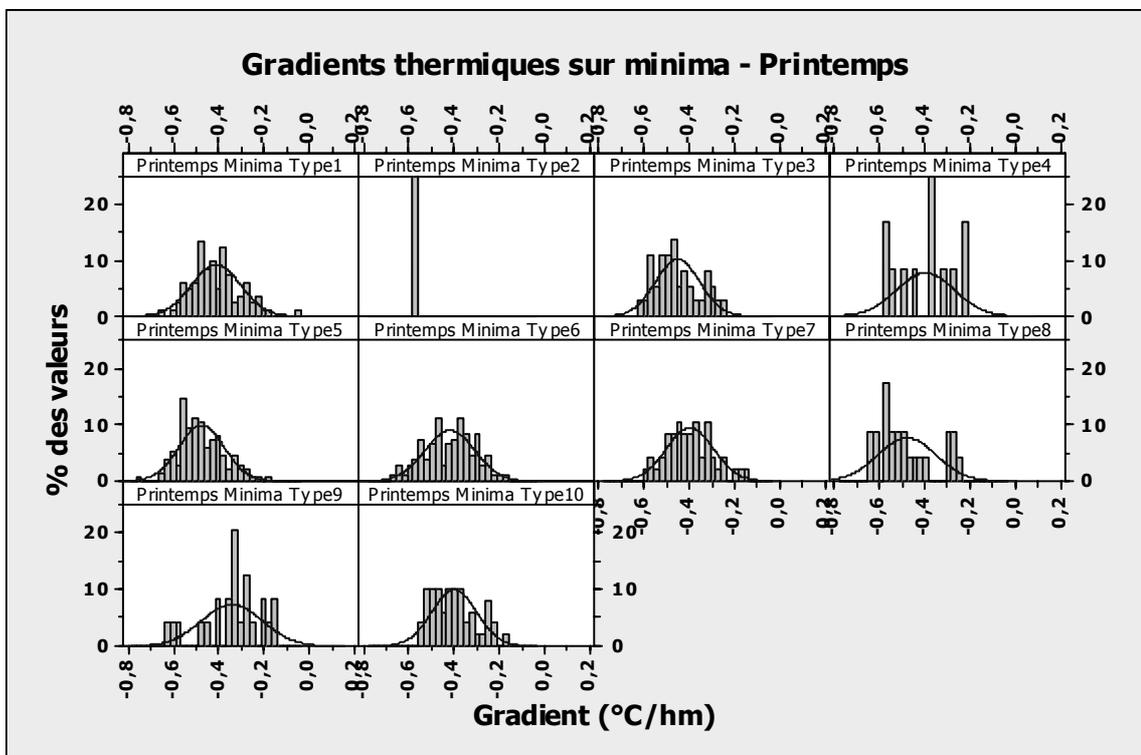


Figure 6-8 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées au Printemps. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

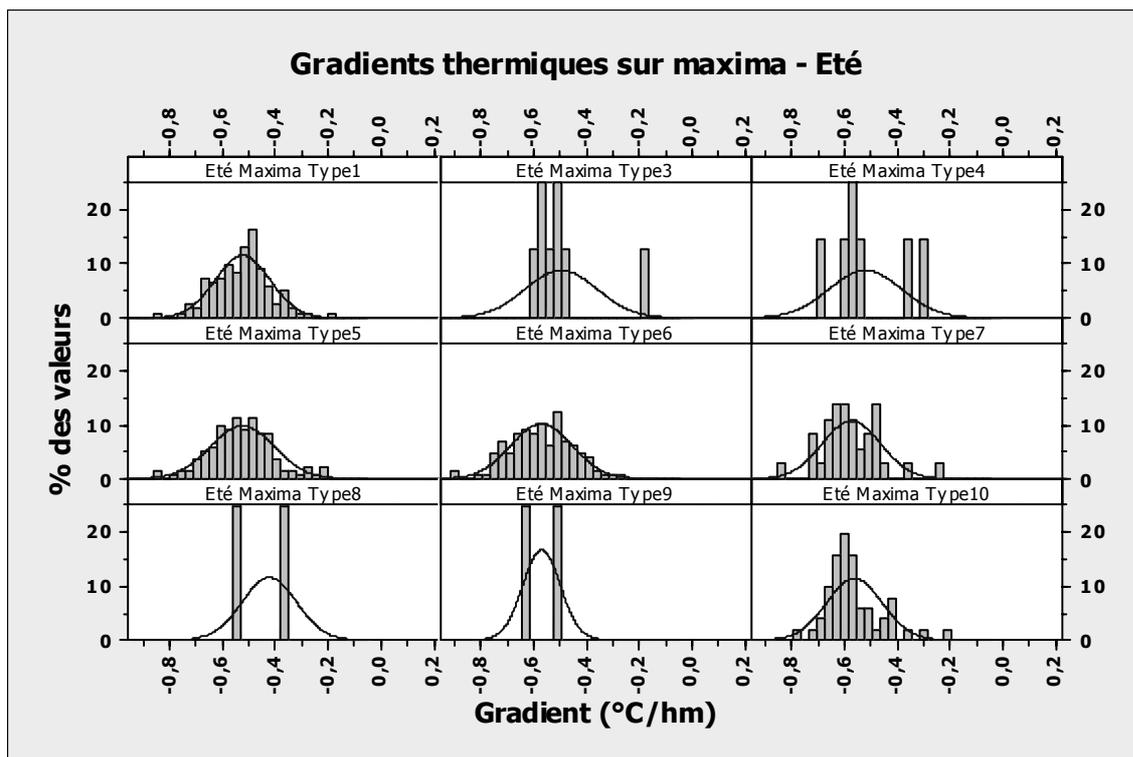


Figure 6-9 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Eté. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

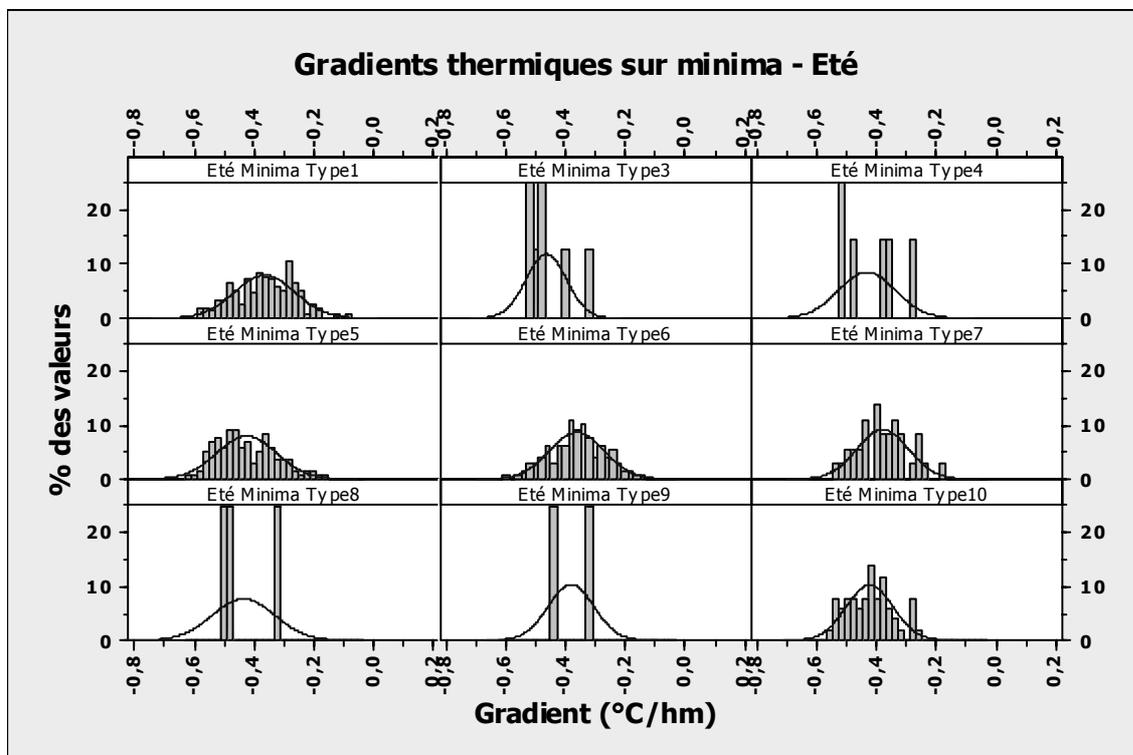


Figure 6-10 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Eté. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

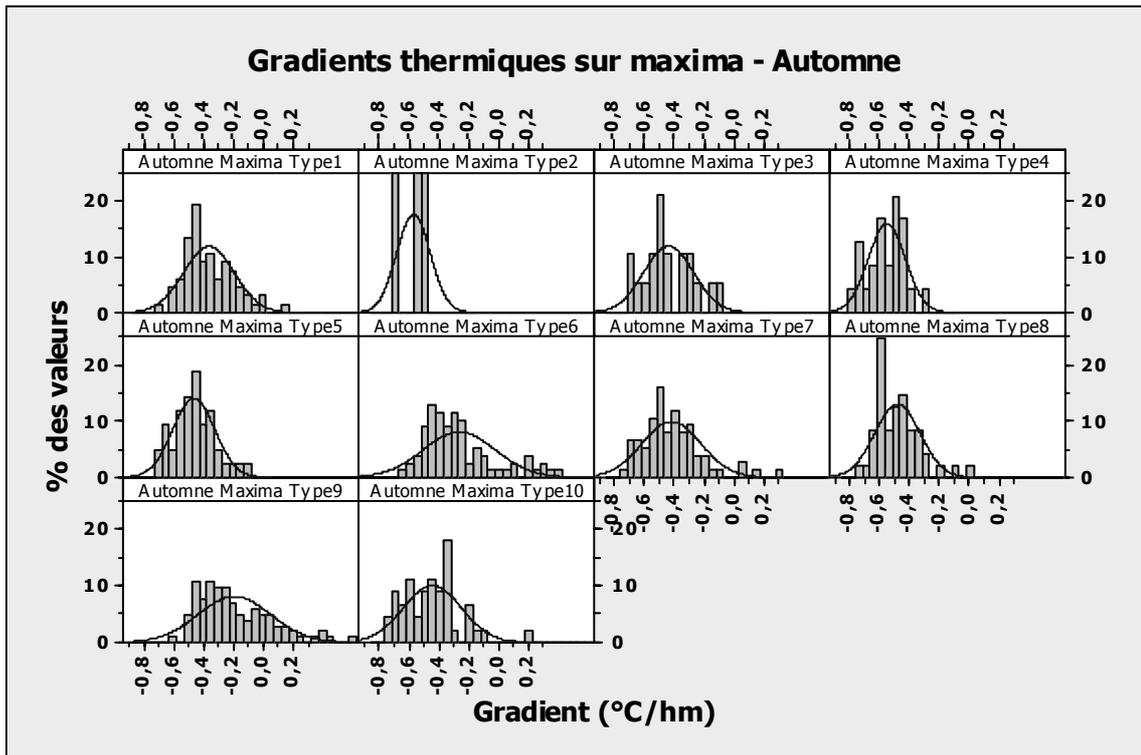


Figure 6-11 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Automne. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

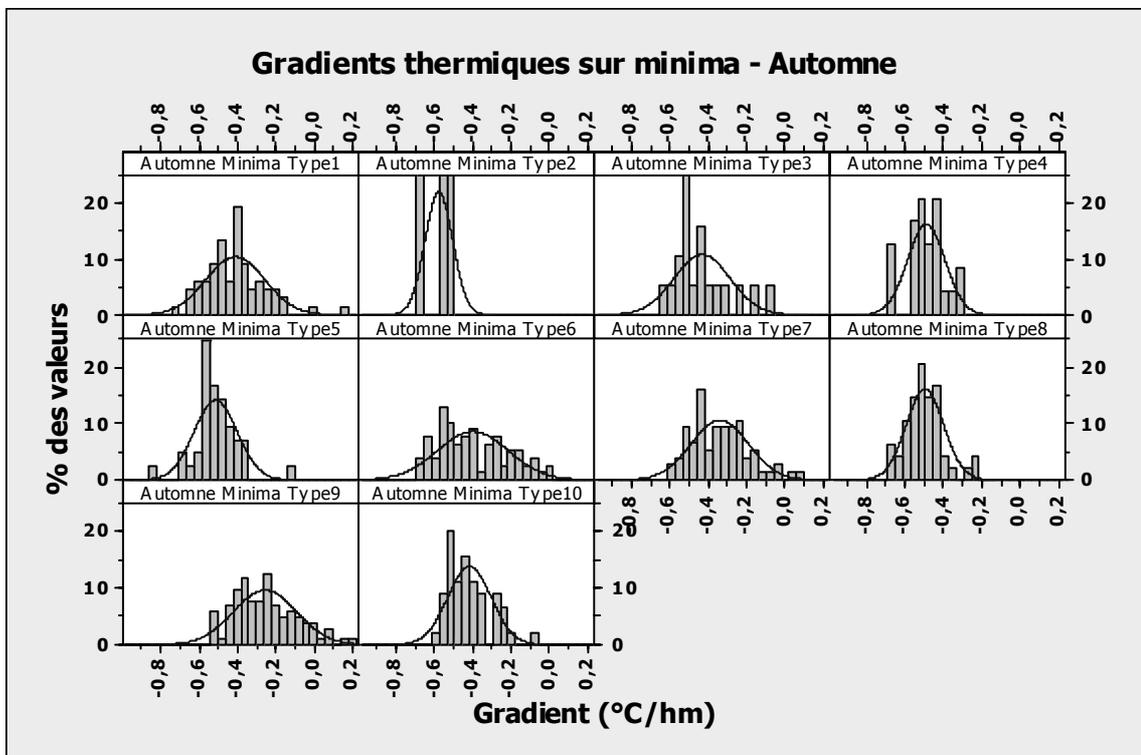


Figure 6-12 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Automne. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

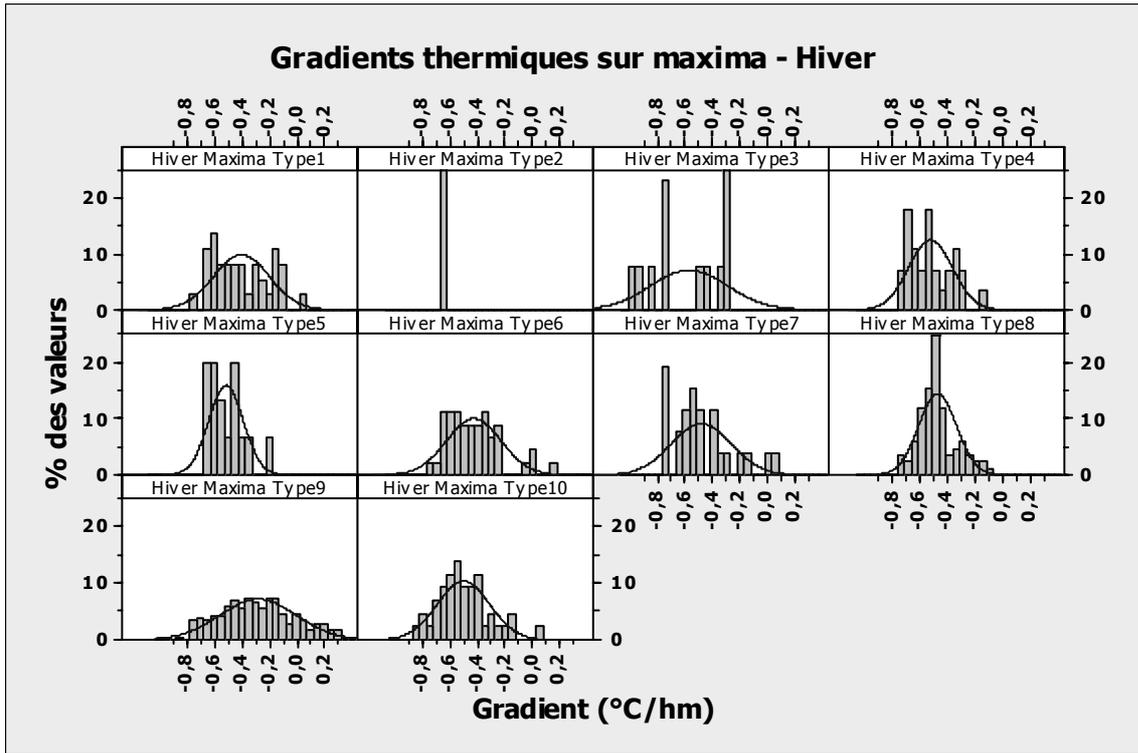


Figure 6-13 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Hiver. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

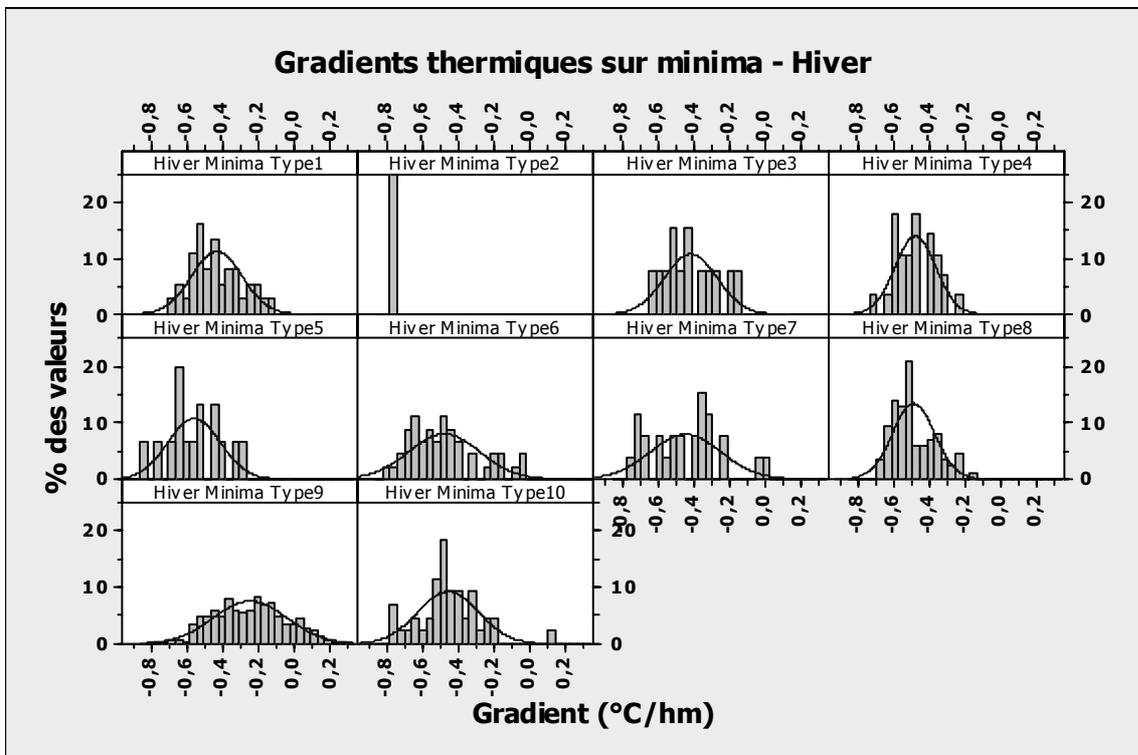


Figure 6-14 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Hiver. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

La normalité des distributions des gradients thermiques par saison et type de temps se voit rarement atteinte. Cependant, il est intéressant de noter que la répartition en est généralement peu éloignée, un nombre d'observations supérieur permettrait sans doute d'obtenir des graphiques à allure plus gaussienne.

#### 6.4. Diversité locale des gradients et inversions thermiques

Le phénomène appelé inversion thermique correspond à un changement de signe du gradient thermique vertical sur une ou plusieurs tranches d'altitudes (Figure 6-15). Ce gradient, d'ordinaire négatif ( $-0,65^{\circ}\text{C}$  par 100 mètres en atmosphère OACI), prend parfois des valeurs positives, la température augmentant avec l'altitude. La lecture d'un émagramme (Annexe 6-3), réalisé d'après les données mesurées par lâcher de ballon-sonde, indique aisément les ruptures de signes du gradient.

Une situation atmosphérique calme et un relief encaissé sont propices à de telles inversions (Chapitre 1).

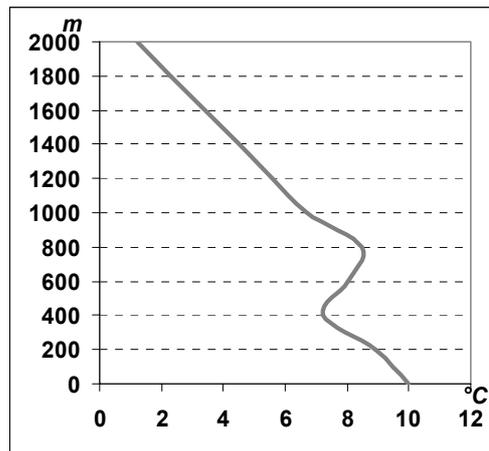


Figure 6-15 : Exemple d'inversion thermique sur le profil vertical de température. (Lhotellier R., 2005)

Pour illustrer le caractère local des gradients ainsi que le phénomène d'inversion thermique, nous avons sélectionné sept stations de la vallée de la Maurienne, en Savoie. Elles sont réparties, d'ouest en est, comme suit :

- Saint-Jean-de-Maurienne (SJM), située en fond de vallée, 532 mètres
- Saint-Michel-de-Maurienne (SMM), sur versant exposé au sud, 1328 mètres
- Modane, en fond de vallée, 1118 mètres
- Avrieux, en fond de vallée, 1328 mètres
- Aussois, sur replat, versant sud, 1536 mètres
- Lanslebourg-Mont-Cenis (LMC), sur un site de col, 2014 mètres
- Bessans, en fond de vallée, 1738 mètres

Si l'altitude générale de la vallée croît vers l'est, ce n'est pas toujours le cas pour celle des stations, du fait de la sélection de sites différents (Figure 6-16).

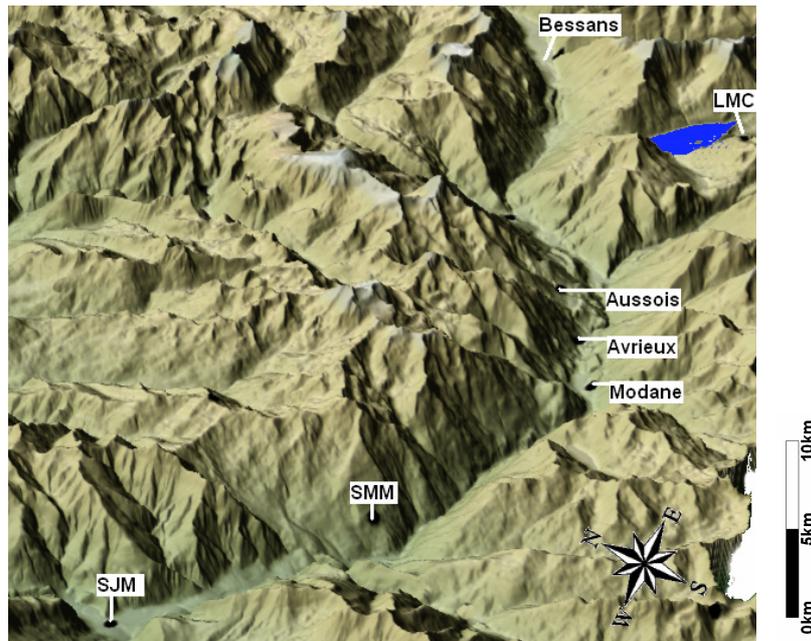


Figure 6-16 : Position des sept stations situées à l'Est de Saint-Jean-de-Maurienne. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Sur la partie de la vallée qui sépare Saint-Jean de Bessans, le gradient thermique sur maxima s'élève en moyenne à  $-0,57^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ . Il atteint une valeur semblable de  $-0,53^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre Saint-Jean et Saint Michel, mais frôle  $-0,70^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre Saint-Jean et Modane. La valeur vaut  $-0,46^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre Saint-Jean et Avrieux, et seulement  $-0,43^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre Saint-Jean et Aussois. Puis l'écart se creuse pour atteindre  $-0,65^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre Saint-Jean et Lanslebourg-Mont-Cenis. La plus faible valeur, observée par rapport à Aussois, traduit la très bonne exposition de cette dernière, qui bénéficie d'un ensoleillement privilégié, et donc de températures maximales plus clémentes. Le faible gradient existant entre Avrieux et Aussois ( $-0,40^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) a pour origine la position d'abri dont bénéficie Avrieux par rapport au Soleil (ombre), alors qu'Aussois, plus élevée sur le versant, bénéficie d'une insolation plus forte. L'originalité de la situation thermique entre Bessans et Mont-Cenis ( $-1,00^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ ) est à chercher dans les sites originaux des deux stations : la première dans une vallée très encaissée et très ombragée, la seconde en position de col, ouvert sur la vallée de Suse. Sur les minima, le gradient s'inverse pour atteindre  $+0,83^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  entre les deux stations ! L'eau du lac du Mont-Cenis, se refroidissant moins vite que l'air, vient peut être ajouter quelques dixièmes de degré à l'écart de température obtenu par les positions topographiques respectives des deux stations de mesure.

En effet, les valeurs sur les minima sont corrélées aux conditions topographiques (micro)locales. Ainsi, l'écart entre Saint-Jean et Bessans atteint  $-0,66^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , quand il demeure près des  $-0,48^{\circ}\text{C}/\text{hm}$  avec Saint-Michel, Modane ou Avrieux. La valeur est faible entre Saint-Jean et Aussois :  $-0,34^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ , tout comme entre Saint-Jean et Lanslebourg :  $-0,38^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ . Le gradient moyen est nul entre Avrieux et Aussois.

La situation présente donc de fortes irrégularités entre maxima et minima. Les stations qui bénéficient d'une exposition au sud et d'une durée d'ensoleillement supérieure connaissent en moyenne des températures minimales plus chaudes que les stations de fond de vallée<sup>95</sup>. La remarque est valable aussi l'hiver sur les maxima. Par temps

<sup>95</sup> En fait, l'exposition joue sans doute peu sur les minima, mais cet exemple n'étant composé d'aucune station exposée vers le nord, il ne peut l'affirmer.

perturbé ou en saison estivale, au contraire, l'altitude se reflète mieux dans les variations de températures.

Une forte hétérogénéité prédomine dans les valeurs de gradient, même si, on l'a vu précédemment, les tendances, saisonnières notamment, sont nettes. Si les différences interannuelles sont relativement négligeables, elles sont la norme à l'échelle quotidienne. Quelques extrêmes relevés dans le Tableau 6-1 soulignent ces intenses oscillations : la sélection des dates est réalisée sur l'observation des gradients extrêmes positifs ou négatifs sur nos années de mesure. Les records ne sont jamais atteints le même jour pour deux couples, à l'exception du 6 janvier 1992.

Date (Type de temps) type d'extrême	Gradient en°C/hm mesuré entre							
	Saint-Jean/ Bessans	Saint-Jean/ Saint- Michel	Saint-Jean/ Modane	Saint-Jean/ Avrieux	Saint-Jean/ Aussois	Saint-Jean/ Lansleb. Mont Cenis	Avrieux/ Aussois	Bessans/ Lansleb. Mont Cenis
14/02/1994 (7) minima	<b>-1,56</b>	-1,08	-1,21	-0,90	-0,91	-0,97	-0,91	1,59
24/04/1993 (3) minima	-1,23	-1,17	<b>-1,66</b>	-1,03	-0,89	-1,03	-0,71	-0,14
01/02/1990 (10) minima	-1,18	-0,59	-1,35	<b>-1,47</b>	-0,77	-0,71	0,14	1,34
21/12/1991 (8) minima	-0,67	-1,04	-0,84	-0,34	-0,96	-0,75	<b>-1,75</b>	-1,09
17/04/1991 (3) minima	-0,35	-1,22	-1,48	-0,83	-1,03	-0,79	-1,28	<b>-2,72</b>
13/01/1990 (9) minima	-0,75	0,46	0,15	-0,21	0,33	0,20	1,03	<b>4,34</b>
03/01/1992 (9) minima	-0,33	0,39	0,48	0	0,53	<b>0,49</b>	1,21	4,05
04/12/1991 (6) minima	-0,24	0,68	0,96	0,42	<b>0,79</b>	0,38	1,26	3,12
08/01/1991 (9) minima	-0,61	-0,18	-0,03	<b>1,13</b>	-0,09	-0,22	-1,66	1,52
04/02/1993 (9) minima	<b>0,08</b>	0,90	0,67	0,09	0,47	-0,02	0,96	-0,50
28/04/1993 (6) maxima	-1,10	<b>-1,48</b>	-1,52	-1,58	-1,16	-1,18	-0,62	-1,52
04/02/1994 (3) maxima	-1,24	-1,28	-1,79	-1,73	<b>-1,21</b>	-1,21	-0,52	-1,09
09/09/1991 (1) maxima	-0,42	-0,47	-0,61	-0,37	-0,41	-1,26	-0,46	<b>-4,89</b>
02/01/1992 (9) maxima	-0,89	0,44	-0,97	-0,88	0,46	0,03	2,19	<b>4,02</b>
29/01/1992 (9) maxima	<b>0,24</b>	1,13	1,11	1,65	0,65	0,04	-0,64	-0,83
13/12/1994 (9) maxima	-0,22	<b>1,49</b>	0,76	0,55	1,19	0,47	2,00	3,48
06/01/1992 (9) maxima	-0,62	0,83	-0,41	-0,46	0,84	0,24	<b>2,51</b>	<b>4,02</b>

Tableau 6-1 : Gradient thermique mesuré entre différentes stations de Maurienne pour une date indiquée dans la colonne de gauche. Entre parenthèse est précisé le type de temps de la journée puis l'indication signifiant si le gradient est calculé sur les maxima ou les minima. En gras, les valeurs extrêmes quotidiennes rencontrées sur les six années d'étude entre les deux stations. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

La sélection des quelques valeurs extrêmes choisies permet de souligner la corrélation entre les types de situation atmosphérique et les évolutions verticales des gradients thermiques.

Sur les minima, un temps perturbé s'accompagne de gradients thermiques de forte intensité quand un temps anticyclonique est synonyme d'inversion. Plus précisément, le flux dépressionnaire de sud installé le 14 février 1994 entraîne un gradient thermique très fort sur l'ensemble de la vallée (plus d'un degré et demi perdus par 100 mètres entre Saint-Jean et Bessans) et à toutes altitudes. L'effet de col (remontée de masses d'air plus chaudes par effet Lombarde) est peut-être la cause de l'inversion relevée entre Bessans et le Mont-Cenis. La situation dépressionnaire du 24 avril 1993 est également à l'origine de valeurs supérieures à 1°C par 100 mètres, même si elles tendent à diminuer avec la montée en altitude (seulement -0,71°C par 100 mètres entre Avrieux et Aussois, puis -0,14°C par 100 mètres entre Bessans et Mont-Cenis). Même remarque en présence du flux zonal du 1 février 1990, le gradient allant même jusqu'à s'inverser au-dessus de 1500 mètres environ. Une autre situation à flux zonal, le 21 décembre 1991, permet l'installation de gradients négatifs à toutes altitudes, avec la plus forte valeur observée entre Bessans et Mont-Cenis : -2,7°C par 100 mètres entre les deux valeurs relevées.

En situation anticyclonique, les gradients extrêmes relevés sont tous positifs, c'est-à-dire que la température croît avec l'altitude. Par exemple, les 13 janvier 1990, 3 janvier 1992 et 4 décembre 1991, l'inversion est très marquée sur toute la vallée : hormis entre Saint-Jean et Bessans, les autres gradients sont tous positifs, atteignant même des valeurs exceptionnelles : +4,3°C par 100 mètres entre Bessans et Mont-Cenis, +0,5°C par 100 mètres entre Saint-Jean et Mont-Cenis, +0,8°C par 100 mètres entre Saint-Jean et Aussois : l'inversion est généralisée jusqu'à haute altitude. L'inversion thermique peut cependant demeurer plus ponctuelle : le 8 janvier 1991, elle ne concerne que le fond de vallée et ne remonte que très peu sur les versants, alors que le 4 février 1993, sa limite en altitude approche 1700 mètres. Ce 4 février 1993 est le seul jour des 2191 étudiés pour lequel la température minimale relevée à Saint-Jean est inférieure à celle de Bessans.

Pour ce qui concerne les maxima, il apparaît d'ores et déjà que les records de gradients négatifs sont le fait des journées perturbées (28 avril 1993, Figure 6-17 : -1,5°C par 100 mètres entre Saint-Jean et Saint-Michel, 4 février 1994 : -1,2°C par 100 mètres entre Saint-Jean et Aussois), les valeurs positives étant réservées aux situations anticycloniques. Le gradient exceptionnel de -4,9°C par 100 mètres mesuré le 9 septembre 1991 en situation estivale entre Bessans (21°C) et Mont-Cenis (7,7°C) demeure assez inexplicable : nuage persistant toute la journée au niveau du col ou erreur dans la base de données concernant Lanslebourg-Mont-Cenis ? Ce même jour, ailleurs dans la vallée, le gradient avoisine -0,4°C par 100 mètres, ce qui correspond tout à fait à la moyenne estivale.

Le temps calme est donc propice aux inversions thermiques : les valeurs atteintes sont de nouveau spectaculaires, mais cette fois-ci plus probables : +4°C par 100 mètres entre Bessans et Mont-Cenis les 2 et 6 janvier 1992 (Figure 6-18), +3,5°C le 13 décembre 1994. Le fort encaissement du site de Bessans entraîne une accumulation d'air très froid (probablement accentuée par la présence de glaciers), concourant à faire chuter la température minimale du fond de vallée. La même constatation, à un moindre niveau néanmoins, concerne les stations d'Avrieux et Aussois : gradient positif de +2,2°C par 100 mètres le 2 janvier 1992, et jusqu'à +2,5°C le 6 janvier. Par ailleurs, lorsque l'inversion est bien installée (29 janvier 1992), la température maximale à Saint-Jean

reste inférieure à celle de Bessans (située 1200 mètres plus haut) : gradient de  $+0,2^{\circ}\text{C}$  par 100 mètres. L'inversion se généralise parfois à l'ensemble de la vallée (13 décembre 1994).

Les différents types de temps font figure de facteurs essentiels de variation et répartition des températures. Un temps perturbé n'est généralement pas générateur d'inversion, de par le brassage de l'air qui l'accompagne mais aussi la présence d'un plafond nuageux. Au contraire, la présence d'un anticyclone engendre des inversions thermiques nocturnes, qui peuvent demeurer toute la journée l'hiver mais disparaissent au bout de quelques heures en été. Des conditions particulières (neige au sol à toutes altitudes) facilitent la puissance des inversions.

Site et situation des lieux considérés apparaissent aussi comme variable explicative de premier ordre. Les classes de types de temps demeurent malheureusement des indicateurs trop partiels de la situation météorologique : de même qu'un type de temps dépressionnaire n'est pas obligatoirement synonyme de précipitations, la structure verticale de l'atmosphère est sensiblement différente avant, pendant et après le passage d'un front. Nous manquons d'indices pour corrélérer la température à des événements climatiques locaux. Les types de temps sont un élément fondamental, on regrette néanmoins leur échelle synoptique et la classification mal adaptée à notre problématique. Il aurait fallu trouver une variable descriptive du type de temps située au juste milieu, entre les ambiances climatiques instantanées (Chapitre 5) et les situations atmosphériques à l'échelle européenne dont nous disposons.

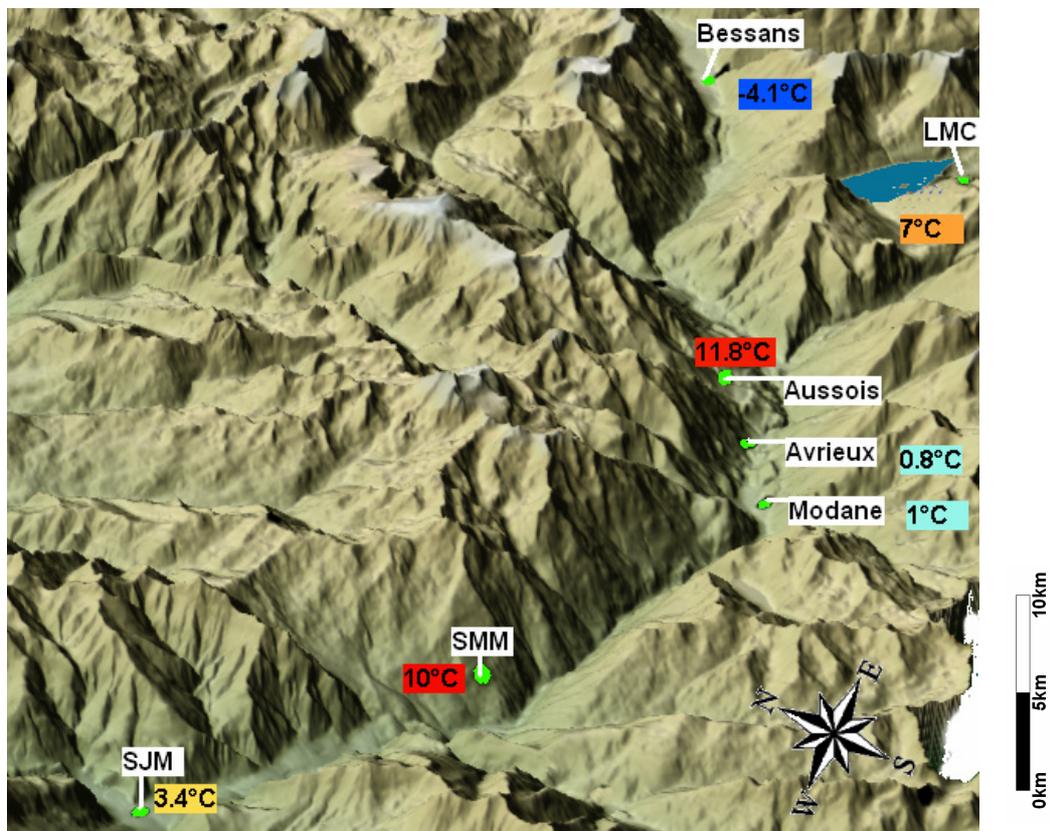


Figure 6-17 : Températures maximales relevées le 06/01/1992 : l'encastrement influence grandement les températures, les fonds de vallées connaissent les valeurs les plus froides, à toutes les altitudes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

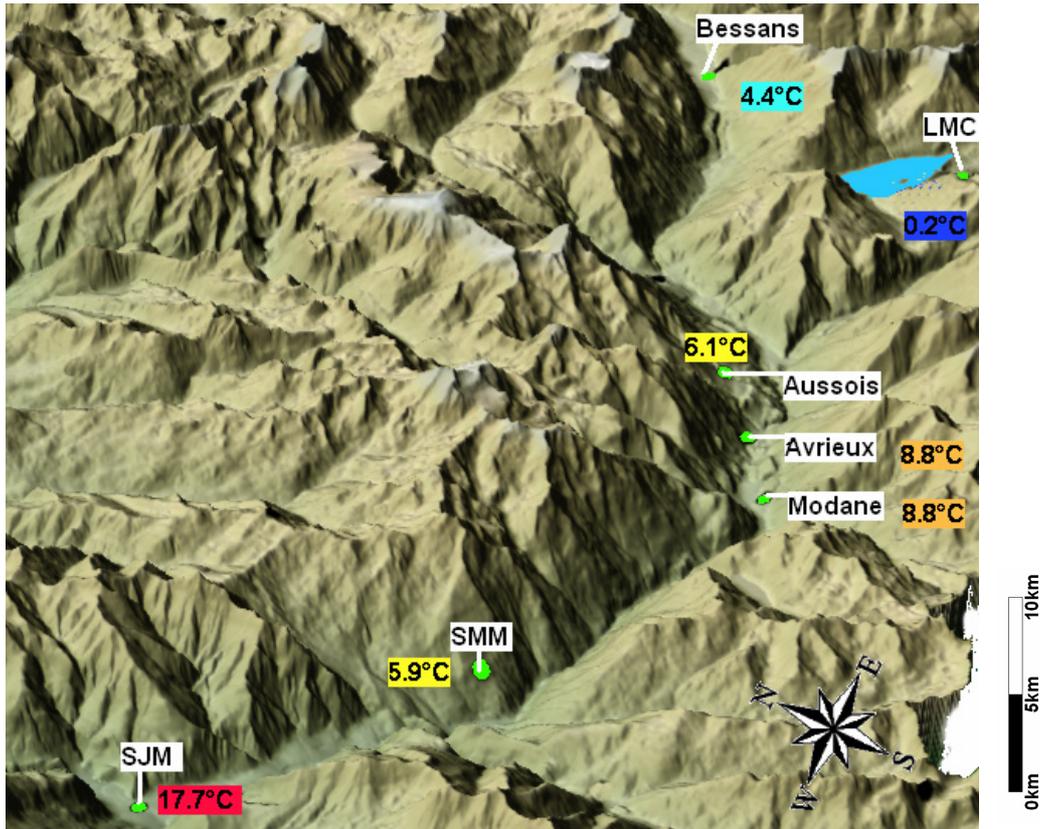


Figure 6-18 : Températures maximales relevées le 28/04/1993 : l'altitude influence grandement les températures, l'influence de l'encaissement n'apparaît pas. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

## 6.5. Amplitudes thermiques

Les amplitudes thermiques figurent parmi les indicateurs indispensables pour caractériser une région climatique. Elles traduisent également certaines conditions particulières de la topographie locale qui conduiront une température à osciller sur une même journée d'une très faible valeur à un maximum nettement plus élevé (exposition privilégiée aux rayons du soleil) ou demeurant bas (effets de l'ombre du relief). Outre les variations annuelles décrites par cette variable, une classification par type de temps se révèle nécessaire pour une description précise des phénomènes rencontrés.

La saisonnalité des variations d'amplitude thermique est nette (Figure 6-19), avec un minimum hivernal (amplitude la plus faible de 2°C, peu variable d'un hiver à l'autre) et un maximum durant l'été (guère plus de 18°C). Les oscillations apparaissent comme moins bien délimitées que sur les graphiques des températures minimales et maximales, car la température moyenne journalière en elle-même ne suffit pas pour prévoir la valeur de l'amplitude thermique : celle-ci peut être forte lors d'une journée froide comme lors d'une journée chaude. L'amplitude demeure néanmoins corrélée à la capacité radiative des rayons solaires.

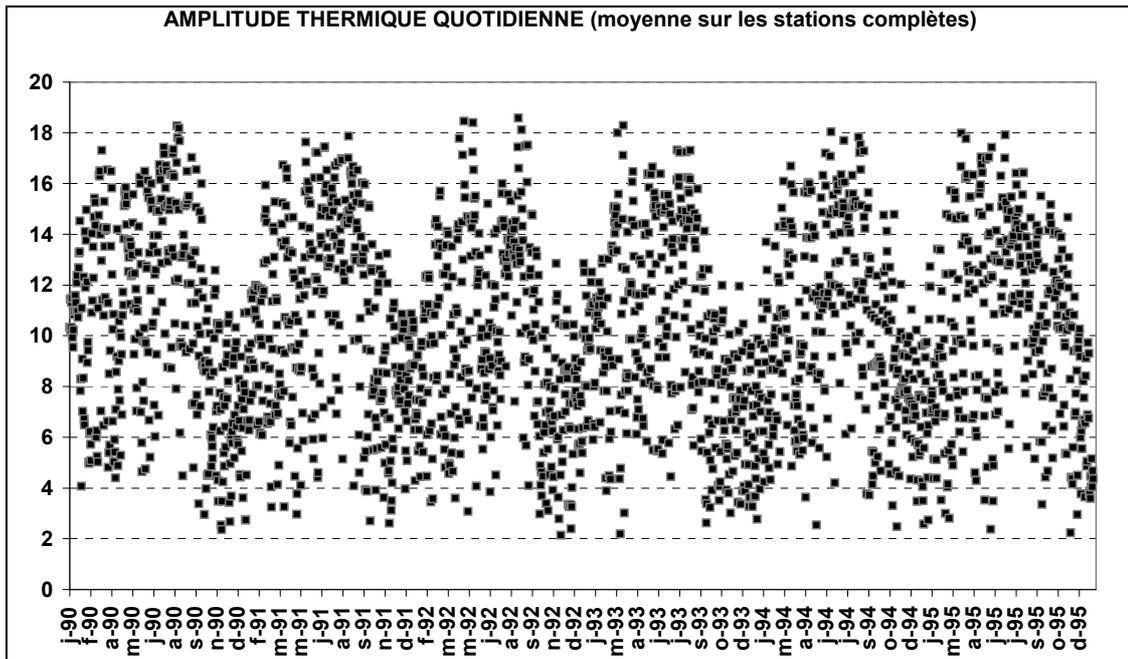


Figure 6-19 : Amplitude thermique quotidienne moyenne, en degrés C, sur la période 1990-1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Les écarts entre Alpes du Nord et Alpes du Sud sont surtout la conséquence des maxima plus élevés au sud. Dès lors, l'amplitude a tendance à augmenter quand la latitude diminue. La Figure 6-20 en fournit une illustration assez parlante. Les amplitudes moyennes sont en effet plus élevées de 2°C à 3°C aux latitudes les plus faibles, c'est-à-dire vers le sud. Les moyennes et minima sont relativement semblables à ceux mesurés plus au nord, mais l'élévation diurne de la température y est supérieure.

Par ailleurs, l'amplitude moyenne atteint 10,6°C en plaine et 10,2°C vers 1000 mètres sur l'ensemble des quatre départements. Les valeurs sont proches de celles calculées à l'ER30 (De Saintignon M.-F., 1976) il y a trois décennies, qui atteignaient 10,5°C vers 1000 mètres dans les Alpes du Nord et 12,6°C vers 1000 mètres dans les Alpes du Sud. Pour le département des Hautes-Alpes seul, qui correspond en partie à la délimitation des Alpes du Sud dans l'étude précédemment citée, l'amplitude est estimée aujourd'hui en moyenne à 13,6°C en plaine et 12,0°C vers 1000 mètres.

Les variations d'amplitude thermique paraissent être plus corrélées à l'altitude au sud qu'au nord de la zone : si la différence entre maximum et minimum a tendance à s'affaiblir avec l'élévation en altitude, cet affaiblissement semble plus fort dans les Alpes du Sud.

Il demeure cependant difficile de lier l'amplitude thermique avec les facteurs topographiques : une variable comme la radiation potentielle ne fournit pas de corrélation significative.

Les stations à très faibles valeurs de pente (0° à 3°) sont néanmoins celles qui connaissent les amplitudes les plus fortes ; mais lorsque la pente s'accroît, la valeur d'amplitude ne paraît plus lui être corrélée : est-ce un signe de la stagnation de l'air froid sur les replats, ou la faible pente est-elle tout simplement un indice d'une basse altitude<sup>96</sup>, il s'avère délicat de trancher.

<sup>96</sup> Compte tenu du relief alpin, statistiquement et en moyenne, plus l'altitude augmente plus la pente s'accroît. Ce ne serait pas le cas dans un relief de type appalachien ou de type plateau. On aperçoit

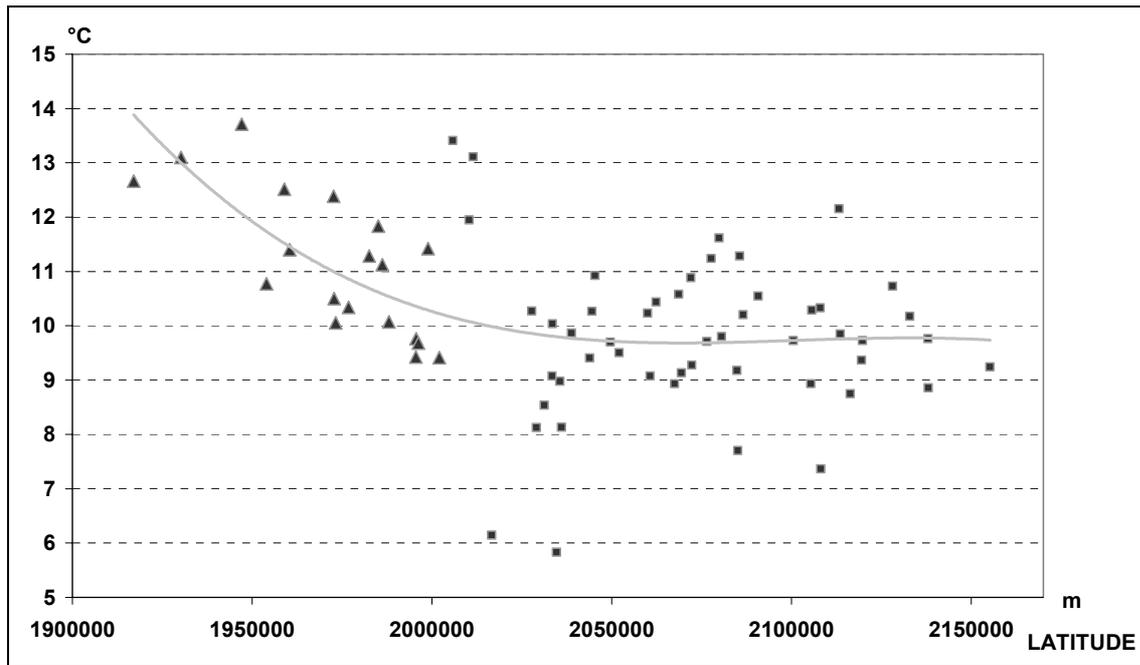


Figure 6-20 : Amplitude thermique quotidienne moyenne selon la latitude de la station de mesure, avec ajustement d'une courbe polynomiale d'ordre 3 (Les triangles correspondent aux stations situées au sud d'une ligne Trièves-Oisans-Pelvoux, où la corrélation semble bien meilleure). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Les deux principaux facteurs topographiques faiblement liés par une relation statistique avec l'amplitude thermique sont donc la latitude (coefficient de détermination : 0,17) et la pente (0,09), car l'altitude (0,02) n'est pas significative.

La classification en types de temps permet de cerner le caractère explicatif de ceux-ci dans les variations temporelles d'amplitude thermique, les moyennes des valeurs pouvant varier de près de 70% d'une situation à l'autre (Figure 6-21).

L'amplitude moyenne la plus forte (près de 12°C) est relevée durant le type de temps n°1 (anticyclone d'été) : la conjonction de l'ensoleillement et de la période de l'année la plus propice à l'élévation des températures explique aisément ce résultat. Les types de temps 6 et 7 suivent, avec 11°C environ : résultat guère surprenant là encore, car la présence d'une situation anticyclonique donc avec échauffement important pour le type 6 et celle d'un type méridien 7 avec flux de sud peuvent provoquer de brusques variations quotidiennes de température.

Les valeurs d'amplitude les plus faibles (aux alentours de 7°C à 8°C) apparaissent lorsque le temps est perturbé, l'échauffement diurne dû au soleil étant plus limité durant ces journées (types dépressionnaires 2, 3 et 4 mais surtout type zonal 8).

d'ailleurs nettement une hausse des fréquences des altitudes au voisinage de 1000 mètres sur le modèle numérique de terrain de l'Isère, conséquence de la présence des plateaux des Petites Roches et du Vercors.

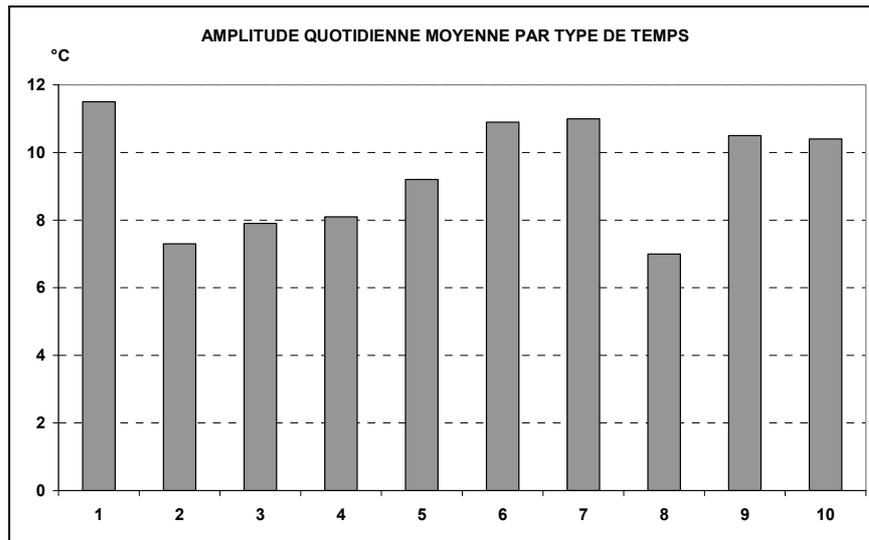
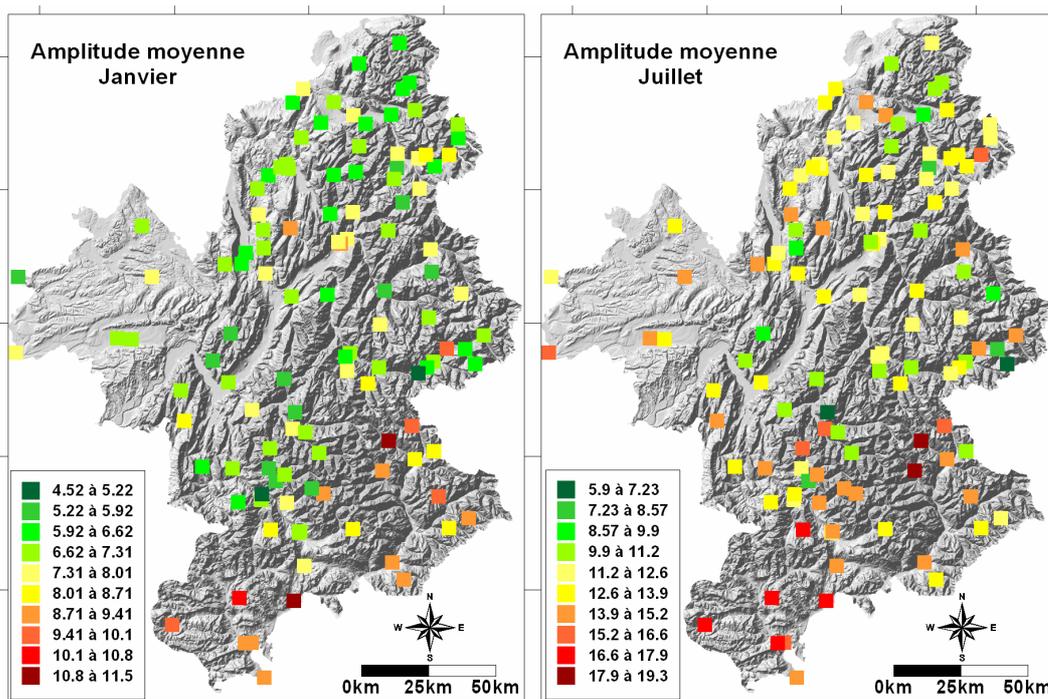


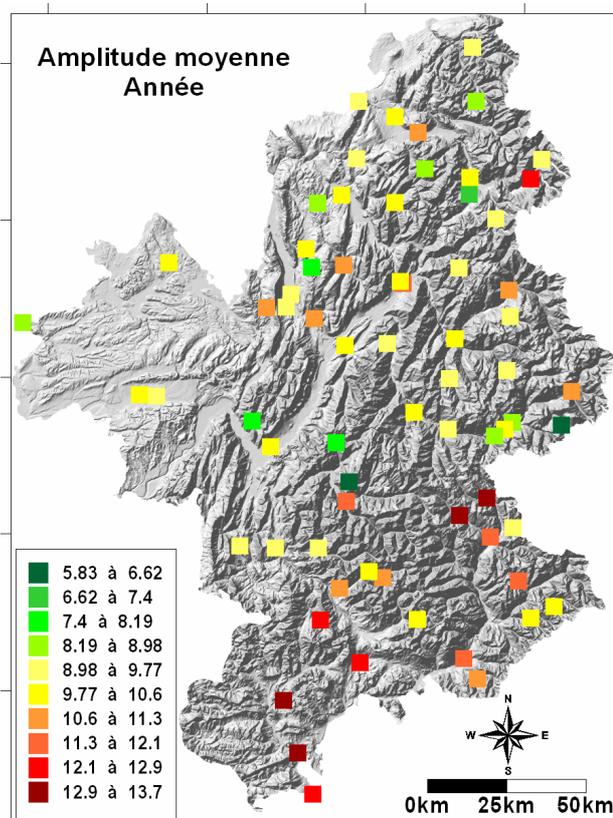
Figure 6-21 : Amplitude thermique quotidienne moyenne par type de temps sur la période 1990-1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Les amplitudes les plus fortes se rencontrent donc lors des situations de beau temps, en toutes saisons. Les rayons solaires parviennent sans difficulté à chauffer le sol durant la journée puis, pendant la nuit, aucun obstacle ne vient contrarier le rayonnement du sol. Il est important de noter que le nombre élevé de journées à inversion thermique ne suffit pas à faire chuter la moyenne pour le type de temps anticyclonique hivernal n°9, sans doute parce que ces inversions sont limitées à une certaine tranche d'altitude : les plus basses. La réduction du réchauffement des fonds de vallées se voit compensée par celui plus aisé des versants.

Une cartographie des amplitudes (Cartes 6-1) vient confirmer la croissance des valeurs vers le sud, mais surtout un étonnant contraste entre les amplitudes du mois de janvier à Pellafol (4,5°C) ou Modane (4,6°C) avec celle de Tallard (11,5°C). En juillet, les chiffres sont encore plus éloignés entre valeurs extrêmes : seulement 5,9°C d'écart moyen entre la température maximale et la température minimale à Lanslebourg-Mont-Cenis, quand la température s'élève de 19,2°C dans la journée à Pelvoux, pourtant située à 1300 mètres d'altitude. Sur l'année (Carte 6-2), les stations de Chabestan et Le-Monetier-les-Bains connaissent les amplitudes les plus élevées (plus de 13,4°C). La raison, déjà évoquée plus haut, tient dans le relief contrasté de cette partie des Hautes-Alpes, qui entraîne des minima froids mais, grâce à une exposition privilégiée, permet aux maxima de s'élever fortement.



Cartes 6-1 : Amplitude thermique quotidienne moyenne de Janvier et Juillet 1995 – classification sur 118 stations de mesure (les échelles de valeurs différentes des deux cartes sont indépendantes). (Lhotellier R., 2005, d’après données Météo-France et IGN)



Carte 6-2 : Amplitude thermique quotidienne moyenne sur l’année (années de référence : 1990-1995). (Lhotellier R., 2005, d’après données Météo-France et IGN)

## 6.6. Conclusion

Les variations temporelles des gradients thermiques verticaux sont très contrastées à l'échelle quotidienne, beaucoup plus douces sur des valeurs moyennes, mensuelles ou annuelles. Il existe cependant une oscillation saisonnière marquée.

Les gradients les plus faibles sont observés en hiver, et les inversions thermiques entraînent fréquemment des gradients de signe opposé (au lieu d'être négatif, celui-ci est positif à mesure que l'altitude augmente). L'importance de l'étude préalable des gradients thermiques verticaux est à souligner : si une inversion apparaît, l'altitude n'est plus corrélée à la température et le modèle statistique s'en ressent.

Par ailleurs, le type de temps s'affirme comme un paramètre indispensable à prendre en compte pour toute étude des températures à échelle temporelle fine : en hiver, un temps anticyclonique s'avère fréquemment responsable des inversions.

Autre paramètre thermique intéressant, l'amplitude diminue avec l'altitude, mais s'accroît vers le sud, indiquant les influences combinées de la topographie et de l'ensoleillement.

Ce chapitre s'achève sur des cartes à représentations ponctuelles. Pour réaliser des champs de valeurs continues, une interpolation est nécessaire. La troisième partie aborde les notions de température spatialisée et discute des méthodes pour y parvenir, tout particulièrement en relief contrasté.



**PARTIE 3:**  
**MODELISATION DES TEMPERATURES ET**  
**VALIDATION DES MODELES**

---



## Chapitre 7. MODELISATION STATISTIQUE

La modélisation statistique est un préalable indispensable à l'obtention de cartes de températures, ne serait-ce que parce qu'elle procure des indices de la validité de celles-ci.

### 7.1. Régression multiple sur les variables environnementales

Méthode prédominante pour l'étude de la liaison statistique entre plusieurs variables quantitatives continues, la régression a été largement employée au cours de ce travail, et notamment sa composante multivariée : la régression multiple.

#### 7.1.1. Principe de la régression multiple

Les paramètres permettant d'estimer - partiellement - les variations de températures étant nombreux, les limites des calculs de corrélation et régression simples sont rapidement atteintes. Un modèle multivarié est donc requis.

La régression multiple permet de quantifier la relation existant entre plusieurs variables explicatives  $X_1, \dots, X_p$  (dites aussi indépendantes) et une variable à expliquer  $Y$  (variable dite dépendante). Par définition,  $X_1, \dots, X_p$  et  $Y$  sont des variables quantitatives continues connues par individu.

L'équation (7-1) de régression multiple<sup>97</sup> (avec  $p$  variables explicatives) s'écrit :

$$Y' = a_1 X_1 + \dots + a_p X_p + b \quad (7-1)$$

avec

$a_j$  : coefficients de régression

$b$  : ordonnée à l'origine

Deux conditions sont nécessaires à l'application de la méthode :

- les variables  $X_j$  ne doivent pas être corrélées entre elles (la redondance de l'information nuit au modèle et à sa signification)
- les variables  $X_j$  doivent être choisies pour leur corrélation avec  $Y$  (si les paramètres explicatifs sont très faiblement corrélés avec la variable à expliquer, il n'y a pas de raison de les retenir)

Comme dans le cas de la régression simple, une analyse des résidus met en évidence les individus éloignés du modèle et ceux pour lequel il fonctionne bien. On reviendra plus loin sur ces résidus (Chapitre 8, à propos du « *residual kriging* »).

<sup>97</sup> A noter qu'il est possible de calculer des coefficients de régression standardisés, et donc de faire disparaître le terme  $b$ . L'équation s'écrit alors  $Y' = \alpha_1 Z_1 + \dots + \alpha_p Z_p$ , avec  $Y'$  et  $Z_j$  les variables standardisées, et  $\alpha_j$  les coefficients de régression standardisés.

L'élévation au carré du coefficient de corrélation (le coefficient de détermination  $R^2$ ) révèle le pourcentage de variance pris en compte par le modèle et évalue donc la qualité de l'ajustement. Si toutes les variables explicatives sont indépendantes entre elles,  $R^2$  « multiple » correspond à la somme des  $r^2$  « simples » calculés séparément entre chaque  $X_j$  et  $Y$ .

### 7.1.2. L'apport logiciel : la régression multiple pas à pas

La régression multiple pas à pas (*stepwise regression*) est une variante de la régression multiple qui permet d'améliorer la valeur du coefficient de détermination par ajout de variables explicatives jusqu'à un seuil défini par l'utilisateur. Il convient à ce dernier d'être particulièrement attentif et de ne pas oublier, bien que la procédure soit automatisée, de vérifier l'indépendance des variables explicatives.

Il faut veiller également à conserver un nombre limité de variables explicatives (soit  $N$  le nombre d'individus considérés et  $P$  le nombre de variables indépendantes, il paraît nécessaire que  $P$  respecte la règle  $P < N/10$ ).

Deux principales techniques sont courantes : la régression ascendante, ou progressive, qui ajoute des variables au modèle tant que ces dernières sont considérées comme explicatives et la régression descendante, ou régressive<sup>98</sup>, qui elle, les supprime à partir d'une valeur au-delà de laquelle elles ne sont plus considérées comme explicatives.

Le seuil d'arrêt d'ajout (dans le cas de la régression ascendante) ou de retrait (dans le cas de la régression descendante) des variables doit être choisi en fonction d'une valeur statistiquement significative<sup>99</sup>. Le choix s'est porté sur une technique permettant de tirer parti des deux voies proposées : le logiciel MINITAB<sup>100</sup> © offre en effet la possibilité de combiner ascendance et descendance, et de choisir des seuils différents pour conserver ou ôter des variables.

Les variables explicatives intégrées dans le modèle sont celles présentées au Chapitre 4, soit treize variables :

- altitude
- longitude
- latitude
- pente
- orientation projetée sur deux axes nord-sud et est-ouest
- courbures du relief (*profile curvature*, *plan curvature* et *tangential curvature*)
- radiation potentielle pour quatre journées d'hiver.

<sup>98</sup> Certains logiciels proposent encore des nuances à l'intérieur de ces méthodes, mais la distinction principale est celle-ci.

<sup>99</sup> le fait d'ajouter des variables augmente mécaniquement la valeur du  $R^2$  sans pour autant que le modèle soit meilleur. Ainsi, lors du test sur des valeurs de grilles filtrées (cf. plus bas), la conservation des paramètres utilisés lors des régressions sur variables ponctuelles entraînait une sélection de dix à vingt variables explicatives, avec des valeurs de  $R^2$  obtenues de 100% : un modèle parfait a priori mais pourtant géographiquement non valable, et surtout, non applicable. Les valeurs des seuils *Alpha to enter / Alpha to enter* et *F to enter / F to remove* ont donc été modifiées de manière à ce que les résultats conservent une significativité statistique.

<sup>100</sup> 1972 - 2004 Minitab Inc.

## 7.2. Analyse des résultats

L'analyse des résultats obtenus a été réalisée à de multiples échelles temporelles, premièrement parce que les facteurs de variation des températures évoluent avec le temps, ensuite pour permettre d'éventuelles comparaisons avec des modèles existants à Météo-France. Les régressions ont été menées sur les moyennes annuelles, mensuelles, décennales ainsi que sur les extrêmes quotidiens, toujours en séparant valeurs minimales et maximales.

### 7.2.1. Résultats sur moyennes annuelles

Sans surprise, les valeurs des coefficients de détermination obtenus sur des moyennes annuelles de températures minimales et maximales sont tout à fait acceptables (Figure 7-1). On observe toujours plus de 75% de variance expliquée sur les minima (76% pour 1990) avec seulement deux variables explicatives retenues, l'altitude et la pente mais 86% pour 1995 avec deux paramètres supplémentaires (la longitude et la radiation potentielle). Quant aux maxima, ils permettent d'atteindre sur les six années étudiées des valeurs toujours supérieures à 90%, avec une très grande régularité dans les résultats (de 91% pour 1993 avec six variables explicatives : altitude, latitude, longitude, pente, radiation potentielle et profile courbure, à 93% en 1995 avec seulement trois variables : altitude, latitude et radiation potentielle).

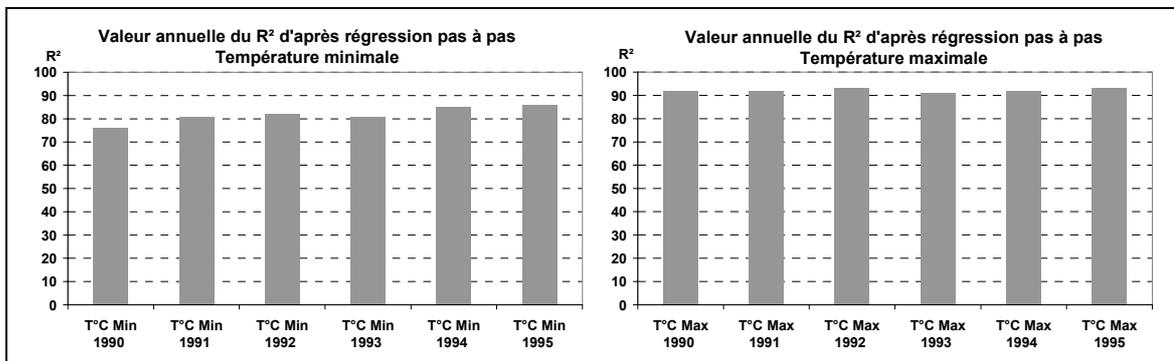


Figure 7-1 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales annuelles (à gauche) et maximales annuelles (à droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

La table du  $r$  de Bravais-Pearson donne, pour un risque d'erreur  $\alpha$  de 2%<sup>101</sup>, une valeur de  $r' \approx 0,28$ . Comme la valeur minimale de  $r$  vaut 0,87,  $r > r'$  et l'hypothèse d'indépendance est rejetée pour chaque relation.

Une importante question se pose quant à la significativité des résultats en référence à l'échantillonnage : en d'autres termes, si l'on divise la population mère des stations de mesure en échantillons, conserve-t-on des résultats statistiquement significatifs et similaires sur ces échantillons ? L'intérêt de réduire les mesures a bien sur un sens avant tout économique. L'Annexe 7-1 présente ainsi le calcul de l'indice  $u$ , permettant la mise en évidence de différences significatives entre plusieurs échantillons. Les résultats, évalués sur une partition de la population en deux, trois, puis quatre échantillons,

<sup>101</sup> Le degré de liberté  $v$  est tel que  $v = n - p - 1$ , avec  $p$  : nombre de variables explicatives.

tendent à faire apparaître une structure assez solide et peu d'éléments sont rejetés au risque d'erreur de 5%.

## 7.2.2. Résultats sur moyennes mensuelles

Les coefficients de détermination calculés à partir des valeurs mensuelles de température subissent d'importantes variations, principalement en fonction de la saison (Figure 7-2 et Figure 7-3). Ainsi, si les valeurs peuvent atteindre, sur les minima, plus de 90% au printemps (91% en juin 1992, 93% en avril 1994) ou en automne (92% en octobre 1992), elles restent parfois à des niveaux très bas en hiver (40% en janvier 1992, 36% en janvier 1990).

Sur les maxima, le seuil des 90% est plus couramment atteint ou franchi (38 mois sur 72 étudiés), prioritairement au printemps et, dans une moindre mesure, en automne et en été. Les valeurs les plus basses sont, comme sur les minima, proches des 40% : 41% en janvier 1990, 47% en décembre 1991, 38% en janvier 1992<sup>102</sup>.

L'hiver s'impose comme la période pour laquelle le modèle semble le moins adapté. Cette observation est très nette sur le graphique des températures maximales (cyclicité marquée), légèrement moins sur les températures minimales (les hivers 1990-1991, 1993-1994 et 1994-1995 apparaissent peu, avec des valeurs de  $R^2$  égales à 70% dans le pire des cas).

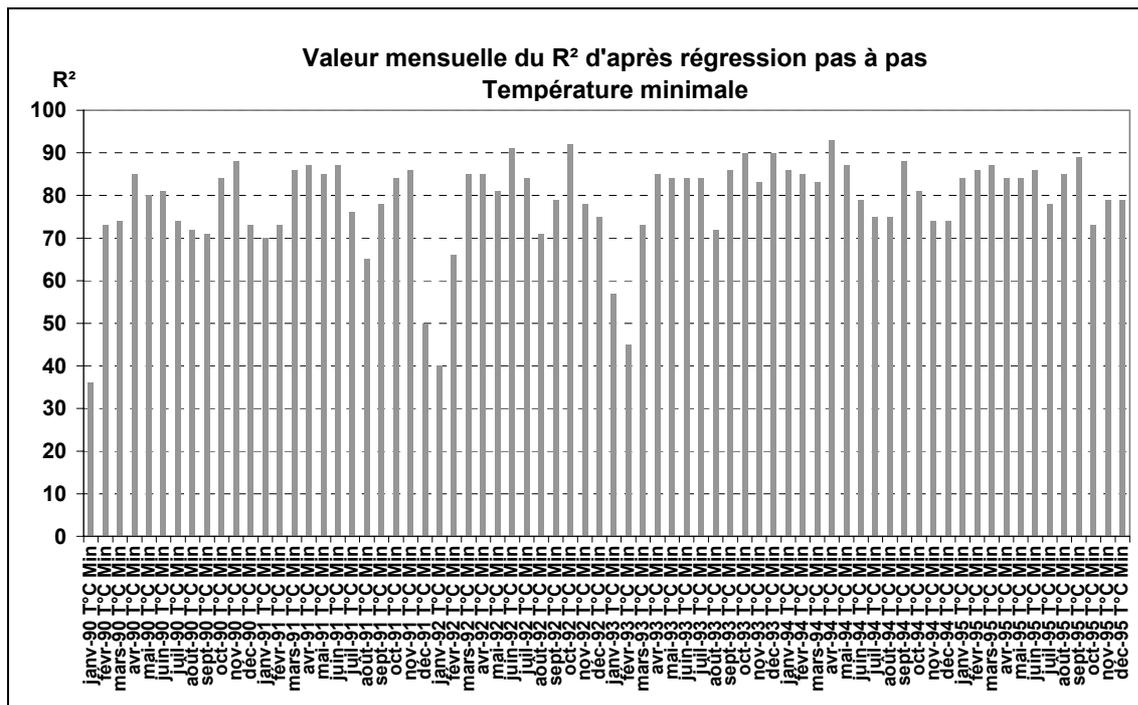


Figure 7-2 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales mensuelles. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

<sup>102</sup> Dans tous les cas,  $r > r'$  et l'hypothèse d'indépendance est rejetée. La valeur minimale de  $r$  atteint 0,61 sur les minima et 0,62 sur les maxima, et  $r' \approx 0,28$  pour un risque d'erreur de 2%.

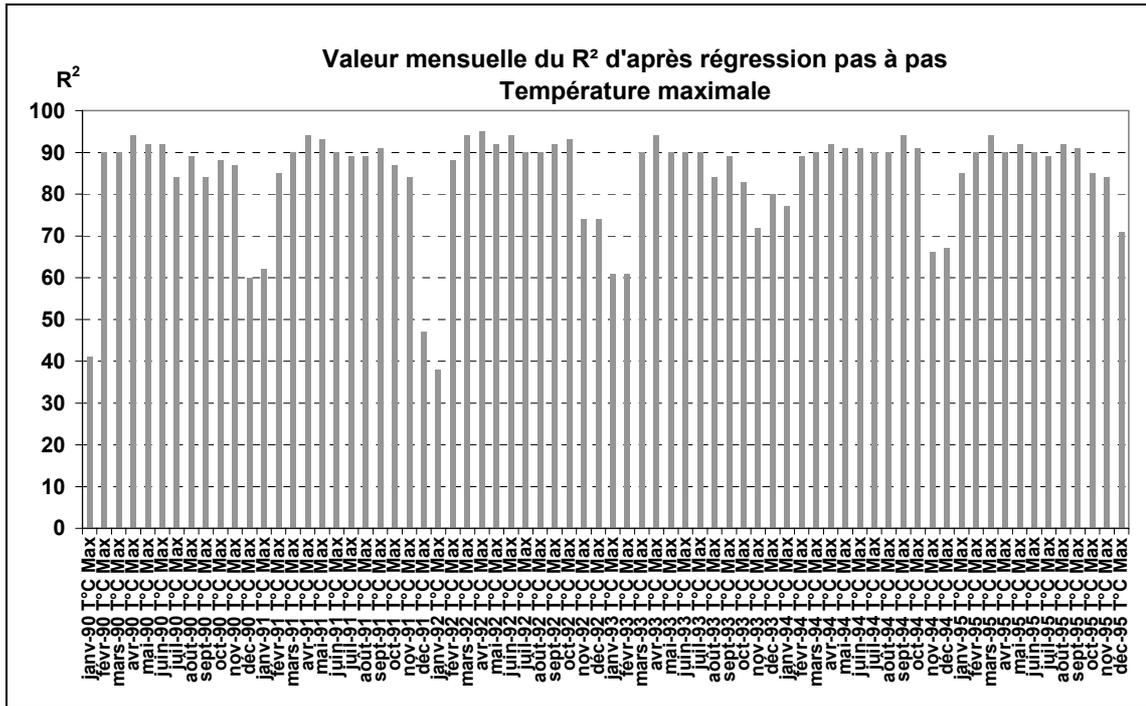


Figure 7-3 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales mensuelles. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Les moyennes décadaires et quotidiennes vont nous permettre d'affiner ces premiers résultats.

### 7.2.3. Résultats sur moyennes décadaires

Les observations à l'échelle décadaire (Figure 7-4 et Figure 7-5) ne font que confirmer celles émises à l'échelle mensuelle. Les coefficients de détermination sont la plupart du temps supérieurs à 70% sur les minima, à 80% sur les maxima, mais les valeurs s'effondrent en hiver : sur les minima, on atteint tout juste 30% pour les deux premières décades de janvier 1990, 36% la troisième décade de janvier 1991, 25% la troisième décade de janvier 1992 et même seulement 19% la première décade de février 1993 (avec dans ce cas une seule variable explicative : la pente)<sup>103</sup>.

Sur les maxima, la cyclicité est à nouveau plus marquée, avec des valeurs qui, là encore, s'effondrent en hiver, mais plus brusquement : 25% pour les deux premières décades de janvier 1990 (mais 81% pour la décade suivante), 29% pour la troisième décade de novembre 1993 (mais 93% pour la décade précédente), 29% pour la deuxième décade de janvier 1992, etc<sup>104</sup>.

Le type de temps semble être à l'origine des variations soudaines de pourcentage de variance expliquée par le modèle de régression multiple. Un travail à l'échelle quotidienne, pour laquelle on dispose de la donnée « type de temps » demeure donc indispensable.

<sup>103</sup> Dans tous les cas,  $r > r'$  et l'hypothèse d'indépendance est rejetée. La valeur minimale de  $r$  atteint 0,44 et  $r' \approx 0,28$  pour un risque d'erreur de 2%.

<sup>104</sup> Dans tous les cas,  $r > r'$  et l'hypothèse d'indépendance est rejetée. La valeur minimale de  $r$  atteint 0,5 et  $r' \approx 0,28$  pour un risque d'erreur de 2%.

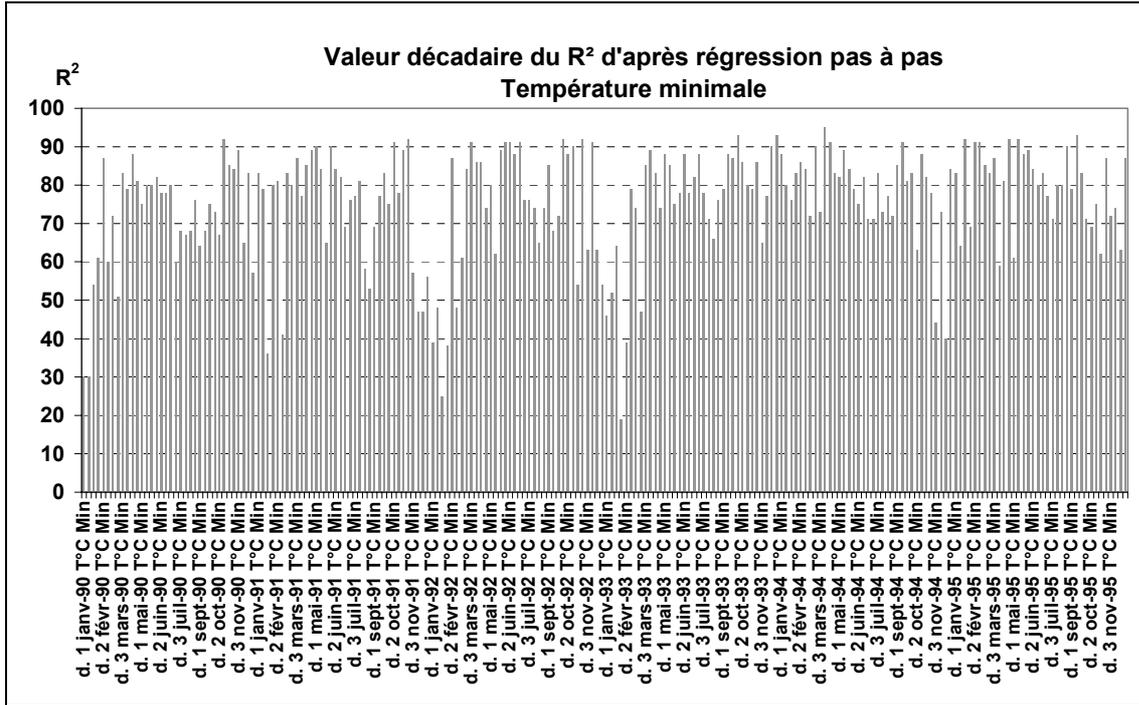


Figure 7-4 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales moyennes calculées par décade. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

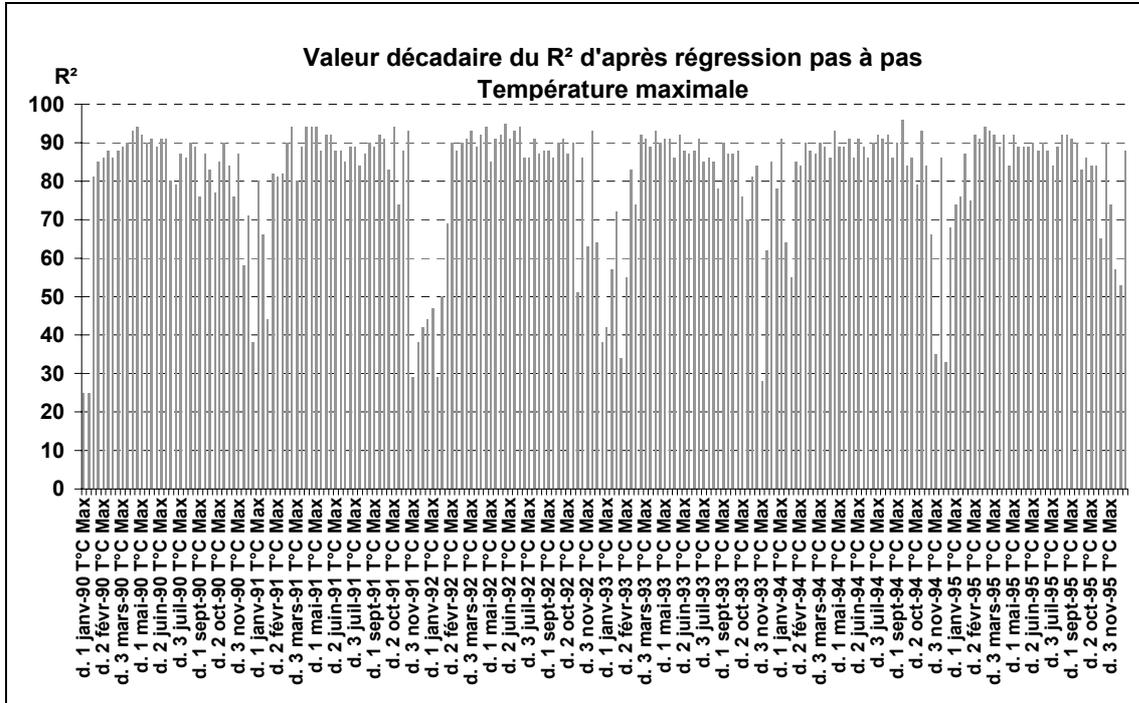


Figure 7-5 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales moyennes calculées par décade. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

## 7.2.4. Résultats sur extrêmes quotidiens

Les extrêmes quotidiens sont difficilement modélisables, d'une part parce qu'une température minimale ou maximale n'est pas atteinte en tout point d'une 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.

Une variation cyclique printemps-été-automne à valeurs élevées contre hiver à valeurs basses est toujours aussi nette sur les maxima, beaucoup moins sur les minima (Figure 7-6 et Figure 7-7). Les jours pour lesquels les modèles sont très mauvais se rencontrent en hiver, avec des coefficients de détermination s'abaissant jusqu'à moins de 10% (6 journées sur les minima, 7 sur les maxima). Pour ces jours en particulier, il est impossible d'utiliser ce modèle pour une cartographie puisque sa validité est très faible. D'ailleurs, les valeurs les plus faibles de  $r$  sur les températures minimales sont à la limite de l'acceptation du test de Bravais Pearson ( $r$  lu dans la table  $\approx 0,28$  pour un risque d'erreur de 2% et la valeur minimale observée de  $r$  atteint 0,28). Sur les températures maximales, les deux valeurs les plus faibles rencontrées sur la période (atteintes aux mois de décembre 1991 et 1995) acceptent l'hypothèse d'indépendance aux risques d'erreur de 2% et 5%, mais l'indépendance est rejetée au risque d'erreur de 10%.

Les variations de types de temps proposent une solution explicative pour ces très mauvais résultats, mais malheureusement, de par leur échelle spatiale, ils ne permettent pas toujours d'établir une correspondance significative avec tel ou tel résultat de régression. Rappelons que la neige peut tomber sur les Alpes à l'arrière d'un front alors que le type de temps est déjà repassé dans la catégorie 9 (anticyclonique) pour l'ensemble de la France.

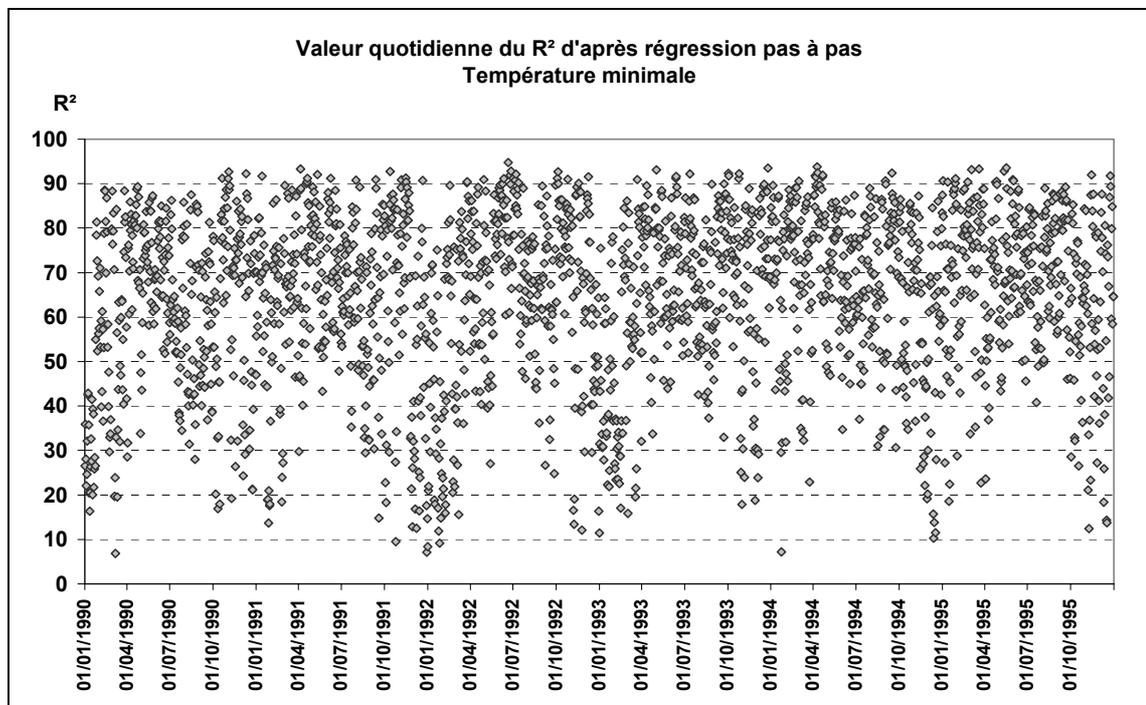


Figure 7-6 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales quotidiennes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

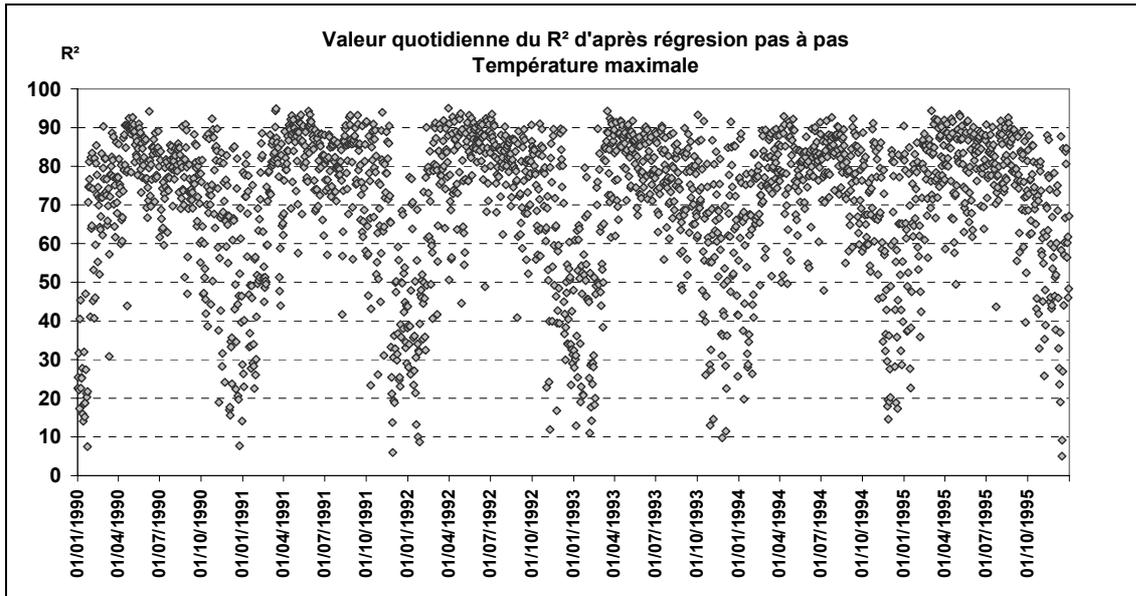


Figure 7-7 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales quotidiennes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 7.3. Identification et qualité des variables explicatives, à différentes échelles de temps

L'intérêt de mettre en évidence l'évolution temporelle des paramètres explicatifs réside dans la possibilité ultérieure d'agir sur ceux-ci, et éventuellement de modifier ceux qui ne sont pas statistiquement significatifs pour qu'ils le deviennent, ou permettre d'expliquer une plus grande part de variance des températures pour ceux déjà inclus dans le modèle. Il est à nouveau indispensable de distinguer les échelles temporelles dans l'analyse des résultats.

#### 7.3.1. Variation de qualité des paramètres explicatifs

Le premier paramètre explicatif est, à l'échelle annuelle, l'altitude, résultat non surprenant (Figure 7-8). Le pourcentage de variance expliquée par l'altitude a tendance à être plus fort sur les valeurs maximales. La distinction entre maxima et minima se fait sur le second facteur explicatif (en terme de poids) : il s'agit de la pente sur les minima, mais de la latitude sur les maxima. La pente agit sur les températures minimales en rendant possible les écoulements d'air le long des versants, quant à la latitude, elle traduit la plus forte insolation au sud, donc l'échauffement des températures.

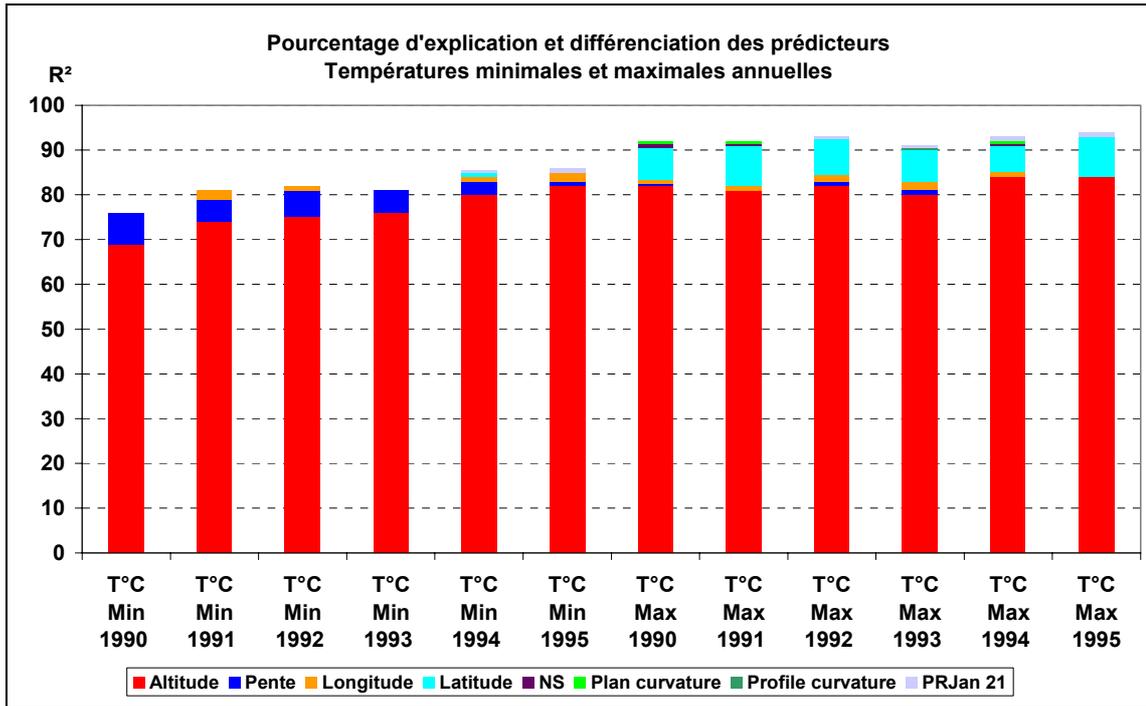


Figure 7-8 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales et maximales annuelles. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

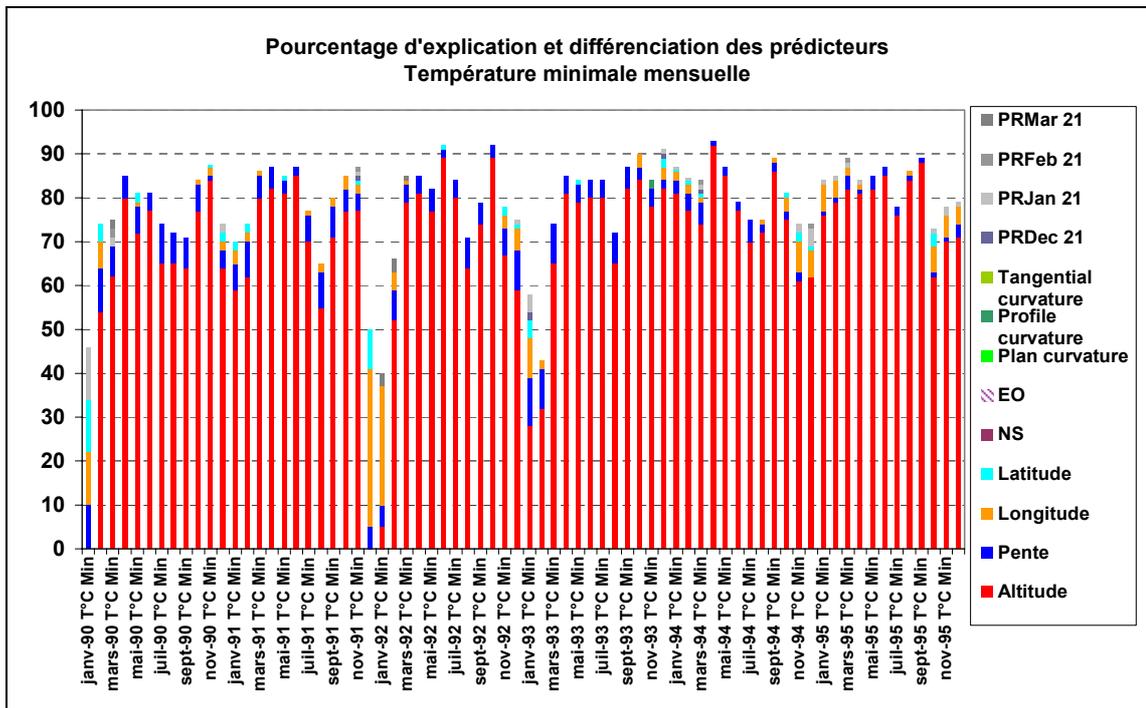


Figure 7-9 : Mise en évidence du rôle explicatif (pourcentage de variance expliquée) de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales mensuelles. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

A l'échelle mensuelle (Figure 7-9 et Figure 7-10), un plus grand nombre de variables explicatives apparaît, mais les tendances ne sont pas remises en questions : l'altitude est nettement majoritaire, devant la pente (minima) ou la latitude (maxima). Le rôle de la

latitude sur les maxima demeure cependant plus régulier et plus fort (plus grand pourcentage de variance) que celui de la pente sur les minima, ce qui traduit l'effet de ce dernier paramètre sur les écoulements nocturnes d'air en fonction de la situation météorologique.

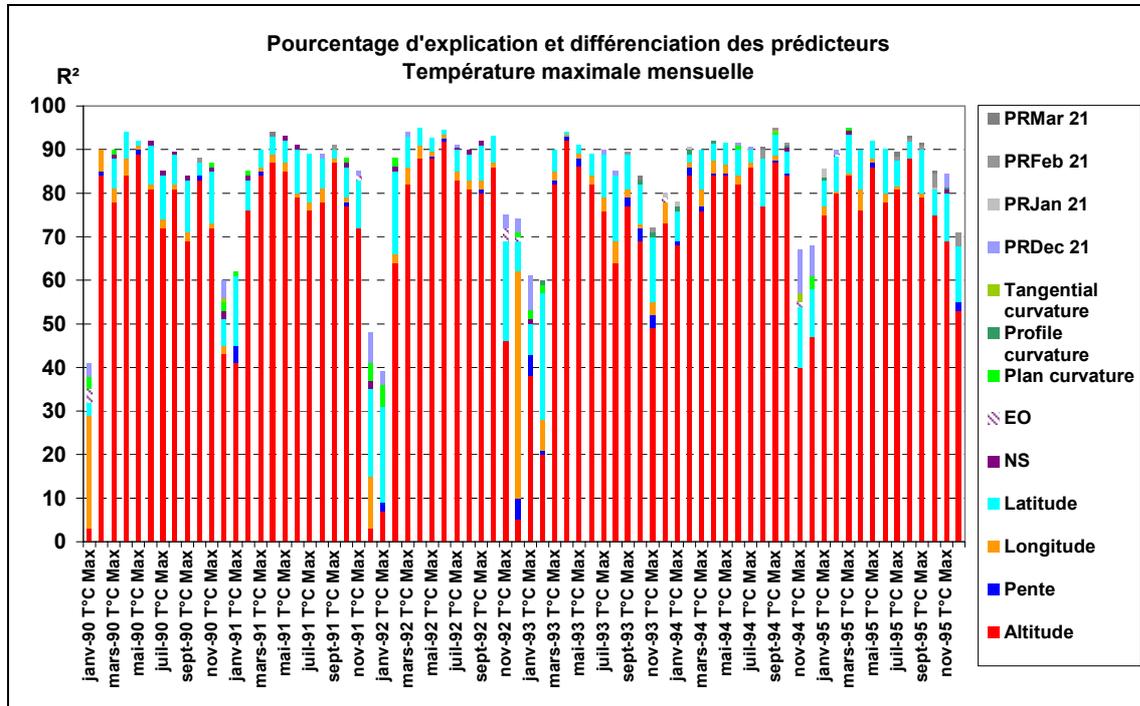


Figure 7-10 : Mise en évidence du rôle explicatif (pourcentage de variance expliquée) de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures maximales mensuelles. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

A l'échelle quotidienne (Figure 7-11 et Figure 7-12), la répartition des variables est beaucoup plus complexe. L'altitude demeure généralement le premier facteur explicatif, mais d'autres paramètres amènent une grande part de variance, et généralement par période. Ainsi, l'influence de la longitude sur les températures minimales du 22 au 26 novembre 1995, ou celle de la latitude du 26 au 28 décembre 1995, sont fort probablement reliées à la circulation atmosphérique. On peut noter également que l'influence de la pente n'est pas prépondérante à cette échelle de temps (pour les mois de novembre et décembre 1995, peut-être les résultats auraient-ils été différents à une autre période), alors qu'elle l'était sur les moyennes mensuelles et annuelles. Il est vrai qu'à cette échelle temporelle apparaissent des paramètres plus locaux (courbure du relief), bien que leur apport soit la plupart du temps décevant.

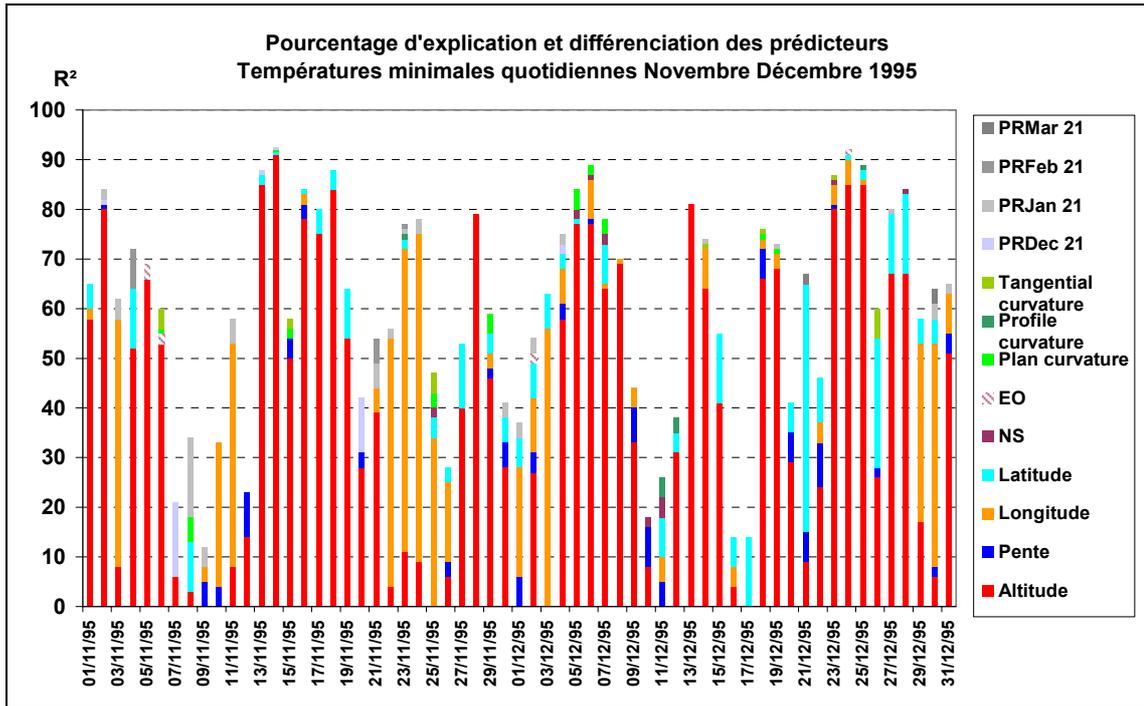


Figure 7-11 : Mise en évidence du rôle explicatif (pourcentage de variance expliquée) de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales quotidiennes de novembre et décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

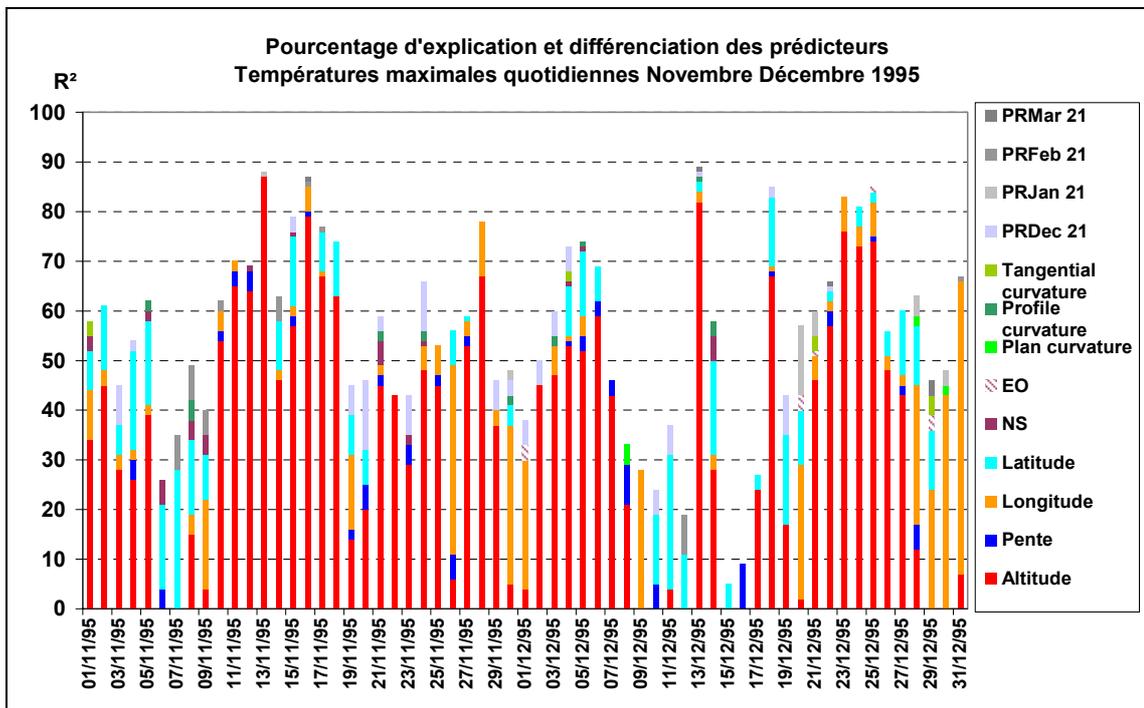


Figure 7-12 : Mise en évidence du rôle explicatif (pourcentage de variance expliquée) de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures maximales quotidiennes de novembre et décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

	Paramètre	Altitude	Pente	Longitude	Latitude	NS	EO	R. 21DEC	R. 21JAN	R. 21FEV	R. 21MAR	Plan curvature	Tangential curvature	Profile curvature	TOTAL
Température minimale	Nombre de jours où le paramètre est inclus	2018	1600	1159	1230	88	189	210	309	125	257	163	88	100	2191
	% de jours	92	73	53	56	4	9	10	14	6	12	7	4	5	
Température maximale	Nombre de jours où le paramètre est inclus	2097	827	1447	1817	492	238	362	196	224	201	378	166	246	2191
	% de jours	96	38	66	83	22	11	17	9	10	9	17	8	11	

**Tableau 7-1 : Nombre de journées pour lesquelles chaque paramètre possède un caractère explicatif dans les variations de température. (Total supérieur à 100%, plusieurs paramètres pouvant entrer en compte en même temps – Evaluation faite sur des régressions simples température / paramètre explicatif, donc sans étude préalable des corrélations entre variables explicatives. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

Le Tableau 7-1 résume le nombre de jours où existe une corrélation significative entre chaque paramètre et la température minimale d'une part, maximale d'autre part. Le résultat provient de régressions simples, il n'est donc pas le reflet des graphiques précédents. La combinaison de ces deux informations indique d'ailleurs le degré de corrélation de certaines variables explicatives et prouve que la régression pas à pas a tendance à éliminer fréquemment des variables explicatives corrélées entre elles.

Le tableau suivant (Tableau 7-2), par contre, est fondé sur la régression multiple pas à pas, et présente le rang de chaque facteur explicatif sur les 2191 journées que compte l'étude. On constate une répartition générale des variables explicatives sur les minima comme suit :

- l'altitude d'abord, présente dans 84% des journées comme premier prédicteur
- la pente, rarement en première position (4%), mais fréquemment en seconde (41%), voire en troisième (20%)
- la longitude (souvent présente quelque soit son rang, 10%, 17% et 15% sur les rangs 1, 2 et 3) et la latitude (au deuxième (27%) ou troisième rang (19%))
- les autres paramètres d'échelle plus locale, dont aucun ne se distingue véritablement : ils atteignent leur fréquence maximale au troisième ou quatrième rang, avec un faible pourcentage.

Sur les valeurs maximales, la répartition est significativement différente :

- l'altitude d'abord, présente dans 86% des journées comme premier prédicteur
- la latitude ensuite, très fréquemment en deuxième rang (60%)
- la longitude, fréquemment au troisième rang (38%)
- la pente ne joue qu'un rôle secondaire (11% au rang 2, 12% au rang 3, 10% au rang 4)
- les autres paramètres d'échelle plus locale, sont plus souvent présents (toujours au troisième et quatrième rang, mais avec des pourcentages plus élevés : 9% au rang 4 pour la composante nord-sud, 7% pour la radiation potentielle au 21 décembre 1995.

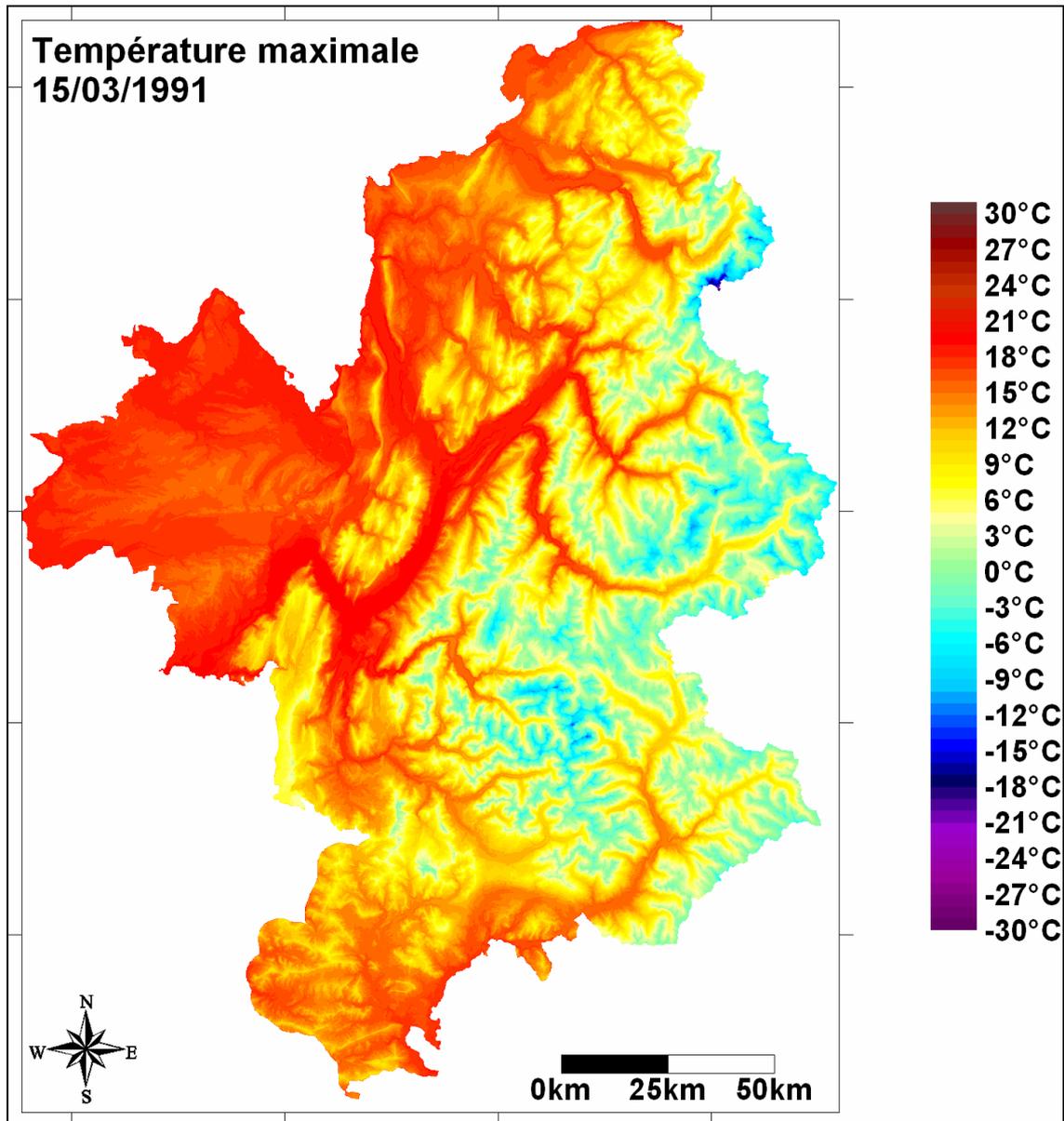
	Rang	Altitude	Latitude	Longitude	Pente	NS	EO	Profil curvature	Plan curvature	Tangential curvature	21DEC	21JAN	21FEV	21MARS
Température minimale	0	9%	45%	48%	28%	96%	92%	96%	93%	96%	91%	87%	95%	89%
	1	84%	1%	10%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
	2	4%	27%	17%	41%	1%	1%	1%	1%	0%	1%	2%	0%	2%
	3	2%	19%	15%	20%	1%	2%	1%	3%	1%	2%	4%	1%	3%
	4	1%	7%	8%	6%	1%	3%	2%	2%	2%	2%	4%	1%	4%
	5	1%	1%	2%	2%	1%	1%	1%	1%	1%	2%	3%	2%	2%
	6	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	1%	0%	1%	1%
	7	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
Température maximale	0	6%	18%	35%	63%	78%	90%	89%	83%	93%	84%	92%	90%	91%
	1	86%	7%	6%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%
	2	4%	60%	12%	11%	2%	1%	1%	2%	1%	3%	1%	1%	1%
	3	3%	11%	38%	12%	4%	3%	2%	3%	1%	3%	2%	3%	1%
	4	1%	3%	7%	10%	9%	3%	4%	6%	3%	7%	2%	3%	2%
	5	0%	1%	2%	3%	4%	2%	3%	4%	2%	2%	2%	1%	3%
	6	0%	0%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	0%	1%	1%	1%
	7	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

Tableau 7-2 : Classement des meilleurs prédicteurs quotidiens sur les 2191 jours d'après régression multiple pas à pas. Exemple de lecture : L'altitude représente la meilleur variable explicative des températures quotidiennes minimales sur 84% des journées testées. Elle n'a aucune valeur explicative dans 9% des jours. Elle constitue la seconde variable explicative seulement 4% des journées. Les valeurs les plus fortes sont grisées. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 7.3.2. Le cas idéal de spatialisation : une journée perturbée

La qualité des modèles dépend, on l'a vu, essentiellement de la saison et du type de temps. Pour illustrer la méthode suivie, choisissons une journée pour laquelle les résultats sont très bons. Le 15 mars 1991 constitue un parfait exemple : la circulation est de type perturbée (type de temps 4 : flux zonal perturbé). La régression multiple pas à pas conserve quatre variables explicatives : l'altitude, la pente, la latitude et la longitude, pour un coefficient de détermination qui atteint 94%. En appliquant l'équation obtenue aux grilles dérivées du modèle numérique de terrain, on obtient une cartographie de la température relevée. La carte obtenue est évidemment très similaire à une simple carte d'altitude, puisque ce facteur est, très nettement, prépondérant (Carte 7-1). L'histogramme des résidus de cette régression et le test de leur normalité sont reportés en Annexe 7-2.

Le Massif du Mont-Blanc, bien plus haut en altitude que ses voisins, s'individualise très nettement, en bleu, avec des températures très froides, de l'ordre de  $-18^{\circ}\text{C}$ , contrairement aux basses vallées, celle de l'Isère notamment, qui atteint près de  $20^{\circ}\text{C}$ .



Carte 7-1 : Température maximale du 15 mars 1991. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Malheureusement, le modèle de régression ne fonctionne pas pour l'ensemble des journées. Des régressions qui ne procurent qu'un coefficient de détermination de 10 à 30% ne sont pas exploitables dans le sens où un krigeage simple fournirait des résultats similaires. En moyenne, le type de temps 9 (anticyclone hivernal) est responsable des plus mauvais résultats, de par les inversions thermiques qu'il engendre. Cependant, d'autres journées apparaissent comme très mal prises en compte par le modèle de régression, sans pour autant que le type de temps soit a priori responsable (Figure 7-13 et Figure 7-14). C'est l'une des nombreuses illustrations de la non adéquation de la variable type de temps avec notre échelle d'étude.

Les représentations graphiques par boîtes et moustaches mettent en évidence certains particularismes des distributions statistiques. Apparaissent ainsi des distinctions de comportements entre les minima et les maxima. Les valeurs médianes des  $R^2$  avoisinent 80% quelque soit le type de temps, sauf le type 9 pour lequel la valeur est proche de 50%. Sur les minima, les valeurs médianes suivent une répartition plus hétérogène

(entre 70 et 80%, plus de 80% pour le type 2, mais considéré comme non représentatif). Le type 9 doit une nouvelle fois être considéré à part (moins de 50%).

La géométrie des boîtes (une boîte résume la moitié de la distribution) et celui des moustaches (traits verticaux) nous informe sur le profil de la distribution des  $R^2$ . Celle-ci est, dans tous les cas, sauf à nouveau dans celui du type 9, non gaussienne, et avec des valeurs inférieures à la médiane fortement sur représentées. Le type 9, décidément à part, entraîne une dispersion maximale des valeurs puisque celles-ci sont comprises entre moins de 10% et plus de 90%, et ceci pour les minima comme pour les maxima. De ce fait, aucun « *outlier* » n'apparaît sur la distribution du type 9, alors qu'ils sont fréquents dans les autres situations anticycloniques (types 1, 6). Les conditions perturbées n'empêchent pas la présence de valeurs de  $R^2$  très faibles et très éloignées du reste de la distribution (types 3 et 8, par exemple). Les outliers sont beaucoup plus nombreux sur les coefficients de détermination calculés d'après les températures maximales, indice d'une distribution générale moins dispersée, mais contenant des extrêmes plus nombreux.

Il paraît important de souligner que la validité statistique de la carte doit autoriser de décider ou non de sa réalisation : en effet, cartographier les températures demeure possible même avec un  $R^2$  de 5%, mais qu'en est-il alors de la signification de la carte obtenue ? La carte, représentation de la réalité, doit donc être accompagnée d'une validation pour permettre à l'utilisateur de juger de sa véracité, et de juger de la « force » avec laquelle elle est liée à la réalité. L'information donnée par le coefficient de détermination, par exemple, est essentielle. On peut imaginer aussi des cartes de validité spatiale des résultats obtenus.

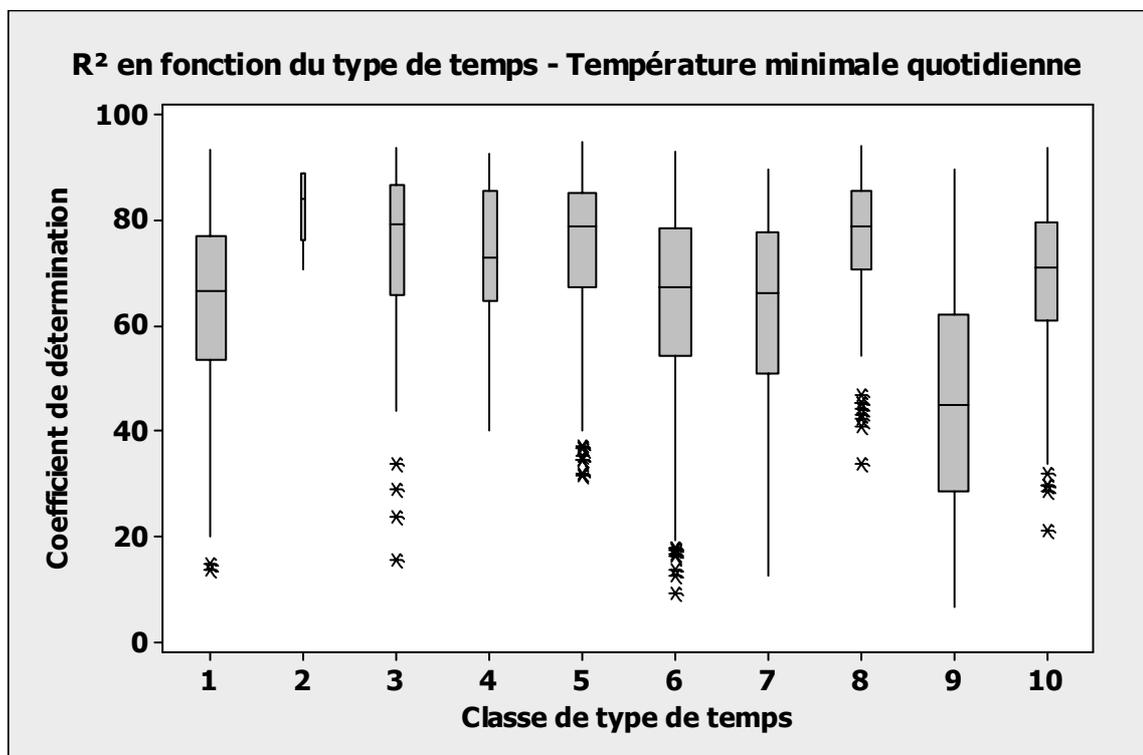


Figure 7-13 : Coefficients de détermination, par régression multiple pas à pas, classés par type de temps sur les températures minimales quotidiennes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

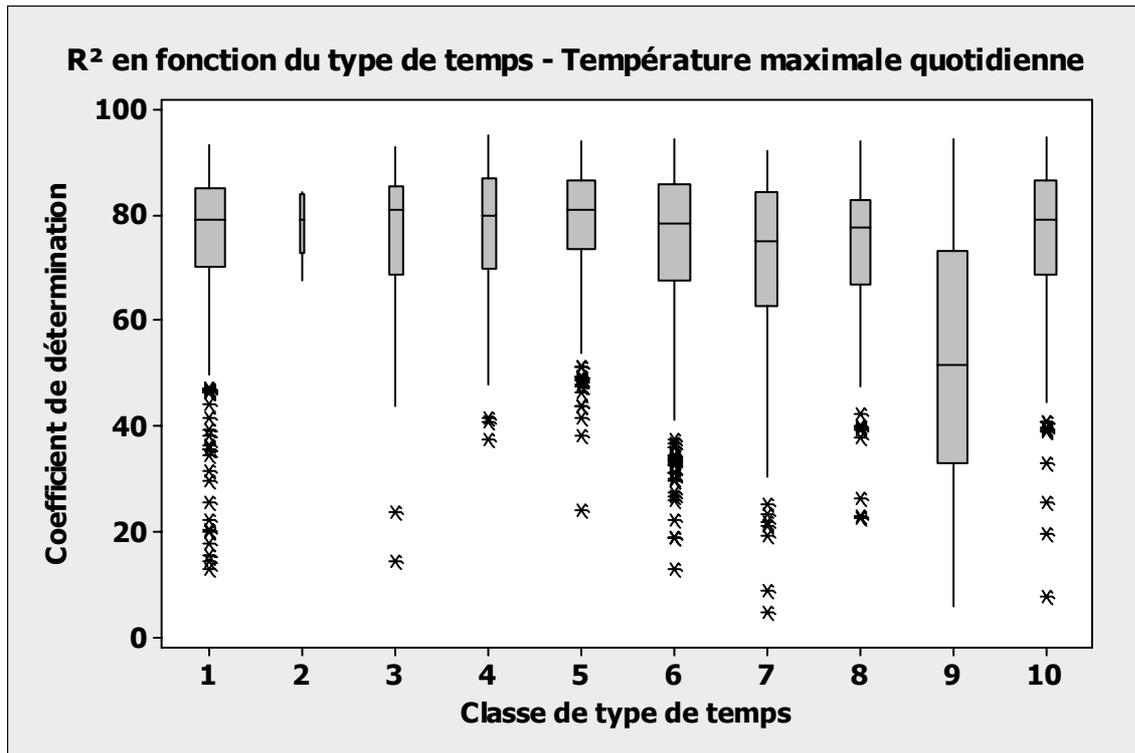


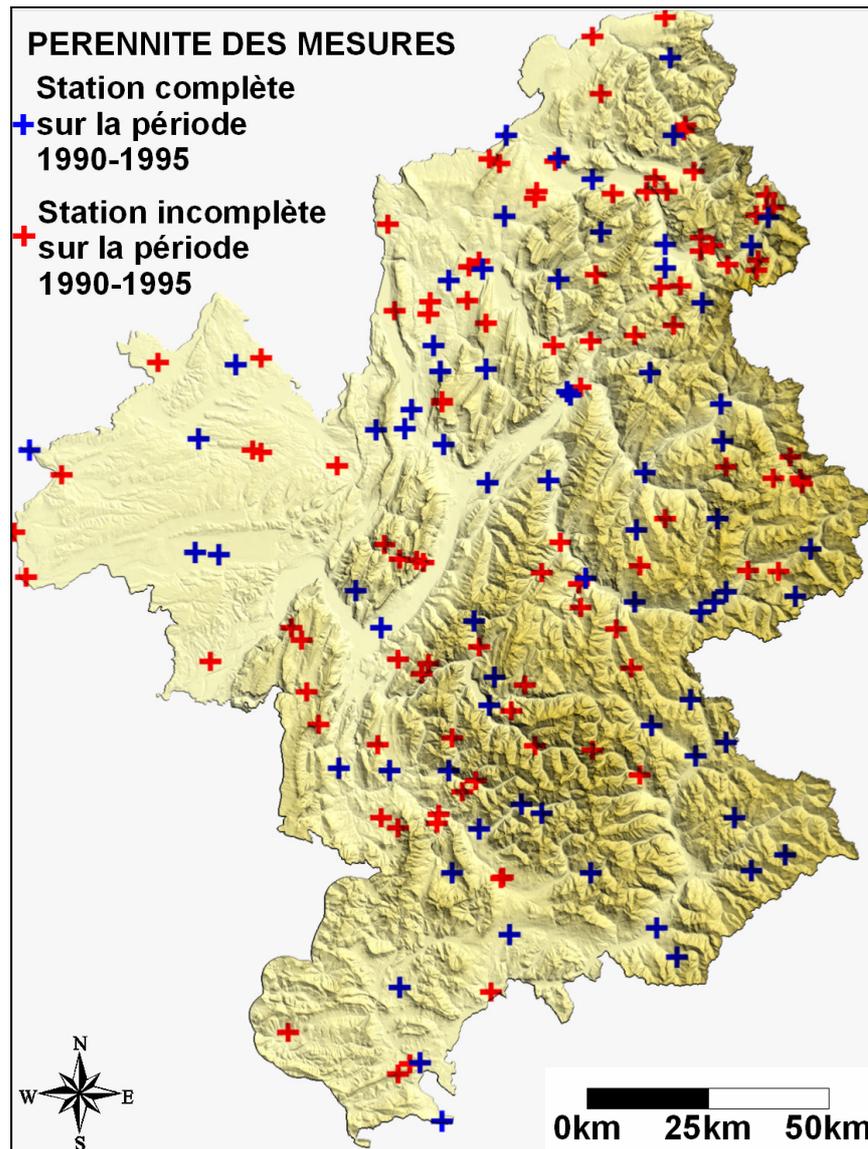
Figure 7-14 : Coefficients de détermination, par régression multiple pas à pas, classés par type de temps sur les températures maximales quotidiennes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 7.3.3. Emergence de cas problématiques et formulation de la validation des modèles

Les valeurs de coefficients de détermination atteintes pour certaines journées apparaissent comme très mauvaises. Mais outre la valeur seule du  $R^2$ , la validation du modèle statistique doit se faire par comparaison des valeurs estimées par celui-ci avec des valeurs réellement mesurées. Pour sélectionner un échantillon de contrôle, la tâche s'est avérée aisée sur les données quotidiennes. En effet, l'effectif des stations est relativement conséquent mais nombre d'entre elles ne sont pas complètes sur la période. Or le modèle doit être fabriqué sur des données stables : la logique a donc voulu que l'on conserve l'intégralité des stations à données complètes pour l'échantillon servant à la création du modèle quotidien. Les stations à données incomplètes forment un second échantillon, à effectif variable dans le temps (mais cela ne pose *a priori* pas problème), utilisé pour la validation des résultats et la comparaison des températures estimées à celles mesurées. Une cartographie de ces deux échantillons prouve la bonne répartition spatiale de ceux-ci (Carte 7-2).

Pour les situations qui apparaissent comme problématiques, c'est-à-dire celles pour lesquelles une régression multiple pas à pas à partir de données mesurées ponctuellement aux stations s'avère insuffisante, un affinement est nécessaire.

Les périodes et journées concernées en majorité partagent des caractéristiques identiques : la saison hivernale (au sens large) et, généralement, une situation météorologique de type anticyclonique. Dans ce cas, les variables explicatives, que l'on qualifiera de ponctuelles, ne sont pas suffisantes : la prise en compte du relief local à plusieurs niveaux d'échelles est nécessaire et indispensable.



Carte 7-2 : Cartographie des stations dont les données quotidiennes sont disponibles intégralement (en bleu) ou partiellement (en rouge) sur la période 1990-1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

#### 7.4. Prise en compte du relief local pour l'amélioration de la spatialisation

La prise en compte des subtilités locales du relief par intégration de paysages ou morphotypes est une alternative séduisante. La méthode AURELHY (Bénichou P., Le Breton O., 1987) demeure sans doute l'application de ce type la plus célèbre. Cependant, un moyen relativement simple d'inclure les effets locaux des paysages-types est l'application de filtres de taille variable sur les grilles décrivant les caractéristiques du relief de manière à posséder des informations multi échelles (Joly D., 1994).

### 7.4.1. Fenêtres glissantes et filtres

Les phénomènes inhérents aux variations de températures fluctuant à l'intérieur d'échelles d'espaces emboîtées, il paraît utile, voire essentiel, d'approfondir la prise en compte du relief local, et pas seulement celui au point de mesure. Pour ce faire, une méthode consiste en l'application de fenêtres mobiles centrées sur les stations de mesure et de dimension variable. Techniquement, l'affectation de filtres passe-bas peut convenir à la situation. En effet, les filtres passe-bas permettent d'atténuer les variations spatiales locales de la grille originelle (Collet C., 1992), c'est-à-dire l'adoucir. L'image est balayée par une fenêtre mobile dont les caractéristiques déterminent le filtrage voulu (Figure 7-15). Le lissage est d'autant plus important que la dimension de la fenêtre est grande. Les filtres passe-bas sont essentiellement liés aux paramètres de tendance centrale, calculée sur un nombre d'individu d'autant plus important que la fenêtre d'application est vaste. Les filtres les plus simples sont le filtre modal, le filtre médian et le filtre moyen (équivalent à une moyenne mobile). Ce dernier effectue donc un lissage des valeurs contenues dans la fenêtre (Figure 7-16). Une attention particulière doit être portée aux pixels de bordure de grille, sur lesquels on ne peut appliquer de fenêtre entière<sup>105</sup>.

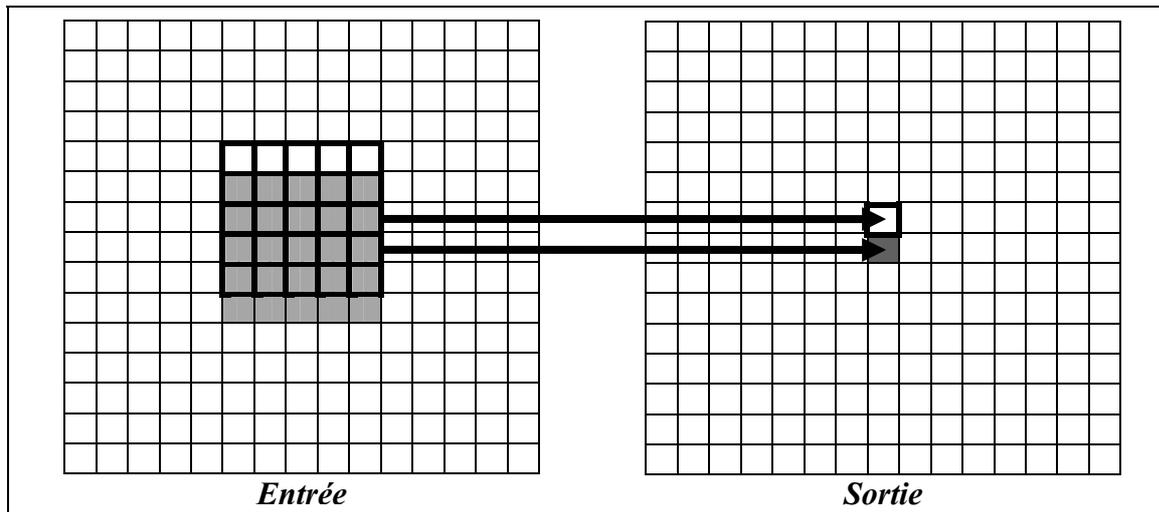


Figure 7-15 : Définition d'une fenêtre mobile de filtrage 5×5 et assignation de la valeur calculée après opération numérique à une nouvelle grille (exemple sur deux pixels). (Lhotellier R., 2005)

1	1	1	0,11	0,11	0,11	1	2	1	0,05	0,1	0,05
1	1	1	0,11	0,11	0,11	2	4	2	0,1	0,4	0,1
1	1	1	0,11	0,11	0,11	1	2	1	0,05	0,1	0,05

Figure 7-16 : Filtres moyens (à gauche) et filtres moyens pondérés (à droite). (Collet C., 1992)

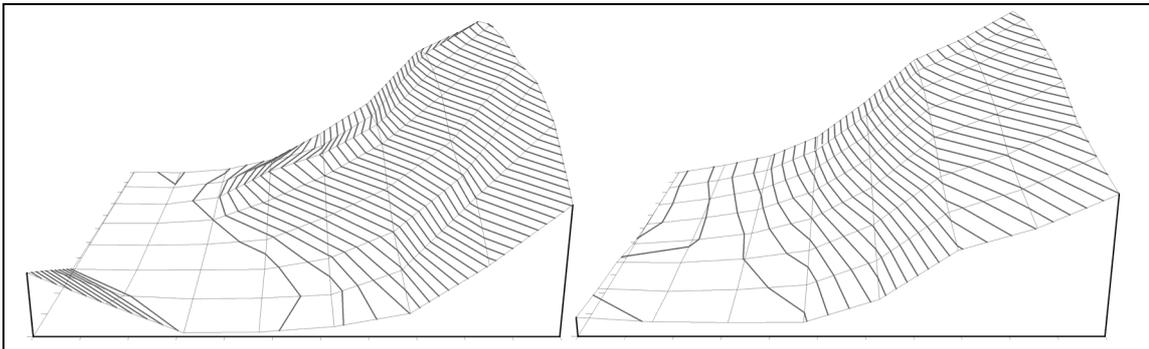
<sup>105</sup> Notamment si l'extérieur de la grille est codé par une valeur. Les logiciels offrent par ailleurs des options qui permettent d'ignorer les zones vides ou les bordures. Surfer 8 © propose par exemple les choix : *Expand* (le pixel de sortie est vide si l'un au moins des pixels d'entrée est vide), *Leave* (laisse les aires vides constantes), *Ignore* (ignore les vides), *Fill* (remplit les vides avec une valeur définie par l'utilisateur).

La Figure 7-17 montre que l'application d'un filtre linéaire revient à remplacer la valeur d'un élément par une somme pondérée de celles de ses voisins (Caloz R. et Collet C., 2001). La somme des coefficients doit normalement être égale à 1 (normalisation des résultats), on trouve cependant parfois des exemples avec d'autres valeurs entières. La propriété isotrope ou anisotrope du phénomène étudié se modélise à la fois par la forme du voisinage (non nécessairement carré) et le choix d'un filtre omnidirectionnel ou directionnel.

Une illustration du lissage effectué sur un modèle numérique de terrain de notre champ d'étude permet la mise en évidence de certaines propriétés des filtres passe-bas. La Figure 7-18 propose ainsi un extrait de la grille résultant du lissage par moyenne mobile sur une fenêtre de 5×5 pixels, quand la Figure 7-17 illustre les valeurs obtenues.

351	349	360	394	478	577	741	814	356	374	396	442	521	617	665	724
353	350	368	432	481	575	760	853	356	373	396	441	518	614	662	720
353	351	372	451	503	586	742	864	356	370	391	433	506	601	648	706
353	353	362	417	487	575	703	848	356	368	386	423	489	584	629	686
354	352	355	368	429	504	623	817	361	368	381	409	468	559	601	657
357	354	355	356	383	450	584	804	373	373	380	395	441	523	561	613
423	363	355	357	366	422	588	746	378	373	376	384	424	503	538	589
487	420	357	359	371	400	503	626	386	379	377	378	414	488	520	569

**Figure 7-17 : Filtre moyen appliqué sur une portion de notre grille d'altitude d'une surface de 1,44 km<sup>2</sup> (à gauche : grille initiale ; à droite : après lissage par fenêtre mobile 5×5). (Lhotellier R., 2005)**



**Figure 7-18 : Représentation du relief associé aux grilles initiale et filtrée par moyenne mobile 5×5 pixels. (Lhotellier R., 2005)**

Le lissage effectué par le calcul de moyenne mobile est visible sous plusieurs formes sur l'illustration : l'altitude maximale du secteur non lissé est plus élevée, son altitude minimale est au contraire plus faible, la concavité et la convexité des pentes tendent à s'amenuiser après lissage, enfin, l'élément isolé en bas à gauche, amorce d'un nouvel interfluve, disparaît entièrement. Le filtre permet ainsi de souligner les grands traits du relief en éliminant les discontinuités locales.

De même, il est possible d'appliquer une moyenne mobile pondérée, qui assignera un poids différent à chaque pixel grâce à un coefficient de pondération, le plus souvent en fonction de sa distance au pixel central. Une caractéristique des filtres passe-bas repose sur la positivité des coefficients de pondération du noyau de convolution<sup>106</sup>.

<sup>106</sup> Noyau de convolution : matrice de calcul du filtre.

Les filtres passe-haut (fonction de rehaussement local) ont la particularité d'extraire les composantes locales des variations spatiales d'un phénomène (Collet C., 1992), dans le but de souligner les contours des objets ou d'augmenter le contraste d'une image. La détection ou le rehaussement de contour nécessite des opérateurs de convolution de type gradient omnidirectionnel (laplacien) ou gradient directionnel (Sobel, Prewit).

D'autres filtres non linéaires sont aussi susceptibles d'être appliqués dans le but d'assigner à un pixel la valeur minimale rencontrée au voisinage de celui-ci, la valeur maximale, ou bien encore des valeurs statistiques plus élaborées : médiane, mode (fréquence la plus élevée des valeurs de la fenêtre), quartiles, écart-type, variance, coefficient de variation, écart à la médiane, etc., le tout sur une fenêtre de  $n \times n$  pixels. Des indicateurs de dispersion et position sont ainsi définis par filtrage.

#### **7.4.2. Prise en compte des filtres et amélioration de la corrélation entre température et altitude**

Bien que le filtrage d'une grille en lui-même soit chose aisée, le temps de calcul (et d'implémentation lorsque celui-ci n'est pas réalisé automatiquement) peut très vite devenir une complication majeure. Dans notre cas, la grille d'altitude, sélectionnée pour sa forte corrélation moyenne avec les températures, a permis de calibrer les tailles des fenêtres glissantes. Le premier test ayant été réalisé sur le mois de janvier 1990, nous avons continué à augmenter la largeur de la fenêtre jusqu'à ce que la valeur absolue de la corrélation atteigne un palier ou diminue, dans ce cas précis jusqu'à une taille de 24600 mètres. Pour les variables de radiation potentielle, les tests sur les valeurs du 21 décembre ont montré qu'il n'était pas utile d'avoir recours à une largeur supérieure à 6150 mètres : la corrélation croît à l'intérieur des plus petites fenêtres (un à deux kilomètres), puis diminue lorsque le champ de calcul augmente. Pour les autres variables, les expérimentations ont été effectuées jusqu'à une largeur de filtre de 24,6 kilomètres. La liste des filtres utilisés est reportée dans le Tableau 7-3.

Résolution de base : 150 m	Résolution modifiée : 300 m	Résolution modifiée : 600 m
150 mètres (1 pixel)	6300 mètres (21*21 pixels)	12600 mètres (21*21 pixels)
450 mètres (3*3 pixels)	6900 mètres (23*23 pixels)	13800 mètres (23*23 pixels)
750 mètres (5*5 pixels)	7500 mètres (25*25 pixels)	15000 mètres (25*25 pixels)
1050 mètres (7*7 pixels)	8100 mètres (27*27 pixels)	16200 mètres (27*27 pixels)
1350 mètres (9*9 pixels)	8700 mètres (29*29 pixels)	17400 mètres (29*29 pixels)
1650 mètres (11*11 pixels)	9300 mètres (31*31 pixels)	18600 mètres (31*31 pixels)
1950 mètres (13*13 pixels)	9900 mètres (33*33 pixels)	19800 mètres (33*33 pixels)
2250 mètres (15*15 pixels)	10500 mètres (35*35 pixels)	21000 mètres (35*35 pixels)
2550 mètres (17*17 pixels)	11100 mètres (37*37 pixels)	22200 mètres (37*37 pixels)
2850 mètres (19*19 pixels)	11700 mètres (39*39 pixels)	23400 mètres (39*39 pixels)
3150 mètres (21*21 pixels)	12300 mètres (41*41 pixels)	24600 mètres (41*41 pixels)
3450 mètres (23*23 pixels)		
3750 mètres (25*25 pixels)		
4050 mètres (27*27 pixels)		
4350 mètres (29*29 pixels)		
4650 mètres (31*31 pixels)		
4950 mètres (33*33 pixels)		
5250 mètres (35*35 pixels)		
5550 mètres (37*37 pixels)		
5850 mètres (39*39 pixels)		
6150 mètres (41*41 pixels)		

Tableau 7-3 : Taille du filtre appliqué, de 150 mètres (1 pixel) à 24,6 kilomètres.

Les fenêtres glissantes centrées sur les stations de mesure (3x3, 5x5, 7x7 pixels..., cf. Tableau 7-3) ont été réalisées pour compenser les effets locaux et régionaux du relief. La corrélation entre ces valeurs et la température a ensuite été calculée. Les filtres ont été testés sur plusieurs variables intégrées dans le modèle (l'altitude, la pente, les trois variables de courbure du relief, la radiation potentielle, l'orientation projetée par sinus et cosinus) avec des résultats significatifs.

Par exemple, sur l'altitude (variable dont l'influence est la plus simple à exprimer), des fenêtres plus larges en hiver peuvent permettre de prendre en compte les inversions de température dans le modèle de régression, alors qu'en été des fenêtres plus petites sont tout à fait suffisantes. L'utilisation de filtres sur les grilles d'altitude paraît très utile pour l'estimation des températures hivernales, mais il apparaît qu'en été, la demande de temps engendrée par le filtrage des grilles fait disparaître la très faible valeur ajoutée (quand c'est le cas), à l'augmentation de la corrélation.

Les graphiques qui suivent (Figure 7-19 et Figure 7-20) démontrent, à certaines dates, l'amélioration du coefficient de corrélation entre température et altitude après filtrage<sup>107</sup>.

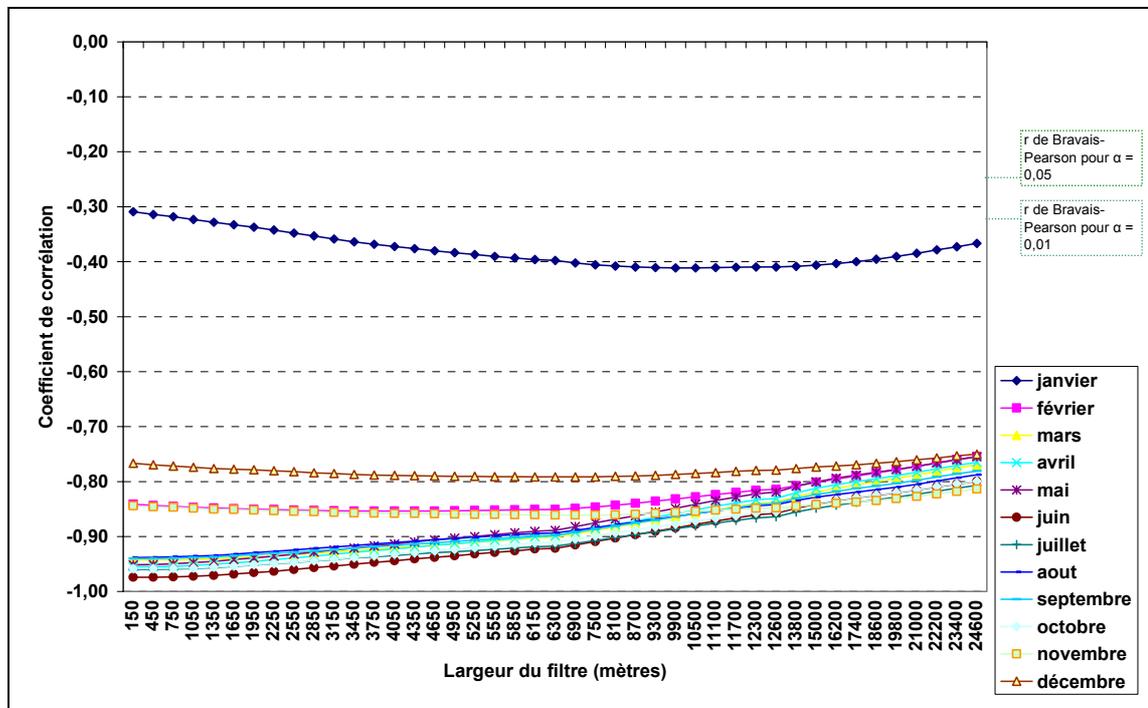


Figure 7-19 : Evolution du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température minimale de chaque mois de l'année 1992 selon la taille de la fenêtre utilisée. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

<sup>107</sup> Les graphiques pour les années 1990 à 1995 sont disponibles en Annexe 7-1.

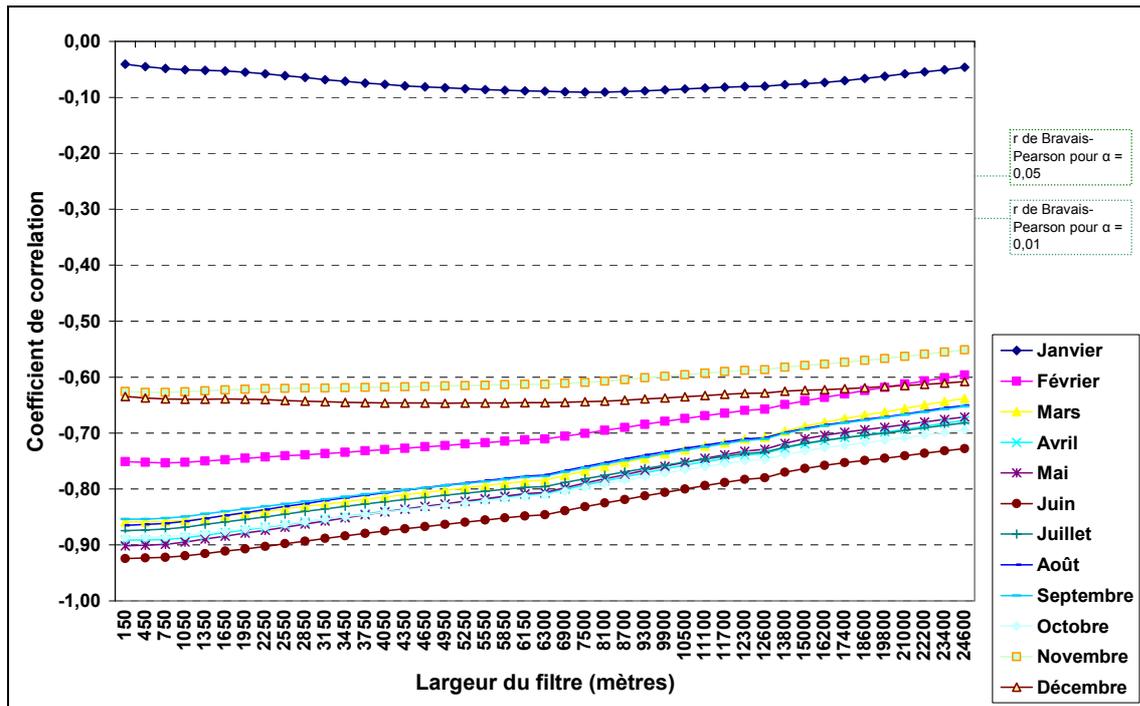


Figure 7-20 : Evolution du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température maximale de chaque mois de l'année 1992 selon la taille de la fenêtre utilisée. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Ces graphes montrent qu'augmenter la taille du filtre permet d'accroître la valeur de la corrélation entre altitude et température minimale en janvier, et plus faiblement en décembre, février et novembre. Les résultats (graphiques disponibles en Annexe 7-3 pour l'ensemble de la période) sont relativement similaires pour chaque année, même si les variations, de type de temps notamment, engendrent une modification des valeurs obtenues. Une relation semblable existe également sur les températures maximales, mais la corrélation est moindre. Notons cependant qu'au mois de janvier 1992, le test de Bravais Pearson indique que l'indépendance n'est pas rejetée entre altitude et température (au risque d'erreur de 1% comme de 5%). La relation entre température maximale et altitude n'est donc pas significative en ce mois de janvier 1992.

La question de la représentativité du relief local par cette méthode doit être posée. Premièrement, il est nécessaire de comparer la valeur de la corrélation calculée avec celle du  $r$  de Bravais Pearson (cf. Figure 7-19). Ensuite, il est parfois difficile d'expliquer pourquoi l'augmentation de la taille de la fenêtre permet un accroissement de la corrélation : pourquoi  $r$  est-il meilleur avec une fenêtre de 20 kilomètres plutôt qu'avec une fenêtre de 15 ? Bien sûr, dans le cas de résultats médiocres, le lissage vient moyenniser les valeurs de grille, il permet donc une augmentation mécanique des coefficients de corrélation. Il est donc important d'émettre des réserves quant au sens de la largeur de la fenêtre glissante et sa signification climatique. Dans le cas du massif alpin, des tailles de l'ordre de 4 à 5 kilomètres semblent être un maximum compte tenu de la largeur des vallées. Cependant, des échelles plus vastes peuvent nous donner un indice de la différenciation des sous-massifs (Oisans, Maurienne, etc.)

### 7.4.3. Création de nouveaux paramètres explicatifs

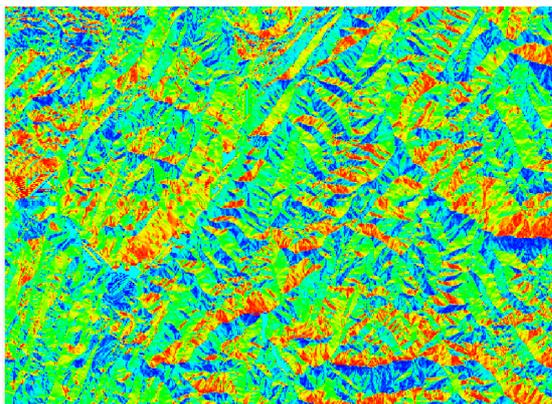
La constatation de résultats globalement décevants dans de nombreuses situations hivernales nous a conduit à réfléchir à de nouveaux descripteurs du relief qui pourraient être plus adaptés à la modélisation hivernale. Plusieurs variables ont ainsi été extraites ou construites d'après le modèle de terrain :

- Ombrage du relief (variable qui a subi une comparaison avec la radiation potentielle précédemment décrite) : élaboré pour les mois d'hiver sur la base du MNT, après avoir déterminé l'angle moyen d'élévation et la position sud du Soleil. Les valeurs d'ombrage sont proportionnelles à la composante directe potentielle de la radiation reçue à la surface selon les pentes et leurs expositions. La Carte 7-3 propose une illustration de cette variable.
- Orientation modifiée (et comparaison avec les valeurs d'orientation projetées selon sinus et cosinus)
  - dans la direction nord-sud : exprimée par des valeurs comprises entre 0 (Nord) et 180 (Sud) de manière à prendre en compte l'influence des orientations Nord-Sud. Cette transformation semble particulièrement utile dans la modélisation des paramètres radiatifs, et donc des températures (Carte 7-4)
  - dans la direction ouest-est : exprimée par des valeurs comprises entre -90 (Ouest) et +90 (Est) de manière à prendre en compte l'influence des orientations Ouest-Est. Cette transformation semble particulièrement utile pour la modélisation des précipitations aux latitudes moyennes avec un flux dominant d'ouest, mais l'intérêt pour les températures ne doit pas être négligé : la température maximale des pentes exposées à l'ouest est généralement atteinte bien plus tard que sur celles exposées à l'est (Carte 7-5).
- Pente et exposition intégrées dans une variable unique (facteur pente-exposition) : cette intégration paraît nécessaire puisque l'effet de la pente sur les paramètres climatiques est différent suivant son exposition (des expositions nord ou sud ont des conséquences opposées sur la température). L'intégration de ces deux facteurs en un seul s'est faite en deux temps :
  - Par la multiplication des valeurs standardisées de pente [0 ; 100] et celles de l'orientation nord-sud modifiée [0 ; 100] puis la division par 100 pour obtenir un facteur pente N-S variant sur une échelle de valeurs de 0 à 100. Ainsi le poids de l'orientation devient plus fort si elle est associée avec une pente forte, plus faible dans le cas d'une pente peu marquée.
  - Par la multiplication des valeurs standardisées de pente [0 ; 100] et celles de l'orientation nord-sud modifiée [-50 ; +50], d'une part et l'orientation Ouest-Est modifiée [-50 ; +50], d'autre part, de manière à obtenir un facteur pente-exposition avec des valeurs décrivant l'intervalle -5000 (N ou W) à +5000 (S ou E). Ainsi, des valeurs fortes sont obtenues pour les exposition sud (ou ouest) associées à des fortes pentes et des valeurs plus basses (voire fortement négatives) sont recueillies pour les expositions nord (ou est), avec les mêmes propriétés liées à la pente (Cartes 7-6 et 7-7).
- Modèle numérique d'altitude des talwegs : cette variable a été calculée par l'interpolation des altitudes des talwegs extraits automatiquement sur logiciels SIG à partir des altitudes (Carte 7-8).

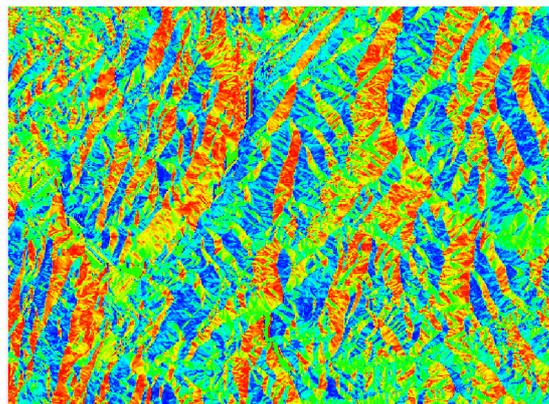
- Énergie du relief (Carte 7-9) : proposée selon trois moyens d'acquisition,
  - comme la différence entre le MNT et le modèle numérique d'altitude des talwegs, c'est-à-dire en considérant ce dernier comme un niveau de base du relief local
  - comme la différence entre le MNT et les valeurs d'altitudes minimales incluses à l'intérieur des bassins versants élémentaires
  - comme la différence entre l'altitude maximum et l'altitude minimum de chacun des bassins versants élémentaires.
- Distance entre interfluves et vallées : la prise en compte de ces deux paramètres apparaît nécessaire pour les inversions, puisque dans ce cas la température de l'air est plus basse dans l'axe de la vallée et croît lorsqu'on remonte les versants (Carte 7-10).
- Amplitude d'altitude calculée dans des fenêtres glissantes : différence entre altitude maximum et minimum à l'intérieur d'une fenêtre mobile (Carte 7-11).
- Écart type d'altitude calculé dans des fenêtres glissantes : écart type de la variable altitude à l'intérieur d'une fenêtre mobile (Carte 7-12).



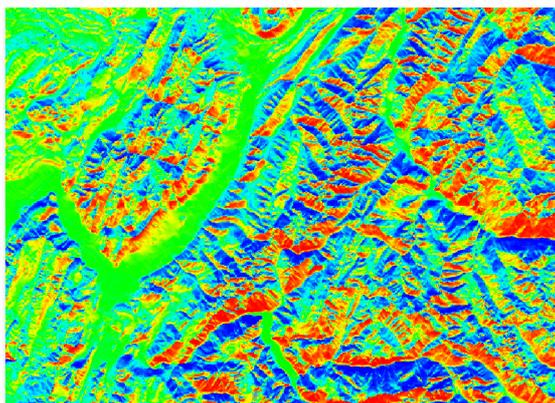
Carte 7-3 : Ombrage du relief au 21 décembre (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN). Orientation et échelle communes aux cartes suivantes.



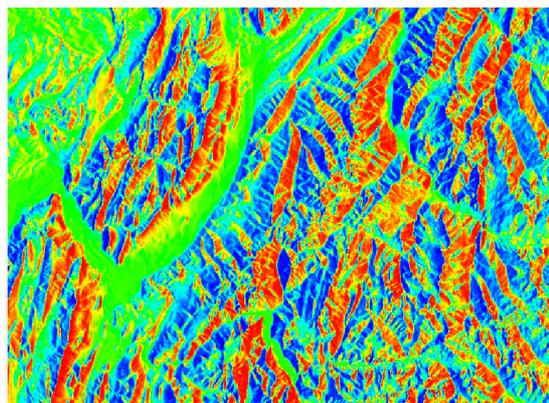
Carte 7-4 : Composante nord-sud de l'orientation (bleu: nord, rouge: sud) (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



Carte 7-5 : Composante ouest-est de l'orientation (bleu: ouest, rouge: est) (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



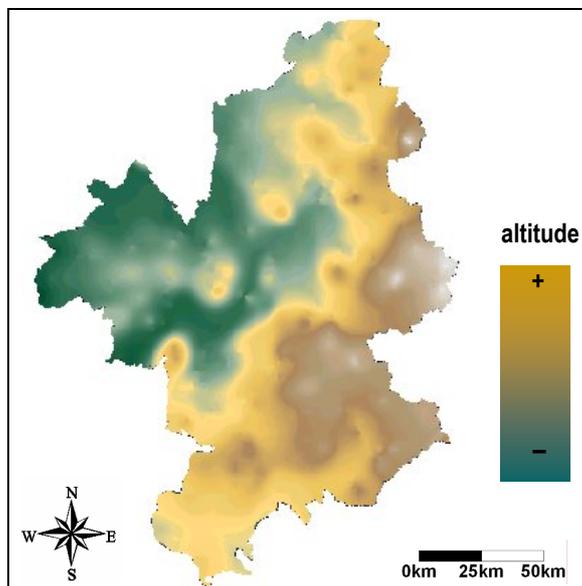
Carte 7-6 : Composante nord-sud de la variable pente-orientation (bleu: nord, rouge: sud) (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



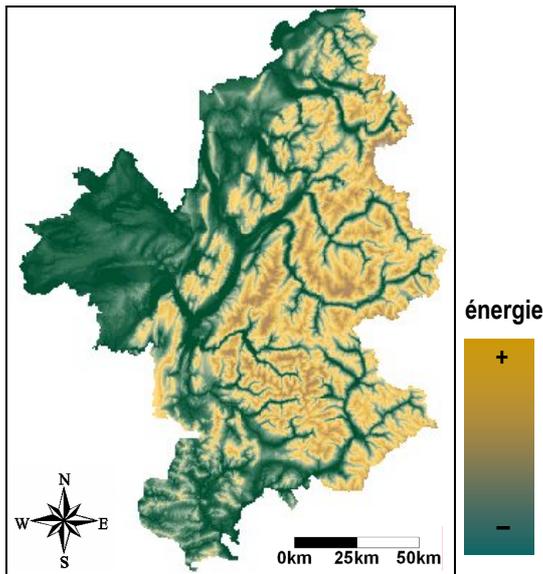
Carte 7-7 : Composante ouest-est de la variable pente-orientation (bleu: ouest, rouge: est) (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)

La radiation potentielle semble être plus fortement corrélée à la température que le seul ombrage du relief, mais le calcul de radiation potentielle requiert beaucoup plus de paramètres que celui de l'ombrage du relief. Ce dernier facteur peut donc constituer une ébauche des variables de radiation, ébauche moins efficace que la valeur de radiation potentielle elle-même. Ce nouveau paramètre n'est donc pas particulièrement intéressant à retenir.

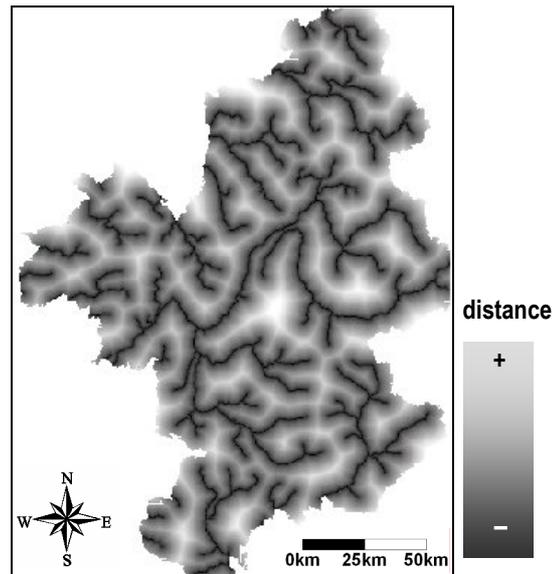
Au contraire, l'orientation modifiée et le facteur pente-exposition sont eux souvent plus corrélés à la température que les valeurs d'orientation projetées par cosinus et sinus. Ces grilles sont donc à conserver.



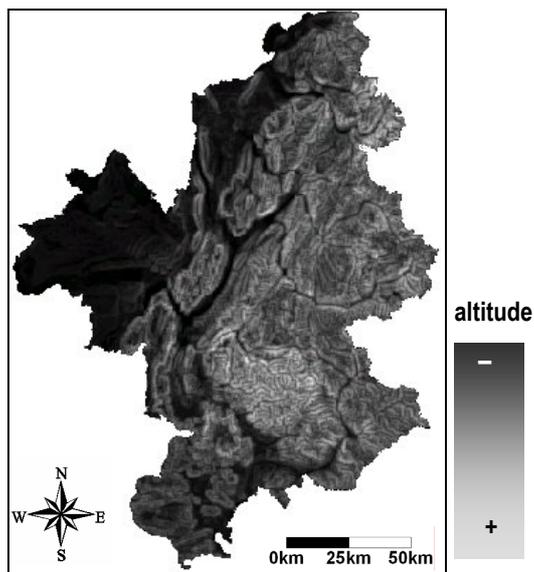
Carte 7-8 : Modèle numérique simplifié d'altitude des talwegs (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN).



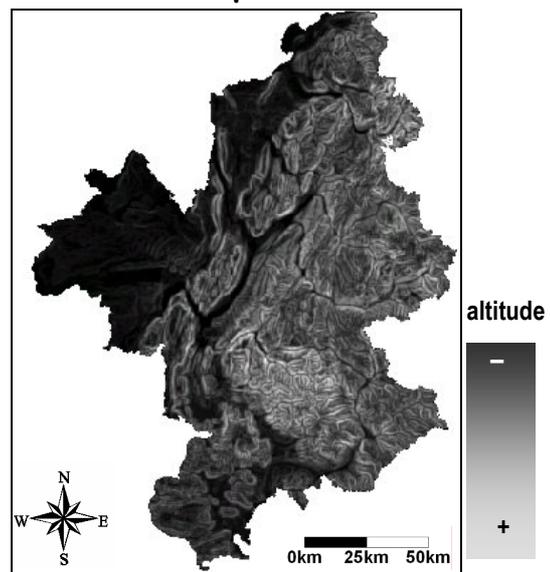
Carte 7-9 : Energie locale du relief (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



Carte 7-10 : Distance entre les principaux réseaux hydrographiques (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



Carte 7-11 : Amplitude d'altitude (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)



Carte 7-12 : Ecart-type d'altitude (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)

## 7.5. Autres voies statistiques

La régression linéaire multiple pas à pas confère d'excellents résultats à certaines dates, mais se pose la question de l'amélioration des résultats obtenus aux périodes moins propices à ce type de modélisation. D'autres voies statistiques peuvent ainsi être envisagées.

### 7.5.1. L'analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales est particulièrement utile avant une régression car elle permet la diminution du nombre de variables explicatives et assure leur indépendance statistique.

L'analyse en composantes principales a été utilisée avec rotation Varimax<sup>108</sup> des axes, avec en entrée les principales variables explicatives, y compris les nouvelles, présentées au paragraphe précédent. Les sept premières composantes extraites condensent 80,9% de la variance totale (Figure 7-21), la signification de chacune étant la suivante :

- CP1 : influence des orientations Nord-Sud et des pentes
- CP2 : variabilité de la topographie locale
- CP3 : influence des orientations Ouest-Est et des pentes
- CP4 : radiation potentielle
- CP5 : particularités liées aux pentes
- CP6 : énergie du relief
- CP7 : caractéristiques d'altitude

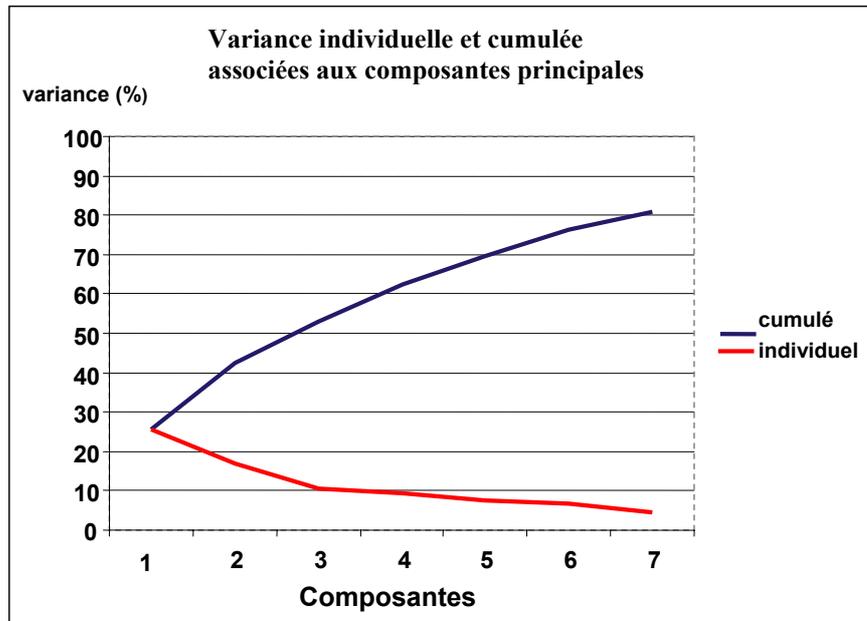


Figure 7-21 : Graphique des variances individuelle et cumulée associées aux composantes principales. (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Le modèle de régression incluant ces sept premières composantes n'améliore que très peu les résultats précédemment obtenus sur les variables brutes. Sur les moyennes mensuelles de la saison hivernale, seuls trois cas ont vu leur valeur de  $R^2$  s'accroître faiblement : février 1993, décembre 1993 et janvier 1994, et on note une augmentation notable de 13% de variance expliquée supplémentaire pour le mois de janvier 1990. Même si les performances sont finalement assez similaires, l'utilisation de

<sup>108</sup> La rotation varimax facilite l'interprétation car elle maximise la variance du carré des coordonnées des variables par colonne.

l'ACP<sup>109</sup> est recommandée car les nouvelles variables qui en résultent sont statistiquement indépendantes.

### **7.5.2. La régression non linéaire**

Les tests de régression pas à pas ont jusqu'ici été effectués d'après des modèles linéaires, qui possèdent un triple avantage : la simplicité du modèle en lui-même, la facile compréhension des résultats (si on s'élève de 100 mètres en altitude, la température baisse de 0,65°C...) et leur très accessible implémentation. Néanmoins, les relations entre variables explicatives et variable à expliquer ne sont pas nécessairement linéaires. L'une des solutions consiste à modifier préalablement une variable : Pierre Carrega (1994) utilise ainsi la racine carrée de la distance à la mer pour tenir compte de la baisse d'influence croissante de la mer à mesure que l'on s'en éloigne, puis applique une régression linéaire. La seconde approche repose sur l'usage direct d'un modèle non linéaire. A titre d'exemple, le Tableau 7-4 montre l'apport de modèles quadratique ou cubique par rapport à une régression linéaire sur les variables environnementales. L'influence est quasi nulle sur l'altitude, plus marquée sur d'autres variables (radiation potentielle notamment).

Mais l'utilisateur se heurte alors à des difficultés d'ordre logiciel : MINITAB© montre ici ses limites puisqu'il n'intègre que des modèles linéaires, carrés ou cubiques ; STATISTICA© est donc nécessaire pour aller plus loin. La limitation du nombre de variables indépendantes liée à la version utilisée ne nous a pas permis d'inclure plus de trois paramètres explicatifs dans chaque régression. Pour les mois d'hiver étudiés (17 mois), les modèles linéaires sont généralement meilleurs (ou très proches) des modèles non linéaires, mais avec un besoin de davantage de facteurs explicatifs dans les modèles linéaires. Il serait bien sûr nécessaire d'intégrer l'ensemble des prédicteurs dans une régression non linéaire pour effectuer une véritable comparaison.

---

<sup>109</sup> Quelques informations sur l'usage des méthodes statistiques sont définies en Annexe 6-4.

Variable explicative	Type de régression	R <sup>2</sup> (%) sur température maximale moyenne sur 1990-1995	R <sup>2</sup> (%) sur température minimale moyenne sur 1990-1995
Altitude	Régression linéaire	78,8	83,7
	Régression quadratique	78,9	84,5
	Régression cubique	78,9	84,6
Longitude	Régression linéaire	49,0	45,0
	Régression quadratique	51,2	50,0
	Régression cubique	52,4	51,3
Latitude	Régression linéaire	11,2	0,9
	Régression quadratique	11,2	3,4
	Régression cubique	26,0	19,9
Plan courbure	Régression linéaire	0,0	0,3
	Régression quadratique	1,2	0,4
	Régression cubique	1,5	0,6
Profile courbure	Régression linéaire	0,5	1,4
	Régression quadratique	6,1	8,3
	Régression cubique	6,2	9,8
Tangential courbure	Régression linéaire	0,0	0,0
	Régression quadratique	4,6	0,3
	Régression cubique	12,4	5,8
Pente	Régression linéaire	2,4	8,2
	Régression quadratique	5,1	14,1
	Régression cubique	5,5	14,7
EO	Régression linéaire	0,0	0,1
	Régression quadratique	0,3	0,1
	Régression cubique	0,9	0,3
NS	Régression linéaire	1,3	0,3
	Régression quadratique	2,4	0,4
	Régression cubique	6,5	2,0
PR 21 DEC	Régression linéaire	2,7	1,6
	Régression quadratique	24,2	16,3
	Régression cubique	28,3	19,0
PR 21 JAN	Régression linéaire	3,6	2,6
	Régression quadratique	19,5	12,1
	Régression cubique	20,5	14,0
PR 21 FEV	Régression linéaire	4,5	2,9
	Régression quadratique	23,1	12,8
	Régression cubique	27,1	17,5
PR 21 MARS	Régression linéaire	3,1	2,3
	Régression quadratique	22,1	12,5
	Régression cubique	27,3	18,3

**Tableau 7-4 : Apport des modèles de régression non linéaire dans le pourcentage de variance expliquée par la régression simple entre chaque variable explicative et la température. Les cellules grisées correspondent à un accroissement significatif de la corrélation. Les R<sup>2</sup> inférieurs ou égaux à 7% correspondent à un coefficient de corrélation d'environ 0,27, seuil de l'indépendance statistique pour un risque d'erreur de 2% (table de Bravais Pearson). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

### 7.5.3. AURELHY

La méthode AURELHY (Bénichou P. & Le Breton O., 1986), décrite au Chapitre 3, constitue une référence en terme de cartographie de champs de données climatiques. Une adaptation de la démarche sur notre terrain d'étude a été réalisée, bien qu'*a priori* l'échelle d'application ne soit pas adéquate<sup>110</sup>. Après avoir dégradé le modèle numérique de terrain à une résolution de 5 kilomètres, nous avons retenu pour l'analyse en composantes principales la différence d'altitude entre chaque point et le point central d'une fenêtre glissante de résolution 11x11 kilomètres. La Figure 7-22 propose une illustration des cinq premières composantes après ACP et de leur projection sur le modèle numérique de terrain.

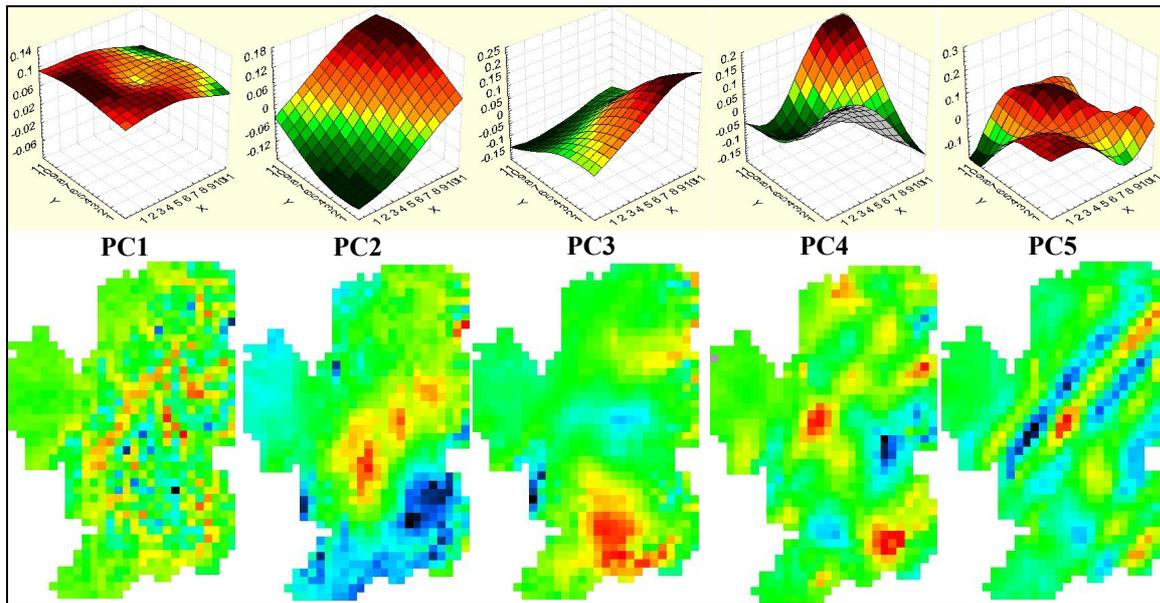


Figure 7-22 : Représentation des cinq premières composantes après ACP (couleurs chaudes : valeurs maximales, couleurs froides : valeurs minimales). (Lhotellier R., Patriche C.-V., 2005, d'après données IGN)

Des grandes composantes du relief sont mises en évidence, mais il apparaît nettement que l'échelle de réalisation n'est pas assez précise. Les composantes seront néanmoins utilisées en guise de test pour comparaison des différentes méthodes proposées.

### 7.5.4. Splines d'ajustement par morceaux

L'effet de l'altitude étant très largement prépondérant sur les variations de températures, une option intéressante réside dans la réduction de l'ensemble des températures au niveau de la mer. Une formule physique existe, mais elle requiert la connaissance de variables telles que l'humidité de l'air et la pression atmosphérique, données qui ne sont pas mesurées dans l'intégralité des stations météorologiques.

Une autre alternative consiste en l'application de fonctions splines d'ajustement par morceaux. Ce paragraphe en présente quelques aspects.

<sup>110</sup> Rappelons qu'Aurelhy fonctionne sur une zone d'exploration de 50x50 km et une grille d'une résolution de 5 km.

Premièrement, il est nécessaire de construire un échantillon de l'ensemble de nos stations, qui soit de préférence représentatif, soit par sélection au hasard, soit par sélection des centres de classes d'une méthode de classification automatique comme les nuées dynamiques. Ensuite débute la réalisation de la fonction par morceaux sur le premier échantillon, puis la validation de la fonction créée sur le second échantillon permettra d'appliquer l'équation à l'ensemble de nos stations de mesure.

La forme du nuage de points de la variable température est nettement corrélée à l'altitude. Cependant, la relation n'est pas toujours strictement linéaire (Figure 7-23), et une régression simple ne parvient donc pas toujours à modéliser les variations locales par tranches d'altitude. La technique, plus élaborée, des splines cubiques par morceaux, répond à cette non linéarité en permettant de sélectionner les points d'incurvation du nuage, et ainsi de découper des tranches du nuage de points. Chaque tranche aura sa propre équation modélisatrice de manière à mieux « coller » mécaniquement aux variations de la variable température.

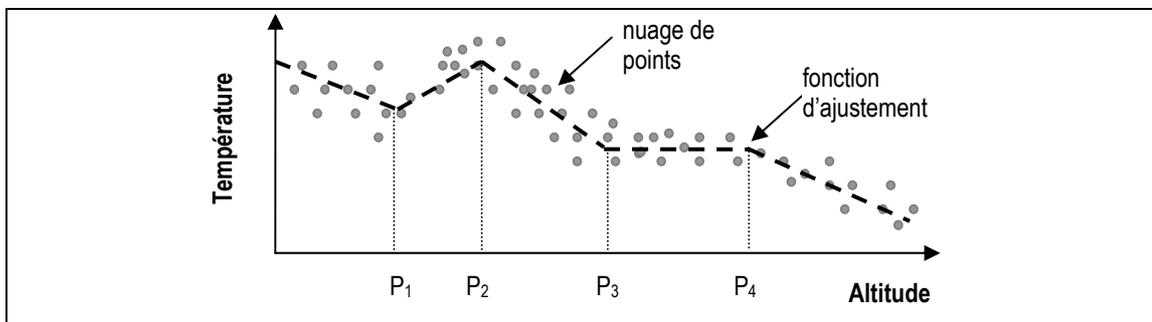


Figure 7-23 : Exemple théorique de fonction d'ajustement par morceaux.

L'ajustement a été réalisé sur les moyennes mensuelles minimales, dont voici deux doubles exemples : Janvier 1991 et 1994 (Figure 7-24 et Figure 7-25), Avril 1991 et 1994 (Figure 7-26 et Figure 7-27). L'échantillon contient 27 stations (5 dans le département des Hautes-Alpes, 7 en Isère, 7 en Savoie et 8 en Haute-Savoie). L'annexe 7-4 contient les résultats chiffrés des équations proposées et le pourcentage de variance expliquée par les modèles.

Le palier décrit par la courbe concernant Janvier 1991 illustre les inversions quotidiennes dues à un temps très stable. La moitié des journées de ce mois connaissent un type de temps 9 ! Six autres journées sont également anticycloniques, soit 21 jours du mois.

Au contraire, en janvier 1994, on constate seulement onze jours anticycloniques, dont dix pour le type de temps 9. L'alternance de situations de beau temps et de passages perturbés limite l'instauration de forts phénomènes d'inversions (Tableau 7-5).

La délimitation de bornes sur le nuage de points nous permet donc de créer des modèles incluant plus précisément les inversions thermiques hivernales. Les tests sur données quotidiennes ont par ailleurs validé les observations faites sur les données mensuelles. Néanmoins, la complexité de certaines inversions (limite et durée d'inversion variables selon le massif étudié pour une même journée) peut nous contraindre parfois à ne pas utiliser ce type de méthode : à plusieurs dates, il est difficilement possible de réaliser de telles estimations par ajustement de fonctions splines par morceaux.

Type de temps janvier 1991	Nombre de jours	Type de temps janvier 1994	Nombre de jours
1	1	1	1
6	5	4	6
8	10	5	2
9	15	8	8
		9	10
		10	4

Tableau 7-5 : Types de temps au géopotential 1000 hPa comparés de janvier 1991 et janvier 1994. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Le modèle ayant été réalisé sur un échantillon de stations, il est nécessaire de vérifier qu'il s'applique à la population mère. L'application des tests de Student (égalité des moyennes<sup>111</sup>) et de Fisher (égalité des variances<sup>112</sup>) donnera une appréciation de la valeur de l'extension des modèles aux données hors échantillon.

Le résultat du test de Student engendre l'acceptation de l'hypothèse de travail (les fonctions splines pourraient donc être étendues à la population mère) mais les résultats provenant de la statistique de Fisher n'étant pas tous significatifs, nous ne pouvons conclure à une égalité des variances, et il paraît donc dangereux d'étendre des équations créées sur un échantillon à une population plus nombreuse. Le problème de la validation statistique des résultats obtenus grâce à des splines cubiques par morceaux reste donc posé puisqu'il ne semble pas possible statistiquement de valider des résultats sur un échantillon n'ayant pas servi à la mise en place de l'équation de départ.

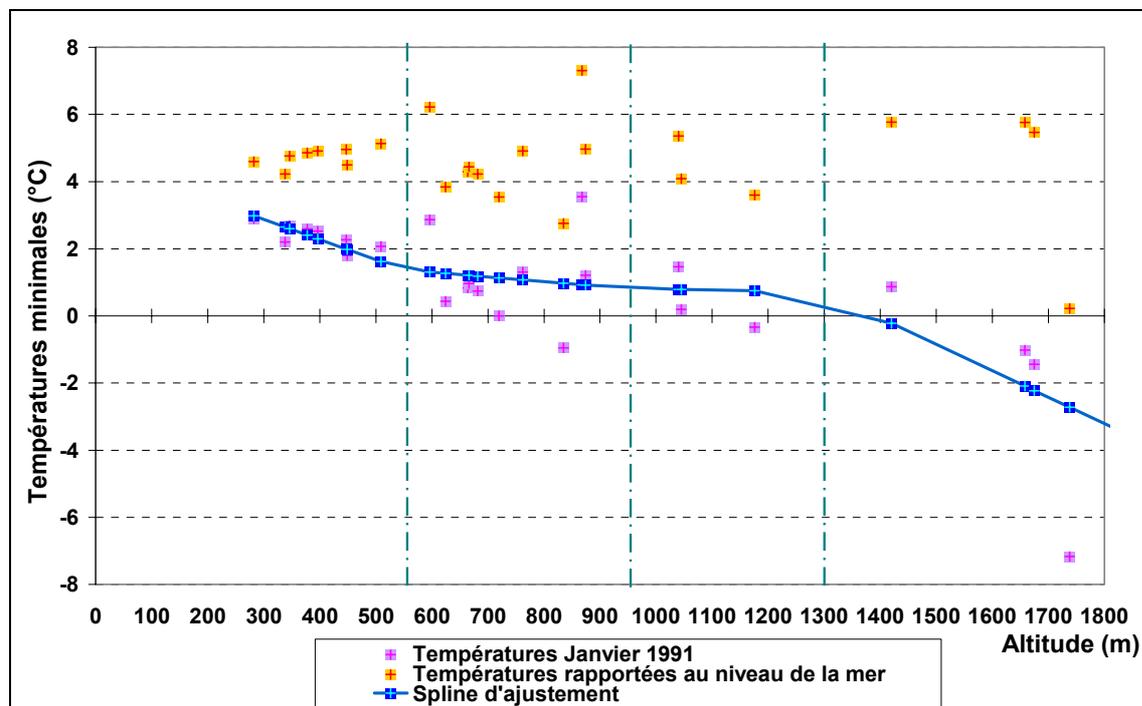


Figure 7-24 : Ajustement sur les températures minimales de janvier 1991. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

<sup>111</sup> Le test de Student est appliqué pour la comparaison de deux échantillons, supposés gaussiens et de même variance.

<sup>112</sup> Le test de Fisher a pour but la comparaison de deux distributions décrivant une loi normale, d'après leur variance.

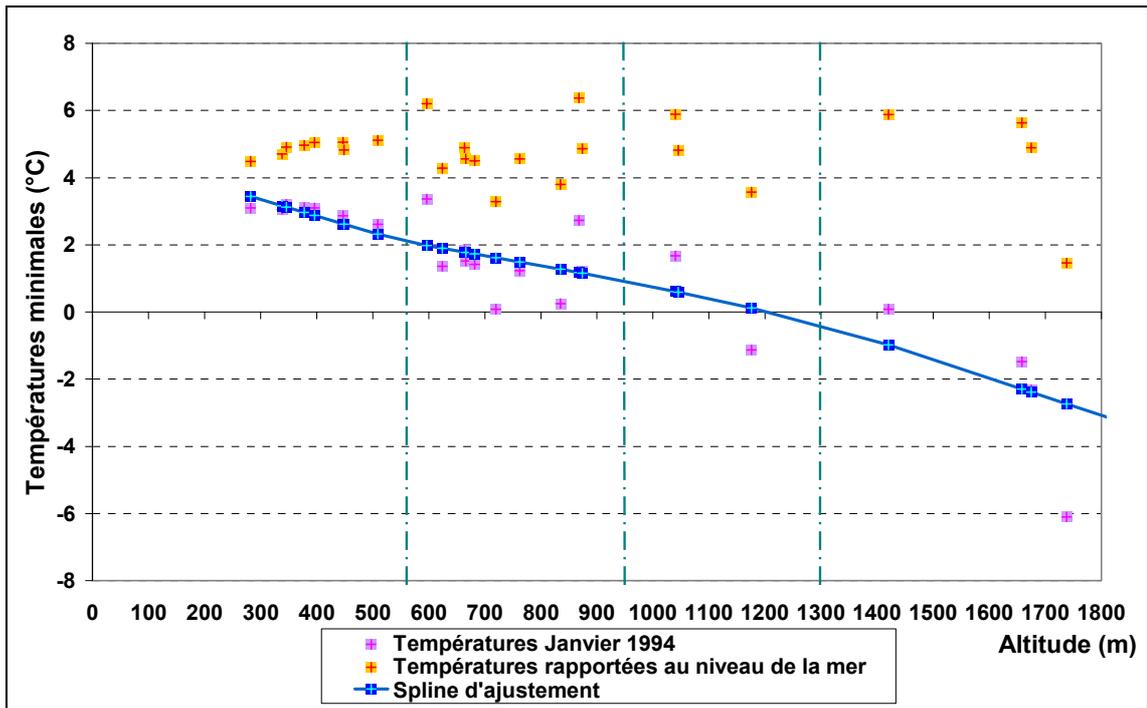


Figure 7-25 : Ajustement sur les températures minimales de janvier 1994. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

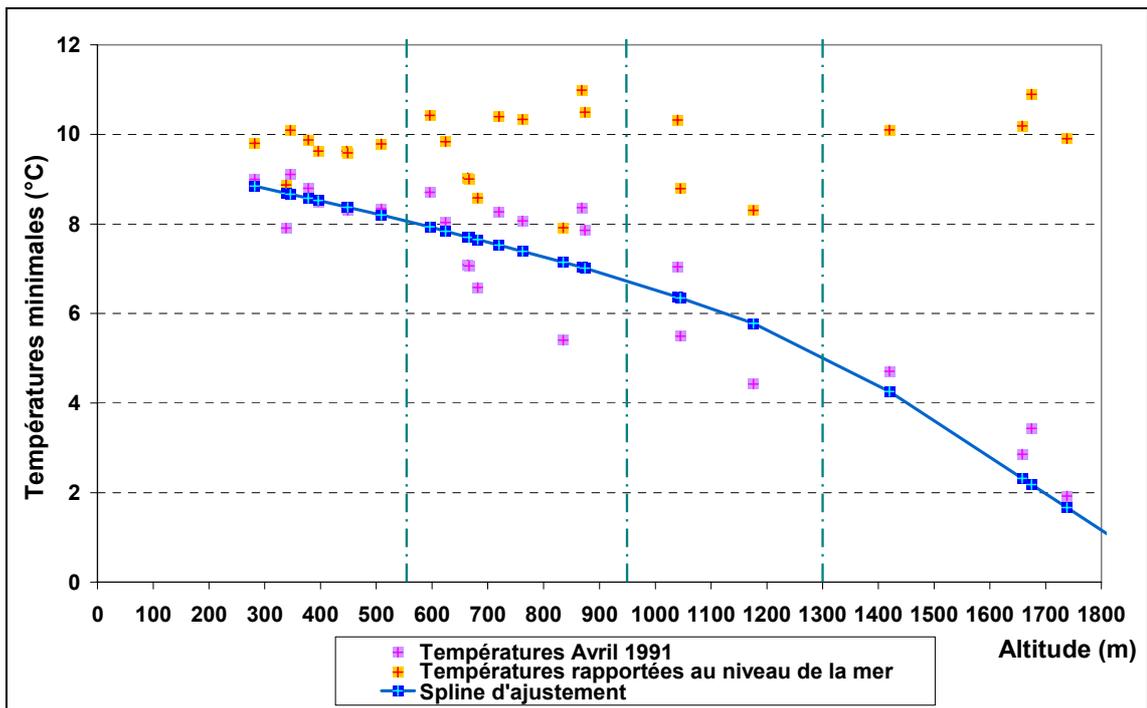


Figure 7-26 : Ajustement sur les températures minimales d'avril 1991. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

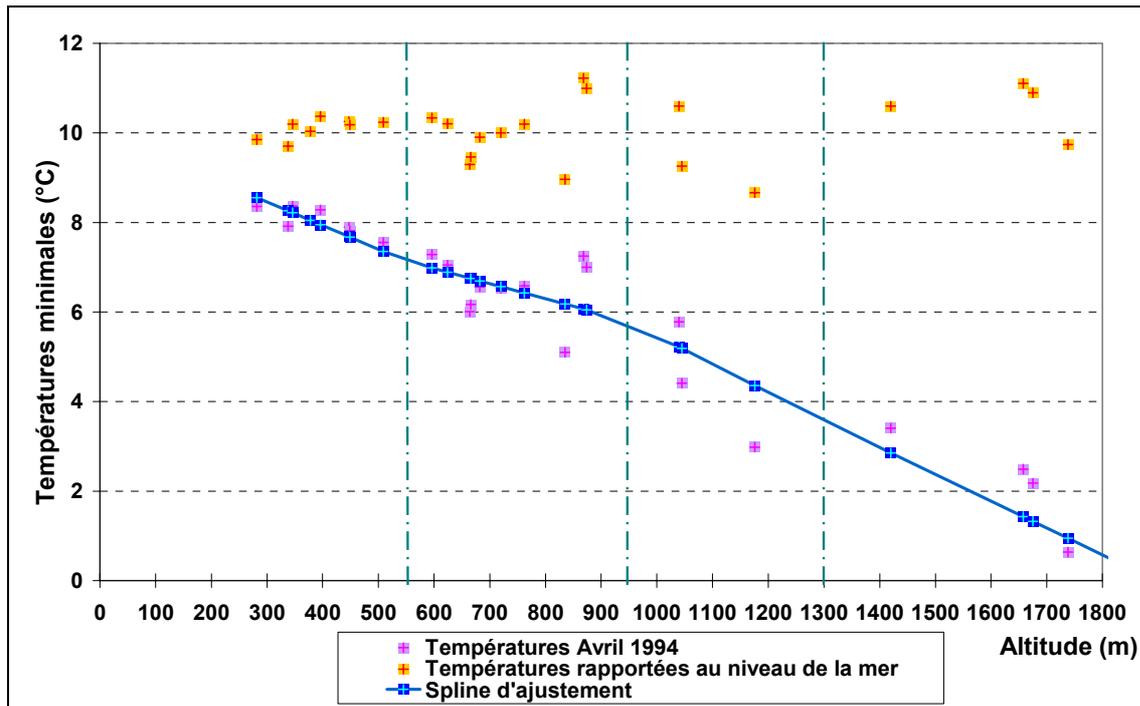


Figure 7-27 : Ajustement sur les températures minimales d'avril 1994. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

## 7.6. Conclusion

La modélisation statistique des températures à partir de variables topographiques ou environnementales procure des résultats adaptés à notre problématique. Sur des moyennes annuelles, les coefficients de détermination obtenus sont très bons, voire excellents si l'on limite l'échantillon de stations de mesure à certains massifs. Plus l'échelle temporelle se réduit, moins, en moyenne, la part de variance expliquée par le modèle est grande. L'observation est somme toute logique, puisqu'à une échelle quotidienne, par exemple, un rayon de soleil traversant localement un ciel couvert peut conduire à un maximum local bien supérieur aux valeurs rencontrées à proximité, sous l'effet de la couverture nuageuse. Les valeurs de corrélation, très faibles certains mois ou certaines journées (le plus souvent en hiver), peuvent être améliorées par la prise en compte des variables explicatives non pas ponctuellement à la station de mesure mais par fenêtres mobiles de taille variable. L'application d'une analyse en composantes principales initie également parfois des relations non évidentes a priori. L'ajustement de la distribution des températures peut aussi être fondé sur des fonctions splines par morceaux, mais un inconvénient majeur de cette méthode est la modification quotidienne non seulement des équations, mais aussi des bornes servant de limites aux tranches d'altitude.

Les modèles présentés jusqu'ici vont, après comparaison, permettre de cartographier les températures dans le Chapitre 8.

## **Chapitre 8. COMPARAISON DES METHODES ET SPATIALISATION DES TEMPERATURES**

Une modélisation doit fournir des paramètres permettant de juger de la qualité de celle-ci, et doit donc s'accompagner de critères évaluant les gains ou les pertes possibles d'une méthode par rapport à une autre.

### **8.1. Modélisation sur données ponctuelles contre modélisation sur données lissées**

La comparaison de construction d'un modèle de régression pas à pas sur les valeurs des variables décrites aux coordonnées des stations et sur des grilles filtrées a été menée aux échelles mensuelle et quotidienne, en prenant toujours soin de séparer les maxima des minima. Cette comparaison n'a pas lieu d'être sur les moyennes annuelles, les résultats étant extrêmement proches. Les graphiques proposés dans les paragraphes qui suivent illustrent les résultats.

#### **8.1.1. Echelle mensuelle**

Les résultats présentés concernent les moyennes des minimales et maximales pour 72 mois, de janvier 1990 à décembre 1995. La comparaison graphique est menée sur les coefficients de détermination (Figure 8-1 et Figure 8-3) et l'erreur-type (Figure 8-2 et Figure 8-4). Sauf exception, le coefficient de détermination calculé à partir des grilles de variables explicatives filtrées est toujours meilleur. Sur les mois d'hiver, l'amélioration du  $R^2$  peut atteindre près de 30%. Elle est en moyenne de plus de 5% sur les maxima, 3% sur les minima. La valeur de l'erreur-type s'en ressent : elle perd environ  $0,10^\circ\text{C}$  sur les températures minimales et  $0,20^\circ\text{C}$  sur les températures maximales, soit plus de 10%, par calcul sur les fenêtres glissantes.

On constate que les coefficients de détermination sont plus élevés sur les températures minimales que sur les maxima, conséquence de l'application d'une contrainte de validité statistique plus forte sur les maxima. Il faut également noter que l'erreur-type prend, de ce fait, des valeurs plus faibles sur les températures minimales (cf. Tableau 8-1).

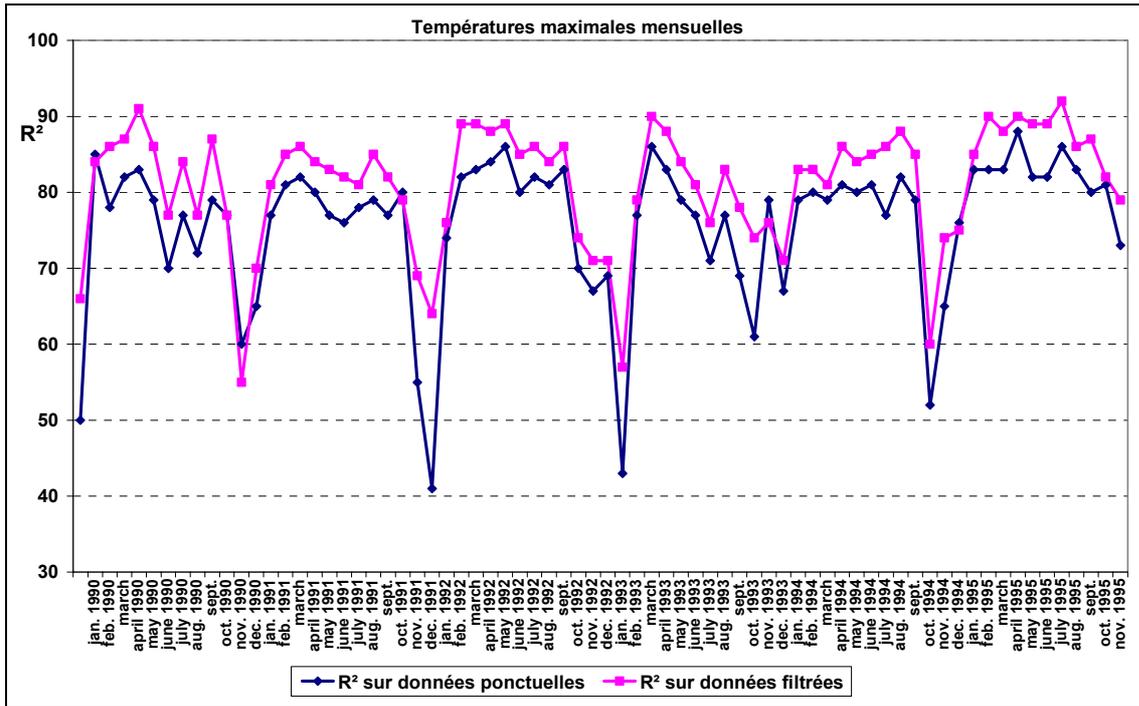


Figure 8-1 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des maxima. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

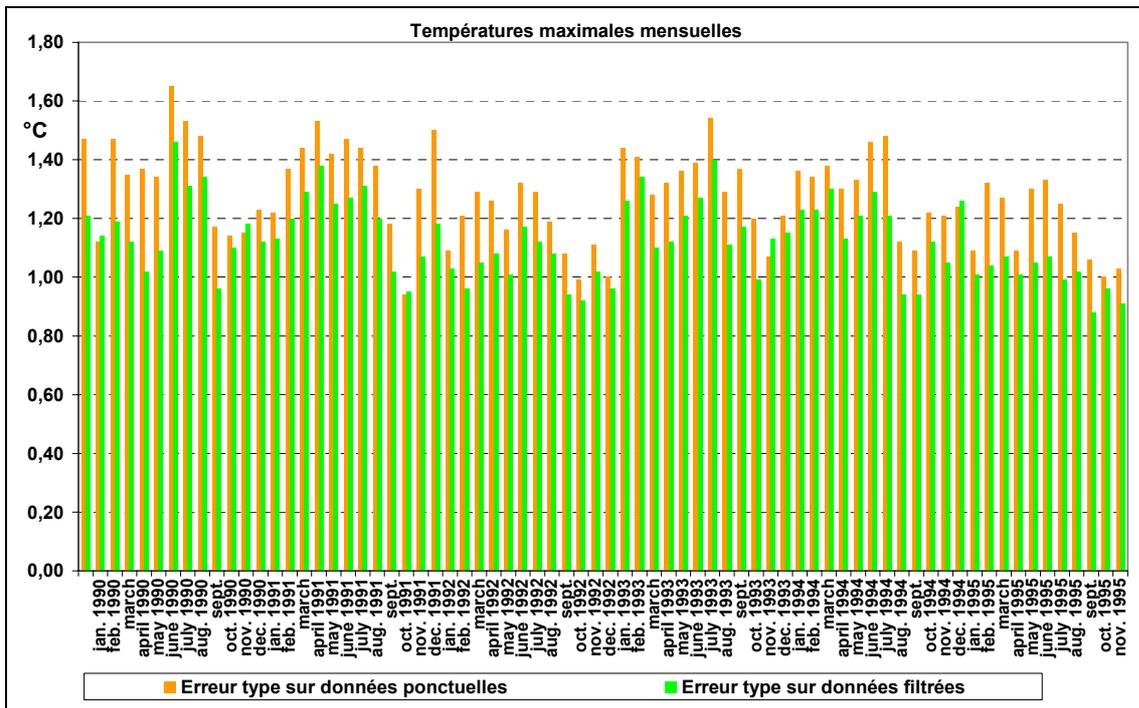


Figure 8-2 : Comparaison de l'erreur-type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des maxima. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

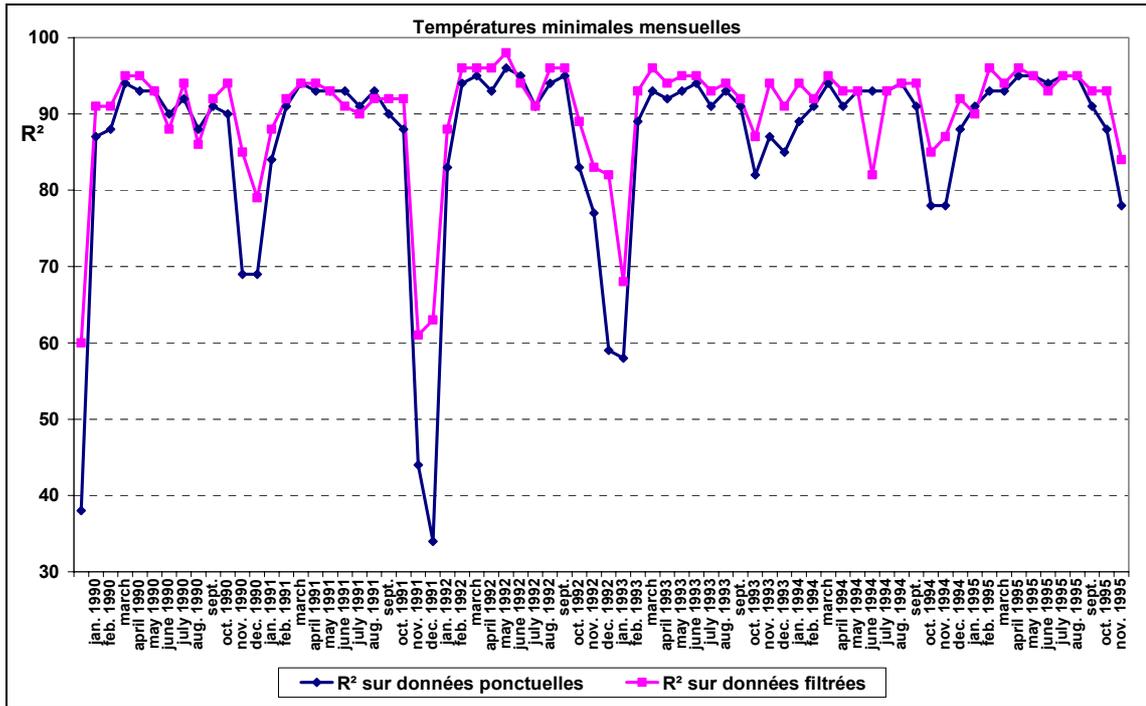


Figure 8-3 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

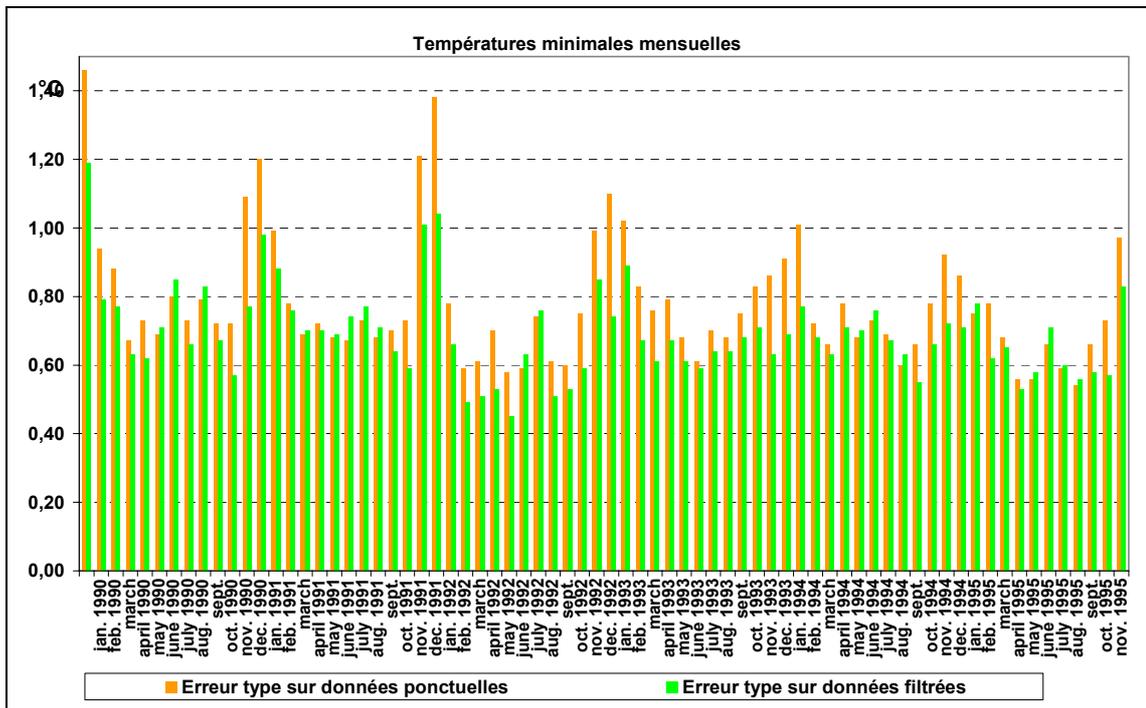


Figure 8-4 : Comparaison de l'erreur-type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Températures minimales				Températures maximales			
R <sup>2</sup> moyen (%)		Erreur-type		R <sup>2</sup> moyen (%)		Erreur-type	
Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées
87	90	0,8	0,7	76	81	1,3	1,1

Tableau 8-1 : Résultats statistiques de la régression pas à pas sur les 72 mois compris de janvier 1990 à décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 8.1.2. Données quotidiennes de décembre 1995

Nous présentons à présent les résultats pour les 31 jours du mois de décembre 1995, concernant le coefficient de détermination (Figure 8-5) et l'erreur type (Figure 8-6).

Les températures hivernales sont souvent, pour ne pas dire toujours, les plus difficiles à cartographier, principalement à cause des surfaces persistantes de hautes pressions sur les Alpes et des inversions thermiques qu'elles engendrent. Généralement, une méthode qui fonctionne sur les températures de l'hiver sera également applicable sur celles de l'été, plus corrélées en moyenne à l'altitude.

Trente et une journées ont donc été utilisées ici. Les résultats repris dans le Tableau 8-2 comparent coefficient de détermination et erreur-type obtenus selon les deux méthodes. Les valeurs sont relativement similaires pour les minima (en moyenne, 6% de variance expliquée supplémentaire lorsque les grilles sont lissées) et les maxima (8% de variance expliquée supplémentaire avec des grilles lissées). Par ailleurs, pour quelques journées en particulier (1 décembre 1995 notamment), le pourcentage de variance expliquée peut être multiplié par deux grâce au lissage, ce qui est considérable.

Températures minimales				Températures maximales			
R <sup>2</sup> moyen (%)		Erreur type		R <sup>2</sup> moyen (%)		Erreur type	
Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées	Données ponctuelles	Données filtrées
60	66	1,8	1,7	55	63	1,9	1,7

Tableau 8-2 : Résultats statistiques de la régression pas à pas sur les 31 jours de décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

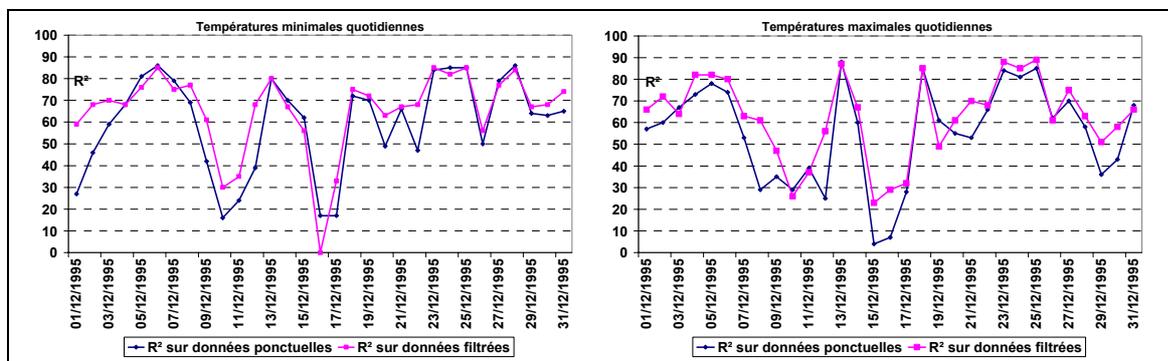


Figure 8-5 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima à gauche, moyenne mensuelle des maxima, à droite. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

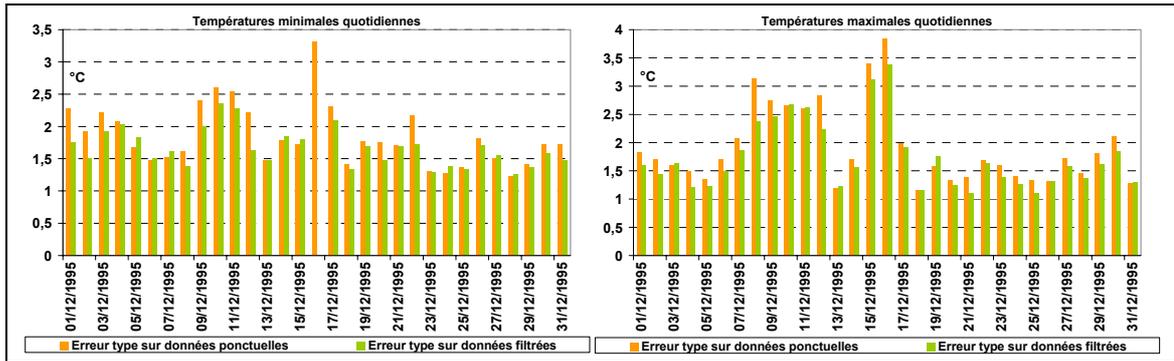


Figure 8-6 : Comparaison de l’erreur-type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima à gauche, moyenne mensuelle des maxima, à droite. Aucune erreur-type pour le 16/12/1995, le second modèle offrant un  $R^2$  de 0%, elle ne peut être calculée<sup>113</sup>. (Lhotellier R., 2005, d’après données Météo-France et IGN)

Lorsque les résultats sont significatifs, les températures peuvent être cartographiées en utilisant la méthode du krigeage des résidus.

## 8.2. La méthode du krigeage des résidus

En anglais, le terme de « *residual kriging* » est admis et diffusé (entre autres, Tveito O.E., Schoner W., 2002). Il signifie à la fois l’estimation première d’un champ par un modèle statistique puis le krigeage des résidus à ce modèle, et enfin la superposition des deux estimations. En français, on trouve le terme de krigeage des résidus, mais il correspond uniquement à l’interpolation des résidus et non à la démarche entière. Le terme de krigeage résiduel est pour ainsi dire inexistant.

### 8.2.1. Démarche

Une valeur estimée par régression n’étant que très rarement exactement égale à la valeur réellement mesurée, l’analyse des résidus (écart entre valeur estimée et valeur observée) propose souvent des résultats intéressants, puisque mettant en évidence des phénomènes non pris en compte par le modèle. On note :

$$\varepsilon_{(s)} = Y_{(s)} - Y'_{(s)} \quad (8-1)$$

avec

$\varepsilon_{(s)}$  : résidu au site s

$Y_{(s)}$  : valeur observée au site s

$Y'_{(s)}$  : valeur estimée au site s

<sup>113</sup> Le nombre de variables explicatives étant nettement plus grand dans le cas du second modèle, il a fallu abaisser le seuil de sélection des variables pour ne pas obtenir, par effet mécanique, de trop bons résultats. De ce fait, aucun paramètre explicatif n’est conservé dans ce second modèle, à la date du 16 décembre 1995.

Plus les valeurs des  $\varepsilon_{(s)}$  sont faibles, meilleur est le modèle. Mais ce modèle n'étant pas parfait (les  $R^2$  sont différents de 100%), les résidus apportent des informations d'ordre local ou régional indispensables à synthétiser car non intégrées dans le modèle de régression multiple<sup>114</sup>.

Le traitement des résidus est simple : à chaque coordonnée de relevé de température, correspond une température estimée et donc un résidu. On dispose alors d'une base de données « résidus » spatialisée qu'il est possible de cartographier par interpolation. Le krigeage s'impose comme méthode de référence<sup>115</sup>. Si les résidus disposent d'une structure spatiale, il est alors tout à fait possible de les ajouter à la carte obtenue par régression multiple pas à pas (Figure 8-7).

Rappelons que la condition indispensable d'utilisation du krigeage impose que la moyenne et la variance de la fonction  $F$  soient stationnaires, (c'est-à-dire qu'elles ne dépendent pas de la position des points, mais uniquement de la distance entre ces points). Ces conditions sont respectées pour la majorité des journées étudiées sur la période.

L'intérêt premier de la méthode consiste donc en l'obtention, aux points de mesure incorporés dans le modèle, des valeurs exactes mesurées au lieu des valeurs estimées (la différence constitue le résidu). Le second avantage est la prise en compte de facteurs d'influence très locale ou au contraire plus régionale non modélisés par la régression. Soulignons le fait que si le coefficient de détermination est élevé, l'apport du krigeage des résidus se mesure généralement en dixième de degrés.

La méthode permet la prise en compte à l'échelle temporelle souhaitée (la plus intéressante mais la plus complexe étant l'échelle journalière), de sélectionner les meilleurs facteurs explicatifs grâce à la régression multiple pas à pas, puis d'ajouter encore une information non incorporée précédemment par le krigeage des résidus.

La démarche entière de spatialisation peut être schématisée, comme le présente la Figure 8-8 : un modèle de régression multiple pas à pas est construit à partir de variables topographiques ou environnementales, grâce à un système d'information géographique. Les méthodes statistiques appliquées sur ces variables diffèrent selon l'échelle temporelle visée, et l'ajout d'informations supplémentaires (ACP, filtrage des grilles, type de temps...) permet, quand la régression n'est pas suffisante, d'apporter des améliorations significatives dans les résultats.

<sup>114</sup> Si  $R^2$  vaut 94%, 6% des variations de température ne sont pas prises en compte par le modèle de régression. Ces 6% sont les valeurs résiduelles.

<sup>115</sup> L'interpolation par courbure minimale (*minimum curvature*) a été testée comme énoncé au Chapitre 3, sans résultats concluants.

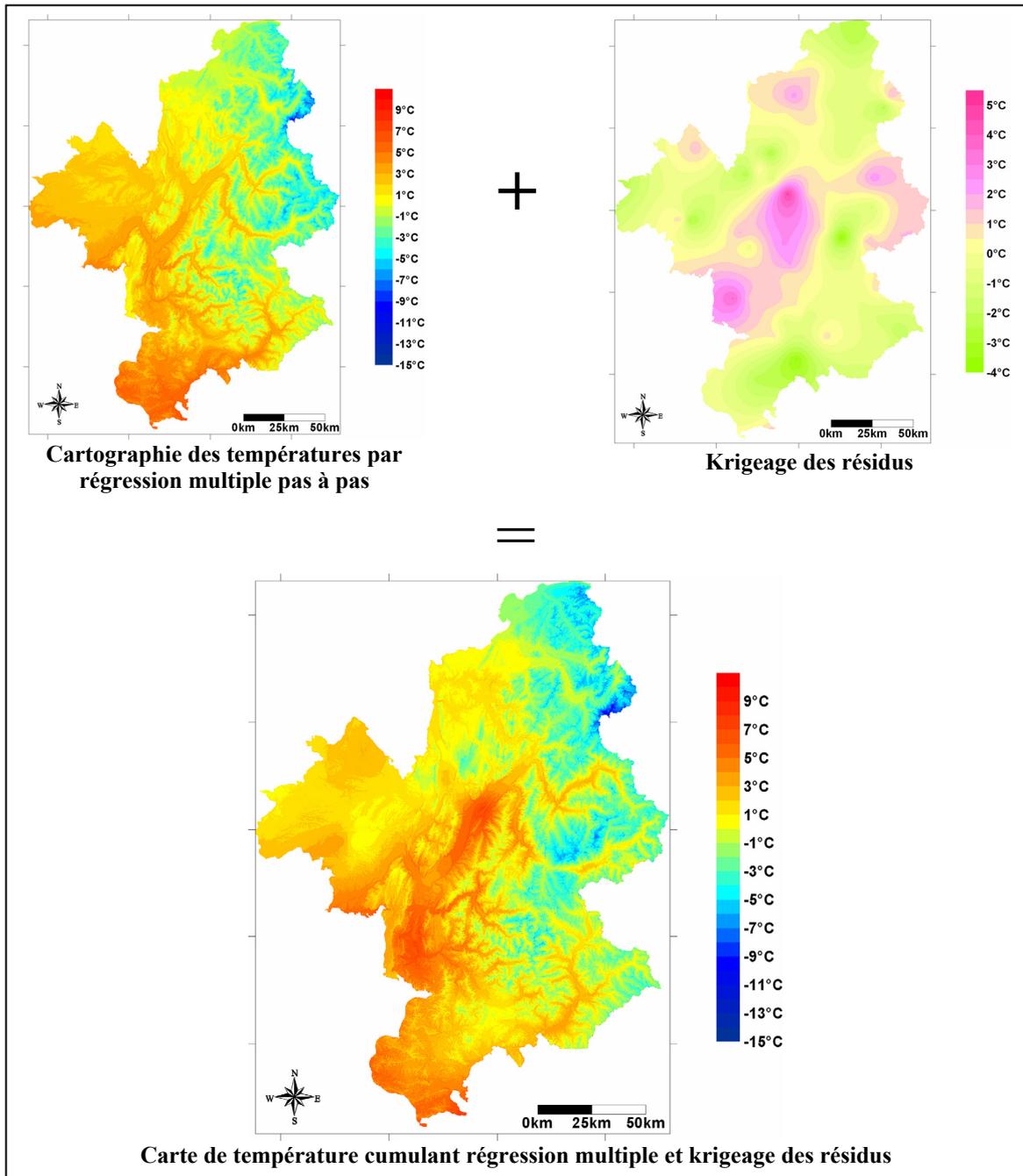


Figure 8-7 : Principe du *residual kriging* (l'exemple choisi propose des résidus élevés pour permettre une meilleure visualisation). Température minimale du 26 Décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

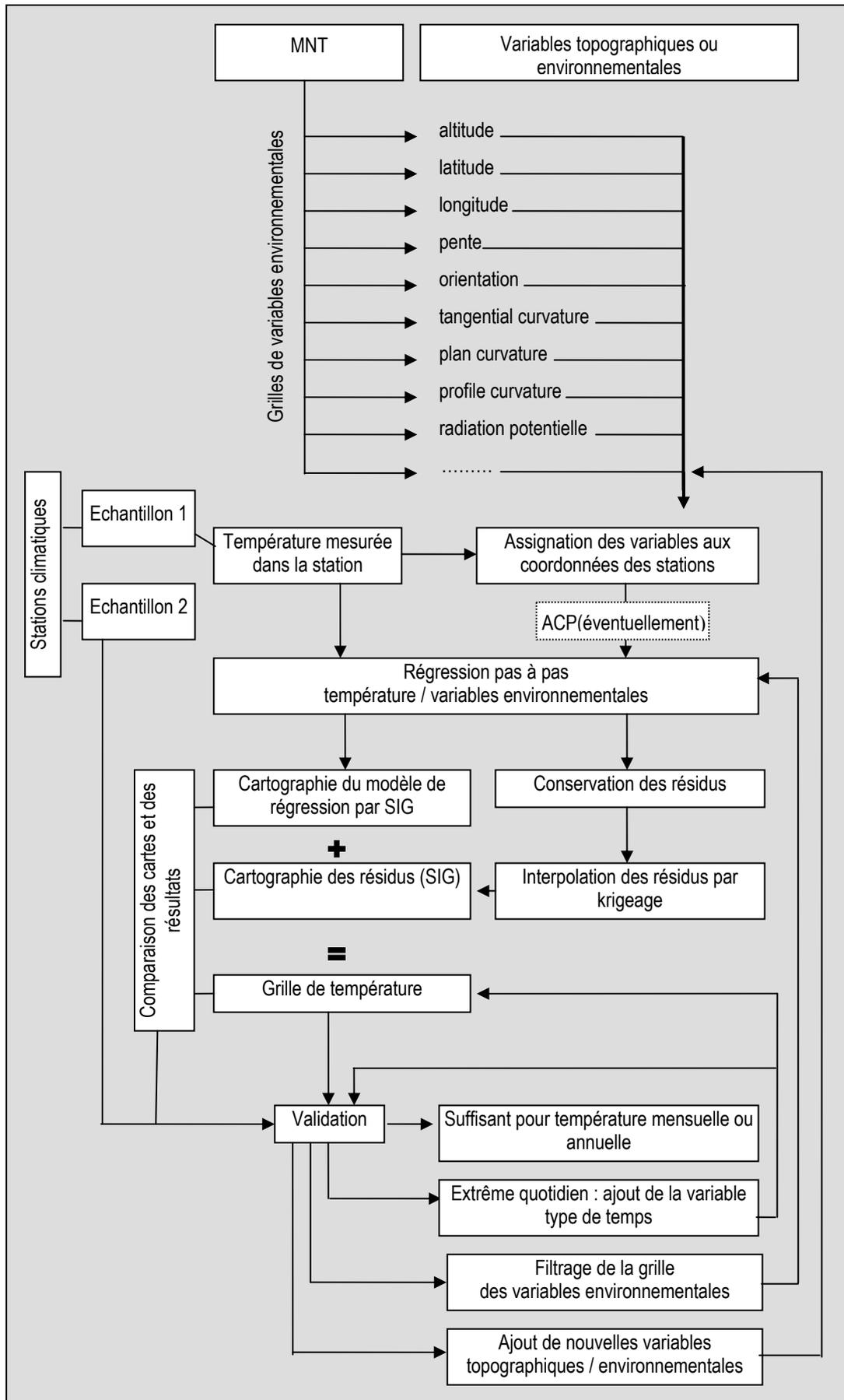
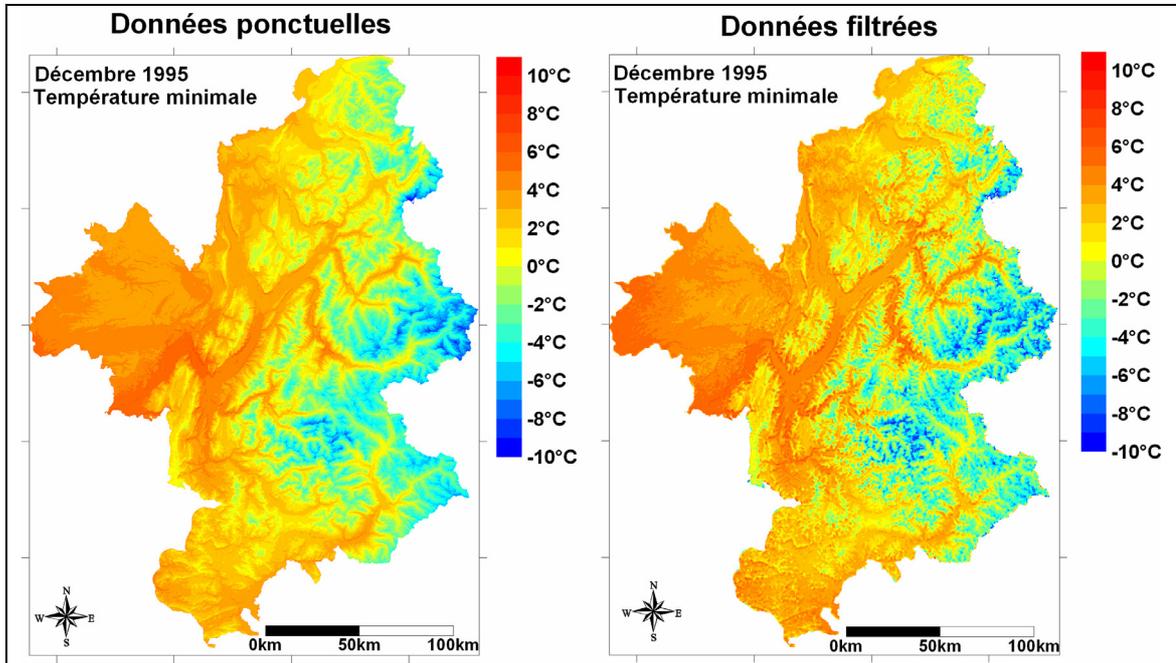


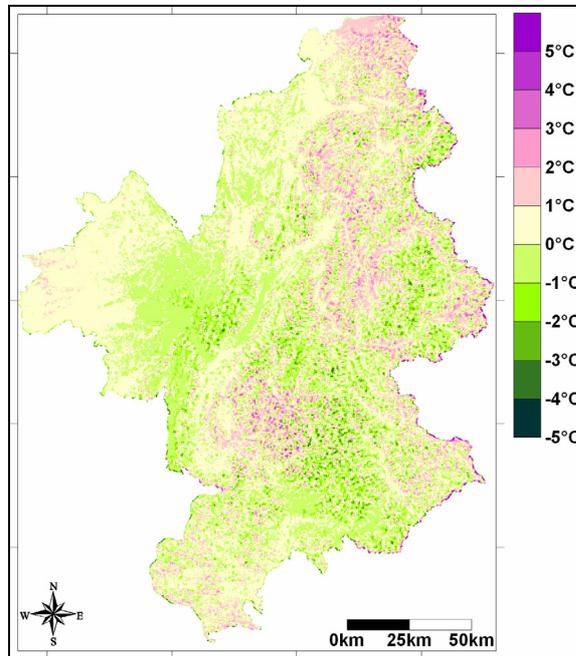
Figure 8-8 : Schématisation de la démarche

### 8.2.2. Comparaison et validation des résultats

Pour valider des méthodes de spatialisation, il est nécessaire d'effectuer des tests statistiques, mais ceux-ci ne reflètent pas toujours les distributions spatiales des erreurs, qui nécessitent elles une cartographie.



Cartes 8-1 : Comparaison des cartes de température minimale de décembre 1995 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

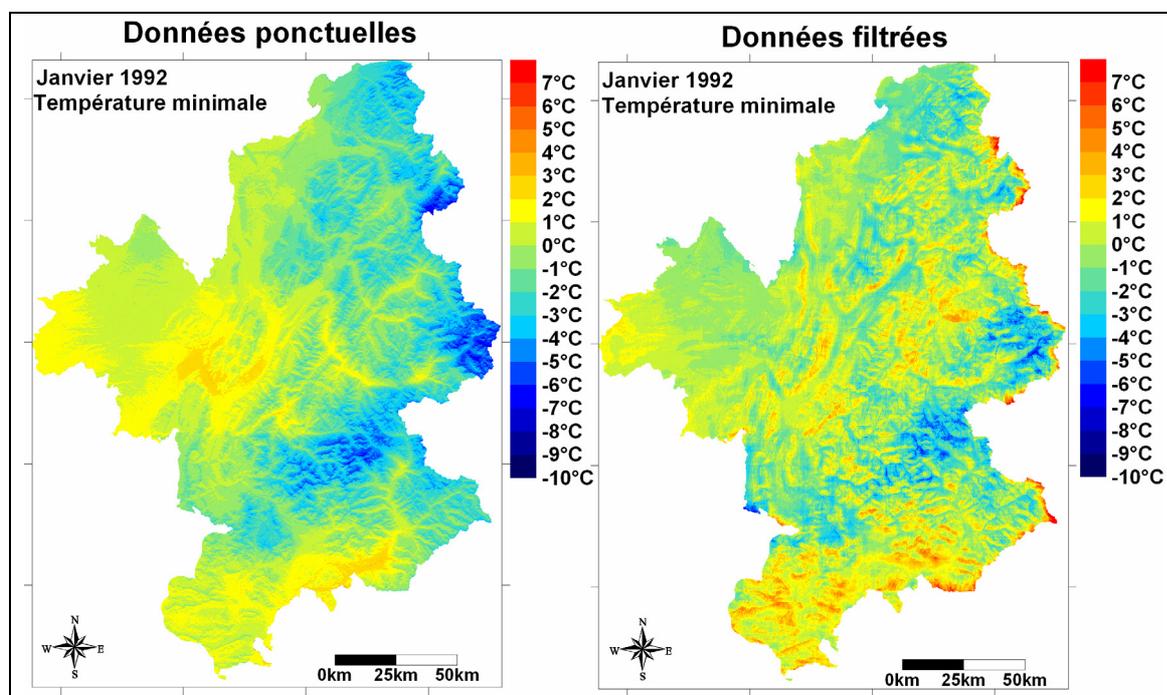


Carte 8-2 : Différence entre les deux cartes de températures de décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

La différence entre les deux cartes de températures de décembre 1995 (Cartes 8-1) montre les bénéfices tirés de l'usage d'un filtre passe-bas sur les modèles numériques.

Un effet de bord non négligeable est à imputer au filtrage par moyenne mobile (Carte 8-2), mais rugosité et courbure du relief s'intègrent mieux dans le modèle de régression multiple. Précisément, les inversions de température apparaissent sur les deux cartes : l'effet d'encaissement est, localement, plus visible sur la seconde. Le premier modèle de régression explique 78% de la variance (erreur-type : 0,97°C), quand le second en explique 84% (erreur-type : 0,83°C). Pour que la comparaison soit plus aisée, les deux réalisations ont été construites avec cinq variables explicatives (les cinq meilleures en terme de variance expliquée).

Sur les valeurs de janvier 1992 (Cartes 8-3), la première régression permet d'expliquer seulement 34% de la variance (erreur-type : 1,38°C), le second modèle atteint 63% (erreur-type : 1,04°C). Le gain, assez fort en terme de validité statistique, est appréciable. L'analyse du « paysage » à l'intérieur de fenêtres mobiles traduit les influences de l'environnement proche et ses répercussions aux échelles locales et régionales sur les variations de température. La régression sur ces variables moyennées dispense donc de meilleurs résultats, traduction de la prise en compte d'un environnement multi scalaire des stations de mesure.



**Cartes 8-3 : Comparaison des cartes de température minimale de janvier 1992 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

Un effet de bord est évident sur la deuxième carte (particulièrement à l'est, avec des tons de rouge aux frontières), qui est pourtant beaucoup plus crédible : plus précisément, les inversions de températures sont très nettes sur la carte de droite : l'effet d'encaissement apparaît. Les températures sur les versants atteignent des valeurs supérieures à celles mesurées au fond des vallées. La carte n'est cependant probablement pas parfaite : l'effet de bord décrit doit être corrigé, et certains escarpements ou très fortes pentes paraissent connaître des températures particulièrement élevées. Malheureusement, la vérification est malaisée puisque aucun point de mesure n'est situé à proximité d'eux. La représentativité du terrain par l'échantillon de stations de mesure ne peut, rappelons-le, être parfaite.

Le modèle, réalisé sur la base d'un premier échantillon systématique de 68 stations, a été validé sur un second échantillon systématique composé de 69 autres stations, non incluses dans les données à l'origine du modèle. Les valeurs estimées ont ainsi pu être comparées à des valeurs réellement mesurées (erreur d'estimation = température observée – température estimée). Les histogrammes présentés (Figure 8-9) représentent les erreurs mesurées en utilisant une régression multiple suivie du krigeage des résidus sur les valeurs ponctuelles (gauche) et sur les grilles de valeurs filtrées (droite). L'exemple proposé correspond à la date du 1 décembre 1995.

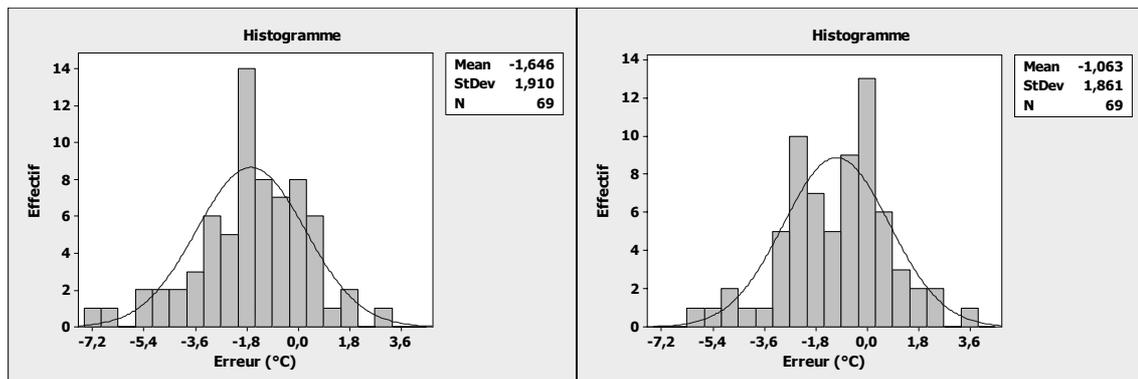


Figure 8-9 : Histogrammes des erreurs d'estimation pour le 1<sup>er</sup> décembre 1995 (à gauche : d'après données ponctuelles, à droite : d'après données filtrées). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

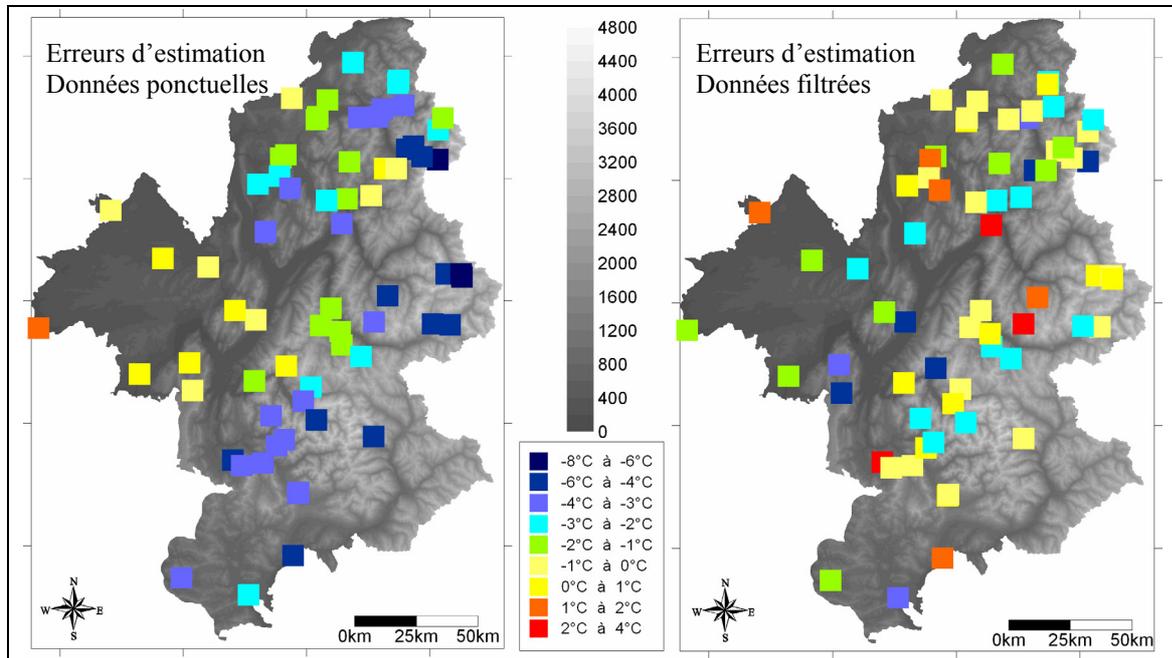
Les meilleurs résultats sont fournis par les grilles filtrées : la classe modale des erreurs est celle qui contient la valeur zéro, alors que ce n'est pas le cas pour le premier histogramme. L'erreur moyenne atteint  $-1,6^{\circ}\text{C}$  sur les valeurs environnementales ponctuelles, mais seulement  $-1,1^{\circ}\text{C}$  en utilisant préalablement les filtres par moyenne mobile. L'écart type est également plus faible d'après les valeurs provenant des grilles filtrées.

On constate cependant une seconde distribution bimodale, avec une classe modale contenant la valeur 0, et une seconde, comprenant un effectif moins élevé, aux alentours de  $-2^{\circ}\text{C}$ . Les résultats sont donc meilleurs en moyenne, mais pas dans l'ensemble des stations : en certains points, on obtient donc des erreurs plus fortes après lissage qu'avant.

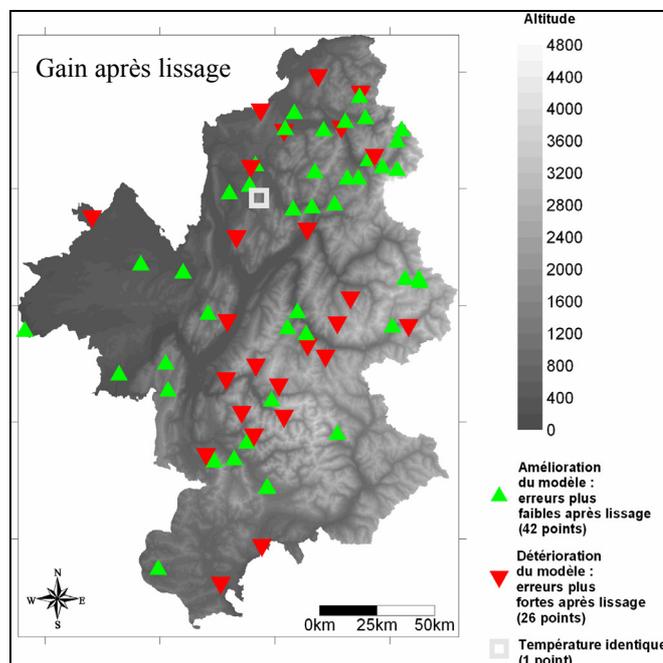
La comparaison des cartes d'erreur (Cartes 8-4) demeure difficile. Si, sur les données ponctuelles, les erreurs sont plutôt disposées selon un axe ouest-est (surestimation par le modèle à l'ouest, sous-estimation à l'est), le commentaire de la seconde carte doit être beaucoup plus mesuré. Les effets locaux et régionaux du relief étant mieux pris en compte dans la régression, la disposition des erreurs semble plus aléatoire. Certaines erreurs prennent pourtant toujours des valeurs élevées : en effet, le choix de la fenêtre de lissage se porte sur celle dont la largeur maximise la corrélation en moyenne, mais cette taille n'est bien évidemment pas idéale pour chaque site de station de mesure. Les vallées larges s'accrochent ainsi plutôt mieux des plus vastes fenêtres.

Les Cartes 8-4 n'étant pas évidentes à commenter, nous simplifions l'information de manière à seulement mettre en évidence les points pour lesquels le filtrage des grilles apporte une amélioration et ceux où l'on constate au contraire une dégradation des résultats : c'est l'objet de la Carte 8-5.

En ce premier jour de décembre 1995, le lissage des grilles permet donc une amélioration de l'estimation dans 42 des stations utilisées pour la validation (Carte 8-5). Une péjoration est constatée dans 26 autres, alors qu'une dernière ne subit aucune modification de l'estimation (au centième de degré près !) avec ou sans filtrage.

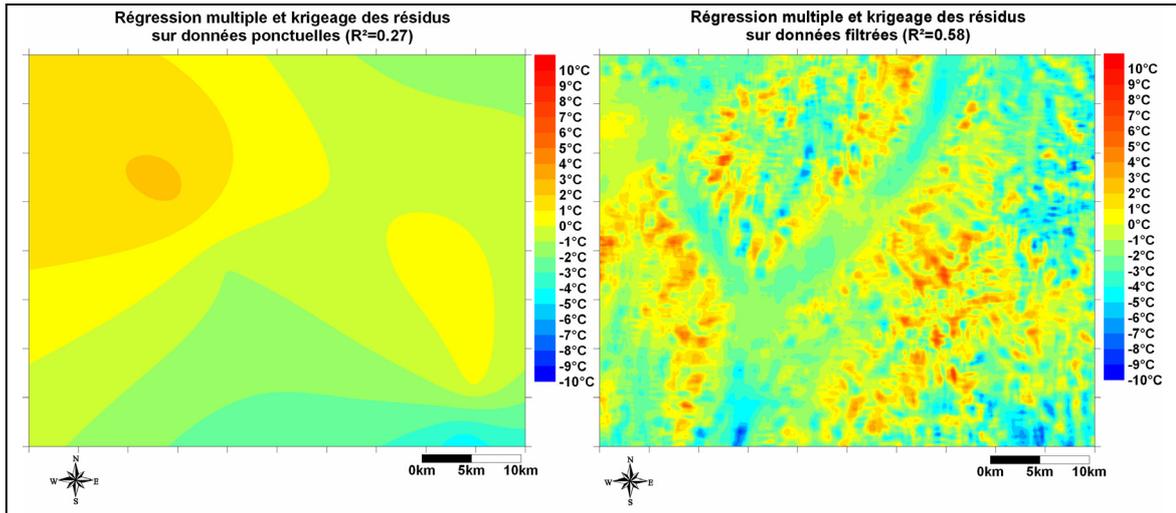


Cartes 8-4 : Cartographie des erreurs d'estimation pour le 1<sup>er</sup> décembre 1995 (à gauche : d'après données ponctuelles, à droite : d'après données filtrées). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)



Carte 8-5 : Amélioration ou détérioration de l'estimation après lissage. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

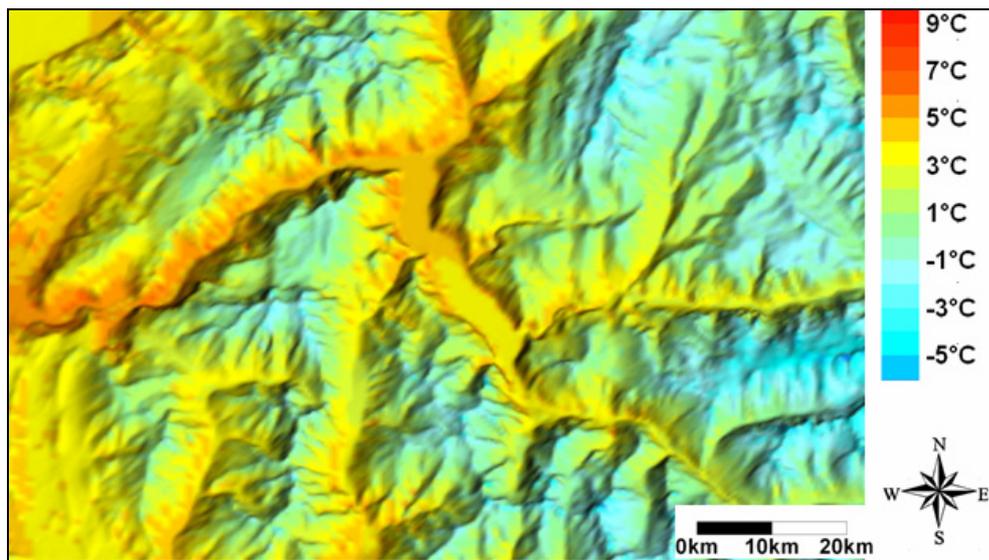
Les observations faites précédemment sont confirmées : le filtrage des grilles de prédicteurs environnementaux permet une diminution de la moyenne et de l'écart type des erreurs, c'est-à-dire une amélioration de l'estimation. Cependant, ce qui est valable en moyenne n'est pas obligatoirement applicable à chaque station de validation.



**Cartes 8-6 : Comparaison des cartes de température minimale du 1<sup>er</sup> décembre 1995 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

Concernant les températures minimales du 1<sup>er</sup> décembre 1995, les variables explicatives statistiquement significatives, pour les grilles sans filtrage préalable, étaient seulement la longitude et la latitude ( $R^2 = 0,27$ ) : la carte déduite ressemble donc à une estimation par krigeage ordinaire (le relief n'est pas du tout pris en compte, cf. Cartes 8-6). Au contraire, les grilles filtrées permettent d'inclure les variables de courbures du relief et d'altitude modifiée. La carte obtenue est alors non seulement plus « crédible » visuellement, mais aussi plus correcte ( $R^2 = 0,58$ ). Le coefficient de détermination déçoit encore, mais sa valeur s'accroît en ayant recours à une analyse en composantes principales ou une régression non linéaire.

Un extrait de la carte des températures minimales du 26 décembre 1995 (Carte 8-7), centré sur l'Oisans, souligne la bonne prise en compte du déficit thermique des vallées par rapport aux versants proches.



**Carte 8-7 : Agrandissement d'un secteur propice aux inversions thermiques : les versants (orange) apparaissent plus chauds que les fonds des vallées sur la carte des températures minimales du 26 décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

La méthode par régression multiple pas à pas couplée au krigeage des résidus obtenus procure donc des résultats satisfaisants et des cartes crédibles. L'effet de bord induit par l'utilisation des filtres glissants à moyenne mobile devrait cependant être corrigé.

Le tableau suivant propose un comparatif de cinq approches testées (Tableau 8-3).

Méthode	R <sup>2</sup> d'après régression linéaire avec ACP	R <sup>2</sup> d'après régression non linéaire			
Mois d'hiver	- données ponctuelles (1)	- données filtrées (2)	- nouveaux prédicteurs (3)	- nouveaux prédicteurs (4)	- nouveaux prédicteurs (5)
Janvier 1990	0,38	0,60	0,49	0,62	<b>0,71</b>
Février 1990	0,87	<b>0,91</b>	0,86		
Décembre 1990	0,69	<b>0,85</b>	0,82		
Janvier 1991	0,69	<b>0,79</b>	0,76		
Février 1991	0,84	<b>0,88</b>	<b>0,88</b>		
Décembre 1991	0,44	<b>0,61</b>	0,60		
Janvier 1992	0,34	<b>0,63</b>	<b>0,63</b>		
Février 1992	0,83	<b>0,88</b>	0,83		
Décembre 1992	0,77	0,83	<b>0,91</b>		
Janvier 1993	0,59	<b>0,82</b>	0,68		
Février 1993	0,58	<b>0,68</b>	0,64	0,65	
Décembre 1993	0,87	<b>0,94</b>	0,88	0,90	
Janvier 1994	0,84	<b>0,91</b>	0,86	0,88	
Février 1994	0,89	<b>0,94</b>	0,91		
Décembre 1994	0,78	0,87	<b>0,89</b>		
Janvier 1995	0,88	<b>0,92</b>	0,88		0,89
Février 1995	<b>0,91</b>	0,90	<b>0,91</b>		
Décembre 1995	0,78	<b>0,84</b>	0,76		

**Tableau 8-3 : Pourcentage de variance expliquée suivant différentes méthodes de régressions. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

**Variables explicatives incluses**

(1): longitude, latitude, altitude, radiation potentielle, pente, orientation projetée NS WE, tangential courvatur, plan courvatur, profile courvatur mesurés à la station.

(2): identiques à (1) mais calculés avec filtres passe-bas.

(3): identiques à (1) + filtres par moyenne mobile sur l'altitude + ombrage du relief, orientation modifiée, paramètre pente-orientation, modèle numérique des talwegs, énergie du relief, distance interfluves, écart d'altitude, écart type d'altitude.

(4): identiques à (3)

(5): identiques à (3)

Pour les colonnes 4 et 5, sont conservés seulement les pourcentages de variance expliquée supérieurs à la colonne (3).

Une conclusion s'impose : les variables topographiques doivent être considérées à l'intérieur de fenêtres mobiles.

Les résultats du modèle non linéaire doivent être modérés à cause de la limitation logicielle imposée de seulement trois variables explicatives. La comparaison en ressort quelque peu biaisée. Par ailleurs, la difficulté d'expliquer les résultats d'une régression non linéaire doit être rappelée. L'intérêt de la régression linéaire repose dans la capacité de l'utilisateur à expliquer comment chaque paramètre explicatif influe sur la variable dépendante, la difficulté est considérablement accrue avec l'usage de modèles non linéaires. Enfin, l'analyse en composantes principales représente une méthode alternative avant l'application de la régression (elle entraîne l'indépendance des variables explicatives et donc l'additivité des  $F_j$ ).

Nous nous sommes, dans cette présentation, volontairement attachés à exposer les résultats pour la période (l'hiver) qui comporte le plus de difficultés à modéliser. C'est la raison pour laquelle le pourcentage de variance expliquée atteint parfois des valeurs faibles. Néanmoins, la première conclusion réside dans le fait que ces valeurs peuvent être améliorées grâce à l'application de filtres passe-bas ou d'autres modèles statistiques (analyse en composantes principales, régression non linéaire), si nécessaire.

### 8.3. Fiabilité spatiale et temporelle : validation chiffrée

La fiabilité des résultats dépend, on l'a vu précédemment, de la saison, du type de situation atmosphérique, de la température moyenne ou extrême considérée. Les valeurs des coefficients de détermination ayant déjà été étudiées, il convient maintenant de s'attacher à préciser la fiabilité des cartes obtenues, spatialement et temporellement. Pour ce faire, la démarche de création d'un indice de qualité est détaillée ci-dessous, puis nous présenterons la variabilité, sur quelques unités temporelles sélectionnées, du gain apporté par la méthode du *residual kriging* par rapport à des méthodes plus classiques : la régression multiple seule et le krigeage ordinaire des températures.

#### 8.3.1. La question de la fiabilité spatiale

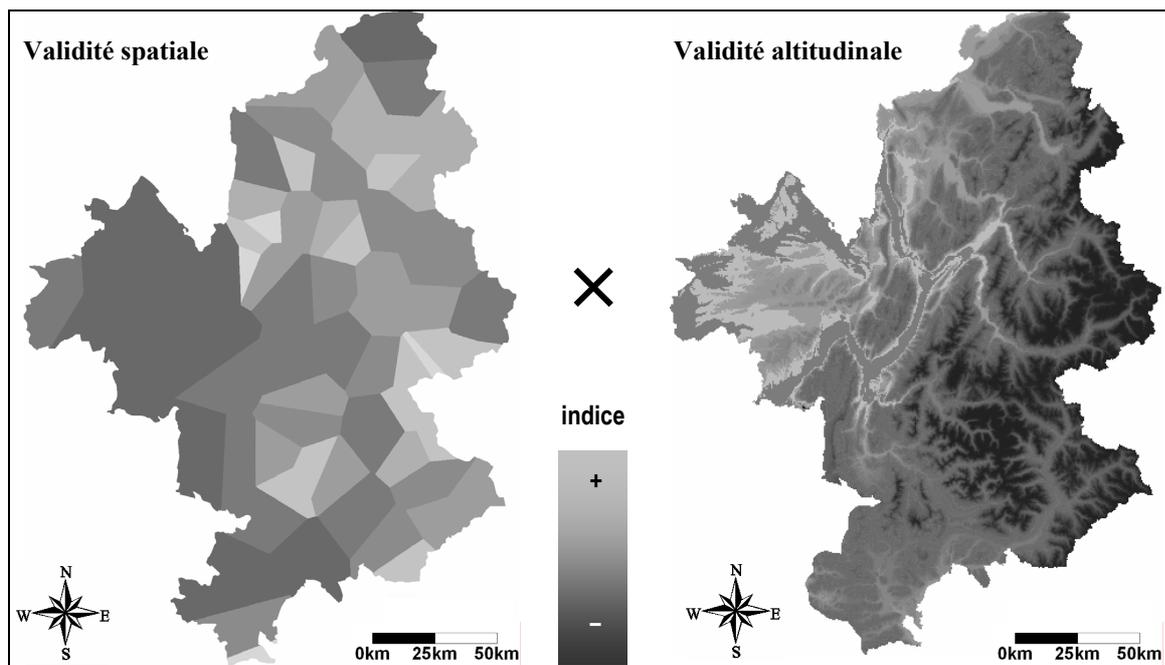
La validation des résultats obtenus est bien évidemment une étape essentielle post-interpolation. Cependant, il nous paraît également tout aussi important de tester la représentativité de l'échantillon des stations de mesures utilisé par rapport au terrain d'étude. Pour ce faire, deux approches ont été combinées : une représentativité altitudinale des stations ainsi qu'une représentativité spatiale ont été définies.

Pour la première, le rapport entre fréquences cumulées des altitudes des stations et celles du modèle numérique de terrain est calculé (Figure 2-13, Chapitre 2) puis cartographié (Cartes 8-8). La densité relative des stations en altitude fait ainsi apparaître un évident déséquilibre entre plaines et massifs montagneux, au bénéfice des premières. Pour des raisons économiques et humaines, les stations de mesure des paramètres climatiques sont en effet principalement situées dans des zones accessibles et peuplées, donc en plaine et vallée. Cependant, on peut noter que les altitudes les mieux pourvues en stations ne sont pas les plus basses (l'altitude minimale est de 140 mètres, quand le maximum de densité des stations est atteint vers 400/500 mètres). Là encore, il s'agit d'une corrélation avec les bassins de développement de la région.

En terme de densité spatiale, la réalisation de polygones de Voronoï centrés sur les stations climatiques a permis la création de surfaces inversement proportionnelles à la densité des points de mesure. On peut en effet supposer que l'influence d'une mesure sur d'autres valeurs diminue avec l'éloignement à celle-ci.

Un coefficient<sup>116</sup> a ensuite été assigné aux valeurs calculées, sur les deux cartes, de manière à pouvoir les multiplier et prendre en compte des caractères relatifs en x, y et z (trois dimensions). Plus l'indice recueilli par un pixel est élevé, plus la qualité de représentation spatiale du terrain est bonne et donc plus l'interpolation doit être – théoriquement – juste. La Carte 8-9 présente les résultats.

<sup>116</sup> Le coefficient est fonction des valeurs maximales et minimales de la grille initiale, la valeur 1 étant assignée aux « meilleurs » pixels.



**Cartes 8-8 : Indice de validité spatiale (à gauche) et altitudinale (à droite) du champ de température : les valeurs varient du gris clair (indice fort, validité bonne) au gris foncé (indice faible, validité incertaine). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

Plutôt que de considérer des polygones de Thiessen, il paraît plus justifié d'utiliser l'écart-type du krigeage (cf. Chapitre 3) pour le transformer en indice de validité théorique de l'estimation. La carte finale obtenue est alors moins « géométrique » et la décroissance de l'indice est plus diffuse, en fonction de l'éloignement grandissant des stations de mesure. L'influence de la proximité d'une station de mesure dans la valeur de l'indice est beaucoup plus marquée dans ce deuxième cas. L'éloignement à une station fait chuter la valeur de l'indice.

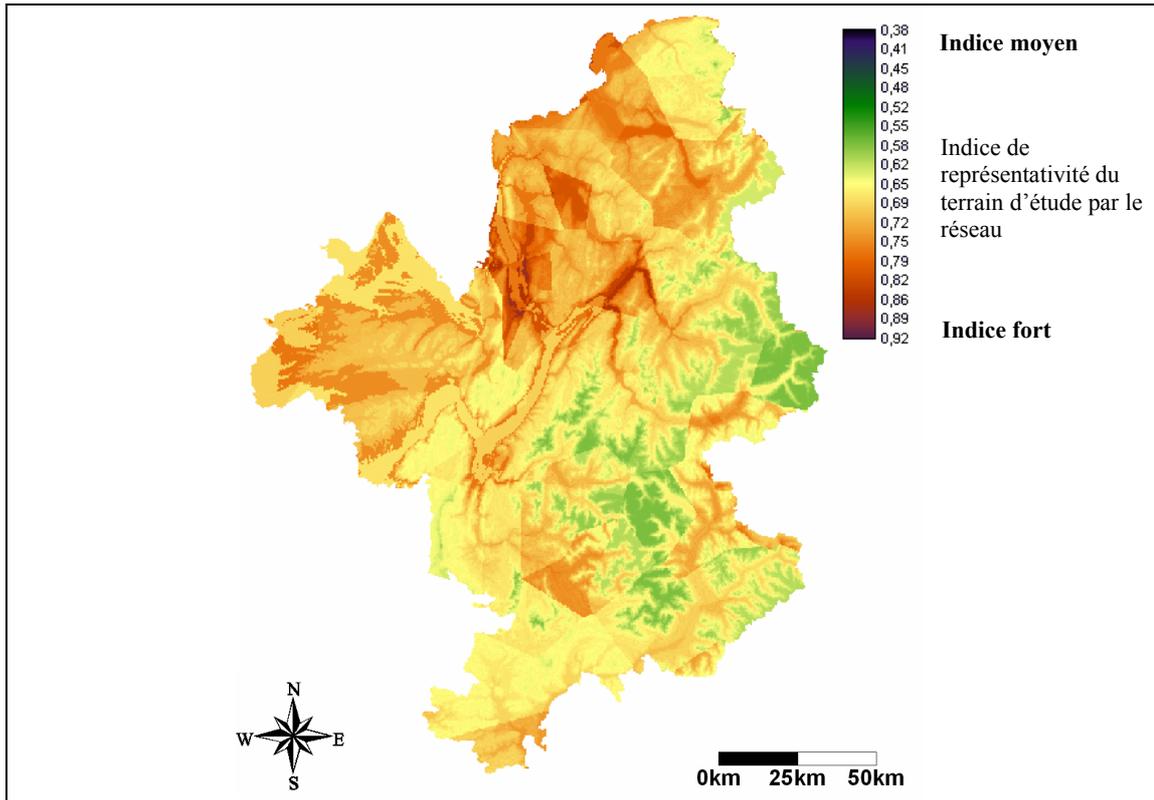
Ce type de carte est grandement dépendant du nombre de stations incluses dans le modèle d'estimation. Ici, seules les stations à données complètes sur la période étant intégrées, la valeur de l'indice de validité prend des valeurs plus faibles que si le réseau de mesure complet était inclus.

Les deux cartes proposent néanmoins des similitudes :

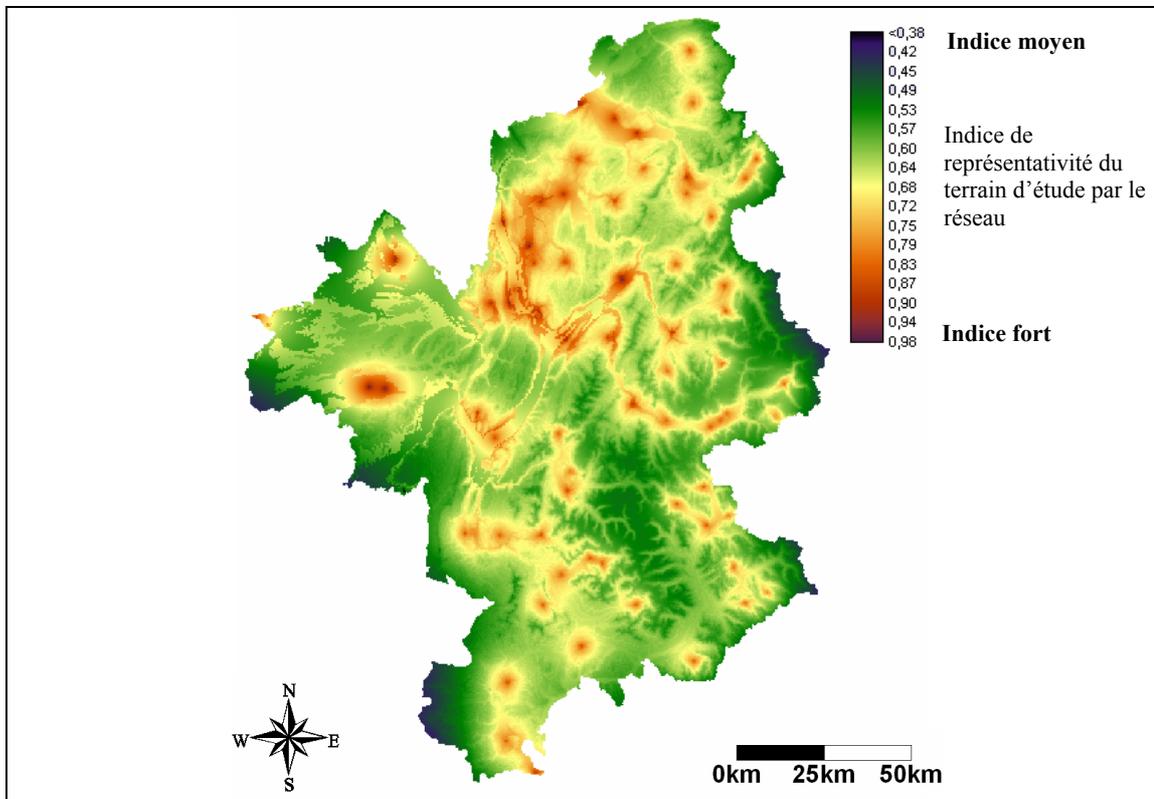
- les vallées se distinguent nettement par la conjonction d'une altitude relativement basse et d'un réseau dense
- les massifs montagneux sont peu dotés en station donc mal notés
- la région de l'Avant-Pays Savoyard fait figure de privilégiée.

Cependant, la première carte présente un plus grand nombre de valeurs moyennes quand la seconde a tendance à focaliser sur les extrêmes.

L'intérêt d'une telle carte, donnant un indice de validité de la température spatialisée, réside dans l'évaluation du niveau de confiance à accorder à la température calculée en différents points de la carte. Cette confiance sera d'autant plus forte que le point étudié se situe à proximité d'un point de mesure ou (et) dans une tranche d'altitude fortement représentée par le réseau. La conjonction des deux facteurs est bien sûr préférable pour plus de sûreté dans l'affirmation. De même, on pourrait améliorer cet indice en prenant en compte d'autres facteurs, du type complexité du relief ou géomorphologie...



Carte 8-9 : Validité spatiale et altitudinale des températures spatialisées. Construction par polygones de Thiessen et rapport des altitudes réseau/terrain. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)



Carte 8-10 : Validité spatiale et altitudinale des températures spatialisées. Construction par écart-type du krigeage et rapport des altitudes réseau/terrain. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 8.3.2. La question de la constance temporelle des résultats

Le détail des évolutions des coefficients de détermination, présenté au Chapitre 7, constitue déjà un indicateur pertinent de la constance de la qualité des résultats dans le temps. La difficulté d'un travail à échelle quotidienne réside en partie dans l'obligation de sélection des illustrations : il n'est pas possible de proposer, pour les 2191 journées étudiées (et sur les deux valeurs extrêmes quotidiennes) des cartes ou des graphiques comparant les résultats de différentes méthodes. Il faut donc se focaliser sur quelques journées à valeur d'exemple.

Il est par ailleurs indispensable de valider les résultats obtenus : la technique la plus simple (et probablement aussi la plus efficace) repose sur la comparaison de valeurs mesurées dans un échantillon de stations de mesure qui n'a pas servi à la construction du modèle avec les valeurs estimées par celui-ci.

Deux journées d'hiver, celle du 3 février 1995 (type de temps anticyclonique, n° 9 au géopotential 1000 hPa) et celle du 25 décembre 1993 (temps perturbé, type dépressionnaire n°3 au géopotential 1000 hPa), nous servent donc d'illustration. Les situations météorologiques correspondantes sont proposées en Annexe 8-2.

Le 3 février 1995, les résultats obtenus par le modèle ne sont pas très bons. Le temps est fortement anticyclonique sur la France (1030 hPa), cette situation entraîne la formation d'inversions thermiques dans les vallées alpines. Le coefficient de détermination entre valeurs estimées et mesurées varie de 44% en utilisant le krigeage ordinaire (directement sur les valeurs de températures) à 69% en combinant régression multiple et résidus krigés, ce qui demeure un résultat moyen (la régression linéaire multiple seule atteint 65%). La Figure 8-10 présente les nuages de points comparant températures estimées et températures réellement mesurées.

La journée choisie ne procure pas de résultats exceptionnels mais souligne la stabilité de la méthode. Rappelons que des coefficients de plus de 90% sont atteints certains jours. Cependant, dans le cas présent (journée du 3 février 1995), une meilleure prise en compte du relief générateur d'inversion thermique est nécessaire. Ainsi, lorsqu'on intègre les filtres passe-bas dans le modèle de régression, on atteint pour cette journée un  $R^2$  de 75% (ce dernier ajustement n'est pas représenté sur le graphique).

Une seconde journée, le 25 décembre 1993, a été choisie pour représenter un modèle de régression multiple procurant de meilleurs résultats. La situation météorologique est tout autre puisque la France subit un flux de Nord-Ouest perturbé (phénomène qui peut être à l'origine de chutes de neige conséquentes sur le relief). En pratique, les résultats sur des journées à type de temps perturbé sont toujours meilleurs car la régression multiple linéaire, fondée principalement sur les effets engendrés par le relief sur les températures, profite de l'instabilité atmosphérique. Le krigeage des résidus n'apporte presque aucune information nouvelle (le coefficient de détermination entre températures observées et températures modélisées est de 89% pour la technique de régression multiple plus résidus krigés contre 88% pour la régression multiple seule<sup>117</sup>). Néanmoins, l'interpolation par krigeage ordinaire des valeurs de températures ne fonctionne pas du tout ce jour (coefficient de détermination de 19% seulement). La méthode purement spatiale du krigeage démontre ainsi ses limites. La Figure 8-11 présente les nuages de points comparant températures estimées et températures réellement mesurées.

<sup>117</sup> L'usage de fenêtres glissantes avant la régression multiple n'apporte pas d'amélioration significative sur cette journée.

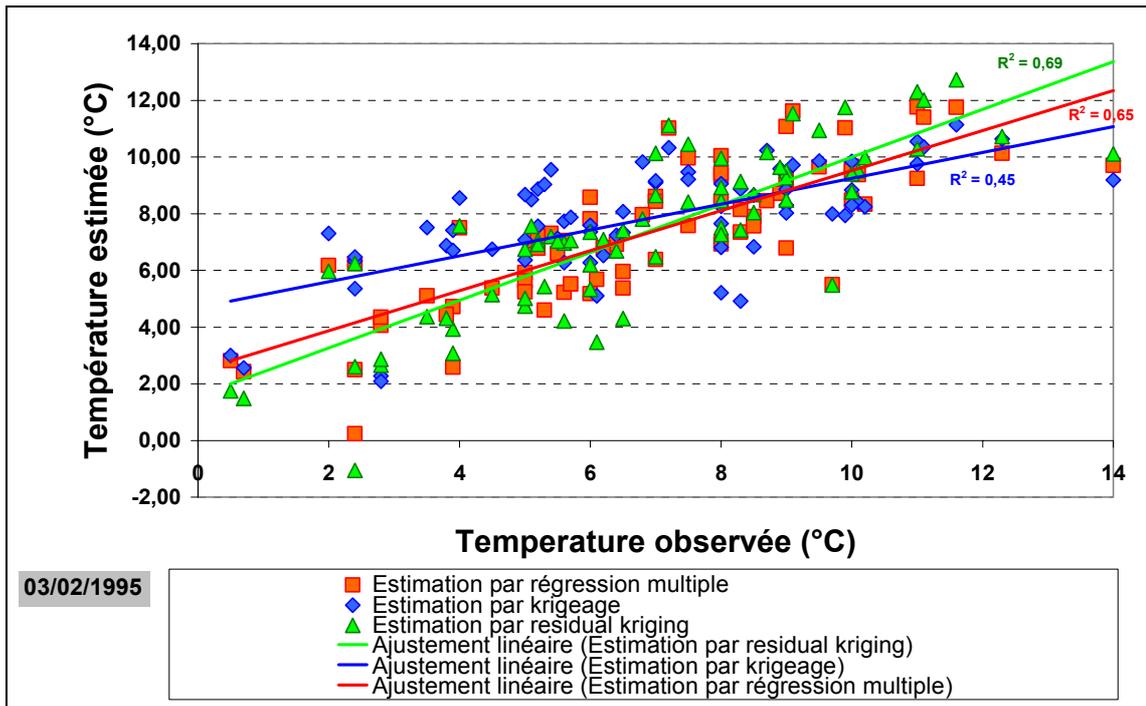


Figure 8-10 : Comparaison des températures estimées par différentes méthodes d'interpolation avec les températures mesurées (échantillon de validation non inclus dans la construction du modèle), le 03/02/1995, type de temps à caractère anticyclonique avec champ de hautes pressions centré sur la France. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

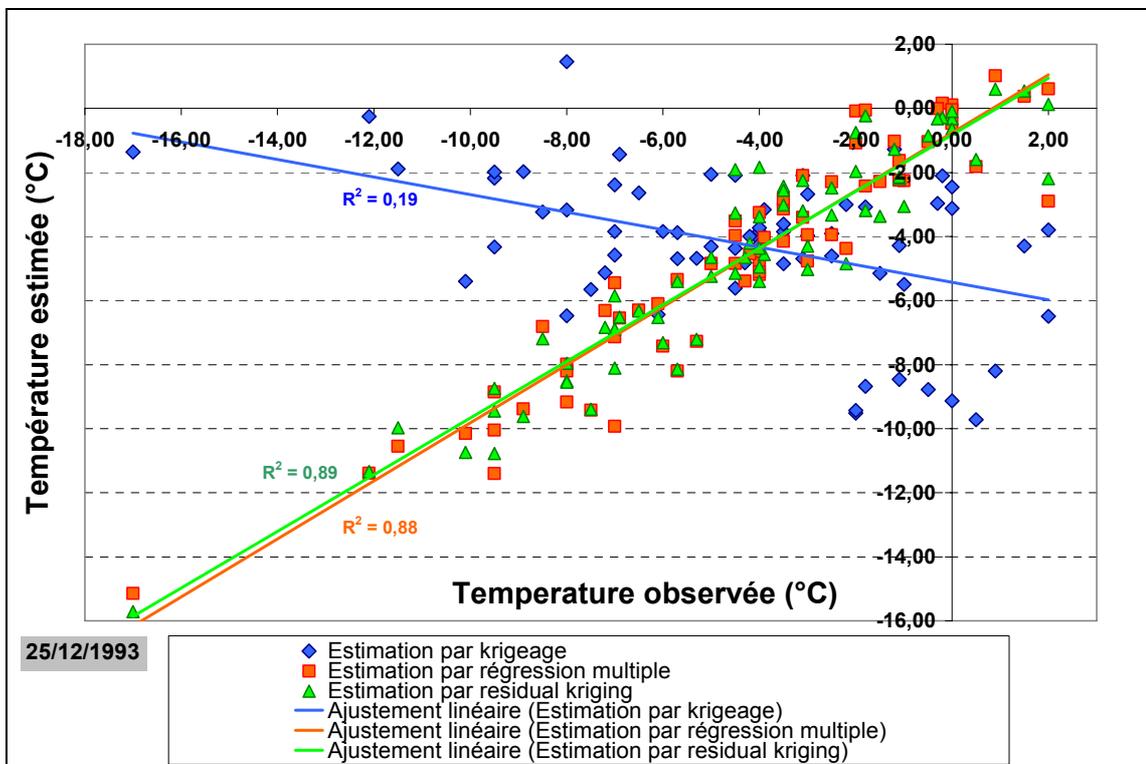


Figure 8-11 : Comparaison des températures estimées par différentes méthodes d'interpolation avec les températures mesurées (échantillon de validation non inclus dans la construction du modèle), le 25/12/1993, type de temps à caractère dépressionnaire : temps perturbé, flux de nord ouest sur les Alpes. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Quand les paramètres explicatifs utilisés par la régression multiple sont fortement corrélés avec les températures (le type de temps perturbé est idéal à ce titre), le krigeage des résidus n'apporte qu'une faible part explicative supplémentaire. Par contre, son usage est intéressant dans la prise en compte des effets régionaux lorsque la situation météorologique rend les variables indépendantes moins efficaces dans la modélisation. Il permet en outre de supprimer les erreurs d'estimation à proximité des stations de mesure dont le comportement thermique est singulier.

### 8.3.3. Etude variographique et cartographique des résidus : quelques exemples

Le nombre de données disponibles conditionne les résultats obtenus par krigeage. Plus leur nombre est faible, plus la difficulté du contrôle de l'allure du variogramme est grande à proximité de l'origine. La qualité de l'ajustement général dépendant en général fortement de celui aux petites distances (souvent responsables des erreurs élevées), on ne peut utiliser le krigeage avec un semis de mesures trop faible.

Le variogramme traduit normalement trois informations majeures (Matheron G., 1963) :

- la variation de premier ordre, tendance générale propre à l'ensemble de la région étudiée
- les variations de second ordre, c'est-à-dire des modifications de structures d'ordre local, de type aléatoire mais corrélées spatialement
- le bruit de la distribution, variations d'ordre local, de type aléatoire mais non corrélées spatialement

Les points apparaissant sur le graphique (Figure 8-12, par exemple) sont calculés à partir des couples de stations de mesure :  $\frac{n(n-1)}{2}$ , soit  $\frac{69 \times 68}{2} = 2346$ .

Par défaut, le logiciel (Surfer© 8 dans notre cas) fournit un ajustement linéaire avec un variogramme omnidirectionnel. Sur l'axe des abscisses apparaît la distance (en mètres) et sur celui des ordonnées les valeurs du variogramme. Le premier variogramme du 26 décembre 1995 présente un effet de pépite de 2,3, le second de 2. Le modèle traduit donc un effet de discontinuité aux petites distances. Un extrait de la carte associée à cette date est disponible (Carte 8-7).

Le fait d'enlever la tendance sur les données (Figure 8-12) modifie la structure variographique et l'ajustement, mais très peu aux petites distances (celles qui justement, pâtissent le plus du modèle). L'intérêt de l'application de la fonction *detrend* demeure donc assez limité.

L'allure, aux grandes distances, du variogramme, nous renseigne sur le caractère stationnaire de la fonction aléatoire sous-jacente. Dans le cas où le variogramme est borné, la fonction aléatoire sous-jacente est en théorie d'ordre 2. Si le variogramme croît indéfiniment mais avec une croissance plus lente que  $h^2$ , alors la fonction aléatoire vérifie l'hypothèse de stationnarité intrinsèque (dans le cas contraire, on est en présence d'une dérive, imposant l'usage des outils de la géostatistique non stationnaire).

Les résidus, comme tout phénomène régionalisé, intègrent des caractéristiques différentes selon l'échelle d'observation et de traitement de l'information. L'effet de pépite existe sur tous les modèles présentés ici, mais il atteint des valeurs d'autant plus faibles que le modèle de régression appliqué précédemment est de bonne qualité (moins de 1°C pour Janvier 1992, 0,6°C pour Décembre 1995 : Figure 8-14).

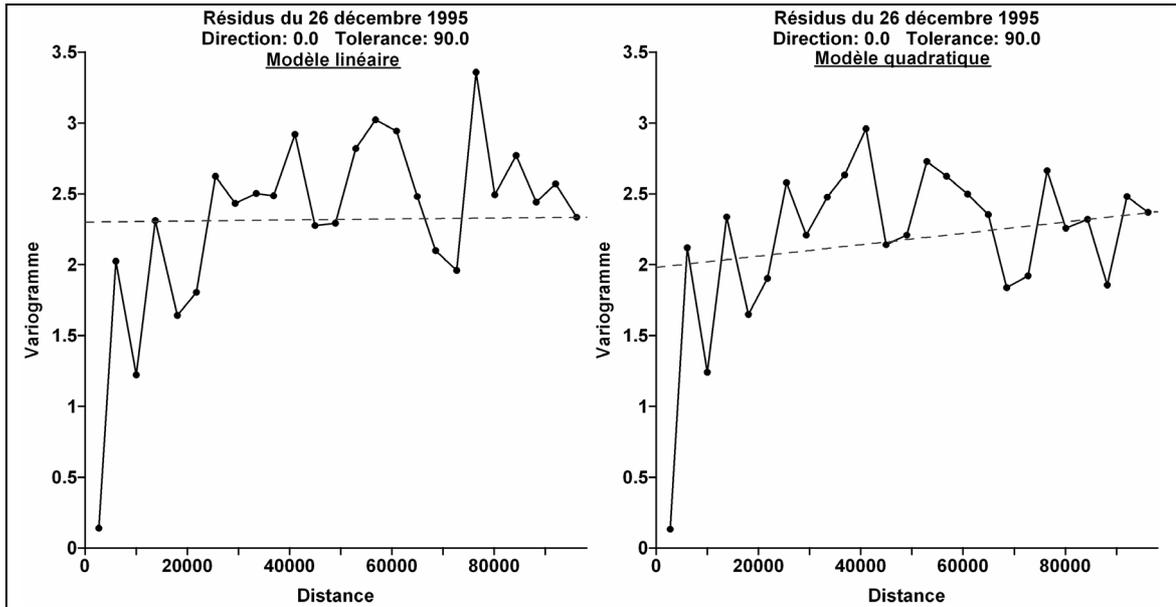


Figure 8-12 : Semi-variogramme des résidus de la régression du 26 décembre 1995. Suppression de la tendance par modèle linéaire (à gauche) et modèle quadratique (à droite).

Bénéfice de l'application du modèle de régression sur les variables topographiques et environnementales filtrées, les résidus à petites distances sont bien plus faibles<sup>118</sup>, et l'ajustement est bien meilleur (Janvier 1992, Décembre 1995, Janvier 1990, 1<sup>er</sup> décembre 1995 : Figure 8-16). La régression pas à pas sur variables filtrées offre également des résidus dont la structure paraît moins aléatoire (Janvier 1990 : Figure 8-15, Janvier 1992 : Figure 8-13) et donc plus facilement modélisable.

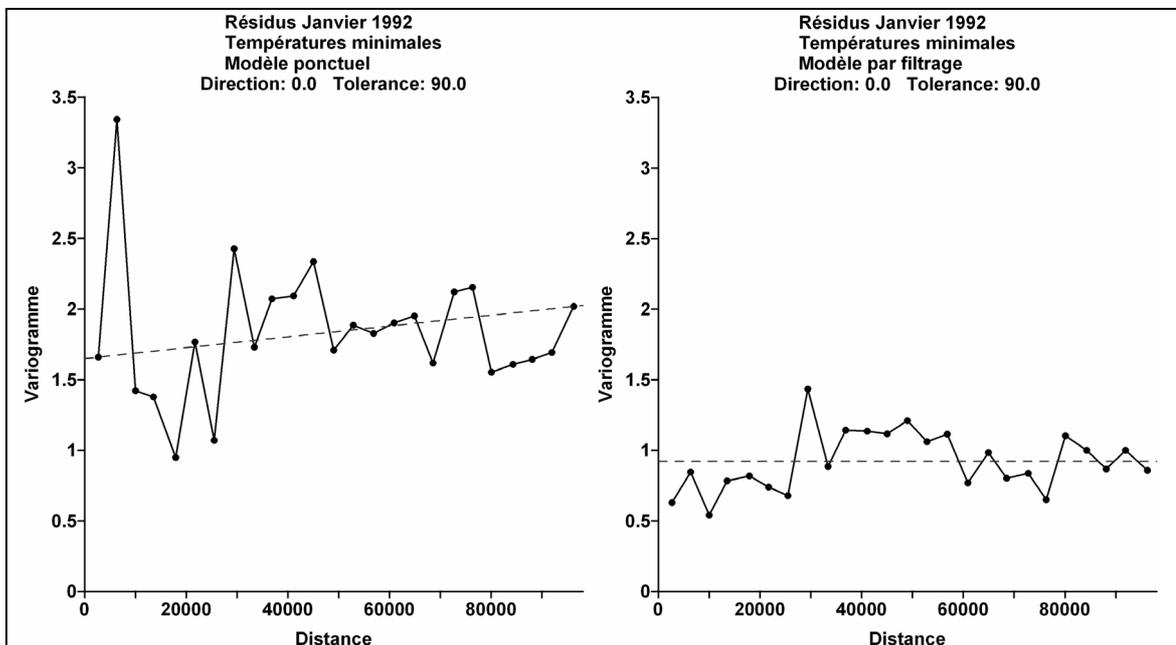


Figure 8-13 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Janvier 1992.

<sup>118</sup> Cela n'est *a priori* pas surprenant puisque les valeurs sont lissées : les résidus diminuent à cause du recours à la moyenne des fenêtres mobiles.

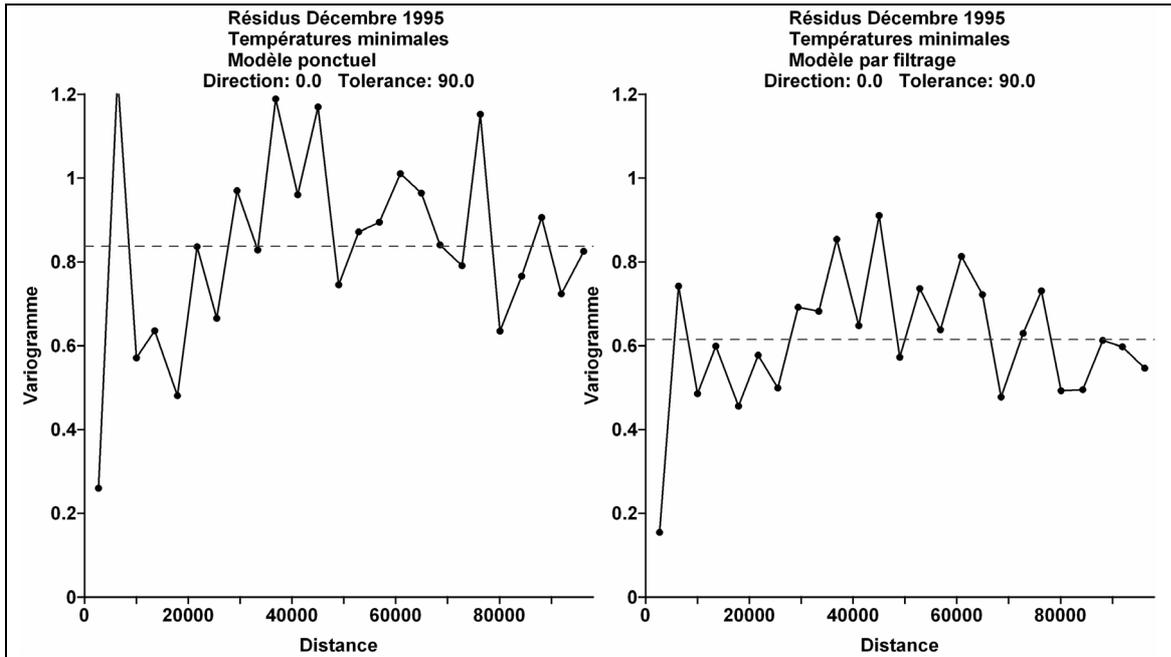


Figure 8-14 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Décembre 1995.

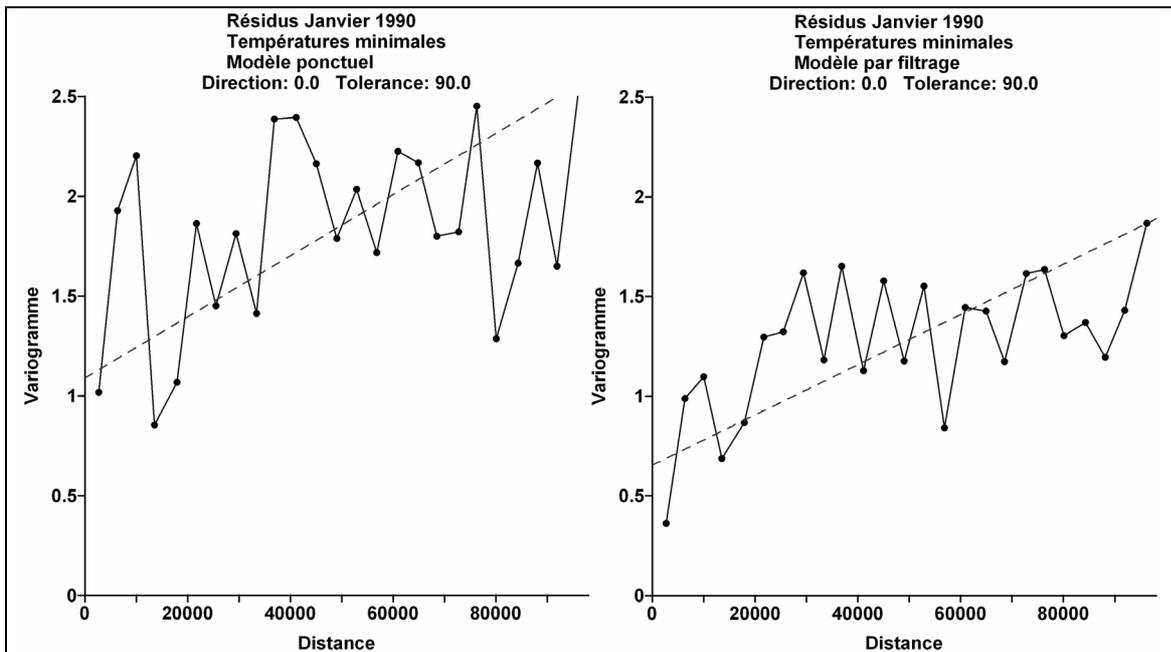


Figure 8-15 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Janvier 1990.

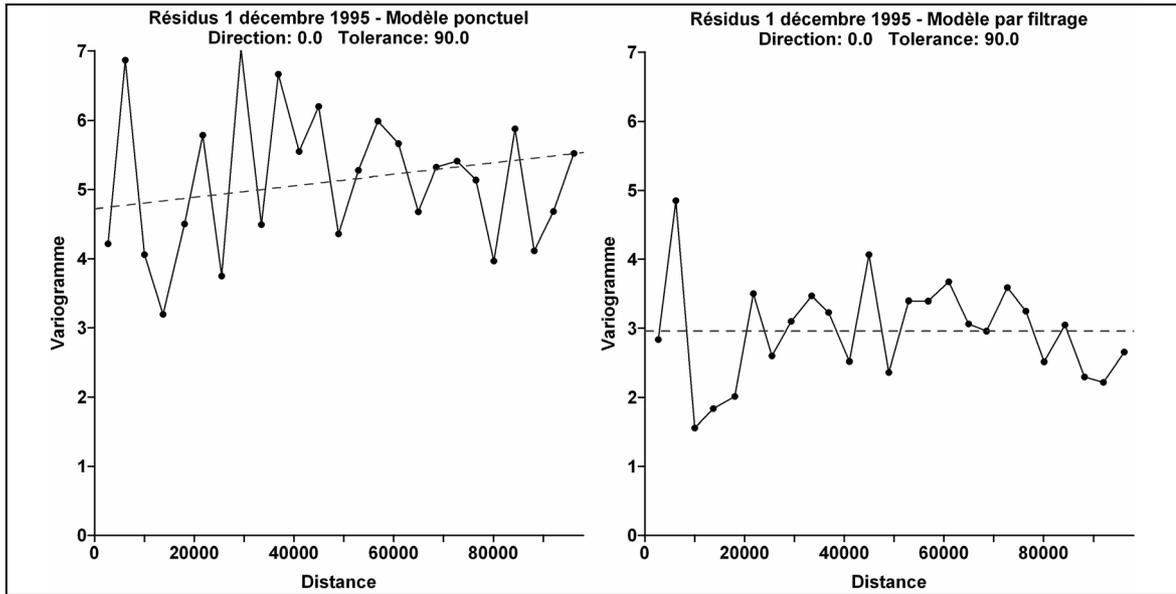
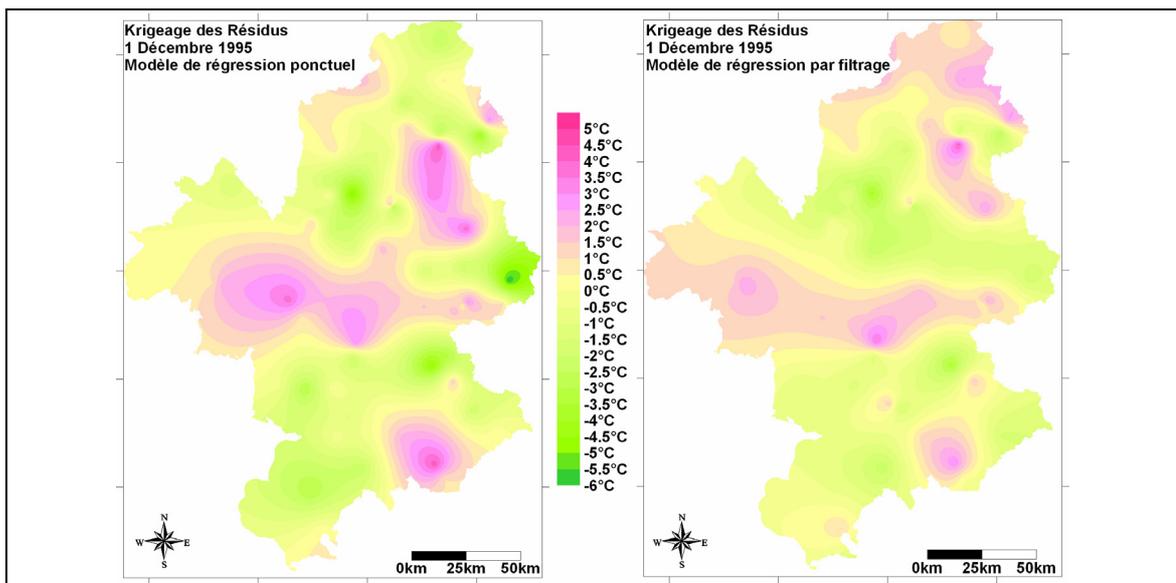
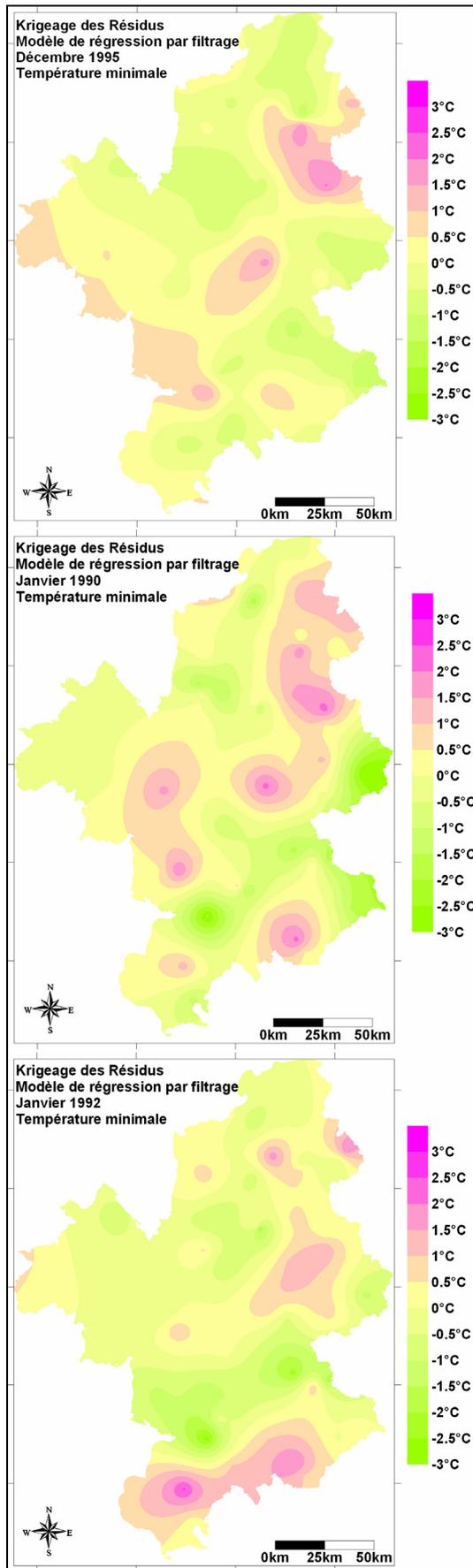


Figure 8-16 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du 1<sup>er</sup> Décembre 1995.

La comparaison des deux cartes de résidus obtenues par krigeage (Cartes 8-11 du 1<sup>er</sup> Décembre 1995) met en évidence la plus grande qualité du modèle avec filtres. Pour ce qui concerne la spatialisation des résidus en eux-mêmes, la structure de la première carte semble plus aléatoire, traduisant la meilleure prise en compte des effets locaux et régionaux par le filtrage des grilles des variables topographiques. Les résidus extrêmes (d'environ  $-6^{\circ}\text{C}$  et  $+5^{\circ}\text{C}$  sur la première carte) sont ramenés à  $-4^{\circ}\text{C}$  et  $+4^{\circ}\text{C}$ . Rappelons qu'une modélisation est difficile sur les valeurs quotidiennes hivernales et que de tels résidus, finalement assez rares après observation de la carte, paraissent acceptables. L'écart-type des résidus est réduit de  $2,22^{\circ}\text{C}$  à  $1,68^{\circ}\text{C}$ , la médiane se meut de  $+0,16^{\circ}\text{C}$  à  $-0,03^{\circ}\text{C}$ .



Cartes 8-11 : Cartographie des résidus par krigeage (température minimale du 1<sup>er</sup> Décembre 1995). A gauche, résidus de la régression sur variables ponctuelles et à droite, résidus sur variables filtrés. Echelle de couleur identique. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)



Les cartes de résidus proposées (avec régression sur données filtrées puisqu'elle fournit de meilleurs résultats) ne mettent pas en évidence de fortes structures spatiales. Un secteur Trièves – Ecrins – Pelvoux a tendance à cumuler des résidus négatifs. Au contraire, les vallées du Buech et de la Durance se partagent des résidus positifs : les températures sont plus élevées qu'elles ne le devraient être d'après le modèle (Cartes 8-12).

Concernant les moyennes annuelles de températures maximales et minimales, les cartes de krigeage des résidus sont disponibles en Annexe 8-1. Sur ces valeurs, la régression pas à pas n'a été construite que sur les données dites ponctuelles (l'apport du filtrage n'étant pas significatif statistiquement et surtout le gain n'étant pas suffisamment appréciable comparé au temps de calcul des moyennes mobiles). Ces cartes sur moyennes annuelles font apparaître, globalement, en zone de résidus positifs :

- le Nord-Est de l'Isère
- sur les températures minimales : le Centre-Isère, la vallée du Grésivaudan, la Basse Maurienne
- la haute vallée de la Durance sur les maxima
- la basse vallée de la Durance sur les minima
- les vallées de Chamonix et la Haute Tarentaise sur les maxima
- un secteur s'étendant du sud de la Maurienne à la vallée de l'Arve sur les minima

En terme de résidus négatifs, on peut noter :

- la proximité du Lac Léman et la moyenne Maurienne sur les maxima
- un zone étendue de la vallée du Buech jusqu'au Lautaret sur les minima
- plus ponctuellement, sur les minima, la proximité du Lac Léman et des stations comme Chamonix ou Bessans.

Cartes 8-12 : Cartographies comparées des résidus pour trois mois d'hiver. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

## 8.4. Proposition d'amélioration théorique du semis de stations : vers un réseau « optimal »

L'adéquation entre le réseau de stations de mesure et le terrain n'étant pas toujours parfaite, nous nous sommes essayés à l'exercice, théorique<sup>119</sup>, du semis de station idéal, qui corresponde le plus possible aux réalités du relief (et donc à sa prise en compte). Dans l'analyse multicritères pour l'aide à la décision<sup>120</sup>, on distingue les facteurs (critères auxquels on assigne un poids et un intervalle de valeurs, ce sont donc des variables quantitatives continues) des contraintes (critères exclusifs, de type booléen, avec caractère d'obligation). Les cartes « facteurs » présentent donc des valeurs multiples quand les cartes « contraintes » opposent des espaces mis à l'écart, des exclusions (valeur 0) et des espaces conservés (valeur 1). Précisons que les facteurs doivent être pondérés, c'est-à-dire qu'un poids ( $W_i$ ) doit être assigné à chacun d'entre eux, le total étant égal à 1.

Les critères retenus sont :

- une dispersion maximale à toutes altitudes (par exemple si 10% des altitudes du terrain d'étude sont supérieures à 300 mètres, 10% des stations doivent respecter cette règle également)
- une attention particulière à ne pas privilégier ou négliger certains versants
- une densité plus forte quand le relief est très contrasté

L'usage des fonctions dites à ensembles flous (dans le logiciel IDRISI©, il s'agit de la fonction FUZZY) permet d'associer l'utilisateur au choix de l'allure de la fonction assignée. L'avantage d'une telle étape peut aussi consister en une standardisation de chaque critère : la fonction utilisée dépend de la relation entre le critère et l'ensemble de décision.

La fréquence des stations de mesure selon l'altitude est beaucoup plus adaptée dans le second cas, théorique (les graphiques sont à la même échelle sur la Figure 8-17), ce dernier traduisant une diminution moins rapide de la fréquence avec l'augmentation de l'altitude. Le réseau fonctionnel pérenne est quasi-inexistant au dessus de 2000 mètres et, à ce titre, correspond assez mal au relief alpin. Précisons que le calcul des effectifs de stations de mesure, pour la représentation graphique, a été effectué par tranche de 100 mètres d'altitude (pour ne pas atteindre des valeurs de fréquence trop basses et non comparables).

Les deux cartes présentées illustrent deux étapes de la création de ce réseau théorique, par sélection des pixels les plus adaptés aux contraintes choisies (Cartes 8-13). Les 50 points répondant le mieux aux critères sont présentés sur la Carte 8-14. On constate un quadrillage assez régulier de l'espace, avec cependant une densité plus forte du semis quand les variations d'altitude sont importantes. L'utilisateur intervient dans la sélection (parmi les pixels les mieux notés) pour équilibrer le semis d'un point de vue spatial. De ce fait, un krigeage des résidus procurerait peut-être des résultats plus significatifs que ceux obtenus actuellement.

Il va de soi qu'un échantillon de points plus nombreux améliorerait la qualité de la spatialisation.

<sup>119</sup> Le réseau est optimal dans le sens de sa concordance avec le relief intrinsèque, mais n'est pas en conformité avec les réalités économiques, d'accessibilité notamment.

<sup>120</sup> Dans certains logiciels, on rencontre le terme MCE : *Multi-Criteria Evaluation*.

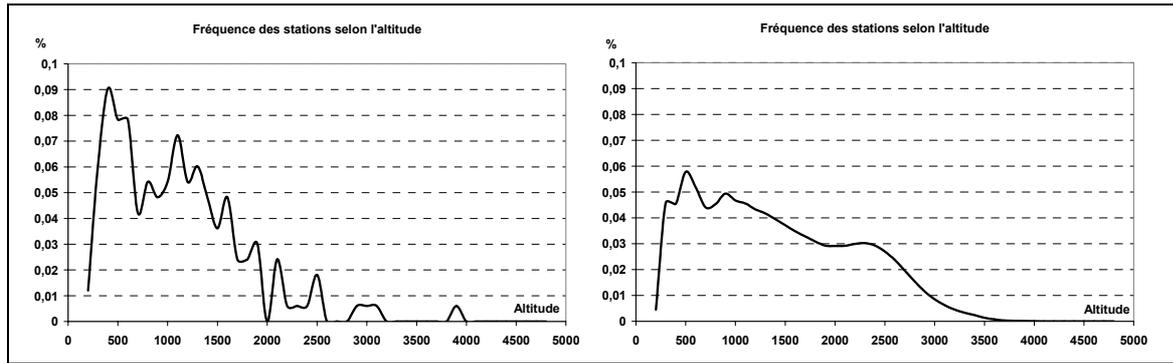
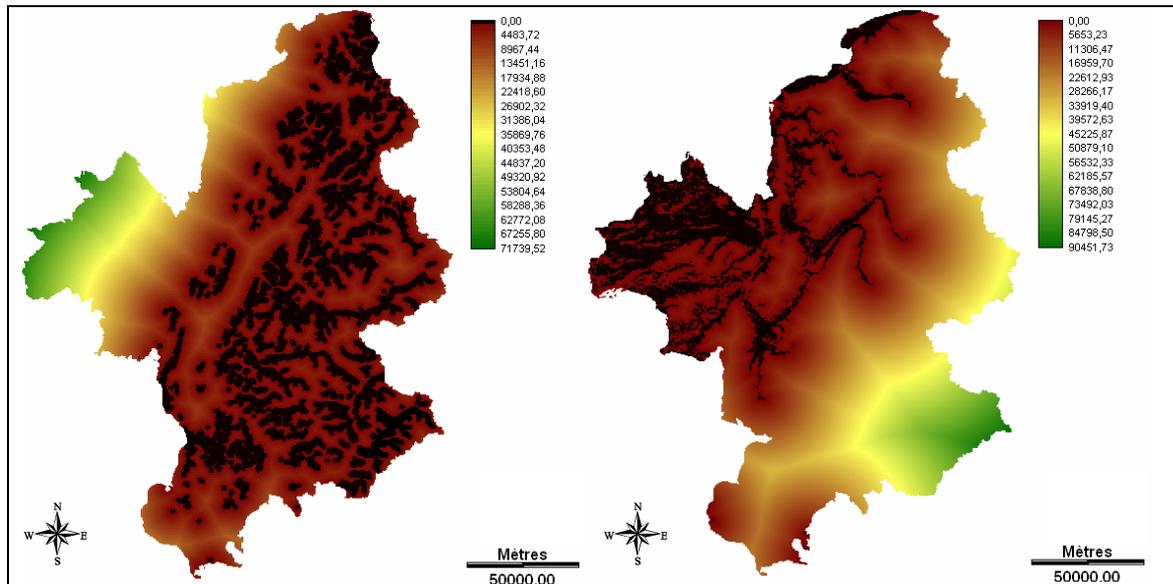
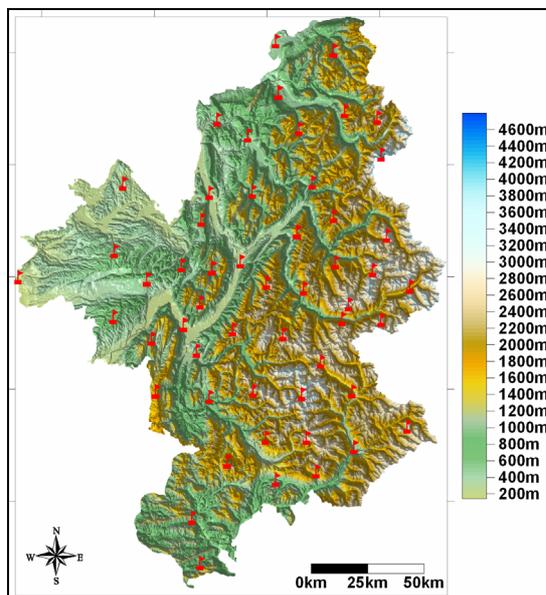


Figure 8-17 : Fréquences des stations de mesure selon l'altitude observée (à gauche) et idéale, reflet du modèle de terrain (à droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)



Cartes 8-13 : Sélection des pixels répondant aux critères imposés. A gauche, altitude comprise entre 1500 et 1999 mètres et exposition Nord, à droite : altitude inférieure à 500 mètres et exposition Nord. (Fonction Distance pour améliorer la visibilité des pixels noirs, répondant aux critères choisis : plus la valeur s'approche de 0, meilleure est la réponse aux facteurs et aux contraintes). (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)



Carte 8-14 : Réseau de mesure théorique composé de 50 stations. (Lhotellier R., 2005, d'après données IGN)

Cette illustration d'un réseau « optimal » a valeur d'exemple, mais il ne peut être considéré comme opérationnel tel quel, d'une part parce que les critères retenus ne sont pas obligatoirement les plus opportuns, d'autre part car la construction d'un réseau demande la synthèse de contraintes non liées au relief (ne serait-ce que la disponibilité du personnel pour les relevés ou l'accessibilité). La mise en place d'un réseau optimal représente donc un excellent exercice d'analyse spatiale, mais difficilement applicable à la réalité du terrain.

D'une manière similaire, il serait pertinent de rechercher, dans un but de réduction du réseau de mesure, s'il existe des stations dont les données n'apportent pas vraiment de connaissances supplémentaires du terrain. Par exemple, si plusieurs stations à environnement comparable (altitude, exposition...) connaissent des températures similaires, pourquoi ne pas proposer la suppression des stations offrant des informations redondantes, quitte à replacer ces stations ailleurs, là où l'on manque d'informations précises, dans le but d'une meilleure gestion du réseau. Tout en conservant une qualité de spatialisation identique, ou meilleure.

## 8.5. Résultats comparés à SAFRAN

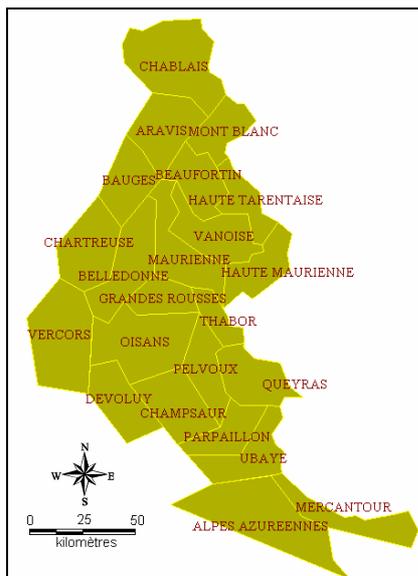
Une autre validation des résultats peut être conduite par confrontation aux sorties du système d'analyse SAFRAN. Il convient préalablement de présenter celui-ci avant de mener à bien une éventuelle comparaison.

### 8.5.1. Principe de SAFRAN

Le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige, Durand et al, 1993) a été développé par le Centre d'Etude de la Neige (Météo-France, centre de Saint Martin d'Hères) pour fournir, à l'échelle de chaque massif des Alpes, des paramètres météorologiques : température de l'air au voisinage de la surface, vent de surface, humidité de l'air, nébulosité totale intégrée, quantité et phase des précipitations, rayonnement atmosphérique et rayonnement incident. Les massifs délimités dans SAFRAN ne constituent pas de maillage régulier (Carte 8-15) : leur surface varie entre 400 et 1000 km<sup>2</sup>, et le système considère les conditions météorologiques comme homogènes à cette échelle (Centre d'Etudes de la Neige, 2000). Des interpolations sont alors réalisées au sein d'un même massif. SAFRAN emploie en entrée des informations climatologiques, les observations des réseaux de mesure, des images satellitales et les résultats du modèle de prévision ARPEGE (Centre d'Etudes de la Neige, 2000). SAFRAN est l'élément de base de la chaîne SAFRAN-CROCUS-MEPRA<sup>121</sup> dans la prévision des avalanches.

<sup>121</sup> CROCUS (Brun et al., 1989) calcule l'évolution énergétique et massique du manteau neigeux à partir des données fournies par SAFRAN.

MEPRA (Giraud, 1992), système expert, déduit un risque d'avalanche à partir des profils simulés par CROCUS.



Carte 8-15 : Les massifs de la zone Alpes du système SAFRAN. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

### 8.5.2. Application au bassin du Rhône

Le système SAFRAN a par la suite été adapté pour d'autres types d'utilisation que la prévision initiale de la neige. Ainsi, une de ses variantes permet l'analyse atmosphérique du bassin versant du Rhône dans des applications hydrologiques<sup>122</sup>. Pour cette utilisation, on a recours à une grille d'une résolution de 64 km<sup>2</sup> (8 km par 8 km) interpolée de la façon suivante : chaque maille se caractérise par la position de son centre et par son altitude. La transformation du zonage SAFRAN en maillage régulier se fait par affectation de chaque maille à la zone qui contient son centre (Etchevers P., Durand Y.). Sur cette région discrétisée en maille de 8 kilomètres de côté, SAFRAN permet d'interpoler sur la grille les paramètres météorologiques nécessaires aux autres modules climatiques.

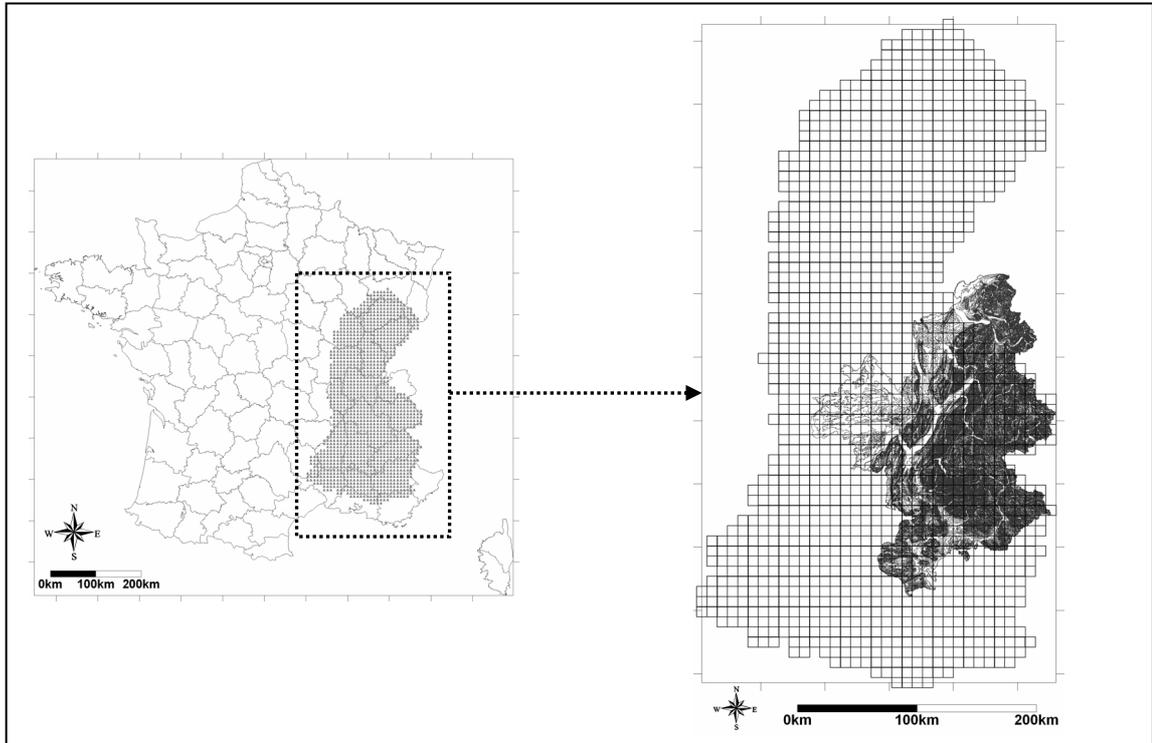
SAFRAN est également le premier maillon de la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU<sup>123</sup>.

L'application climatologique de cette base consiste en une simulation avec un réseau complet de stations (le système initial quotidien contient uniquement les mesures des stations synoptiques et automatiques, puis les stations climatiques non automatiques, non incluses d'office, sont ajoutées pour une nouvelle simulation). Ainsi, l'application climatologique SAFRAN peut nous fournir à échelle quotidienne, entre autres paramètres de surface, les températures minimales et maximales à échelle journalière. Il est alors possible de comparer nos résultats avec ceux fournis par le système SAFRAN (Cartes 8-16).

<sup>122</sup> Une étude du programme GICC (Gestion et Impacts du Changement Climatique) est disponible à l'adresse : <http://medias.obs-mip.fr/gicc/interface/voir.php?9%2F99&Donnees>

<sup>123</sup> SAFRA-ISBA-MODCOU est utilisé en hydrométéorologie pour l'estimation des bilans de surface sur une France discrétisée en mailles régulières de 8 kilomètres de côté. ISBA calcule les bilans d'eau, d'énergie et l'évolution du manteau neigeux au pas de temps de 5 minutes à partir des paramètres météorologiques de SAFRAN au pas horaire. MODCOU, modèle hydrologique, détermine les débits des rivières et l'évolution des nappes grâce aux lames d'eau ruisselées et infiltrées fournies par ISBA.

Il faut tout de même conserver à l'esprit que cette comparaison est limitée, de par la différence de résolution de travail des deux modèles : la confrontation du modèle de régression multiple et résidus krigés dégradé à 8 kilomètres et la grille SAFRAN n'aura qu'une valeur indicative et illustrative.



Cartes 8-16 : La grille SAFRAN sur le bassin du Rhône (à gauche) et sur nos quatre départements d'étude (à droite). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 8.5.3. Traitements

Les sorties de températures du modèle SAFRAN sont disponibles en degrés Kelvin. La première étape a donc consisté en la transformation des valeurs en degrés Celsius. Elle a été suivie de la superposition de la grille avec notre propre grille ainsi qu'avec les informations ponctuelles des stations de mesure.

Il est nécessaire de souligner d'emblée la difficulté de comparer des valeurs réalisées à des échelles différentes. Pour exemple, nous avons comparé les températures mesurées dans nos stations avec la température donnée par SAFRAN aux coordonnées de chacun des postes (assignation de la valeur du pixel de 8 kilomètres de côté aux coordonnées). Une régression simple entre ces deux températures fournit des coefficients de détermination peu concluants, quelque soit le type de temps. Nous n'avons en aucune manière la volonté de critiquer les résultats obtenus par SAFRAN, mais souhaitons mettre en évidence l'influence prépondérante de l'échelle d'étude sur des variables très inconstantes dans le temps (Annexe 8-3).

La comparaison doit se faire sur des grilles à même résolution. Dans cette optique, deux solutions s'opposent : soit dégrader notre modèle à 8 kilomètres, soit passer la résolution de SAFRAN à 150 mètres. La première doit logiquement être privilégiée par rapport à la seconde (puisque que dans ce dernier cas, on crée faussement de l'information en améliorant la résolution). Un exemple de dégradation de notre modèle

est présenté ici, un second exemple de modification de la résolution de la grille SAFAN à 150 mètres est proposé brièvement en Annexe 8-3.

Le procédé choisi repose donc sur une dégradation de notre modèle à une résolution de 8 kilomètres pour établir une comparaison avec les données de celui de Météo-France. La démarche retenue a été divisée en quelques étapes principales :

Pour une date  $t$  (une moyenne journalière, une moyenne mensuelle, annuelle, ou une valeur extrême...) :

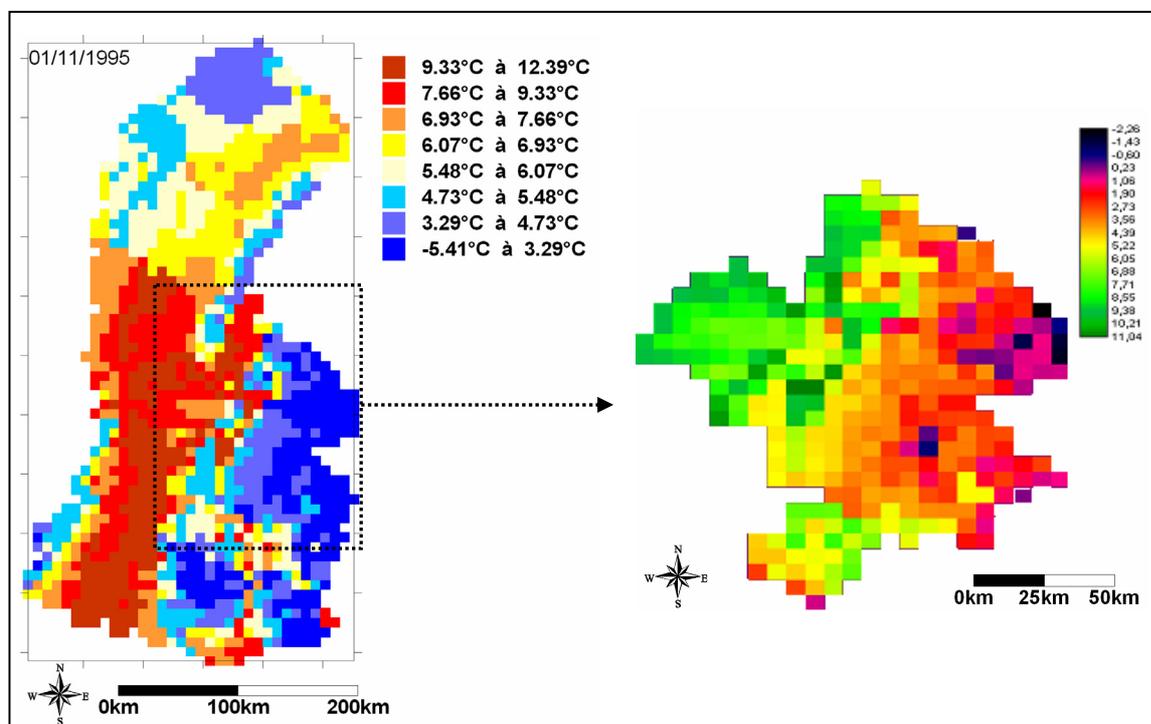
Concernant le modèle de température :

- création du modèle de régression pas à pas (avec uniquement les descripteurs utiles)
- sauvegarde puis krigage des résidus fournis par le modèle de régression à cette date  $t$
- superposition des grilles de régression et des résidus krigés
- dégradation des résultats à 8000 m

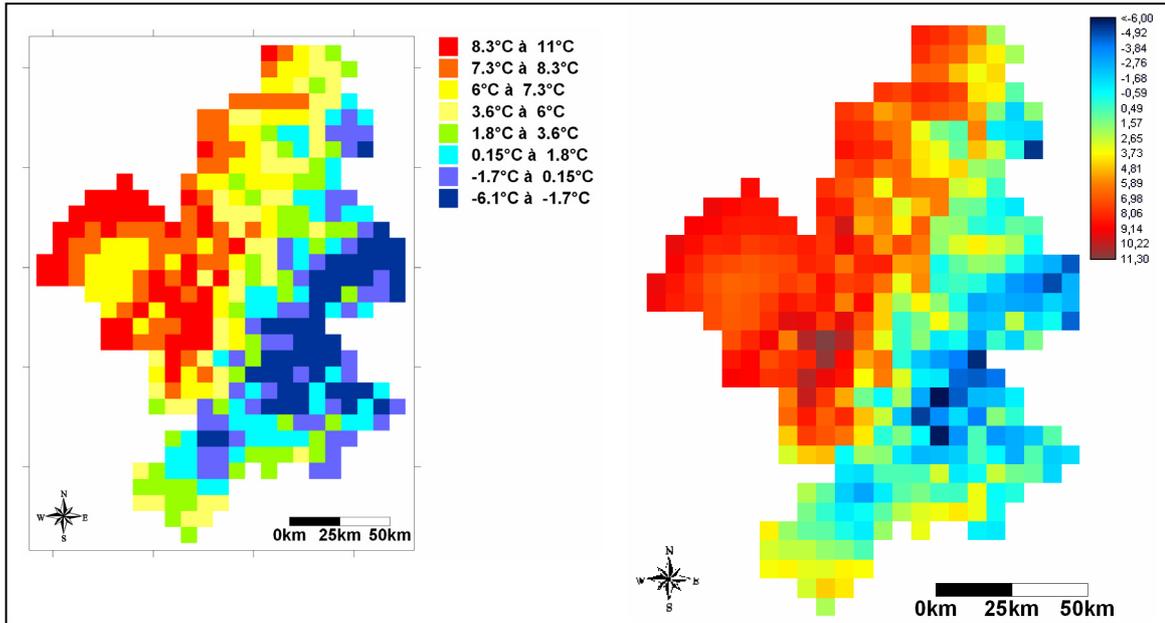
Concernant la grille SAFRAN :

- récupération des valeurs aux points centraux de grille (cf. définition du modèle SAFRAN)
- ajout du masque des départements
- soustraction : [grille SAFRAN] – [grille régression + résidus krigés]
- cartographie des résultats

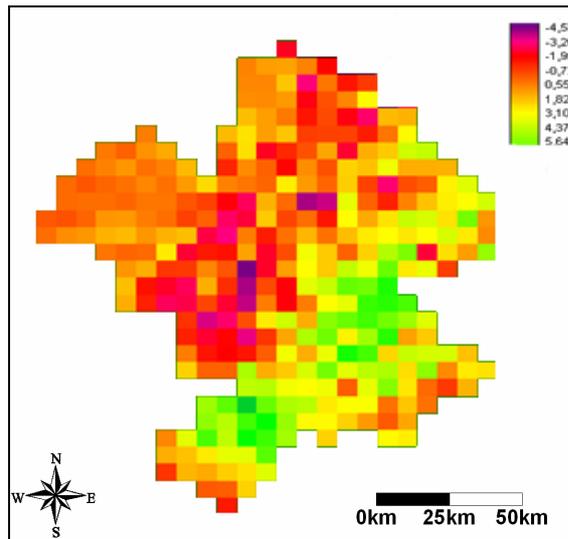
L'exemple proposé (Carte 8-17, Carte 8-18 et Carte 8-19) concerne les températures minimales à la date du 1<sup>er</sup> novembre 1995.



Carte 8-17 : Température minimale du 1 novembre 1995 sur la grille SAFRAN et après découpage de notre zone d'étude et passage dans le logiciel Idrisi. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)



Carte 8-18 : Température minimale du 1 novembre 1995 calculée par *residual kriging*, résolution dégradée à 8km, passage de Surfer (à gauche) à Idrisi (à droite). (Lhotellier R., 2005, d’après données Météo-France et IGN)



Carte 8-19 : Différence de température entre la valeur donnée par SAFRAN et celle calculée par *residual kriging*. (Lhotellier R., 2005, d’après données Météo-France et IGN)

### 8.5.4. Résultats

La figure Figure 8-18 illustre la comparaison des températures estimées sur près de 400 points de grille par SAFRAN contre celles estimées par régression multiple suivie du krigeage des résidus (*residual kriging*). Le test présenté a été réalisé pour les mois de novembre et décembre 1995, concernant les températures minimales et maximales (cf. légende du graphique).

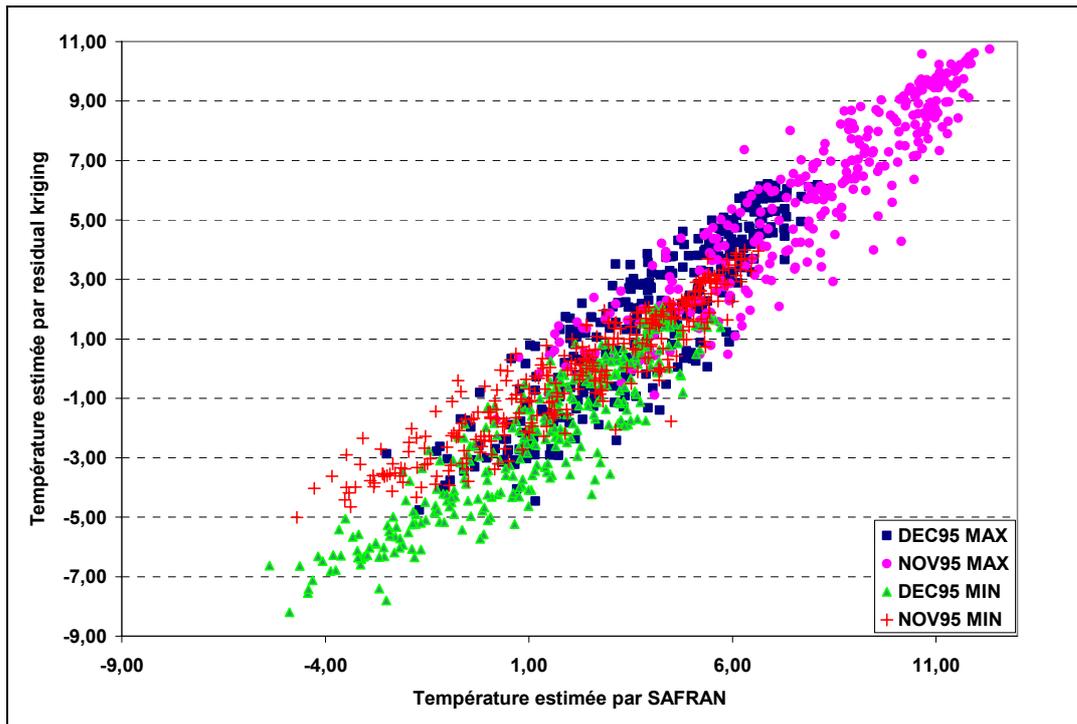


Figure 8-18 : Comparaison des estimations réalisées par SAFRAN et par residual kriging, pour novembre et décembre 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Par rapport à SAFRAN, notre méthode semble sous estimer les basses valeurs de température (notamment en décembre 1995). Il faut cependant admettre que la comparaison entre les deux modèles s'avère difficile par construction ; de nombreux biais sont introduits pour obtenir une estimation de notre modèle à 8 kilomètres de résolution : la dégradation de notre modèle de 150 mètres de côté à 8000 mètres et des coordonnées extrêmes différentes entraînent une inexacte correspondance des pixels de 64 km<sup>2</sup> obtenus. Par ailleurs, notre travail se base sur les effets locaux quand le modèle physique résonne sur des processus atmosphériques dont certains s'exercent à l'échelle de l'ensemble du pays.

Enfin, les valeurs de SAFRAN sont celles du centre de la grille, quand notre modèle effectue la moyenne du pixel. Les estimations, par essence, ne peuvent donc correspondre intégralement et des écarts significatifs sont observés. Les corrélations observées restent néanmoins tout à fait significatives.

La validation par comparaison au modèle SAFRAN représente donc une difficulté, cependant l'inclusion d'un indice de représentativité des stations et la validation sur des températures mesurées non intégrées dans le modèle nous permettent d'affirmer la robustesse de notre modèle dans un maximum de conditions.

D'autres modèles disponibles à échelle fine auraient sans doute été plus adaptés à notre échelle de travail : c'est le cas notamment de Mésoscale NH, dont la popularité nous impose de l'évoquer brièvement.

Le modèle Mésoscale NH est dit atmosphérique à méso échelle et non hydrostatique<sup>124</sup>. Il est le fruit d'une collaboration entre le Centre National de Recherche Météorologique

<sup>124</sup> S'oppose à l'hypothèse hydrostatique qui stipule que le volume et la masse d'une particule d'air sont constants dans le temps. Dans le cas non hydrostatique, seule la masse des particules est constante.

(Météo-France) et le laboratoire d'Aérologie du CNRS<sup>125</sup>. Son objectif consiste en la simulation des mouvements atmosphériques à des échelles multiples : du micro-climatique au synoptique. L'appréhension des interactions relief / atmosphère est d'autant plus grande que sa résolution spatiale est précise (1 mètre minimum, à comparer avec les 8 kilomètres de SAFRAN, ou les 10 kilomètres d'ARPEGE/ALADIN). Méso NH gère l'emboîtement des échelles (et donc les effets combinés des variations topographiques). Une thèse récente (Madelin M., 2004) présente les apports des simulations Méso NH pour l'aide à la prévision des gelées dans le vignoble champenois.

Néanmoins, la volonté formulée dans notre travail reposait sur l'intégration de données uniquement extraites des systèmes d'informations géographiques, c'est la raison pour laquelle nous nous sommes contentés de celles-ci. Le couplage de cette approche avec l'association d'un modèle atmosphérique à maille fine demeure cependant une perspective intéressante à intégrer et automatiser dans un système d'information à référence spatiale.

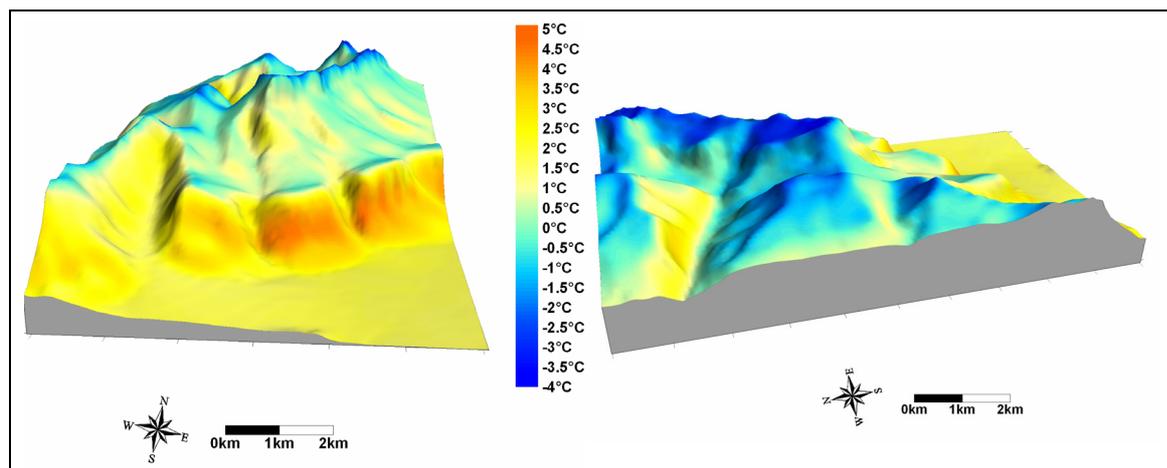
## 8.6. Exemples d'application

Les résultats d'un modèle doivent être confrontés à la réalité pour validation ; ils doivent également être utilisables et intégrables dans un champ d'applications diverses, si possible nombreuses. Nous nous proposons d'en présenter quelques-unes envisageables à court terme.

### 8.6.1. Cartographie locale des températures

L'intérêt principal d'un travail à échelle fine consiste en la prise en compte des facteurs locaux du climat et donc à la retranscription de ceux-ci sur les cartes de températures spatialisées. Il est inutile de multiplier les exemples (la prise en compte des inversions thermiques et les nombreuses cartes du Chapitre 8 en fournissent une bonne illustration). Néanmoins, une représentation cartographique de la température maximale d'une journée hivernale a été sélectionnée car elle souligne les effets du relief. Ainsi, sur la figure, deux cartes (Cartes 8-20) proposent deux angles de vue différents d'une même région de la bordure sud-est du massif de la Chartreuse : la vallée de l'Isère, au sud, puis les sommets calcaires (près de 2000 mètres), et plus au nord, les vallées internes du massif (visibles sur la carte de droite). L'exposition au rayonnement solaire s'affirme comme principale cause de l'échauffement des températures, les basses altitudes de la vallée n'étant pas les plus chaudes. Les pentes exposées au sud connaissent des valeurs de 2 à 4 degrés supplémentaires par rapport au fond de vallée. L'opposition adret – ubac entraîne des variations de l'ordre de 4°C dans les vallées intérieures.

<sup>125</sup> <http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/>



**Cartes 8-20 : Influence du relief local et de l'exposition des versants sur les températures (vallée du Grésivaudan et Dent de Crolles, Isère). (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)**

On peut imaginer l'utilité de telles informations pour les gestionnaires de stations de sports d'hiver, avant la construction de nouvelles pistes (favoriser les futures pistes avec températures plus basses), ou leur administration (privilégier la mise en place de neige de culture dans les zones où elle se maintiendra plus longtemps).

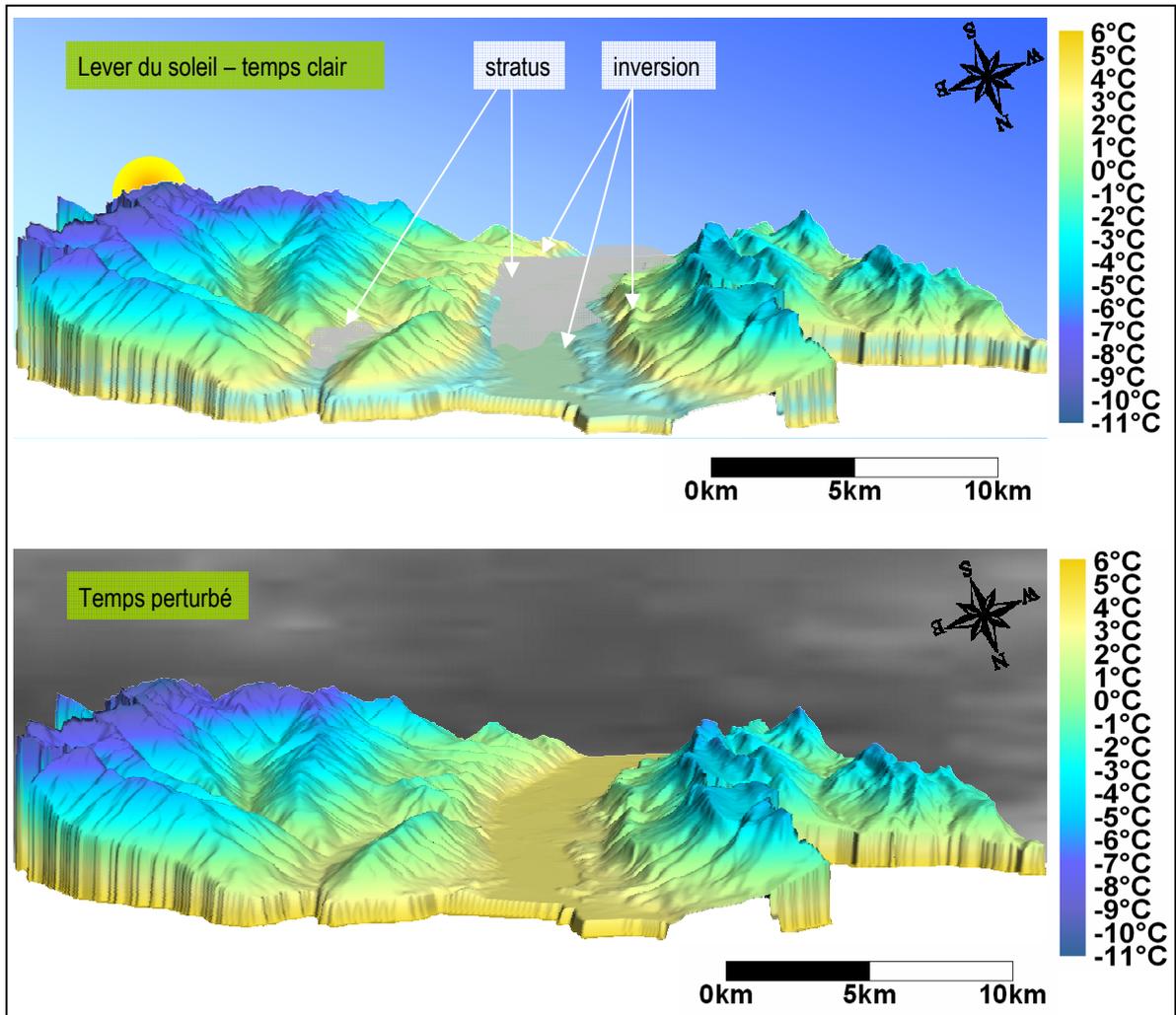
Par ailleurs, seul le recours à une typologie des situations atmosphériques peut assurer une précision dans la localisation des températures. En effet, les modifications quotidiennes du temps sont responsables de variations majeures dans la distribution des valeurs mesurées. L'intérêt d'une climatologie synoptique consiste en l'apport d'informations supplémentaires par rapport à des cartes de normales plus classiques. Ainsi, alors qu'une cartographie des normales de janvier fera généralement apparaître les inversions thermiques, le calcul des températures moyennes de ce même mois selon le type de temps va mettre en évidence des valeurs très différentes et une spatialisation qui l'est tout autant. Les deux cartes proposées (Cartes 8-21) présentent deux journées extrêmes : l'une anticyclonique, l'autre perturbée, et indiquent ainsi les caractéristiques de la distribution de la température de l'air en ces deux journées type.

Outre l'inversion thermique, très nettement lisible sur la première illustration, on constate la différence de gradient thermique entre les deux situations (mais le phénomène, pourtant loin d'être négligeable, demeure difficilement observable sur les contrastes de couleurs à l'échelle de la carte). De même, les effets de la convexité du relief intégrés dans le modèle sont peu visibles compte tenu de l'échelle de couleurs. La méthode de réalisation des cartes explique également un lissage des effets du relief.

En pratique, pour la construction de ces deux cartes, une même température de base a été appliquée pour faciliter la comparaison, puis deux modèles ont été construits, fondés sur les résultats de quatre journées représentatives de la situation atmosphérique considérée, tirées au hasard. Si la validité statistique d'un tel échantillon reste contestable, la méthode a l'avantage de suggérer les particularités spatiales de la distribution des températures selon le type de temps et permettrait d'affiner grandement les connaissances de la climatologie locale si les valeurs étaient calculées sur une période plus vaste (trente à cinquante ans).

Une climatologie des normales par type de temps fournit une amélioration appréciable de la connaissance des valeurs et de leur distribution spatiale, et permet un affinement du champ des applications. Proposer une cartographie des normales par type de temps

pour un mois donné et non pas une seule carte est à notre avis indispensable pour représenter avec plus de véricité les éléments du climat : ainsi, il serait sans doute plus judicieux, par exemple pour le mois de janvier, de définir non pas une carte des normales mais plusieurs (peut-être entre trois à six), des normales en fonction du flux dominant.



**Cartes 8-21 :** Température minimale observée par temps clair (en haut) et par temps perturbé (en bas). Cartographie réalisée d'après valeurs théoriques mais à partir de situations réelles observées lors des hivers 1990-1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Le nombre de cartes pouvant être déduites des données de températures est conséquent. Les paramètres thermiques utiles pour des applications agricoles, pour ne citer que celles-ci, peuvent donc être cartographiés à échelle fine selon les modèles précédemment établis. Le calcul des surfaces considérées (par exemple soumises à une température donnée) ne pose alors aucun problème (Figure 8-19).

Zbigniew Ustrnul et Danuta Czekierda proposent ainsi d'établir la durée de l'été (température supérieure à +15°C) et de l'hiver thermique (température inférieure à 0°C), ou encore celle de la saison végétative (température supérieure à +5°C) sur le territoire polonais (Ustrnul Z., Czekierda D., 2005). A titre d'exemple, nous avons choisi de présenter le nombre de jours de gel pour le mois de décembre 1995 (Carte 8-22) et pour l'année 1995 entière (Carte 8-23), ainsi que la surface estimée pour chaque intervalle de

temps. On obtient alors entre 6 et 31 journées avec gel pour le mois de décembre 1995 sur l'ensemble de l'espace étudié, et entre une quinzaine – près de la vallée du Rhône – et près de 365 – dans le massif du Mont-Blanc – pour l'ensemble de l'année 1995).

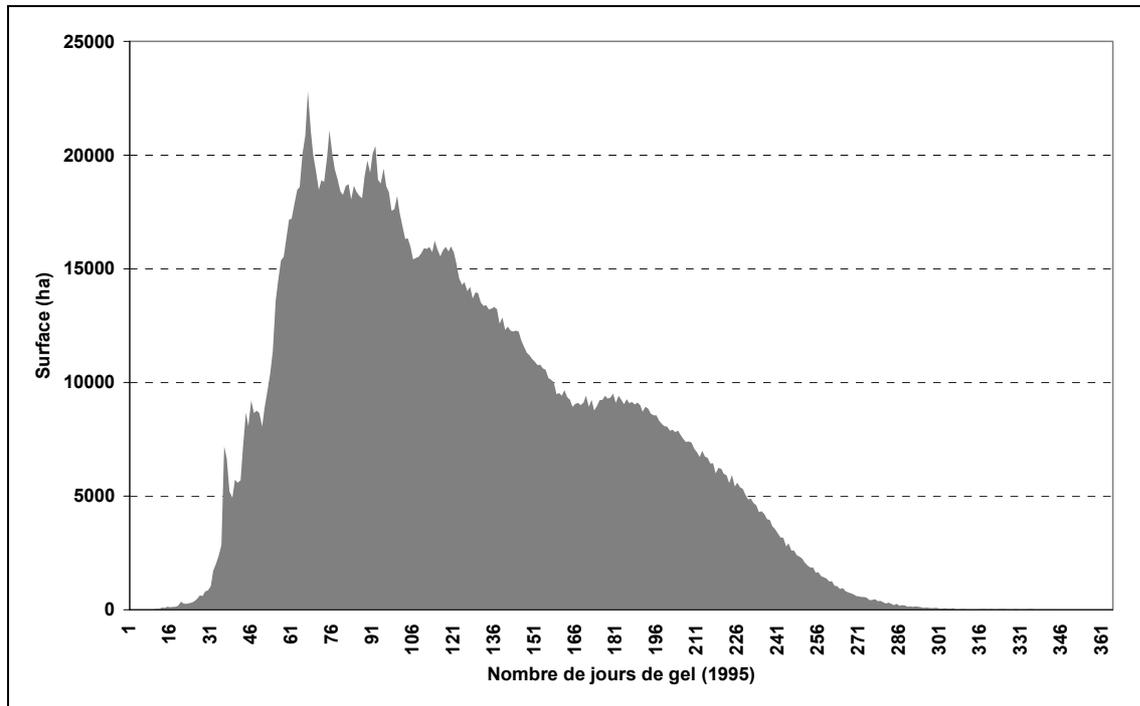
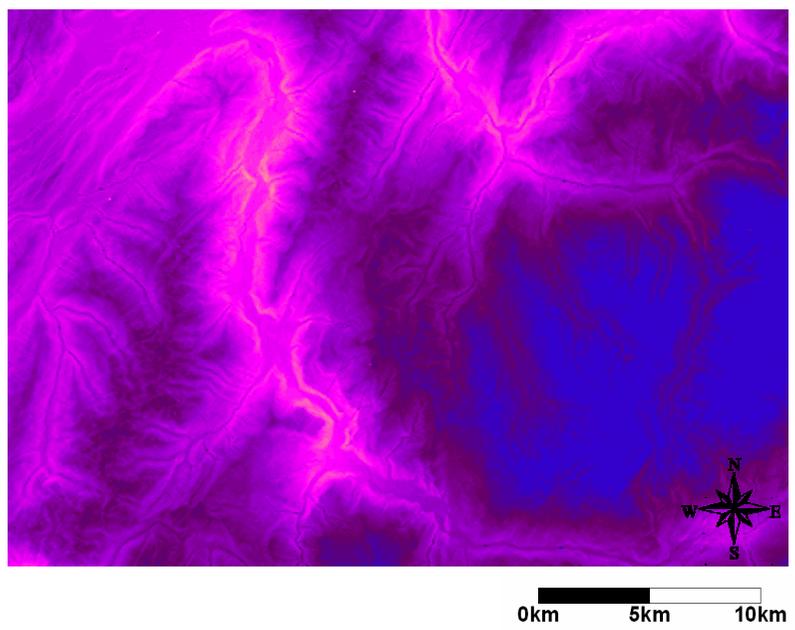
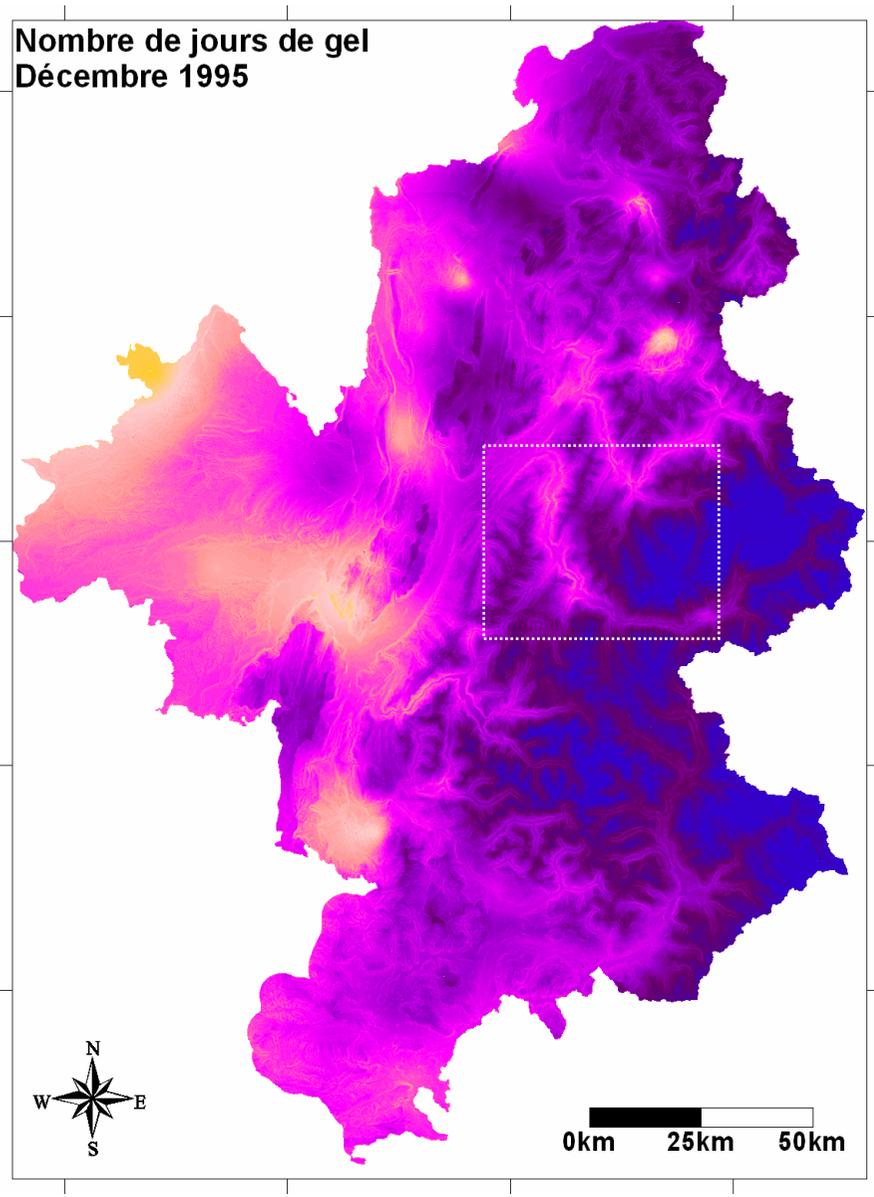
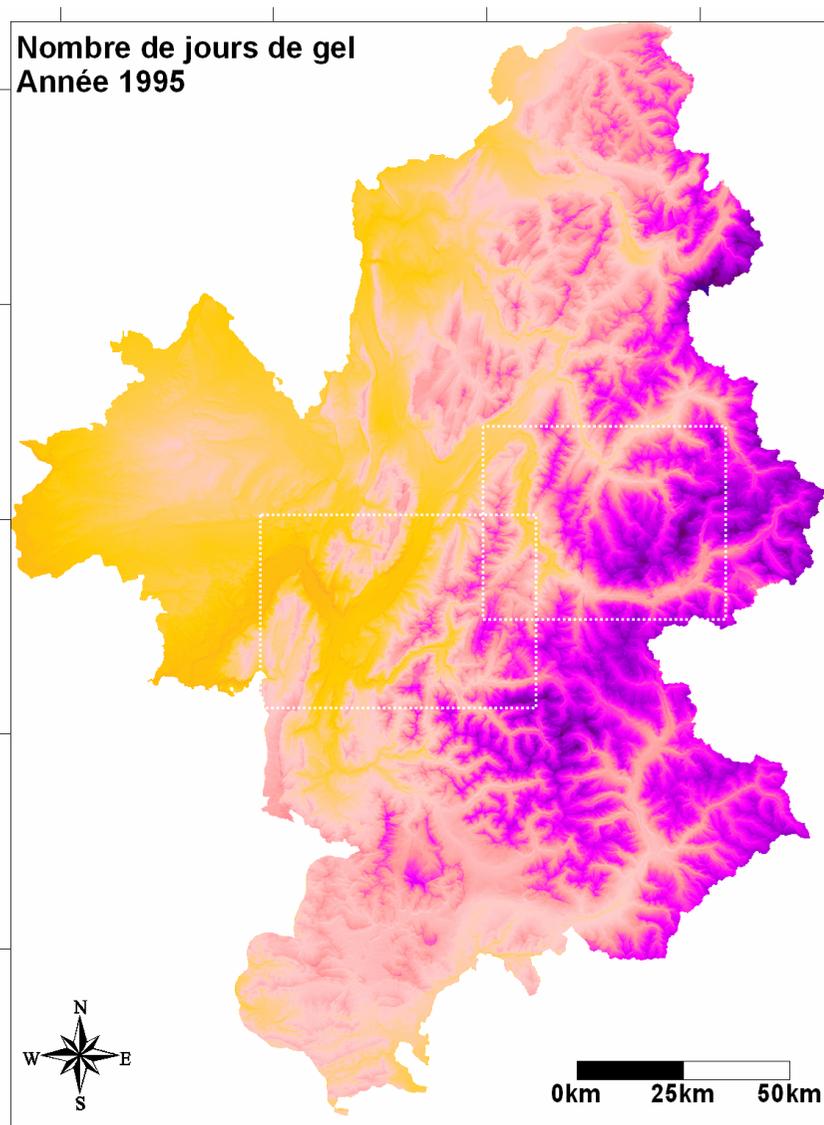


Figure 8-19 : Surface (en hectares) soumise à un nombre de jours de gel donné sur l'année 1995. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

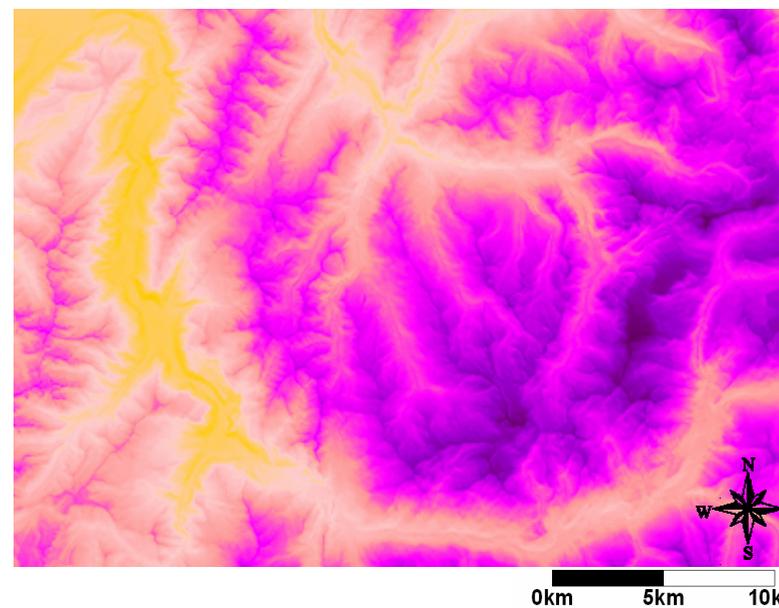
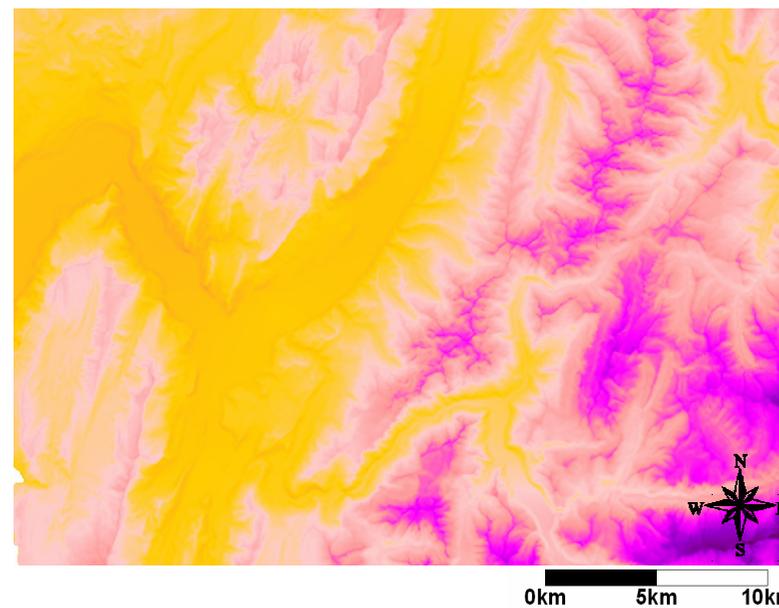
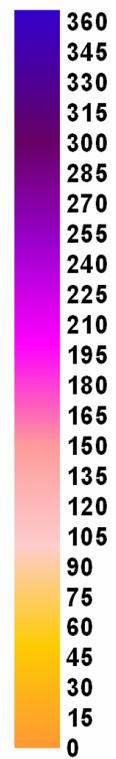
On peut imaginer l'intérêt d'évaluer la surface soumise à une température donnée sur un terrain dans l'optique d'optimiser des cultures en fonction du climat... ou de prévoir des plantations spécifiques en fonction de conditions thermiques particulières. De même, il est possible par ce biais d'améliorer les tracés de réseaux de transport pour, par exemple, éviter les secteurs les plus soumis au gel.



**Carte 8-22 : Nombre de jours de gel au mois de décembre 1995.**  
L'agrandissement met en évidence, dans les vallées, l'influence de la topographie sur le nombre de jours de gel.



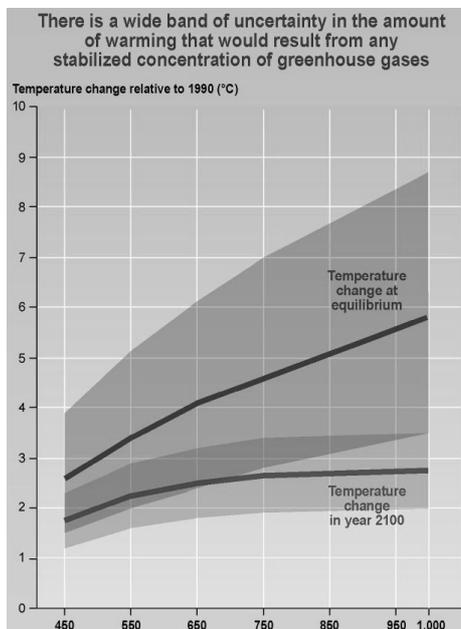
Carte 8-23 : Nombre de jours de gel sur l'année 1995.



### 8.6.2. Changement climatique et remontée de l'isotherme zéro degré.

L'intérêt de la cartographie de champs de température, même si elle s'accompagne d'une inévitable marge d'erreur, réside dans une vision plus évidente des événements thermiques : de nombreuses manifestations sont en effet très souvent peu lisibles sur des cartes à représentation ponctuelle.

L'exemple proposé ici se fonde sur l'hypothèse médiane des travaux du GIEC<sup>126</sup>, soit une augmentation des températures de 2,5°C en 2100 par rapport à 1990 (Figure 8-20). La carte des températures du mois de décembre illustre très clairement la remontée de l'isotherme zéro degré en altitude et à l'intérieur des vallées (ici Maurienne et Tarentaise). Les valeurs de 2100 sont comparées aux moyennes 1990-1995<sup>127</sup>. Une nouvelle fois, on remarque que les fonds de vallées, en hiver, sont souvent plus frais que les versants immédiatement adjacents. La superficie connaissant des températures moyennes supérieures à 0°C s'accroît de plus de 300% entre les deux dates, les principales vallées n'étant presque plus soumises à des moyennes négatives en 2100 (Carte 8-24). Il convient cependant d'être prudent sur le commentaire de telles cartes, car l'augmentation moyenne a été appliquée sur le mois de décembre, or les modèles s'accordent à affirmer que l'accroissement des valeurs ne sera pas identique en chaque saison. Par ailleurs, aucune modification de la circulation atmosphérique n'est modélisée dans cette simple illustration, tandis qu'on peut très fortement supposer une perturbation marquée des flux dominants par rapport à ce qu'ils sont aujourd'hui. Une évolution vers un climat de type plus méditerranéen constitue, par exemple, une hypothèse envisagée, avec de multiples conséquences en terme de populations végétales et animales<sup>128</sup>.



#### Traduction du graphique

*Il existe un large intervalle d'incertitude dans la force du réchauffement résultant du niveau de stabilisation de la concentration en gaz à effet de serre.*

*En ordonnée : Accroissement de la température par rapport à celle de 1990 (degrés).*

*En abscisse : niveau de stabilisation éventuelle de concentration du CO<sub>2</sub> (ppm)*

*Courbe du bas : Changement de température en 2100*

*Courbe du haut : Changement de température à l'équilibre*

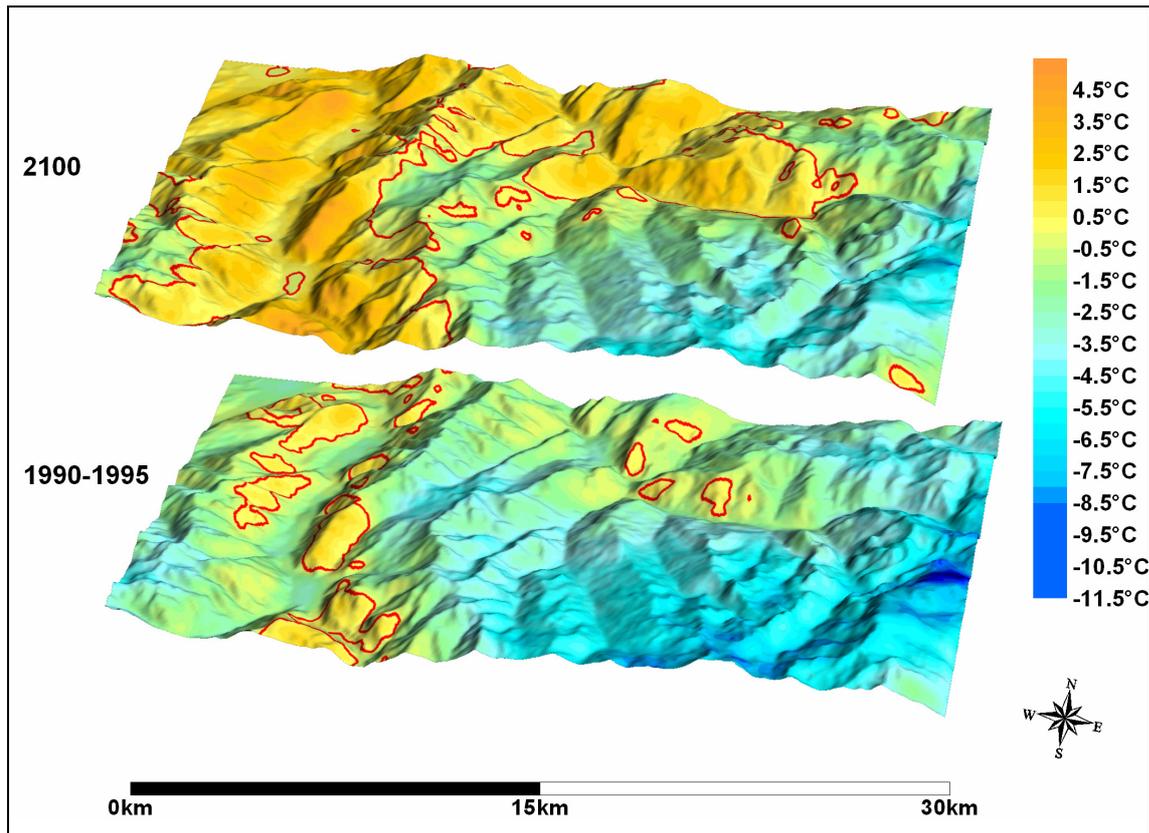
*En grisé, intervalles d'incertitude dans les niveaux d'accroissement.*

**Figure 8-20 : Réchauffement de la température en 2100 par rapport à 1990 suivant la concentration atteinte en gaz à effet de serre. (IPCC-WMO, 2002)**

<sup>126</sup> Se reporter au Chapitre 1 ou à la bibliographie.

<sup>127</sup> Le modèle du GIEC sélectionné se fondant sur la base de la température de 1990, il ne paraît pas opportun d'utiliser la normale 1961-1990.

<sup>128</sup> [LONEUX M., VANDIEPENBEECK M., 2002] en fournissent un exemple sur les fluctuations de population du Tétrás Lyre en Europe au cours des dernières décennies : le petit coq de bruyère nécessite en effet un hiver froid et neigeux pour assurer une bonne reproduction de l'espèce. Il tend à disparaître.



Carte 8-24 : Température minimale de décembre dans le secteur de la Vanoise (à l'Ouest, vallée de la Maurienne, au Sud-Est, massif de la Vanoise, au Nord, Tarentaise). Isotherme zéro degré : courbe rouge. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

### 8.6.3. Ajustement d'un modèle spatial sur les températures selon le type de temps

La structure spatiale des températures peut se décrire par l'allure du semi-variogramme. L'aspect de ce dernier n'est pas identique pour chaque saison et type de temps (Courault D. et al., 1998). Dans notre exemple, la portée<sup>129</sup> est atteinte beaucoup plus rapidement (généralement une trentaine de kilomètres) que dans le leur (entre 150 et 300 kilomètres dans le Sud-Est de la France, terrain moins accidenté en moyenne que le notre). La méthode proposée est tout à fait applicable dans notre problématique :

- suppression de l'effet de l'altitude en ramenant les températures au niveau de la mer (altitude zéro)
- interpolation des températures réduites au niveau de la mer (altitude zéro) par krigeage
- étude des semi-variogrammes
- mise en évidence de permanences selon le type de temps et la saison

Le paragraphe 7.5.4. proposait une méthode de réduction des températures au niveau de la mer par création d'un modèle par tranches d'altitude. Il est, à notre avis, beaucoup plus adapté à une région alpine qu'une unique régression linéaire simple de par les oppositions climatiques entre versants et massifs (mises en évidence notamment dans De Saintignon M-F., 1970, 1976). Les équations ainsi acquises permettent d'évaluer la

<sup>129</sup> Distance limite au-delà de laquelle la corrélation spatiale entre la variable et la distance disparaît.

température de l'air à l'altitude 0 mètre. L'étude de ses variations spatiales devient alors possible, de même que la proposition de semi-variogrammes moyens par type de temps. Le graphique en présente, pour deux types de temps opposés, une illustration, à partir d'un échantillon de journées d'hiver de l'année 1995 (Figure 8-21).

Les modèles ajustés sont construits à partir du variogramme proposant une combinaison d'un bon coefficient de corrélation et d'une faible erreur. D'autres prolongements sont nécessaires pour vérifier la validité et la stabilité des ajustements. Néanmoins, on constate l'opposition entre un modèle presque linéaire (type 8) avec effet de pépité<sup>130</sup> et un second d'ordre exponentiel avec atteinte d'un palier vers 30 kilomètres.

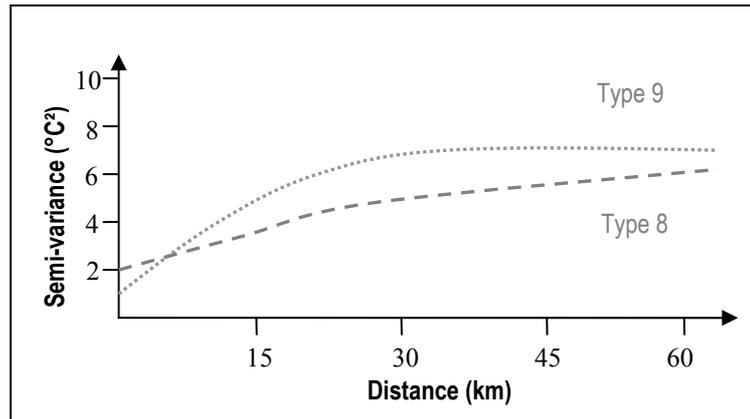


Figure 8-21 : Ajustement de modèles aux semi-variogrammes pour deux types de temps opposés, en hiver. (Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France et IGN)

Il convient à nouveau d'avancer avec prudence dans cette approche. Il est vrai qu'en tant que telle, la classification de Météo-France ne permet pas un travail aux échelles locales.

Une combinaison des classifications à différents géopotentiels, par exemple 1000 hPa, 700 hPa et 500 hPa peut présenter une meilleure vision de l'organisation atmosphérique à un moment donné, mais cette simple association offrirait un potentiel de 1000 combinaisons possibles ( $10 \times 10 \times 10$ ). On conçoit rapidement la limite des traitements statistiques d'une telle classification.

La prise en compte de l'état de l'atmosphère est nécessaire pour toute étude climatologique. La climatologie synoptique représente à ce titre un point de vue intéressant, malheureusement assez peu exploité en France ; mais son essor nécessite probablement, au moins en ce qui concerne les échelles locales, une autre variable de classification des types de temps, image des circulations atmosphériques régionales et locales.

<sup>130</sup> Se reporter au Chapitre 3 pour la définition du terme et ses causes possibles.

## 8.7. Conclusion

Des modèles peu complexes de régression multiple offrent d'excellents résultats quand ils sont construits sur des valeurs moyennes mensuelles ou annuelles, ou encore sur des valeurs minimales ou maximales quotidiennes sous conditions perturbées. Dans les autres cas de figure, l'extrême étant une journée d'hiver en situation anticyclonique, la nécessité d'utiliser des fenêtres mobiles s'impose et permet d'améliorer significativement les résultats obtenus.

Un modèle n'étant, en géographie, jamais parfait, il reste des résidus qu'il faut utiliser, sous peine d'omettre une partie de l'information climatique disponible. Leur interpolation par krigeage semble constituer l'une des meilleures alternatives, pour peu que la densité du réseau le permette et que les résidus possèdent une structure spatiale et statistique convenable. Le réseau disponible n'est, bien évidemment, pas idéal mais demeure cependant tout à fait exploitable. Nous proposons néanmoins un exemple de construction d'un réseau théorique de stations de mesure de la température de l'air qui permette à l'utilisateur de positionner ses stations en fonctions de critères choisis<sup>131</sup>.

Vérifier un modèle nécessite de pouvoir comparer les résultats qu'il procure avec d'autres déjà validés, c'est pourquoi une comparaison avec quelques sorties du modèle numérique SAFRAN a été testée. Enfin, nous proposons quelques perspectives d'applications qui seront développées dans la conclusion générale.

---

<sup>131</sup> Le coût financier n'entre pas en ligne de compte...

---

## CONCLUSION

---

La conclusion de cette thèse ne vient pas pour autant clore la recherche entreprise. Elle permet de dresser un bilan des nombreux aspects qui nous paraissent intéressants dans la problématique d'interpolation/spatialisation des températures, mais aussi de souligner les futures orientations d'une telle recherche, appelée – espérons-le – à être poursuivie.

Dans un relief fortement contrasté comme l'est le massif alpin, les méthodes d'interpolation géostatistique sont à exclure. L'usage de modèles régressifs fondés sur des paramètres décrivant le terrain, éventuellement à plusieurs échelles, procure des cartes à la validité bien supérieure.

Les résultats des modélisations spatiales que nous avons établies sont majoritairement satisfaisants. On peut en instaurer une typologie selon l'échelle de réalisation et la fiabilité du résultat obtenu :

- la première catégorie est composée des moyennes annuelles et mensuelles. Que l'on considère les minima ou les maxima, les résultats sont bons, voire très bons, ce qui n'est pas surprenant puisque les moyennes suppriment les irrégularités des distributions et les rendent plus « prévisibles ». Une dégradation nette de la qualité du modèle est cependant observée sur moins de la moitié des hivers, mais il est possible de corriger certains effets par recours à des fenêtres mobiles sur les grilles de prédicteurs.
- une deuxième classe est constituée des valeurs décennales et quotidiennes. Plus le nombre de jours considéré est limité, plus les résultats peuvent être excellents... comme médiocres. La saison hivernale procure à nouveau une diminution cyclique de la qualité du modèle, plus fréquente sur les maxima car ceux-ci connaissent des valeurs plus élevées et plus stables le reste de l'année. Les résultats sur les minima étant en moyenne moins bons, l'effondrement hivernal se distingue parfois moins nettement.
- les extrêmes quotidiens (minima et maxima) hivernaux, par temps anticyclonique, nécessitent l'application de filtres sur les grilles de prédicteurs ou le recours à des méthodes supplémentaires (statistiques : régression non linéaire, analyse en composantes principales ; ou application de modèles physiques).
- enfin, nous sommes contraints d'admettre que, pour certaines journées d'hiver (quelques-unes chaque année), il demeure trop aléatoire de proposer une spatialisation des températures compte tenu du peu de validité statistique des résultats retenus. Les très fortes variations d'altitude de la zone étudiée (rappelons qu'elle est comprise entre moins de 200 mètres et plus de 4800 mètres) et celles de la morphologie du relief sont une contrainte majeure de modélisation.

Nous soulignons donc le fait qu'il n'est pas possible d'interpoler toujours et partout avec fiabilité et qu'il est parfois préférable de conserver des cartes ponctuelles. Si

techniquement, il n'existe pas d'obstacle, mieux vaut pourtant s'abstenir de présenter des cartes si la probabilité qu'elles comportent des erreurs est trop grande.

Une seconde explication à ceci réside dans le caractère même des extrêmes quotidiens de température. En effet, températures minimale et maximale sont parfois trop instantanées pour être toujours spatialement représentatives : une structure spatiale est plus forte si elle s'appuie sur une durée plus étendue.

La nécessité s'est révélée, pour la mise en place des modèles comme pour leur validation, de disposer des mesures dans des lieux escarpés, sous couvert forestier ou encore sur plusieurs versants, c'est-à-dire dans des conditions particulières : le réseau Météo-France tend en effet à harmoniser les mesures, volonté nécessaire à l'échelle régionale ou nationale, mais qui gêne la prise en compte des facteurs locaux du climat dans la modélisation de la température de l'air. Des campagnes de mesures supplémentaires, en complément du réseau national, sont donc probablement indispensables.

Au terme de cette conclusion, il convient de proposer des axes de recherche que nous ne manquerons pas d'étudier. Ils ne l'ont pas été jusqu'à présent pour cause de manque de temps et / ou des données nécessaires.

Nous avons présenté, lors du dernier chapitre, quelques exemples d'applications d'un tel travail. D'autres applications peuvent être envisagées dans la branche que d'aucuns nomment « climatologie synoptique ». Des cartes de normales climatiques selon le type de circulation atmosphérique seront probablement réalisées dans un avenir proche. Par exemple, la température observée au mois de janvier diffère grandement selon l'orientation des flux dominants : retour d'est froid, flux d'ouest humide et plus doux, etc. Il est selon nous nécessaire de cartographier de tels phénomènes. Néanmoins, l'ébauche de telles cartes nécessite un temps d'étude beaucoup plus large, au moins trente ans, probablement plus, pour conserver une validité statistique. Les six années utilisées ici ne sont évidemment pas suffisantes pour établir des moyennes ayant une fiabilité démontrée. Nous envisageons donc de continuer dans cette voie en proposant des cartes de normales par type de temps.

En parallèle, et toujours dans cette optique, nous nous attacherons à suivre avec intérêt les avancées récentes autour des classifications des situations atmosphériques et des types de temps. La jeune action européenne COST 733 « *Harmonisation and Applications of Weather Types Classifications for European Regions* »<sup>132</sup> apportera peut-être des réponses à nos interrogations, notamment sur des échelles d'applications locales, pour lesquelles la typologie fournie par Météo-France n'est pas vraiment adaptée.

Pour une application fonctionnelle, l'intégration de sorties de modèles physiques viendrait compléter efficacement les bénéfices apportés par les SIG. Nous pensons bien sûr au modèle Mésos-NH, dont les sorties peuvent être intégrées sans difficulté dans un système à référence spatiale. Les oppositions significatives des effets des brises de pente ou autres caractères climatiques d'échelle locale, superposées aux flux généraux permettront peut-être également une meilleure caractérisation des types de temps, ou types de journées.

Par ailleurs, parmi l'intégration d'autres sources de données, celle des images satellitales semble prometteuse, dans une approche de type co-krigeage par exemple. Les difficultés inhérentes à la comparaison de températures de sources différentes

---

<sup>132</sup> Harmonisation et applications des classifications de types de temps pour les régions européennes. Action débutée en 2005.

(mesure sous abri et en hauteur contre mesure indirecte au sol, par exemple en canal infrarouge) peuvent être amoindries par l'application de coefficients correcteurs, établis par étude chronologique. La résolution toujours plus précise et le nombre d'informations toujours plus grand apportés par de tels documents rendent leur utilisation presque inévitable, en tant que source de données ou pour validation.

L'automatisation de la démarche, nécessaire pour le traitement d'un grand nombre de données, est envisageable *via* le moteur d'inférence d'un système expert (pour permettre la sélection, selon la date et le type de temps, des variables explicatives les plus appropriées) ou l'usage d'une programmation logicielle.

Il reste également à concevoir une liaison informatique entre la base de données statistique et le système d'information géographique, tous les traitements du présent travail ayant été faits séparément, avec passage manuel de l'un à l'autre. Une liaison stable entre les deux principaux logiciels procurerait un gain de temps précieux ainsi qu'une fiabilité accrue.

Rappelons enfin que la méthodologie décrite au long de ce document s'avère généralisable à d'autres terrains, éventuellement en relief moins marqué, à d'autres échelles, et est sans doute extrapolable à d'autres variables climatiques.

La question de la fiabilité d'une modélisation de la température de l'air demeure posée dans l'optique d'un changement climatique d'envergure notable. En effet, si on peut penser que l'influence de certains des paramètres environnementaux demeure stable dans le temps, qu'en est-il de celle des situations atmosphériques (dont-on redoute les modifications futures à cause de l'élévation attendue des températures) ou encore de la végétation, appelée à subir de profonds bouleversements ?



## TABLES DES FIGURES

Figure 1-1: Illustration du bilan d'énergie à l'échelle planétaire.....	20
Figure 1-2 : Evolution de pression et température dans l'atmosphère terrestre.....	23
Figure 1-3 : Variations passées de la température à deux échelles de temps : les 140 dernières années et le dernier millénaire .....	25
Figure 1-4 : Magnitude de réponse à l'augmentation des émissions de CO2 .....	25
Figure 1-5 : Exemple de modifications de l'énergie solaire dues aux combinaison des cycles solaires .....	27
Figure 1-6 : La hauteur du soleil au-dessus de l'horizon influe fortement sur l'intensité d'énergie reçue au sol .....	28
Figure 1-7 : Variations de la température diurne mesurée toutes les trois heures en janvier et juillet 1990 à Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, Isère .....	29
Figure 1-8 : Bilans radiatifs de la surface terrestre et de l'atmosphère .....	30
Figure 1-9 : Rose des vents en différentes heures et saisons à Embrun, Hautes-Alpes .....	32
Figure 1-10 : Mécanismes hivernaux liés à l'inversion thermique. ....	33
Figure 1-11 : Températures moyennes mensuelles (période 1951-1980) comparées de Bessans (1710 mètres) et Mont Cenis (2000 mètres), deux stations de Haute-Maurienne.....	33
Figure 1-12 : Mécanismes des vents locaux, la nuit. Brise d'amont ou brise descendante. ....	34
Figure 1-13 : Mécanismes des vents locaux, le jour. Brise d'aval ou brise montante. ....	35
Figure 1-14 : Variation annuelle de l'albédo de surface en Finlande d'avril à octobre 1994, basée sur des images AVHRR moyennées. ....	37
Figure 1-15 : Evolution mensuelle du gradient thermique vertical entre Moutiers (480m) et Pralognan (1420m), deux stations de Tarentaise (Savoie), pour l'année 1990.....	38
Figure 1-16 : Variations de la trajectoire et de la vitesse du vent devant un obstacle .....	39
Figure 1-17 : Deux représentations d'indices de refroidissement dû au vent .....	39
Figure 1-18 : Incidence de la topographie et de l'inclinaison des rayons solaires sur l'énergie reçue.....	40
Figure 1-19 : Influence de la couverture forestière sur les températures du 01/03/2000 au 05/03/2000.....	43
Figure 1-20 : Variations de l'ICU nocturne parisien en fonction du type de temps.....	44
Figure 1-21 : Echelles temporelle et spatiale des phénomènes météorologiques principaux....	45
Figure 1-22 : Quelques échelles d'espace communes en climatologie. Les distances données sont des ordres de grandeur. L'échelle des distances n'est pas respectée .....	46
Figure 1-23 : Diagramme ombrothermique de la station de Chamonix, Haute-Savoie, 1000 m.48	
Figure 1-24 : Diagramme ombrothermique de la station de Chambéry-Voglans, Savoie, 200 m .....	48
Figure 1-25 : Diagramme ombrothermique de la station de Grenoble – Saint Martin d'Hères, Isère, 200 m.....	49
Figure 1-26 : Diagramme ombrothermique de la station de Briançon, Hautes-Alpes, 1300 m ..	50
Figure 2-1 : Evolution chronologique des températures maximales et minimales quotidiennes à Bessans, Savoie, 1738 m, entre le 01/01/1990 et le 31/12/1995.....	56
Figure 2-2 : Température horaire relevée le 14/01/1992 à Lanslevillard, Savoie, 2037 m.....	57
Figure 2-3 : Evolution de la température extérieure relevée entre le 22/01/1995 à 18H et le 23/01/1995 à 18H. ....	59
Figure 2-4 : Evolution de la température extérieure relevée entre le 28/01/1995 à 23H et le 29/01/1995 à 23H. ....	59
Figure 2-5 : Comparaison des altitudes des stations de mesures fournies par Météo-France et calculées sur le modèle numérique de terrain.....	61
Figure 2-6 : Valeurs des moyennes minimales et maximales annuelles sur l'ensemble des stations sans lacunes pour chacune des années comparées à la moyenne 1990-1995 ..	62

Figure 2-7 : Evolution des températures minimales annuelles sur la période 1961-1995 pour trois stations de mesure.....	63
Figure 2-8 : Evolution des températures minimales annuelles sur la période 1961-1995 pour trois stations de mesure des Hautes Alpes : Embrun (868 mètres), Briançon (1331 mètres) et Arvieux (1660 mètres) .....	64
Figure 2-9 : Distribution des altitudes moyennes des échantillons de stations classés par département.....	67
Figure 2-10 : Illustrations des seuils de tolérance autour du point de mesure pour le réseau Radome (Classe 1).....	68
Figure 2-11 : Répartition des types de stations de mesure.....	71
Figure 2-12 : Illustration de la densité des stations de mesure par polygones de Voronoï. Les surfaces sombres sont les plus vastes : elles traduisent une moindre densité.....	72
Figure 2-13 : Comparaison des fréquences cumulées des altitudes des stations de mesure (en gris) avec celles du modèle numérique de terrain (en noir) .....	73
Figure 3-1 : Polygones de Thiessen (à gauche) et triangulation de Delaunay (à droite).....	77
Figure 3-2 : Eléments d'un modèle de variogramme .....	80
Figure 3-3 : Comparaison des écarts entre température observée et température estimée sur un échantillon de neuf stations .....	83
Figure 3-4 : Cartographie des résidus obtenus par validation croisée pour dix méthodes d'interpolation, correspondant à une visualisation de l'erreur d'estimation.....	90
Figure 3-5 : Représentation schématique d'un réseau de neurones .....	92
Figure 3-6 : Représentation des cinq premiers paysages de base sur la zone 50 km * 50 km..	95
Figure 3-7 : Schéma de fonctionnement d'Aurelhy .....	96
Figure 3-8 : Insuffisance des méthode spatiales d'interpolation et ajout de nouveaux paramètres après expertise .....	97
Figure 4-1 : Représentation des nœuds de grille et notations utilisées dans les formules.....	104
Figure 4-2 : Transformation des valeurs d'orientation en variables quantitatives par projection sur deux axes Nord-Sud et Est-Ouest .....	105
Figure 4-3 : Déclinaison solaire au cours de l'année .....	112
Figure 4-4 : Angle horaire du Soleil autour de la Terre .....	112
Figure 4-5 : Altitude solaire en fonction de la latitude .....	112
Figure 4-6 : Azimut solaire.....	113
Figure 4-7 : Angle d'incidence des rayons .....	114
Figure 4-8 : Radiation atteignant la surface terrestre.....	115
Figure 4-9 : Masse optique de l'air : définition.....	116
Figure 4-10 : Variation diurne de la radiation diffuse à quelques latitudes .....	117
Figure 4-11 : Différents paramètres utilisés pour la calcul de la radiation potentielle.....	118
Figure 5-1 : Un exemple de phénomène local provoqué dans une situation météorologique particulière, la lombarde en Haute Maurienne.....	125
Figure 5-2 : Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa pour les années 1990, 1991, 1992, 1993, 1994 et 1995 .....	132
Figure 5-3 : Fréquence des types de temps du géopotentiel 1000 hPa en fonction de la saison .....	134
Figure 5-4 : Evolution saisonnière des types de temps du géopotentiel 1000 hPa .....	134
Figure 5-5 : Fréquence moyenne annuelle de chaque type de temps (géopotentiel 1000 hPa) comparée à la fréquence moyenne sur la période 1990-1995.....	139
Figure 5-6 : Fréquence moyenne de chaque type de temps pour la saison d'hiver (géopotentiel 1000 hPa) comparée à la fréquence moyenne des hivers de la période 1990-1995.....	140
Figure 5-7 : Durées minimale, moyenne et maximale, en jours, de chaque type de temps (géopotentiel 1000 hPa) .....	141
Figure 5-8 : Persistance et enchaînement des types de temps entre un jour et le lendemain (24 heures).....	142
Figure 5-9 : Persistance et enchaînement des types de temps entre un jour et le surlendemain (48 heures).....	143
Figure 5-10 : Persistance et enchaînement des types de temps entre un jour et le sur-surlendemain (72 heures).....	143
Figure 5-11 : Représentation en boîte et moustaches des températures minimales hivernales selon la classe de type de temps.....	145
Figure 5-12 : Isotherme 0°C et limite pluie neige .....	147

Figure 6-1 : Décroissance de la température en fonction de l'altitude, à gauche, en fond de vallée et à droite, sur les versants .....	150
Figure 6-2 : Evolutions mensuelles des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et sur les températures maximales sur la période 1990-1995..	153
Figure 6-3 : Moyenne mensuelle des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et sur les températures maximales .....	154
Figure 6-4 : Gradient en°C/m sur les températures maximales selon la saison.....	155
Figure 6-5 : Gradient en°C/m sur les températures minimales selon la saison.....	156
Figure 6-6 : Valeur quotidienne des gradients thermiques verticaux calculés sur les températures minimales et maximales .....	157
Figure 6-7 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées au Printemps .....	159
Figure 6-8 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées au Printemps .....	159
Figure 6-9 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Été .....	160
Figure 6-10 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Été .....	160
Figure 6-11 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Automne .....	161
Figure 6-12 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Automne .....	161
Figure 6-13 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures maximales mesurées en Hiver .....	162
Figure 6-14 : Histogramme des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, calculés sur les températures minimales mesurées en Hiver .....	162
Figure 6-15 : Exemple d'inversion thermique sur le profil vertical de température .....	164
Figure 6-16 : Position des sept stations situées à l'Est de Saint-Jean-de-Maurienne.....	164
Figure 6-17 : Températures maximales relevées le 06/01/1992 .....	167
Figure 6-18 : Températures maximales relevées le 28/04/1993 .....	168
Figure 6-19 : Amplitude thermique quotidienne moyenne, en degrés C, sur la période 1990-1995.....	169
Figure 6-20 : Amplitude thermique quotidienne moyenne selon la latitude de la station de mesure, avec ajustement d'une courbe polynomiale d'ordre 3.....	170
Figure 6-21 : Amplitude thermique quotidienne moyenne par type de temps sur la période 1990-1995.....	171
Figure 7-1 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales annuelles (à gauche) et maximales annuelles (à droite) .....	179
Figure 7-2 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales mensuelles. ....	180
Figure 7-3 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales mensuelles. ....	181
Figure 7-4 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales moyennes calculées par décade.....	182
Figure 7-5 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales moyennes calculées par décade.....	182
Figure 7-6 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures minimales quotidiennes. ....	183
Figure 7-7 : Valeur du coefficient de détermination obtenu par régression pas à pas sur les variables explicatives ponctuelles. Résultats sur les températures maximales quotidiennes. ....	184
Figure 7-8 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales et maximales annuelles.....	185

Figure 7-9 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales mensuelles .....	185
Figure 7-10 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures maximales mensuelles .....	186
Figure 7-11 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures minimales quotidiennes de novembre et décembre 1995 .....	187
Figure 7-12 : Mise en évidence du rôle explicatif de chaque paramètre retenu dans la régression pas à pas, sur températures maximales quotidiennes de novembre et décembre 1995 .....	187
Figure 7-13 : Coefficients de détermination, par régression multiple pas à pas, classés par type de temps sur les températures minimales quotidiennes .....	191
Figure 7-14 : Coefficients de détermination, par régression multiple pas à pas, classés par type de temps sur les températures maximales quotidiennes .....	192
Figure 7-15 : Définition d'une fenêtre mobile de filtrage 5×5 et assignation de la valeur calculée après opération numérique à une nouvelle grille (exemple sur deux pixels). .....	194
Figure 7-16 : Filtrés moyens (à gauche) et filtres moyens pondérés (à droite). .....	194
Figure 7-17 : Filtre moyen appliqué sur une portion de notre grille d'altitude d'une surface de 1,44 km <sup>2</sup> (à gauche : grille initiale ; à droite : après lissage par fenêtre mobile 5×5). .....	195
Figure 7-18 : Représentation du relief associé aux grilles initiale et filtrée par moyenne mobile 5×5 pixels.....	195
Figure 7-19 : Evolution du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température minimale de chaque mois de l'année 1992 selon la taille de la fenêtre utilisée .....	197
Figure 7-20 : Evolution du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température maximale de chaque mois de l'année 1992 selon la taille de la fenêtre utilisée .....	198
Figure 7-21 : Graphique des variances individuelle et cumulée associées aux composantes principales.....	203
Figure 7-22 : Représentation des cinq premières composantes après ACP .....	206
Figure 7-23 : Exemple théorique de fonction d'ajustement par morceaux.....	207
Figure 7-24 : Ajustement sur les températures minimales de janvier 1991 .....	208
Figure 7-25 : Ajustement sur les températures minimales de janvier 1994 .....	209
Figure 7-26 : Ajustement sur les températures minimales d'avril 1991 .....	209
Figure 7-27 : Ajustement sur les températures minimales d'avril 1994 .....	210
Figure 8-1 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des maxima.	
Figure 8-2 : Comparaison de l'erreur type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des maxima.....	212
Figure 8-3 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima .	213
Figure 8-4 : Comparaison de l'erreur type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées – Moyenne mensuelle des minima.....	213
Figure 8-5 : Comparaison du coefficient de détermination obtenu par régression sur variables ponctuelles avec celui obtenu sur variables filtrées .....	214
Figure 8-6 : Comparaison de l'erreur type obtenue par régression sur variables ponctuelles avec celle obtenue sur variables filtrées.....	215
Figure 8-7 : Principe du <i>residual kriging</i> .....	217
Figure 8-8 : Schématisation de la démarche.....	218
Figure 8-9 : Histogrammes des erreurs d'estimation (à gauche : d'après données ponctuelles, à droite : d'après données filtrées) .....	221
Figure 8-10 : Comparaison des températures estimées par différentes méthodes d'interpolation avec les températures mesurées.....	229
Figure 8-11 : Comparaison des températures estimées par différentes méthodes d'interpolation avec les températures mesurées.....	229
Figure 8-12 : Semi-variogramme des résidus de la régression du 26 décembre 1995. ....	231
Figure 8-13 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Janvier 1992. ....	231
Figure 8-14 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Décembre 1995. ..	232

Figure 8-15 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du mois de Janvier 1990. ....	232
Figure 8-16 : Semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données ponctuelles (à gauche) comparé au semi-variogramme des résidus de la régression à partir des données filtrées (à droite) pour la température minimale du 1 <sup>er</sup> Décembre 1995.....	233
Figure 8-17 : Fréquences des stations de mesure selon l'altitude observée (à gauche) et idéale, reflet du modèle de terrain (à droite) .....	236
Figure 8-18 : Comparaison des estimations réalisées par SAFRAN et par residual kriging, pour novembre et décembre 1995.....	242
Figure 8-19 : Surface (en hectares) soumise à un nombre de jours de gel donné .....	246
Figure 8-20 : Réchauffement de la température en 2100 par rapport à 1990 suivant la concentration atteinte en gaz à effet de serre .....	249
Figure 8-21 : Ajustement de modèles aux semi-variogrammes pour deux types de temps opposés, en hiver .....	251

## TABLE DES CARTES

Cartes 1-1 : La zone d'étude replacée en France et dans la chaîne alpine.....	47
Carte 1-2 : Principales unités de relief de la zone d'étude. Projection Lambert 2 étendu .....	53
Carte 2-1 : Liste des stations de mesure.....	65
Carte 2-2 : Types de stations de mesure .....	70
Carte 3-1 : Estimation par moyenne mobile.....	84
Carte 3-2 : Estimation par polynomiale locale.....	84
Carte 3-3 : Estimation par régression polynomiale .....	84
Carte 3-4 : Estimation par nearest neighbor .....	84
Carte 3-5 : Estimation par triangulation.....	85
Carte 3-6 : Estimation par natural neighbor .....	85
Carte 3-7 : Estimation par inverse distance to a power (inverse de la distance à une puissance) .....	85
Carte 3-8 : Estimation par méthode de Shepard modifiée .....	85
Carte 3-9 : Estimation par minimum curvature (courbure minimale).....	86
Carte 3-10 : Estimation par fonction base radiale .....	86
Carte 3-11 : Estimation par krigeage.....	86
Carte 3-12 : Ecart-type du krigeage .....	86
Carte 3-13 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par inverse distance.....	88
Carte 3-14 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par fonction base radiale .....	88
Carte 3-15 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par méthode de Shepard .....	88
Carte 3-16 : Différence entre l'estimation par krigeage et celle par minimum curvature .....	88
Carte 3-17 : Différence entre l'estimation par triangulation et celle par natural neighbor.....	88
Carte 3-18 : Cartographie des normales 1971-200 d'Août en Autriche par réseaux neuronaux	93
Carte 3-19 : Nombre de jours de gel par réseaux neuronaux.....	94
Carte 4-1 : Variations d'altitude sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74 .....	102
Carte 4-2 : Variations d'altitude sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de-Maurienne.....	102
Carte 4-3 : Variations de latitude et longitude sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74.....	103
Carte 4-4 : Variations des valeurs d'orientation des pentes sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74.....	107
Carte 4-5 : Variations d'orientation des pentes sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de- Maurienne.....	107
Carte 4-6 : Variations des valeurs des pentes sur la zone d'étude composée des départements 05, 38, 73, 74.....	108
Carte 4-7 : Variations des valeurs des pentes sur une fenêtre centrée sur Saint-Jean-de- Maurienne.....	108
Cartes 4-8 : Extraits de cartes présentant la courbure du relief selon les trois paramètres sélectionnés.....	110
Cartes 4-9 : Bases de données spatialisées nécessaires aux calculs de radiation potentielle.	111
Cartes 4-10 : Radiation potentielle reçue en Mégajoules par m <sup>2</sup> sur les départements 05, 38, 73, et 74.....	119
Cartes 4-11 : Comparaison de la radiation potentielle (MJ.m <sup>-2</sup> ) calculée pour quatre dates à échelle fine : ici la cluse de Perquelin, massif de la Chartreuse .....	120
Carte 4-12 : Occupation du sol d'après CORINE Land Cover sur les départements Isère et Hautes-Alpes .....	121
Cartes 6-1 : Amplitude thermique quotidienne moyenne de Janvier et Juillet 1995 – classification sur 118 stations de mesure.....	172
Carte 6-2 : Amplitude thermique quotidienne moyenne sur l'année (années de référence : 1990- 1995).....	172

Carte 7-1 : Température maximale du 15 mars 1991 .....	190
Carte 7-2 : Cartographie des stations dont les données quotidiennes sont disponibles intégralement (en bleu) ou partiellement (en rouge) sur la période 1990-1995 .....	193
Carte 7-3 : Ombrage du relief au 21 décembre .....	200
Carte 7-4 : Composante nord-sud de l'orientation (bleu: nord, rouge: sud) .....	200
Carte 7-5 : Composante ouest-est de l'orientation (bleu: ouest, rouge: est) .....	200
Carte 7-6 : Composante nord-sud de la variable pente-orientation .....	201
Carte 7-7 : Composante ouest-est de la variable pente-orientation .....	201
Carte 7-8 : Modèle numérique simplifié d'altitude des talwegs .....	201
Carte 7-9 : Energie locale du relief .....	202
Carte 7-10 : Distance entre les principaux réseaux hydrographiques .....	202
Carte 7-11 : Amplitude d'altitude .....	202
Carte 7-12 : Ecart-type d'altitude .....	202
Cartes 8-1 : Comparaison des cartes de température minimale de décembre 1995 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite) .....	219
Carte 8-2 : Différence entre les deux cartes de températures de décembre 1995 .....	219
Cartes 8-3 : Comparaison des cartes de température minimale de janvier 1992 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite) .....	220
Cartes 8-4 : Cartographie des erreurs d'estimation (à gauche : d'après données ponctuelles, à droite : d'après données filtrées) .....	222
Carte 8-5 : Amélioration ou détérioration de l'estimation .....	222
Cartes 8-6 : Comparaison des cartes de température minimale du 1 <sup>er</sup> décembre 1995 calculées d'après données ponctuelles (gauche) et données filtrées (droite) .....	223
Carte 8-7 : Agrandissement d'un secteur propice aux inversions thermiques : les versants (orange) apparaissent plus chauds que les fonds des vallées sur la carte des températures minimales du 26 décembre 1995 .....	223
Cartes 8-8 : Indice de validité spatiale (à gauche) et altitudinale (à droite) du champ de température : les valeurs varient du gris clair (indice fort, validité bonne) au gris foncé (indice faible, validité incertaine) .....	226
Carte 8-9 : Validité spatiale et altitudinale des températures spatialisées. Construction par polygones de Thiessen et rapport des altitudes réseau/terrain .....	227
Carte 8-10 : Validité spatiale et altitudinale des températures spatialisées. Construction par écart-type du krigeage et rapport des altitudes réseau/terrain .....	227
Cartes 8-11 : Cartographie des résidus par krigeage (température minimale du 1 <sup>er</sup> Décembre 1995). A gauche, résidus de la régression sur variables ponctuelles et à droite, résidus sur variables filtrés. Echelle de couleur identique .....	233
Cartes 8-12 : Cartographies comparées des résidus pour trois mois d'hiver .....	234
Cartes 8-13 : Sélection des pixels répondant aux critères imposés. A gauche, altitude comprise entre 1500 et 1999 mètres et exposition Nord, à droite : altitude inférieure à 500 mètres et exposition Nord .....	236
Carte 8-14 : Réseau de mesure théorique composé de 50 stations .....	236
Carte 8-15 : Les massifs de la zone Alpes du système SAFRAN .....	238
Cartes 8-16 : La grille SAFRAN sur le bassin du Rhône (à gauche) et sur nos quatre départements d'étude (à droite) .....	239
Carte 8-17 : Température minimale du 1 novembre 1995 sur la grille SAFRAN et après découpage de notre zone d'étude et passage dans le logiciel Idrisi .....	240
Carte 8-18 : Température minimale du 1 novembre 1995 calculée par residual kriging, résolution dégradée à 8km, passage de Surfer (à gauche) à Idrisi (à droite) .....	241
Carte 8-19 : Différence de température entre la valeur donnée par SAFRAN et celle calculée par residual kriging .....	241
Cartes 8-20 : Influence du relief local et de l'exposition des versants sur les températures (vallée du Grésivaudan et Dent de Crolles, Isère) .....	244
Cartes 8-21 : Température minimale observée par temps clair (en haut) et par temps perturbé (en bas). Cartographie réalisée d'après valeurs théoriques mais à partir de situations réelles observées lors des hivers 1990-1995 .....	245
Carte 8-22 : Nombre de jours de gel au mois de décembre 1995 .....	247
Carte 8-23 : Nombre de jours de gel sur l'année 1995 .....	248
Carte 8-24 : Température minimale de décembre dans le secteur de la Vanoise .....	250

## TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 : Quelques nuances climatiques observées entre un fond de vallée et une hauteur voisine .....	33
Tableau 1-2 : Albédo en fonction du type de couverture. ....	36
Tableau 1-3 : Médiane des différences de température entre 200 et 600 mètres selon la forme de la pente .....	40
Tableau 2-1 : Altitude moyenne des échantillons départementaux de stations comparée à l'altitude moyenne des départements. ....	67
Tableau 2-2 : Qualité requise pour les données fournies par les postes du réseau Radome ....	69
Tableau 4-1 : Détermination du nombre d'heures d'éclairement en fonction des paramètres solaires.....	113
Tableau 4-2 : Masse optique suivant l'heure de la journée.....	116
Tableau 5-1: Evolution comparée des fréquences de type de temps (aux champs de géopotential 1000 hPa, 850 hPa et 700 hPa) par saison.....	133
Tableau 5-2 : Calcul d'entropie relative des types de temps par année en fonction de leur fréquence. Le total en ligne des fréquences est différent de 1 à cause des lacunes dans la base de types de temps.....	137
Tableau 5-3 : Calcul d'entropie relative des types de temps pour la saison d'hiver en fonction de leur fréquence. ....	138
Tableau 5-4 : Durées minimale, moyenne et maximale, en jours, de chaque type de temps (géopotential 1000 hPa) .....	141
Tableau 5-5 : Enchaînement des types de temps, valeurs comparées 1976-1980 / 1990-1995. ( .....	144
Tableau 6-1 : Gradient thermique mesuré entre différentes stations de Maurienne pour une date indiquée dans la colonne de gauche. Entre parenthèse est précisé le type de temps de la journée puis l'indication signifiant si le gradient est calculé sur les maxima ou les minima. En gras, les valeurs extrêmes quotidiennes rencontrées sur les six années d'étude entre les deux stations. ....	165
Tableau 7-1 : Nombre de journées pour lesquelles chaque paramètre possède un caractère explicatif dans les variations de température. (Total supérieur à 100%, plusieurs paramètres pouvant entrer en compte en même temps – Evaluation faite sur des régressions simples température / paramètre explicatif, donc sans étude préalable des corrélations entre variables explicatives.....	188
Tableau 7-2 : Classement des meilleurs prédicteurs quotidiens sur les 2191 jours d'après régression multiple pas à pas .....	189
Tableau 7-3 : Taille du filtre appliqué, de 150 mètres (1 pixel) à 24,6 kilomètres.....	196
Les fenêtres glissantes centrées sur les stations de mesure.....	197
Tableau 7-4 : Apport des modèles de régression non linéaire dans le pourcentage de variance expliquée par la régression simple entre chaque variable explicative et la température. ....	205
Tableau 7-5 : Types de temps au géopotential 1000 hPa comparés de janvier 1991 et janvier 1994. ....	208
Tableau 8-1 : Résultats statistiques de la régression pas à pas sur les 72 mois compris de janvier 1990 à décembre 1995. ....	214
Tableau 8-2 : Résultats statistiques de la régression pas à pas sur les 31 jours de décembre 1995.....	214
Tableau 8-3 : Pourcentage de variance expliquée suivant différentes méthodes de régressions. ....	224

## ABREVIATIONS ET SIGLES

**ACP** : Analyse en Composantes Principales

**ALADIN** : Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational.  
Projet de prévision numérique du temps de Météo-France en collaboration avec d'autres institutions.

**ARPEGE** : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

**AVHRR** : Advanced Very High Resolution Radiometer (radiomètre à balayage à très haute résolution)

**C** : Celsius

**CAH** : Classification Ascendante Hiérarchique

**CEN** : Centre d'Etude de la Neige, une composante du CNRM.

**CNRM** : Centre National de Recherche Météorologique.  
Pour de plus amples informations : <http://www.cnrm.meteo.fr/>

**CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique.  
Pour de plus amples informations : <http://www.cnrs.fr/>

**CORINE** : Coordination de l'information sur l'environnement

**COST 719** : COST-Action 719: The use of GIS in Climatology and Meteorology.  
Pour de plus amples informations : <http://www.knmi.nl/samenw/cost719/>

**COST** : European Cooperation in the field of Scientific and Technical Research.  
Coopération Européenne dans les domaines de recherche scientifique et technique.  
Pour de plus amples informations : <http://cost.cordis.lu/src/home.cfm>

**ER30** : Equipe de recherche 30 du CNRS

**EUMETSAT** : European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (en français : Organisation européenne pour l'exploitation de satellites météorologiques).  
Pour de plus amples informations : <http://www.eumetsat.de/>

**GIEC** : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (en anglais : IPCC)  
Pour de plus amples informations : <http://www.ipcc.ch/>

**ICU** : Ilot de Chaleur Urbain

**IFEN** : Institut Français de l'Environnement. Distributeur de la base CORINE Land Cover.  
Pour de plus amples informations : <http://www.ifen.fr/>

**IGN** : Institut Géographique National. Distributeur de la BD TOPO® (modèle numérique de terrain). Pour de plus amples informations : <http://www.ign.fr/>

**IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change (en français : GIEC).  
Pour de plus amples informations : <http://www.ipcc.ch/>

**ISBA** : Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère, modèle de Météo-France de bilan énergétique et hydrique de surface

**J** : Joule

**K** : Kelvin

**MESO NH** : Modèle atmosphérique à méso échelle et non hydrostatique

**MNT** : Modèle Numérique de Terrain

**NOAA** : National Oceanic and Atmospheric Administration.  
Pour de plus amples informations : <http://www.noaa.gov/>

**OACI** : Organisation de l'Aviation Civile Internationale.  
Pour de plus amples informations : <http://www.icao.int/>

**OMM** : Organisation Météorologique Mondiale.  
Pour de plus amples informations : <http://www.wmo.ch/index-fr.html>

**R<sup>2</sup>** : coefficient de détermination, équivalent au carré du coefficient de corrélation.

**RADOME** : Réseau d'Acquisition de Données d'Observations Météorologiques

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

**SIG (GIS)** : Système d'Information Géographique (Geographical Information System)

**TN** : température minimale quotidienne

**TPW** : Total Precipitable Water (quantité d'eau pouvant précipiter)

**TX** : température maximale quotidienne

**UTC** : Temps Universel Coordonné

**W** : Watt

**Wi** : poids ou coefficient de pondération utilisé dans une fonction mathématique

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN R.J., DEGAETANO A.**, 2001, «Estimating missing daily temperature extremes using an optimized regression approach», *International Journal of Climatology*, 21, pp 1305-1319.
- ALEXANDERSSON H.**, 2001, *Extreme value analysis in the Nordic countries*, KLIMA Report 03/01, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 27 p.
- ANDERSON S.**, 2001, *An Evaluation of Spatial Interpolation Methods on Air Temperature in Phoenix AZ*, UCGIS Summer Assembly, Department of Geography, Arizona State University, 10 p.
- ANDRESEN L. et al.**, 2003, *Manual quality control of meteorological observations*, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 34 p.
- ANQUETIN S., GUILBAUD C., CHOLLET J-P.**, 1999, «Thermal valley inversion on the dispersion of a passive pollutant in a complex mountainous area», *Revue Atmospheric Environment*, 1999, n°33, pp 3953-3959.
- ARLERY R., GRISOLLET H., GUILMET B.**, 1973, *Climatologie, Méthodes et pratiques*, Gauthier-Villars, 434 p.
- ARMSTRONG M., CARIGNAN J.**, 1997, *Géostatistique linéaire : applications au domaine minier*, les presses de l'école des mines, Paris, 120 p.
- ARNAUD M., EMERY X.**, 2000, *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes statistiques*, Paris, Hermes Sciences, 216 p.
- ATKINSON DAVID E., GAJEWSKI K.**, 2002, «High resolution estimation of summer air Temperature in the Canadian Arctic Archipelago», *Journal of Climate*, vol 15, American Meteorological Society, Number 24, pp 3601-3614.
- ATKINSON P., LLOYD C.**, 1998, «Mapping Precipitation in Switzerland with Ordinary and Indicator Kriging», *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, vol 2, n°2, pp. 65-76.
- BARRY R.P.**, 1996, «A diagnostic to assess the fit of a variogram model to spatial data», *Journal of statistical software*, Volume 1, Issue 1.
- BARRY R.P., KELLEY PACE R.**, 1997, «Kriging with large data sets using sparse matrix techniques», *Communications in statistics, simulation and computation*, Volume 26, Number 2, Marcel Dekker, New York.
- BARTHES A., PLANQUE G.**, 2002, «Nouvelles données géomorphométriques issues de la théorie des graphes pour l'analyse spatiale», *Cybergeo*, n°225, 26 p.
- BEGUIN M., PUMAIN D.**, 2000, *La représentation des données géographiques : Statistique et géographie*, Paris, Armand Colin, 192 p.
- BELTRANDO G., CHERMERY L.**, 1995, *Dictionnaire du climat*, Paris, Larousse, 344 p.
- BENICHOU 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.

- BENICHOU P., LE BRETON O.**, 1987, «Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques», *La Météorologie* 7ème série, 1987, 14 p.
- BENISTON M.**, 1997, « Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcings », *Climatic Change*, 36, pp 281-300.
- BENISTON M., FOX D.G.**, 1996, « Incidences de l'évolution du climat sur les régions de montagne », Chapitre 5 du *Deuxième rapport d'évaluation du GIEC du groupe de travail II : Changements climatiques - Analyse scientifique et technique des incidences de l'évolution du climat ainsi que des mesures d'adaptation et d'atténuation*, Berne.
- BENISTON M., JUNGO P.**, 2002, «Shifts in the distribution of pressure, temperature, and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation», *Theoretical and Applied Climatology*, 71, pp 29-42.
- BERNE A.**, 2003, *Précipitations méditerranéennes intenses en milieu urbain : interprétation physique et analyse statistique de mesures à fines échelles spatio-temporelles, impact de la variabilité spatiale sur la réponse des bassins versants*, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 215 p.
- BESANCENOT J-P.**, 1986, « Réflexions sur le pouvoir réfrigérant du vent dans les montagnes nord-méditerranéennes », Grenoble, *Revue de Géographie Alpine*, Tome LXXIV, fascicule 1, pp 10-20.
- BETOUT P.**, 1979, *Note technique du service météorologique métropolitain N°5* Nouvelle série, Recherche de l'évolution de la température en France au cours des cinquante dernières années, Ministère des transports, 48 p.
- BLANCHET G.**, 1990, «Régimes météorologiques et diversité climatique dans l'espace rhonalpin», *Revue de Géographie de Lyon*, 2/90, pp 106-117.
- BÖHM R., AUER I., BRUNETTI M., MAUGERI M., NANNI T., SCHÖNER W.**, 2001, *Regional temperature variability in the European Alps 1760 – 1998 from homogenised instrumental time series*, Vienne (Autriche), Central Institute for Meteorology and Geodynamics, 24 p.
- BOIS P.**, 1987, *Contrôle des séries chronologiques corrélées par étude du cumul des résidus de la corrélation*. Deuxièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, Collection Colloques et Séminaires, Editions de l'ORSTOM, Paris.
- BOIS P., OBLED C., DE SAINTIGNON M-F., MAILLOUX H.**, 1997, *Atlas expérimental des risques de pluies intenses Cévennes Vivarais*, Pôles grenoblois des risques naturels, LTHE, LAMA, EDF-DTG.
- BOLSTAD P., SWIFT L., COLLINS F., REGNIERE J.**, 1998, «Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains», *Agricultural and forest meteorology*, 91, pp 161-176.
- BOUQUIER F.**, *Meteorological Data and Atmospheric Forecast Models*, ERCA Volume 4, EDP Sciences, pp 1-23.
- BRUNET R., AURIAC F. (dir.)**, 1995, *Atlas de France, volume 6 : Milieux et ressources*, Paris, Reclus - La Documentation Française, 144 p.
- CALOZ R., COLLET C.**, 2001, *Précis de télédétection, volume 3 : Traitements numériques d'images en télédétection*, Presses de l'Université du Québec, Agence universitaire de la Francophonie, 386 p.
- CAMPBELL G.S.**, 1981, «Fundamentals of radiation and temperature relations». In: O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond and H. Ziegler, *Physiological plant ecology I : Responses to the physical environment*, Encyclopaedia of plant physiology 12A, Springer, New York, pp 11-40.

- CANTAT O.**, 1993, «Conséquences climatiques des variations du bilan de l'énergie en région parisienne», *Géographie Physique et Environnement*, Presses Universitaires de Caen, 1, pp 19-35.
- CANTAT O.**, 2004, «L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps», *Norois*, N°191 2004/2, Presses Universitaire de Rennes, pp 75-102.
- CARREGA P.**, 1994, *Analyse spatiale quantitative et appliquée. Topoclimatologie et habitat*. Revue de Géographie du laboratoire d'analyse spatiales Raoul Blanchard, U.F.R. Espace et Culture, Université de Nice Sofia Antipolis, n°35-36, 408 p.
- CARREGA P.**, 2004, «Spatial autocorrelation or « environmental regressions » for spatial interpolation of climatological variables? », *Proceedings of Conference on spatial interpolation in climatology and meteorology*, Budapest, Hongrie.
- CAVAN G., CHAPMAN L., THORNES. J.E.**, 2003, *COST 719 Working paper Demonstration project C, The use of GIS and icemiser to predict winter road surface temperatures in Poland*, The University of Birmingham, STSM Report, 83 p.
- CELLIER P.**, 1993, «An operational model for predicting minimum temperature near the soil surface under clear sky conditions», *Journal of Applied Climatology*, 32-5, pp 871-883.
- CELLIER P.**, 1982, *Contribution à la prévision des températures minimales nocturnes en conditions de gelées de printemps : étude de l'évolution des températures de l'air et du sol au cours de la nuit*. Thèse INA de Docteur Ingénieur en Sciences Agronomiques, 138 p.
- Centre d'Etudes de la Neige (travail collectif)**, 2000, *SCM : modélisation numérique du manteau neigeux, des risques d'avalanches et des principaux paramètres météorologiques en zone montagneuse*, Note de centre N°15, Centre d'Etudes de la Neige, CNRM - Météo-France, 90 p.
- CHADULE (Groupe)**, 1997, *Initiation aux pratiques statistiques en géographie*. Paris, Armand Colin, 4ème éd., 203 p.
- CHAPMAN L., THORNES. J.E.**, 2003, «The use of geographical information system in climatology and meteorology», *Progress in Physical Geography* 27.3, Londres, Arnold Publishers, pp 313-330.
- CHARABI Y., BIGOT S., KERGOMARD C.**, 2002, « Interpolation et cartographie automatique de la température nocturne en milieu urbain », *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol 14, pp 271-278.
- CHARLEUX-DEMARGNE J.**, 2001, *Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie : Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants*, Thèse de doctorat, Cemagref, Montpellier, 275 p.
- CHARRE J.**, 1995, *Statistique et territoire*. Montpellier, GIP RECLUS (Col. Espaces modes d'emploi), 120 p.
- CHARRE J., DE SAINTIGNON M-F.**, 1997, «Les représentations cartographiques du climat», in *Le climat, l'eau et les hommes*, dir. DUBREUIL V. & MARCHAND J.-P., Presses Universitaires de Rennes, pp 65-85.
- CHASSAGNEUX P., DEBLAERE J-C., THEBAULT E.**, 1992, *Atlas Agroclimatique Rhône-Alpes*, Ministère de l'Équipement, du logement, des transports et de l'espace, 88 p.
- CHAUVET P., PAILLEUX G., CHILES J.-P.**, 1976, «Analyse objective des champs météorologiques par cokrigeage», *La Météorologie*, vol. 6, n°4, pp 37-54.
- CHAUVET P.**, 1999, *Aide mémoire de géostatistique linéaire*, Paris, les presses de l'Ecole des Mines, 370 p.
- CHOISNEL E.**, 1984, «Notion d'échelles en climatologie», *La Météorologie*, VII, 4, pp 44-52.
- CHOISNEL E.**, 1986, *Les climats régionaux*, Presse thermale et climatique, 123, n°1, pp 34-39.

- CHOISNEL E.**, 2001, «L'homme et les climats», *La Météorologie*, 35, novembre 2001, pp 36-47.
- CHOISNEL E., SEGUIN B.**, 1987, «Problème d'échelle et réseaux météorologiques en zone de moyenne montagne» in *Agrométéorologie des régions de moyenne montagne*, Colloque de l'INRA, n°39, pp 37-49.
- COLETTE A., CHOW F.K., STREET R.L.**, 2003, «A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys», *Journal Of Applied Climatology*, volume 42, pp 1255-1272.
- COLLET C.**, 1992, *Systèmes d'information géographique en mode image*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR), Collection Gérer l'environnement, 186 p.
- COLLINS F., 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. January 21-25, 1996, Santa Fe, New Mexico, USA, 12 p.
- COLOMBO M., CIMPA M.**, 2001, *Application of spatial interpolation of meteorological data to apple ripening model*, ISMAA Unita di agrometeorologia, 12 p.
- COST (European Cooperation in the field of scientific and technical research)**, 2000, *Draft Memorandum of understanding*, The use of geographic information systems in climatology and meteorology, Bruxelles, 16 p.
- COST Action 713**, 2001, *UV-B Forecasting*, Final Report, European commission, 79 p.
- COST Action 79**, 2000, *Integration of data and methods in agroclimatology*, European commission, 102 p.
- COURAULT D., ARMAND C., DELABROSSE S., MONESTIEZ P.**, 1997, «Contribution à l'étude de l'influence des circulations atmosphériques sur les variations spatiales de la température de l'air dans le sud-est de la France». *Publication de l'Association Internationale de Climatologie (A.I.C.)*, volume 10, pp 230-239.
- COURAULT D., CAUCHI P., CLASTRE P., BLÖSER B.**, 1996, «Analyse des variations spatiales de la température de l'air en fonction de l'occupation de surface», Paris, *Photo-Interprétation*, n°1996/3-4, pp 19-30.
- COURAULT D., MONESTIEZ P., ARMAND C., MABIT D. et DELECOLLE R.**, 1998, «Interpolation spatiale de la température de l'air par type de temps», *La météorologie* 8ème série, n°23, Paris, pp 53-68.
- CREUTIN J-D.**, 1979, *Méthodes d'interpolation optimale de champs pluviométriques. Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux Cévenols*, INPG, Grenoble, 174 p.
- DE FOUQUET C., PRECHTEL A., SETIER J.-C.**, 2004, «Estimation de la concentration en hydrocarbures totaux du sol d'un ancien site pétrochimique : étude méthodologique», *Oil & Gas Science and Technology*, Rev. IFP, Vol. 59 n°3, pp 275-295.
- DE LA SOUDIERE M.**, 1990, «Revisiter la météo», *Etudes Rurales* 118-119, éditions de l'Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales, Paris, pp 9-30.
- DEMYANOV V. et al.**, 1998, «Neural Network Residual Kriging Application for Climatic Data», *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, vol 2, n°2, pp 215-232.
- DEQUE M.**, 2003, «La prévision numérique à l'échelle saisonnière : que sait-on faire et que peut-on espérer ? », *La Météorologie*, 414, mai 2003, pp 20-29.
- DER MEGREDITCHIAN G.**, 1993, *Le traitement statistique des données multidimensionnelles*, Tome II, Toulouse, Ministère de l'équipement, du transport et du tourisme / Ecole Nationale de la Météorologie, 260 p.

- DETTWILLER J.**, 1970, *Évolution séculaire du climat de Paris*, influence de l'urbanisation. Ministère des transports, Paris, 83 p.
- DIAZ H.F., BRADLEY R.S.**, 1997, «Temperature variations during the last century at high elevation sites», *Climatic change* 36, Kluwers Academix Publishers, pp 253-279.
- DJERBOUA A.**, 2001, *Prédétermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes franco-italiennes : prévision quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues*, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, Université Joseph Fourier, Grenoble, 239 p.
- DOBESCH H., TVEITO O.E., BESSEMOULIN P.**, 2001, *Geographical Information Systems in Climatological Application*, KLIMA Report 13/01, EUMETNET ECSN, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 54 p.
- DOUGUEDROIT A.**, 2004, «Quelle «exception française» en matière de types de temps», *Norois* N°191 2004/2, Presses Universitaire de Rennes, pp 33-39.
- DRAPEAU L.**, 2001, *Statistiques et interpolations dans les SIG*, IRD, 7 p.
- DUBOIS G., MALCZEWSKI J., DE CORT M.**, 2003, «Mapping radioactivity in the environment», *Spatial Interpolation Comparison* 97, European Commission, Luxembourg, 268 p.
- DUFFIE J.A., BECKMAN W.A.**, 1991, *Solar engineering of thermal processes*. 2nd Edition. John Wiley & Sons, 944 p.
- DUMOLARD P.**, 1994, «Systèmes d'information géographique : une vue d'ensemble», in *Géopoint 94 : SIG, analyse spatiale et aménagement*, Groupe Dupont, Université d'Avignon, pp 9-14.
- DUMOLARD P., DUBUS N., CHARLEUX L.**, 2003, *Les statistiques en géographie*, Belin, 200 p.
- DURAND Y., GUYPMARCH G., MERINDOL L.**, 2000, *Prise en compte des observations au pas horaire dans l'analyse Safran*, Séminaire AMA 2000, Météo-France Toulouse, 29-30/11/2000, 4p.
- DURAND-DASTES F.**, 2004, «A propos des notions de types de temps et de types de circulation», *Norois* N°191 2004/2, Presses Universitaire de Rennes, pp 29-32.
- EASTMAN J.R.** (trad. COLLET C.), 1995, *IDRISI, un SIG en mode image*, Publication du CRIF, Fribourg, 650 p.
- EASTMAN J.R.**, 1999, *Idrisi32: Guide to GIS and Image Processing*, volume 1, Worcester, Clark University, 193 p.
- EASTMAN J.R.**, 1999, *Idrisi32: Guide to GIS and Image Processing*, volume 2, Worcester, Clark University, 170 p.
- EISCHED J.K., PASTERIS P.A., DIAZ H.F., PLANTICO M.S., LOTT N.J.**, 2000, «Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for the western united states», *Journal of applied meteorology*, 39, pp 1580-591.
- ER n°30 du CNRS**, 1986, «Modélisation de la variabilité climatique», Grenoble, *Revue de Géographie Alpine*, Tome LXXIV, fascicule 1, pp 31-42.
- ERCA** (European Research Course on Atmosphere), 2000, *From weather forecasting to exploring the solar system*, Vol 4, EDP Sciences Les Ulis, Ed C. Boutron, pp 1-23.
- ERPICUM M.**, 1980, «Les contrastes thermiques nocturnes entre vallée et plateau : esquisse de leur modélisation à partir de facteurs climatiques locaux et régionaux mesurés en Haute-Belgique». *Revue Recherche Géographique à Strasbourg*, n°13-14, pp 107-113.
- ESCOURROU G.**, 1981, *Climat et environnement, les facteurs locaux du climat*, Masson, Paris, 184 p.

- ESTIENNE P., GODARD A.**, 1976, *Climatologie*, Paris, Armand Colin, 368 p.
- ETCHEVERS P., DURAND Y.**, *Analyse SAFRAN des paramètres météorologiques de surface sur le bassin versant du Rhône de 1981 à 1994*, Note de travail du centre d'études de la neige, n°13.
- FALLOT J-M.**, 1988, «Etude des brises thermiques d'une grande vallée préalpine suisse : la vallée de la Sarine en Gruyère. Mesure in situ et modélisation des éléments». *Actes des journées de Climatologie du 5 au 7 novembre 1987 à Mont-Reigi* (Belgique), Editions Erpicum, Presses Universitaires de Liège, pp 75-96.
- FEYT G., MAILLOUX H., DE SAINTIGNON M-F.**, 1995, «SIG et information climatique», *Revue internationale de géomatique*, Volume 5, n°3-4/1995, pp 361-376.
- FOLTESCU D., FOLTESCU V.L.**, 2000, *Climate applications based on high resolution datasets produced by the MESAN system*, KLIMA Report 08/99, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 14 p.
- FURY R., JOLY D.**, 1995, «Présentation d'une méthode pour l'interpolation à maille fine (100 m) des températures journalières », *La Météorologie*, 8ième Série, n°11, pp 36-43.
- GANDIN L.S.**, 1965, *Objective Analysis of Meteorological fields*, Israël Program for Scientific Translations, No. 1373, 242 p.
- GATES D.M.**, 1980, *Biophysical ecology*. Springer verlag, New York.
- GODARD A., TABEAUD M.**, 1996, *Les climats, Mécanismes et répartition*, Paris, Armand Colin, collection Cursus, 192 p.
- GOLDEN SOFTWARE INC.**, 2002, *Surfer 8 Users Guide: Contouring and 3D Surface Mapping for Scientist and Engineers*, Golden, Colorado, USA, 640 p.
- GOOVAERTS P.**, 1999, «Performance comparison of geostatistical algorithms for incorporating elevation into the mapping of precipitation», *Geocomputation 99*, 17 p.
- GOYETTE S., BENISTON M., CAYA D., LAPRISE R., JUNGO P.**, 2001, «Numerical investigation of an extreme storm with Canadian Regional Climate Model: the case study of windstorm VIVIAN», Switzerland, February 27, 1990, *Climate Dynamics*, 18, pp 145-168.
- GREGOIRE F.**, 1997, «Echelles de temps en climatologie à grande échelle». *Publication de l'Association Internationale de Climatologie (A.I.C.)*, volume 10, pp 249-256.
- GRIBOV A., KRIVORUCHKO K., VER HOEF J.**, *Modified weighted least squares semivariogram and covariance model fitting algorithm*, Stochastic Modeling and geostatistics, AAPG computer applications in geology, Volume 2.
- Groupe de travail III du GIEC**, 2000, *Résumé à l'intention des décideurs : aspects socio-économiques de l'évolution du climat*, OMM/PNUF, Genève, 27 p.
- GUYOT G.**, 1997, *Climatologie de l'environnement. De la pente aux écosystèmes*. Editions Masson, Paris, 505 p.
- HOMLEID M.**, 2004, *Weather dependant statistical adaption of 2 meters temperature forecast using regression methods and Kalman filter*, met.no report N°06/2004, Norwegian Meteorological Institute, 34 p.
- HUFTY A.**, 2001, *Introduction à la climatologie*, De Boeck Université, Bruxelles, 541 p.
- HOSSEIN MAHDIAN M., HOSSEINIE., MATIN M.**, 2000, *Investigation of spatial interpolation methods to determine the minimum error of estimation: case study, temperature and evaporation*, Teheran, 19 p.
- JETTEN V.G.**, 1994, *SOAP Soil Atmosphere Plant model a one dimensional water balance model for a forest environment* (Theoretical framework & Manual vs. 2) Dept. of Physical Geography, Utrecht University, the Netherlands. The Tropenbos-Guyana Programme, Georgetown, Guyana.

- JOLY D.**, 1986, « Présentation d'une méthode pour la modélisation des variations de température et d'humidité relative (exemple appliqué à l'étude microclimatologique d'un sandur au Spitsberg) », *Cahiers de Géographie de Besançon*, Nlle série, n°2, pp 83-111.
- JOLY D.**, 1994, « Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg ; pour une approche méthodique par niveau d'échelle ». *Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté*, n°529, Diffusion Les Belles Lettres, Paris, 404 p.
- JOLY D., BERT E., FURY R., JAQUINOT J.-P., VERMOT-DESROCHES B.**, 1994, « Interpolation des températures à grande échelle ». *Revue Internationale de Géomatique*, Vol. 4, n°1, pp 55-85.
- JOLY D., KERGOMARD C.**, 1990, « Températures de surface au Spitsberg Nord-Occidental ; étude comparée des données de télédétection (NOAA-AVHRR) et des observations au sol », Paris, *Pour Jean Malaurie, 102 témoignages en hommage à quarante ans d'études arctiques*, éditions Plon, pp 217-235.
- JOLY D., FURY R., NILSEN L., ELVEBAKK A., BROSSARD T.**, 2002, « Présentation d'un SIG pour l'interpolation de températures à grande échelle ; application au piémont de deux glaciers (Spitsberg) », *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol 14, pp 287-1295.
- KANEVSKI M., MAIGNAN M.**, 2004, *Analysis and modelling of spatial environmental data*, EPFL Press, Lausanne, 288 p.
- KELLEY PACE R., BARRY R.**, 1997, «Fast CARS», *Journal of statistical computation and simulation*, Volume 59, Number 2, pp 123-147.
- KERGOMARD C.**, 2003, «Usages des systèmes d'information géographique en climatologie et étude de la pollution atmosphérique», Séance plénière, *Actes des Sixièmes rencontres Théo Quant*, Edités par C. Tannier, H. Houot et S. Chardonnel, Université de Franche-Comté.
- KESTEVEN J., HUTCHINSON M.**, 1996, «Spatial Modelling of Climatic Variables on a Continental Scale», *Proceedings of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*, January 21-25, Santa Fe, New Mexico, USA, 12 p.
- KINGUMBI A.**, 2000, *Caractérisation morphométrique du bassin versant du Merguellil : application à la simulation de surface et à l'érosion*, Projet de fin d'études d'ingénieur, Medjez el Bab, 72 p.
- KREIDER J.F., KREITH F.**, 1975, *Solar heating and cooling*, Engineering, Practical design and economics, Scripta Book Comp, 492 p.
- KRIGE D.G.**, 1951. «A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand». *J. of Chem., Metal. and Mining Soc. of South Africa*, 52, pp 119-139.
- KRIVORUCHKO K.**, 2001, «Using linear and non-linear kriging interpolators to produce probability maps», *Annual conference of the International Association for mathematical geology*, Cancun, Mexico, 18 p.
- LABORDE J.-P.**, 1984, *Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : éléments d'hydrologie Lorraine*, INPL, Nancy, 484 p.
- LABORDE J.-P.**, 2002, «Méthodes de détection des anomalies et de comblement des lacunes dans les séries de données, à l'usage des climatologues ... et de quelques autres», *Actes des journées de climatologie de la Commission Climat et Société du Comité National Français de Géographie*, Strasbourg, 22 p.
- LAMARRE D.**, 1997, «Le concept de risque lié au climat : une tentative de clarification», in *Les risques liés au climat*, Editions Universitaires de Dijon, Publications de l'Université de Bourgogne LXXXVII, pp 7-27.
- LAMBERT E.**, 2004, *Analyse statistique des températures dans les Alpes françaises*, Mémoire de maîtrise de Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble, 105 p.

- LEBART L., MORINEAU A., PIRON M.**, 2000, *Statistique exploratoire multidimensionnelle*, 3ème édition, DUNOD, 439 p.
- LEROY M.**, 2002, «La mesure au sol de la température et des précipitations», *La météorologie* N°39, novembre 2002, pp 52-56.
- LE VOUREC H. J.-Y., FONS C., LE STUM M.**, 2002, *Météorologie générale et maritime*, Cours et manuels Ecole Nationale de la Météorologie, n°14, Météo-France, Toulouse, 277 p.
- LE PAPE S.**, 1998, *Analyse et quantification du réseau hydrographique: le réseau hydrographique comme objet vectoriel*, Mémoire de diplôme d'ingénieur E.S.G.T., Le Mans, 64 p.
- LEROUX M.**, 2000, *La perception du temps et du climat*, 2ème édition, DUNOD Masson Sciences, Paris, 367 p.
- LHOTELLIER R.**, 2002, *Analyse géostatistique des effets de l'environnement sur les températures minimales en zone de montagne*, Mémoire de DEA, Université Joseph Fourier Grenoble 1, 30 p.
- LHOTELLIER R., PATRICHE C.-V.**, 2005, *Improvement of temperature interpolation*, Short Term Scientific Mission COST 719: France to Romania, 16 p.
- LI B.**, 2002, *Spatial interpolation of weather variables using artificial neural networks*, University of Georgia, 89 p.
- LIST R.J.**, 1984, *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th rev version, Smith inst press, Washington.
- LONEUX M., VANDIEPENBEECK M.**, 2002, « Incidence de la météorologie locale sur les fluctuations de populations du Tétrás Lyre », *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol 15 – 2003, pp 95-103.
- LOUBIER J.-C.**, 2004, *Perception et simulation des effets du changement climatique sur l'économie du ski et la biodiversité*, Thèse doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 246 p.
- LYNCH S.**, 1998, *Converting Point Estimates of Daily Rainfall onto a Rectangular Grid*, University of Natal, South Africa, 11 p.
- MADÉLIN M.**, 2004, *L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne : modélisation spatiale aux échelles fines des températures minimales et des écoulements de l'air*, thèse de doctorat, Université Paris VII Denis Diderot, 347 p.
- MAINGUY J.**, 1985, *L'évolution des températures extrêmes quotidiennes de fin d'automne le long des versants des préalpes françaises du nord et du sillon alpin : Méthodologie pour la reconstitution de séries longues à partir d'observations ponctuelles*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, Grenoble, 90 p.
- MARCHAND J.-P.**, 1990, «Le climat : de l'analyse spatiale au stéréotype», *ER (Etudes Rurales)* 118-119, éditions de l'Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales, Paris, pp 83-102.
- MARNEZY A.**, 1999, *L'Arc et sa vallée : anthropisation et géodynamique d'une vallée alpine dans son bassin versant*, Thèse de doctorat d'Etat en géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble, 682 p.
- MARTH L.**, 1986, *Nocturnal topoclimatology*, Rapport WMO, 117 (TD n°132), 76 p.
- MARTIN E., DURAND Y., LEJEUNE Y., GIRAUD G., MERINDOL L.**, 1996, *Validation de la chaîne SAFRAN/CROCUS sur les Pyrénées. Sensibilité aux variations du climat*, Note de centre N°7, Centre d'Etudes de la Neige, CNRM - Météo-France, 27 p.
- MATHERON G.**, 1963, «Principles of Geostatistics», *Economic Geol.*, 58, pp 1246-1268.
- MESTRE O.**, 2000, *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 229 p.

- MITCHELL J.F.B., KAROLY D.J., HEGERL G.C., ZWIERS F.W., ALLEN M.R., MARENGO J.**, 2001, «Detection of climate change and attribution of causes». In: HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D., NOGUER M., VAN DER LINDEN P., DAI X., MASKELL K., JOHNSON C.A. (ed.) *Climate change 2001: the scientific basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp 695–738.
- MIZRAHI F.**, 1997, «Fortes précipitations journalières et configurations météorologiques dans le centre-est de la France, période 1975-1994», in *Les risques liés au climat*, Editions Universitaires de Dijon, Publications de l'Université de Bourgogne LXXXVII, pp 109-132.
- MOUNIER J.**, 1979, *Les climats océaniques des régions atlantiques de l'Espagne et du Portugal*, Lille, 3 volumes, 1221 p.
- NAPOLI A., CARREGA P.**, 1995, « Un essai d'interpolation de l'humidité relative de l'air à l'aide du krigeage », *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, n° 37, Nice, pp 75-83.
- NORDLI P.**, 2004, *Spring and summer temperatures in Trondelag 1701-2003*, met.no report N°05/2004, Norwegian Meteorological Institute, 21 p.
- OLDANI J.**, 2000, *Météorologie : connaître et prévoir le temps*, Editions De Vecchi, Paris, 124 p.
- OKE T.R.**, 1987, *Boundary layer climates*, Methuen, sec. Ed., 435 p.
- PAUL P.**, 1977, «La décroissance de la température avec l'altitude dans les Vosges et la Forêt Noire, aspects locaux et régionaux», *Revue Recherche Géographique à Strasbourg*, n°4, pp 55-67.
- PAUL P.**, 1982, «Le climat de la vallée de la Fecht, aspects généraux», *Revue Recherche Géographique à Strasbourg*, n°19-21, pp 65-78.
- PAUL P.**, 1998, «Les risques de modifications furtives du climat régional liées aux activités humaines : le cas du fossé rhénan méridional», in *Les risques liés au climat*, Editions Universitaires de Dijon, Publications de l'Université de Bourgogne LXXXVII, pp 175-186.
- PAUL P.**, 1977, «Remarques préliminaires à propos de deux climats locaux dans le bassin versant expérimental de Sultzzen», *Revue Recherche Géographique à Strasbourg*, n°4, pp 93-98.
- PAUL P.**, 1997, «Topoclimats dans le domaine tempéré semi océanique», *Le climat, l'eau et les hommes*, Presses Universitaires de Rennes, pp 197-226.
- PAUL P.**, 1980, «Topoclimats thermiques dans le vallon du Ringelbach», *Revue Recherche Géographique à Strasbourg*, n°13-14, pp 77-84.
- PECH P., REGNAULT H.**, 1996, *Géographie physique*, Presses universitaires de France, Collection Premier Cycle, 432 p.
- PEDELABORDE P.**, 1957, *Le climat du Bassin Parisien*, Génin, Paris, 539 p.
- PEGUY Ch.-P.**, 1970, *Précis de climatologie*, Masson, Paris, 468 p.
- PEGUY Ch.-P.**, 1989, *Jeux et enjeux du climat*, Masson, Paris, 254 p.
- PERAUDIN J.-J.**, 2003, «Surveillance de la qualité de l'air par cartographie : l'apport de la géostatistique», *SIG2003 : la conférence francophone ESRI*, thème Ingénierie SIG et modélisation spatiale, Issy les Moulineaux.
- PCRaster**, 1996, *PCRaster Version 2 Manual*. Department of Physical Geography, Utrecht University.
- PROJET GICC-Rhône**, 2002, *Rapport final de la tranche I : décembre 2002*, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, 70 p.

- PULINA M-A.**, 1990, «La diminuzione della temperatura con l'altitudine nel massico del Gennargentu», *Bolletino della Societa Geografica Italiana*, série XI, volume VII, pp 563- 574.
- QUENEY P.**, 1974, *Eléments de météorologie*, Ecole Nationale Supérieure de techniques avancées, Masson, Paris, 300 p.
- 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 de Lille 1, 259 p.
- RAGERSTEN S.**, 2002, *Analysis of extreme daily precipitation and return periods in Norway and NORDKLIM area*, KLIMA Report 13/02, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 64 p.
- RISSANEN P. et al.**, 2000, *Nordic methods for quality control of climate data*, KLIMA Report 10/00, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 24 p.
- ROCHAS M., JAVELLE J-P.**, 1993, *Comprendre la météorologie : La prévision numérique du temps et du climat*, Météo-France, Syros, Paris, 262 p.
- RONCHAIL J., LECOMPTE M.**, 1981, «Essais de climatologie dynamique dans les Alpes internes françaises», *La Météorologie* VIème série n°26 Septembre 1981, pp 57-87.
- ROVERA G.**, 1990, *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise : une contribution à l'étude de l'érosion naturelle et anthropique des Alpes*, Université Joseph Fourier, 465 p.
- SAINTIGNON (de) M-F, 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, pp 453-472.
- 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, pp 483-494.
- SAINTIGNON (de) M-F.**, 1986. *Décroissance de la température avec l'altitude dans le Jura français en fonction du site des postes de mesure. Comparaison avec les Alpes et les Vosges*. Symposium international sur la topoclimatologie et ses applications, 11 p.
- SALOMON J-N.**, 1998, «Quelques exemples de crues de fonte nivale et de débâcle glaciaire», in *Les risques liés au climat*, Editions Universitaires de Dijon, Publications de l'Université de Bourgogne LXXXVII, pp 103-108.
- SATTLER K., AMSTRUP B., HILDEN A., HANSEN J.**, 2000, *Evaluation of the HIRLAM Surface Analysis Scheme for 2 metre Temperature And Relative Humidity by Comparison with AMIS Gridded Observations*, Copenhagen, 50 p.
- SAVELIEV A., MUCHARAMOVA S., PILIUGIN G.**, 1998, «Modelling of the Daily Rainfall Values Using Surface Under Tension and Kriging», *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, vol 2 , n°2, pp 52-64.
- SILVA A.P.**, 2003, *Neural Networks Application to Spatial Interpolation of climate variables*, STSM on the Framework COST 719, ZAMG, Vienne, 14 p.
- SIVERTSEN T. H.**, 2002, *Discussing scientific methods and the quality of meteorological data*, The Norwegian Crop Research Institute, 18 p.
- SOUHAITE P.**, 1993, *Recueil de fiches d'aide à la prévision montagne en Savoie*, Météo-France, monographie n°7, Paris, 60 p.
- STANCALIE G., PERDIGAO A., PESSANHA L.**, 2001, *Possibilities of deriving some useful agrometeorological parameters from the remotely sensed data-from current and new sensors-with the integration with other sources of information*, Budapest, 40 p.

- STRUZIK P.**, 2002, *Spatialisation of solar radiation - draft report on possibilities and limitations*, COST Action 718 Meteorological applications for agriculture, Krakow, 12 p.
- STURMAN A-P., McGOWAN H-A., SPRONKEN-SMITH A.**, 1999, «Mesoscale and local climate in New Zealand», *Revue Progress in Physical Geography*, volume 23, n°4, pp 611-635.
- SUCHEL J-B.**, 1997, «Topoclimats et basses températures dans l'est du massif central français», *Publication de l'Association Internationale de Climatologie (A.I.C.)*, volume 10, pp 285-294.
- SUPIT I., HOOIJER A.A., VAN DIEPEN C.A.**, 1994, *System description of the WOFOST 6.0 crop simulation model implementation in CGMS Vol 1*, Theory and algorithms, Joint Research Centre, Ispra, Italy.
- SZENTIMREY T.**, 2002, *Statistical problems connected with the spatial interpolation of climatic time series*, Budapest, Hungarian Meteorological Service, 19 p.
- TABEAUD M.**, 2000, *La climatologie*, Paris, Collection Ad Hoc, Armand Colin, 176 p.
- TARDIEU J., LEROY M.**, 2003, «Radome, le réseau temps réel d'observation au sol de Météo-France», *La Météorologie*, 40, février 2003, pp 40-43.
- THEVENON O.**, 1999, *Les changements climatiques récents en montagne : l'exemple du massif de l'Oisans*, Mémoire de DEA Gestion des Espaces Montagnards, Grenoble, 117 p.
- THIEKEN A.**, 1998, «Estimating Daily Regional Rainfall Fields by Multiquadric Functions: Accuracy of Interpolation and Decision Making», *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, vol 2, n°2, pp 168-181.
- THIESSEN A.H.**, 1911, «Precipitation averages for large areas», *Monthly Weather Review*, v. 39, pp 1082-1084.
- THILLET J.-J.**, 1997, *La météo de montagne*, Paris, Seuil, Les guides du club alpin français, 190 p.
- TOBLER W.R.**, 1969, *An analysis of a digitalized surface*, in *A study of the land type*, Office of research administration, the university of Michigan, pp 59-76.
- TOBLER W.R.**, 1991, *Non isotropic geographic modeling*, NCGIA conference on Geographic Information Systems in the Social Sciences, Santa Barbara, 6 p.
- TRIPLET J-P., ROCHE G.**, 1986, *Météorologie générale*, Météo-France, Ecole Nationale de la Météorologie, 3ème édition, 317 p.
- TUOMENVIRTA H. et al.**, 2001, *Nordklim data set 1.0*, KLIMA Report 08/01, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 26 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 al.**, 2001, *Nordic climate maps*, KLIMA Report 06/01, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 28 p.
- TVEITO O.E., 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.
- TVEITO O.E., USTRNUL Z.**, 2003, *A review of the use of large-scale atmospheric circulation classification in spatial climatology*, KLIMA Report 10/03, Det Norske Meteorologisk Institutt, Oslo, 18 p.
- UNDEN P. et al.**, 2002, *Hirlam-5 Scientific Documentation*, Décembre 2002, HIRLAM-5 Project, Norrköping, 144 p.

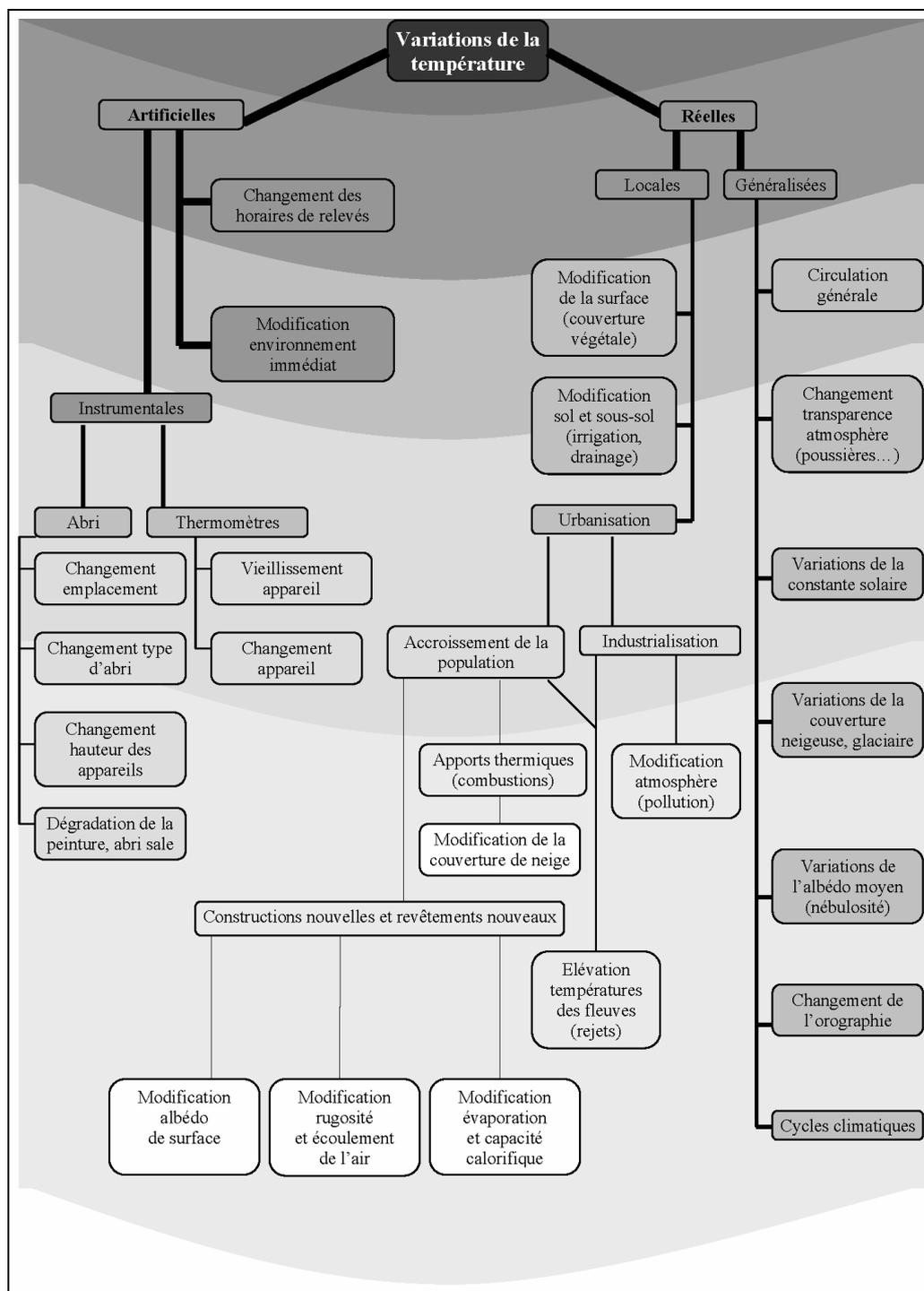
- USTRNUL Z., CZEKIERDA D.**, 2003, *Zroznicowanie przestrzenne warunkow termicznych powietrza Polski z wykorzystaniem GIS*, Instytut meteorologii i gospodarki wodnej, Warszawa, 83 p.
- USTRNUL Z., CZEKIERDA D.**, 2005, « Application of GIS for the developpement of climatological air temperature maps: an exemple from Poland », *Meteorological applications*, volume 12 number 1, Royal Meteorological Society, pp 43-50.
- VAN DAM O.**, 2000, *Modelling incoming Potential Radiation on a land surface with PCRaster*. POTRAD5.MOD manual, Utrecht Centre for Environment and Landscape dynamics Utrecht University, the Netherlands © POTRAD5.MOD Version 5, June 2000
- VAN DAM O.**, 2001 *Forest filled with gaps. Effects of gap size on water and nutrient cycling in tropical rain forest. A study in Guyana*. PhD thesis Utrecht University. Tropenbos-Guyana Series 10, Tropenbos-Guyana Programme, Georgetown, Guyana, 208 p.
- VEJEN F. et al.**, 2002, *Quality control of meteorological observations: automatic methods used in the nordic countries*, KLIMA Report 08/02, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian meteorological institute, Oslo, 109 p.
- VIERS G.**, 1968, *Eléments de climatologie*, Nathan, Collection Fac, 224 p.
- VIGNEAU J-P.**, 1986, *Climat et climats des Pyrénées Orientales*. Thèse d'Etat, Université de Dijon, JPV, Toulouse, 618 p.
- VIGNEAU J-P.**, 2001, *Géoclimatologie*, Eyrolles collection Ellipses, Paris, 334 p.
- VIGNEAU J-P.**, 2004, « Un siècle de « types de temps » : épistémologie d'un concept ambigu », *Norois* N°191 2004/2, Presses Universitaire de Rennes, pp 17-28.
- VILLENEUVE G.-O.**, 1980, *Glossaire de météorologie et de climatologie*, Les presses de l'Université Laval, Québec, CHRONOMA / 5, 645 p.
- WESTMAN Y. et al.**, 2001, *Visualisation tools for climate data*, KLIMA Report 07/01, NORDKLIM, Nordic co-operation within climate activities, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 27 p.
- WHITMORE T.C., BROWN N.D., SWAINE M.D., KENNEDY D., GOODWIN-BAILEY C.I., GONG W-K.**, 1993, « Use of Hemispherical photographs in forest ecology: measurement of gap size and radiation totals in a Bornean tropical rain forest », *Journal of Tropical Ecology*, vol. 9, pp 131-151.
- YARNAL B.**, 1993, *Synoptic climatology in environmental analysis*, Belhaven Press, London, 195 p.
- YOSHINO M.**, 1975, *Climate in small area*, Tokyo University Press, Tokyo, 549 p.
- ZAHARIA L., BELTRANDO G., BIGOT S., OSZWALD J., PETRACHE R.**, 2002, « Pluviométrie extrême, en période chaude, dans le bassin versant de la Putna (Roumanie) et circulation atmosphérique sur l'Europe Centrale », *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol 14, pp 236-242.

## **ANNEXES**



## TABLE DES ANNEXES

Annexe 2-1 : Modification de la température mesurée .....	282
Annexe 2-2 : Conversion des coordonnées.....	283
Annexe 2-3 : Base ER30 .....	285
Annexe 2-4 : Détections des anomalies .....	287
Annexe 2-5 : Température moyenne mensuelle par département .....	288
Annexe 2-6 : Types de stations et disponibilité des données.....	290
Annexe 2-7 : Représentativité du terrain par les stations .....	291
Annexe 3-1 : Comparaison de diverses techniques d'interpolation.....	293
Annexe 3-2 : Evaluation de diverses techniques d'interpolation de la température de l'air par cross validation .....	296
Annexe 4-1 : Caractéristiques des données provenant des modèles numériques de terrain .....	299
Annexe 4-2 : Graphes de radiation potentielle .....	300
Annexe 4-3 : CORINE Land Cover .....	304
Annexe 5-1 : Séries chronologiques des types de temps (années 1991 à 1995) ....	306
Annexe 5-2 : Durée, persistance et enchaînements des types de temps .....	312
Annexe 5-3 : Bref descriptif des 10 types de temps à 700 hPa .....	317
Annexe 5-4 : La méthode d'indépendance-association du $\chi^2$ .....	319
Annexe 5-5 : Fréquences comparées des types de temps sur la période d'étude : 1990-1995 .....	321
Annexe 6-1 : Gradients thermiques verticaux quotidiens calculés sur température minimale et maximale : quelques exemples graphiques .....	326
Annexe 6-2 : Gradients thermiques verticaux et type de temps .....	329
Annexe 6-3 : L'émagramme .....	330
Annexe 6-4 : Quelques méthodes statistiques employées.....	333
Annexe 7-1 : Comparaison des valeurs de $R^2$ sur différents échantillons .....	336
Annexe 7-2 : Tests statistiques des résultats de la régression du 15/03/1991 .....	337
Annexe 7-3 : Filtrage et amélioration de la corrélation altitude/température.....	338
Annexe 7-4 : Exemples de qualité du modèle d'ajustement par morceaux.....	344
Annexe 8-1 : Cartographie par krigeage des résidus des régressions calculées sur les moyennes annuelles .....	345
Annexe 8-2 : Situation météorologique des 25 décembre 1993 et 3 février 1995 ....	348
Annexe 8-3 : Compléments de comparaison à SAFRAN .....	349

**ANNEXE 2-1 :****MODIFICATION DE LA TEMPERATURE MESUREE**

Liste de facteurs de toutes origines pouvant entraîner une modification de la température mesurée. (D'après Mitchell et Dettwiller, cités par Choissnel E., 2001).

L'intensité des gris et les cercles concentriques soulignent le caractère additif des différentes causes de variation des températures.

**ANNEXE 2-2 :****CONVERSION DES COORDONNEES****Conversion des coordonnées des postes de mesure du réseau Météo-France**

Les fichiers textes contenant les coordonnées des postes de mesure et les valeurs de températures mesurées, initialement au format texte ASCII, ont dû être transformés :

- en fichier tableur pour traitement dans les logiciels de statistiques
- pour faire correspondre les différentes couches d'informations intégrées dans le système d'information géographique, de manière à obtenir un système de projection et des références communs.

Les coordonnées en latitude/longitude (degrés, minutes et dixièmes) subissent un traitement logiciel permettant d'obtenir ces valeurs dans la projection de référence des autres tables utilisées : le Lambert II étendu. La figure suivante, fournie par l'IGN, présente les caractéristiques de la transformation réalisée :

**COORDONNEES GEOGRAPHIQUES ---> LAMBERT**

**ENTREE :** - n, C, X<sub>S</sub>, Y<sub>S</sub> : constantes de la projection  
 - λ<sub>0</sub> : longitude du méridien central  
 - e : excentricité de l'ellipsoïde  
 - λ, φ : longitude, latitude

**SORTIE :** - X, Y : coordonnées LAMBERT

$$\xi = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \sin \varphi - e}{1 - \sin \varphi} - \frac{e}{2} \ln \frac{1 + e \sin \varphi}{1 - e \sin \varphi}$$

$$R = C \exp(-n \xi)$$

$$\gamma = n (\lambda - \lambda_0)$$

$$X = X_S + R \sin \gamma$$

$$Y = Y_S - R \cos \gamma$$

**CONSTANTES LAMBERT FRANCE**

	LAMBERT I	LAMBERT II	LAMBERT III	LAMBERT IV	LAMBERT 93
n	0,7604059656	0,7289686274	0,6959127966	0,6712679322	0,7256077650
C	11603796,98	11745793,39	11947992,52	12136281,99	11754255,426
X <sub>S</sub>	600000,000	600000,000	600000,000	234,358	700000,000
Y <sub>S</sub>	5657616,674	6199695,768	6791905,085	7239161,542	12655612,050

(Lambert II étendu : Lambert II avec Y<sub>S</sub> = 8199695,768 m)

λ<sub>0</sub> = 0 grades Paris ( = 2° 20' 14,025" E Greenwich)  
 e = 0,08248325676

**APPLICATION NUMERIQUE (LAMBERT II)**

λ = 0,4721669 gr E Paris                      X = 632 542,058 m  
 φ = 51,8072313 gr N                            Y = 180 804,145 m

Source : <http://www.ign.fr/telechargement/MPro/geodesie/CIRCE/transfo.pdf>

Paramètres des projections coniques conformes de LAMBERT						
utilisées en France métropolitaine						
Zone Lambert	I	II	III	IV	II étendu	Lambert-93 (*)
Zone d'application	57,0 gr - 53,5 gr	53,5 gr - 50,5 gr	50,5 gr - 47,0 gr	47,8 gr - 45,9 gr	56,5 gr - 45,9 gr	41° - 51°
Latitude origine	55 gr = 49° 30'	52 gr = 46° 48'	49 gr = 44° 06'	46,85 gr = 42° 09' 54"	52 gr = 46° 48'	46° 30'
Longitude origine	0 gr Paris	3° 00'				
Parallèles automécoïques	48° 35' 54,682" 50° 23' 45,282"	45° 53' 56,108" 47° 41' 45,652"	43° 11' 57,449" 44° 59' 45,938"	41° 33' 37,396" 42° 46' 03,588"	45° 53' 56,108" 47° 41' 45,652"	44° 49°
E <sub>0</sub>	600 000 m	600 000 m	600 000 m	234,358 m	600 000 m	700 000 m
N <sub>0</sub>	200 000 m	200 000 m	200 000 m	185 861,369 m	2 200 000 m	6 600 000 m
Facteur d'échelle	0,999 877 34	0,999 877 42	0,999 877 50	0,999 944 71	0,999 877 42	0,999 051 03

0 grade Paris = 2° 20' 14,025" Est Greenwich

Référentiel géodésique associé : N.T.F. (Nouvelle Triangulation de la France) (\*) RGF93 (Réseau Géodésique Français)

Ellipsoïde de référence associé : CLARKE 1880 IGN IAG GRS 80  
 demi grand axe : a = 6 378 249,2 m a = 6 378 137,00 m  
 aplatissement : f = 1/293,466 021 f = 1/298,257 222 101  
 première excentricité : e = 0,082 483 256 76 e = 0,081 819 191 12

Source : <http://www.ign.fr/telechargement/MPro/geodesie/CIRCE/transfo.pdf>

Pour validation, trois logiciels ont été utilisés : CIRCE2000 (IGN), ARCINFO (ESRI) et GEODUS (France Telecom CNET). Un extrait du fichier de vérification est proposé ci-dessous pour sept postes de mesure du département de l'Isère :

CODE	STATION	METEOPFRANCE		ARCINFO		CIRCE IGN		GEODUS	
		LAT	LON	X	Y	X	Y	X	Y
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
38226002	MÈNS	44.48.9	5.45.1	870136	1985226	870095	1985115	870135	1986229
38242001	MONESTIER DE CLERMONT	44.55.1	5.38.1	860429	1996310	860389	1996200	860471	1996326
38253002	MONT D E LANS	45.01.1	6.07.6	898693	2009165	898652	2009055	899171	2009203
38265001	LA MOTTE D'AVEILLANS	44.57.8	5.44.8	869025	2001684	868985	2001574	869643	2002591
38269001	LA MURE	44.54.5	5.46.6	871659	1995679	871618	1995568	872117	1996208
38299001	PELLAFOL 1	44.47.9	5.54.3	882343	1983913	882302	1983803	882515	1984925
38299002	PELLAFOL 2	44.49.0	5.54.6	882646	1985968	882605	1985857	883132	1985880
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...

**ANNEXE 2-3 :****BASE ER30****Centre National de la Recherche Scientifique**

Equipe de Recherche n°30 :

**Recherches Cartographiques appliquées au Climat et à l'Hydrologie**

Equipe Propre de Recherche n°404 :

**Environnement Climatique : Statistique, Modélisation, Cartographie****Grenoble 1967-1992****BANQUE DE DONNEES DITE DE L'ER 30****HISTORIQUE DE LA BANQUE DE DONNEES**

**1966** Premiers calculs informatiques sur CAB500 du Centre de Calcul de la Faculté des Sciences de Grenoble pour la schématisation des régimes pluviométriques

**1967** -EDF, DTG Grenoble, nous fournit gratuitement une copie sur bande magnétique des hauteurs d'eau mensuelles et annuelles, année par année, pour 470 postes répartis sur 19 départements et couvrant le bassin du Rhône. Pour les départements 73, 74, 38, 05, 04 il s'agit de l'essentiel de la documentation pluviométrique existante.

-Premières saisies de données sur cartes perforées IBM (données des Alpes Maritimes fournies par le Centre Météorologique Principal de Nice).

-Codage des postes de mesure. Au code INSEE des communes qui occupe 5 caractères a été préféré un code propre ER30 reposant grossièrement sur la longévité des séries à partir de 1946 (année de reprise des mesures interrompues pendant la guerre) (cf. §Codage, ci-dessous).

-Calculs informatiques effectués sur IBM 7044 du Centre de Calcul de l'Université et de l'Institut Polytechnique. Langage de programmation : FORTRAN. Les programmes sont réalisés au sein de l'équipe, le Centre de Calcul ayant dès l'origine refusé tout service de programmation. A cette époque-là leur mise au point peut être assez longue puisqu'il n'y a qu'un passage en machine par jour.

**1967-1979** -Calculs informatiques sur IBM

**1973** -Le centre de calcul devient le Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble (C.I.C.G.).

**1978** -Premiers travaux pour le PIRDES (Prog. Interdis. du CNRS sur l'énergie solaire).

**1980** -Remplacement de l'IBM par un CII-HB68 avec système d'exploitation MULTICS. Apparition du conversationnel ; travail à partir de terminaux. Les données sont transférées des cartes perforées aux bandes magnétiques stockées au CIG. Organisation de la bande de données de la CCD. Création de répertoires spécifiques pour les données quotidiennes. Chaque ligne de chaque fichier de données reproduit la carte perforée correspondante (même format). Pour la description des fichiers et des formats se reporter au paragraphe spécifique ci-dessous.

**1982-83** -Programme scientifique GEOCONNEX suivi par le Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDc): création des répertoires plong (plng) et tlong (tlng)

**1989** -Remplacement du HB68 par un CYBER180/190 muni d'un système NOS/VE. Pas de changement au niveau de la structure de la banque de données.

**1993** -Disparition du CYBER et de l'Equipe. L'ensemble de la banque de données et des programmes est installé sur le disque dur d'un PC puis les disques d'un réseau NOVELL. La structure est conservée.

**CODAGE DES POSTES FRANÇAIS**

Le codage se fait *par département*.

Le code comprend **4 caractères**. Les deux premiers sont le numéro du département (01 pour l'Ain, 38 pour l'Isère etc), les deux suivants sont un numéro d'ordre dans le département.

Le numéro d'ordre dépend de la date d'installation du poste. Tous les postes en service en 1946 sont numérotés par ordre alphabétique, puis viennent s'ajouter les postes installés en 1947, par ordre alphabétique, puis en 1948 etc. Le nom des postes a varié dans le temps car ils n'ont pas toujours été repérés au nom de la commune par les services gestionnaires et de plus certaines communes ont été regroupées. Exemple dans les Hautes Alpes : le poste des Portes (lieu-dit) sur la commune de Clémence d'Ambel affiché ensuite à La Chapelle en Valgaudemard ! Ceci explique en partie une certaine hétérogénéité de présentation dans les listes départementales établies.

Ce codage a nécessité au préalable une enquête sur l'historique sommaire des postes. Des listes préalables ont été établies à partir des Bulletins annuels du Service Météorologique de la Météorologie Nationale puis envoyées pour compléments et correction auprès des Bureaux climatologiques régionaux et des Stations Principales départementales. Cette opération a été assez laborieuse et a montré que l'historique des postes n'était pas toujours bien connu à l'époque.

## DOCUMENTATION SUR LES SITES DE MESURE

L'essentiel de la documentation collectée est manuscrite et/sous forme de croquis et se trouve donc dans les différents dossiers d'archives scientifiques aux **Archives départementale de l'Isère**, 2, rue Auguste-Prudhomme, 38000 GRENOBLE.

Elle provient de l'exploitation des renseignements archivés dans les Bureaux Climatologiques de différentes directions régionales ou dans certains centres départements de la Météorologie Nationale. Elle porte essentiellement sur les sites des postes thermométriques.

Pour les besoins d'une étude postérieure à la suppression de l'Equipe, un tableau récapitulatif des coordonnées d'un certain nombre de postes des départements alpins a été établi, à partir des archives de l'Equipe et des renseignements de METEO-FRANCE. Il fait l'objet du fichier **coordsta.xls** dans lequel il a été mentionné la source de l'information.

## CONTROLE DES SERIES ET DES MESURES

Deux types de contrôle ont été systématiquement utilisés (cf. bibliographie de l'ER30) :

au pas de temps mensuel et annuel : contrôle de l'homogénéité statistique des séries avec la méthode du cumul des résidus pour les précipitations et la méthode du double-cumul pour les températures.

au pas de temps quotidien : analyse des rapports quotidiens maximum d'insolation pour la durée d'insolation, analyse des corrélations avec séries voisines (sans et avec décalages d'un jour) pour les températures.

Dans le premier cas, pas de correction ; la série était ou conservée ou tronquée ou rejetée.

Dans le deuxième cas, si la série n'était pas abandonnée ou tronquée il y avait correction.

Les résultats des tests systématiques au pas de temps mensuel et annuel n'ont pas été répertoriés systématiquement sauf pour un certain nombre de séries des Alpes du Nord (cf. **donnees\doc\_bd\doc\_pdep\controle** et **donnees\doc\_bd\doc\_tdep\controle**). On peut en trouver trace dans les différentes publications et dans les archives de l'ER30.

Les corrections apportées au pas de temps quotidien ont été indiquées dans la mesure où des traces ont été retrouvées. Cela concerne essentiellement les températures.

## ANNEXE 2-4 :

## DETECTIONS DES ANOMALIES

## Quelques exemples de détection des anomalies de séries climatologiques

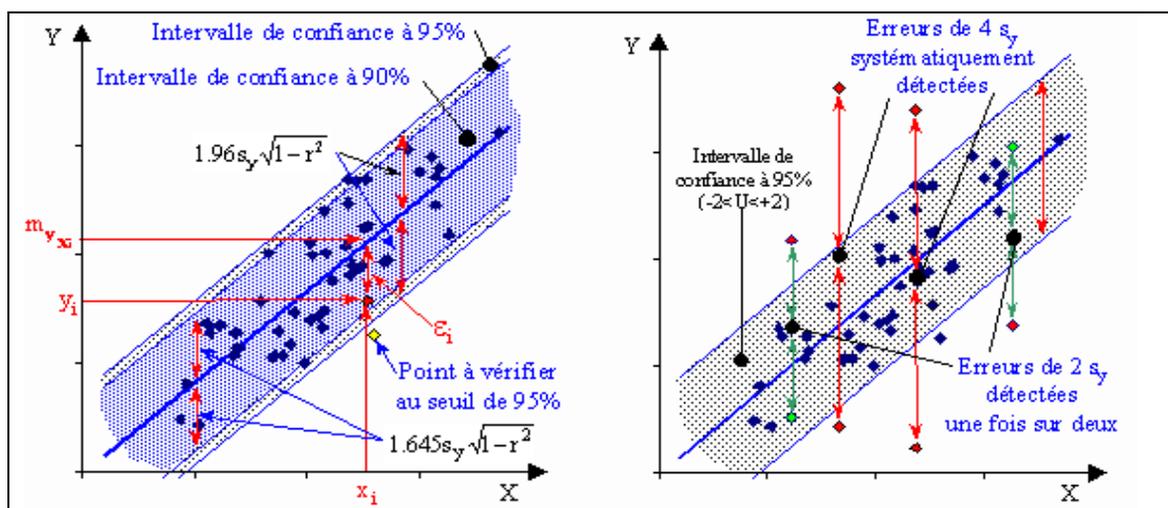
Les données utilisées en climatologie proviennent de mesures. Les anomalies contenues dans ces dernières peuvent être mises en évidence par des méthodes statistiques appropriées.

## Lacunes

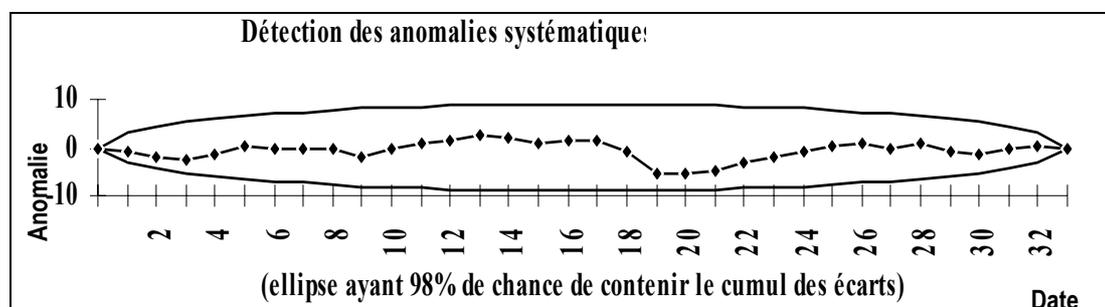
Le comblement des lacunes d'observation ne nous a pas semblé approprié compte tenu de la problématique de travail et du choix de traitement : le fait de combler les lacunes par régression entre mesures observées aux stations a pour corollaire la corrélation entre elles, or l'accent veut être mis sur les facteurs qui les différencient à échelle fine. Nous ne jugions pas prudent d'interpoler des températures comblées statistiquement, considérant que la perte d'information liée au lissage obtenu serait plus négative qu'un nombre plus réduit de stations (fut-il encore conséquent) possédant des données validées.

## Anomalies

Pour détecter des anomalies, la méthode la plus répandue reste la comparaison d'une série à valider avec une série de référence. L'hypothèse d'une série X exempte d'erreur doit être adoptée, puis la construction d'une régression entre X et Y (série qui comporte a priori des anomalies) permet la détection d'erreurs probables, comme illustré ci-dessous. Une distribution non gaussienne des résidus constitue également un des critères définissant des erreurs accidentelles.



Résidus de régression et détection des erreurs accidentelles (LABORDE J-P., 2002)

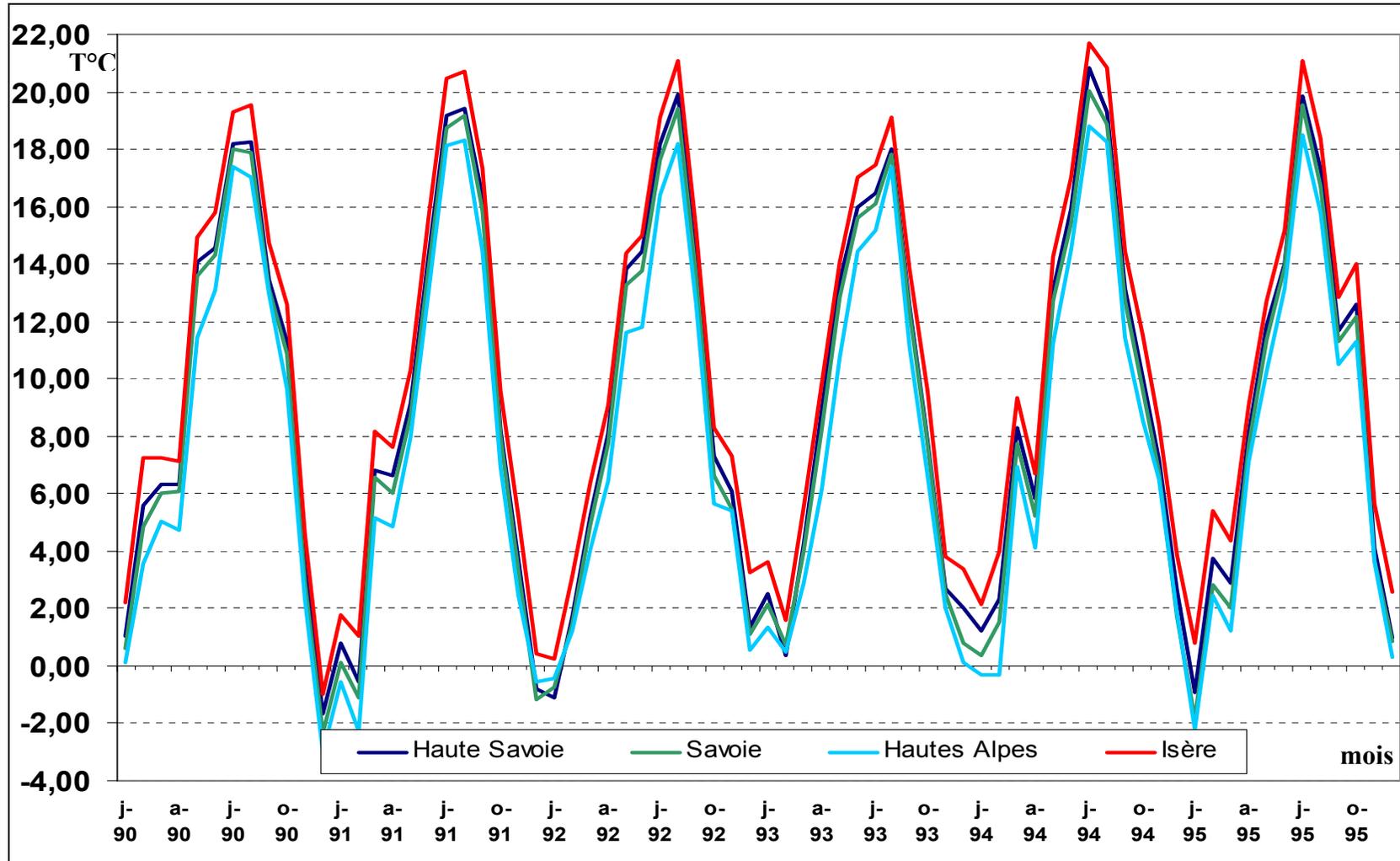


Exemple de mise en évidence des anomalies par construction d'une ellipse (illustration sur deux stations de Savoie, données Météo-France traitées dans le logiciel Hydrolab<sup>133</sup>), qui fait apparaître notamment les ruptures de stationnarité.

<sup>133</sup> LABORDE J-P., 1998.

**ANNEXE 2-5 :**  
**TEMPERATURE MOYENNE MENSUELLE PAR**  
**DEPARTEMENT**

---



Températures moyennes mensuelles (période 1990-1995) pour chacun des quatre échantillons à l'échelle des départements. L'Isère, dont l'échantillon possède l'altitude moyenne la plus basse, connaît des températures logiquement plus élevées.

## ANNEXE 2-6 :

### TYPES DE STATIONS ET DISPONIBILITE DES DONNEES

#### 1/ Type de station et disponibilité des données

Extrait de <http://climatheque.meteo.fr/aide/climatheque/reseauPostes/>

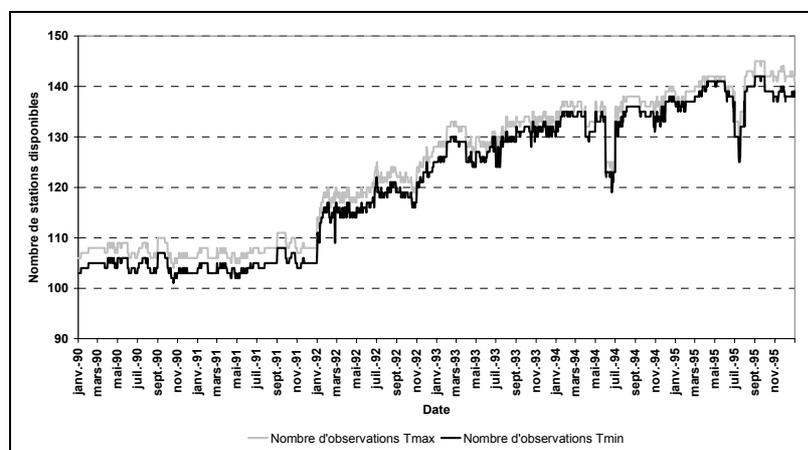
Les stations météo sont classées selon 6 grands types, numérotés de 0 à 5 :

Type de station	Définition / Disponibilité des données
0	station professionnelle avec observation humaine, sur place, de temps sensible <ul style="list-style-type: none"> <li>• Données horaires disponibles à partir de H+1.</li> <li>• Données quotidiennes disponibles à partir du lendemain à 8 h.</li> </ul>
1	station avec observation humaine, non professionnelle ou à distance, de temps sensible <ul style="list-style-type: none"> <li>• Données horaires disponibles à partir de H+1.</li> <li>• Données quotidiennes disponibles à partir du lendemain à 8 h.</li> </ul>
2	station automatique temps réel : transmission quotidienne des données <ul style="list-style-type: none"> <li>• Données horaires &amp; quotidiennes disponibles à partir du lendemain à 8 h.</li> </ul>
3	station automatique temps différé : transmission et exploitation différées <ul style="list-style-type: none"> <li>• Données horaires &amp; quotidiennes disponibles au plus tôt 45 jours après la fin du mois en cours.</li> </ul>
4	station (bénévole) manuelle <ul style="list-style-type: none"> <li>• Aucune donnée horaire n'est disponible</li> <li>• Données quotidiennes disponibles au plus tôt 45 jours après la fin du mois en cours.</li> </ul>
5	station automatique ou poste à interrogation occasionnelle <ul style="list-style-type: none"> <li>• La disponibilité des données est variable.</li> </ul>

Une station de **type 0** ou **1** est une station qui effectue des observations quotidiennes et régulières par du personnel formé à cet effet (**type 0**) et sur place, ou par du personnel non spécialisé (**type 1**).

Les stations de type 0 et 1 par opposition aux autres types de postes effectuent des observations humaines avec temps sensible. Une station automatique de **type 2** ou **3** ou **5** effectue des mesures issues de capteurs et non des observations du temps comme le temps présent, les nuages... Elle n'effectue pas de mesures de temps sensible. Elle peut être équipée de systèmes permettant l'obtention des données en temps réel ou de systèmes d'enregistrement de type cassette. Une station de type 2 est interrogée quotidiennement. Une station de type 3 est une station automatique qui fait l'objet d'une exploitation en différé. Les stations non interrogeables en temps réel, à enregistrement sur cassette par exemple rentrent dans cette catégorie. Une station de type 5 est une station automatique dont l'interrogation est occasionnelle. Une station manuelle de **type 4** fournit des mesures issues des relevés manuels d'un bénévole (exemple: poste climatologique thermo-pluvio). (Météo-France)

#### 2/ Disponibilité temporelle des données quotidiennes sur la période 1990-1995



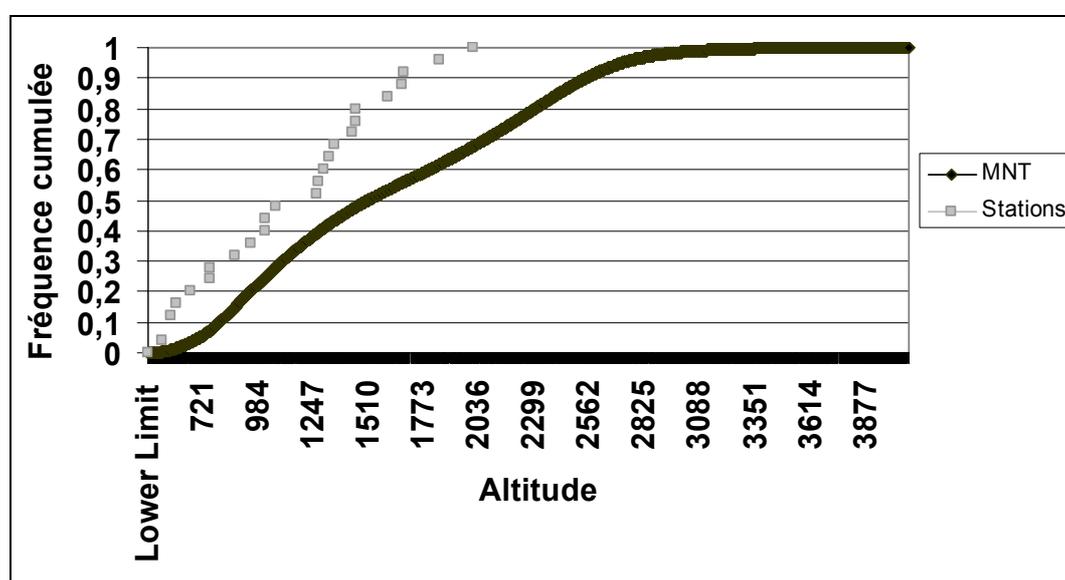
#### Evolution du nombre de stations de mesure de température disponibles entre janvier 1990 et décembre 1995, pour les maxima et les minima.

Le nombre d'observations est constant sur les années 1991 et 1992, puis s'accroît à partir de janvier 1992, et ce, avec plus ou moins de régularité, jusqu'à mi-1995. Les mesures de températures maximales sont à peine plus nombreuses que les minimales.

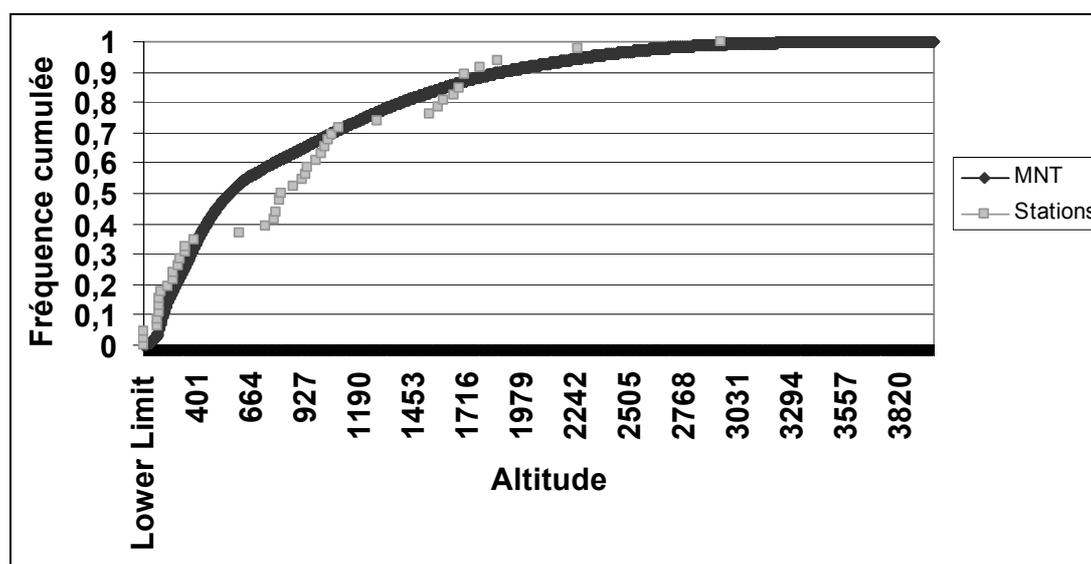
**ANNEXE 2-7 :****REPRESENTATIVITE DU TERRAIN PAR LES STATIONS**

Les graphiques qui suivent montrent la représentativité des stations de mesure par rapport à la réalité du terrain. Les stations sont majoritairement installées en vallée pour des raisons évidentes de commodité, ces quatre graphiques le confirment. On cumule les fréquences des altitudes des stations et celles du modèle numérique de terrain, puis compare leurs variations. On peut ainsi lire, pour le département de la Savoie, que 50 % des altitudes sont inférieures à 1600 mètres, alors que 76 % des stations se trouvent sous cette même altitude de 1600 mètres.

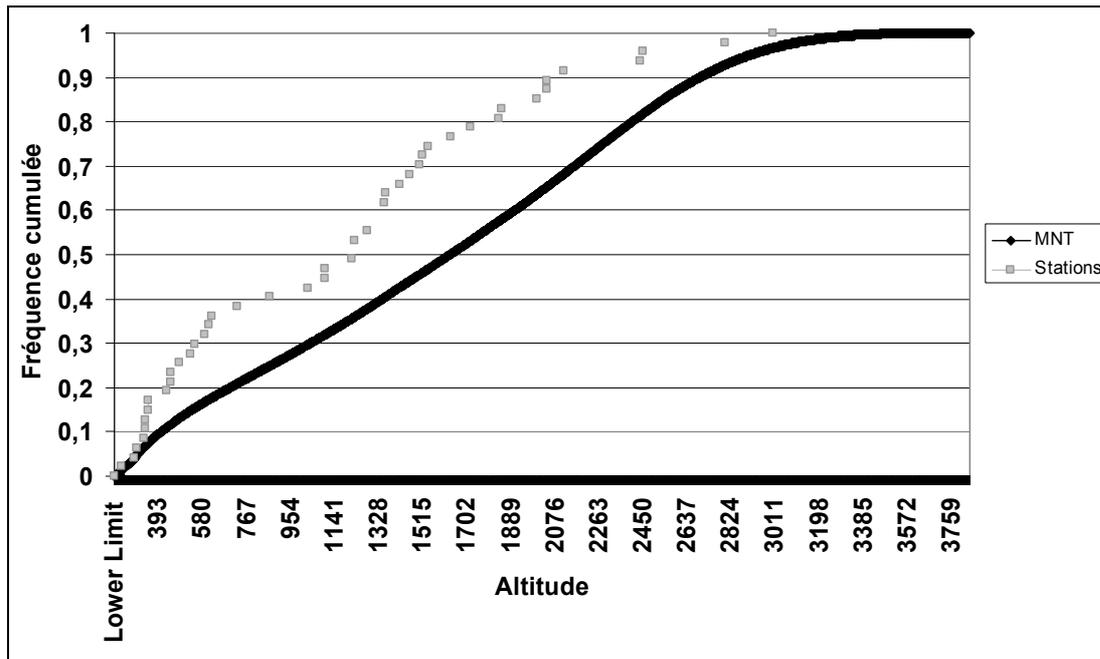
Pour le département des Hautes-Alpes, les chiffres sont très similaires. En Haute-Savoie, 50% des altitudes sont inférieures à 1100 mètres quand 65 % des stations de mesures le sont. En Isère enfin, si 50 % des altitudes du modèle numérique de terrain sont inférieures à 600 mètres, 40 % seulement des stations sont effectivement disposées sous cette altitude.



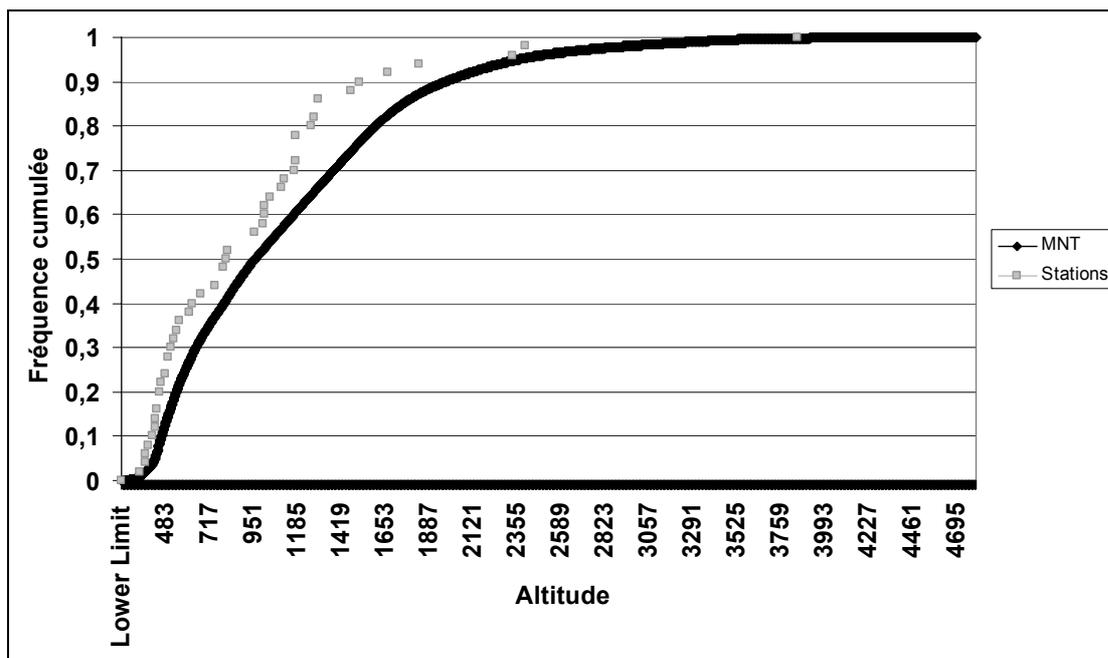
Distribution des fréquences cumulées des altitudes des stations météorologiques et du modèle numérique de terrain (Hautes Alpes)



Distribution des fréquences cumulées des altitudes des stations météorologiques et du modèle numérique de terrain (Isère)



Distribution des fréquences cumulées des altitudes des stations météorologiques et du modèle numérique de terrain (Savoie)



Distribution des fréquences cumulées des altitudes des stations météorologiques et du modèle numérique de terrain (Haute-Savoie)

**ANNEXE 3-1 :**  
**COMPARAISON DE DIVERSES TECHNIQUES**  
**D'INTERPOLATION**

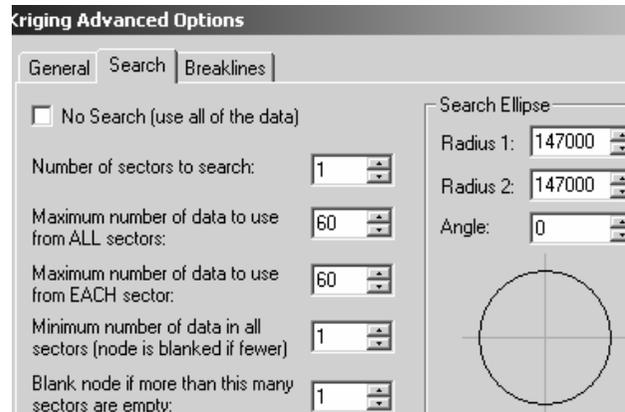
---

type	Krigeage						
secteurs de recherche	6	6	1	1	1	1	défaut
data maximum (tous secteurs)	60	60	60	60	60	60	défaut
data maximum (chaque secteur)	4	10	10	20	1	5	défaut
data minimum (tous secteurs)	6	6	1	1	1	1	défaut
Rayon de l'ellipse	147000	147000	10000	147000	100000	100000	défaut
TEMPERATURE							
Observée	Estimée						
2,74	-0,51	-0,51	-0,49	-0,51	-0,51	-0,49	-0,51
-1,48	0,40	0,36	0,42	0,37	0,36	0,39	0,36
4,22	4,74	4,82	4,75	4,72	4,82	4,63	4,81
5,15	4,93	4,88	4,95	4,89	4,89	4,77	4,88
4,35	3,25	3,30	3,41	3,28	3,30	3,52	3,30
7,31	6,12	6,12	6,10	6,12	6,12	6,11	6,12
2,63	3,48	3,49	3,47	3,55	3,49	4,35	3,49
4,31	4,87	4,90	4,90	4,88	4,90	4,96	4,90
4,74	5,76	5,75	5,78	5,75	5,75	5,73	5,75

### Options du krigeage

BRIANCON
NEVACHE
ALLEMOND
LA MURE
BOURG-SAINT-AURICE
LA MOTTE-SERVOLEX
SAINT-MICHEL-DE-AURICENNE
COMBLOUX
GROISY

Comparaison des températures estimées et mesurées sur l'échantillon de validation selon divers réglages logiciels.



Fenêtre d'options de recherche autour des points en interpolation de type krigeage du logiciel Surfer 8 ©.

Les différentes options de recherche testées (taille de l'ellipse, nombre de mesures à intégrer dans le modèle, division du champ en secteurs) n'apportent pas de modifications significatives dans les températures estimées (généralement moins de 0,1°C et au maximum 0,2°C d'écart entre les estimations extrêmes).

Température estimée par la méthode :													Température observée	Stations de mesure
INVERSE DISTANCE TO A POWER	INVERSE DISTANCE TO A POWER NO SEARCH	KRIGING	LOCAL POLYNOMIAL	MINIMUM CURVATURE	MOVING AVERAGE	NATURAL NEIGHBOR	NEAREST NEIGHBOR	POLYNOMIAL REGRESSION	RADIAL BASIS FUNCTION	SHEPARD	TRIANGULATION			
0,75	0,61	-0,51	1,04	-0,77	3,88	-0,43	-0,53	1,64	-0,80	-0,41	-0,51	<b>2,74</b>	BRIANCON	
1,45	1,31	0,36	1,42	0,50	3,87	0,51	-0,47	1,88	0,32	0,37	0,52	<b>-1,48</b>	NEVACHE	
4,14	4,13	4,81	4,57	4,45	3,94	4,68	2,23	4,40	4,30	3,81	4,00	<b>4,22</b>	ALLEMOND	
4,25	4,27	4,88	4,60	5,13	4,00	4,87	5,02	4,80	4,93	5,47	5,00	<b>5,15</b>	LA MURE	
3,70	3,68	3,30	2,63	3,22	3,84	3,19	3,68	2,55	3,31	3,46	3,36	<b>4,35</b>	BOURG-SAINT-MAURICE	
5,95	6,01	6,12	5,93	6,21	3,91	5,84	6,72	5,79	6,13	6,15	5,84	<b>7,31</b>	LA MOTTE-SERVOLEX	
3,53	3,47	3,49	2,91	3,89	3,94	4,00	6,07	2,79	3,30	4,07	4,50	<b>2,63</b>	SAINT-MICHEL-DE-MAURIENNE	
4,85	4,85	4,90	3,66	5,26	3,96	4,84	6,09	3,59	5,49	5,27	5,53	<b>4,31</b>	COMBLOUX	
5,12	5,23	5,75	5,48	5,91	4,17	5,74	5,77	5,45	5,76	5,91	5,81	<b>4,74</b>	GROISY	

L'estimation locale des températures à partir des techniques d'interpolation proposées ne fournit pas de résultats vraiment satisfaisants. En gris foncé, les écarts entre température estimée et température réelle inférieurs à  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ . En gris clair, les écarts compris entre  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$  et  $\pm 1^{\circ}\text{C}$ .

Comparaison des températures estimées et mesurées sur l'échantillon de validation avec différentes méthodes d'interpolation

INVERSE DISTANCE TO A POWER	INVERSE DISTANCE TO A POWER NO SEARCH	KRIGING	LOCAL POLYNOMIAL	MINIMUM CURVATURE	MOVING AVERAGE	NATURAL NEIGHBOR	NEAREST NEIGHBOR	POLYNOMIAL REGRESSION	RADIAL BASIS FUNCTION	SHEPARD	TRIANGULATION	Qualité de l'estimation
2	2	1	2	2	3	2	1	3	2	2	2	$\pm 0,5^{\circ}\text{C}$
4	4	3	3	1	1	2	2	2	1	2	1	de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ à $\pm 1^{\circ}\text{C}$
3	3	4	4	5	3	3	4	3	5	4	5	de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ à $\pm 2^{\circ}\text{C}$
0	0	1	0	1	2	2	2	1	1	1	1	+ de $\pm 2^{\circ}\text{C}$

#### Effectifs des classes d'écart entre température estimée et température réelle

De ce test (pas forcément représentatif de par sa construction), les meilleures méthodes d'estimation sont :

- inverse distance à une puissance
- polynomiale locale
- régression polynomiale
- krigeage

La cartographie des estimations polynomiales étant vraiment insatisfaisantes, elles sont d'office écartées du choix. La principale gêne de l'estimation par inverse distance réside dans la présence visuelle de « bulles » autour des points de mesure, mais celles-ci ne semblent pas gêner la validité des calculs produits. Le krigeage, bien qu'il ne fournisse pas les résultats les plus probants, a pour lui la régularité des estimations obtenues.

**ANNEXE 3-2 :**  
**EVALUATION DE DIVERSES TECHNIQUES**  
**D'INTERPOLATION DE LA TEMPERATURE DE L'AIR PAR**  
**CROSS VALIDATION**

---

X	Y	Z	Triangulation			Fonction base radiale			Polynomial regression			Nearest neighbour			Moving average			Natural neighbour			Minimum curvature			Local polynomial			Kriging			Inverse distance		
			Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n
948170	1985103	-0,5	1,3	1,8	3	1,9	2,4	69	1,0	1,5	69	1,5	2,0	1	3,9	4,4	62	1,3	1,8	3	1,0	1,5	69	0,8	1,3	62	1,3	1,8	69	1,7	2,2	69
939351	1998905	2,7	-0,5	-3,3	3	-0,7	-3,5	69	1,6	-1,1	69	-0,5	-3,3	1	3,9	1,1	66	-0,4	-3,2	3	2,2	-0,5	69	0,8	-2,0	66	-0,7	-3,4	69	0,6	-2,2	69
952012	1973255	1,5	0,5	-1,0	3	0,4	-1,1	69	0,6	-0,9	69	0,3	-1,1	1	3,6	2,2	57	0,5	-1,0	2	1,3	-0,2	69	0,1	-1,3	57	0,4	-1,1	69	1,0	-0,5	69
874140	1947079	2,4	4,2	1,8	3	3,5	1,1	69	3,9	1,5	69	5,1	2,7	1	3,8	1,4	50	4,5	2,1	2	2,9	0,5	69	4,8	2,4	50	4,0	1,6	69	3,8	1,4	69
873654	1927764	5,1	N	N	N	4,5	-0,6	69	3,6	-1,5	69	5,7	0,5	1	3,4	-1,7	40	N	N	N	4,7	-0,4	69	4,6	-0,6	40	4,5	-0,7	69	4,0	-1,2	69
898285	1958946	3,6	2,5	-1,1	3	1,6	-2,1	69	3,0	-0,7	69	0,9	-2,8	1	3,7	0,1	52	2,3	-1,3	6	3,5	-0,1	69	2,8	-0,8	52	2,0	-1,6	69	2,8	-0,8	69
905302	1986189	1,6	2,6	0,9	3	2,4	0,7	69	3,0	1,4	69	2,7	1,1	1	4,0	2,3	65	2,6	0,9	4	2,0	0,3	69	2,7	1,1	65	2,6	0,9	69	2,9	1,3	69
929622	2005802	-0,5	-0,6	-0,2	3	1,3	1,7	69	2,2	2,7	69	-1,5	-1,0	1	3,9	4,4	66	0,8	1,3	5	0,4	0,9	69	1,8	2,3	66	1,1	1,5	69	1,7	2,2	69
946428	2002080	-0,5	1,3	1,8	3	1,3	1,8	69	1,3	1,8	69	2,7	3,3	1	3,9	4,5	66	0,4	0,9	3	-0,1	0,4	69	0,9	1,4	66	0,9	1,4	69	1,8	2,3	69
938269	2011465	-1,5	0,5	2,0	3	0,2	1,6	69	1,9	3,3	69	-0,5	1,0	1	3,9	5,4	67	0,6	2,1	5	-0,5	1,0	69	1,6	3,1	67	0,7	2,2	69	1,8	3,2	69
916284	1972822	2,7	1,7	-1,0	3	1,8	-0,9	69	2,3	-0,4	69	1,6	-1,1	1	3,8	1,1	60	1,9	-0,8	5	2,7	-0,1	69	2,0	-0,8	60	1,9	-0,8	69	2,6	-0,2	69
935303	1953959	1,7	N	N	N	3,6	1,9	69	1,1	-0,6	69	1,5	-0,2	1	3,6	1,9	50	N	N	N	1,6	-0,1	69	1,4	-0,3	50	2,8	1,1	69	2,5	0,8	69
883465	1917067	5,7	N	N	N	5,2	-0,4	69	3,0	-2,7	69	5,1	-0,5	1	3,2	-2,5	35	N	N	N	5,1	-0,6	69	4,2	-1,4	35	4,7	-0,9	69	4,0	-1,7	69
885720	1972643	0,9	3,3	2,4	3	3,4	2,5	69	3,8	2,9	69	3,6	2,7	1	4,0	3,1	58	3,5	2,7	3	1,5	0,6	69	3,9	3,0	58	3,6	2,7	69	3,5	2,7	69
891738	1982569	3,6	2,3	-1,3	3	2,6	-0,9	69	3,6	0,1	69	2,7	-0,8	1	3,9	0,3	62	2,3	-1,2	4	3,6	0,0	69	3,2	-0,3	62	2,6	-1,0	69	2,9	-0,7	69
959356	1976830	0,3	N	N	N	0,4	0,1	69	0,3	0,0	69	1,5	1,1	1	3,6	3,3	56	N	N	N	0,3	0,0	69	0,0	-0,3	56	0,5	0,2	69	1,5	1,2	69
901119	1988026	2,7	2,3	-0,4	3	2,3	-0,4	69	3,3	0,5	69	1,6	-1,1	1	3,9	1,2	65	2,3	-0,4	2	2,8	0,0	69	2,9	0,2	65	2,3	-0,4	69	2,3	-0,4	69
890605	2029076	4,2	4,0	-0,2	3	4,5	0,2	69	4,4	0,2	69	2,2	-2,0	1	3,9	-0,3	68	4,7	0,5	3	4,2	0,0	69	4,6	0,4	68	4,8	0,6	69	4,1	-0,1	69
893856	2010309	3,5	2,8	-0,8	3	2,6	-0,9	69	4,0	0,4	69	2,2	-1,3	1	3,9	0,4	67	2,8	-0,7	5	3,6	0,1	69	3,8	0,3	67	2,9	-0,7	69	3,1	-0,4	69
792033	2067484	8,3	N	N	N	6,4	-1,9	69	9,7	1,4	69	6,3	-2,0	1	4,9	-3,4	42	N	N	N	8,5	0,2	69	6,9	-1,4	42	6,6	-1,7	69	5,0	-3,3	69
828819	2044460	6,3	6,9	0,6	3	6,9	0,6	69	7,6	1,3	69	6,8	0,5	1	4,0	-2,4	65	6,9	0,6	2	6,5	0,1	69	7,1	0,7	65	6,9	0,6	69	6,4	0,1	69
837900	2086520	6,4	7,6	1,3	3	6,3	0,0	69	7,8	1,5	69	5,1	-1,2	1	4,0	-2,3	62	7,4	1,0	4	6,6	0,2	69	7,1	0,8	62	7,1	0,7	69	5,3	-1,1	69
885061	1995615	5,1	4,1	-1,0	3	4,9	-0,2	69	4,2	-1,0	69	5,1	0,0	1	3,9	-1,2	66	4,1	-1,0	2	5,0	-0,1	69	3,8	-1,3	66	4,1	-1,0	69	3,6	-1,5	69
894868	2016664	2,2	3,9	1,7	3	3,5	1,2	69	4,0	1,8	69	3,5	1,3	1	3,9	1,7	68	3,8	1,5	4	2,5	0,3	69	4,1	1,9	68	3,7	1,5	69	3,8	1,6	69
860389	1996200	5,0	4,7	-0,3	3	5,4	0,3	69	5,3	0,3	69	5,1	0,1	1	4,0	-1,0	64	4,8	-0,2	7	5,1	0,0	69	5,3	0,3	64	5,4	0,4	69	4,4	-0,6	69
871618	1995568	5,1	5,0	-0,1	3	4,9	-0,2	69	4,8	-0,3	69	5,0	-0,1	1	4,0	-1,2	65	4,9	-0,3	4	5,1	0,0	69	4,6	-0,5	65	4,9	-0,3	69	4,2	-0,9	69
864346	2036055	7,2	7,0	-0,2	3	7,5	0,2	69	5,8	-1,4	69	7,4	0,2	1	3,9	-3,4	68	7,0	-0,2	5	7,0	-0,2	69	5,8	-1,4	68	7,1	-0,1	69	5,6	-1,7	69
834068	2043915	6,8	6,4	-0,4	3	6,3	-0,6	69	7,4	0,5	69	6,3	-0,5	1	3,9	-2,9	67	6,4	-0,4	3	6,9	0,1	69	6,7	-0,2	67	6,4	-0,4	69	6,0	-0,8	69
870077	2027772	7,4	6,4	-1,0	3	6,4	-0,9	69	5,4	-2,0	69	7,2	-0,2	1	3,9	-3,5	68	6,2	-1,2	4	7,1	-0,3	69	5,3	-2,1	68	6,2	-1,2	69	5,2	-2,2	69
946124	2035653	2,6	2,7	0,1	3	2,9	0,3	69	1,9	-0,8	69	3,3	0,7	1	3,9	1,3	67	2,7	0,1	2	2,5	-0,1	69	1,6	-1,0	67	2,6	0,0	69	3,1	0,4	69
943754	2033479	3,3	2,9	-0,4	3	3,1	-0,2	69	1,9	-1,4	69	2,6	-0,7	1	3,9	0,6	67	2,9	-0,4	4	3,1	-0,2	69	1,6	-1,7	67	2,9	-0,4	69	2,8	-0,5	69
929317	2084826	3,8	4,2	0,4	3	4,7	0,9	69	3,4	-0,4	69	4,4	0,6	1	3,9	0,1	65	4,4	0,6	5	3,7	-0,1	69	3,8	0,0	65	4,8	1,0	69	4,3	0,5	69
964800	2045387	-1,8	N	N	N	0,5	2,3	69	1,1	3,0	69	0,5	2,3	1	3,9	5,7	65	N	N	N	1,1	3,0	69	1,1	3,0	65	0,8	2,6	69	2,4	4,2	69
945064	2077716	4,4	3,4	-1,0	3	3,5	-0,9	69	2,6	-1,8	69	3,7	-0,7	1	3,8	-0,5	64	3,2	-1,2	4	4,1	-0,2	69	2,6	-1,7	64	3,3	-1,0	69	3,7	-0,6	69
883920	2068640	6,1	6,5	0,4	3	7,3	1,2	69	5,4	-0,8	69	7,3	1,2	1	3,9	-2,2	67	6,5	0,4	5	6,0	-0,1	69	5,6	-0,5	67	6,4	0,3	69	5,7	-0,4	69
872804	2098734	7,2	6,1	-1,0	3	5,7	-1,5	69	6,4	-0,8	69	5,2	-1,9	1	4,0	-3,2	62	6,0	-1,1	4	7,0	-0,1	69	6,1	-1,1	62	6,0	-1,2	69	5,3	-1,8	69

911759	2079825	5,0	5,3	0,3	3	5,4	0,4	69	4,2	-0,8	69	5,3	0,3	1	3,9	-1,2	66	5,3	0,3	2	5,0	-0,1	69	4,6	-0,5	66	5,3	0,3	69	5,3	0,2	69
961655	2034689	0,5	-1,5	-2,0	3	-1,1	-1,6	69	1,1	0,6	69	-1,8	-2,3	1	3,9	3,4	67	-1,2	-1,7	4	1,1	0,6	69	0,3	-0,1	67	-0,7	-1,1	69	1,8	1,3	69
893011	2085575	3,4	5,6	2,1	3	6,0	2,6	69	5,2	1,8	69	5,7	2,3	1	3,9	0,5	66	5,5	2,1	6	3,7	0,2	69	5,6	2,1	66	5,6	2,2	69	5,4	2,0	69
940598	2031263	3,3	2,7	-0,5	3	3,3	0,1	69	2,1	-1,2	69	3,3	0,0	1	3,9	0,6	67	2,7	-0,5	2	3,1	-0,2	69	1,8	-1,5	67	2,6	-0,6	69	2,9	-0,3	69
881337	2090776	5,2	6,0	0,8	3	6,1	0,9	69	5,8	0,6	69	5,7	0,5	1	3,9	-1,3	65	6,0	0,8	3	5,3	0,1	69	6,0	0,8	65	5,9	0,7	69	5,6	0,4	69
875027	2072315	7,3	5,8	-1,5	3	6,1	-1,2	69	5,8	-1,5	69	6,7	-0,6	1	3,8	-3,5	67	5,8	-1,5	1	7,1	-0,2	69	5,9	-1,4	67	6,1	-1,2	69	5,9	-1,4	69
928180	2062316	6,3	2,3	-4,0	3	2,5	-3,8	69	3,1	-3,2	69	1,4	-4,9	1	3,9	-2,4	67	3,0	-3,3	5	5,9	-0,4	69	3,3	-3,0	67	3,2	-3,1	69	3,5	-2,8	69
868660	2072032	5,1	7,2	2,0	3	7,7	2,6	69	6,1	1,0	69	7,3	2,2	1	3,9	-1,3	67	7,1	2,0	5	5,3	0,1	69	6,4	1,2	67	7,3	2,1	69	6,3	1,2	69
945533	2069392	3,7	3,3	-0,4	3	4,0	0,3	69	2,4	-1,3	69	4,4	0,7	1	3,8	0,1	65	3,4	-0,3	2	3,5	-0,2	69	2,5	-1,2	65	3,5	-0,1	69	3,8	0,1	69
944417	2052072	1,4	3,0	1,6	3	1,6	0,2	69	2,2	0,8	69	2,6	1,2	1	3,9	2,4	66	2,3	0,9	4	1,5	0,1	69	2,3	0,9	66	2,4	0,9	69	3,2	1,7	69
906863	2060657	6,3	6,1	-0,2	3	5,7	-0,7	69	4,1	-2,2	69	6,1	-0,2	1	3,9	-2,4	68	5,5	-0,8	4	6,0	-0,3	69	4,5	-1,9	68	5,6	-0,7	69	4,6	-1,7	69
915158	2038815	6,1	3,8	-2,3	3	2,7	-3,4	69	3,4	-2,7	69	2,6	-3,4	1	3,9	-2,2	68	3,3	-2,8	4	5,7	-0,4	69	3,4	-2,7	68	3,0	-3,1	69	3,3	-2,7	69
926375	2049604	1,4	4,9	3,5	3	5,6	4,3	69	3,0	1,6	69	6,3	4,9	1	4,0	2,6	68	4,8	3,4	5	1,6	0,2	69	3,4	2,0	68	5,2	3,8	69	4,1	2,7	69
926052	2033445	2,6	4,5	1,9	3	3,2	0,5	69	2,8	0,2	69	6,1	3,4	1	3,9	1,3	68	3,9	1,3	4	2,7	0,0	69	2,8	0,2	68	3,3	0,7	69	3,4	0,8	69
893454	2060001	6,1	5,9	-0,2	3	6,1	0,0	69	4,8	-1,3	69	6,1	0,0	1	3,9	-2,2	68	6,0	-0,1	5	5,9	-0,2	69	5,1	-1,0	68	6,1	0,1	69	5,1	-0,9	69
882898	2085099	5,7	5,2	-0,5	3	4,7	-1,0	69	5,7	0,0	69	5,2	-0,5	1	3,8	-1,8	66	5,2	-0,5	2	5,7	0,0	69	5,8	0,1	66	5,1	-0,6	69	5,3	-0,4	69
910943	2080525	5,3	5,0	-0,3	3	4,9	-0,4	69	4,2	-1,1	69	5,0	-0,3	1	3,9	-1,4	66	5,0	-0,3	4	5,1	-0,2	69	4,6	-0,7	66	5,0	-0,3	69	5,0	-0,3	69
876532	2076462	6,7	6,4	-0,3	3	7,4	0,7	69	5,8	-0,9	69	7,3	0,6	1	3,8	-2,9	66	6,4	-0,4	4	6,6	-0,1	69	5,9	-0,8	66	6,6	-0,1	69	6,2	-0,5	69
916527	2128115	5,1	4,3	-0,8	3	4,4	-0,7	69	4,7	-0,4	69	5,8	0,7	1	4,1	-1,0	58	4,3	-0,8	3	5,0	-0,1	69	4,5	-0,6	58	4,4	-0,7	69	4,6	-0,5	69
951999	2113183	1,2	2,9	1,7	3	3,2	2,0	69	2,8	1,6	69	2,8	1,6	1	3,9	2,8	60	3,0	1,8	4	1,4	0,2	69	2,9	1,7	60	3,0	1,9	69	3,5	2,3	69
955514	2119511	2,8	N	N	N	0,8	-2,0	69	2,7	-0,1	69	1,2	-1,6	1	3,9	1,1	56	N	N	N	2,8	0,0	69	2,0	-0,8	56	1,2	-1,6	69	2,6	-0,2	69
932721	2108202	4,3	5,5	1,2	3	5,4	1,1	69	3,6	-0,7	69	6,1	1,8	1	3,9	-0,4	63	4,8	0,5	4	4,2	-0,1	69	3,7	-0,6	63	4,9	0,6	69	4,8	0,5	69
940926	2100492	2,7	3,6	0,9	3	2,4	-0,4	69	3,1	0,4	69	4,3	1,6	1	3,9	1,1	63	3,3	0,6	2	2,8	0,1	69	3,3	0,6	63	3,3	0,6	69	4,1	1,3	69
909182	2132931	5,8	5,4	-0,4	3	5,5	-0,4	69	5,1	-0,7	69	5,1	-0,7	1	4,2	-1,7	57	5,3	-0,5	3	5,7	-0,1	69	4,7	-1,1	57	5,2	-0,7	69	4,8	-1,0	69
892454	2107990	5,8	5,7	-0,1	3	5,5	-0,3	69	5,6	-0,2	69	6,2	0,5	1	4,0	-1,8	61	5,6	-0,2	2	5,7	0,0	69	5,5	-0,2	61	5,4	-0,4	69	5,3	-0,5	69
884937	2105409	6,2	6,2	0,0	3	6,1	-0,1	69	5,9	-0,4	69	5,8	-0,5	1	4,0	-2,2	61	6,2	-0,1	4	6,2	-0,1	69	5,8	-0,5	61	6,0	-0,3	69	5,4	-0,9	69
897717	2137921	5,9	N	N	N	5,9	0,0	69	5,8	-0,1	69	5,8	-0,1	1	4,2	-1,7	55	N	N	N	5,9	0,0	69	5,3	-0,6	55	5,7	-0,2	69	4,9	-1,0	69
934703	2137996	2,5	4,2	1,7	3	4,9	2,4	69	4,0	1,5	69	3,2	0,6	1	4,2	1,6	51	3,8	1,3	3	2,8	0,2	69	3,7	1,2	51	4,1	1,5	69	4,2	1,7	69
918693	2116356	2,9	5,4	2,5	3	5,5	2,7	69	4,4	1,6	69	5,1	2,2	1	4,0	1,1	62	5,2	2,4	3	3,1	0,2	69	4,6	1,7	62	5,3	2,4	69	4,8	1,9	69
897190	2119719	4,7	5,8	1,1	3	5,8	1,0	69	5,5	0,8	69	5,8	1,0	1	4,1	-0,6	59	5,7	1,0	5	4,9	0,1	69	5,5	0,8	59	5,8	1,0	69	5,1	0,3	69
932815	2113588	6,1	4,0	-2,1	3	3,8	-2,3	69	3,7	-2,4	69	4,3	-1,8	1	3,9	-2,2	61	3,6	-2,5	4	5,7	-0,4	69	3,5	-2,6	61	3,6	-2,4	69	4,0	-2,1	69
909276	2105668	5,0	4,3	-0,7	3	3,4	-1,6	69	4,7	-0,3	69	2,9	-2,1	1	3,9	-1,1	63	4,3	-0,8	5	5,0	0,0	69	4,8	-0,2	63	4,0	-1,0	69	4,6	-0,4	69
933753	2155198	3,2	N	N	N	2,8	-0,4	69	4,3	1,1	69	2,5	-0,6	1	4,3	1,1	45	N	N	N	4,3	1,1	69	3,4	0,3	45	3,3	0,1	69	4,0	0,8	69
			Triangulation			Fonction base radiale			Polynomial regression			Nearest neighbour			Moving average			Natural neighbour			Minimum curvature			Local polynomial			Kriging			Inverse distance		
X	Y	Z	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n	Est	Res	n

Résultats de validation croisée selon dix méthodes d'interpolation différentes. (X : longitude, Y : latitude, Z : température mesurée, Est : température estimée, Res : résidu = Z-Est, n : nombre de valeurs utilisées pour l'interpolation de la température en ce point, N : donnée non estimable, car en dehors de la limite spatiale d'interpolation)

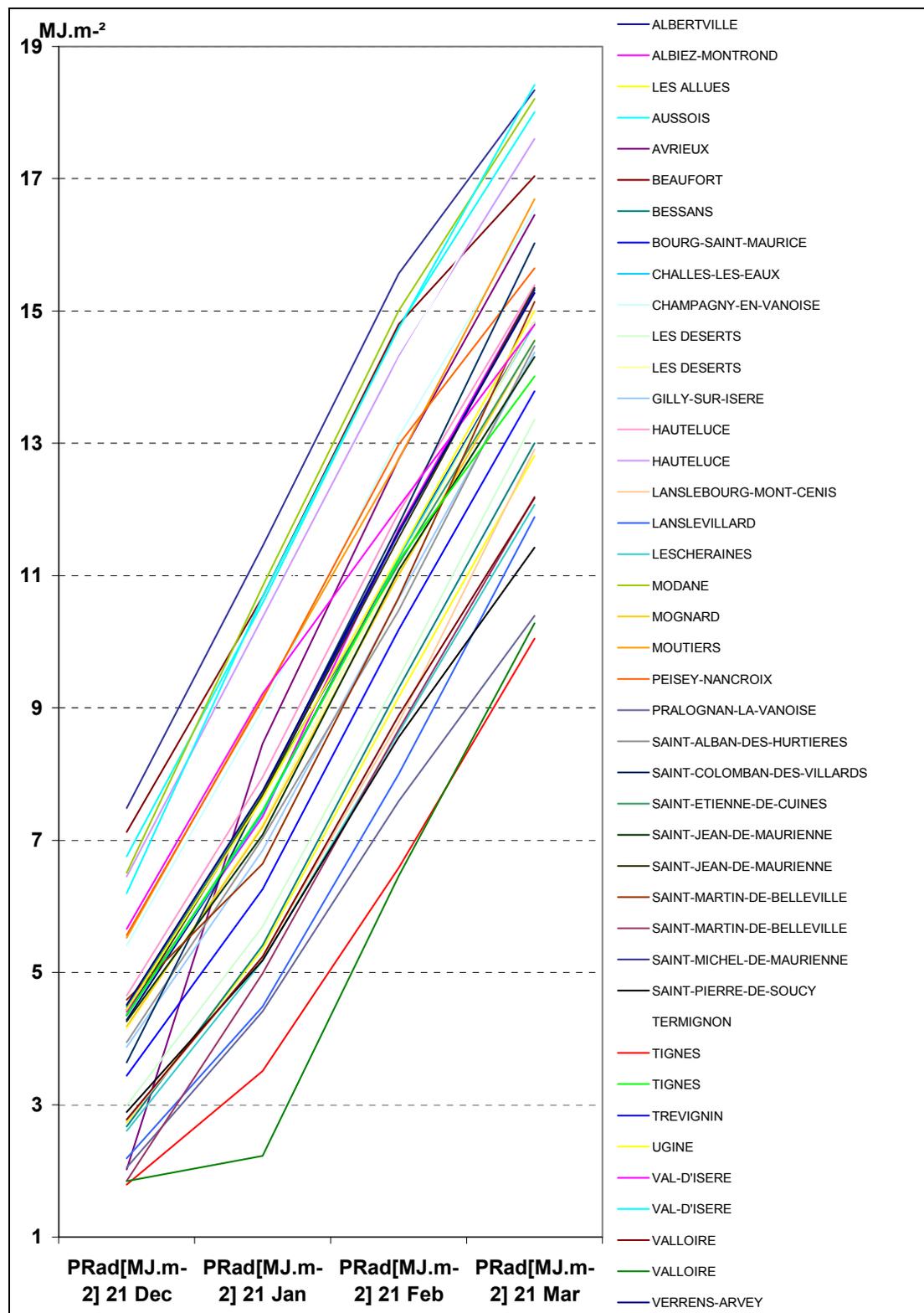
## **ANNEXE 4-1 :**

### **CARACTERISTIQUES DES DONNEES PROVENANT DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN**

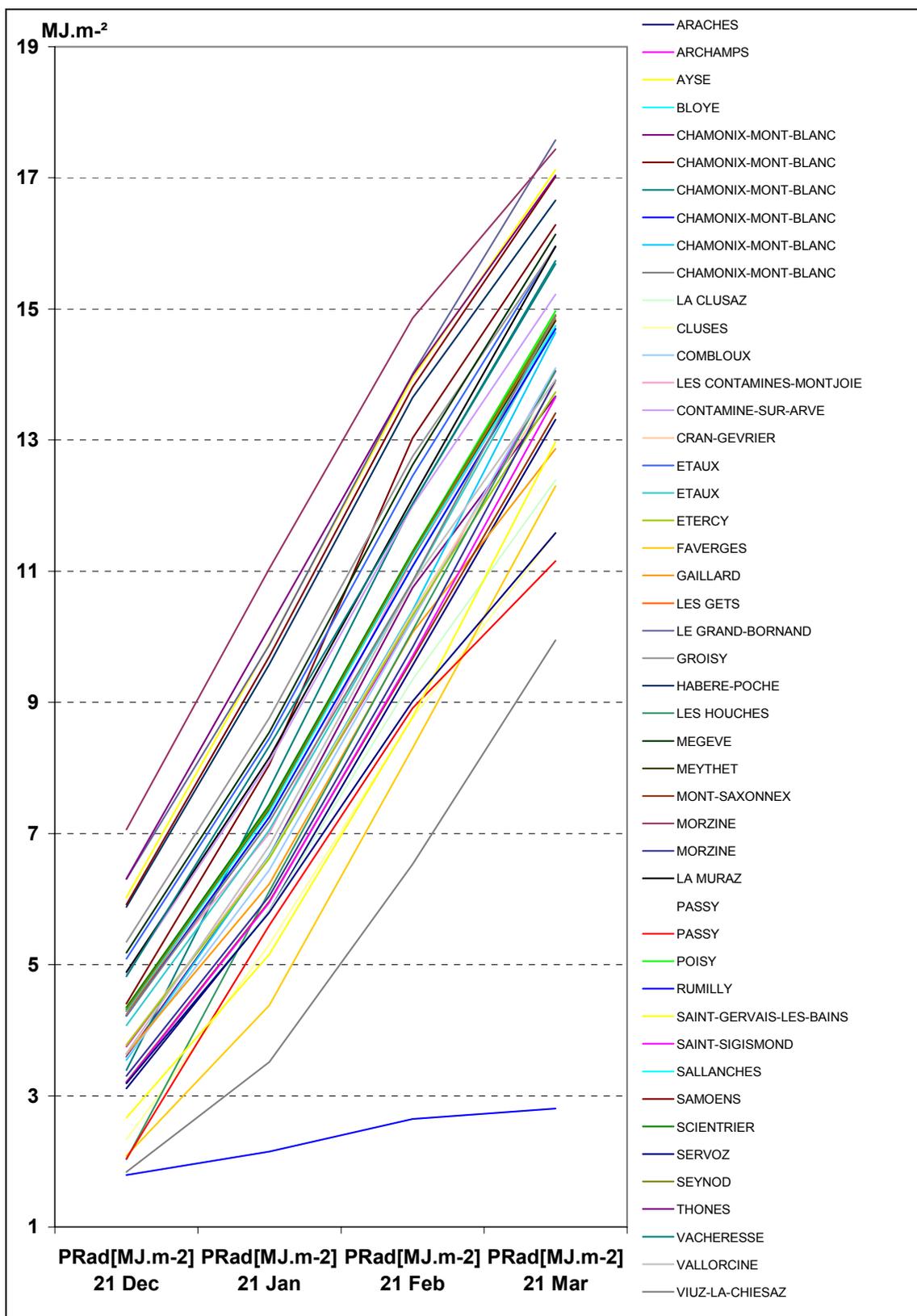
Caractéristiques des données des modèles numériques de terrain.

<b>Min X</b>	<b>788325,125</b>
<b>Max X</b>	<b>979950,125</b>
<b>Min Y</b>	<b>1908050</b>
<b>Max Y</b>	<b>2165875</b>
<b>Unité de référence</b>	<b>mètre</b>
<b>Projection</b>	<b>Lambert 2 Etendu</b>
<b>Colonnes</b>	<b>1277</b>
<b>Lignes</b>	<b>1719</b>
<b>Résolution (4 départements)</b>	<b>150 mètres</b>
<b>Résolution MNT 05</b>	<b>50 mètres</b>
<b>Résolution MNT 38</b>	<b>75 mètres</b>
<b>Résolution MNT 73</b>	<b>50 mètres</b>
<b>Résolution MNT 74</b>	<b>50 mètres</b>

Les quatre modèles numériques de terrain représentant les départements étudiés ne disposant pas de la même résolution (50 mètres et 75 mètres), nous avons choisi de travailler sur un multiple commun aux deux, à savoir 150 mètres.

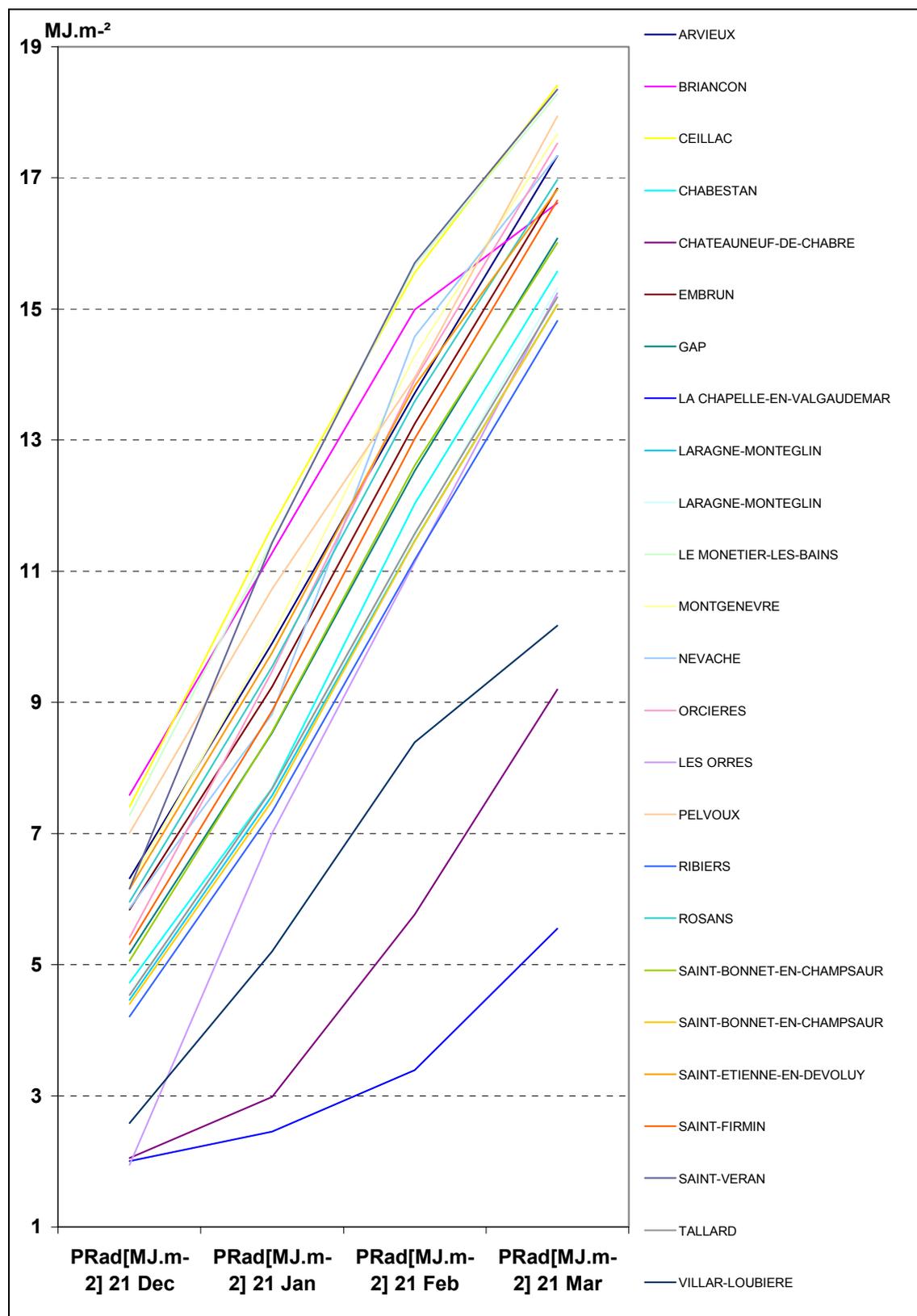
**ANNEXE 4-2 :****GRAPHES DE RADIATION POTENTIELLE**

Evolution de la radiation potentielle calculée pour les journées du 21 décembre, 21 janvier, 21 février et 21 mars dans les stations de Savoie

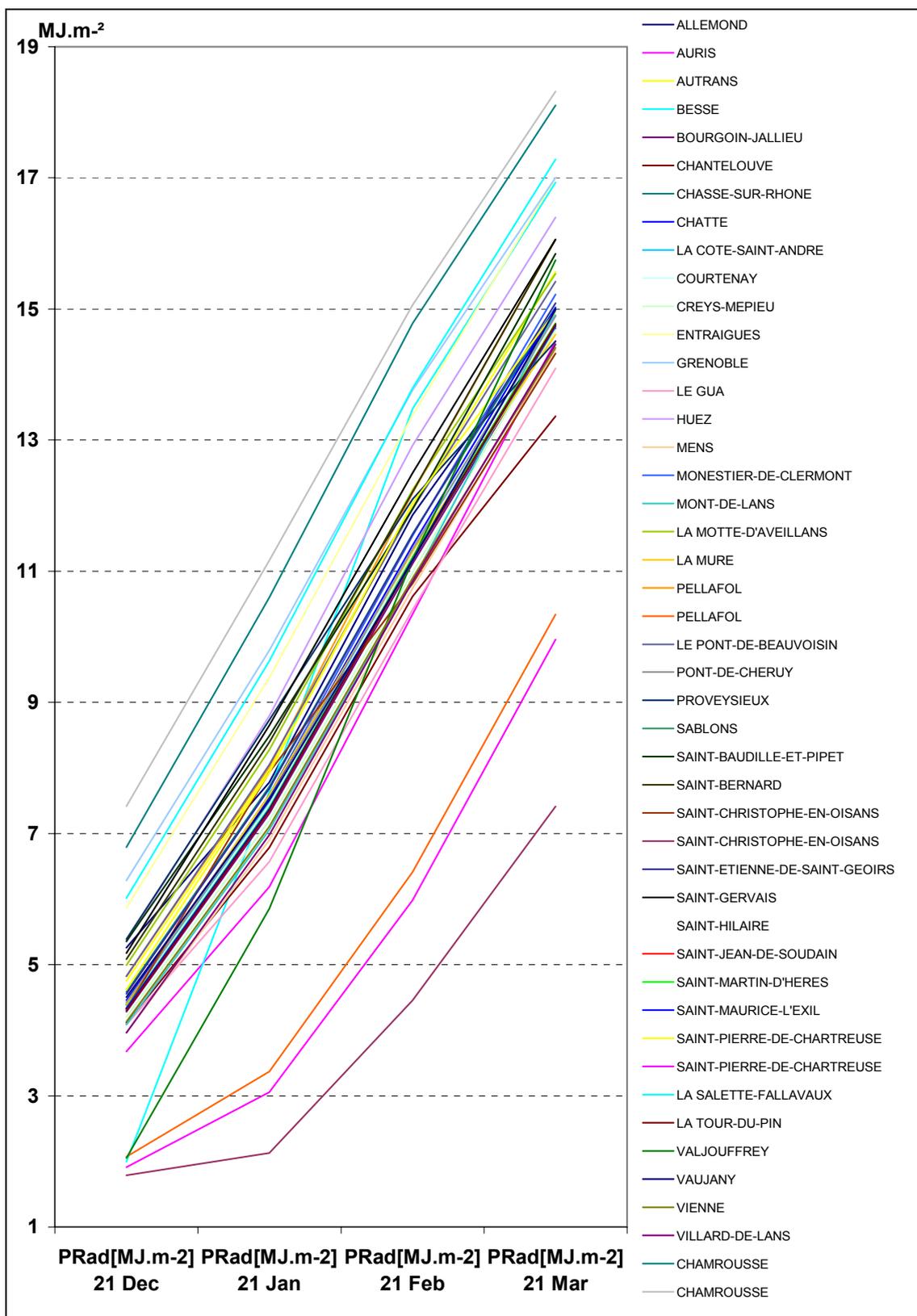


Evolution de la radiation potentielle calculée pour les journées du 21 décembre, 21 janvier, 21 février et 21 mars dans les stations de Haute Savoie

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005



Evolution de la radiation potentielle calculée pour les journées du 21 décembre, 21 janvier, 21 février et 21 mars dans les stations des Hautes Alpes.



Evolution de la radiation potentielle calculée pour les journées du 21 décembre, 21 janvier, 21 février et 21 mars dans les stations de l'Isère

**ANNEXE 4-3 :****CORINE LAND COVER****La base de données géographiques CORINE Land Cover**Extrait du site <http://www.ifen.fr><sup>134</sup>

« Le programme européen CORINE Land Cover a pour objet de fournir, pour les pays de l'Union européenne, une information géographique homogène sur l'occupation du sol. En France, il a pour maître d'ouvrage l'Institut français de l'environnement (IFEN). Il bénéficie de la participation financière de la Commission européenne, du Centre national d'études spatiales (CNES) et du Ministère de l'écologie et du développement durable. Les principaux partenaires techniques du programme français sont le Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), l'Inventaire forestier national (IFN) et l'Institut géographique national (IGN). Les organismes et entreprises suivants ont contribué au programme français : IGN-France International, SIRS, Metalog, Unisfère, IETI Consultants, Scot Conseil, Planistat Europe, SITee, le laboratoire Costel, l'IAURIF et le Conseil Régional du Nord-Pas-de-Calais.

La continuité du programme CORINE Land Cover et la diffusion des résultats sont assurées par l'Agence européenne pour l'environnement.

L'inventaire CORINE Land Cover a été produit en France en deux étapes : le tiers sud du pays (zone 1) sous la maîtrise d'œuvre de IGN-France International et les 17 régions restantes (zone 2 couvrant le centre et le Nord de la France) sous la maîtrise d'ouvrage déléguée et la maîtrise d'œuvre de l'IFEN.

Cette dernière zone a donné lieu à un calage géométrique partiel sur la BD Carto© de l'IGN. Parmi ces 17 régions, 15 ont été réalisées par l'atelier CORINE land cover de l'IFEN et 2 ont donné lieu à une mise aux normes européennes de fichiers régionaux existants. »

**Éléments techniques**

Superficie couverte	550 000 km <sup>2</sup>
Système de projection	Lambert II étendu (conforme et conique)
Nombre de feuillets au 1:100.000	311
Satellites & capteurs utilisés	Landsat MSS et Spot XS
Nombre de scènes utilisées	42 Landsat et 250 Spot
Nombre total d'images	Zone 1 : 15 Landsat MSS et 40 Spot Zone 2 : 240 Spot
Période d'acquisition des données satellites	Zone 1 : 1987-1988 (de juin à septembre) Zone 2 : 1989-1994 (de juin à septembre)

**Principales données exogènes**

Cartes topographiques IGN au 1:25 000, 1:50 000 et 1:100 000

Cartes de la végétation CNRS au 1:200 000

Cartes des types de peuplement forestier IFN au 1:200 000

BD Carto© de l'IGN, couches occupation des sols et réseaux

Photographies aériennes panchromatiques IGN au 1:30 000 et 1:60 000

Photographies aériennes IFN au 1:17 000 et 1:30 000

<sup>134</sup> <http://www.ifen.fr/>

<http://www.ifen.fr/donIndic/Donnees/corine/3corin.htm>

Le programme CORINE land cover repose sur une nomenclature standard hiérarchisée à 3 niveaux et 44 postes répartis selon 5 grands types d'occupation du territoire :

### **1. Territoires artificialisés**

- 1.1. Zones urbanisées
  - 1.1.1. Tissu urbain continu
  - 1.1.2. Tissu urbain discontinu
- 1.2. Zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication
  - 1.2.1. Zones industrielles et commerciales
  - 1.2.2. Réseaux routier et ferroviaire et espaces associés
  - 1.2.3. Zones portuaires
  - 1.2.4. Aéroports
- 1.3. Mines, décharges et chantiers
  - 1.3.1. Extraction de matériaux
  - 1.3.2. Décharges
  - 1.3.3. Chantiers
- 1.4. Espaces verts artificialisés, non agricoles
  - 1.4.1. Espaces verts urbains
  - 1.4.2. Equipements sportifs et de loisirs

### **2. Territoires agricoles**

- 2.1. Terres arables
  - 2.1.1. Terres arables hors périmètres d'irrigation
  - 2.1.2. Périmètres irrigués en permanence
  - 2.1.3. Rizières
- 2.2. Cultures permanentes
  - 2.2.1. Vignobles
  - 2.2.2. Vergers et petits fruits
  - 2.2.3. Oliveraies
- 2.3. Prairies
  - 2.3.1. Prairies
- 2.4. Zones agricoles hétérogènes
  - 2.4.1. Cultures annuelles associées aux cultures permanentes
  - 2.4.2. Systèmes culturaux et parcellaires complexes
  - 2.4.3. Territoires principalement occupés par l'agriculture, avec présence de végétation naturelle importante
  - 2.4.4. Territoires agro-forestiers

### **3. Forêts et milieux semi-naturels**

- 3.1. Forêts
  - 3.1.1. Forêts de feuillus
  - 3.1.2. Forêts de conifères
  - 3.1.3. Forêts mélangées
- 3.2. Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée
  - 3.2.1. Pelouses et pâturages naturels
  - 3.2.2. Landes et broussailles
  - 3.2.3. Végétation sclérophylle
  - 3.2.4. Forêt et végétation arbustive en mutation
- 3.3. Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation
  - 3.3.1. Plages, dunes et sable
  - 3.3.2. Roches nues
  - 3.3.3. Végétation clairsemée
  - 3.3.4. Zones incendiées
  - 3.3.5. Glaciers et neiges éternelles

### **4. Zones humides**

- 4.1. Zones humides intérieures
  - 4.1.1. Marais intérieurs
  - 4.1.2. Tourbières
- 4.2. Zones humides maritimes
  - 4.2.1. Marais maritimes
  - 4.2.2. Marais salants
  - 4.2.3. Zones intertidales

### **5. Surfaces en eau**

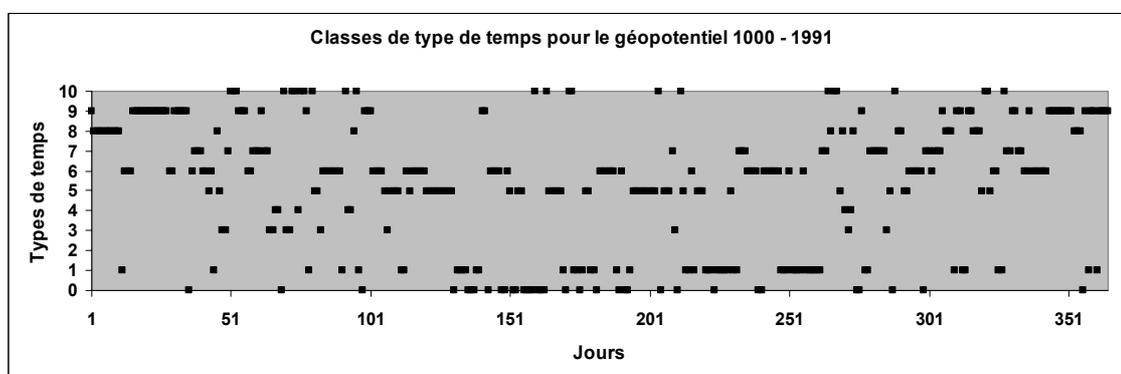
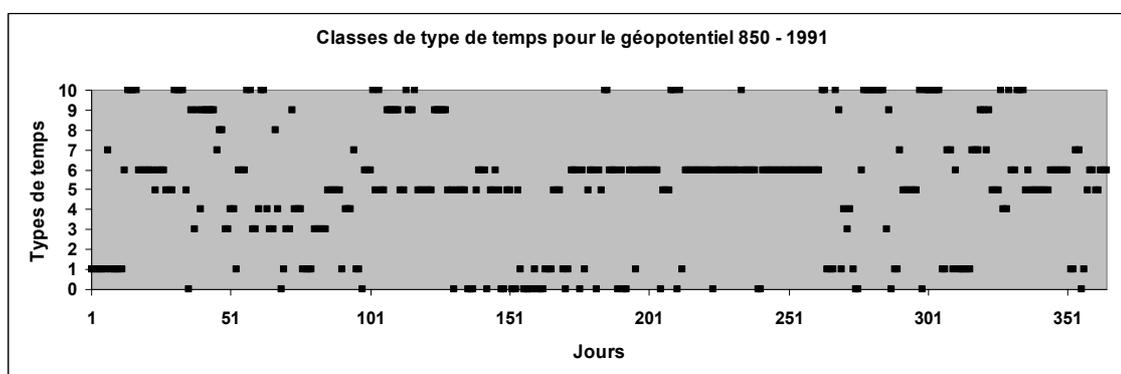
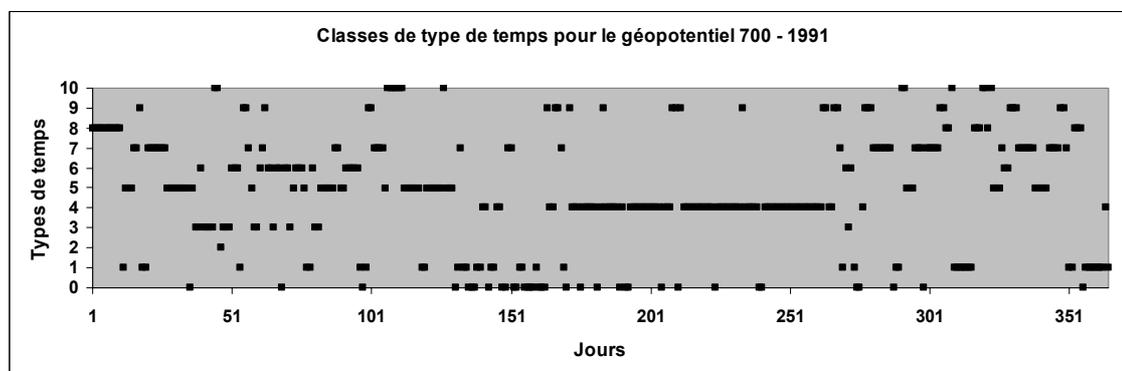
- 5.1. Eaux continentales
  - 5.1.1. Cours et voies d'eau
  - 5.1.2. Plans d'eau
- 5.2. Eaux maritimes
  - 5.2.1. Lagunes littorales
  - 5.2.2. Estuaires
  - 5.2.3. Mers et océans

**ANNEXE 5-1 :**  
**SERIES CHRONOLOGIQUES DES TYPES DE TEMPS**  
**(ANNEES 1991 A 1995)**

---

Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps.

## 1991

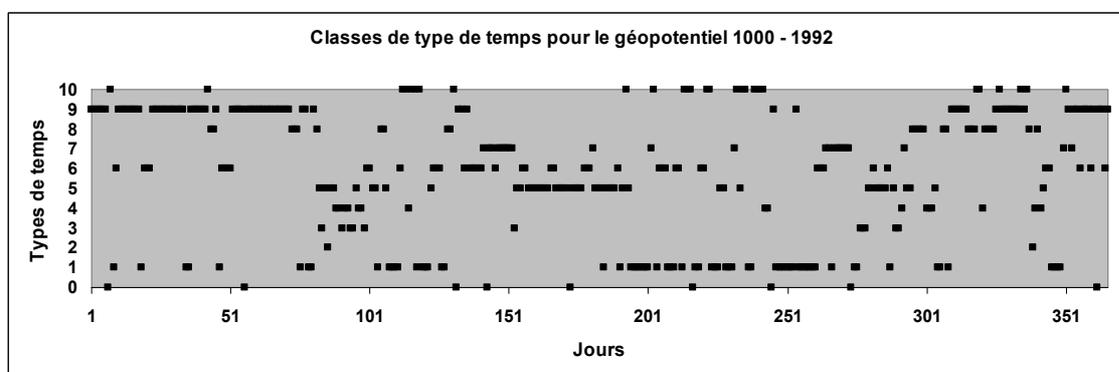
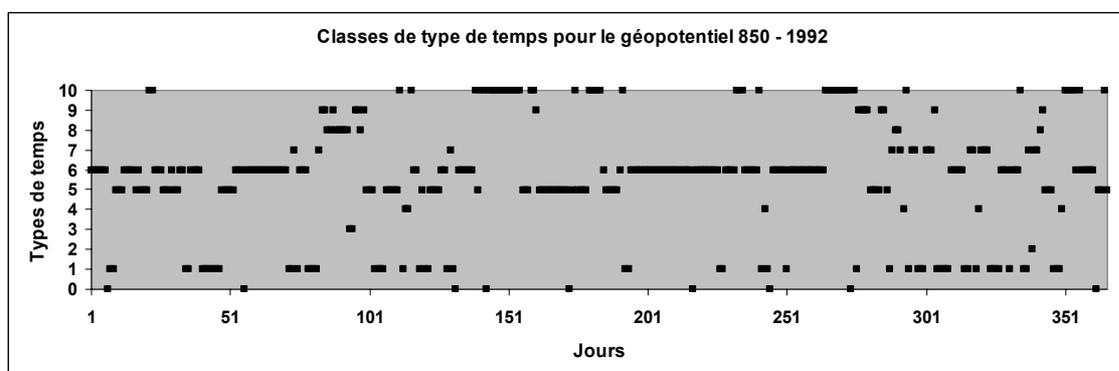
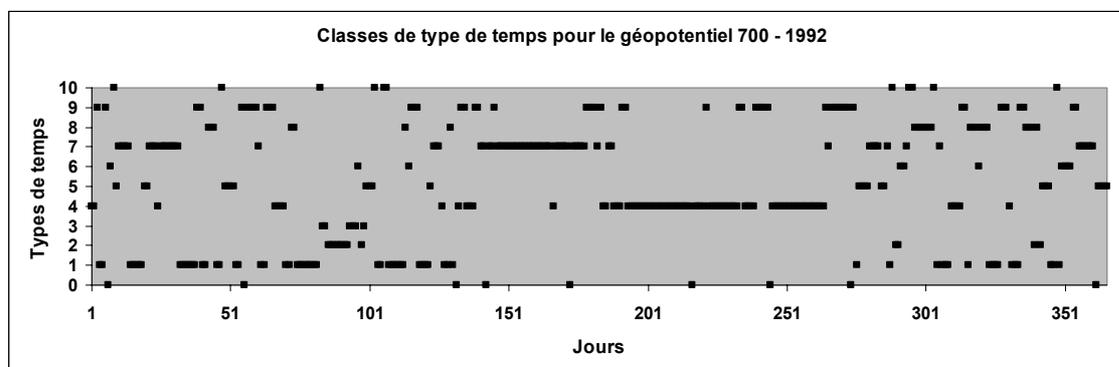


(Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Pour l'année 1991, le type 4 (géopotentiel 700) domine à nouveau nettement la saison estivale. Le type 6 (géopotentiel 850) semble être très corrélé (toujours en été) au type 4 du géopotentiel 700. Au champ de géopotentiel 1000, la répartition est moins nette, on peut tout de même citer la présence prépondérante du type 9, en hiver, ou bien celle du type 1, en automne. Le type 6 apparaît tout au long de l'année, souvent en alternance avec le type 5.

Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps.

## 1992



(Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

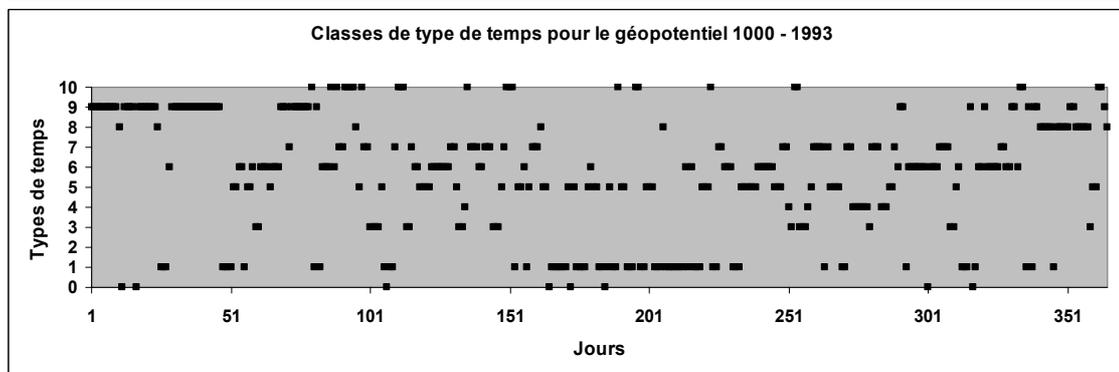
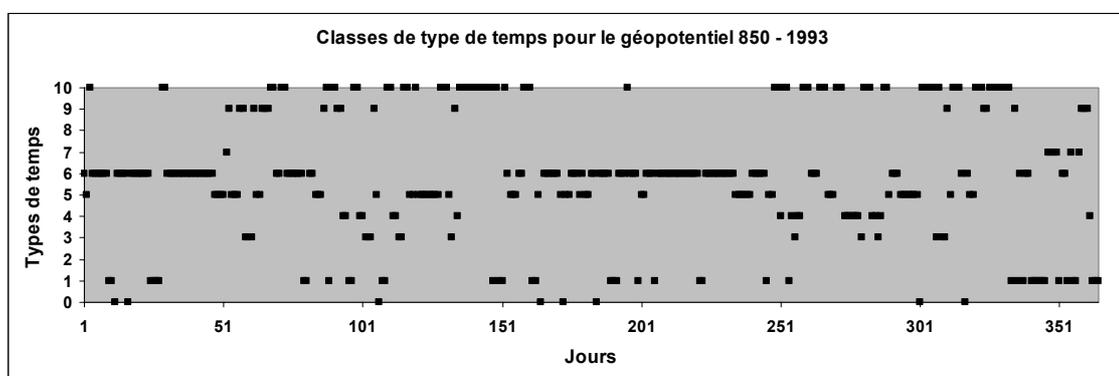
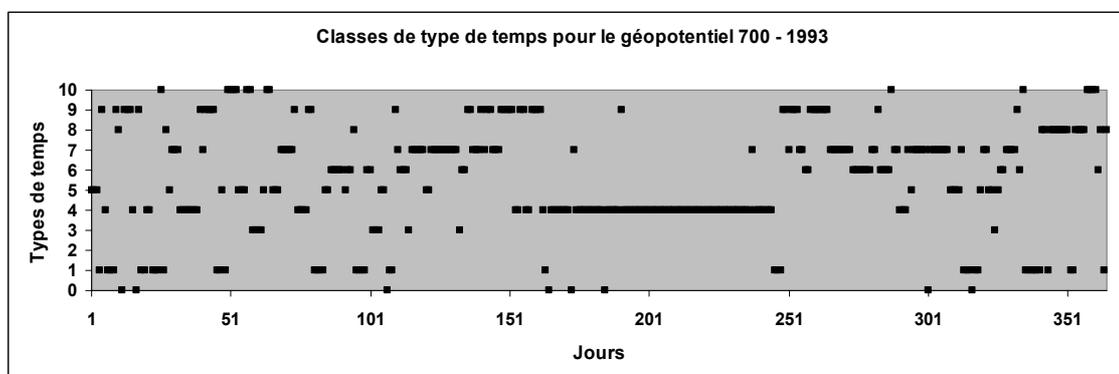
Pour l'année 1992, le type 4 (géopotentiel 700) domine nettement la saison estivale. Il est précédé durant la saison d'une longue domination du type 7, moins nette les autres années.

Le type 6 (géopotentiel 850) s'est montré très présent tout au long de l'année, souvent précédé du type 5.

Au champ de géopotentiel 1000, on note la présence prépondérante du type 9 en hiver (en début comme en fin d'année), du type 5 en été, du type 1 en automne, et du type 8 en fin d'année.

Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps.

## 1993



(Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

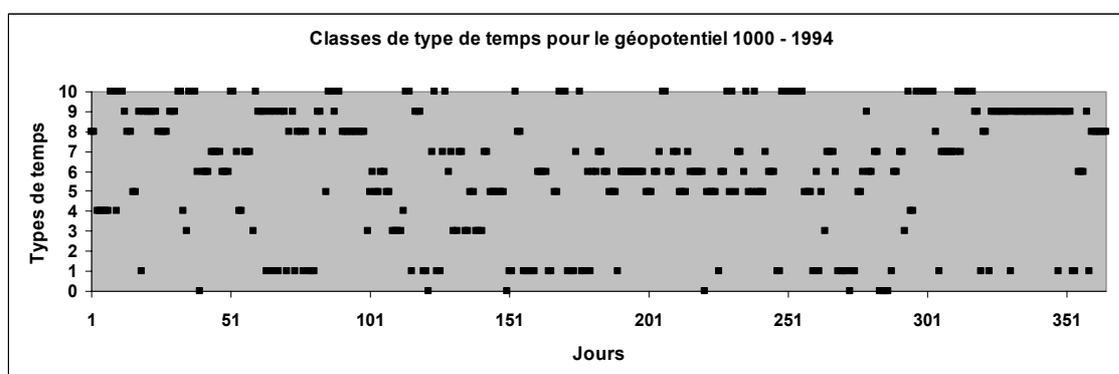
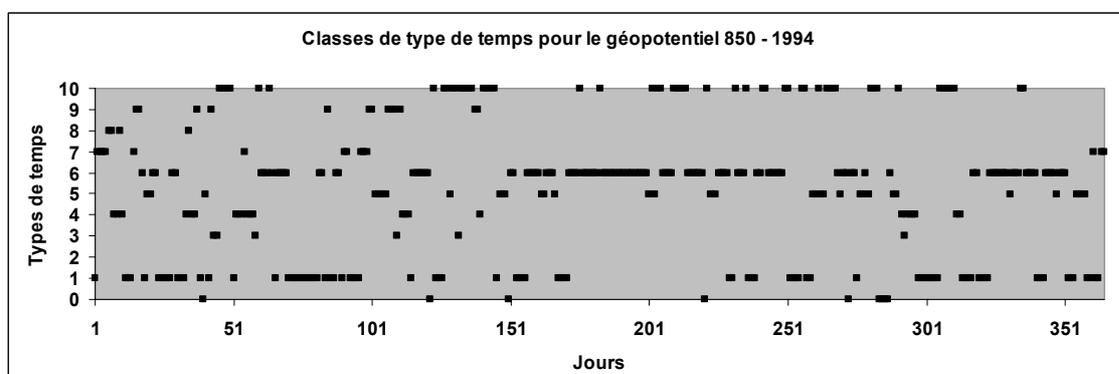
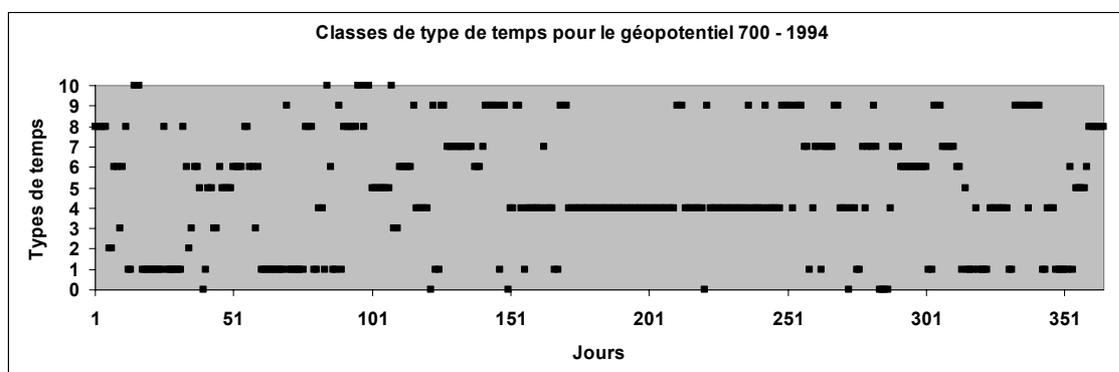
Pour l'année 1993, le type 4 (géopotentiel 700) domine toujours très nettement et sans partage la saison estivale. Le reste de l'année est beaucoup plus varié.

Le type 6 (géopotentiel 850) s'est montré présent à la fois en été et en hiver. Dans une moindre mesure, on retrouve le type 10 au printemps et en automne, le type 1 en toute fin d'année.

Au champ de géopotentiel 1000, la répartition est moins nette, on peut tout de même citer la présence prépondérante du type 9 en hiver (surtout en début d'année) et du type 1 durant l'été. Les types 5, 6 et 7 se divisent la majorité des autres journées.

Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps.

## 1994



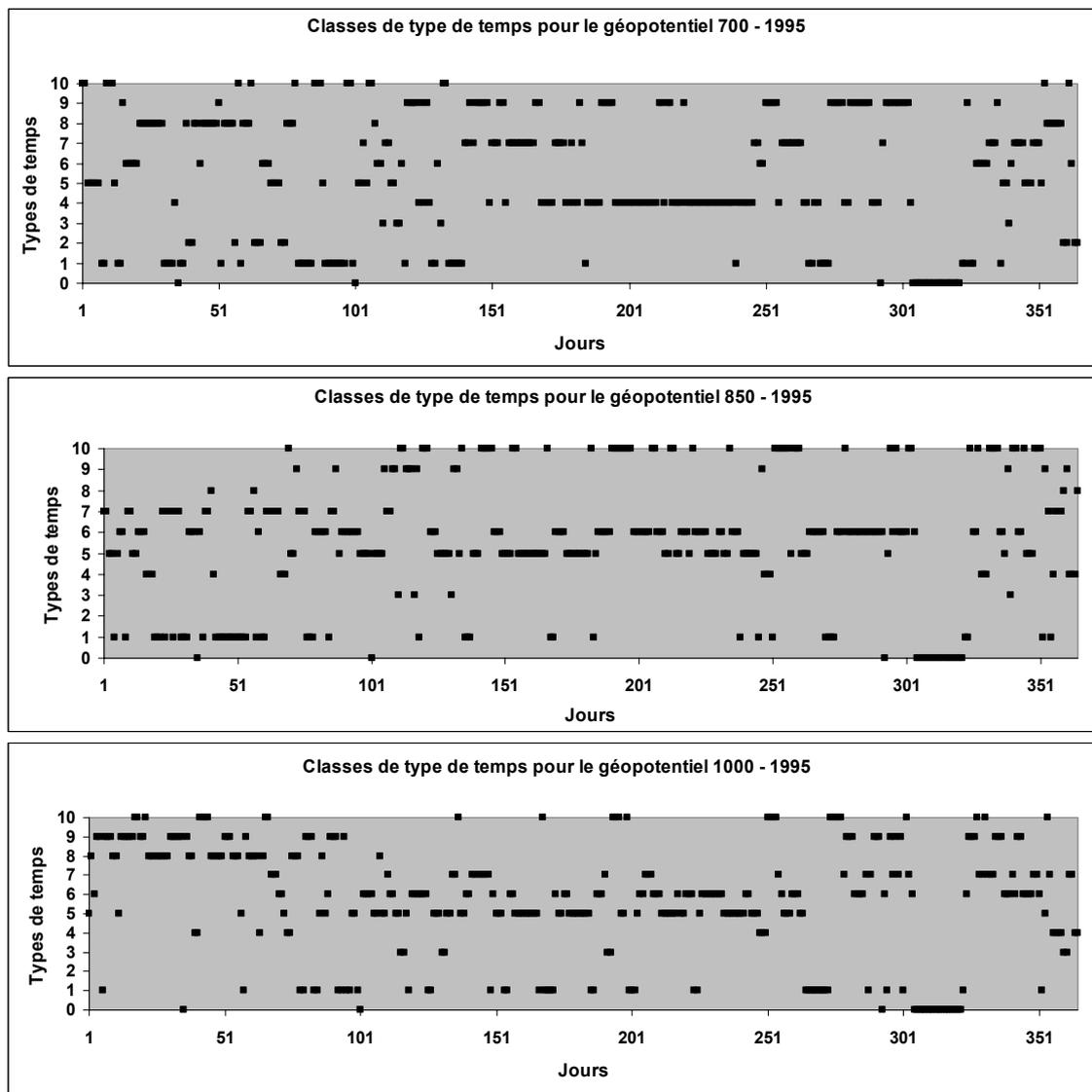
(Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Pour l'année 1994, le type 4 (géopotentiel 700) domine très nettement la saison estivale. On observe deux périodes, en début d'année, pour lesquelles le type 1 est resté présent. Le type 6 (géopotentiel 850) s'est montré très fréquent tout au long de l'année, le type 1 apparaissant surtout en début et fin d'année.

Au champ de géopotentiel 1000, la répartition est moins nette, on peut tout de même citer la présence prépondérante et durable du type 9 en fin d'année. Il s'agit peut-être de l'année pour laquelle la répartition est la plus équitable entre les différents types de temps (au champ de géopotentiel 1000 hPa).

Variation temporelle quotidienne des classes de types de temps des géopotentiels 700, 800 et 1000 hPa. En abscisse sont représentés les jours juliens de chaque année, en ordonnée les classes de type de temps.

## 1995



(Lhotellier R., 2005, d'après données Météo-France)

Pour l'année 1995, le type 4 (géopotiel 700) domine la saison estivale. Les types 7, 8 et 9 sont également assez présents.

Au champ de géopotiel 850, le type 1 a marqué le début d'année, puis c'est le type 5 (printemps - été) suivi par le type 6 (été-automne) qui sont devenus majoritaires.

Au champ de géopotiel 1000, la répartition est moins stable, on observe en début d'année l'alternance des types 8 et 9 (temps anticyclonique puis perturbé), puis sur une grande saison printanière et estivale, l'alternance des types 5 et 6, et, en fin d'année, des enchaînements entre les types 1, 5, 6 et 9.

**ANNEXE 5-2 :****DUREE, PERSISTANCE ET ENCHAINEMENTS DES TYPES DE TEMPS****Persistence et enchaînement des types de temps à 24h, 48h et 72h – Géopotential 1000 hPa**

Chaque tableau présente, pour une échéance donnée (24H, 48H ou 72H), la probabilité d'enchaînement des types de temps entre un jour J et l'échéance donnée.

Par exemple, si un jour J connaît un type de temps n°6, la probabilité que ce type persiste le lendemain atteint 60%. Celle qu'il persiste 48H plus tard atteint 40,4%, et celle qu'il soit toujours présent 72H plus tard 26,5%. A l'échéance de 24H, la probabilité pour qu'un type n°7 s'installe à la place du type n°6 atteint 13%. A l'échéance de 72H, la probabilité d'enchaînement entre un type n°6 et un type n°5 monte à 22,5%, soit presque autant que la probabilité de persistance.

 gp1000+24h		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
gp1000	1	51,0%	0,0%	0,6%	0,0%	10,3%	12,0%	4,4%	3,5%	9,1%	5,0%
2	0,0%	20,0%	0,0%	40,0%	20,0%	0,0%	0,0%	20,0%	0,0%	0,0%	
3	0,0%	0,0%	44,2%	9,1%	24,7%	3,9%	9,1%	0,0%	0,0%	7,8%	
4	0,0%	1,4%	14,1%	46,5%	7,0%	0,0%	2,8%	9,9%	0,0%	14,1%	
5	9,8%	0,3%	3,4%	1,5%	56,3%	12,3%	4,6%	2,2%	0,6%	4,9%	
6	10,3%	0,0%	0,3%	0,0%	8,9%	60,2%	7,2%	0,0%	7,2%	2,5%	
7	3,3%	0,0%	7,1%	3,3%	3,8%	13,0%	50,5%	0,5%	6,0%	9,8%	
8	8,8%	1,3%	1,3%	5,0%	10,7%	0,6%	0,0%	61,0%	5,0%	4,4%	
9	9,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	4,6%	1,6%	6,0%	71,7%	3,3%	
10	12,8%	0,0%	1,6%	5,3%	9,1%	2,1%	7,0%	5,9%	7,0%	45,5%	

 gp1000+48h		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
gp1000	1	33,7%	0,0%	1,5%	0,3%	14,1%	16,4%	6,7%	4,7%	10,9%	7,6%
2	0,0%	0,0%	0,0%	20,0%	20,0%	0,0%	0,0%	60,0%	0,0%	0,0%	
3	2,6%	1,3%	13,0%	11,7%	24,7%	9,1%	16,9%	2,6%	1,3%	14,3%	
4	1,4%	1,4%	11,6%	26,1%	8,7%	2,9%	7,2%	5,8%	1,4%	29,0%	
5	16,0%	0,0%	4,6%	2,8%	37,5%	19,4%	5,5%	1,2%	1,8%	5,2%	
6	12,5%	0,0%	1,4%	0,3%	17,0%	40,4%	11,1%	0,3%	8,6%	3,3%	
7	6,5%	0,0%	10,3%	4,9%	9,8%	16,8%	28,8%	1,6%	8,2%	9,2%	
8	12,6%	0,0%	3,8%	6,9%	10,7%	1,9%	0,6%	40,9%	13,2%	7,5%	
9	10,1%	0,0%	0,0%	0,0%	0,5%	7,9%	1,6%	11,4%	61,0%	4,9%	
10	18,2%	1,6%	3,7%	6,4%	9,1%	4,3%	7,5%	8,0%	11,2%	26,7%	

 gp1000+72h		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
gp1000	1	25,8%	0,0%	2,3%	1,5%	15,0%	18,5%	6,7%	5,3%	9,1%	10,6%
2	0,0%	0,0%	0,0%	20,0%	60,0%	0,0%	0,0%	20,0%	0,0%	0,0%	
3	7,8%	0,0%	10,4%	7,8%	24,7%	14,3%	11,7%	3,9%	1,3%	14,3%	
4	11,6%	0,0%	11,6%	11,6%	8,7%	4,3%	14,5%	8,7%	5,8%	20,3%	
5	19,1%	0,0%	4,0%	2,2%	27,4%	22,5%	6,2%	3,1%	3,7%	6,8%	
6	13,4%	0,0%	3,9%	1,4%	19,2%	26,5%	12,0%	2,5%	10,6%	5,3%	
7	7,7%	0,0%	7,1%	7,1%	17,6%	15,4%	19,8%	2,2%	7,7%	10,4%	
8	11,9%	0,6%	1,3%	7,5%	6,3%	8,8%	2,5%	22,6%	27,7%	8,8%	
9	10,6%	0,3%	0,8%	1,6%	2,5%	10,9%	2,7%	13,6%	49,6%	4,4%	
10	18,7%	1,6%	3,2%	3,7%	12,3%	9,6%	8,6%	10,7%	13,4%	16,0%	

### Persistence et enchaînement des types de temps à 24h, 48h et 72h – Géopotential 850 hPa

Chaque tableau présente, pour une échéance donnée (24H, 48H ou 72H), la probabilité d'enchaînement des types de temps entre un jour J et l'échéance donnée.

↗ gp850+24h											
gp850	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	55,8%	0,0%	0,0%	4,5%	4,2%	16,7%	5,4%	0,3%	1,8%	8,1%	
2	0,0%	0,0%	0,0%	33,3%	0,0%	0,0%	66,7%	0,0%	0,0%	0,0%	
3	4,0%	0,0%	38,0%	18,0%	4,0%	0,0%	0,0%	6,0%	18,0%	10,0%	
4	10,4%	0,0%	6,3%	47,9%	0,0%	1,0%	5,2%	5,2%	10,4%	13,5%	
5	7,0%	0,0%	0,6%	0,0%	61,6%	12,6%	1,2%	0,0%	5,6%	7,6%	
6	6,5%	0,0%	0,0%	0,0%	6,1%	75,9%	0,0%	0,0%	0,1%	7,4%	
7	34,7%	3,1%	0,0%	4,1%	1,0%	0,0%	49,0%	1,0%	7,1%	0,0%	
8	0,0%	0,0%	4,3%	17,4%	0,0%	0,0%	30,4%	34,8%	13,0%	0,0%	
9	5,7%	0,0%	13,3%	2,9%	11,4%	0,0%	12,4%	3,8%	41,9%	6,7%	
10	4,8%	0,0%	2,7%	3,6%	13,2%	12,0%	0,0%	0,0%	1,2%	58,3%	

↗ gp850+48h											
gp850	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	37,0%	0,0%	0,6%	7,2%	5,7%	26,0%	6,9%	0,6%	2,7%	8,4%	
2	66,7%	0,0%	0,0%	33,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
3	12,0%	0,0%	12,0%	18,0%	8,0%	0,0%	0,0%	10,0%	16,0%	18,0%	
4	7,3%	0,0%	10,4%	29,2%	3,1%	4,2%	9,4%	5,2%	9,4%	21,9%	
5	9,1%	0,0%	1,8%	0,3%	42,8%	20,2%	2,6%	0,6%	7,3%	10,3%	
6	11,3%	0,0%	0,3%	0,6%	9,6%	62,0%	0,6%	0,1%	0,4%	10,7%	
7	45,9%	3,1%	0,0%	5,1%	4,1%	8,2%	25,5%	1,0%	5,1%	1,0%	
8	8,7%	0,0%	4,3%	8,7%	0,0%	0,0%	34,8%	17,4%	26,1%	0,0%	
9	4,8%	0,0%	11,4%	2,9%	23,8%	1,9%	16,2%	1,0%	23,8%	14,3%	
10	7,5%	0,0%	3,0%	4,8%	16,6%	18,7%	0,3%	0,0%	3,6%	41,6%	

↗ gp850+72h											
gp850	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	28,7%	0,0%	0,6%	7,8%	8,1%	29,3%	7,5%	1,2%	3,6%	9,0%	
2	33,3%	0,0%	0,0%	33,3%	0,0%	33,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
3	8,0%	0,0%	6,0%	14,0%	18,0%	4,0%	4,0%	6,0%	16,0%	22,0%	
4	13,5%	0,0%	6,3%	15,6%	10,4%	6,3%	11,5%	4,2%	9,4%	22,9%	
5	9,7%	0,0%	2,9%	0,9%	32,3%	25,2%	3,8%	0,6%	7,9%	11,7%	
6	14,1%	0,0%	0,4%	1,7%	10,3%	54,9%	1,5%	0,0%	0,4%	12,5%	
7	36,7%	2,0%	1,0%	7,1%	7,1%	18,4%	18,4%	0,0%	3,1%	4,1%	
8	17,4%	4,3%	4,3%	8,7%	4,3%	0,0%	21,7%	21,7%	17,4%	0,0%	
9	11,4%	0,0%	8,6%	1,0%	23,8%	2,9%	11,4%	2,9%	19,0%	16,2%	
10	8,1%	0,0%	3,6%	5,1%	18,7%	20,8%	0,0%	0,3%	5,1%	33,4%	

### Persistance et enchaînement des types de temps à 24h, 48h et 72h – Géopotential 700 hPa

Chaque tableau présente, pour une échéance donnée (24H, 48H ou 72H), la probabilité d'enchaînement des types de temps entre un jour J et l'échéance donnée.

GP700+24H										
GP700	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	59,7%	0,0%	0,0%	7,7%	3,5%	2,9%	4,8%	4,5%	6,7%	4,5%
2	0,0%	48,4%	3,2%	0,0%	3,2%	12,9%	0,0%	22,6%	0,0%	9,7%
3	0,0%	9,1%	47,3%	0,0%	10,9%	20,0%	1,8%	1,8%	0,0%	7,3%
4	3,3%	0,0%	0,0%	80,4%	0,0%	0,0%	2,7%	0,0%	9,9%	0,0%
5	8,3%	0,6%	5,4%	0,0%	62,5%	3,0%	8,3%	0,6%	0,0%	9,5%
6	5,1%	2,9%	11,0%	0,0%	5,9%	54,4%	8,1%	5,1%	2,9%	2,9%
7	3,9%	0,0%	0,6%	5,2%	6,8%	2,3%	68,2%	0,0%	9,4%	0,3%
8	14,0%	2,0%	0,0%	0,0%	0,0%	7,3%	0,0%	68,7%	4,0%	3,3%
9	9,5%	0,0%	0,0%	15,9%	0,0%	2,5%	10,2%	1,1%	56,5%	0,0%
10	15,7%	2,4%	3,6%	0,0%	13,3%	4,8%	1,2%	14,5%	0,0%	43,4%

GP700+48H										
GP700	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	41,9%	0,3%	1,3%	11,2%	6,1%	4,2%	4,8%	7,7%	11,5%	4,8%
2	6,5%	25,8%	12,9%	0,0%	6,5%	3,2%	0,0%	32,3%	0,0%	12,9%
3	7,3%	7,3%	20,0%	0,0%	18,2%	25,5%	3,6%	3,6%	0,0%	10,9%
4	5,7%	0,0%	0,0%	71,1%	0,0%	0,2%	4,6%	0,0%	13,5%	0,0%
5	12,6%	1,2%	5,4%	0,6%	43,1%	6,0%	12,6%	1,8%	1,8%	13,2%
6	9,6%	5,9%	11,0%	0,0%	9,6%	34,6%	16,9%	5,1%	3,7%	2,9%
7	4,5%	0,0%	1,3%	8,8%	10,1%	3,9%	52,9%	0,3%	12,0%	1,6%
8	20,0%	3,3%	0,7%	1,3%	1,3%	8,0%	0,0%	51,3%	7,3%	6,0%
9	13,1%	0,0%	0,0%	23,7%	0,7%	6,0%	13,1%	2,5%	37,1%	0,0%
10	20,5%	1,2%	8,4%	1,2%	15,7%	3,6%	7,2%	20,5%	1,2%	18,1%

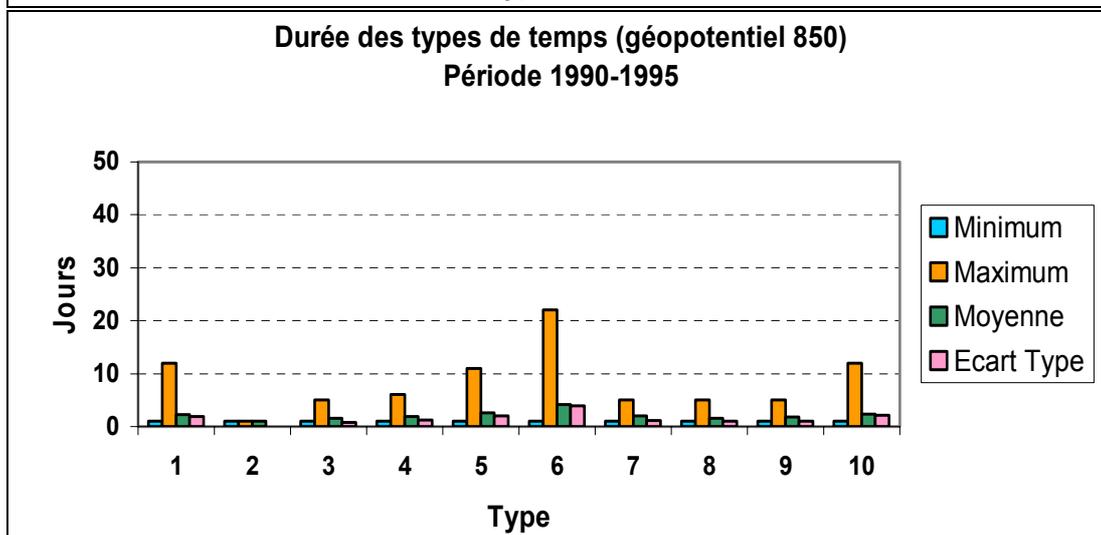
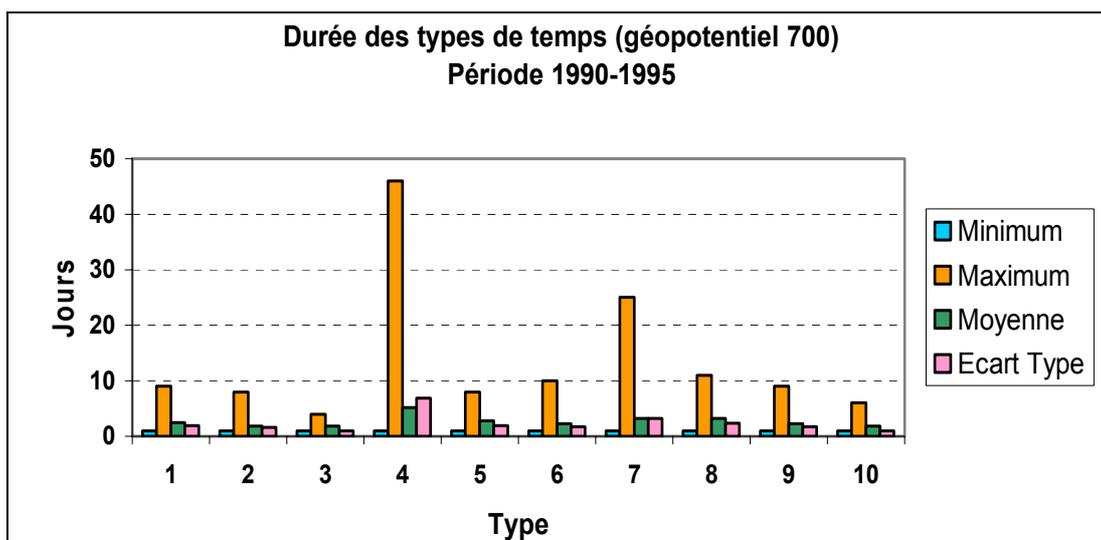
GP700+72H										
GP700	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	34,3%	0,0%	1,3%	14,4%	6,4%	5,8%	6,7%	9,0%	12,2%	5,8%
2	12,9%	19,4%	16,1%	0,0%	6,5%	0,0%	3,2%	32,3%	0,0%	9,7%
3	16,4%	10,9%	12,7%	0,0%	14,5%	10,9%	9,1%	7,3%	3,6%	10,9%
4	5,7%	0,0%	0,0%	67,1%	0,2%	0,4%	5,7%	0,4%	15,4%	0,2%
5	12,6%	1,8%	7,2%	0,6%	30,5%	6,6%	14,4%	3,6%	2,4%	16,2%
6	11,8%	6,6%	5,9%	2,2%	13,2%	27,2%	18,4%	3,7%	4,4%	6,6%
7	7,8%	0,3%	1,0%	9,4%	12,0%	5,8%	43,8%	0,6%	13,3%	1,3%
8	21,3%	2,7%	0,0%	4,0%	4,0%	9,3%	3,3%	42,0%	8,0%	3,3%
9	12,0%	0,0%	1,4%	25,1%	1,8%	7,4%	14,8%	2,8%	29,3%	0,0%
10	19,3%	0,0%	10,8%	1,2%	18,1%	4,8%	7,2%	24,1%	2,4%	10,8%

### Durée des différents types de temps (en jours)

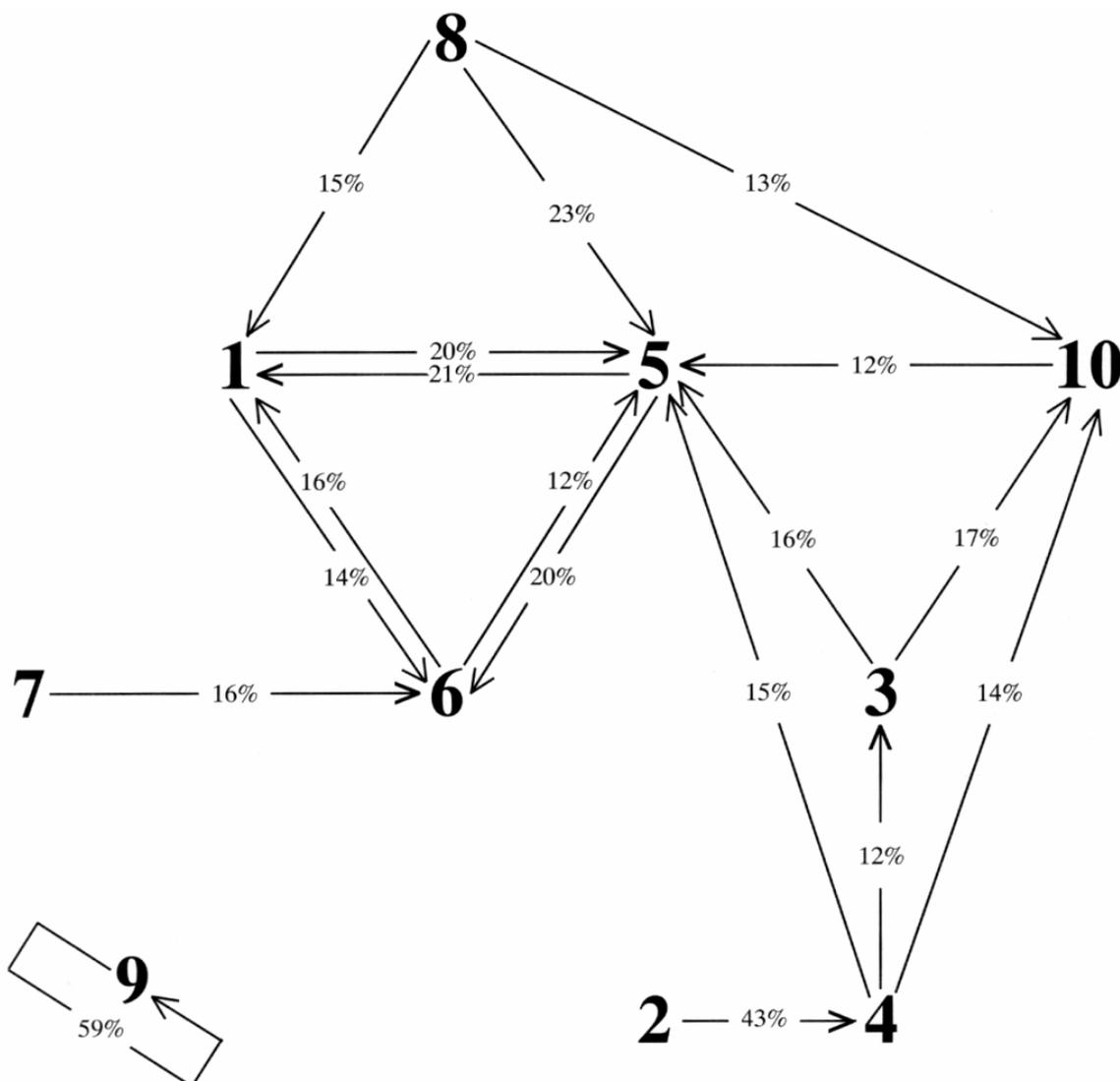
On constate une plus grande persistance moyenne des types obtenus par les classifications aux champs de 850 hPa et 700 hPa, comparée à celle calculée à 1000 hPa.

GP850	Durée des différents types de temps (en jours)										1990-1995
	Type de temps										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Minimum	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Maximum	12	1	5	6	11	22	5	5	5	12	
Moyenne	2,28	1,00	1,59	1,90	2,60	4,13	1,96	1,53	1,78	2,38	
Ecart Type	1,90	0,00	0,82	1,19	1,98	3,92	1,09	1,02	1,06	2,14	

GP700	Durée des différents types de temps (en jours)										1990-1995
	Type de temps										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Minimum	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Maximum	9	8	4	46	8	10	25	11	9	6	
Moyenne	2,48	1,82	1,81	5,16	2,75	2,23	3,18	3,19	2,27	1,78	
Ecart Type	1,92	1,65	0,96	6,93	1,93	1,69	3,20	2,41	1,67	1,02	



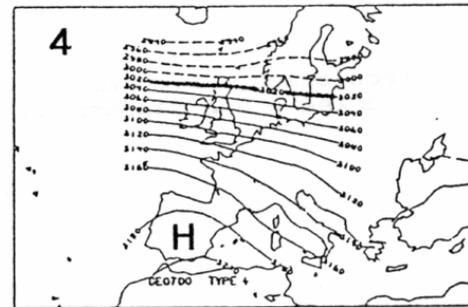
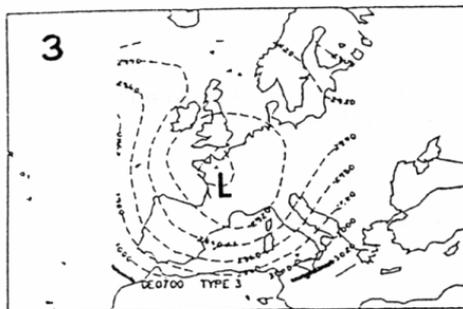
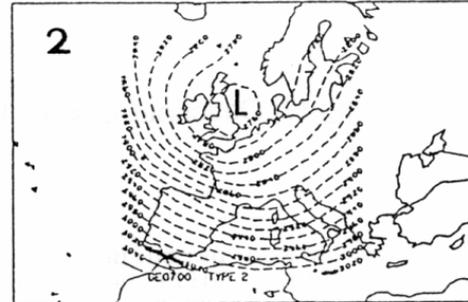
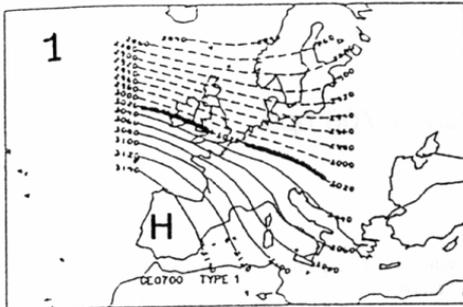
**Enchaînements privilégiés entre types de temps mis en évidence  
par Patrick Bénichou<sup>135</sup> sur la période 1976-1980 :  
Fréquence d'occurrence du type T<sub>2</sub> 48 heures après apparition du type T<sub>1</sub>.**

**Exemples :**

- |          |   |
|----------|---|
| 6 → 1    | ] Rétraction ou extension de l'anticyclone des Açores |
| 1 ↔ 5    |   |
| 5 → 6 :  | Installation de l'anticyclone sur l'Europe            |
| 3 → 10 : | Remontée d'une dépression vers le nord                |
| 8 → 5 :  | Basculement du flux. Creusement sur l'Europe centrale |
| 9 → 9 :  | Persistance de l'anticyclone hivernal                 |

<sup>135</sup> Extrait de :

BENICHOU 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.

**ANNEXE 5-3 :****BREF DESCRIPTIF DES 10 TYPES DE TEMPS A 700 HPA**

Type 1 : Circulation perturbée au nord du 50<sup>ème</sup> parallèle. Régime d'ouest-nord-ouest diffluent avec anticyclone des Açores se prolongeant sur la péninsule ibérique.

Type 2 : Circulation fortement cyclonique d'ouest (tempête) associée à une dépression sur la mer du Nord.

Type 3 : Situation dépressionnaire sur la France.

Type 4 : Champ de potentiel élevé sur la France : situation classique d'été.

Type 5 : Dorsale s'étendant du Finistère aux pays scandinaves dirigeant un flux général de nord nord-est sur l'Europe Occidentale. Possibilité de creusement sur la Méditerranée.

Type 6 : Circulation perturbée de Sud-Ouest associée à une zone dépressionnaire centrée au nord-ouest de l'Irlande.

Type 7 : Configuration moyenne à faible gradient résultant de la superposition de situations à goutte froide.

Type 8 : Circulation perturbée généralisée d'ouest nord-ouest dirigée par une dépression située sur la Scandinavie.

Type 9 : Circulation de sud-ouest. Dorsale entre Tunisie et Finlande.

Type 10 : Situation méridienne causée par la présence d'une dorsale sur le proche Atlantique et d'un talweg sur l'axe Baltique-Italie.

**ANNEXE 5-4 :****LA METHODE D'INDEPENDANCE-ASSOCIATION DU  $\chi^2$** **Notions de contingence, indépendance et association**

L'analyse du  $\chi^2$  permet de tester l'indépendance ou l'association entre deux variables de type qualitatif X et Y disposées dans un tableau de contingence N. L'étude de la relation repose sur la confrontation entre la situation observée par N et la situation théorique que présenterait le tableau dans le cas où X et Y serait indépendant (Chadule, 1997). Un préalable est donc la construction d'un tableau N' présentant le cas théorique d'indépendance mathématique entre X et Y.

N' se construit d'après la formule :

$$n'_{ij} = \frac{n_{i.} \times n_{.j}}{n_{..}}$$

$n_{..}$  : effectif total

$n_{i.}$  : effectif de la modalité i de X quelque soit la modalité de Y.

$n_{.j}$  : effectif de la modalité j de Y quelque soit la modalité de X.

Pour savoir s'il y a attirance ou répulsion entre les modalités des deux variables, on calcule :

$$n_{ij} - n'_{ij} = n_{ij} - (n_{i.} \times n_{.j}) / n_{..}$$

si  $n_{ij} - n'_{ij} = 0$ , l'écart entre l'effectif théorique et l'effectif observé est nul : cette situation correspond à celle de l'indépendance.

si  $n_{ij} - n'_{ij}$  **positif**, l'association est positive : il y a attirance

si  $n_{ij} - n'_{ij}$  **négatif**, l'association est négative : il y a répulsion

On cherche ensuite à connaître les écarts entre la situation observée (N) et la situation théorique d'indépendance (N'). Pour cela, on calcule :

$$V = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^p \frac{(n_{ij} - n'_{ij})^2}{n'_{ij}} = \chi^2 \text{ calculé}$$

Ce calcul nous permet de remplir le tableau des écarts entre la situation observée et la situation théorique d'indépendance (tableau du  $\chi^2$ ):

On réalise ensuite le test d'indépendance du  $\chi^2$ , c'est-à-dire que l'on compare V ( $\chi^2$  calculé) et V' lu dans la table du  $\chi^2$ , en précisant le risque d'erreur et le nombre de degrés de liberté.

L'intensité de la relation peut se calculer à l'aide du T de Tschuprow, noté :

$$T = \sqrt{\frac{V}{n_{..} \times \sqrt{(k-1)(p-1)}}$$

### Résultats de l'application sur les types de temps

L'application de la méthode s'est adaptée aux données dont nous disposons, la comparaison a donc été effectuée entre la moyenne 1990-1995 (considérée comme effectifs théoriques) et les valeurs de chaque année (considérée comme effectifs observés).

		moyenne 1990-1995	1990	1991	1992	1993	1994	1995
type de temps	1	56,8	58	56	68	65	51	43
	2	0,8	3	0	2	0	0	0
	3	12,8	10	11	11	21	16	8
	4	11,8	10	7	16	12	12	14
	5	54,2	53	53	51	51	44	73
	6	59,8	64	69	46	60	54	66
	7	30,7	17	30	23	40	39	35
	8	26,5	22	26	26	21	33	31
	9	61,2	64	54	86	62	55	46
	10	31,2	30	24	28	25	52	28

Tableau des effectifs observés (colonnes 1990, 1991, 1992, 1993, 1994 et 1995) comparés aux effectifs théoriques (ici la moyenne 1990-1995)

		$\chi^2$ 1990	$\chi^2$ 1991	$\chi^2$ 1992	$\chi^2$ 1993	$\chi^2$ 1994	$\chi^2$ 1995
type de temps	1	0,0	0,0	2,2	1,2	0,6	3,4
	2	5,6	0,8	1,6	0,8	0,8	0,8
	3	0,6	0,3	0,3	5,2	0,8	1,8
	4	0,3	2,0	1,5	0,0	0,0	0,4
	5	0,0	0,0	0,2	0,2	1,9	6,5
	6	0,3	1,4	3,2	0,0	0,6	0,6
	7	6,1	0,0	1,9	2,8	2,3	0,6
	8	0,8	0,0	0,0	1,1	1,6	0,8
	9	0,1	0,8	10,1	0,0	0,6	3,8
	10	0,0	1,6	0,3	1,2	13,9	0,3
$\Sigma$	<b>13,9</b>	<b>7,0</b>	<b>21,3</b>	<b>12,6</b>	<b>23,1</b>	<b>19,1</b>	
<b>T</b>		0,046	0,033	0,057	0,044	0,059	0,054

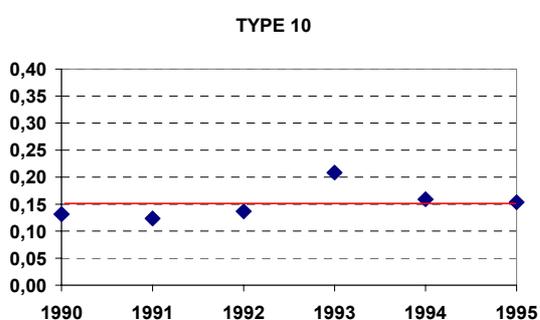
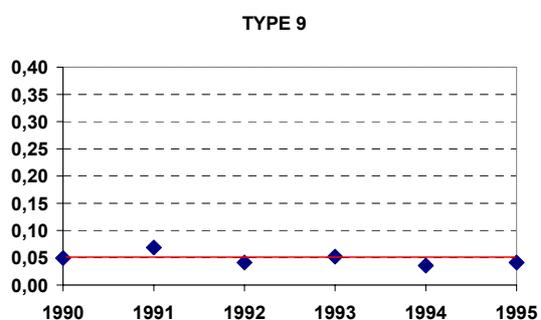
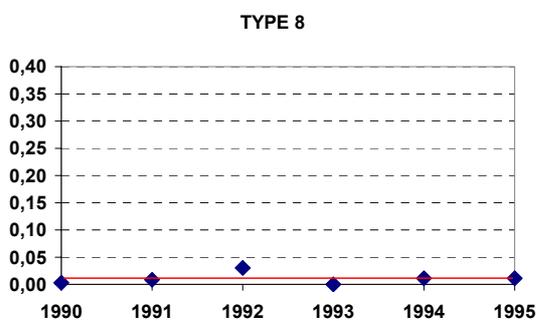
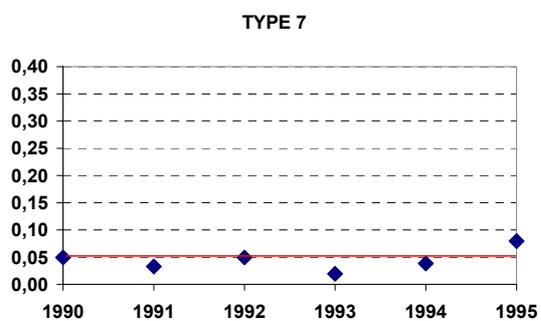
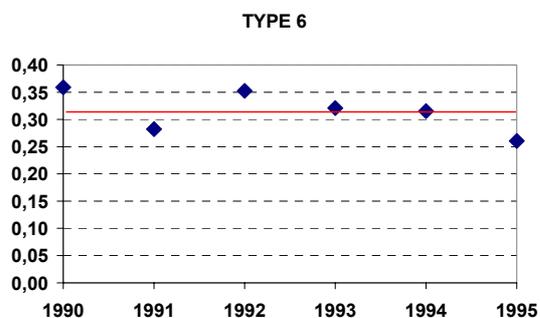
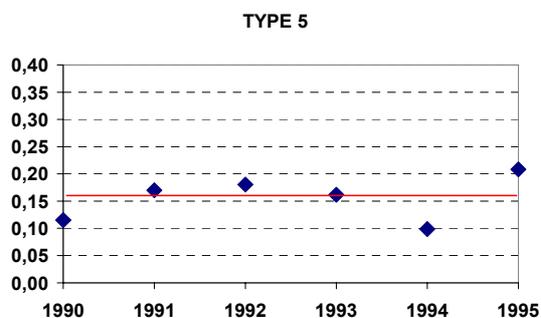
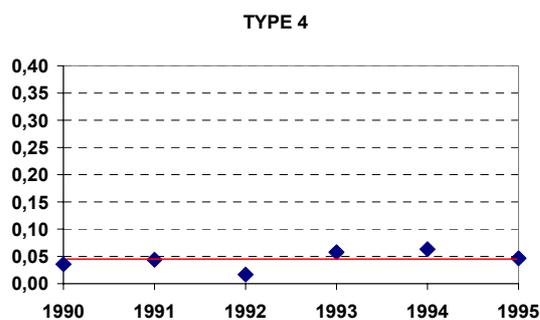
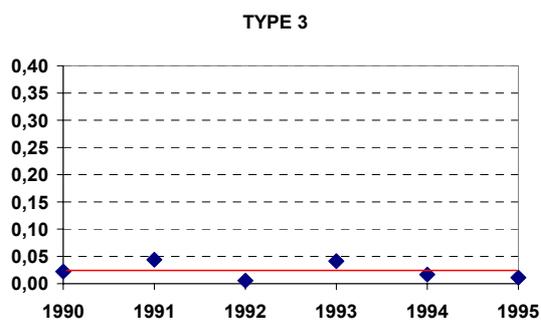
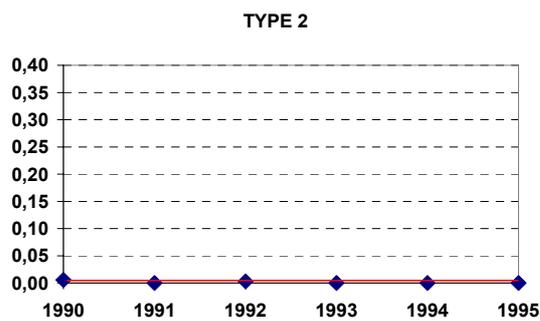
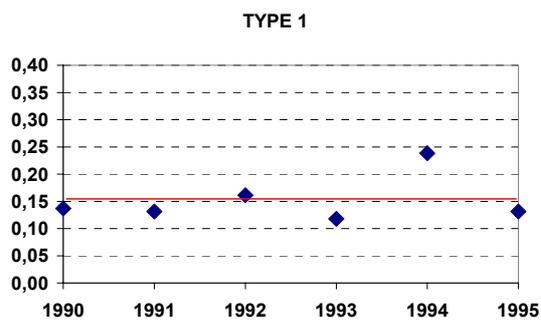
Tableau du  $\chi^2$  et coefficient de Tschuprow

		$\chi^2$ 1990	$\chi^2$ 1991	$\chi^2$ 1992	$\chi^2$ 1993	$\chi^2$ 1994	$\chi^2$ 1995
type de temps	1	0,2%	0,2%	10,3%	9,3%	2,6%	17,7%
	2	40,5%	11,9%	7,7%	6,6%	3,6%	4,4%
	3	4,5%	3,7%	1,2%	41,2%	3,4%	9,6%
	4	2,0%	28,1%	6,9%	0,0%	0,0%	2,1%
	5	0,2%	0,4%	0,9%	1,5%	8,3%	34,4%
	6	2,1%	20,0%	15,0%	0,0%	2,5%	3,3%
	7	43,8%	0,2%	9,0%	22,5%	9,8%	3,2%
	8	5,5%	0,1%	0,0%	9,1%	6,9%	4,0%
	9	0,9%	12,0%	47,4%	0,1%	2,7%	19,7%
	10	0,3%	23,5%	1,5%	9,7%	60,3%	1,7%
$\Sigma$	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	

Tableau des contributions relatives au  $\chi^2$

**ANNEXE 5-5 :**  
**FREQUENCES COMPAREES DES TYPES DE TEMPS SUR LA**  
**PERIODE D'ETUDE : 1990-1995**

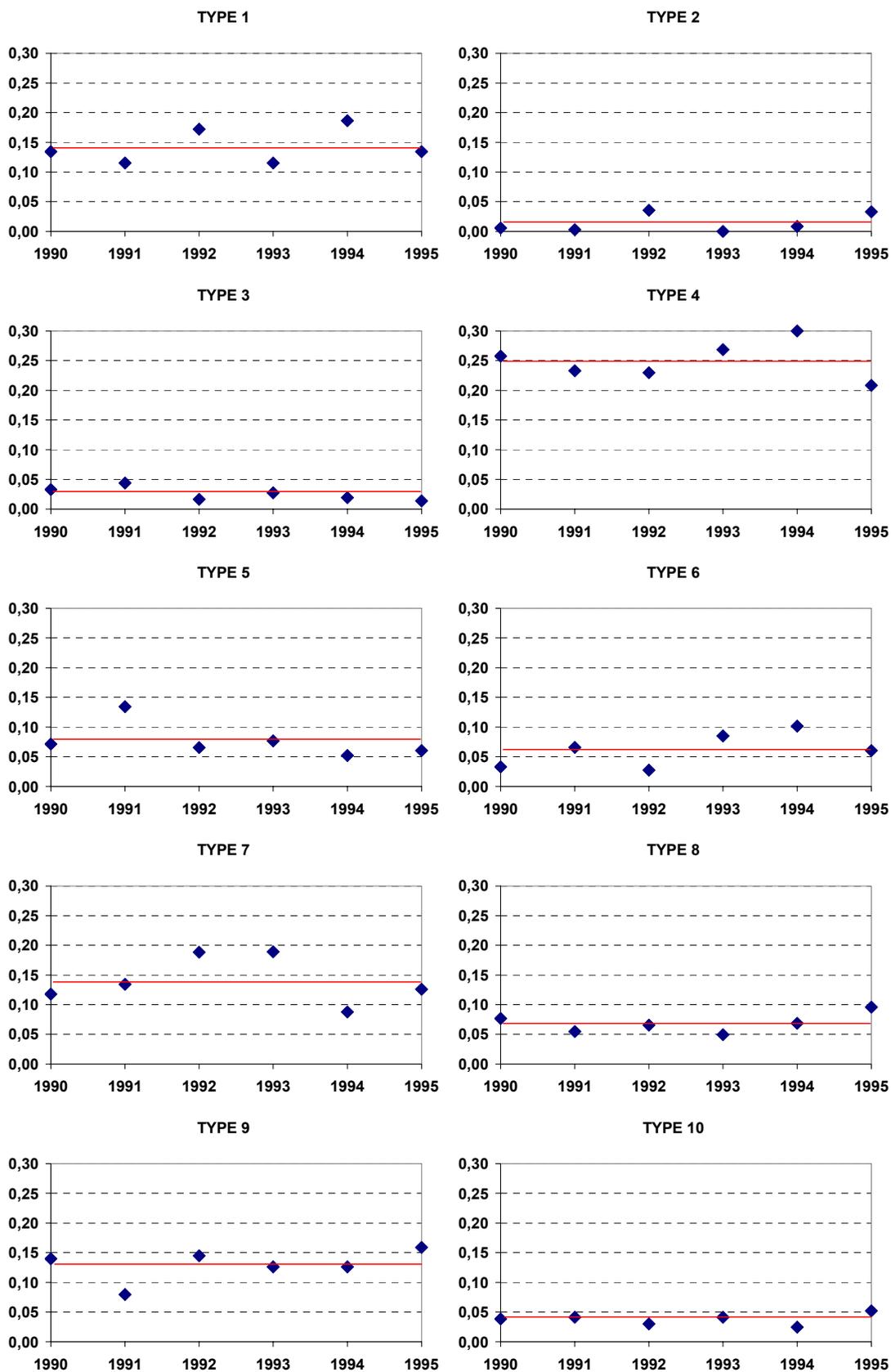
---



Fréquence moyenne annuelle de chaque type de temps (géopotential 850 hPa) comparée à la fréquence moyenne sur la période 1990-1995.

Ecarts à la moyenne (en valeur absolue), Géopotential 850 hPa :

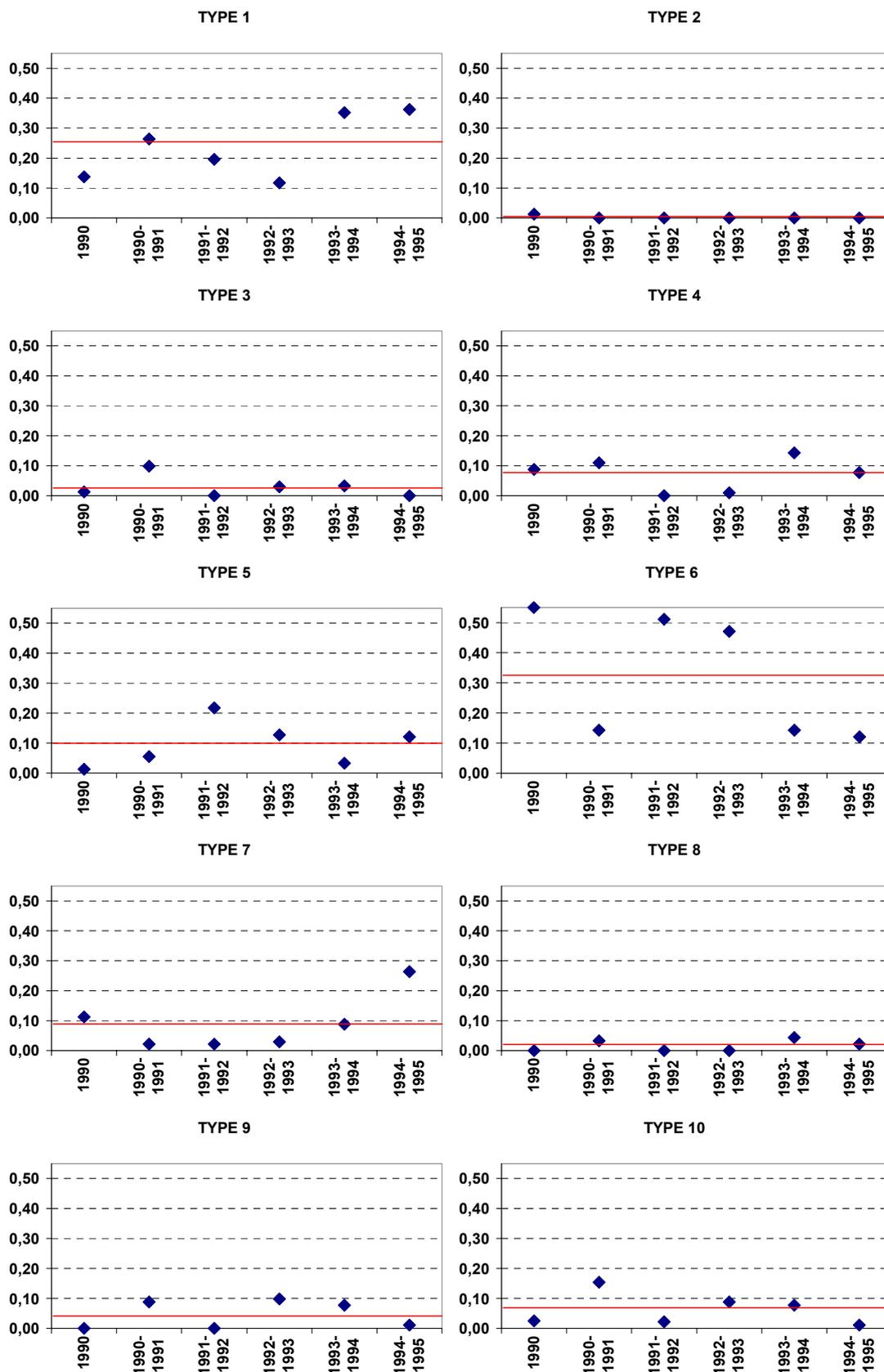
1990 : 0,148    1991 : 0,154    1992 : 0,163    1993 : 0,176    1994 : 0,196    1995 : 0,189



Fréquence moyenne annuelle de chaque type de temps (géopotential 700 hPa) comparée à la fréquence moyenne sur la période 1990-1995.

Ecarts à la moyenne (en valeur absolue), Géopotential 700 hPa :

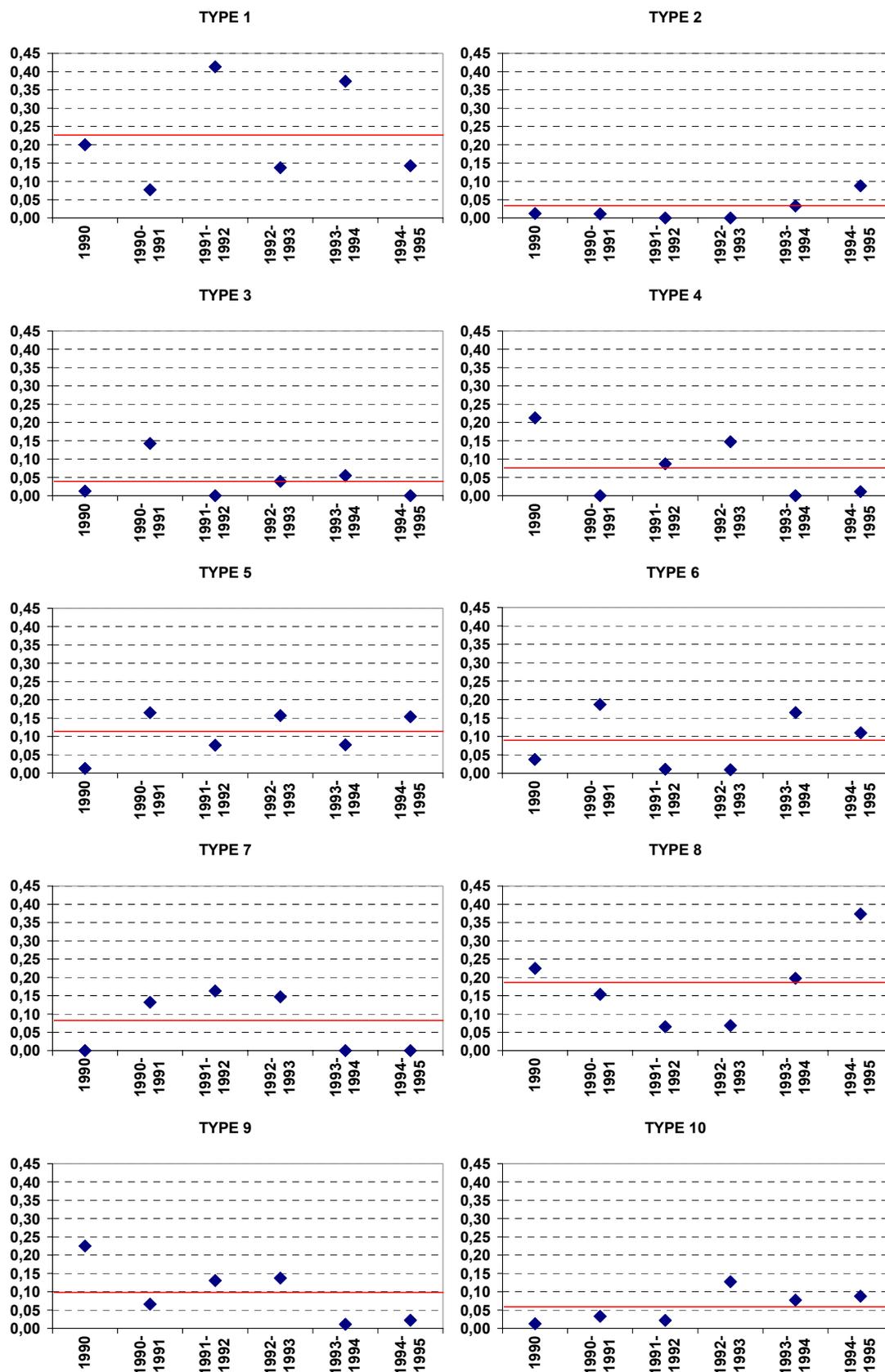
1990 : 0,109    1991 : 0,208    1992 : 0,200    1993 : 0,159    1994 : 0,241    1995 : 0,185



Fréquence moyenne de chaque type de temps pour la saison d'hiver (géopotential 850 hPa) comparée à la fréquence moyenne des hivers de la période 1990-1995.

Ecarts à la moyenne (en valeur absolue), Géopotential 850 hPa :

1990:0,571 1990-1991:0,575 1991-1992: 0,624 1992-1993: 0,518 1993-1994: 0,509 1994-1995: 0,652



Fréquence moyenne de chaque type de temps pour la saison d'hiver (géopotential 700 hPa) comparée à la fréquence moyenne des hivers de la période 1990-1995.

Ecart à la moyenne (en valeur absolue), Géopotential 700 hPa :

1990:0,649 1990-1991:0,629 1991-1992: 0,652 1992-1993: 0,603 1993-1994: 0,557 1994-1995: 0,689

---

**ANNEXE 6-1 :**

**GRADIENTS THERMIQUES VERTICAUX QUOTIDIENS**

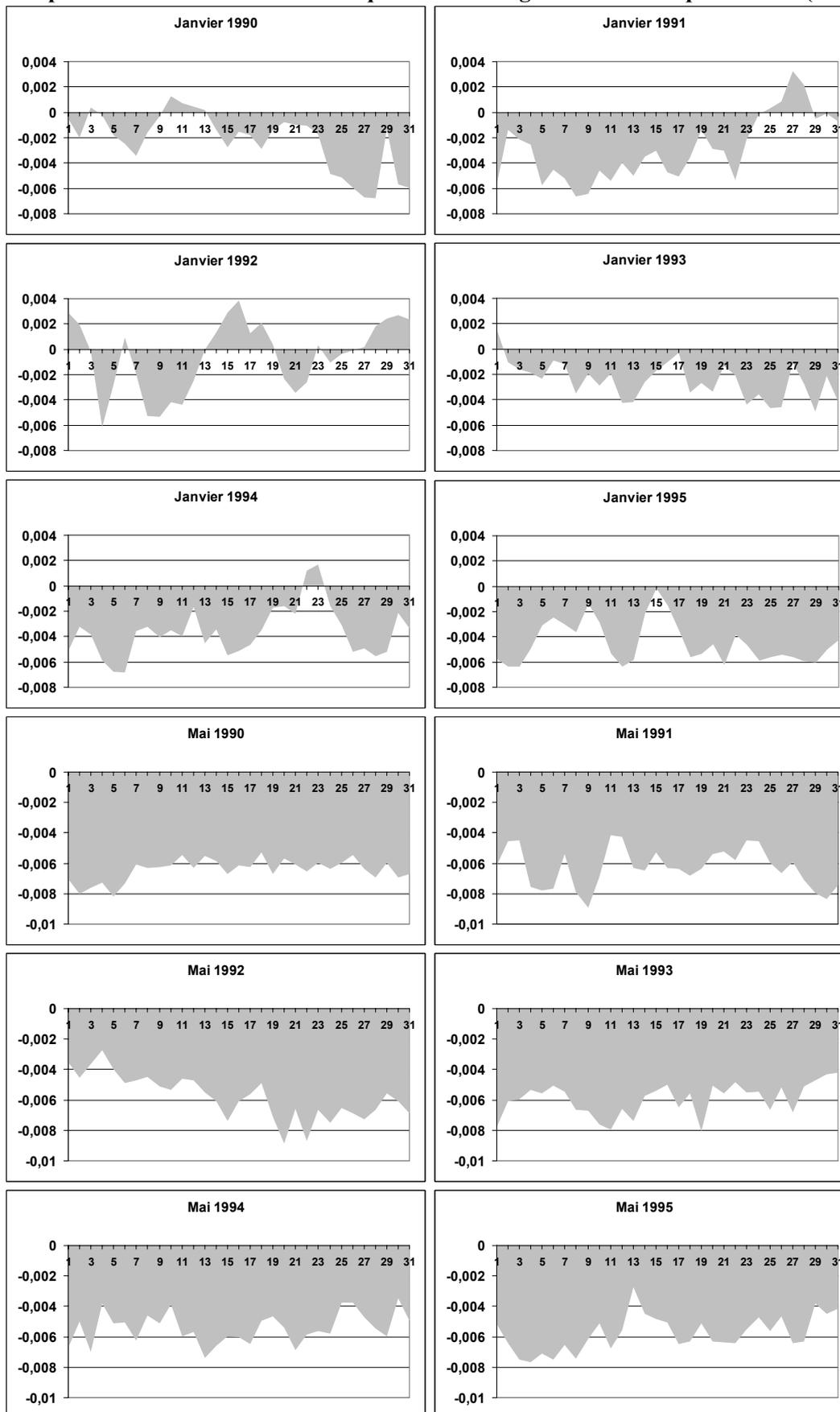
**CALCULES SUR TEMPERATURE MINIMALE ET MAXIMALE :**

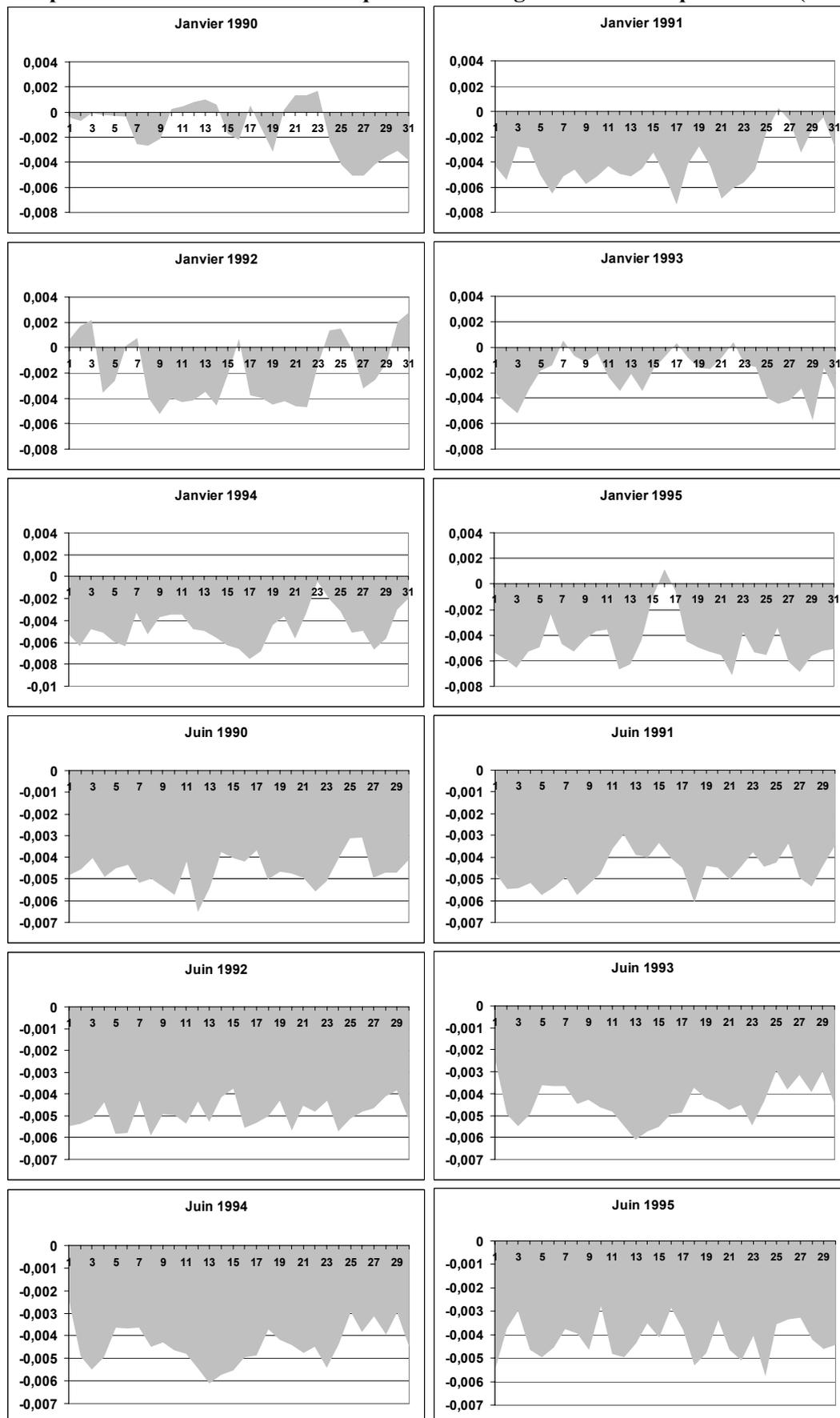
**QUELQUES EXEMPLES GRAPHIQUES**

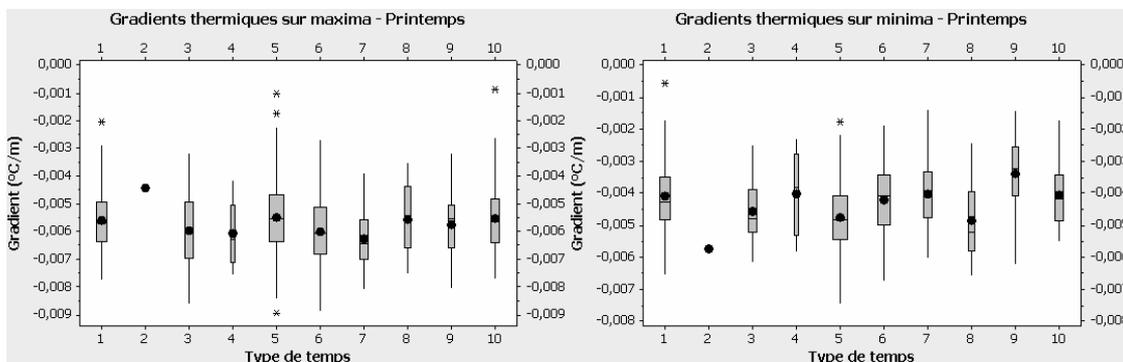
---

Les figures illustrent les gradients thermiques verticaux journaliers des mois de janvier et mai pour les températures maximales, des mois de janvier et juin pour les températures minimales : ces mois sont sélectionnés pour être les plus extrêmes en terme de valeur de gradients.

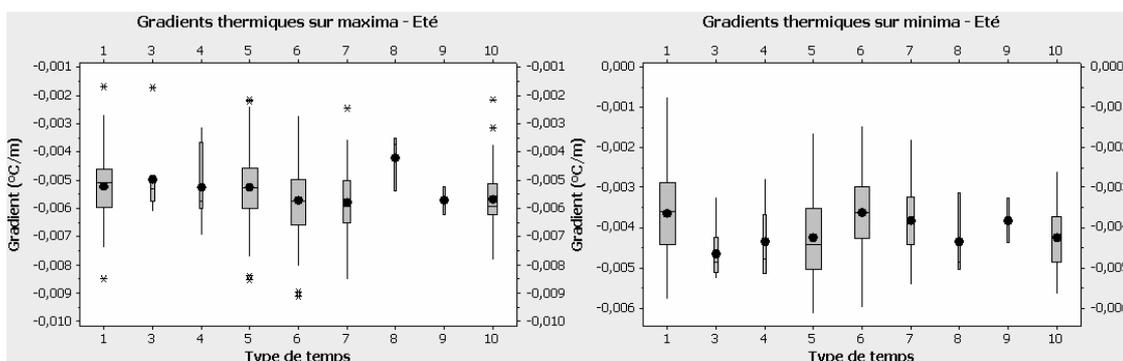
### Température maximale : évolution quotidienne du gradient thermique vertical (°C/m)



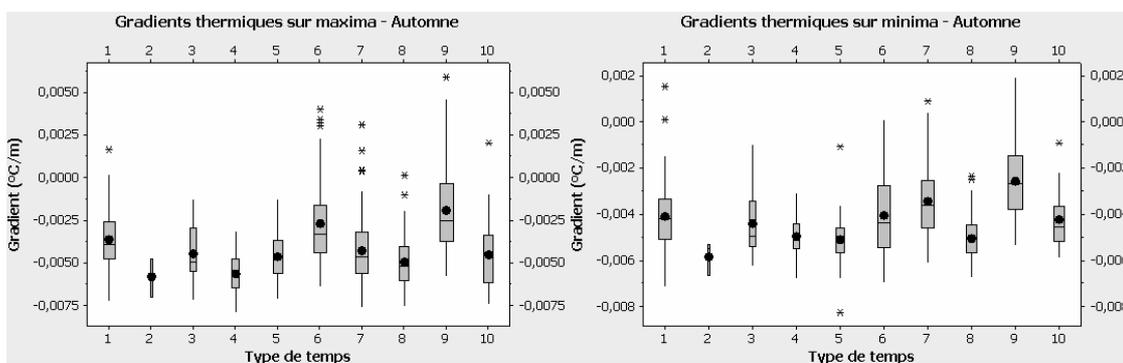
Température minimale : évolution quotidienne du gradient thermique vertical ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ )

**ANNEXE 6-2 :****GRADIENTS THERMIQUES VERTICAUX ET TYPE DE TEMPS**

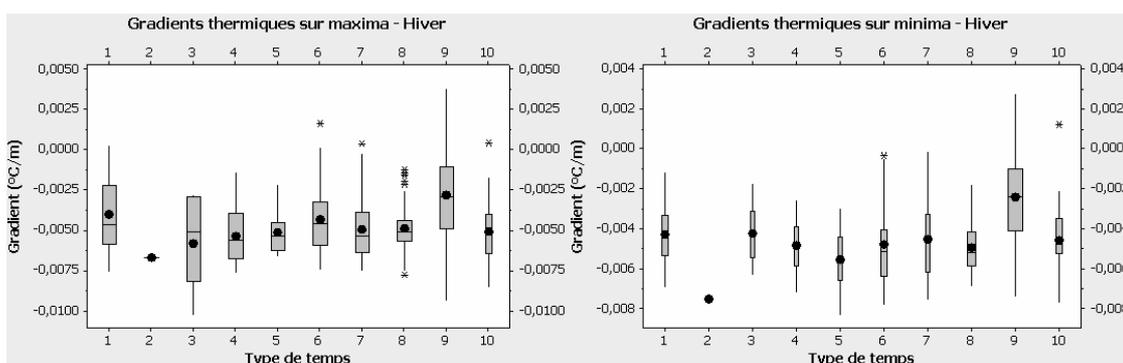
Représentation par boîtes et moustaches (boxplot) des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, au Printemps.



Représentation par boxplot des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, en Été.



Représentation par boxplot des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, en Automne.



Représentation par boxplot des gradients thermiques verticaux classés par type de temps, en Hiver.

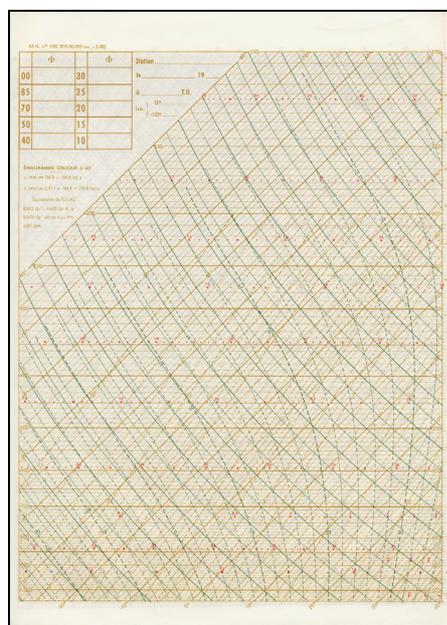
**ANNEXE 6-3 :****L'EMAGRAMME**

L'émagramme est un diagramme aérologique qui repère, en abscisse, les températures ( $^{\circ}\text{C}$  ou  $^{\circ}\text{K}$ ) et en ordonnée la pression atmosphérique (hPa). Sur le modèle utilisé en France, isothermes et isobares ne sont pas perpendiculaires entre elles mais décrivent un angle de  $45^{\circ}$ . Trois autres réseaux de courbes sont représentés :

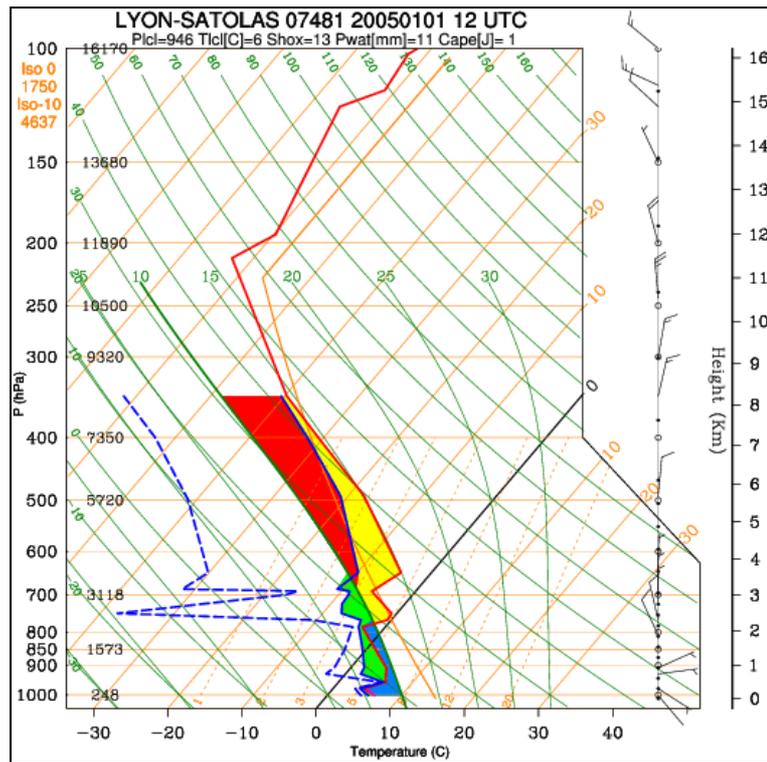
- les adiabatiques sèches (lignes concaves allant de droite en bas à gauche en haut)
- les pseudoadiabatiques (lignes plus proches de la verticale que l'adiabatique sèche, car la condensation libère de la chaleur). Par température élevée, l'adiabatique humide monte pratiquement à la verticale, voire s'incline légèrement vers la droite, mais s'approche du tracé des adiabatiques sèches à altitude plus élevée. Si les températures sont basses, elle peut se rapprocher des très faibles altitudes des adiabatiques sèches
- les courbes d'égale valeur  $r_w$  du rapport de mélange à saturation (l'unité est le gramme de vapeur d'eau par gramme d'air sec, multiplié par 1000 sur l'émagramme).

L'intérêt de l'émagramme est qu'il propose un résumé, à un moment précis, de l'état de l'atmosphère au-dessus d'un lieu donné et précise la distribution verticale des grandeurs physiques qui la composent : pression atmosphérique, température, humidité, vitesse et direction du vent. Les mouvements et la stabilité des couches atmosphériques peuvent ainsi être caractérisées, tout comme les éventualités de condensation, précipitation ou évaporation. Les données nécessaires sont généralement recueillies par radiosondage (envois quotidiens de ballon sonde en différents points du globe).

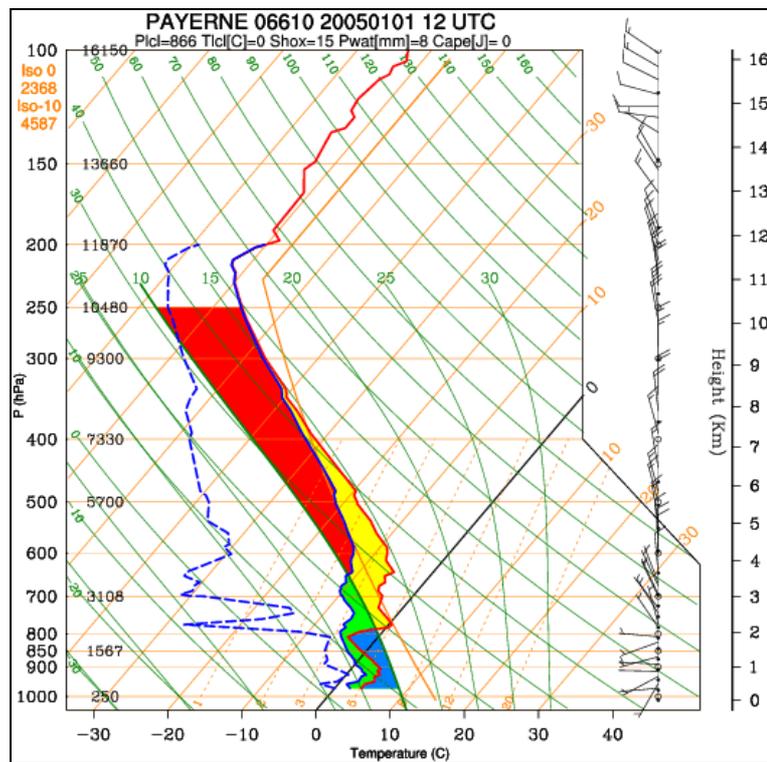
Pour la région des Alpes, les sondages les plus proches sont ceux de Lyon et Payerne. A titre d'exemple, sont proposés les émagrammes du 1 janvier 2005 à 12h, entre le sol (1000 hPa) et environ 16000 mètres (100hPa). La situation est fortement anticyclonique (environ 1030 hPa). La courbe de température (rouge) met en évidence trois très nettes inversions à Lyon entre le sol et 4000 mètres. La situation à Payerne est assez similaire. A partir de 11000 mètres, la température est relativement stable, aux alentours de  $-60^{\circ}\text{C}$ .



**Exemple d'imprimé vierge d'émagramme.**  
Aujourd'hui ils sont la plupart du temps réalisés automatiquement.



Emagramme obtenu par radiosondage de Lyon le 01/01/2005 à 12h. Centre Météo UQAM Montréal. <http://meteocentre.com/>



Emagramme obtenu par radiosondage de Payerne le 01/01/2005 à 12h. Centre Météo UQAM Montréal. <http://meteocentre.com/>

## Légende

- **Courbe rouge (courbe d'état)** : température de l'air.
- **Courbe bleue continue** : température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé ( $t'w$ ).
- **Courbe bleue discontinue** : température du point de rosée (à laquelle doit se produire une condensation). Le point de rosée est une expression de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air : plus le point de rosée est élevé, plus l'air est humide en valeur absolue (« lourdeur »).
- **Direction et force du vent** se lisent sur le côté droit. 1 barbule correspond à 10 noeuds soit 20 km/h, une demie barbule à 10 km/h, un triangle à 100 km/h.
- Sur la gauche, en marge, les **niveaux de pression standard** définis par l'OACI (Organisation de l'Aviation Civile Internationale) et leur correspondance en altitudes vraies en mètres.
- **L'écart entre courbe rouge et courbe bleue** (en jaune) indique empiriquement l'humidité de la masse d'air. Plus l'écart est faible, plus elle est humide (et inversement). Les courbes confondues correspondent à un air saturé (100% - nuage). La surface verte indique l'humidité relative d'une couche d'air froide.
- **La surface qui sépare l'adiabatique saturée Theta'w10 [°C] de la courbe bleue continue** est coloriée en rouge, quand cette dernière est déportée vers la droite de cette Theta'w de référence. Plus il y a de rouge, plus la masse d'air est chaude.
- **La surface qui sépare l'adiabatique saturée Theta'w10 [°C] de la courbe bleue continue** est coloriée en bleu quand cette dernière est déportée vers la gauche de cette Theta'w de référence. Plus il y a de bleu, plus la masse d'air est froide.
- **Ligne noire grasse** : ligne des 0°C du diagramme. L'intersection avec la courbe d'état indique le niveau de l'isotherme 0° au voisinage du site de lâcher du ballon-sonde.
- **Ligne verte** : Theta'w 10. Les Theta'w représentent l'évolution théorique d'une particule d'air saturée, et le restant, qui partirait de 1000 hPa pour les couches supérieures (sous l'effet d'une ascendance thermique, orographique, frontale...). Theta'w 10 constitue un repère commode pour évaluer le degré moyen de chaleur ou de froid de la masse d'air. Plus le sondage s'en éloigne vers la droite, plus il est chaud. Dans le sens opposé, il est froid. Plus un segment de courbe bleue s'incline vers la droite, plus la couche d'air qu'elle représente est stable. Plus elle se rapproche de l'inclinaison de la Theta'w voisine, plus la couche d'air correspondante est potentiellement instable. Un sondage très sec et dont la courbe bleue s'incline majoritairement vers la droite correspond à du beau temps stable. Un sondage très humide, chaud, et dont le profil est très proche de celui de la Theta'w voisine correspond à un temps potentiellement orageux.
- **Courbe magenta discontinue**: évolution théorique de la particule partant du niveau 650 hPa ou en-dessous qui possède la theta'w maximale, en admettant qu'une ascendance l'entraîne en altitude. Selon son point de rosée, elle atteint d'abord son point de condensation ("C") après avoir suivi l'adiabatique sèche qui passe par elle au départ (réseau des courbes vertes les plus inclinées vers la gauche - gradient adiabatique sec de -1°C/100 m d'ascendance). Après la condensation, elle emprunte une adiabatique saturée (réseau des Theta'w - gradient adiabatique saturé de -0,5°C environ). Elle est devenue, théoriquement, nuageuse. Sa trajectoire n'est pas matérialisée tant qu'elle reste à gauche de la courbe rouge d'état. Dès qu'elle passe à sa droite (elle devient ainsi plus chaude que l'air ambiant), elle s'inscrit en tirets magenta. Elle s'interrompt lorsqu'elle bute contre une inversion (elle redevient alors plus froide que la courbe rouge d'état). De cette façon, on obtient une idée du potentiel nuageux instable (plus la ligne magenta s'écarte sur la droite de la courbe d'état, plus le nuage monte vite et haut). Ce potentiel d'instabilité nuageuse/orageuse est matérialisé par la surface totale comprise entre la courbe magenta et la courbe rouge d'état. Plus elle est grande, plus les risques d'averses puis d'orages s'accroissent (CAPE). Devenue nuageuse, elle poursuit son ascension tant qu'elle reste à droite de la courbe d'état (c'est à dire plus chaude que l'air ambiant). L'humidité des couches moyennes et supérieures compte aussi beaucoup : la particule instable qui évolue dans une ambiance humide a forcément bien plus de chance de se conserver que celle qui progresse dans un environnement sec.
- **CAPE**: Convective Available Potential Energy (Energie Potentielle Convective Disponible) CAPE ≤ 0 : stable, CAPE 0 à 1000 : instabilité légère, CAPE 1000 à 2500 : instabilité modérée, CAPE 2500 à 3500 : très instable, CAPE > 3500 : extrêmement instable.
- **Shox**: Indice de Showalter
- **Pwat**: Eau précipitable potentielle maximale

Source : Centre Météo UQAM Montréal. <http://meteocentre.com/>, modifié

**ANNEXE 6-4 :****QUELQUES METHODES STATISTIQUES EMPLOYEES****Méthodes de classification des stations****Intérêt de la classification**

Une classification remplace une matrice d'information spatiale par une variable de type qualitatif : les unités spatiales définies comme semblables sont regroupées dans la même modalité qui constitue un type (une classe) d'unité spatiale. Les catégories d'unités spatiales ainsi définies sont des groupes assez homogènes formant des types d'espaces.

Les procédés aboutissant à ces regroupements relèvent de deux catégories : soit les classes ont des caractéristiques prédéterminées (l'analyse des données n'a alors pas lieu d'être, le traitement consistant en un simple tri des unités spatiales selon des critères exogènes), soit ces classes sont conçues par la constitution de groupes d'unités spatiales. Dans ce deuxième cas de figure, les algorithmes sont lourds et on ne peut qu'approcher la meilleure solution. Ainsi, les choix nécessaires pour aboutir à un résultat (l'algorithme, les variantes de stratégies, le nombre de classes, la définition de conditions initiales, etc.) font perdre à la classification sa « pureté ». Enfin et surtout, l'ensemble de groupes obtenu doit être assez robuste pour être retrouvé même si on modifie l'algorithme de classification.

Par la suite, la cartographie des variables apparaît comme le moyen le plus simple d'introduire la dimension spatiale. (CHARRE J., 1995)

**Méthodes statistiques employées**

Deux grandes approches statistiques de classification automatique ont été testées : en effet, deux familles principales de techniques de classification se distinguent :

- des classifications non hiérarchiques (ou partitionnement), qui mènent à la décomposition de l'ensemble de tous les individus en  $m$  ensembles disjoints ou classes d'équivalence ; le nombre  $m$  de classes est fixé.
- des classifications hiérarchiques avec, pour un niveau de précision déterminé, la possibilité pour deux individus de se trouver confondus dans un même groupe, alors qu'à un niveau de précision plus élevé, ils seront distincts et appartiendront à deux sous-groupes différents.

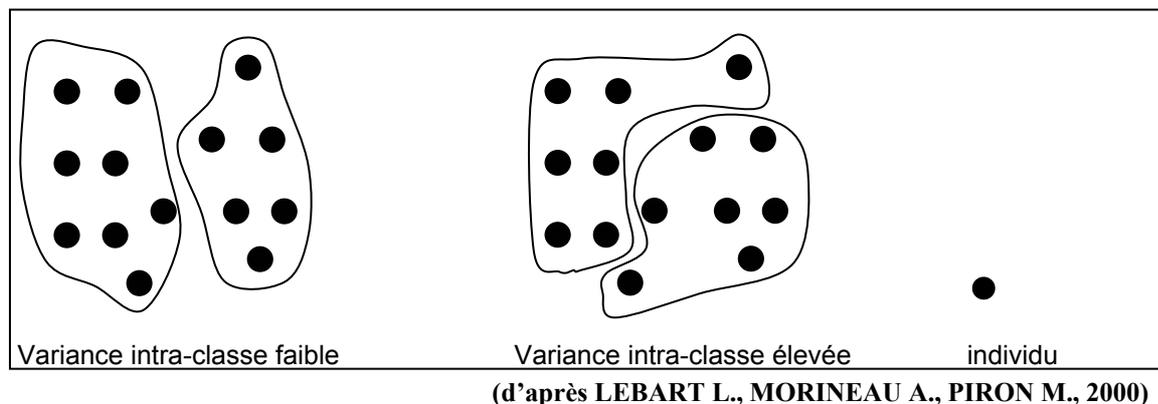
**Nuées dynamiques**

La classification par la méthode des nuées dynamiques (généralisation de la méthode des centres mobiles<sup>136</sup>) permet de partitionner un ensemble d'individus en classes homogènes, sur la base de leur description par un ensemble de variables. Chaque classe est représentée par un noyau de plusieurs éléments. Il s'agit donc d'un mode de calcul de classification automatique par agrégation progressive des individus aux centres de classe dont ils sont le plus proche. A la fin d'une itération, chaque centre de classe est recalculé en fonction des individus qui la constituent. Après avoir défini le nombre de classes d'individus que l'on souhaite obtenir, le logiciel tire au sort des individus distincts et regroupe, autour de chacun de ces individus-type, les individus les plus proches (variance intra-groupe minimale). Les sous-ensembles sont donc généralement constitués sur la base de la dispersion minimale observée à l'intérieur du groupe. Le résultat final dépend du tirage aléatoire de départ, et l'opération peut être répétée afin de choisir le classement

<sup>136</sup> Méthode de classification non hiérarchique décomposant un ensemble d'individus en un nombre  $n$  de classes choisi à priori, et ce par un processus itératif convergent de sélection des représentants de chaque classe (un par classe) qui peut être initialisé au hasard ou par l'utilisateur de la méthode.

le plus pertinent. La nouvelle variable obtenue, où chaque modalité correspond à un type, peut ensuite faire l'objet des mêmes traitements qu'une variable classique.

### **Qualité de la partition**



L'algorithme des nuées dynamiques recherche des individus de manière à les regrouper pour obtenir la variance intra-groupe la plus faible. Ce schéma vise à illustrer la variation de variance intra-groupe ou inter-groupe en fonction de la méthode de classification.

Par ailleurs, quand on réduit le nombre de classes, la variance intra-groupe grandit et la variance inter-groupe diminue.

Dans le cas de traitements sur des variables initialement qualitatives, il est nécessaire d'effectuer au préalable une analyse des correspondances multiples (ACM) et de considérer les coordonnées des individus sur les axes factoriels obtenus comme de nouvelles variables. C'est ce qui a dû être fait ici, c'est pourquoi nous allons exposer, très rapidement, le principe de l'analyse factorielle des correspondances multiples.

### **Analyse Factorielle des Correspondances Multiples (ACM ou AFCM)**

L'analyse des correspondances multiples est une extension de l'analyse factorielle des correspondances (AFC) appliquée non plus à un tableau de contingence, mais à un tableau disjonctif complet. Elle permet l'étude des données sous la forme d'un tableau d'individus décrits par plusieurs variables qualitatives<sup>137</sup>.

Les représentations graphiques sont interprétées de manière analogue à ce qui est fait dans l'AFC de deux variables. On interprète donc globalement les proximités et les oppositions entre les modalités des différentes variables, comme en AFC, en privilégiant les modalités suffisamment éloignées du centre du graphique (et en prêtant attention aux modalités à faible effectif).

### **Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)**

La Classification Ascendante Hiérarchique consiste à effectuer un regroupement progressif des individus selon leur degré de ressemblance jusqu'à l'obtention d'une unique classe les regroupant tous. Comme pour l'algorithme des nuées dynamiques, il est préférable, lorsqu'on traite les variables qualitatives non binaires, d'effectuer au préalable une analyse des correspondances multiples (ACM) et de considérer les coordonnées des individus sur les axes factoriels comme de nouvelles variables.

Classifier est définir une partition de l'ensemble des individus, soit définir un ensemble de parties, ou classes de l'ensemble des individus telles que toute classe soit non vide, deux classes distinctes sont disjointes et tout individu appartient à une classe.

<sup>137</sup> Cette méthode est particulièrement adaptée à l'analyse d'enquêtes pour lesquelles les lignes du tableau sont en général des individus (parfois plusieurs milliers) et les colonnes sont des modalités de variables qualitatives, le plus souvent des modalités de réponses à des questions.

Le résultat d'une CAH est une hiérarchie de classes telles que toute classe est non vide et tout individu appartient à une et plusieurs classes. Deux classes distinctes sont disjointes, ou vérifient une relation d'inclusion, toute classe est la réunion des classes incluses dans elle.

Le dendrogramme affiche l'ordre suivant lequel les agrégations successives sont réalisées. Il indique aussi la valeur de l'indice d'agrégation à chaque niveau. Généralement, la coupure la plus pertinente s'effectue après les agrégations correspondant aux valeurs peu élevées de l'indice et avant celles correspondant aux valeurs élevées. En subdivisant l'arborescence au niveau d'un pas majeur de l'indice, la partition est normalement de meilleure qualité.

### L'analyse de variance

L'analyse de variance se pratique entre une variable connue par individus Y et une variable connue par classe X, pour déterminer si les valeurs de la variable Y s'ordonnent en fonction des modalités de la variable X. Pour cela, on cherche à savoir si la variation des valeurs de Y à l'intérieur des groupes de X est plus ou moins grande que la variation des valeurs de Y entre les groupes de X. En effet, la variation de Y se décompose en :

$\text{Var } Y = \text{Var intraclasse} + \text{Var interclasse}$ .

Les conditions théoriques d'application de la méthode sont :

- une distribution normale pour l'ensemble des valeurs et les valeurs de chaque groupe
- des groupes d'effectifs voisins
- les variances des groupes doivent être de même ordre de grandeur.

La première étape consiste en rejeter l'hypothèse théorique d'indépendance. Pour rejeter l'hypothèse d'indépendance, on procède en comparant une valeur calculée à une valeur lue dans la table de Fisher-Snedecor en fonction de deux degrés de liberté différents :  $v_1$ , le nombre de degrés de liberté de la variation interclasses, égal à  $(k-1)$ , avec  $k$  nombre de groupes ; et  $v_2$ , le nombre de degrés de liberté de la variation intraclasse, égal à  $(n-k)$ .

La table est donnée pour un risque d'erreur constant de 0,05 (5%) et on lit  $F'$  en fonction de  $v_1$  et  $v_2$ . Si  $F > F'$ , on peut rejeter l'hypothèse d'indépendance, avec un risque d'erreur inférieur à 5%. On calcule  $F$  selon la formule (Dumolard P., Dubus N., Charleux L., 2003) :

$$F = \frac{\text{VarInter} / (k-1)}{\text{VarIntra} / (n-k)}$$

et

$$\text{VarTotale} = \text{SCE} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad \text{VarTot} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \left( \sum_{i=1}^n y_i^2 \right) - n \times \bar{y}^2$$

$$\text{VarIntra} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_G)^2 \quad \text{VarInter} = \sum_{i=1}^n (\bar{y}_G - \bar{y})^2$$

avec  $\bar{y}_G$  moyenne des valeurs des individus appartenant au même groupe de  $x$  que  $y_i$ .

L'intensité de la relation peut ensuite être calculée ; la mesure de l'intensité est simple :

$$I = \frac{\text{VarInter}}{\text{VarTot}}$$

Le résultat varie entre 0 et 1 et indique quelle part de la variation de Y est expliquée par les différences entre groupes, entre les modalités de X.

**ANNEXE 7-1 :****COMPARAISON DES VALEURS DE R<sup>2</sup> SUR DIFFERENTS  
ECHANTILLONS**

L'indice u permet la mise en évidence des différences significatives entre plusieurs échantillons. Nous présentons le test sur les valeurs de R<sup>2</sup> obtenues à partir des températures minimales annuelles.

**Formule pour deux échantillons :**

$$u = \frac{|f_1 - f_2|}{\sqrt{\frac{f_1(1-f_1)}{n_1} + \frac{f_2(1-f_2)}{n_2}}}$$

avec  $f$  : pourcentage de variance expliquée  
 $n$  : nombre d'individus de l'échantillon

Température	valeur du R <sup>2</sup>			u entre 1 et 2
	échantillon 1	échantillon 2	échantillon 1+2	
minima 1990	83	78	76	0,51
minima 1991	83	85	81	0,28
minima 1992	78	85	82	0,73
minima 1993	82	86	81	0,46
minima 1994	88	87	85	0,16
minima 1995	88	87	86	0,25

**Ensemble des stations complètes divisé en 2 échantillons**

Température	valeur du R <sup>2</sup>				u entre 1 et 2	u entre 2 et 3	u entre 1 et 3
	échantillon 1	échantillon 2	échantillon 3	échantillon 1+2+3			
minima 1990	85	78	71	76	0,78	0,63	1,41
minima 1991	87	93	78	81	0,73	1,69	1,00
minima 1992	87	92	79	82	0,68	1,48	0,82
minima 1993	85	82	82	81	0,36	0,00	0,37
minima 1994	89	97	82	85	1,21	1,99	0,86
minima 1995	89	97	83	86	1,24	1,87	0,71

**Ensemble des stations complètes divisé en 3 échantillons**

Température	valeur du R <sup>2</sup>					u entre 1 et 2	u entre 2 et 3	u entre 3 et 4	u entre 1 et 3	u entre 1 et 4	u entre 2 et 4
	échantillon 1	échantillon 2	échantillon 3	échantillon 4	échantillon 1+2+3+4						
minima 1990	95	87	80	80	76	1,17	0,77	0,10	1,90	1,99	0,87
minima 1991	95	86	88	81	81	1,20	0,26	0,81	0,95	1,72	0,55
minima 1992	93	88	88	89	82	0,74	0,04	0,11	0,71	0,60	0,15
minima 1993	94	86	88	83	81	0,99	0,25	0,60	0,75	1,33	0,36
minima 1994	95	91	89	94	85	0,66	0,35	0,71	0,99	0,30	0,36
minima 1995	96	92	88	91	86	0,69	0,56	0,36	1,22	0,88	0,20

**Ensemble des stations complètes divisé en 4 échantillons**

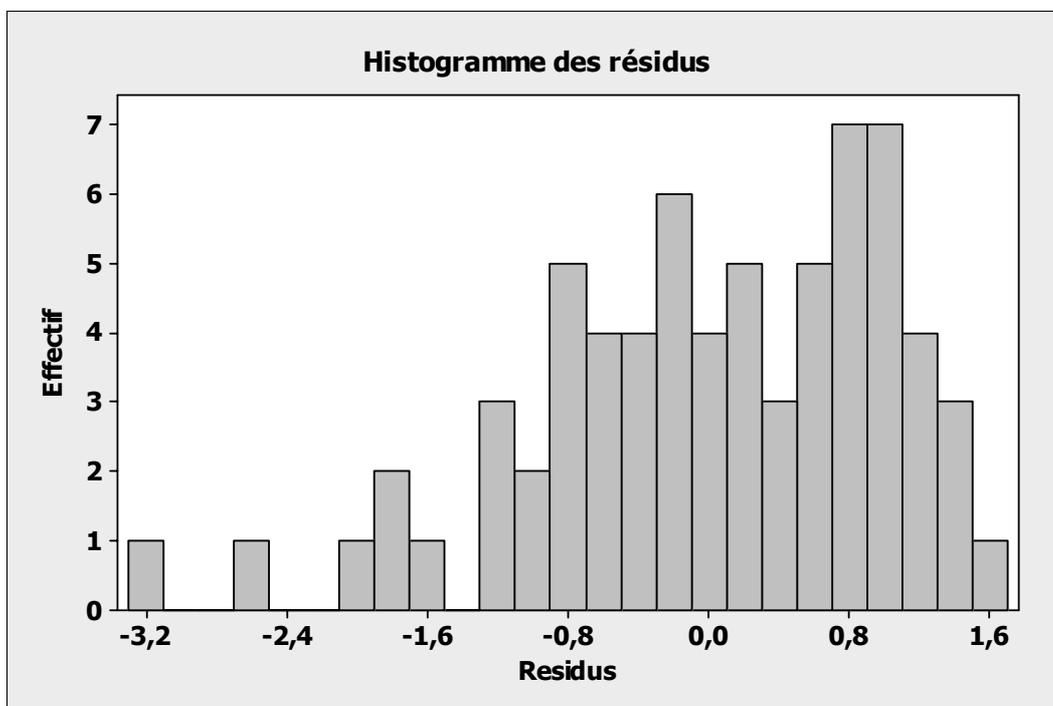
1,99

Non significatif au risque d'erreur de 5%.

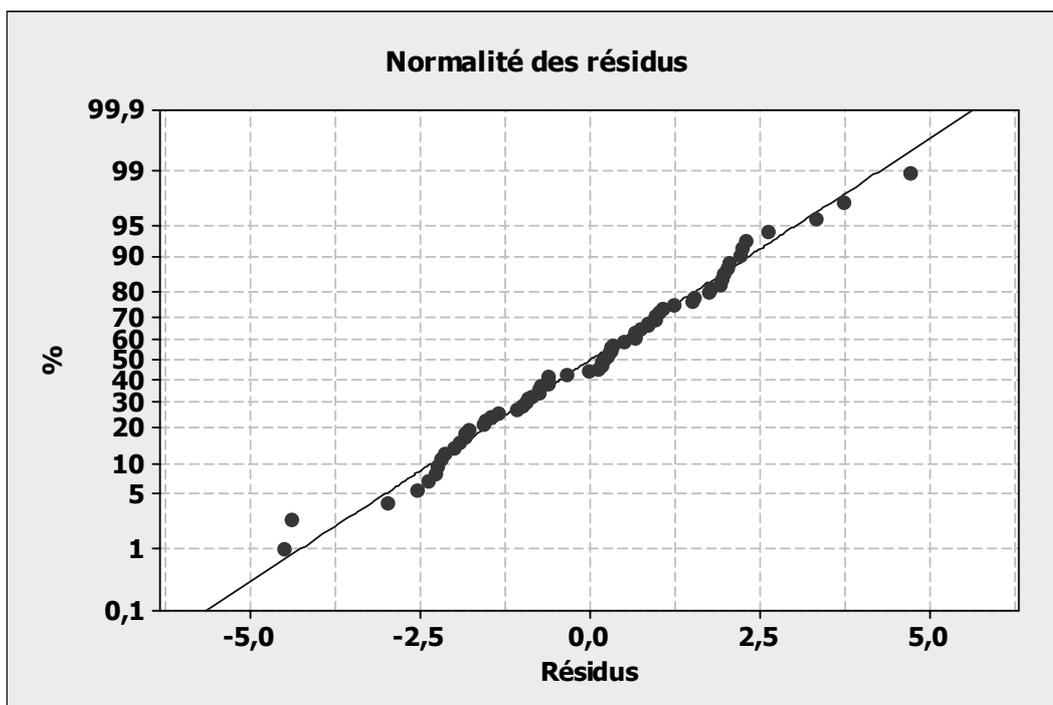
Les deux échantillons n'appartiennent théoriquement pas à la même population mère.

## ANNEXE 7-2 :

### TESTS STATISTIQUES DES RESULTATS DE LA REGRESSION DU 15/03/1991



Histogramme des résidus de la régression du 15/03/1991 – Températures maximales.  $R^2 = 94\%$ .

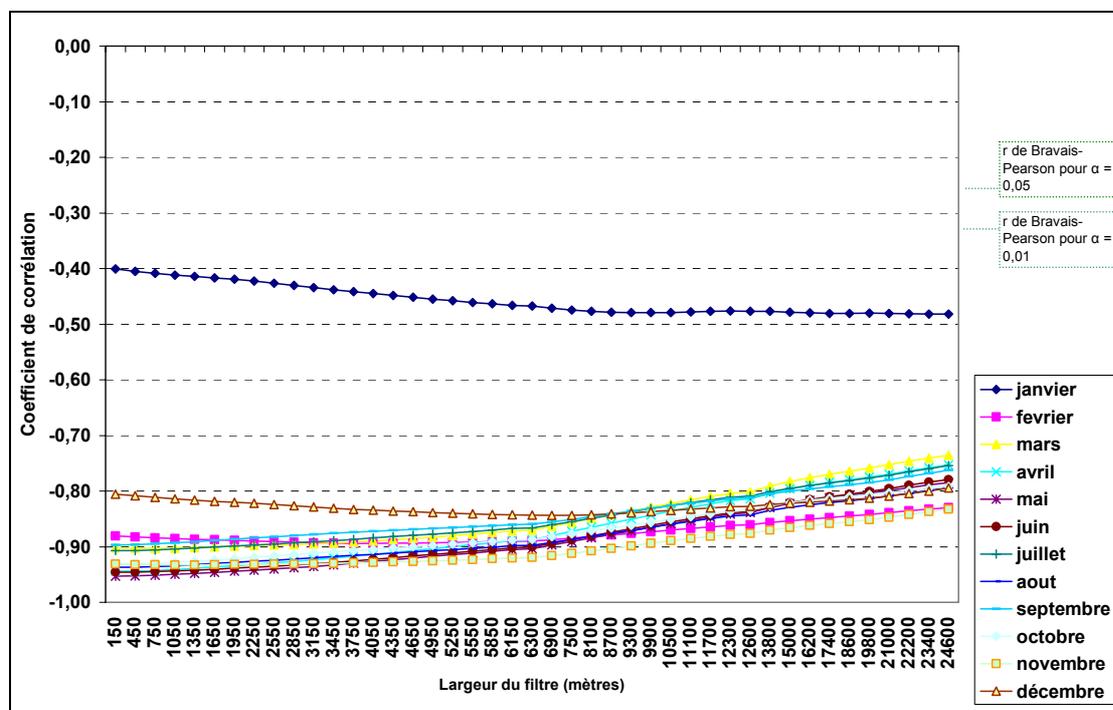


Test de normalité des résidus de la régression du 15/03/1991 – Températures maximales.  $R^2 = 94\%$ .

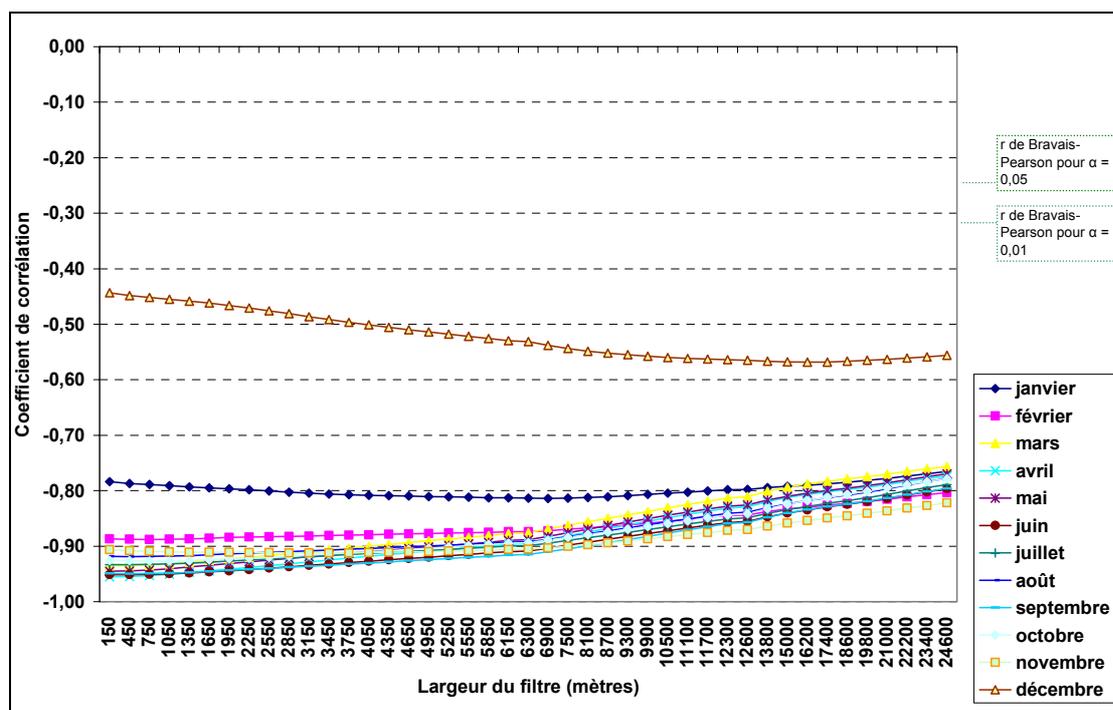
### ANNEXE 7-3 :

## FILTRAGE ET AMELIORATION DE LA CORRELATION

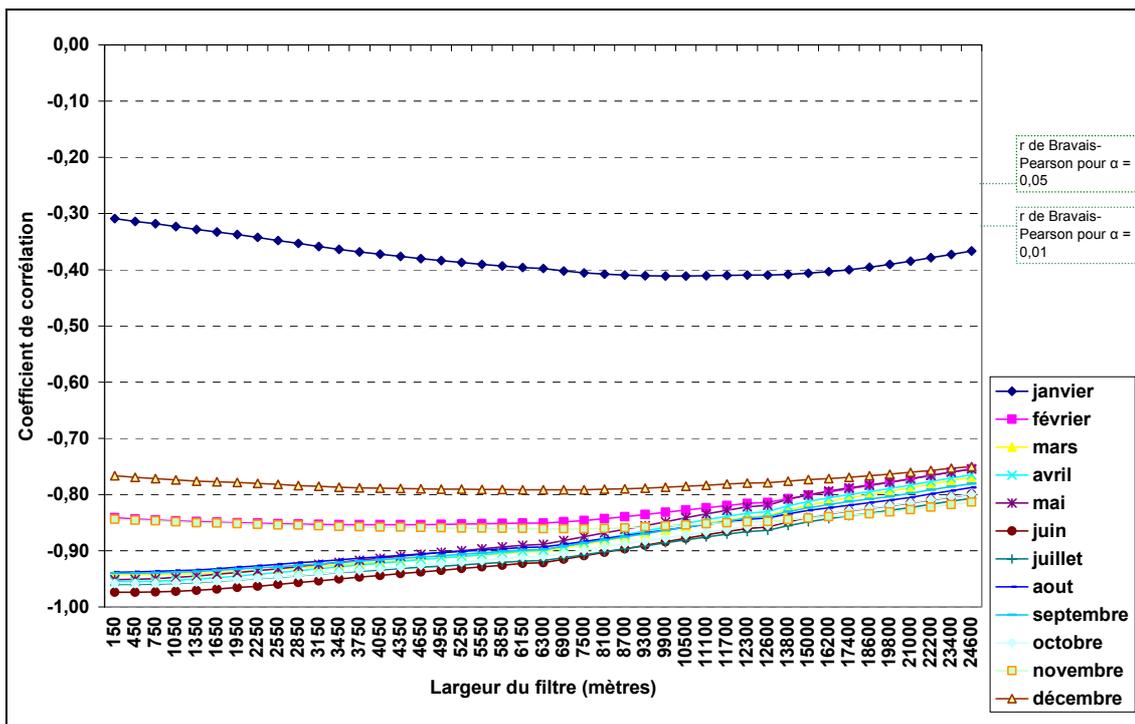
### ALTITUDE/TEMPERATURE



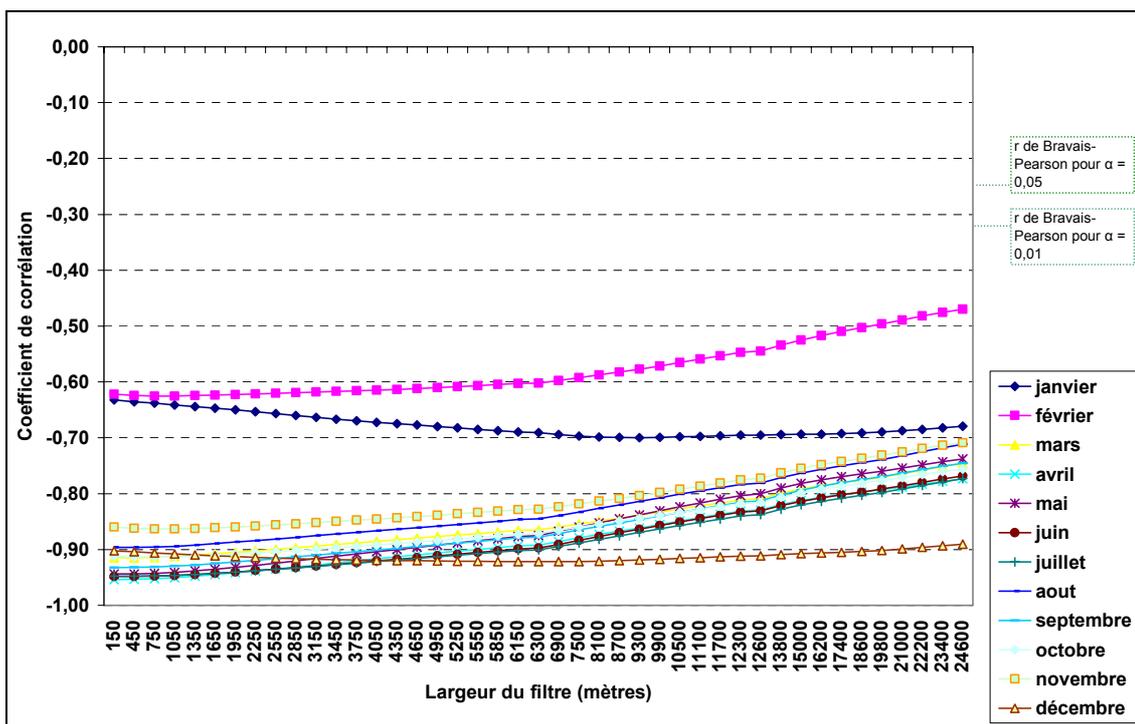
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1990 selon la taille du filtre utilisé.



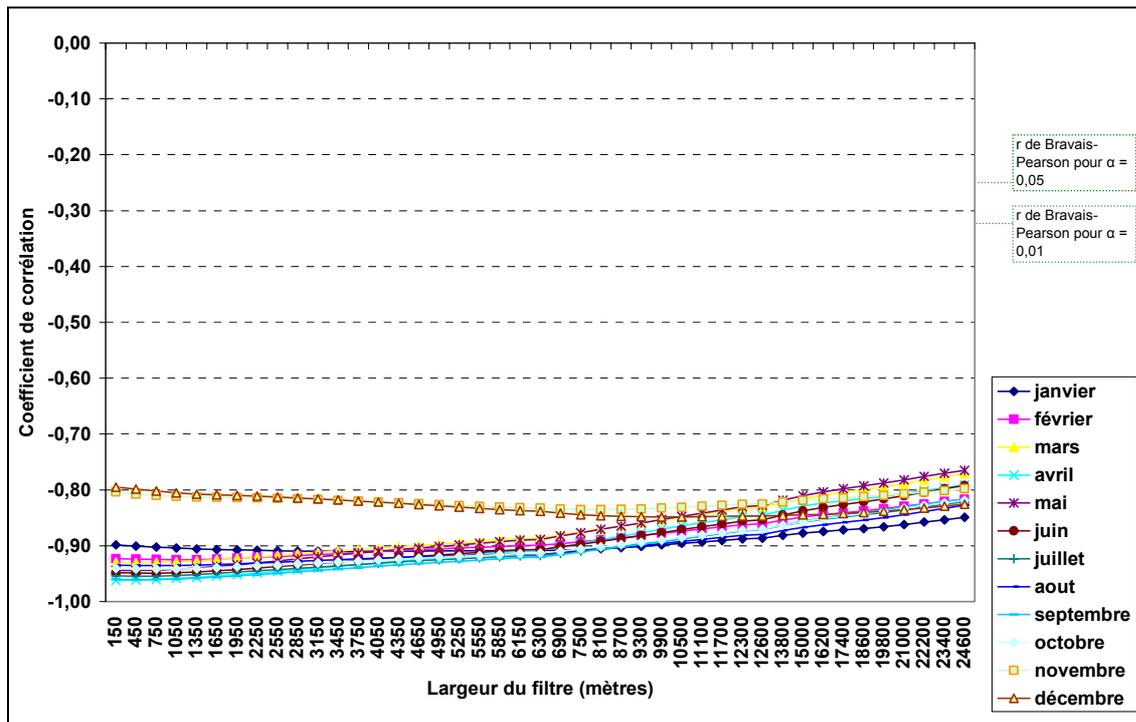
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1991 selon la taille du filtre utilisé.



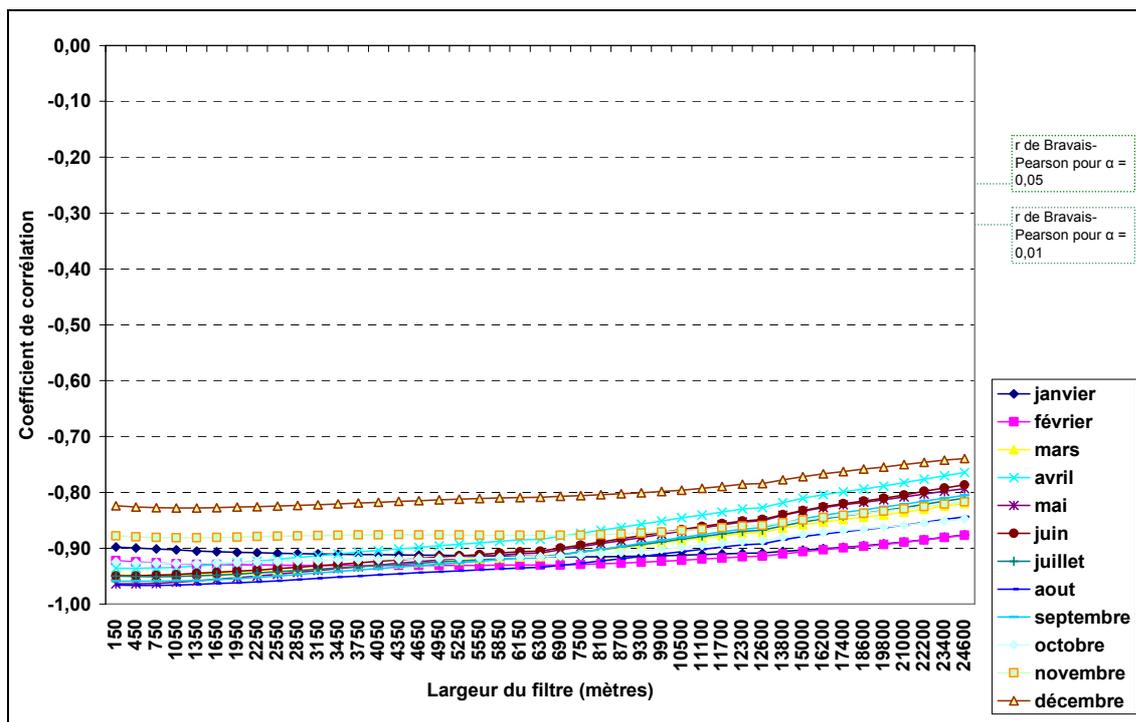
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1992 selon la taille du filtre utilisé.



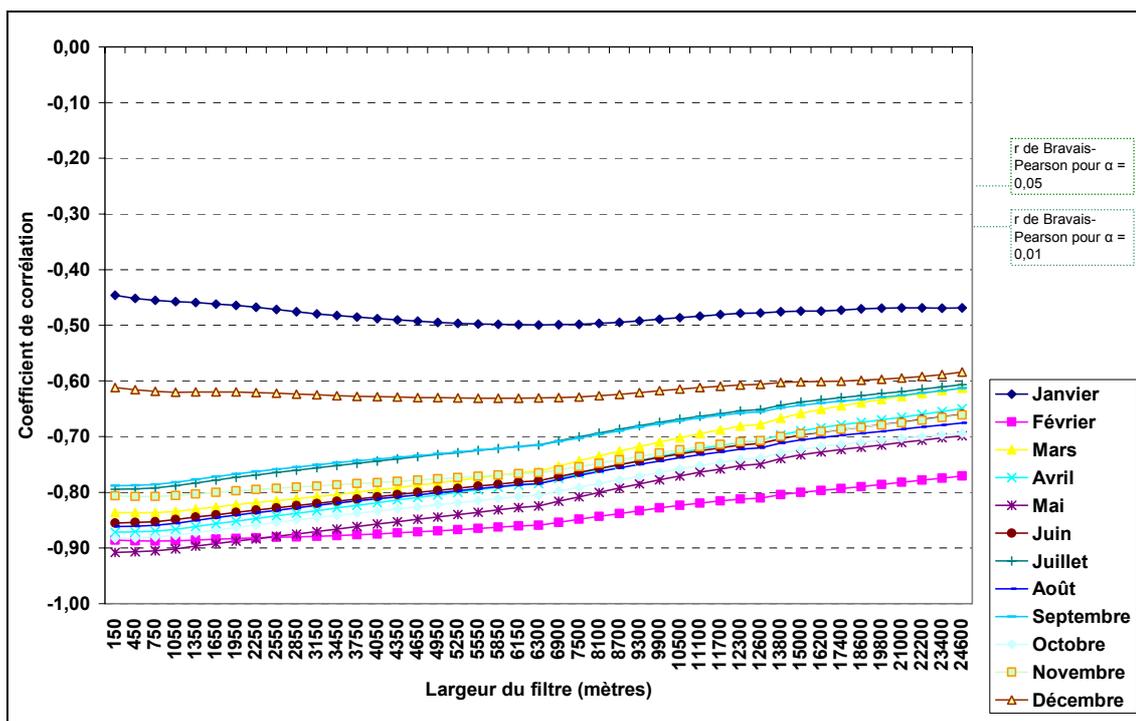
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1993 selon la taille du filtre utilisé.



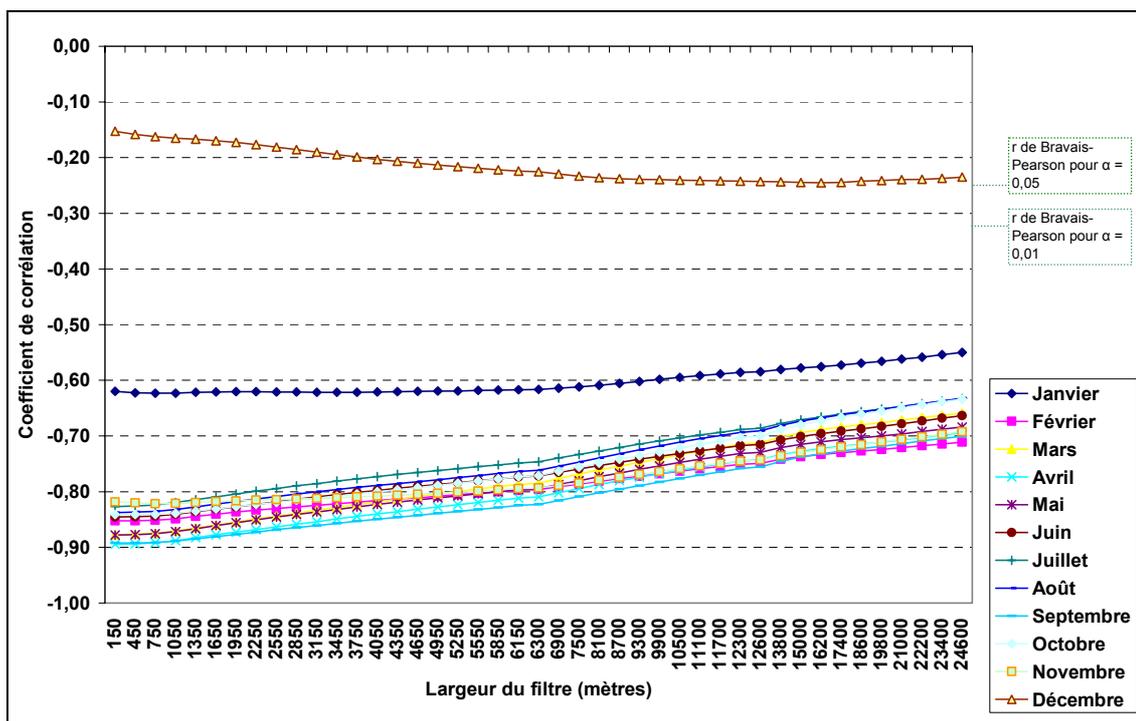
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1994 selon la taille du filtre utilisé.



Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures minimales de 1995 selon la taille du filtre utilisé.

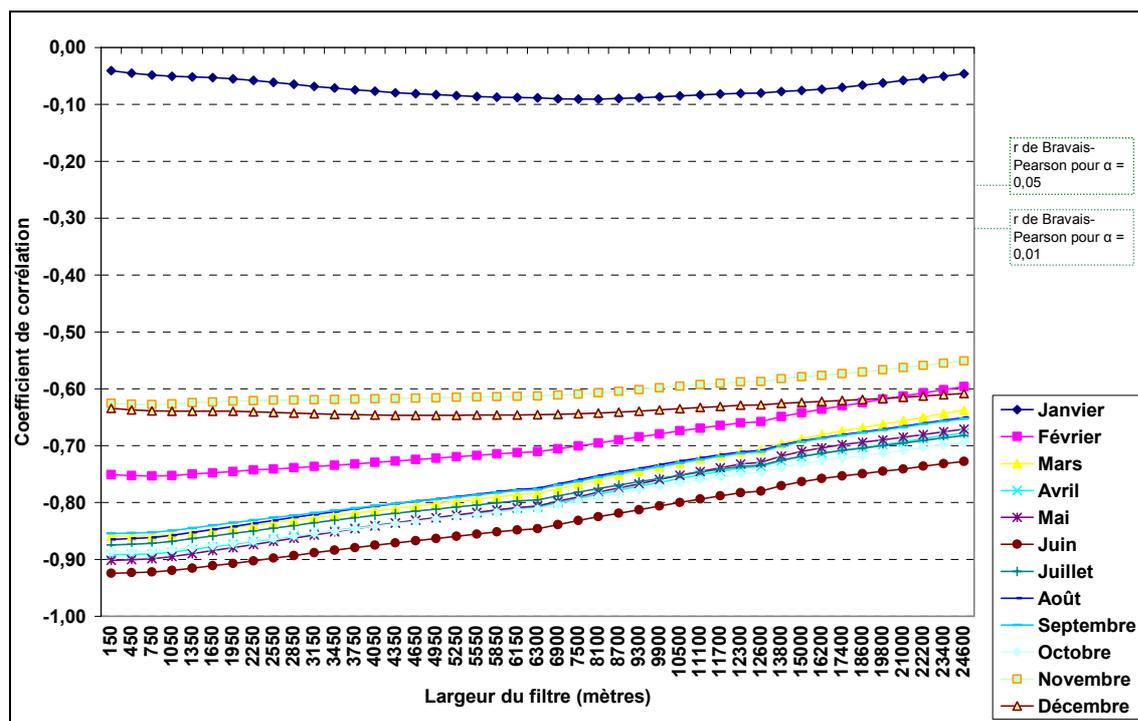


Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1990 selon la taille du filtre utilisé.

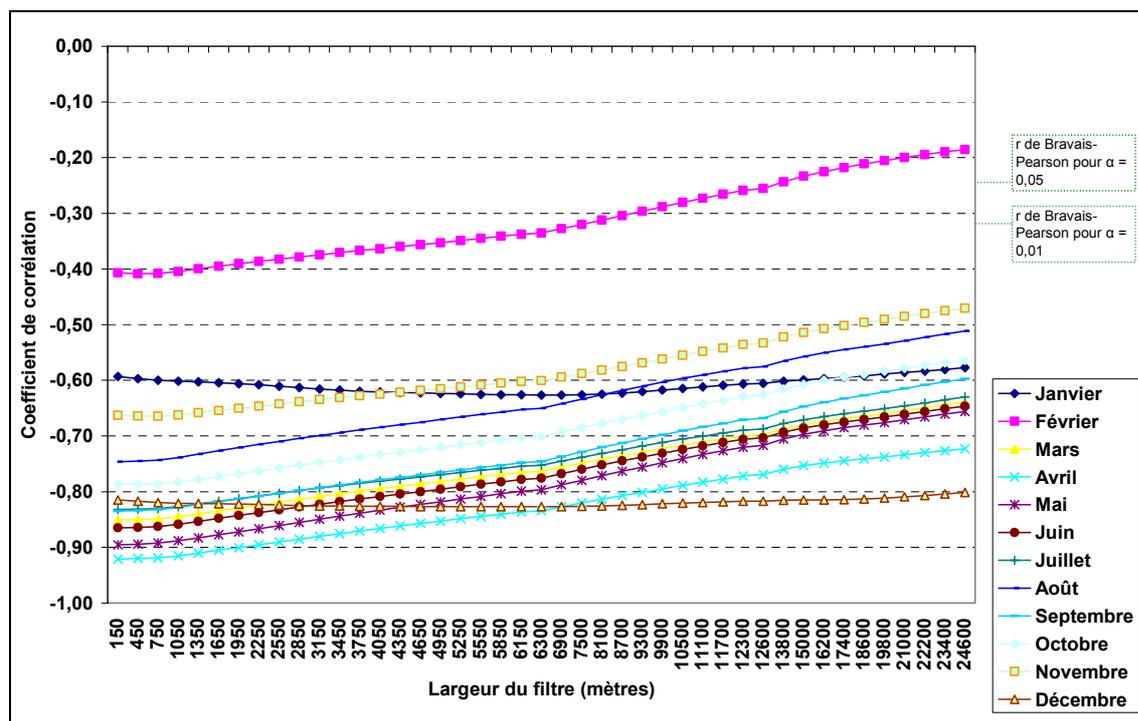


Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1991 selon la taille du filtre utilisé.

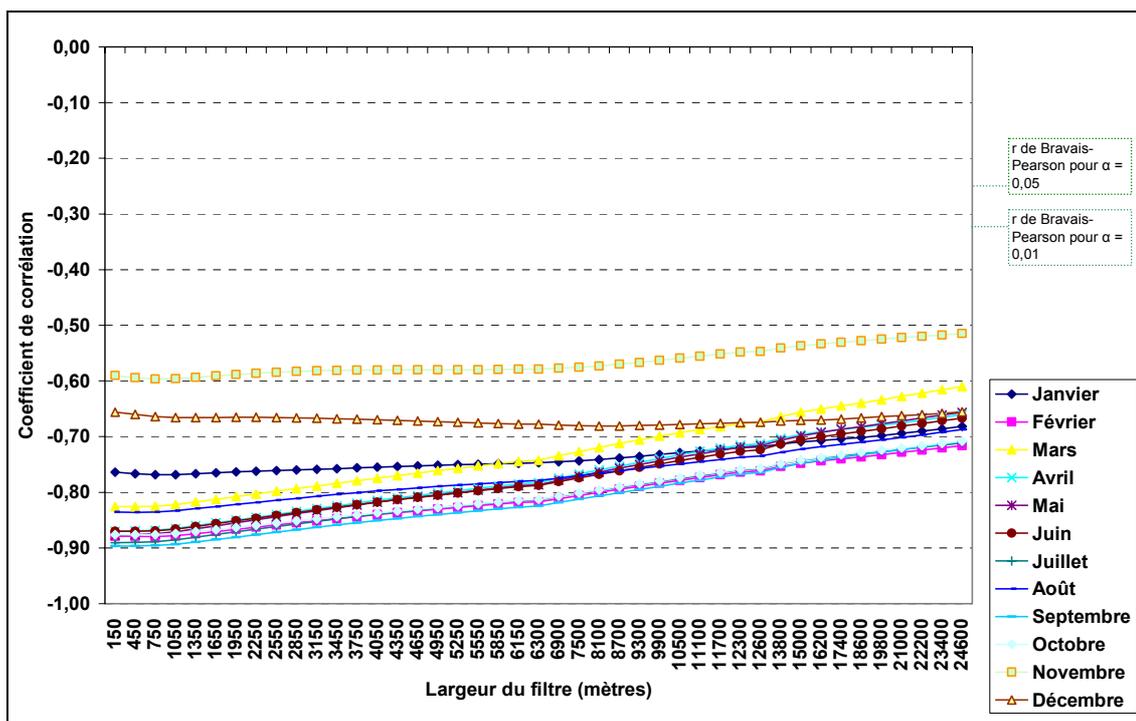
tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005



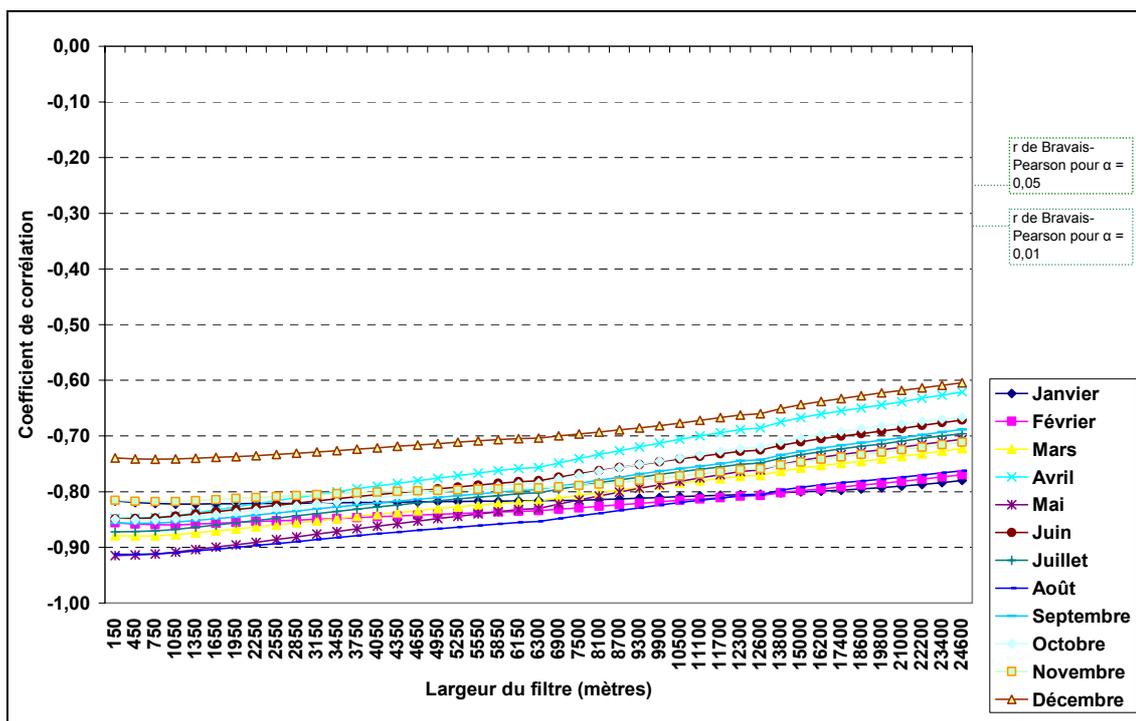
Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1992 selon la taille du filtre utilisé.



Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1993 selon la taille du filtre utilisé.



Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1994 selon la taille du filtre utilisé.



Evolution du coefficient de corrélation entre altitude et températures maximales de 1995 selon la taille du filtre utilisé.

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

**ANNEXE 7-4 :****EXEMPLES DE QUALITE DU MODELE D'AJUSTEMENT PAR MORCEAUX.**

Année	Mois	Equation du mois	P-valeur de la constante	Pourcentage d'explication du modèle
<b>1991</b>	<i>Janvier</i>	$4,67 + 0,00459 \text{ Dep}_{550} + 0,00115 \text{ Dep}_{950} - 0,00759 \text{ Dep}_{1300} - 0,00600 \text{ Altitude}$	0,042	66,2%
	<i>Février</i>	$3,20 + 0,00179 \text{ Dep}_{550} + 0,00056 \text{ Dep}_{950} - 0,00562 \text{ Dep}_{1300} - 0,00462 \text{ Altitude}$	0,128	77,0%
	<i>Mars</i>	$10,8 + 0,00366 \text{ Dep}_{550} - 0,00213 \text{ Dep}_{950} - 0,00487 \text{ Dep}_{1300} - 0,00530 \text{ Altitude}$	0,000	87,4%
	<i>Avril</i>	$9,65 - 0,00046 \text{ Dep}_{550} - 0,00106 \text{ Dep}_{950} - 0,00379 \text{ Dep}_{1300} - 0,00284 \text{ Altitude}$	0,000	91,0%
	<i>Mai</i>	$12,8 - 0,00027 \text{ Dep}_{550} - 0,00073 \text{ Dep}_{950} - 0,00221 \text{ Dep}_{1300} - 0,00362 \text{ Altitude}$	0,000	87,9%
	<i>Juin</i>	$18,7 + 0,00250 \text{ Dep}_{550} - 0,00437 \text{ Dep}_{950} + 0,00337 \text{ Dep}_{1300} - 0,00542 \text{ Altitude}$	0,000	90,8%
	<i>Juillet</i>	$23,2 + 0,00294 \text{ Dep}_{550} - 0,00192 \text{ Dep}_{950} - 0,00199 \text{ Dep}_{1300} - 0,00512 \text{ Altitude}$	0,000	86,3%
	<i>Août</i>	$22,3 - 0,00015 \text{ Dep}_{550} - 0,00173 \text{ Dep}_{950} - 0,00146 \text{ Dep}_{1300} - 0,00265 \text{ Altitude}$	0,000	83,3%
	<i>Septembre</i>	$19,6 + 0,00032 \text{ Dep}_{550} - 0,00256 \text{ Dep}_{950} + 0,00069 \text{ Dep}_{1300} - 0,00370 \text{ Altitude}$	0,000	88,3%
	<i>Octobre</i>	$11,8 + 0,00237 \text{ Dep}_{550} - 0,00208 \text{ Dep}_{950} - 0,00046 \text{ Dep}_{1300} - 0,00460 \text{ Altitude}$	0,000	80,0%
	<i>Novembre</i>	$7,72 + 0,00188 \text{ Dep}_{550} + 0,00056 \text{ Dep}_{950} - 0,00248 \text{ Dep}_{1300} - 0,00520 \text{ Altitude}$	0,000	80,4%
	<i>Décembre</i>	$3,36 + 0,00724 \text{ Dep}_{550} + 0,00175 \text{ Dep}_{950} - 0,00752 \text{ Dep}_{1300} - 0,00716 \text{ Altitude}$	0,216	31,7%

**Température minimale mensuelle 1991**

Année	Mois	Equation du mois	P-valeur de la constante	Pourcentage d'explication du modèle
<b>1994</b>	<i>Janvier</i>	$4,82 + 0,00194 \text{ Dep}_{550} - 0,00061 \text{ Dep}_{950} - 0,00194 \text{ Dep}_{1300} - 0,00491 \text{ Altitude}$	0,009	80,1%
	<i>Février</i>	$6,85 + 0,00236 \text{ Dep}_{550} - 0,00007 \text{ Dep}_{950} - 0,00490 \text{ Dep}_{1300} - 0,00603 \text{ Altitude}$	0,002	84,8%
	<i>Mars</i>	$11,1 + 0,00016 \text{ Dep}_{550} - 0,00184 \text{ Dep}_{950} - 0,00171 \text{ Dep}_{1300} - 0,00286 \text{ Altitude}$	0,000	89,0%
	<i>Avril</i>	$10,0 + 0,00191 \text{ Dep}_{550} - 0,00298 \text{ Dep}_{950} + 0,00035 \text{ Dep}_{1300} - 0,00528 \text{ Altitude}$	0,000	94,0%
	<i>Mai</i>	$16,4 + 0,00001 \text{ Dep}_{550} - 0,00171 \text{ Dep}_{950} - 0,00024 \text{ Dep}_{1300} - 0,00350 \text{ Altitude}$	0,000	91,5%
	<i>Juin</i>	$19,4 + 0,00132 \text{ Dep}_{550} - 0,00377 \text{ Dep}_{950} + 0,00267 \text{ Dep}_{1300} - 0,00412 \text{ Altitude}$	0,000	87,5%
	<i>Juillet</i>	$24,7 + 0,00070 \text{ Dep}_{550} - 0,00020 \text{ Dep}_{950} - 0,00115 \text{ Dep}_{1300} - 0,00484 \text{ Altitude}$	0,000	89,2%
	<i>Août</i>	$24,0 + 0,00275 \text{ Dep}_{550} - 0,00261 \text{ Dep}_{950} + 0,00219 \text{ Dep}_{1300} - 0,00594 \text{ Altitude}$	0,000	83,2%
	<i>Septembre</i>	$17,6 + 0,00351 \text{ Dep}_{550} - 0,00275 \text{ Dep}_{950} + 0,00039 \text{ Dep}_{1300} - 0,00606 \text{ Altitude}$	0,000	90,7%
	<i>Octobre</i>	$14,2 + 0,00280 \text{ Dep}_{550} - 0,00061 \text{ Dep}_{950} - 0,00170 \text{ Dep}_{1300} - 0,00564 \text{ Altitude}$	0,000	85,4%
	<i>Novembre</i>	$10,8 + 0,00355 \text{ Dep}_{550} + 0,00042 \text{ Dep}_{950} - 0,00319 \text{ Dep}_{1300} - 0,00535 \text{ Altitude}$	0,000	67,6%
	<i>Décembre</i>	$6,26 + 0,00205 \text{ Dep}_{550} + 0,00136 \text{ Dep}_{950} - 0,00253 \text{ Dep}_{1300} - 0,00509 \text{ Altitude}$	0,008	60,8%

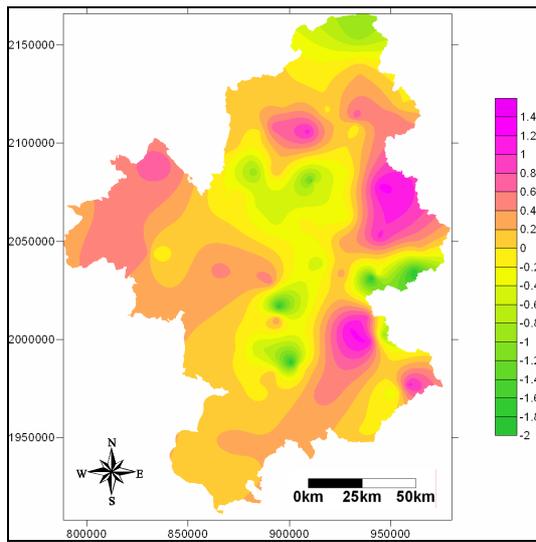
**Température minimale mensuelle 1994**

(Lhotellier R., Lambert E., 2004)

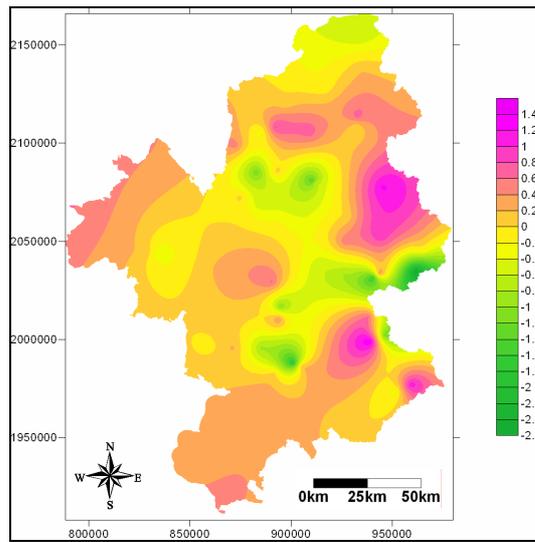
**ANNEXE 8-1 :**  
**CARTOGRAPHIE PAR KRIGEAGE DES RESIDUS DES**  
**REGRESSIONS CALCULEES SUR LES MOYENNES**  
**ANNUELLES**

---

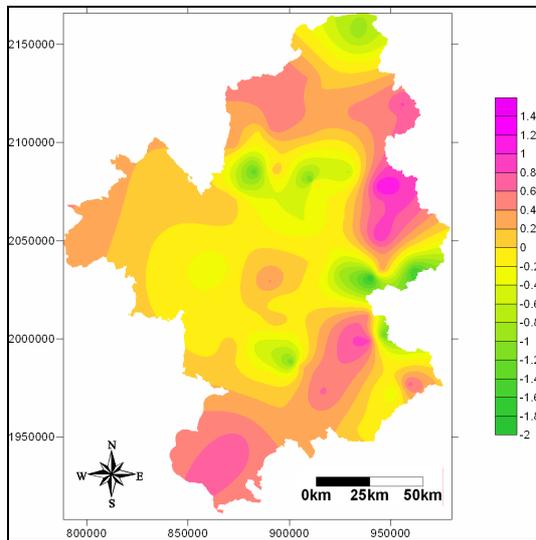
### Résidus calculés sur température maximale annuelle



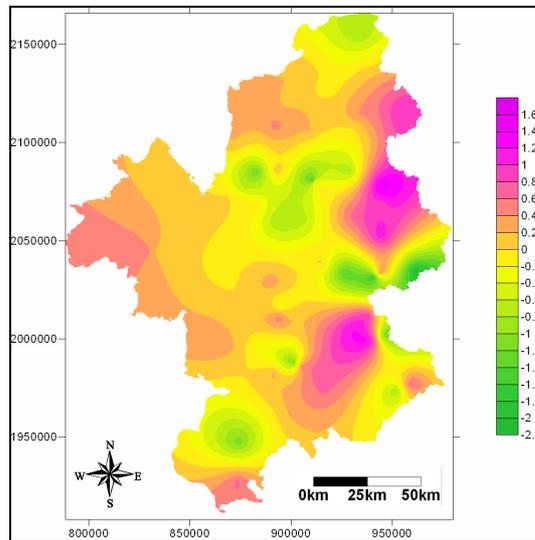
1990



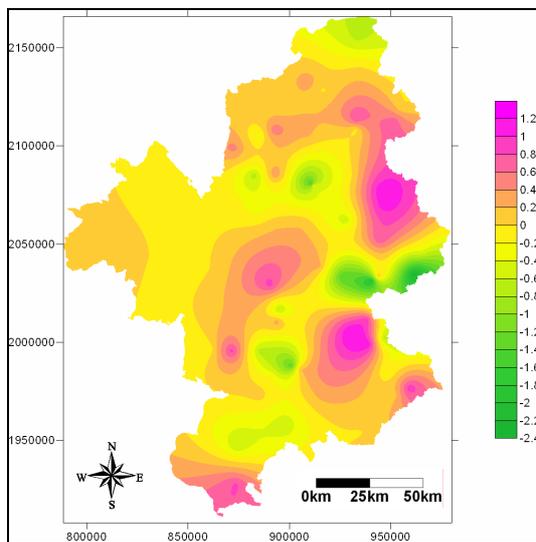
1991



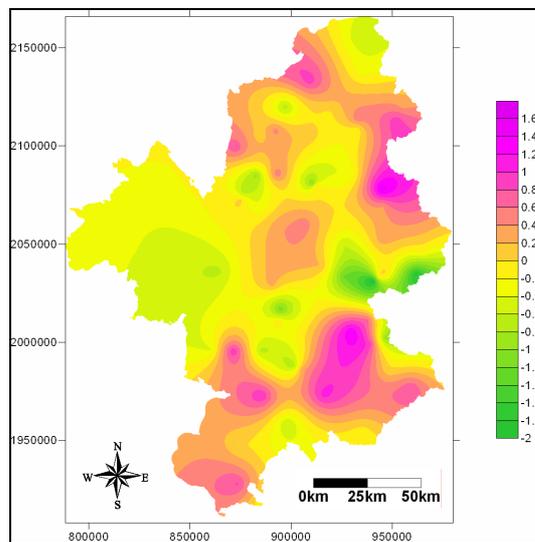
1992



1993

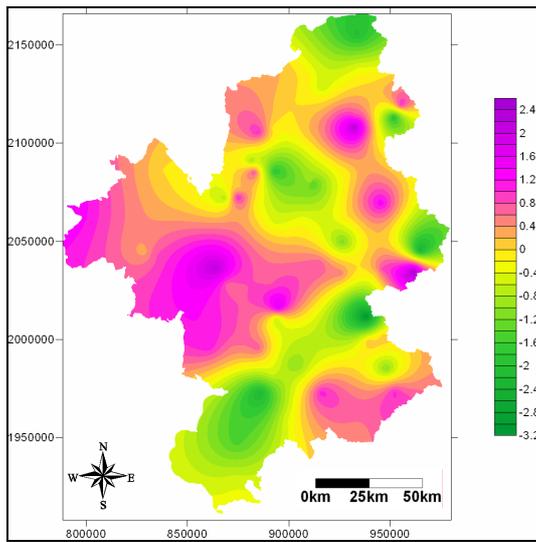


1994

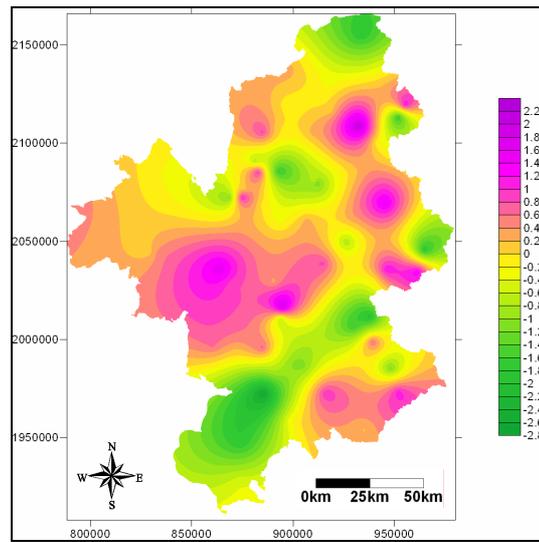


1995

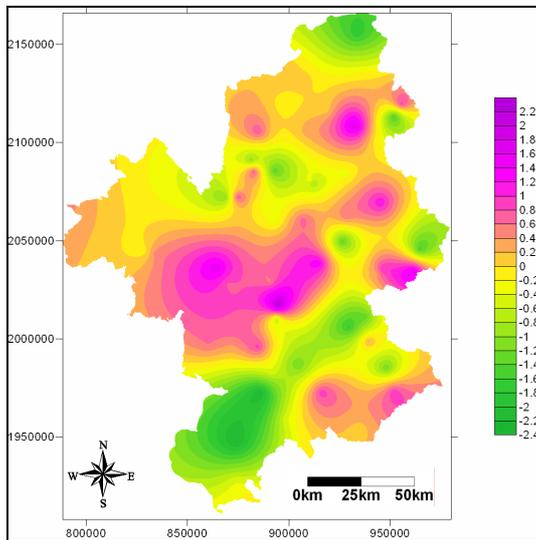
### Résidus calculés sur température minimale annuelle



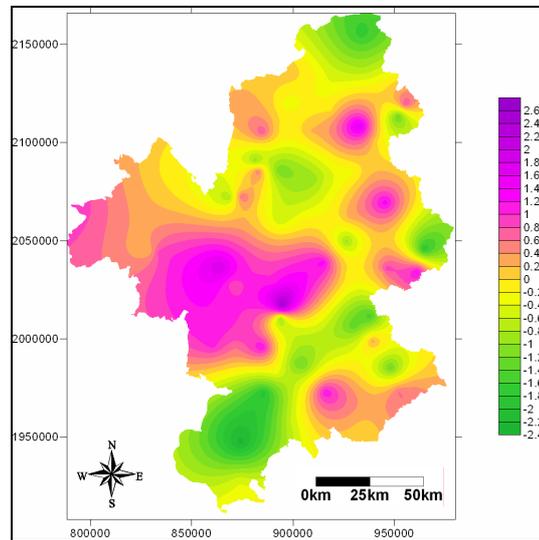
1990



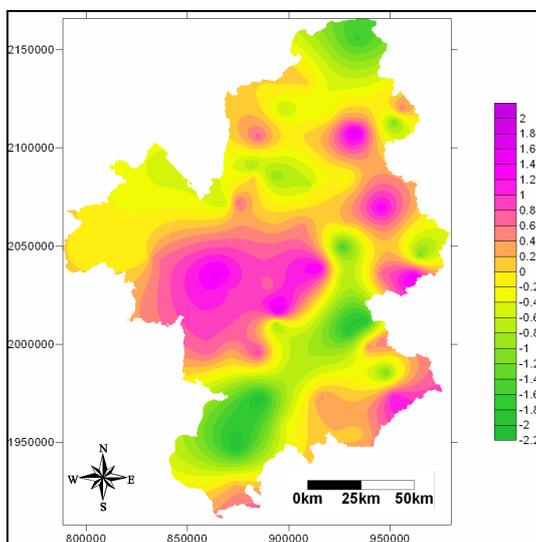
1991



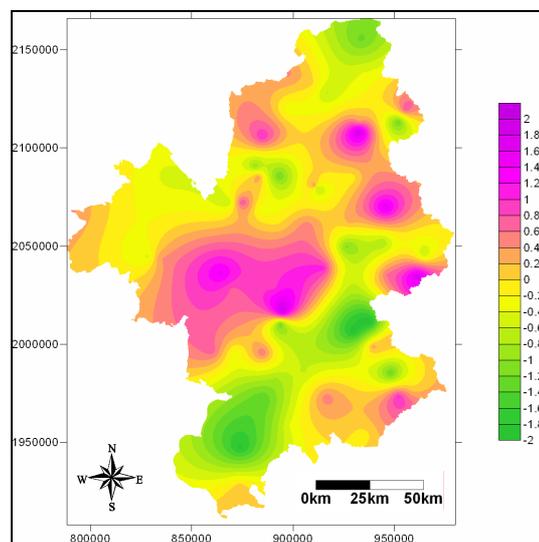
1992



1993



1994



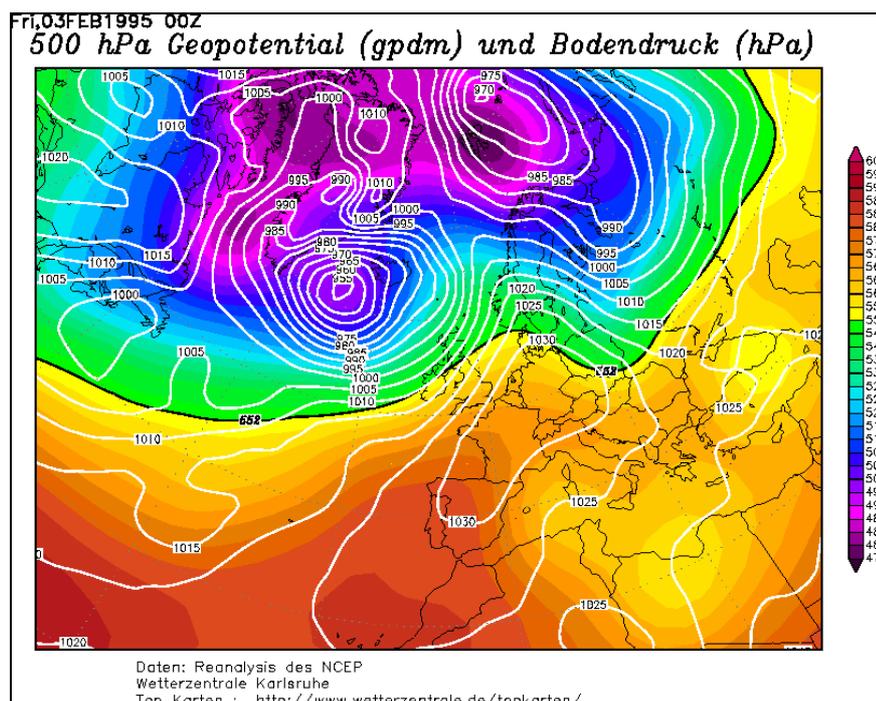
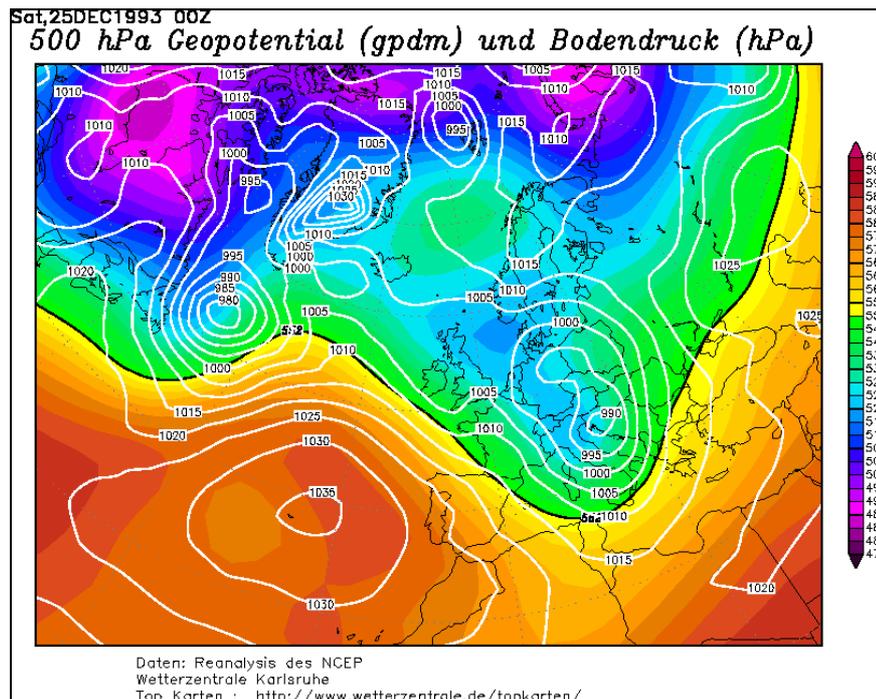
1995

tel-00011241, version 1 - 20 Dec 2005

**ANNEXE 8-2 :****SITUATION METEOROLOGIQUE DES 25 DECEMBRE 1993****ET 3 FEVRIER 1995**

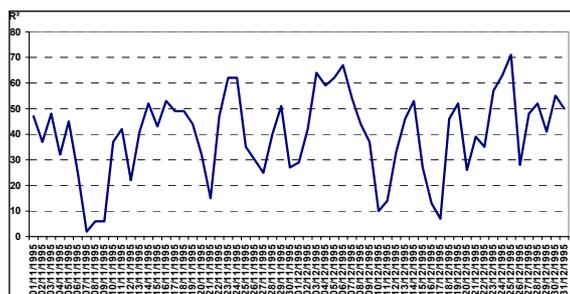
Les plages de couleurs correspondent à la situation à 500 hPa.

Les courbes isobares blanches présentent la situation à la surface (1000 hPa).



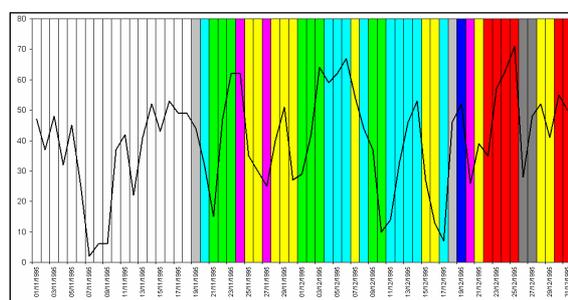
**ANNEXE 8-3 :****COMPLEMENTS DE COMPARAISON A SAFRAN**

Les données de température prévues par SAFRAN ont été interpolées en dehors des points de grille, de manière à récupérer pour chacune de nos stations la température interpolée. Nous avons ensuite comparé cette température SAFRAN interpolée aux coordonnées de nos stations de mesure avec la température effectivement mesurée dans ces stations. Le graphique ci-dessous présente les résultats pour novembre et décembre 1995.



**Coefficient de détermination entre la température minimale mesurée dans les stations du réseau et la valeur fournie par SAFRAN dans la maille correspondante. Données du 01/11/1995 au 31/12/1995.**

**Coefficient de détermination entre la température minimale mesurée dans les stations du réseau et la valeur fournie par SAFRAN dans la maille correspondante. Données du 01/11/1995 au 31/12/1995. En superposition, la couleur indique le type de temps pour le géopotential 1000 hPa.**



Gris clair : type 1 (anticyclonique)  
Bleu clair : type 6 (anticyclonique)  
Rouge : type 4 (flux d'ouest)

Jaune : type 9 (anticyclonique)  
Gris foncé : type 3 (dépressionnaire)  
Blanc : données non disponibles

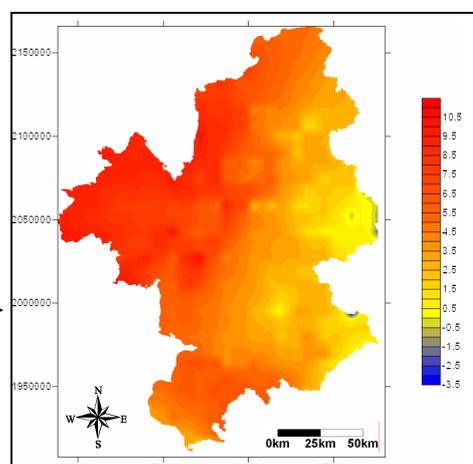
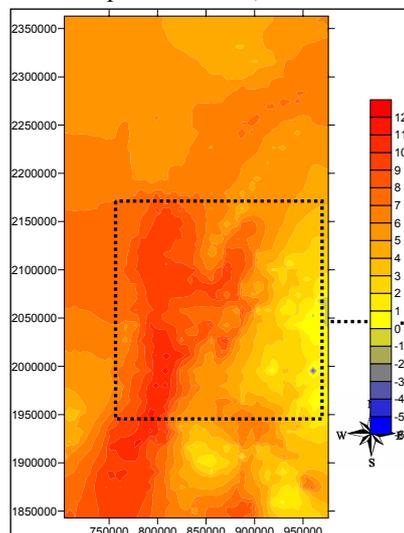
Vert : type 7 (flux méridien)  
Rose : type 10 (flux d'ouest)

Les variations de types de temps n'expliquent que très partiellement les variations de relation entre la température mesurée dans les stations et celle estimée par SAFRAN aux points de grille. La persistance d'une situation perturbée semble cependant être un « bonificateur » de la relation.

**Exemple du changement de résolution de SAFRAN pour comparaison à notre modèle**

La démarche suivie a consisté en plusieurs étapes :

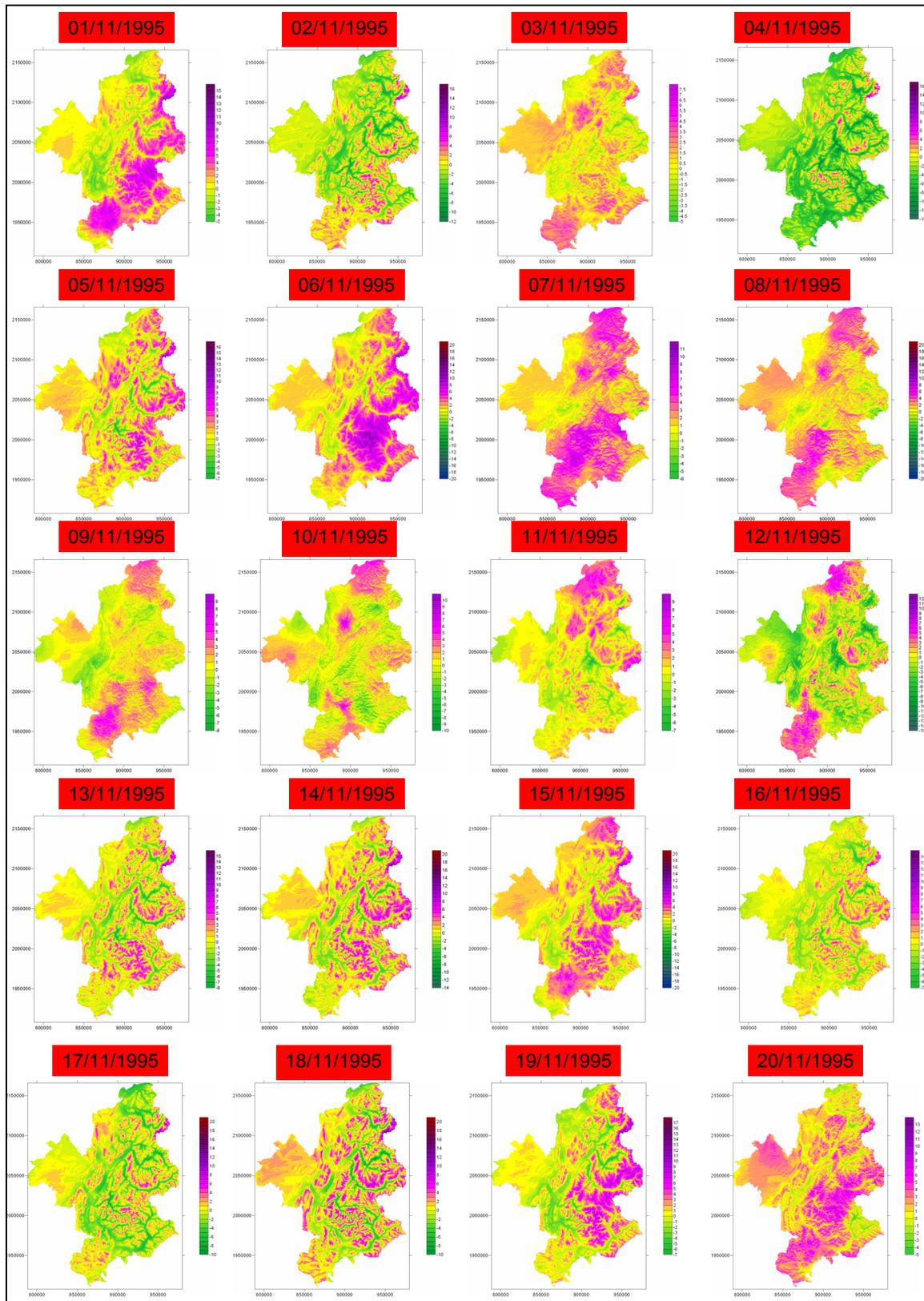
- l'interpolation des températures SAFRAN au centre de la grille
- le calcul des températures SAFRAN dans nos stations grâce à leurs coordonnées
- le calcul de la corrélation entre température mesurée et température donnée par SAFRAN
- le calcul de la corrélation entre température modélisée par residual kriging et température donnée par SAFRAN, à la résolution de 150 mètres.



**Températures données par SAFRAN dans nos stations puis interpolées**

### Différence entre la grille SAFRAN à 150m et la grille calculée par residual kriging pour les 20 premiers jours de novembre 1995 (Température minimale)

Les différences atteignent des valeurs très élevées du fait de la discordance de résolution : la température des fonds de vallées est de ce fait fortement sous estimée par SAFRAN, celle des sommets fortement surestimée.



## RESUME

---

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 nécessitent pourtant des valeurs climatiques en tout point de leur champ d'étude. Cette thèse propose une évaluation du niveau d'incertitude pour la spatialisation des températures en zone de montagne et la mise au point d'une démonstration de la relation échelle / méthode, puis la quantification des apports des méthodes en fonction de l'échelle d'application visée. Le sujet comprend donc, comme premier travail, la mise en place d'une méthode pour la spatialisation des températures, c'est à dire une modélisation expliquant les variations spatiales des températures : quels facteurs agissent, font varier les températures, et dans quelles proportions ?

La réalisation de modèles, à différentes échelles, s'accompagne d'une interpolation (reconstitution des champs thermiques par l'application des modèles précédemment créés).

La recherche combine un travail sur Systèmes d'Information Géographique, et les variables spatiales extraites de ces derniers : occupation du sol, relief, pente, exposition, ensoleillement, etc.), ainsi qu'un usage fréquent de méthodes statistiques (régressions simples, régressions multiples, analyses de variance, analyses en composantes principales, etc.)

Les simulations constituent l'étape finale, une fois les spatialisations terminées et les validations des modèles effectuées.

Les données géographiques sont principalement fournies par le laboratoire SEIGAD et l'Institut Géographique National, les connaissances et les données météorologiques proviennent de Météo-France (relevés de températures minimales et maximales quotidiennes, types de temps, modèle SAFRAN...)

**MOTS-CLES :** température, spatialisation, interpolation, analyse statistique et spatiale, systèmes d'information géographique, Alpes françaises.

## ABSTRACT

---

Most of 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. This PhD thesis proposes an evaluation of the uncertainty level for spatialization of temperatures in mountainous areas and a demonstration of the scale/method relation, then a quantification of the benefits of each method according to the scale of concerned applications. The subject thus includes, firstly, some developments of spatialization methods for temperatures, explaining spatial variations of temperatures: which factors work, make change the temperatures, and in which proportions?

The realization of models, at various scales, is accompanied by an interpolation (reconstitution of the thermal fields by application of the previously computed models).

This research includes a work on geographical information systems, and spatial variables extracted from them: land cover, relief, slope, aspect, radiation, etc), as well as a frequent use of statistical methods (univariate regressions, multivariate regressions, variance analysis, principal component analysis, etc.)

Simulations are the final step, once spatializations are finished and validations are carried out.

Geographical data are mainly provided by the SEIGAD laboratory and the French National Geographical Institute, weather knowledge and data come from Météo-France (daily minimum and maximum temperatures, weather types, SAFRAN model...)

**KEY WORDS:** temperature, spatialization, interpolation, statistical and spatial analysis, geographic information systems, French Alps