



HAL
open science

Etudes hydro-climatologiques régionales. Applications à l'évolution du climat et aux écoulements de rivière dans un espace transfrontalier

Gilles Drogue

► **To cite this version:**

Gilles Drogue. Etudes hydro-climatologiques régionales. Applications à l'évolution du climat et aux écoulements de rivière dans un espace transfrontalier. Géographie. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2013. tel-00920438

HAL Id: tel-00920438

<https://theses.hal.science/tel-00920438>

Submitted on 18 Dec 2013

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

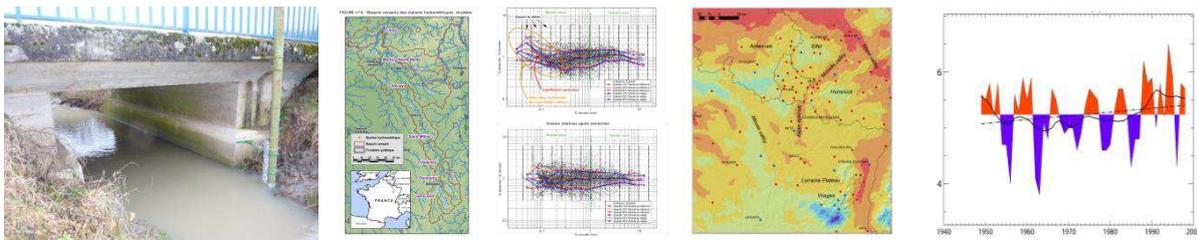
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Paris-Diderot (Paris 7)

**Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches
(H.D.R.)**

Etudes hydro-climatologiques régionales.

*Applications à l'évolution du climat et aux
écoulements de rivière dans un espace transfrontalier*



Gilles Drogue

Maître de conférences en géographie
Université de Lorraine - LOTERR (EA 7304)

Volume 1 : Position et projet scientifique

Membres du jury :

Vazken Andréassian, Ingénieur en chef, IRSTEA, examinateur

Gilles Arnaud-Fassetta, Professeur à l'université Paris-Diderot (Paris 7), garant

Gérard Beltrando, Professeur à l'université Paris-Diderot (Paris 7), examinateur

Emmanuèle Gautier, Professeur à l'université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), rapporteur

Emmanuel Gille, Maître de Conférences-HDR à l'université de Lorraine, invité

Florentina Moatar, Professeur à l'université de Tours, examinatrice

Michel Piroton, Professeur à l'université de Liège, rapporteur

Remerciements

Que toutes les personnes qui ont concouru, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire d'H.D.R. trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Gilles Arnaud-Fassetta, pour la confiance dont il m'a témoigné tout au long de ce travail d'écriture et de réflexion et pour l'intérêt et la sollicitude qui ont guidé la direction de ce mémoire jusqu'à son terme.

Je tiens également à remercier Vazken Andréassian, Gérard Beltrando, Emmanuèle Gautier, Emmanuel Gille, Florentina Moatar et Michel Pirotton qui ont accepté de porter un regard attentif et critique sur ce document inédit.

Ce travail ne serait pas ce qu'il est si je n'avais bénéficié, depuis de nombreuses années, de l'appui d'une équipe « technico-scientifico-administrative » dont l'efficacité et la compétence ont été primordiales dans la réalisation de mes projets de recherche. Que Fabien Commeaux, Didier François et Julien Plasse sachent que je leur dois beaucoup.

Merci aussi à tous les membres de l'équipe « Eaux et Milieux » du CEGUM, Didier, Manu, Seb, Benoît, Luc et Vincent pour tous les bons moments « d'hydrologie sociale » que nous avons partagés depuis mon arrivée dans l'équipe en 2005. Avec le temps, ils sont devenus pour moi plus que des collègues, de véritables amis.

Je voudrais également faire mention de l'ensemble des collègues du département de géographie avec qui j'ai toujours eu des relations cordiales et des échanges stimulants.

Ma reconnaissance va également aux partenaires institutionnels (l'AERM, la DREAL, l'EPAMA, Météo-France, le SESGAR, les partenaires du projet AMICE, etc.) qui ont sollicité mon expertise et manifesté de l'intérêt pour mes projets de recherche. Leur appui technique et financier m'a donné l'opportunité de les concrétiser.

Last but not least, je n'oublie pas les étudiants grâce à qui j'ai appris « qu'on ne comprend bien que ce que l'on enseigne et que l'on enseigne bien que ce que l'on comprend ». Ce mémoire leur est dédié.

*À Delphine, Jeanne, Eva et Roxane
À mes parents
Ici comme en toutes choses, Soli Deo Gloria*

Sommaire

REMERCIEMENTS	2
RESUME	9
PARTIE 1	12
OBJETS DE RECHERCHE.....	12
CHAPITRE 1	13
LE CHANGEMENT CLIMATIQUE CONTEMPORAIN	13
1. <i>Les fondements d'un nouveau paradigme</i>	<i>16</i>
1.1. Climat et variabilité climatique	16
1.2. Les niveaux d'échelle en climatologie.....	19
1.3. Définition et connaissance fondamentale du changement climatique contemporain	21
1.3.1. Des états préférentiels de l'atmosphère.....	21
1.3.2. Un objet de recherche aux entrées multiples	26
1.4. Échelles de temps, types de variabilité et patrimoine de données.....	27
1.5. La modélisation prospective du climat : de l'horizon « proche » à l'horizon « lointain »	34
2. <i>Quelques faits relatifs au changement climatique contemporain.....</i>	<i>37</i>
2.1. Brève revue à l'échelle planétaire et dans le secteur NAE.....	37
2.2. Brève revue à l'échelle du territoire français.....	39
3. <i>Synthèse du positionnement de recherche.....</i>	<i>42</i>
CHAPITRE 2	44
LA REGIONALISATION DE LA PLUIE ET DE L'ÉCOULEMENT.....	44
1. <i>Qu'est que la régionalisation ?.....</i>	<i>48</i>
1.1. Classification et transfert d'information dans l'espace.....	48
1.2. Une démarche inductive.....	49
2. <i>Us et coutumes en régionalisation</i>	<i>49</i>
2.1. Développement d'un modèle régional	50
2.2. La validation du modèle régional : un jeu à plusieurs variantes	52
2.2.1. <i>Split-sample test</i> , validation croisée et métriques de l'erreur	52
2.2.2. Interpolation spatiale vs. extrapolation spatiale.....	53
2.3. Incertitude théorique du modèle régional : de la recherche à l'opérationnel.....	54
3. <i>Que peut-on faire d'une mesure occasionnelle de la variable d'intérêt ?</i>	<i>55</i>
4. <i>Régionaliser : dans quel but ?.....</i>	<i>56</i>
5. <i>Synthèse du positionnement de recherche.....</i>	<i>56</i>
CHAPITRE 3	59
CADRE GEOGRAPHIQUE, RESEAUX D'OBSERVATION, PATRIMOINE DE DONNEES	59
1. <i>Le bassin Rhin-Meuse</i>	<i>60</i>
1.1. Un territoire sous-continentale européen	60
1.2. ...aux enjeux de l'eau multiples.....	61
1.3. Un continuum d'observations.....	62
2. <i>L'observation du climat</i>	<i>62</i>
2.1. Lieux d'observation anciens et longues chroniques	63
2.2. Les séries climatiques contemporaines	64
2.2.1. L'espace transfrontalier rhéno-mosan (de Bâle à Coblenche)	64
2.2.2. Le Grand-Duché de Luxembourg.....	65
2.2.3. L'observation multi-scalaire des précipitations dans le Nord-Est français.....	66
2.3. La climatologie en point de grille	67
3. <i>L'hydrométrie des cours d'eau.....</i>	<i>70</i>
3.1. L'hydrométrie pérenne	70

3.1.1. Les stations hydrométriques luxembourgeoises	70
3.1.2. Les stations hydrométriques françaises, belges et allemandes (espaces bordiers)	71
3.2. L'hydrométrie ponctuelle dans le bassin Rhin-Meuse (partie française)	73
4. <i>L'information géographique</i>	74
4.1. Typologie des descripteurs physiques	74
4.2. Estimation globale des descripteurs physiques	76
PARTIE 2	79
PROBLEMATISATION ET INFLEXIONS	79
CHAPITRE 4	80
LE CHANGEMENT CLIMATIQUE CONTEMPORAIN :	80
ANALYSE PRIMAIRE, FORÇAGE CLIMATIQUE, EVALUATION DU MODELE D'IMPACT	80
1. <i>Comment crédibiliser les observations climatiques ?</i>	81
1.1. Quel protocole de détection d'un changement à l'échelle « locale » ?	83
1.1.1. Longues chroniques et problèmes métrologiques	83
1.1.2. Une détection en trompe-l'œil ?	84
1.1.3. Quel protocole de détection post-homogénéisation ?	85
1.2. Quel protocole de détection d'un changement à l'échelle « régionale » ?	87
1.2.1. Position du problème	87
1.2.2. Effets de la corrélation spatiale sur le test d'hypothèse	88
1.2.3. En résumé	89
2. <i>Comment concevoir et appliquer le forçage climatique futur du modèle d'impact ?</i>	90
2.1. Les futurs de l'hydrologie	90
2.1.1. L'exercice de projection climatique ou l'interprétation descendante du couple scénario/impact	90
2.1.2. L'étude de sensibilité	91
2.1.3. L'indicateur d'élasticité climatique	93
2.1.4. La méthode des gradients	94
2.1.5. Remarques conclusives	94
2.2. Mailler les modèles	95
2.2.1. La modélisation prospective du climat	96
2.2.2. Quelle articulation avec les modèles d'impact hydrologiques ?	98
2.3. Les modèles de climat et l'hydrologie	98
2.3.1. « <i>Not fit for purpose</i> »	98
2.3.2. Comment estimer l'impact hydrologique résultant d'un scénario climatique ?	101
2.3. Les incertitudes du forçage climatique en modélisation prospective du climat	104
2.3.1. Les sources d'incertitude et leur dynamique temporelle	105
2.3.2. Pour une approche ensembliste de l'exercice de projection climatique	107
3. <i>Comment évaluer le modèle d'impact hydrologique ?</i>	108
3.1. Quand un bassin ou un modèle devient « monstrueux »	109
3.2. Tester la transférabilité temporelle du modèle hydrologique	109
3.3. Deux modèles valent mieux qu'un	111
CHAPITRE 5	112
QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS :	112
ESTIMATION REGIONALE ET VARIABILITE, ANALYSE MULTI-ECHELLES,	112
PLUIE DE BASSIN	112
1. <i>Topographie, types de temps et cartographie de la variabilité spatiale des précipitations</i>	114
1.1. Caractéristiques géométriques du relief et types de temps	114
1.2. Le problème de l'extrapolation	115
1.3. Le problème de l'évaluation des climatologies en point de grille	116
1.4. La simulation des champs de pluie	118
1.4.1. Philosophie générale	118
1.4.2. Simulations conditionnelles vs. simulations non-conditionnelles	118
2. <i>Analyse multi-échelles du flux de précipitations</i>	120

2.1. À quelle(s) échelle(s) le « flux de précipitations » se structure-t-il intrinsèquement ?.....	120
2.2. À quelle(s) échelles(s) le flux de précipitations déploie-t-il ses rapports avec son environnement ?.....	120
3. Vers la quantification spatiale de la pluie de bassin.....	123
CHAPITRE 6	124
QUANTIFICATION SPATIALE DE L'ÉCOULEMENT :	124
MODELES HUMAINS VS. MODELES NATURELS	124
1. Régionalisation de l'écoulement par modélisation pluie-débit	126
1.1. Justification de la démarche de modélisation.....	126
1.2. Transfert des paramètres dans l'espace euclidien.....	127
2. Régionalisation de l'écoulement par modélisation débit-débit.....	128
2.1. Principe général	128
2.2. Application aux cours d'eau partiellement jaugés	129
3. Apport des débits ponctuels	129
4. Incertitude des modèles de régionalisation de l'écoulement	130
4.1. Description de l'incertitude	130
4.2. Quantification de l'incertitude empirique	130
PARTIE 3	133
METHODOLOGIES ET INNOVATIONS	133
CHAPITRE 7	134
DETECTION LOCALE DE CHANGEMENT	134
DANS LES SERIES CLIMATIQUES :	134
LA METHODE PRODIGE,	134
LES TESTS STATISTIQUES	134
1. Une méthode de segmentation/homogénéisation mieux adaptée aux séries climatiques.....	135
1.1. Principes.....	135
1.2. La procédure PRODIGE	136
1.3. Test sur un corpus de données thermométriques.....	136
2. Tests d'hypothèse pour la détection des changements locaux.....	137
3. Arbre décisionnel	138
CHAPITRE 8	139
DETECTION REGIONALE DES TENDANCES CLIMATIQUES :	139
REECHANTILLONNAGE, SIGNIFICATIVITE REGIONALE ET CARTOGRAPHIE	139
1. Le bootstrap resampling ou comment reconstituer une distribution d'échantillonnage à partir d'un échantillon.....	140
1.1. Définition	140
1.2. Procédures et variantes	140
1.3. Intérêt pour tester la significativité régionale des changements locaux	141
2. Application de la méthode du bootstrap-années aux données pluviométriques de l'espace rhéno-mosan	142
2.1. Les hauteurs de précipitations contemporaines.....	142
2.2. Les champs de précipitations saisonniers désagrégés à échelle fine sur le bassin de la Meuse française	143
2.3. Procédure de détection	144
3. Cartographie du changement dans les études du climat actuel et sources d'attribution des changements climatiques détectés.....	146
3.1. Changements pluviométriques.....	146
3.2. Changements thermométriques.....	146
CHAPITRE 9	148
TEST DE METHODES DE DESCENTE D'ECHELLE STATISTIQUE DES SORTIES DE MCG-OA (MCR)	148
1. Méthodes de descente d'échelle statistique (MDES).....	149
1.1. Méthode du delta	149

1.2. Fonctions de transfert.....	150
1.3. Classification en types de temps.....	150
1.3. Générateurs stochastiques	151
2. Variante empirique de la méthode du delta.....	151
CHAPITRE 10	152
REGIONALISATION DE LA PLUIE :	152
DE LA RESSOURCE EN EAU AUX BESOINS OPERATIONNELS	152
DE LA MODELISATION PLUIE-DEBIT	152
1. Résolution du problème « par le haut » : l'approche climatologique.....	153
1.1. Genèse et développement des méthodes de régionalisation objectives en zone de montagne.....	153
1.2. Mon apport à la spatialisation des pluies à échelle fine en zone de moyenne montagne	154
1.2.1. Périodes de cumul mensuelle et annuelle	154
1.2.2. De l'épisode au pas de temps journalier	154
1.2.3. La neige	156
2. Résolution du problème « par le bas » : apport de la pondération hydrologique	157
2.1. Pourquoi développer un nouveau modèle pluviométrique régional au pas de temps journalier ?	157
2.2. Vue élargie du modèle	157
CHAPITRE 11	161
REGIONALISATION DE L'ÉCOULEMENT :	161
SIMULATION CONTINUE D'UN HYDROGRAMME JOURNALIER,	161
MARGES D'ERREUR	161
1. Bref état de l'art	162
1.1. Philosophie générale.....	162
1.2. Méthodes de calcul.....	163
2. Patrimoine de données.....	166
2.1. Données hydro-climatologiques	166
2.2. Autres données.....	166
3. Paramétrisation des méthodes d'estimation locale du débit par proximité	168
3.1. Les méthodes de référence en contexte non jaugé.....	168
3.2. Les méthodes applicables en contexte partiellement jaugé.....	170
4. Marges d'erreur de l'hydrogramme journalier simulé	171
PARTIE 4	173
RESULTATS MAJEURS	173
ET APPORTS A LA GEOGRAPHIE	173
CHAPITRE 12	174
ÉVOLUTION CLIMATIQUE CONTEMPORAINE	174
DANS L'ESPACE RHENO-MOSAN	174
1. La température de l'air sous abri.....	175
1.1. Quel est l'effet de l'homogénéisation ?	175
1.2. Quelle est la nature et l'amplitude du changement sur les températures moyennes et extrêmes annuelles ?.....	175
1.3. Quelle est la structure saisonnière du réchauffement climatique contemporain ?	178
1.4. Y a-t-il une modulation spatiale du réchauffement climatique contemporain ?	178
1.5. Les anomalies chaudes de 2003, 2006 et 2007 : vers un changement de variabilité climatique ?	179
2. Les hauteurs de précipitations sur la période instrumentale (mi-XIX ^e à début XXI ^e siècle).....	181
2.1. Les changements locaux	181
2.1.1. Cumuls annuels et saisonniers	181
2.1.2. Analyse par type de temps.....	182
2.2. Détection régionale des changements affectant les précipitations hivernales d'ouest (cumuls et intensité journaliers).....	183
2.3. Cartographie du signal de changement pluviométrique.....	185

CHAPITRE 13	187
AMPLITUDE, LOCALISATION ET SIGNIFICATIVITE	187
DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES	187
ET HYDROLOGIQUES FUTURS	187
1. <i>Projections de fin de siècle pour la température de l'air</i>	188
1.1. Méthode du delta appliquée aux températures extrêmes de bassin	188
1.2. Dispersion des projections de températures de bassin	189
2. <i>Projections de fin de siècle pour les précipitations</i>	190
2.1. La méthode du delta et les scénarios PRUDENCE	190
2.2. Les champs de précipitations désagrégées à échelle fine (scénarios SCRATCH08)	191
2.2.1. Analyse saisonnière	191
2.2.2. Analyse spatiale du changement (bassin de la Meuse à Chooz)	191
2.2.3. Ces changements ont-ils une significativité locale et régionale ?	193
2. <i>Projections pour les bas débits</i>	193
2.1. QMNA ₅ et profils hydrologiques sur la Meuse française en climat présent	194
2.2. QMNA ₅ et profils hydrologiques de la Meuse française en climat modifié	195
CHAPITRE 14	197
SPATIALISATION DE LA PLUIE OROGRAPHIQUE	197
A ECHELLE FINE	197
1. <i>Variabilité spatiale des précipitations et niveaux d'échelle : le cas de l'épisode pluvieux et venteux du 3 au 7 octobre 1988</i>	198
1.1. Niveaux d'échelle et facteurs de variabilité	198
1.2. Niveaux d'échelle et structures pluviométriques	199
2. <i>Cartographie des précipitations à méso-échelle avec prise en compte de la variabilité « sous-maille »</i>	199
2.1. Résultats en interpolation	199
2.2. Résultats en extrapolation	200
2.3. Effet de la micro-variabilité	201
CHAPITRE 15	203
SPATIALISATION DES HYDROGRAMMES JOURNALIERS	203
DANS LE DISTRICT RHIN-MEUSE (PARTIE FRANÇAISE)	203
1. <i>Régionalisation de l'information quantitative</i>	204
1.1. Évaluation sur l'échantillon complet de stations hydrométriques	204
1.1.1. Rappels succincts sur les méthodes de régionalisation	205
1.1.2. Quelle méthode de reconstitution est la plus efficace ?	205
1.1.3. Quelle information hydrométrique minimale ?	206
1.1.4. Que faire des « monstres » hydrologiques ?	207
1.2. Évaluation sur un échantillon partiel de stations RCS	208
2. <i>Régionalisation de l'information qualitative</i>	210
2.1. Définition des phases hydrologiques et modalités d'extraction	210
2.2. Évaluation sur l'échantillon partiel de stations RCS	210
PARTIE 5	212
PERSPECTIVES	212
CHAPITRE 16	213
BILAN ET QUESTIONS SUR MON HORIZON SCIENTIFIQUE	213
1. <i>Changements climatiques et hydrologiques d'échelle régionale</i>	214
1.1. Bilan sur le front de l'observation	214
1.2. Bilan sur le front des simulations	214
1.3. Axes de recherche	215
1.3.1. Axe 1 : <i>Détection et attribution des changements climato-hydrologiques</i>	215
1.3.2. Axe 2 : <i>Approche simulative des futurs du climat et de l'hydrologie</i>	217
1.3.3. Axe 3 : <i>Contribuer à la réflexion sur les stratégies d'adaptation au changement climatique</i>	218

2. <i>Mes perspectives dans la recherche en hydrologie quantitative</i>	219
2.1. Bilan sur la spatialisation des pluies.....	219
2.2. Bilan sur la spatialisation des débits.....	219
2.3. Axes de recherche.....	220
2.3.1. <i>Axe 4 : Amélioration du modèle pluviométrique régional à pas de temps fin</i>	220
2.3.2. <i>Axe 5 : Amélioration des techniques de spatialisation des débits</i>	220
3. <i>Collaborations, projets et capital humain</i>	221
3.1. Partenaires et appels à projets.....	221
3.2. La formation initiale et la filière doctorale.....	222
4. <i>Conclusion générale</i>	223
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	225
LISTES DES ENCADRES	245
LISTES DES FIGURES	246
LISTES DES TABLEAUX	252

Résumé

Géographe hydro-climatologue, mes recherches en sciences de l'environnement traitent des **interactions entre l'eau, le climat et la société**. Les applications portent sur un espace sous-continentale de l'Europe de l'Ouest soumis à **un climat océanique à dégradation continentale** et drainé par deux fleuves constituant des axes de circulation et d'échanges transnationaux majeurs : **le Rhin et la Meuse**.

Ce document présente un aperçu de mes recherches au cours des dix dernières années. Trois thèmes ont charpenté mon activité de recherche pendant cette décennie :

- ✓ **Le changement climatique contemporain d'échelle régionale ;**
- ✓ **La caractérisation et la gestion des impacts hydrologiques** en contexte climatique non stationnaire et en avenir incertain ;
- ✓ **La géographie physique du flux de précipitations et de l'écoulement de rivière** dans une optique de **régionalisation** des composantes du cycle hydrologique.

Le premier thème est certainement celui qui a le plus retenu mon attention en raison de la forte demande sociétale qu'il a suscité au cours de ma période d'activité.

Avec le recul, je pense que ces trois thèmes de recherche sont liés par un concept transversal : celui du changement¹ qui se manifeste à toutes les échelles d'espace et de temps. L'eau et le climat se situent dans un environnement progressivement **transformé** par l'Homme et participent eux-mêmes à ce changement affectant les sociétés humaines par leur dynamique² intrinsèque et leur stochasticité.

Il y a là une dualité qui suppose d'adopter **une approche socio-environnementale et intégrative des hydrosystèmes** pour comprendre leur dynamique et mieux maîtriser leur gestion, renforcer leur résilience et leur faculté d'adaptation au changement.

Cette dualité suppose « d'installer » **une chaîne d'analyse et de modélisation contrainte par le diagnostic des modèles** (climatiques et hydrologiques) et l'interaction « terrain-modèle ». Seule une telle démarche expérimentale permet de poser des limites opérationnelles face aux enjeux sociétaux suscités par les changements

¹ A ne pas confondre avec le terme de non stationnarité. Comme l'écrit Koutsoyiannis (2011), même un bruit blanc stationnaire contient du changement à court terme alors que c'est un processus stationnaire (*i.e.* la moyenne est constante à moyen terme et les valeurs du processus sont indépendantes tout en étant dépendantes à court terme). Le terme de changement est donc plus vaste que celui de non stationnarité. Le changement doit même ne pas être considéré *a priori* comme non stationnaire. Il exprime avant tout qu'un phénomène est non statique. En effet, la non stationnarité caractérise un processus ou phénomène dont les propriétés statistiques sont une fonction déterministe du temps.

² Le terme dynamique est ici employé dans son acception physique : l'étude du changement sous toutes ses formes en relation avec les forces qui le causent et les formes d'énergie correspondantes.

affectant le fonctionnement des hydrosystèmes et leur réponse face aux perturbations climatiques.

La première partie de ce mémoire a pour objectif de définir les objets de recherche. Ainsi, le changement climatique est-il défini comme une **intégration dans le temps des transitions préférentielles de l'atmosphère vers un régime de temps particulier**. Les fondements de son étude se déclinent autour des mots-clés suivants : détection, attribution, modélisation et prospective.

La régionalisation pour sa part est définie comme **une science géographique** qui, partant de l'observation et d'un effort de théorisation, **cherche à identifier des similitudes de comportement**, des combinaisons de variables permettant de **prévoir ou prédéterminer**, à partir ou non de l'information géographique, une information hydrologique ou climatologique **là où elle n'existe pas ou que partiellement**.

Pour ces deux objets de recherche, l'enjeu socio-environnemental est considérable : il s'agit fondamentalement **d'améliorer la connaissance des opportunités et des contraintes qui émanent des évolutions de l'environnement** dans lequel l'Homme s'insère. L'objectif est de contribuer à faire de lui un meilleur gestionnaire, un meilleur gardien de cet environnement dont il est un acteur majeur pour qu'il adopte, de plus en plus, **un comportement de « sentinelle », i.e. proactif et réactif face au changement**.

Mon effort de recherche s'est déployé à différents niveaux scalaires mais toujours aux échelles spatiales qui sont directement en prise avec les impacts sociétaux du changement climatique. **Les espaces sont de dimension variable** (de quelques km² à quelques dizaines de milliers de km²) et leurs contours ont surtout été dictés par **l'ancrage géographique des projets de recherche et la disponibilité de jeux de données** cohérents.

En outre, mon effort de recherche s'est nourri de données collectées par des réseaux de mesure d'envergure régionale. Par conséquent, les échelles temporelles investiguées ne vont pas au-delà de l'échelle séculaire. Les pas de temps des chroniques que j'ai traitées s'étendent de l'horaire à l'annuel.

La seconde partie **problématise les objets de recherche** tout en fixant les échelles spatiales et temporelles auxquels ils sont traités. Les questionnements posés par mes objets de recherche sont nombreux et variés : comment crédibiliser les observations climatiques ? Comment concevoir les futurs du climat ? Comment les appliquer au fonctionnement hydrologique actuel des bassins-versants ? Quelles en sont les sources d'incertitude ? Comment évaluer le modèle d'impact hydrologique et comment le choisir ? Comment prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations et de l'écoulement pour construire un modèle régional ? Comment s'organise cette variabilité ? Peut-on la modéliser, la prévoir, et à quelles échelles d'espace et de temps ? Quels sont les descripteurs physiques qui rendent compte de cette variabilité ?

Pour répondre à ces questionnements scientifiques, il m'a fallu recourir à **un arsenal de méthodes quantitatives** décrites dans la partie 3 du document. Ces méthodes relèvent pour l'essentiel **de l'analyse de données, de la statistique multivariée, de la statistique décisionnelle et de l'analyse spatiale**. Les innovations résident

PARTIE 1

Objets de recherche **(contextualisation sociétale)**

Chapitre 1

Le changement climatique contemporain

Cette question d'environnement est devenue d'une actualité récurrente. Il n'est pas un phénomène météorologique extrême³ qui ne soulève la question de son origine et dont on cherche l'explication dans un dérèglement du climat planétaire. Du point de vue scientifique, la question du changement climatique revêt une grande complexité :

- Compte tenu de sa nature pluridisciplinaire : l'étude du système climatique fait appel à des disciplines variées (océanographie, météorologie, etc.) ; les impacts des variations du climat touchent de nombreux secteurs de l'économie et de la société : l'agriculture, le tourisme, le secteur énergétique, la santé publique, etc.
- Compte tenu des niveaux d'échelle multiples auxquels il faut raisonner : partant de l'échelle planétaire, il faut ensuite régionaliser les signaux du changement climatique alors que la planète recèle des climats très divers pour enfin, apprécier les caractéristiques et les effets du changement climatique à une échelle plus locale.

C'est pourquoi la problématique du changement climatique fait l'objet de recherches pluridisciplinaires se fédérant à toutes les échelles⁴. Certains géographes-climatologues universitaires, dont je fais partie, en ont fait leur thème d'enseignement et de recherche. En effet, dans la problématique des rapports sociétés humaines-environnement, située au cœur de l'écogéographie⁵, le climat constitue une des composantes majeures de l'environnement à laquelle les sociétés humaines sont particulièrement sensibles dans leur vie quotidienne et leurs activités.

Mais la perception du climat n'est pas uniforme : par exemple les paysans, sont plus sensibles aux conditions météorologiques parce qu'elles déterminent leur activité ; les citadins et les touristes sont surtout sensibles aux ambiances climatiques. On parle alors de météo-sensibilité. Un seul exemple : la consommation de bières par les Français. Cette consommation de bière double lorsque l'on passe de 20°C à 30°C. Par ailleurs, historiquement, certaines variations climatiques, comme l'Oscillation Australe, ont pu

³ Ouragan Lothar, canicules de l'été 2003 en Europe, cyclone Katrina sur les antilles et le sud des USA en constituent quelques exemples tristement célèbres et fortement médiatisés.

⁴ GIEC, Programmes-cadre européens, INTERREG NWE IVB, ANR, PIRVE, GICC, PUCA, PREBAT, PREDIT, Agences régionales, ADEME, Communautés d'agglomération, etc.

⁵ Ou écologie abiotique ou encore « Géoenvironnement » : branche de la géographie qui étudie les conditions d'insertion de l'homme dans son environnement, la façon dont il y prélève des ressources naturelles et les transformations qu'il induit par ces techniques d'exploitation (notion d'empreinte écologique).

provoquer des catastrophes écologiques et accélérer le processus d'effondrement de sociétés primitives insulaires⁶.

Pour autant, si l'Homme est sensible aux aléas climatiques, il est la principale espèce vivante en mesure de bouleverser les conditions climatiques régnant sur la Terre depuis l'apparition de la vie. Cette « empreinte climatique » laissée par les sociétés humaines est étroitement liée à l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère.

C'est précisément ce qui singularise le changement climatique contemporain. Richard et Camberlin (2005) associe le « changement climatique contemporain » à la période au sein de laquelle la société, en modifiant la composition chimique de l'atmosphère, devient un facteur non négligeable du climat. Depuis plusieurs siècles, l'action de l'Homme sur le climat concerne les échelles locale (climat urbain, topoclimats liés à des infrastructures de transport...) et éventuellement régionale (changements d'occupation des sols : urbanisation, déforestation).

Aujourd'hui elle s'applique surtout de façon globale à travers l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (GES) d'origine humaine dans l'atmosphère. A ce titre, le climat n'est plus « naturel » mais le siège d'un effet de serre additionnel anthropogénique provoqué par un forçage radiatif « artificiel » lié aux GES. L'Homme ne doit plus seulement se percevoir comme étant soumis au climat et à ses aléas : il en devient un acteur. Dès lors, le champ d'investigation scientifique se dédouble : les études où le climat est envisagé en termes de contraintes ou de risques pour les sociétés se doublent de celles où **ce sont les sociétés qui constituent un « risque » pour le climat**. Il s'agit là d'un véritable changement de paradigme⁷ dont les prémises datent de la fin des années 1970⁸.

Dans le foisonnement des questions scientifiques soulevées par le changement climatique contemporain, j'en retiendrai trois qui me semblent occuper une place centrale dans les recherches menées actuellement par les climatologues physiciens ou géographes et dont certaines facettes ont constitué « le fil rouge » de mes recherches sur ce thème.

Question 1 : Le changement climatique contemporain est-il détectable ?

Le changement climatique contemporain est-il un réel changement, marquant notamment une rupture avec les régimes climatiques pré-industriels que nous avons connus ? C'est **la question de la détection du changement climatique**. Planton et Terray (2007) définissent la détection comme « *le processus de démonstration que le climat a changé dans un certain sens statistique, sans donner la raison de ce changement* ».

Question 2 : À quoi peut-on attribuer le changement climatique contemporain ?

⁶ Voir le modèle d'effondrement proposé par M. Orliac pour la société des Pascuans (Orliac et Orliac, 1988).

⁷ Modèle explicatif qui s'installe dans la conscience collective des scientifiques d'une époque et devient une référence commune.

⁸ C'est en 1979 que l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) met sur les rails le Programme de Recherche Mondial sur le Climat (PMRC).

Quels sont les mécanismes explicatifs de cette évolution climatique et quelle est la part de responsabilité de l'Homme, par ses activités, dans les changements climatiques détectés ? S'agit-il d'un cycle ou d'une crise climatique, ponctuelle et réversible, déjà expérimentée au cours de l'histoire de la « machine climatique » ? Cette signature anthropique, si elle existe, est-elle perceptible à l'échelle régionale ? C'est **la question de l'attribution du changement climatique**. Planton et Terray (2007) définissent l'attribution comme la démonstration « *que le changement détecté est cohérent avec une réponse estimée du climat à une combinaison donnée de forçages naturels et anthropogéniques, et non cohérent avec des explications alternatives, physiquement plausibles, qui excluent une part importante de cette combinaison de forçages* ».

Question 3 : Quelle modélisation prospective du climat ?

Peut-on simuler, en tenant compte de l'évolution socio-économique des sociétés, la trajectoire climatique de la Terre et des régions qui la composent à court terme (*i.e.* les trois prochaines décennies) et à moyen terme (*i.e.* la fin du siècle) et avec quel degré d'incertitude ? À quelles échelles spatiales ? À quelles échelles temporelles ? C'est **la question de l'avenir climatique « proche » de la Terre**.

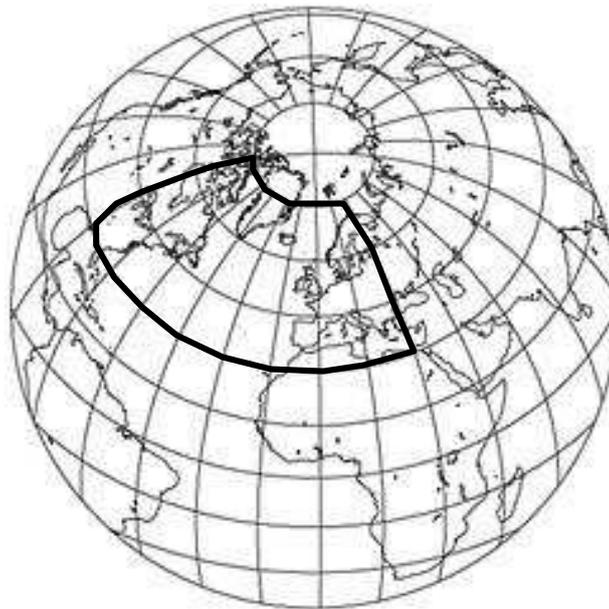


Figure 1.1. Localisation de la région Nord-Atlantique Europe (NAE) de coordonnées 90°W-30°E/30°N-75°N incluant la France et l'espace rhéno-mosan.

L'objectif de cette première partie est **de dresser un panorama des acquis et des recherches en cours** sur la connaissance fondamentale du changement climatique contemporain. Il s'agit en outre de 1) définir certains termes de vocabulaire, 2) de préciser certains concepts se rapportant à la problématique du changement climatique contemporain et 3) de donner quelques repères essentiels sur l'évolution récente et future du climat en particulier dans la région Nord Atlantique-Europe (NAE) incluant la France et l'Europe rhénane (Figure 1.1). Cet « état de l'art » a pour principal objectif de **positionner** mes travaux de recherche dans les grands courants de recherche qui traversent actuellement la science du changement climatique.

1. Les fondements d'un nouveau paradigme

1.1. Climat et variabilité climatique

- ❶ Désignant étymologiquement l'inclinaison entre les rayons solaires et la surface terrestre, le climat peut se définir comme « *la combinaison des états de l'atmosphère en un lieu donné et sur une période définie (mois, année, décennie, etc.)* » (Beltrando et Chemery, 1995). Les états de l'atmosphère peuvent être définis à partir de valeurs moyennes (approche statique) des variables climatiques⁹ ou à partir de leur succession habituelle (approche dynamique).
- ❷ Appréhendant le climat sous cet angle dynamique, Paul et Wahl (2005) écrivent que **le climat est déterminé à partir de la succession des types de temps** au-dessus d'un lieu donné. Ceux-ci sont provoqués par des configurations isobariques caractéristiques qui tendent à se répéter au cours de l'année.

Masses d'air	Origine	Direction du flux synoptique	Caractères du temps associé
Air arctique	Régions polaires	N	Sec et froid
Air polaire maritime	Régions polaires et grands courants sur la mer	NW	Frais et humide
Air polaire continental	Partie interne des continents (Russie, Sibérie...)	NE	Froid et très sec en hiver
Air tropical	Ceinture de hautes pressions subtropicales	S à SW	Chaud et sec
Air tropical maritime	Atlantique, zone des Açores	SW	Chaud et humide à très humide
Air tropical continental	Afrique du Nord-Sahara	S	Chaud et très sec

Tableau 1.1. Origine, direction du flux synoptique et caractéristiques des différents types de masses d'air affectant le Nord de la France.

Le type de temps est fortement influencé par le type et les caractéristiques de la masse d'air qui stationne ou survole au-dessus d'une région donnée. La notion de masse d'air a été définie dans les années 1920 par les météorologistes norvégiens. On définit une masse d'air comme un grand volume d'air dont les propriétés physiques (température, humidité, densité...) sont relativement uniformes dans le plan horizontal. Une masse d'air peut être d'origine maritime, continentale, polaire, tropicale, etc.

⁹ Température de l'air, précipitations, humidité de l'air, durée d'insolation, etc.

L'extension d'une masse d'air est de l'ordre de quelques centaines à quelques dizaines de milliers de kilomètres carrés. Les masses d'air vont se former sur de grandes surfaces homogènes là où la circulation atmosphérique est ralentie (hautes pressions). Ainsi l'air qui stagne pendant de longs mois en hiver sur les continents des hautes latitudes finit par acquérir une certaine homogénéité. Le Tableau 1.1 résume les principales caractéristiques des masses d'air associées aux types de temps régissant le climat du Nord de la France.

Ainsi chaque type de temps, à travers les propriétés de la masse d'air qu'il dirige sur une région donnée, favorise une ambiance climatique particulière (Encadré 1.1). Cette ambiance climatique est plus ou moins ressentie par l'organisme humain. Par exemple, les ambiances atmosphériques extrêmes (grand froid, chaleur excessive) peuvent entraîner une surmortalité.

Encadré 1.1. Situation synoptique, type de temps et ambiance climatique.

La Figure 1.2 présente un exemple de type de temps affectant l'espace rhéno-mosan le 25 décembre 1999 juste avant le passage de la tempête Lothar. Au sol, il se caractérise par un vaste ensemble dépressionnaire sur le NE de l'Atlantique et la Scandinavie et la présence de hautes pressions sur le bassin méditerranéen (Figure 1.2 a). En altitude, le courant-jet ondule, une vallée planétaire se creuse sur le proche Atlantique (Figure 1.2 b). Le temps est très changeant en fonction du passage des différents secteurs et fronts des perturbations. En hiver, les vents peuvent être assez violents aux abords de la Manche et de la Bretagne.

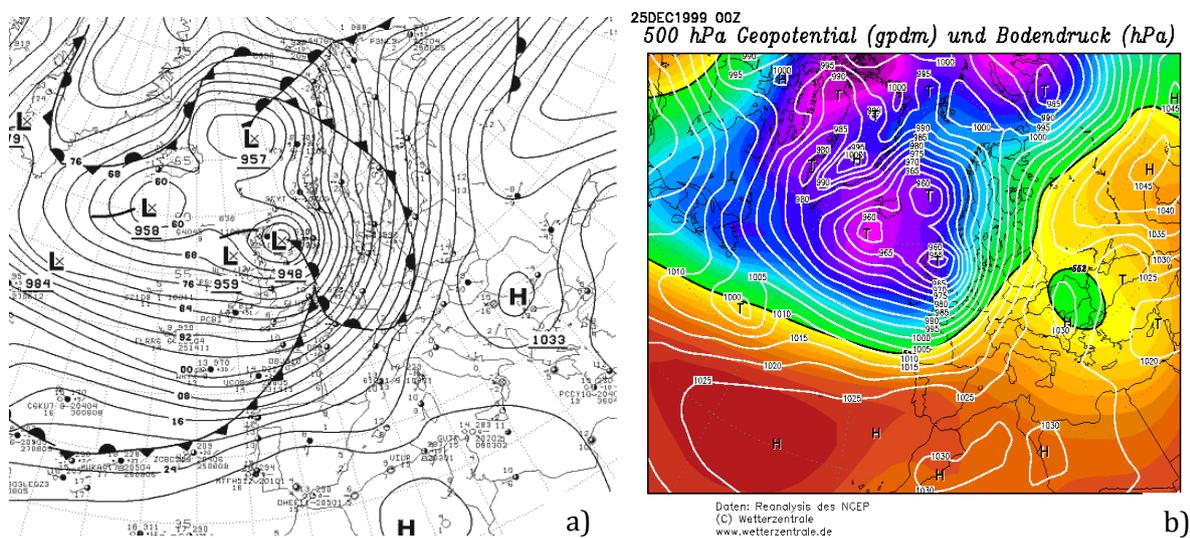


Figure 1.2. Exemple de type de temps perturbé à front chaud et front froid. a) Analyse en surface à 00h00 TU (source BQRH Météo-France). b) Pression au niveau de la mer et altitude (en hectomètres) du champ de pression 500 hPa à 00h00 TU (analyses publiées sur www.wetterzentrale.de).

Au sol, cette configuration isobarique se traduit par une ambiance climatique perturbée en Lorraine et en Alsace déterminée par la masse d'air polaire maritime qui lui est associée: comme l'indiquent les observations météorologiques ci-dessous, les températures sont douces pour la saison, l'amplitude thermique diurne est faible (2°C à

Nancy), des précipitations assez intenses se produisent sur les versants occidentaux des reliefs (versant lorrain des Vosges) avec des vents très marqués qui peuvent souffler en tempête. La plaine d'Alsace est un peu à l'abri grâce à l'effet d'abri engendré par le massif vosgien. Au cours de la journée du 25 décembre 1999 on a relevé des vents de 90 km/h à Nancy et de 70 km/h à Strasbourg-Entzheim.

Relevés météorologiques de Météo-France à Nancy-Essey : Tn : +8°C, Tx : +10°C ; Précipitations : 26 mm, Vent : S à SW, Insolation : 0,2 heures. À Strasbourg-Entzheim : Tn : +5°C, Tx : +10°C, Précipitations : 10 mm, Vent : S à SW, Insolation : 0,0 heure.

- ③ J'emprunte enfin à Terray (2006) une définition du climat intégrant cette fois la dimension systémique de ce dernier : le climat est un système couplé composé de l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère et la cryosphère qui interagissent à toutes les échelles de temps et d'espace (Figure 1.3). Cette définition souligne l'interdépendance des différentes composantes de la machine climatique, l'action ou forçage sur une des composantes induisant une réaction ou une rétroaction des autres éléments du système.

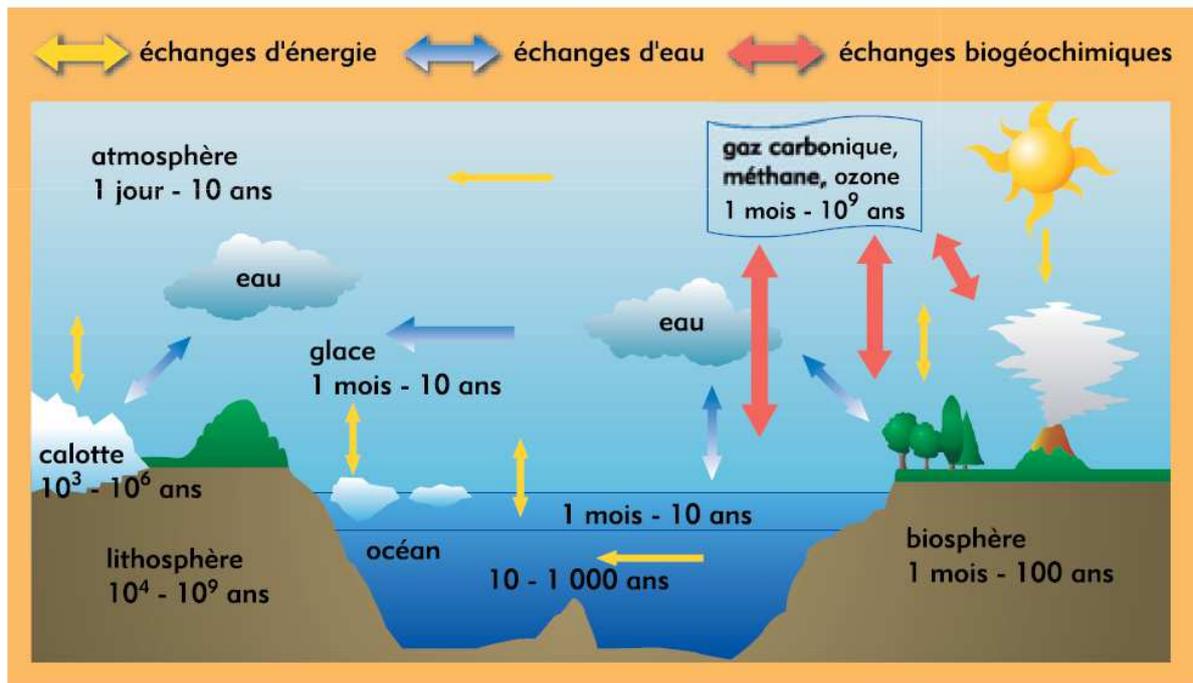


Figure 1.3. La machine climatique : un système couplé. In Joussaume (1993).

Par exemple les modifications de courants océaniques, vecteurs importants des transferts de chaleur à la surface de la planète, vont modifier la circulation atmosphérique de grande échelle qui à son tour peut agir sur ces mêmes courants par l'intermédiaire du vent par exemple. Ce système couplé est sujet à une certaine variabilité spatiale et temporelle. Ces composantes possèdent des temps de renouvellement caractéristiques qui vont du jour au million d'années.

La dynamique du système climatique lui confère également un fonctionnement fortement non linéaire à l'origine de changements climatiques brutaux (surprises climatiques ou *abrupt climate changes* en anglais).

La variabilité climatique se décline en :

- ✓ **une variabilité naturelle interne** : liée aux rétroactions dans et entre les différentes composantes du système climatique (bruit) : c'est typiquement la variabilité qui est simulée par les modèles climatiques dans les *runs* de contrôle ;
- ✓ **une variabilité naturelle externe** : liée aux variations des forçages externes d'origine naturelle (signal naturel), incluant l'intensité du rayonnement solaire, des aérosols volcaniques et les concentrations des GES.

1.2. Les niveaux d'échelle en climatologie

Il est d'usage de différencier différentes échelles spatiales en climatologie. Les climats généraux (petite échelle, *i.e.* 2000 km d'arc terrestre) constituent la trame climatique. Ils comportent des macroclimats, des climats zonaux et des domaines climatiques. Les mésoclimats (moyenne échelle, *i.e.* 200 à 2000 km d'arc terrestre) concernent une région naturelle dont l'étendue varie de quelques milliers à quelques dizaines de milliers de kilomètres carrés. Le climat océanique dégradé à tendance continentale de la Lorraine peut être considéré comme un mésoclimat ou domaine climatique. La délimitation d'un mésoclimat peut être effectuée à l'aide de la topographie locale qui peut entraîner une modification des conditions climatiques régionales : c'est le cas par exemple du renforcement des caractères continentaux du climat au niveau du Fossé Rhénan.

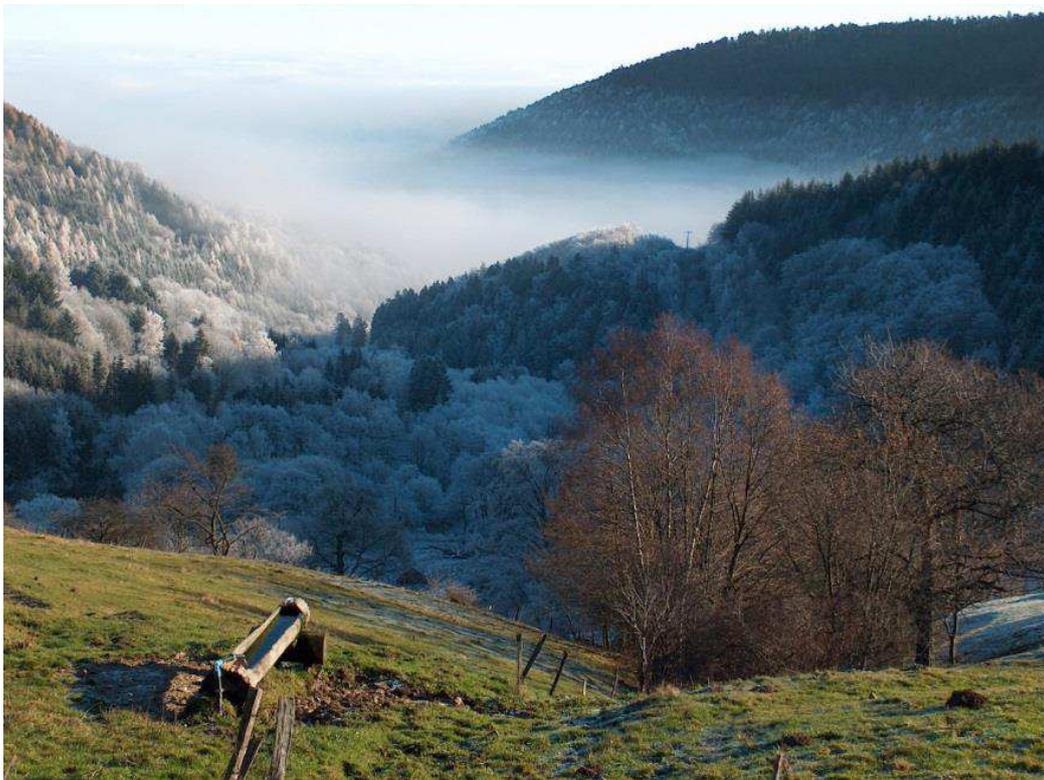


Figure 1.4. Brouillard de rayonnement dans un fond de vallée (anticyclone hivernal, ciel clair, vent faible). Le lac d'air froid est à l'origine d'une inversion thermique.

Echelles géographiques	Echelles atmosphériques ¹⁰	Type de climat	Exemple de systèmes précipitants	Dimension horizontale (km)	Dimension verticale (km)	Précipitations	Température de l'air
Zonale ou synoptique	macro α et macro β	Macro-climat	Ouragan	> 2000	3 à 12 km	Inclinaison du rayonnement solaire TSO ¹¹ CALE ¹²	Inclinaison du rayonnement solaire TSO CALE
Continentale	méso α	Méso-climat	Perturbation frontale	200-2000	1 à 12 km	Grands ensembles orographiques Répartition terre-mer	Grands ensembles orographiques Répartition terre-mer
Régionale	méso β et méso γ	Climat régional	Amas convectif Ligne de grains	20-200	1 à 12 km	Types de temps Unité topographique	Types de temps Unité topographique
Locale	micro α et micro β	Climat local	Nuage convectif	0,1-20	10 m à 1 km	Types de temps Unité topographique (Exposition Altitude Pente) Occupation des sols	Types de temps Unité topographique (Exposition Altitude Pente) Occupation des sols
Stationnelle	micro γ	Micro-climat	<i>Idem supra</i>	< 0,1	1 m à 1 km	Microtopographie Occupation des sols	Microtopographie Occupation des sols

Tableau 1.2. Typologie climatique et facteurs géographiques modulant l'évolution spatio-temporelle des précipitations ou de la température de l'air en fonction du niveau d'échelle spatiale.

¹⁰ In Orlanski (1975).

¹¹ Température de surface océanique.

¹² Circulation atmosphérique de large échelle.

Les climats locaux et les topoclimats s'individualisent à grande échelle (1 à 20 km d'arc terrestre). La notion de climat local peut parfois être bien illustrée à l'aide d'une station climatique judicieusement placée. Dans une zone de relief on parlera de topoclimat : topoclimat d'un versant, topoclimat d'un fond de vallée... (Figure 1.4). Le climat local est un terme réservé pour de petites unités géographiques telles que le climat qui règne au niveau d'un littoral, à proximité d'un lac ou sur une zone forestière assez vaste. La notion de climat local peut s'appliquer également à l'échelle d'une agglomération urbaine. Le microclimat (très grande échelle) correspond au climat d'une petite couche atmosphérique adjacente à une surface quelconque : sol, mur, prairie, talus, petite clairière... Son extension varie de quelques dizaines de mètres carrés à quelques centimètres carrés. Il est conditionné par de nombreux facteurs tels que l'ombre portée, la rugosité et l'exposition, les obstacles au vent (haie, talus, mur) ou bien encore les différences de température et d'humidité du "substrat" (forêt, clairière, étang...).

Le changement climatique doit être appréhendé à différents niveaux d'échelle (i.e. du climat zonal au climat local) où des traits et des causalités différents s'expriment (Tableau 1.2). Ma contribution aux recherches portant sur le changement climatique contemporain se situe aux échelles régionale et locale. Les « études régionales » ne comprennent pas les études microclimatiques. Je n'ai pas travaillé à ces échelles fines.

Mon objectif, en climatologie comme en hydrologie, a été de rechercher ce qui est commun à plusieurs stations de mesure, plusieurs bassins, pour établir des classifications, discrétiser l'espace en portions homogènes, réfléchir à la manière de transférer l'information connue ponctuellement ou globalement dans un bassin vers d'autres points ou entités de l'espace où elle est inconnue ou connue par des voies auxiliaires. Les limites des espaces régionaux étudiés correspondent le plus souvent à des entités (districts) hydrographiques, des masses d'eau d'extension régionale servant de « bacs à sable » à nos études hydro-climatologiques (cf. chapitre 3).

1.3. Définition et connaissance fondamentale du changement climatique contemporain

1.3.1. Des états préférentiels de l'atmosphère

Il existe plusieurs façons de définir l'expression de changement climatique contemporain¹³. Que ce soit dans la littérature « profane » ou dans la littérature « grise », il me semble que le changement climatique contemporain est surtout (trop) perçu à travers le prisme du réchauffement climatique contemporain (et de son origine, supposée anthropique) qui n'en est qu'une modalité. Je pense que la définition fondée sur la notion de régime de temps (Encadré 1.2) offre l'avantage de placer **le changement climatique contemporain en filiation directe avec la notion de climat**, une succession de types de temps au-dessus d'un lieu donné. Ainsi, à l'issue de ses

¹³ Selon le glossaire rédigé par le groupe de travail n°1 du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat ; IPCC en anglais) à l'occasion de la publication de son 4^e rapport d'avancement (AR4), le changement climatique se réfère à tout changement du climat dans le temps dû à la variabilité naturelle du climat ou résultant de l'activité humaine (www.ipcc.ch).

travaux de recherche de climatologie dynamique sur l'oscillation nord-atlantique, Cassou (2004) écrit :

« les changements climatiques doivent être considérés comme une intégration dans le temps des transitions préférentielles de l'atmosphère vers un régime de temps particulier. Les changements climatiques observés depuis les années 1980 en hiver s'expliquent par la répétition du régime NAO+, qui est préférentiellement excité. Ce sont les caractéristiques quotidiennes de ce régime, en termes de température, de précipitations et de tempêtes, qui expliquent pour les dernières décennies le réchauffement important observé de l'Europe à l'Asie, les tempêtes plus fortes sur l'Atlantique Nord et les sécheresses (resp. les pluies) sur l'Europe du Sud (resp. du Nord). Un nouvel état climatique n'est pas apparu, mais un état préexistant se trouve privilégié ».

Encadré 1.2. Les régimes de temps

Le concept de régime de temps a été introduit par Vautard (1990). Celui-ci postule que l'atmosphère réside préférentiellement autour de certains états privilégiés quasi-stationnaires qui représentent les maxima dans la fonction de densité de probabilité dans l'espace des phases et qui ont des impacts caractéristiques sur le climat à l'échelle locale. Les régimes de temps sont caractérisés par l'une ou plusieurs des propriétés suivantes: quasi-stationnarité, récurrence et persistance. Ces états atmosphériques de grande échelle (ou régimes de temps) peuvent être déterminées à partir d'une classification d'un champ représentatif de la circulation atmosphérique, comme le géopotential à 500 hPa (Z500). Chaque régime de temps est caractérisé par une structure des champs de vent, de géopotential et de température à grande échelle.

Dans le cadre d'une étude appliquée au changement climatique, l'hypothèse de travail est que la variabilité climatique (qu'elle soit due à un forçage des SST – *Sea Surface Temperature* - ou des GES) peut se traduire non par l'apparition d'un nouvel état mais par une modification des fréquences d'occurrence de certains régimes de circulation préexistants et. Les études menées récemment par Cassou (2001) sur la zone NAE repose sur des réanalyses ERA 40 du *European Centre of Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) sur la période 1957-2002. Les analyses en régimes ont été effectuées sur le géopotential à 500 hPa, le géopotential à 700 hPa et sur le module du vent en surface. Elles ont permis de classer les champs de pression en quatre régimes de temps correspondant principalement à de fortes fluctuations du courant-jet aussi bien au niveau de son orientation que de sa vitesse (Figure 1.5) :

- 1) les deux régimes NAO (NAO+ et NAO-) qui sont dominants et représentent environ la moitié des situations d'hiver ;
- 2) le régime de dorsale atlantique, caractérisé par un gonflement de l'anticyclone des Açores recouvrant tout le bassin atlantique ;
- 3) le régime de blocage, caractérisé par un anticyclone persistant sur le nord de l'Europe et la Scandinavie. Le blocage est souvent responsable de vagues de froid en canalisant des coulées d'air sibérien sec et glacial vers l'Europe du centre et de l'Ouest.

Ces quatre régimes de temps expliquent 90 % de la variance des températures hivernales dans le Nord de la France.

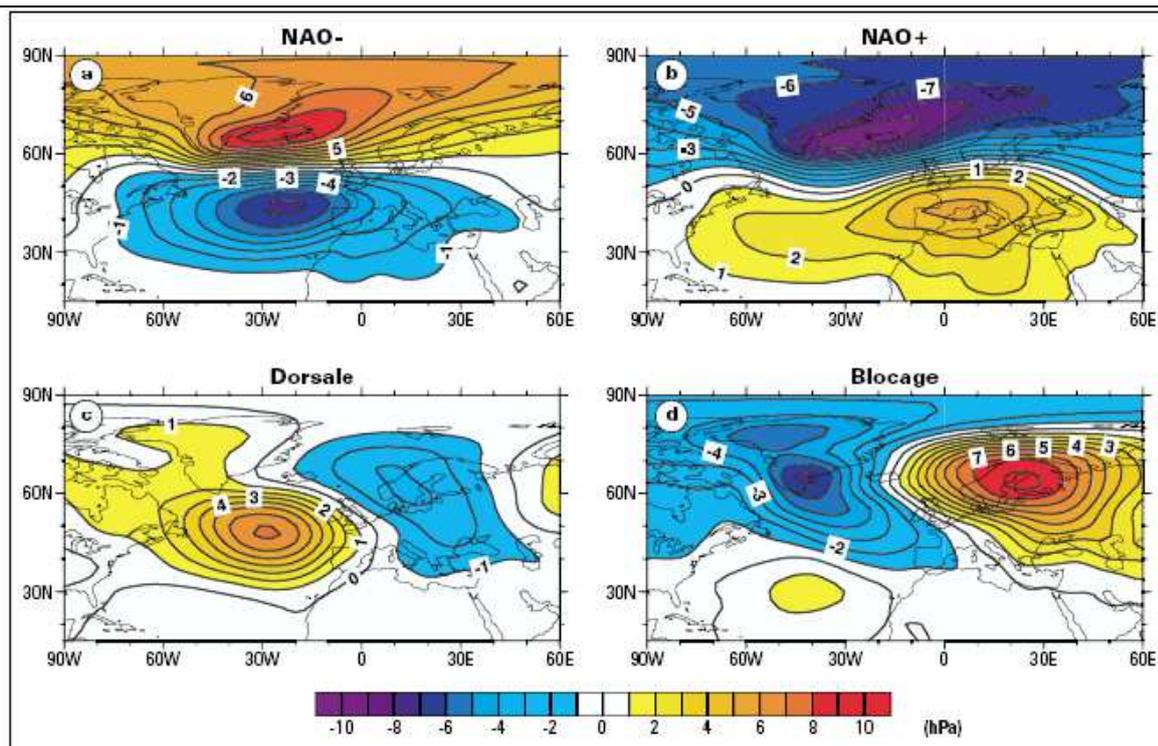


Figure 1.5. Anomalies de pression de surface (hPa) en hiver pour les quatre régimes de temps (régime NAO-, régime NAO+, régime de dorsale atlantique, régime de blocage) caractéristiques de la région Nord Atlantique -Europe. Les anomalies positives correspondant à des pressions plus hautes que la normale, les anomalies négatives correspondent à des pressions plus basses que la normale. *In* Cassou (2004).

Le Tableau 1.3 résume les fréquences relatives d'occurrence pour les quatre régimes de temps et la persistance moyenne en jour. Ces indicateurs ont été calculés après l'élimination des jours de transition, qui correspondent approximativement à 25 % des jours. En hiver le régime zonal est le régime dominant et le plus persistant.

	<i>Fréquence relative (%)</i>	<i>Persistance moyenne (jours)</i>
<i>Anticyclone Groenlandais</i>	16	7
<i>Dorsale Atlantique</i>	16	6
<i>Blocage</i>	17	6
<i>Zonal</i>	22	8

Tableau 1.3. Fréquences relatives des quatre régimes de temps pour l'hiver et persistance moyenne pour chaque régime – région Nord Atlantique-Europe. Période 1957-2002. *In* Sanchez *et al.* sur <http://medias.cnrs.fr/imfref/web/> page consultée en 2008. Anticyclone groenlandais = NAO- ; Zonal = NAO+.

Le changement climatique en un lieu donné est **donc fondamentalement la manifestation d'un changement dans la fréquence des régimes ou types de temps à l'origine des ambiances climatiques au-dessus de ce lieu**, lui-même résultant d'un changement affectant une ou des composantes internes ou externes du système climatique planétaire (activité solaire, volcanisme, circulation océanique). Ce

changement climatique est susceptible de se manifester avec une intensité et selon des modalités variables en fonction du niveau d'échelle considéré. Néanmoins on peut avancer deux traits permanents à tout changement climatique quel qu'en soit le niveau d'échelle :

✓ Un changement climatique se traduira par un **changement statistique dans une série chronologique**¹⁴. Les modalités de ce changement peuvent se décliner de plusieurs façons comme indiqué sur la Figure 1.6 :

Cas a : **Absence de changement chronologique**. Phénomène marqué par une périodicité de basse fréquence autour d'une tendance centrale stationnaire.

Cas b : **Glissement de moyenne** ou rupture d'homogénéité de la tendance centrale puis **changement de l'amplitude** (variance) et de la périodicité des variations.

Cas c : **Dérive monotone** dans une série chronologique suivie après rupture d'homogénéité de la tendance centrale d'une période stationnaire.

Cas d : **Amplification graduelle** de la variabilité temporelle (changement de variance).

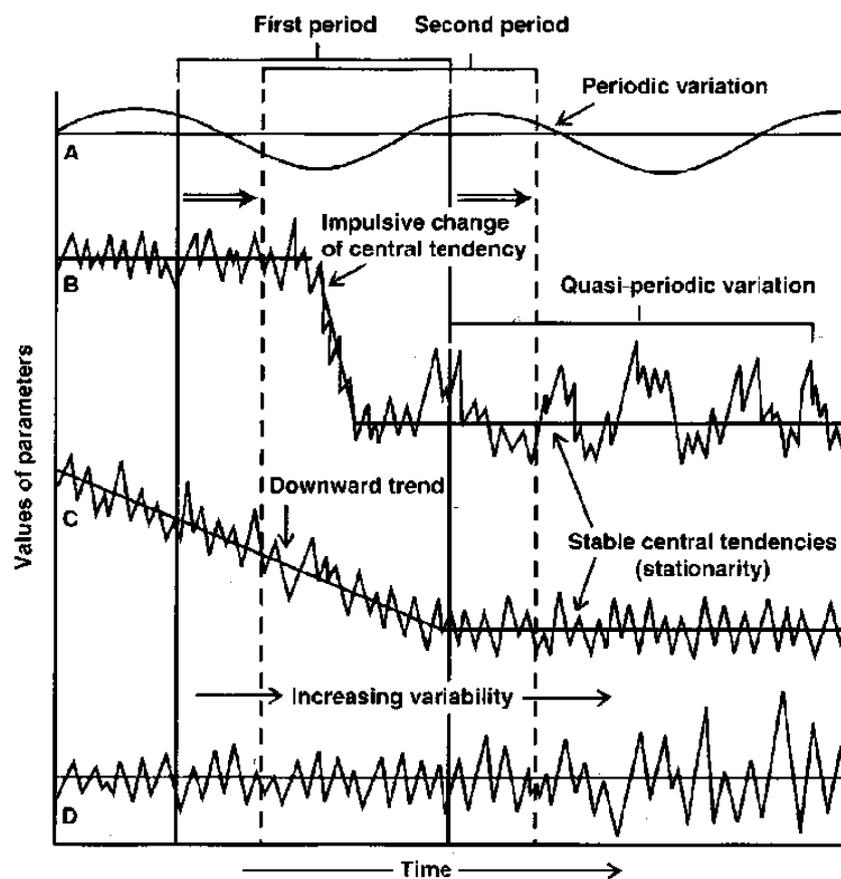


Figure 1.6. Expressions d'un changement statistique dans une série chronologique.
In Collier (1999).

¹⁴ Celle-ci peut se rapporter aux différents paramètres climatiques (température de l'air, précipitations, pression atmosphérique, etc.).

- ✓ Un changement climatique se traduira par **un changement dans la structure spatiale** (*spatial pattern*) d'une variable climatique.

À l'échelle planétaire, la paléoclimatologie a démontré que les contours de la trame climatique ont été mouvants au fil des millénaires.

Mais à l'échelle régionale et sur des pas de temps plus courts, les répartitions spatiales sont aussi sujettes à des changements. À titre d'exemple, j'ai choisi de reproduire l'évolution des précipitations moyennes hivernales des décennies 1970, 1980 et 1990 le long d'un transect pluviométrique dans la région de l'Eden Valley située au nord-ouest de l'Angleterre (Figures 7 a et b). Ces travaux rejoignent ceux que nous avons menés un peu plus tôt dans la Grande Région et le Fossé rhénan (6-Drogue *et al.*, 2006 ; 32-Drogue *et al.*, 2006). Le changement de circulation atmosphérique ayant affecté cette région au cours de cette période s'est traduit par une augmentation plus forte des précipitations extrêmes en altitude et un affaiblissement de l'ombre pluviométrique engendrée par un abri orographique de basse montagne. Cette double évolution a des conséquences importantes en termes de gestion des écosystèmes aquatiques¹⁵ et du risque d'inondation : ce dernier étant plus prononcé vers l'aval après le changement de circulation atmosphérique.

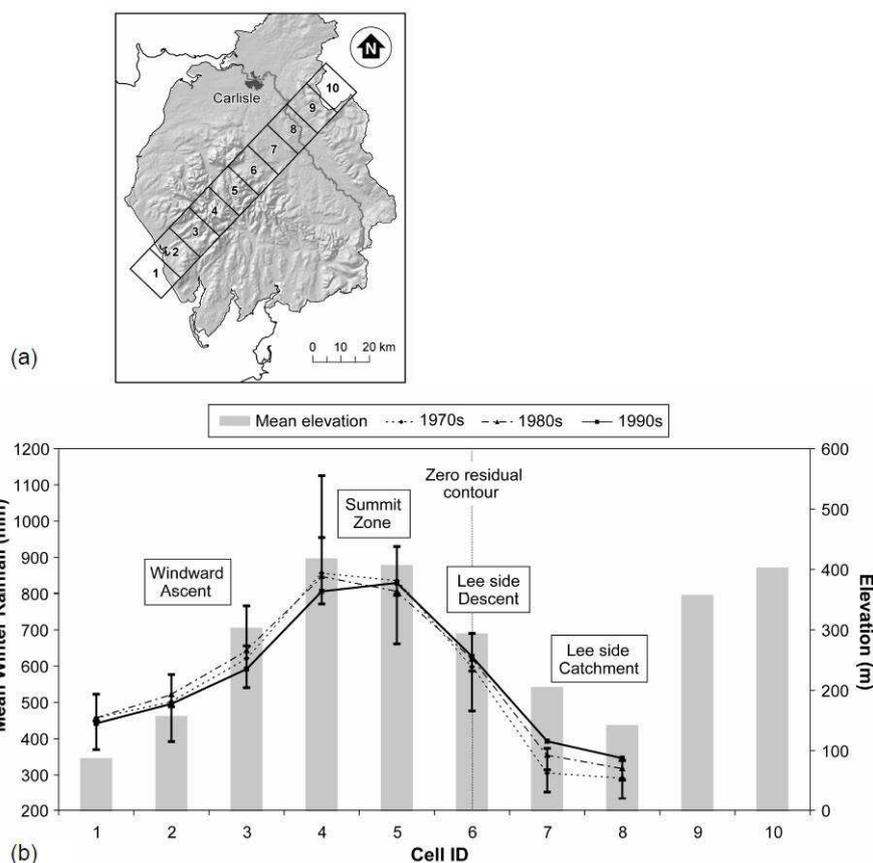


Figure 1.7. Transects pluviométriques décennaux dans la région du Lake district (période 1970-2000, nord-ouest de l'Angleterre). In Malby *et al.* (2007).

¹⁵ Dans ce cas, le risque d'acidification est accru.

1.3.2. Un objet de recherche aux entrées multiples

Après avoir rappelé synthétiquement ce qu'il faut entendre par changement climatique contemporain, je décris à présent les voies de recherche qui structurent la connaissance fondamentale de ce sujet qui confronte l'Homme et le climat. Celles-ci s'articulent actuellement autour de **grands pôles épistémiques** (Figure 1.8) : la détection, l'attribution, la modélisation et la prospective¹⁶, le management du changement climatique¹⁷. Les deux premiers pôles ont été définis dans l'introduction du présent chapitre et relève d'une étude compréhensive du changement climatique contemporain. La modélisation du climat consiste à résoudre ce dernier sous forme d'équations mathématiques. Elle permet d'en reproduire la dynamique passée, actuelle et future (modélisation prospective du climat) grâce à des simulations numériques prenant en compte l'évolution graduelle des concentrations en GES. Le diagnostic et l'apport de connaissances issus de ces quatre champs de recherche permet de proposer des solutions de gestion de ce méta-risque¹⁸ pour la société.

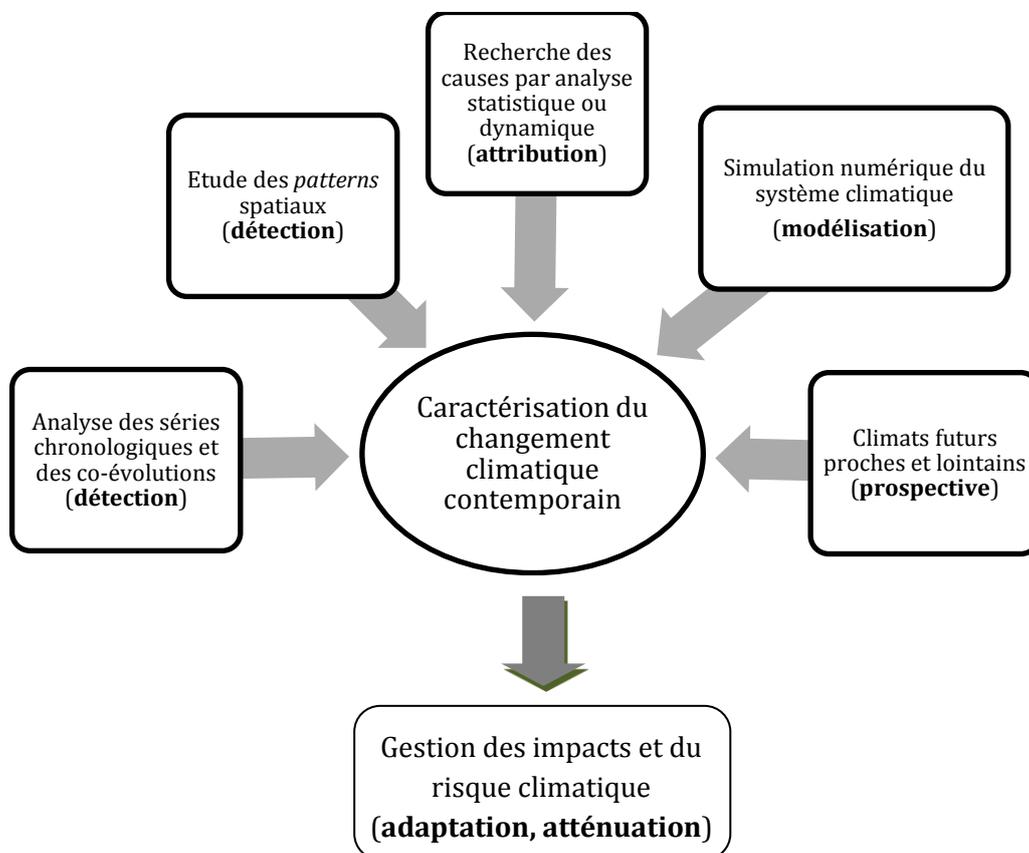


Figure 1.8. Pôles épistémiques structurant la connaissance du changement climatique contemporain.

Mes apports à la connaissance fondamentale et appliquée du changement climatique contemporain recourent l'ensemble des pôles représentés sur la Figure 1.8. En outre, ils contribuent à documenter les thèmes suivants :

¹⁶ Science qui vise à préparer le futur dans une perspective déterministe ou stochastique et holistique.

¹⁷ Réflexions et actions autour des mesures d'atténuation et d'adaptation.

¹⁸ Risque accroissant l'ampleur et la fréquence de risques naturels déjà existants.

- ✓ Détection de changements dans les séries chronologiques ;
- ✓ Spatialisation des changements ;
- ✓ Analyse des co-évolutions (connexions avec les types de temps et la circulation océano-atmosphérique de large échelle) ;
- ✓ Etude et caractérisation des climats futurs.

1.4. Échelles de temps, types de variabilité et patrimoine de données

L'étude du climat et de sa variabilité au cours du temps s'appréhende par la prise en compte **d'un jeu de temporalités emboîtées** allant du pas de temps long au pas de temps court. On distingue classiquement sept échelles de temps auxquelles se déploie la variabilité climatique :

- ✓ L'échelle de temps multimillénaire marquée par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires ;
- ✓ L'échelle de temps millénaire ;
- ✓ L'échelle de temps séculaire (*e.g.* le Petit Optimum Médiéval du XIII^e siècle ou encore le Petit Age Glaciaire des XVI-XVIII^e siècles) ;
- ✓ L'échelle de temps décennale (*e.g.* réchauffement climatique du début du XX^e siècle) caractéristique de la variabilité climatique dite parfois de « basse fréquence » ;
- ✓ L'échelle de temps interannuelle (*e.g.* l'hiver 2005/2006 plus froid en Europe que l'hiver 2004/2005) ;
- ✓ L'échelle de temps mensuelle caractéristique de la variabilité saisonnière ;
- ✓ L'échelle de temps quotidienne caractéristique de la variabilité intra-saisonnière.

Les acteurs de la variabilité climatique du dernier millénaire au sein du secteur NAE sont récapitulés dans le Tableau 1.4. D'après la théorie dominante, la variabilité climatique s'exprimant aux échelles de temps du changement climatique contemporain (siècle, décennie, jour) est sous la commande des cycles océaniques et solaires amplifiés par les GES naturels et anthropogéniques. **Il est donc faux de tout imputer à l'Homme...**Ces acteurs constituent autant **de sources de prévisibilité du climat et de la non stationnarité climatique à l'échelle décennale ou séculaire**. Un exemple reliant mode de variabilité (NAO) et fluctuations climatiques dans la bande de fréquence décennale est décrit dans l'Encadré 1.3.

Encadré 1.3. Oscillation Nord-Atlantique et type de temps dominant dans le secteur NAE.

Le couplage océan-atmosphère, responsable d'une grande partie des variations climatiques hivernales, saisonnières, voire décennales, dont le terrible hiver 1962-1963, des pays bordant le nord-est de l'Atlantique, est appelée oscillation nord-atlantique (ONA). L'oscillation nord-atlantique (*North Atlantic Oscillation*; NAO), est un phénomène atmosphérique et océanique de périodicité multi-décennale à séculaire qui concerne principalement l'Atlantique Nord. Le terme d'oscillation est employé parce qu'il y a un va-et-vient de masses d'air et d'eau océanique, de direction nord-sud, au-dessus des régions arctiques et islandaises, vers la ceinture subtropicale près des Açores et de la péninsule ibérique. Ce mouvement de balancier de masses d'air et d'eau océanique a pour conséquence des changements de la pression au sol (donc de l'intensité et de la

position de l'anticyclone des Açores et des dépressions d'Islande et de Sibérie), de telle sorte que quand la pression est plus élevée dans la ceinture subtropicale, elle est moins élevée au pôle, et réciproquement. Les variations climatiques concernent les vents d'ouest moyens, les températures et les précipitations tout particulièrement sur l'Europe (Figure 1.9). Cette configuration isobarique est le mode dominant tout au long de l'année, tout en étant maximum l'hiver et représente à lui seul plus de 30 % de la variance de la pression au niveau de la mer. On distingue classiquement deux grands modes dans les variations de l'ONA (Figure 1.21). Le mode positif (NAO⁺) correspond à un fort gradient de pression entre la ceinture subtropicale et le minimum islandais, ce qui renforce les vents d'ouest et apporte un temps doux et humide à nos latitudes en hiver. Les forts vents d'ouest exercent un forçage sur la dérive nord-atlantique qui réchauffe davantage les masses d'air polaire maritime (Figure 1.9). Inversement, le mode négatif (NAO⁻) se traduit par un fléchissement du gradient de pression favorable au ralentissement de la circulation zonale d'ouest, et donc à la formation d'un anticyclone pelliculaire sur le continent européen, ce qui provoque des invasions d'air froid dans les basses couches troposphériques à nos latitudes et un ralentissement de la dérive nord-atlantique. Le temps est alors plus frais et plus sec en Europe de l'Ouest (Wanner, 1999).

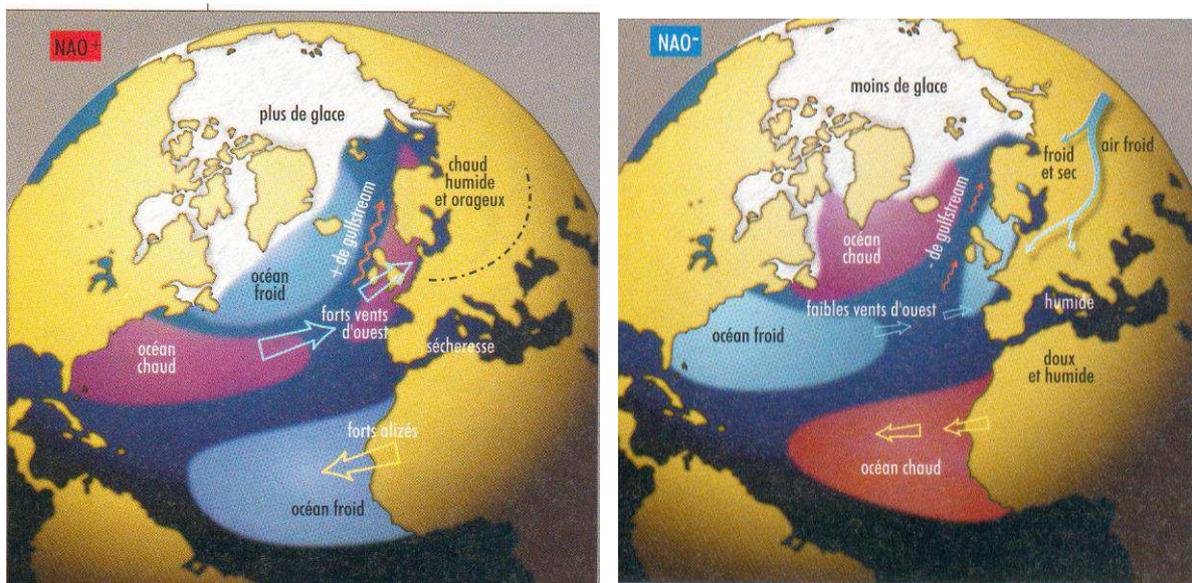


Figure 1.9. Modes de variation de la NAO et temps dominant associé en Europe de l'Ouest au cours du semestre hivernal. *In* Wanner (1999).

Pour caractériser la phase de l'ONA, on construit traditionnellement un indice défini comme la différence de pression de surface entre les Açores (ou des régions proches, tels le Portugal ou Gibraltar) et l'Islande. Sur les 150 dernières années, la série d'indices calculés en hiver pour Lisbonne et Stykkisholmur met en évidence, à la fin du XX^e siècle, l'alternance de périodes décennales qui privilégient les phases négatives dans les années 1950 à 1970, puis les phases positives ensuite (Figure 1.10). L'indice révèle aussi une forte variabilité interannuelle (c'est-à-dire d'un hiver à l'autre) avec de brusques changements, par exemple entre les hivers 1995 et 1996.

Doit-on comprendre le changement de circulation atmosphérique des vingt à trente dernières années comme un glissement lent et progressif vers un nouvel état

atmosphérique? D'après l'indice NAO, il semblerait que non (Figure 1.10). Comme l'indique Cassou (2004) : « *l'oscillation nord-atlantique a toujours existé et est considérée comme un mode intrinsèque à l'atmosphère. Le changement climatique contemporain sur l'Europe doit être plutôt interprété comme la répétition depuis 1970 d'hivers à NAO+, dont la persistance explique l'effet décennal décrit précédemment. Le comportement de ces trente dernières années semble se rapprocher de celui du début du XX^e siècle, où une certaine persistance en phase positive était également décelable. En revanche, il en diffère par les fortes valeurs de l'indice : sept valeurs parmi les dix les plus élevées au cours des 150 dernières années ont été enregistrées depuis 1980.* »

S'agissant de l'hiver 2009/2010, marqué par un record absolu depuis 1958, avec 63 jours sur 90 de NAO négative, Cattiaux *et al.* (2010) après s'être demandés pourquoi il n'avait pas fait beaucoup plus froid, concluent que l'hiver 2009/2101 a été plus doux que son analogue de 1963 en raison de températures nocturnes moins froides au cours de l'hiver 2009/2010. Ils affirment qu'il s'agit-là d'une signature indubitable : « *seul l'effet de serre intensifié par nos émissions peut la produire, car il fonctionne jour et nuit, alors que l'influence du soleil ne se fait sentir que le jour.* »

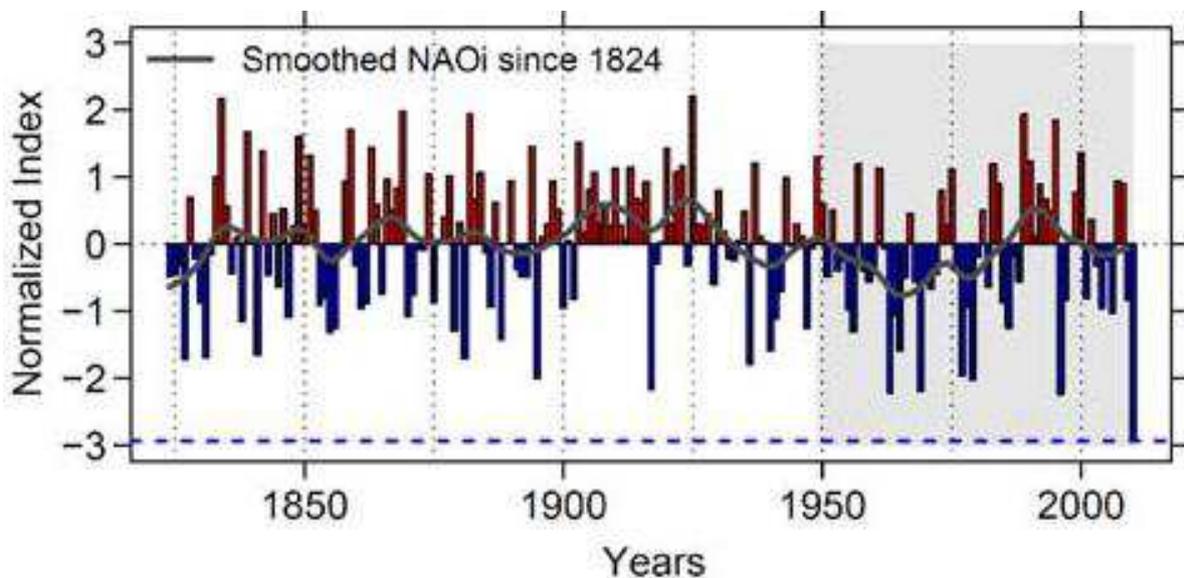


Figure 1.10. Indice NAO moyenné sur les mois d'hiver (mois de décembre à février) et calculé pour les stations de Lisbonne (Portugal) et Stykkisholmur (Islande). L'indice est présenté pour les hivers 1824 à 2010 (année du mois de janvier par convention). La courbe noire est une moyenne glissante de l'indice sur cinq ans. In Cattiaux *et al.* (2010).

La variabilité climatique basse fréquence des régions tempérées européennes est donc commandée en grande partie en hiver par un mouvement de balancier saisonnier d'origine radiative et énergétique, qui vient compenser le déficit énergétique des régions polaires par l'excédent énergétique des régions intertropicales. Selon McCartney (1996), les phases positives de l'indice NAO ont correspondu avec un refroidissement des eaux du bassin du Labrador qui a pour fonction au sein de l'Atlantique Nord, de libérer une grande quantité d'énergie dans l'atmosphère lors de son refroidissement. Ce processus d'échange océan-atmosphère est sujet à une variabilité inter-décennale, augmentant ainsi la quantité de chaleur libérée vers l'atmosphère, donc sa capacité hygrométrique au-dessus de l'Atlantique Nord.

Transition entre régimes de temps	Facteurs de forçage reconnus et détectés	Degré de causalité entre facteur de forçage et réponse du système climatique	Période pré-industrielle	Période post-industrielle	Echelle spatiale	Périodicité
			+++ causalité forte + causalité faible	+++ causalité forte + causalité faible		
Chaotique et forcée	Rayonnement solaire	Mécanisme génétique ²⁰	+++	++	Planétaire	11 ans
	Concentration en GES	Mécanisme amplificateur	+	+++	Planétaire	-
	Oscillation Mutlidécennale Atlantique	Mécanisme amplificateur	+	+	Régionale	~ 70 ans
	Oscillation Australe	Mécanisme amplificateur	+	+	Zonale	~ 10 ans
	Oscillation Nord-Atlantique ¹⁹	Mécanisme amplificateur	+	+	Régionale	~ 30 ans
	Oscillation Pacifique Décennale	Mécanisme amplificateur	+	+	Régionale	~ 60 ans
	Eruption volcanique	Mécanisme génétique	+	+	Locale	-
Champ magnétique	Mécanisme génétique	+	+	Planétaire	3 ans	

Tableau 1.4. Principaux acteurs de la variabilité climatique dans le secteur NAE au cours des 1000 dernières années (théorie dominante). Adapté de Swingedouw *et al.* (2011).

¹⁹ La NAO+ augmente la convection en mer du Labrador.

²⁰ 1000-1850 apr. J.-C. : sur cette période, le forçage solaire est dominant avec 45 % de la variance de la température globale, le CO₂ explique 20 % de la variance de la température globale et les facteurs résiduels 35 %.

À chacune de ces échelles de temps correspondent des sources de données (Figure 1.11), des protocoles expérimentaux et des disciplines différentes :

1) Étudier l'évolution du climat planétaire à l'échelle des temps géologiques à l'aide de marqueurs climatiques ou de proxys et rechercher les facteurs explicatifs de sa variabilité temporelle : **c'est le champ d'étude de la paléoclimatologie**. André Berger, astronome et paléoclimatologue en souligne tout l'intérêt : « nous devons analyser le passé pour élargir le spectre des situations climatiques qui sont disponibles en grand détail pour le dernier siècle mais avec une pauvre diversité ».

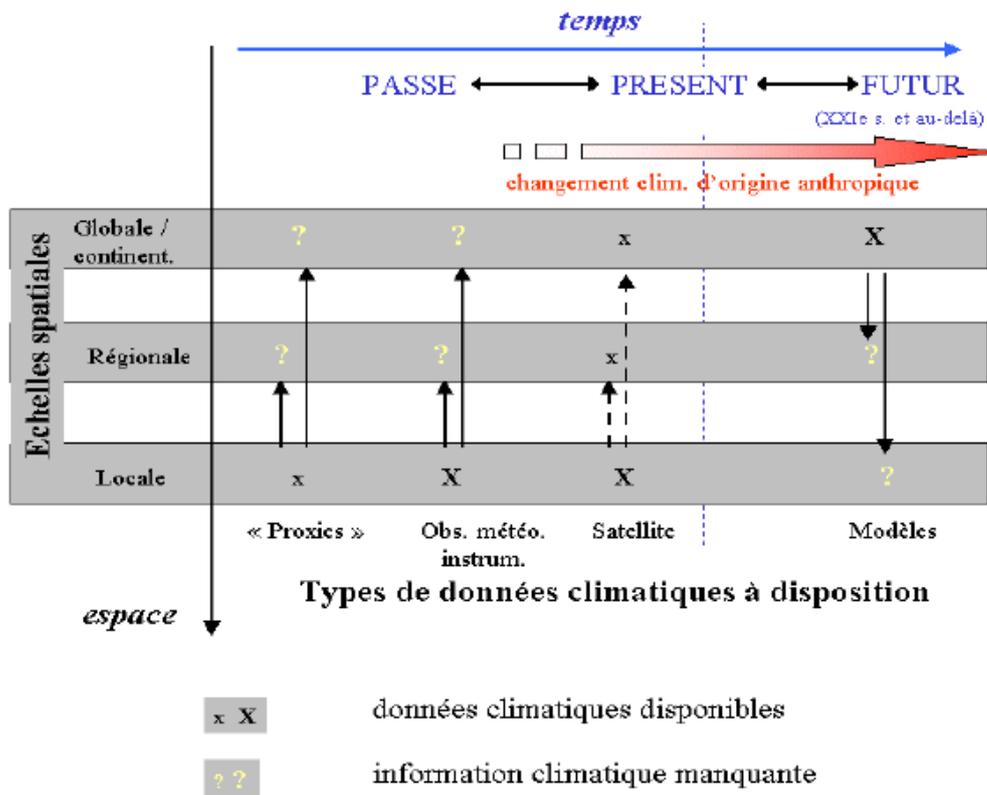


Figure 1.11. Echelles spatiales, outils et données disponibles pour l'étude du climat passé, présent et futur. In Richard et Camberlin (2005).

L'approche proxémique a fait l'objet de plusieurs tentatives pour reconstituer la variabilité du climat en Europe de l'Ouest au cours du dernier millénaire. Un exemple est développé dans l'Encadré 1. 4.

Encadré 1.4. Vignes et climat.

Dans le prolongement de cette « *Histoire humaine et comparée du climat* » établie par Le Roy Ladurie (2004), Chuisne *et al.* (2004) ont reconstitué le climat de la Bourgogne de 1370 à 2003 à partir des dates de vendange du pinot noir, cépage roi de la région (Figure 1.12). Les dates de vendange ont été enregistrées de façon manuscrite et fournissent ainsi une information climatique non altérée avec une chronologie absolue. L'information climatique a été extraite grâce à un modèle de développement de la vigne, en fonction de la température, ajusté pour le cépage Pinot Noir.

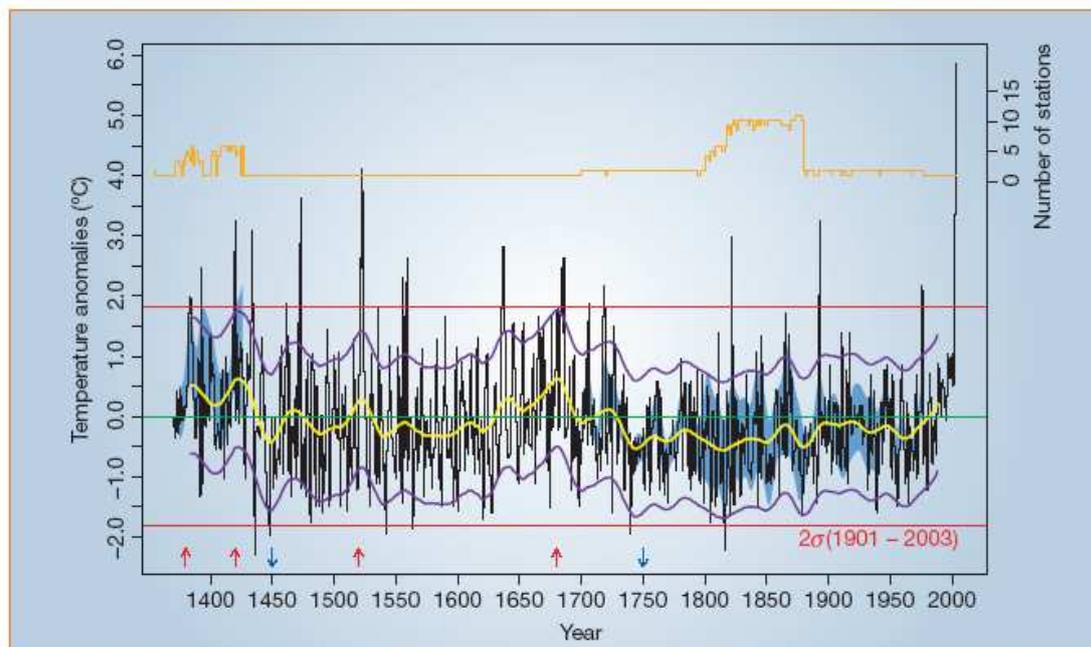


Figure 1.12. Évolution des anomalies de la température de l'air d'avril-août en Bourgogne sur la période avril-août de 1370 à 2003. Les anomalies annuelles correspondent à la courbe noire et la courbe jaune correspond à une moyenne glissante obtenue par filtre gaussien de longueur d'onde 30 ans. La courbe orange représente l'évolution du nombre de stations d'observation des dates de vendange par an. Les flèches rouges indiquent des périodes chaudes d'amplitude décennale, les flèches bleues des périodes froides d'amplitude décennale. *In Chuisne et al. (2004).*

Trois étapes clés du développement de la vigne y sont prises en compte: les dates de floraison, de véraison (quand les grains de raisin passent de vert à blanc ou rouge) et de maturation. Les reconstitutions des scientifiques montrent qu'entre 1370 et 1850, la Bourgogne a connu plusieurs périodes aussi chaudes que les années 1990. En revanche, l'année 2003 apparaît de loin comme l'année la plus chaude qu'ait connue la Bourgogne depuis sept siècles, avec une anomalie de + 5,9 °C, soit 43 % plus élevée que l'anomalie de la dernière année la plus chaude enregistrée en 1523 (+ 4,1 °C).

2) Caractériser le changement climatique récent et futur. **C'est une branche de la climatologie diagnostic.** Les sources de données sont les données stationnelles (*e.g.* stations météorologiques synoptiques) disponibles depuis le milieu du XVII^e siècle en Europe (Encadré 1.5) ou les réanalyses du NCEP/NCAR (paramètres météorologiques disponibles sur plusieurs niveaux, du sol à la haute troposphère).

Encadré 1.5. Les longues séries chronologiques en Europe.

Même si l'éveil d'une conscience météorologique remonte sans doute à des temps immémoriaux, les conceptions aristotéliennes (384-322 av. J.-C.) posent les premières bases de l'instrumentation météorologique. Mais il faut attendre l'avènement de la météorologie moderne au XVII^e siècle avec l'invention du baromètre, du thermomètre et de l'hygromètre (Javelle *et al.*, 2000) pour que l'observation météorologique devienne réellement systématique et quantitative. Les données d'observation sont constituées de

mesures instrumentales (température, précipitations, pression, vent, insolation, humidité) effectuées sur les continents au sol, près du sol ou par radiosondages (depuis le XVIII^e siècle pour les séries les plus longues), en mer (depuis 1854 sur certaines voies maritimes) ou, plus récemment, par satellite (années 1970 pour les plus anciennes).

La mesure des principaux paramètres météorologiques ne se normalise que tardivement dans la plupart des pays occidentaux au cours de la deuxième moitié du XIX^e siècle. La longueur réduite des séries chronologiques impose donc au climatologue un recul ténu pour considérer une manifestation climatique actuelle comme étant hors-norme d'un point de vue statistique voire sans précédent. En Europe de l'Ouest, il existe néanmoins de longues séries de température dont les sept plus longues ont été recensées récemment dans une publication de la revue *Climatic Change* (Camuffo et Jones, 2002). En outre, celles-ci comprennent, la plus longue série continue de température connue à ce jour et régulièrement mise à jour par le Met Office, qui débute en 1659 et concerne la région du centre de l'Angleterre (www.cru.uea.ac.uk/cru/info/ukweather/).

3) Développer des études prospectives à toutes les échelles de temps (jour à année) et d'espaces (synoptique à local) fondées sur des simulations numériques de l'évolution future du climat planétaire et régional intégrant la connaissance actuelle du système climatique et l'évolution économique future des sociétés ou de certains paramètres astronomiques (distance Terre-soleil par exemple). Les simulations sont généralement réalisées à l'aide de MCG-OA²¹. L'horizon temporel de ces simulations s'étend du siècle à plusieurs dizaines de millénaires (Loutre et Berger, 2004). Il s'agit-là du domaine de la **climatologie prospective** que l'on peut considérer comme une branche de la climatologie diagnostic.

Cette rapide synthèse relative aux temporalités, aux types de variabilités et aux patrimoines de données climatologiques disponibles pour les documenter, permet de replacer mes travaux parmi les grands courants de la climatologie. Ils s'ancrent en climatologie historique (climat actuel) et en climatologie prospective (climat futur) : ces deux champs d'étude de la climatologie sont évidemment complémentaires et constituent deux branches indissociables de la climatologie diagnostic. Mes analyses se sont fondées sur des données climatiques régionales et stationnelles (observations instrumentales, indice NAO, types de temps) servant non seulement à détecter et comprendre des tendances, des ruptures chronologiques mais aussi à valider en temps présent la robustesse et la précision des sorties de MCG-OA. Mon effort de recherche mené sur les principales variables climatiques (durée d'insolation, précipitations, température de l'air) s'est appuyé sur des réseaux de mesure d'envergure régionale. Par conséquent, les échelles temporelles investiguées ne vont pas au-delà de l'échelle séculaire. Les pas de temps des chroniques que j'ai traitées s'étendent du journalier à l'annuel. Le pas de temps horaire souffrant d'une carence en couverture spatiale et en profondeur temporelle (chroniques trop courtes), il est encore difficile d'étudier l'évolution des variables climatiques au pas de temps fin à une échelle régionale. J'ai également exploité des données quotidiennes et saisonnières issues de « runs » de MCG-OA.

²¹ Modèle de Circulation Générale couplé Océan-Atmosphère.

1.5. La modélisation prospective du climat : de l'horizon « proche » à l'horizon « lointain »

Les développements récents de la climatologie prospective ou d'anticipation, m'amènent à introduire un distinguo entre l'étude du changement climatique « proche » (5 à 30 prochaines années), qui intéresse au premier chef les décideurs et la société civile et l'étude du changement climatique « lointain » (fin du XXI^e siècle). Je replace ces deux types de changement climatique dans le cadre de la modélisation prospective du climat (Tableau 1.5). Ils sont exclus tous deux du cadre de la prévision météorologique dont l'objectif est de prévoir²² les caractéristiques du temps sensible à quelques jours d'échéance.

L'étude des futurs du climat relève **de la prévision et de la projection climatiques**. Leur évolution est déterminée par une ou plusieurs conditions aux limites qui imposent une réponse dont l'amplitude dépasse nettement la réponse imposée par la seule dynamique atmosphérique. La prévision et la projection climatiques reposent donc sur le postulat que le climat est implicitement prévisible dans le sens où s'il se produit un changement connu dans les facteurs de forçage externes (conditions aux limites du système) : le climat répond par un changement prévisible de ses caractéristiques statistiques. Le changement climatique « proche » constitue un défi pour les climatologues en raison de la complexité des facteurs auxquels le climat planétaire et régional va s'ajuster à cette échelle de temps (Cassou, 2009).

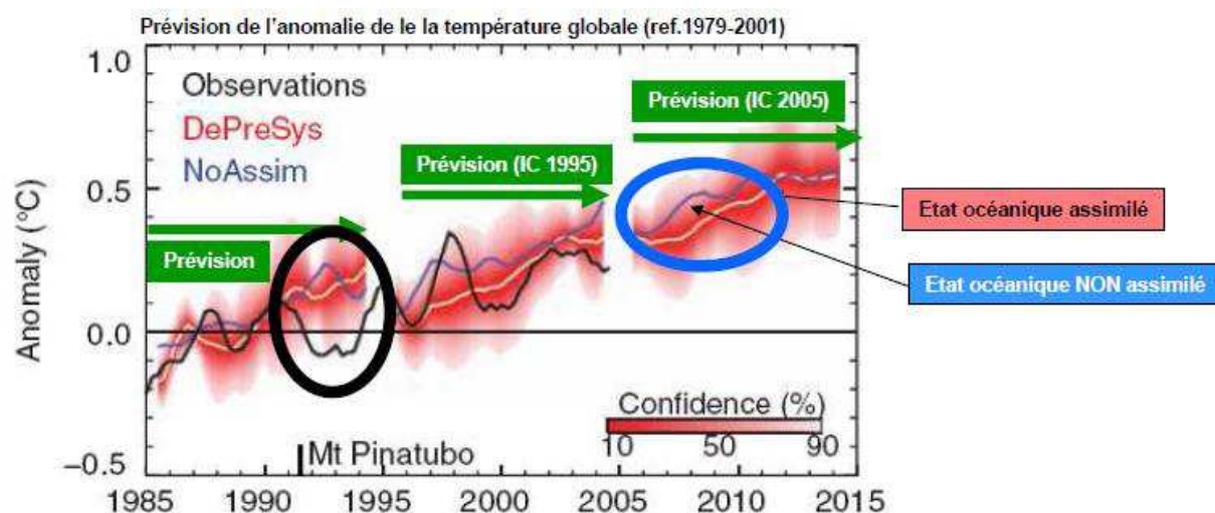


Figure 1.13. Prévision de l'anomalie de température globale à un horizon temporel « proche ». Effet de l'assimilation de l'état océanique sur la prévision décennale. In Smith *et al.* (2007), adapté par Cassou (2009).

²² La prévision d'un système dynamique quelconque consiste à intégrer dans le temps un système d'équations qui formalisent le fonctionnement de ce système.

Tableau 1.5. Quelques caractéristiques de la modélisation prospective du climat

	Prévision saisonnière	Prévision interannuelle	Prévision décennale	Projection climatique
Echéance	Echéance trimestrielle	Echéance annuelle	Futur proche (5-30 ans)	Echéance séculaire (fin de siècle)
Outil de prévision/projection	Statistique ²³ Dynamique ²⁴ Statistico-dynamique	Statistique Dynamique Statistico-dynamique	Statistique Dynamique ²⁵ Statistico-dynamique	Statistique Dynamique Statistico-dynamique
Sources de prévisibilité	Températures de surface océaniques (TSO) des bassins océaniques tropicaux ²⁶	Températures de surface océaniques des bassins océaniques tropicaux	(1) GES dont augmentation des GES d'origine anthropique (2) Facteurs de forçage naturels externes (<i>e.g.</i> cycles solaires) (3) Modes de variabilité interne du système climatique (OMA ²⁷ , OPD ²⁸)	(1) GES dont augmentation des GES d'origine anthropique
Facteur(s)²⁹ d'incertitude de la réponse du système climatique	Conditions initiales (champs de TSO)	Conditions initiales (champs de TSO)	Conditions initiales et conditions aux limites : (1) Type de MCG-OA (2) Variabilité interne du système climatique (3) Type de scénario d'émission ou de concentration	Conditions aux limites : (1) Type de scénario d'émission (2) Type de MCG-OA (3) Variabilité interne du système climatique
Secteurs impactés/Communauté d'utilisateurs	Energie, assurances, agriculture, hydrologie et société civile	Energie, assurances, agriculture, hydrologie et société civile	« Impacteurs » du changement climatique	« Impacteurs » du changement climatique

²³ Régression multivariée, analyse canonique, méthode des analogues, etc.

²⁴ MCG-OA (Modèle de Circulation Générale couplé Océan-Atmosphère) et/ou MCR (Modèles de Climat Régionaux).

²⁵ Voir l'AR5 du GIEC et les projets COMBINE (<http://www.combine-project.eu/>, page consultée le 4/3/2013) et EPIDOM du GICC.

²⁶ À l'échelle saisonnière, les températures de surface océaniques forcent plus (dans la zone tropicale) ou moins (zone extra-tropicale) le comportement probabiliste de l'atmosphère et offrent une source de prévision saisonnière en raison de leur persistance temporelle (Moron, 2011).

²⁷ Oscillation Multi-décennale Atlantique : température moyennée sur l'ensemble de l'Atlantique Nord.

²⁸ Oscillation Pacifique Décennale : mode de variabilité océanique du Pacifique Nord et Pacifique tropical, anomalie de température de surface de la mer + vent.

²⁹ La hiérarchie (1,2,3) vaut à l'échelle globale et pour la température de l'air globale. À l'échelle régionale, le ratio MCG-OA/variabilité intrinsèque dans l'incertitude totale est variable (Hawkins et Sutton, 2009).

Son étude relève de la prévision climatique. Celle-ci est le résultat d'un essai de description ou d'estimation, avec un maximum de probabilité, de l'évolution future du climat commandée par les sources de prévisibilité actives à l'échelle décennale (Tableau 1.5). La connaissance des conditions initiales, notamment des TSO, et leur assimilation dans les modèles de climat atténue l'ampleur du réchauffement climatique global prévu pour la prochaine décennie (Figure 1.13).

Le changement climatique « lointain » (fin du siècle et siècles suivants) est du domaine de la projection climatique. Selon la terminologie du GIEC, la projection climatique est la projection de la réponse du système climatique aux scénarios d'émissions ou de concentration de GES et d'aérosols, ou aux scénarios de forçage radiatif, souvent fondés sur des simulations par des modèles climatiques. Les conditions aux limites constituent le principal facteur d'incertitude de la réponse du système climatique (Tableau 1.5).

Compte tenu de la relative stabilité des conditions climatiques attendues sur l'horizon proche, j'ai recouru à des simulations climatiques longues (150 ans) intégrant une augmentation des GES jusqu'à la fin du XXI^e siècle telles que prévues par l'AR4 du GIEC. Mes études d'impact (hydrologiques) du climat futur ont donc concerné préférentiellement la fin de siècle où les conditions moyennes et extrêmes du climat deviennent sensibles au forçage radiatif d'origine anthropique dans les simulations climatiques.

Pour cette période de projection (normale 2071-2100) et à l'échelle régionale, l'incertitude de projection est principalement déterminée par le scénario d'émission, par la réponse du MCG-OA aux facteurs de forçage du système climatique et par la méthode de projection utilisée (Tableau 1.3). Celle-ci conditionne à son tour la méthode de correction appliquée aux sorties brutes de MCG-OA ou MCR³⁰.

³⁰ Modèle de Climat Régional : Meso-NH, RAMS, RegCM, HadRM, MM5, etc. « Les MCR opèrent sur une aire limitée et permettent de spatialiser et désagréger une information climatique large échelle sur des mailles plus fines (de taille constante ou variable) correspondant à l'échelle de la plupart des risques naturels affectant les populations locales. Leurs conditions aux limites sont fournies à l'échelle des mailles des MCG-OA. » In Richard et al. (2012).

2. Quelques faits relatifs au changement climatique contemporain

Que sait-on aujourd'hui du changement climatique contemporain? La science du changement climatique est en marche, en devenir. Le climat est en perpétuelle évolution. J'essaye néanmoins, toujours dans un souci de mise en perspective de mes travaux de recherche, de dresser ici un **bref inventaire des acquis et des zones d'ombre qui persistent**. Je procède **par emboîtement d'échelles en suivant une approche descendante**. L'abondance des publications scientifiques rend la matière particulièrement riche. C'est pourquoi je n'ai retenu que l'essentiel des conclusions analytiques partagées par la très grande majorité des climatologues tout en conservant un esprit ouvert et pluraliste dans la sélection de ses conclusions, notamment à propos de l'avenir climatique planétaire. Ces quelques éléments factuels sont pour l'essentiel, tirés du diagnostic climatique que j'ai réalisé à la demande du SESGAR de Lorraine (62-Drogue, 2008).

2.1. Brève revue à l'échelle planétaire et dans le secteur NAE

Les observations instrumentales déployées depuis près de deux siècles notamment par les organisations météorologiques et océanographiques sur terre et sur mer nous apprennent³¹ :

- ✓ Qu'un réchauffement climatique rapide (tendance de environ +1°C/50 ans), graduel et saisonnier, perceptible à l'échelle planétaire et régionale, plus prononcé sur les continents que les océans, très marqué dans les régions subpolaires de l'hémisphère Nord, s'est produit au cours des 20 dernières années, perceptible aussi bien au sol qu'en altitude.
- ✓ Que la « structure » du réchauffement climatique contemporain est singulière: la température de l'air a augmenté plus vite la nuit que le jour, plus vite l'hiver que l'été aux moyennes latitudes.
- ✓ Que l'une des causes de ces évolutions est une augmentation de l'effet de serre naturel (*i.e.* émergence d'un effet de serre additionnel). En effet, l'effet de serre, qui se manifeste en permanence avec une intensité à peu près constante, est proportionnellement plus important la nuit ou l'hiver, quand l'énergie fournie par le soleil est faible ou nulle.
- ✓ Que pour éviter toute confusion, il semble donc urgent de ne pas parler du « réchauffement observé au XX^e siècle », mais du « réchauffement observé depuis 1945 et plus particulièrement depuis le milieu des années 1980 ». Il s'agit donc du réchauffement climatique contemporain.
- ✓ Qu'au cours du XX^e siècle, les zones subtropicales s'assèchent alors que les moyennes latitudes sont davantage arrosées.
- ✓ Que les concentrations de GES (CO₂, méthane, etc.) dans l'atmosphère terrestre n'ont jamais été aussi élevées sur les derniers 700 000 ans (+ 27 % de CO₂ et +

³¹ Un code couleur a été adopté pour différencier les assertions relevant de la détection, de l'attribution et de la modélisation prospective).

230 % de méthane par rapport aux concentrations pré-industrielles), bien que l'atmosphère terrestre ait déjà connu des concentrations en CO₂ beaucoup plus élevées qu'actuellement, notamment au Mésozoïque à l'époque des dinosaures entre le Trias supérieur (-230 Ma) et le Crétacé supérieur (-65 Ma).

- ✓ Que la hausse récente et très rapide des concentrations en GES est très certainement d'origine anthropique s'agissant en particulier du CO₂ qui est passé en un siècle de 280 ppmv à 380 ppmv alors que paléoclimatologiquement, une telle variation s'échelonnait en général sur plusieurs dizaines de milliers d'années.

Les observations climatiques associées aux expériences numériques de modélisation du système climatique révèlent également:

- ✓ Qu'un faisceau de présomptions indiquent que le réchauffement climatique contemporain serait partiellement dû aux émissions de GES d'origine humaine (au premier rang desquels le CO₂) mais aussi à l'influence de l'activité solaire (élevant les températures maximales) et de la nébulosité (élevant les températures minimales).
- ✓ Une contribution de 25 à 35 % de l'activité solaire au réchauffement climatique planétaire sur la période 1980-2000.
- ✓ Que le réchauffement de surface observé dans la deuxième moitié du XX^e siècle est incohérent avec la variabilité naturelle externe du climat (forçages solaire et volcanique). Le changement observé sur la température de l'atmosphère est incohérent avec la variabilité naturelle du climat au cours de l'Holocène.
- ✓ Qu'au cours du XX^e siècle une nette augmentation du niveau des océans est détectée. En particulier, l'entrée de la surveillance par satellites depuis 1993 indique une augmentation de 3 cm de 1993 à 2003.
- ✓ Cette montée du niveau moyen est attribuée au réchauffement qui touche la planète à travers deux principaux processus: la dilatation de l'eau de mer (effet stérique), suite au réchauffement des eaux océaniques, et la fonte des glaces terrestres. On estime actuellement que la hausse du niveau des océans, d'environ 6 cm depuis vingt ans, est liée pour 1/3 à la dilatation des océans, dilatation liée elle-même au réchauffement climatique, et pour 2/3 à la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires.
- ✓ Qu'à quelques exceptions près, la plupart des glaciers montagnards étudiés sont en phase de recul. Le recul des glaciers continentaux est observé de façon quasi généralisée depuis trois à quatre décennies, avec une nette augmentation au cours des vingt dernières années.
- ✓ Que l'effet des GES est détecté à des échelles régionales (< 5000 km), en dépit des incertitudes sur le forçage des aérosols sulfatés et de la réponse climatique associée. Il est improbable que les études de détection aient confondu à tort un signal naturel avec un signal anthropique.

- ✓ Que les oscillations de température froides ou chaudes qui précèdent le réchauffement climatique contemporain sont plutôt imputables aux variations de l'activité solaire ou à la variabilité naturelle de la circulation océano-atmosphérique à large échelle (phases NAO, OMA, événements ENSO/LNSO, etc.) et des téléconnexions océans-atmosphère entre les bassins Pacifique et Atlantique.
- ✓ Qu'un réchauffement mondial de plusieurs degrés pourrait produire un refroidissement dans la région Nord-Atlantique Europe de plusieurs degrés, qui s'amorcerait au pire à partir de 2100 et plus vraisemblablement vers 2400. Il s'agit d'un scénario peu probable (1 chance sur 3 pour un réchauffement mondial de +8,0°C au cours du XXI^e siècle) mais à fort impact sociétal et environnemental.
- ✓ Que les projections climatiques décrivant le climat de la fin du XXI^e siècle fournissent un spectre très large d'évolution possible reposant sur des hypothèses multiples, avec des effets de seuil témoignant de la complexité du système climatique. Il ressort de ces projections, que la réponse du système climatique telle qu'elle est simulée par les modèles climatiques s'inscrit dans une fourchette de variation importante qui doit nécessairement être prise en compte pour tester des hypothèses basses, moyennes ou hautes.
- ✓ Une part des incertitudes échappe à toute évaluation *a priori*.
- ✓ Les scénarios climatiques ne sont pas des prédictions, ils ne nous disent pas avec certitude ce que sera le climat de demain. Ils sont un objet de recherche en soi, et donc par essence évolutifs.
- ✓ À l'échelle régionale du secteur Nord-Atlantique Europe, les changements climatiques observés en hiver depuis les années 1980 s'expliquent par la répétition du régime de temps zonal, qui est préférentiellement excité. Ce sont les caractéristiques quotidiennes de ce régime, en termes de température, de précipitations et de tempêtes, qui expliquent pour les dernières décennies le réchauffement important observé de l'Europe à l'Asie, les tempêtes plus fortes sur l'Atlantique nord et les sécheresses (respectivement les pluies) sur l'Europe du Sud (respectivement du Nord). Un nouvel état climatique n'est pas apparu mais un état préexistant se trouve privilégié.

2.2. Brève revue à l'échelle du territoire français

En France, les tendances climatiques récentes ont été identifiées à partir de séries climatiques séculaires homogénéisées et des SQR³² (Moisselin *et al.*, 2002). Le constat dressé est le suivant:

³² Dans le cadre notamment du projet IMFREX, Météo-France a entrepris une étude systématique des tendances sur les extrêmes climatiques à partir de séries instrumentales journalières. Au-delà des séries climatiques séculaires homogénéisées, des séries quotidiennes de référence (SQR) de température minimale (Tn), maximale (Tx) et de précipitations (RR) ont été établies en fonction de la règle suivante : si la série de valeurs mensuelle se rapportant à une série d'observations quotidiennes présente une rupture forte pour une année donnée, les données quotidiennes antérieures à cette rupture ne sont pas utilisées.

- ✓ Hausse séculaire des maximales annuelles de l'ordre de +0,5°C/siècle avec un gradient nord-sud (réchauffement plus prononcé des maximales dans le Sud de la France).
- ✓ Hausse séculaire des minimales annuelles de l'ordre de +1,2°C/siècle avec un gradient ouest-est (réchauffement plus prononcé dans l'Ouest de la France).
- ✓ La France s'est réchauffée en moyenne de environ +1°C depuis 1 siècle, ce réchauffement est plus important sur les températures nocturnes (diminution très importante du nombre de jours de gels).
- ✓ La sortie (ca. 1860) du Petit Age Glaciaire (PAG) est clairement identifiable sur les courbes de température.
- ✓ Les tendances d'évolution séculaire affectant les précipitations sont plus contrastées mais généralement à la hausse (excepté sur le pourtour méditerranéen).
- ✓ Les 13 années les plus chaudes enregistrées depuis le XIX^e siècle l'ont été au cours des 20 années postérieures à 1987.
- ✓ La France connaît des étés plus chauds depuis les années 1980, avec un événement de très grande ampleur (2003) qu'il faut considérer comme un extrême mais qu'il faut replacer dans le cadre d'un réchauffement intense. L'événement 2003 peut donc être « utilisé » pour imaginer les étés que nous connaissons dans un avenir plus ou moins proche/probable.
- ✓ Au plan nivologique en moyenne montagne, on constate une diminution régulière de l'épaisseur de neige au fil des ans, accompagnée d'une réduction de la durée d'enneigement. À titre d'exemple, au col de Porte (1320 m) en Chartreuse, la hauteur moyenne de la neige a été réduite de 40 % entre le début des années 1960 et le début du siècle du XXI^e siècle, tandis que la durée d'enneigement moyenne a perdu presque 25 jours.
- ✓ On ne détecte pas de changement notable concernant la fréquence et l'intensité des tempêtes à l'échelle de la France.
- ✓ « *Les résultats obtenus pour le régime des crues ne montrent pas de tendance généralisée, ni à la hausse ni à la baisse. L'augmentation significative des dommages dus aux inondations provient en fait d'une augmentation de la vulnérabilité aux inondations, suite à une urbanisation mal maîtrisée. Les changements détectés sur les étiages semblent plus importants et des investigations sont en cours pour apprécier ce qui relève d'influences anthropiques, de problèmes météorologiques et d'influences climatiques* » (Renard et al., 2006).

Par ailleurs, les expériences numériques de modélisation du climat permettent d'affirmer:

- ✓ Qu'il est possible de détecter un signal anthropique sur les tendances hivernales des 30 dernières années en France. D'après Planton et Terray (2007), « *la séparation du signal sur les précipitations en une partie dynamique (liée aux fluctuations d'occurrence de régimes de temps discriminants pour les précipitations) et un résidu montrent que cette composante dynamique capture presque complètement la tendance observée. Les empreintes des signaux TSO et de la combinaison GES-SUL (Gaz à Effet de Serre et aérosols sulfatés) sont détectées dans les observations de l'occurrence des régimes.* »
- ✓ Qu'il est beaucoup plus difficile de détecter le changement climatique d'origine humaine à l'échelle d'un pays comme la France.
- ✓ Que la géographie du réchauffement des nuits d'été constaté au cours des 30 dernières années (hausse des nuits climatologiquement chaudes) est conditionné par l'état hydrique des sols (Planton et Spagnoli, 2003).
- ✓ Que pour le changement climatique proche, le bruit lié à la variabilité inter-annuelle du système climatique est susceptible de masquer les effets du changement climatique d'origine anthropique.
- ✓ Que cela ne remet pas en question le rôle des GES dans les études de modélisation prospective du climat.
- ✓ « *Qu'il n'est pas possible à ce jour de dégager un consensus sur ce que nous réserve l'avenir concernant la fréquence ou l'intensité des tempêtes.* » (Planton, 2008).
- ✓ « *Que suivant un scénario fort d'augmentation des gaz à effet de serre (A2), les changements climatiques seraient beaucoup plus marqués avec un réchauffement moyen important (3° à 3,5°C), une forte diminution des pluies estivales (de 20 à 35 %), et des évolutions accentuées de certains extrêmes climatiques. Pour ce scénario, un été sur deux de la fin du siècle serait au moins aussi chaud que l'été 2003* » (Planton, 2008).
- ✓ « *Qu'indépendamment du scénario, il est très probable qu'en été les vagues de chaleur seront à la fois plus fréquentes, plus longues et plus intenses, tandis que les périodes de sécheresse seront plus longues. Il est très probable qu'en hiver le nombre de jours de gel diminuera et que les vagues de froid seront moins fréquentes* » (Planton, 2008).
- ✓ « *Il est probable qu'en hiver les précipitations intenses augmenteront* » (Planton, 2008).
- ✓ À l'échelle régionale, dans la limite des études actuelles, les incertitudes sur les projections de la fin du siècle sont essentiellement dues aux modèles et aux scénarios d'émission, mais la variabilité climatique est une source d'incertitude non négligeable sur les projections des prochaines décennies.

3. Synthèse du positionnement de recherche

La description de mon cheminement scientifique, des temporalités et des données exploitées permet de situer l'apport de mes recherches à visée cognitive et appliquée dans le contexte du changement global (Figures 1.14a). Le domaine de recherche axé sur les climats et le changement climatique contemporain **constitue un enjeu socio-environnemental de premier ordre** pour définir et rendre effective les politiques territoriales visant à promouvoir un développement territorial durable. Celui-ci repose sur deux piliers : l'atténuation et l'adaptation³³.

La question de l'impact du changement climatique contemporain sur les sociétés humaines et singulièrement sur **le milieu géographique de l'eau**, suppose **une oscillation dialectique permanente** entre analyse et synthèse, entre production de savoirs phénoménologiques et action raisonnée. Cette problématique implique d'appréhender la climatologie et l'hydrologie des espaces régionaux et des hydrosystèmes par une **approche intégrative, inductive et multi-disciplinaire**.

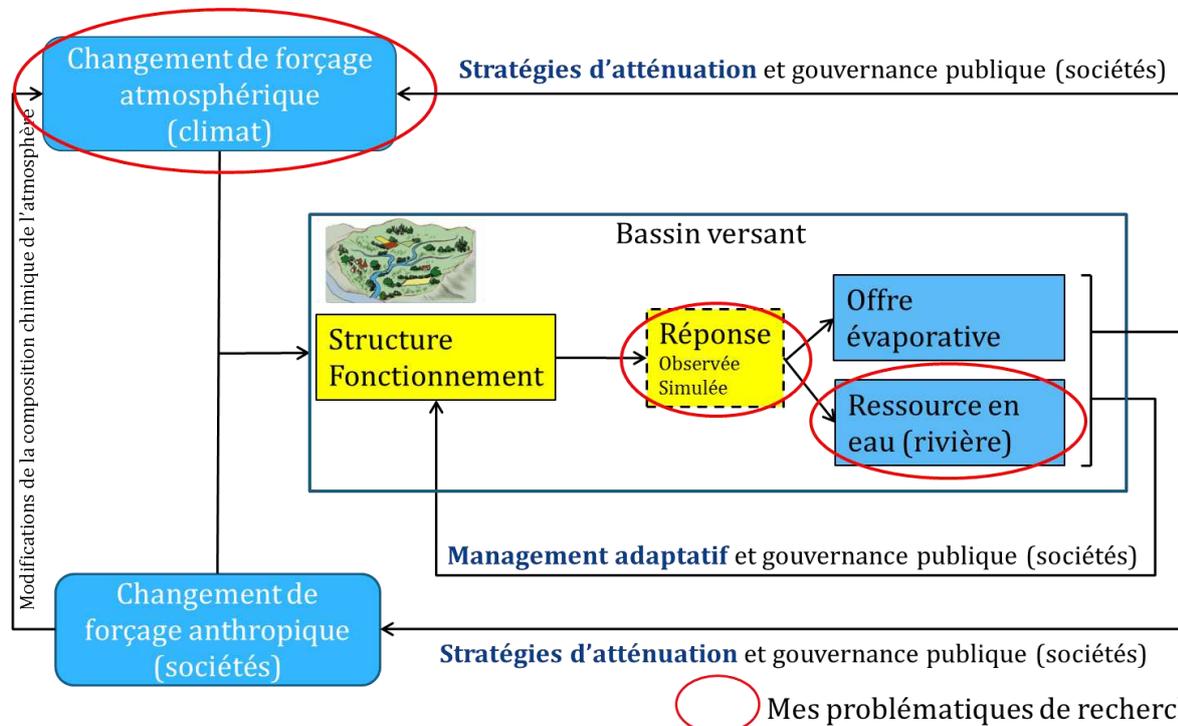


Figure 1.14 a. Contributions au champ de recherche portant sur l'hydrosystème appréhendé dans un contexte de changement global.

Les axes de recherche structurant l'activité de recherche sur le thème du changement climatique contemporain sont présentés sur la Figure 14 b. Les méthodes de travail sont portées en abscisses. La progression est diachronique. Les thématiques de recherche

³³ L'atténuation est « une intervention humaine visant à réduire le forçage anthropique du système climatique ; elle comprend des stratégies visant à réduire les sources et les émissions de gaz à effet de serre et à renforcer les puits de gaz à effet de serre » (GIEC, 2007). L'atténuation est l'anticipation des effets négatifs du changement climatique et l'adoption de mesures appropriées pour prévenir ou empêcher les dommages qu'ils pourraient provoquer. Une action anticipée permettra d'épargner des coûts de réparation ultérieurs. Des stratégies d'adaptation sont nécessaires à tous les échelons de l'administration, du local à l'international. (Commission Européenne, 2008).

sont portées en ordonnées : elles ont été développées au carrefour de la climatologie et de la (géo)statistique. Parmi elles, figure l'analyse de l'incertitude dont l'esprit est bien résumée par cette citation de Sir Francis Bacon dans *The Advancement of Learning* : « *If a man will begin with certainties, he shall end in doubts; but if he will be content to begin with doubts, he shall end in certainties* ».

Celle-ci est fondamentale et à trop souvent été négligé en géographie. Savoir ce qui rend la connaissance de son objet d'étude incertaine, identifier et hiérarchiser les sources d'incertitude est un des objectifs que devrait s'assigner tout chercheur en hydro-climatologie. C'est ce que je me suis efforcé de faire dans le traitement de la question des futurs du climat.

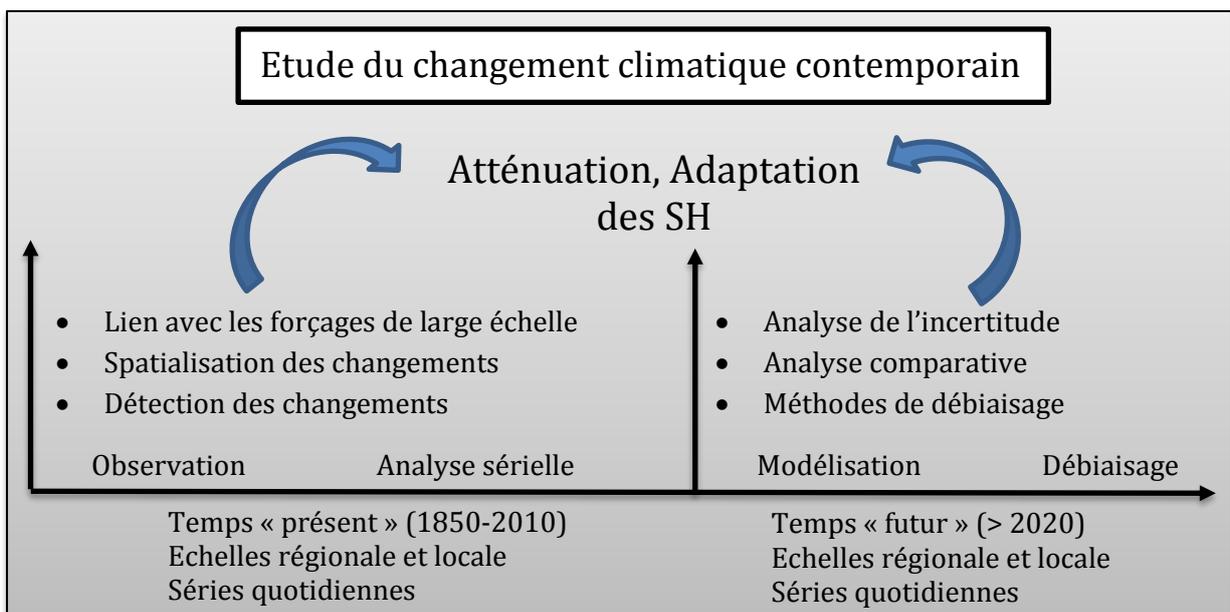


Figure 1.14 b. Axes structurant l'activité de recherche sur la thème du changement climatique contemporain. SH : Sociétés humaines.

Chapitre 2

La régionalisation de la pluie et de l'écoulement

Le géographe hydro-climatologue a pour objet d'étude **l'hydrosystème**. « *Cette portion de l'espace géographique, plus ou moins naturel ou anthropisé, où s'effectue le cycle de l'eau, dans lequel, pour des raisons épistémologiques, les eaux courantes ont la première place de l'étude* » [...]. Du fait de l'évolution de la géographie, qui est à l'origine du terme, l'action anthropique a été introduite pour assimiler l'hydrosystème au milieu géographique de l'eau (Touchart, 2005)³⁵. Les géographes qui figurent parmi les pionniers dans la genèse de ce concept, se sont attelés depuis plusieurs décennies à étudier les aspects physiques et socio-environnementaux de l'hydrosystème.

Ma contribution à l'étude des hydrosystèmes continentaux s'inscrit dans le droit fil des recherches naturalistes, théoriques et quantitativistes menées par certains hydrologues français (B. Ambroise, C. Cosandey, E. Gille, J. Humbert, M. Mietton et d'autres) qui m'ont précédé. Véritables « profilers des rivières », leur approche analytique, expérimentale et modélisatrice de l'hydrosystème vise avant tout à **comprendre la structure et le fonctionnement de l'hydrosystème**, le « milieu géographique de l'eau » pour reprendre l'expression de Touchart (2005). Dans leur appréhension des hydrosystèmes comme dans la mienne, l'aspect sociétal vient ensuite, une fois que la dynamique des flux hydriques, les processus hydrologiques et les chemins de l'eau ont été à peu près cernés, quantifiés, hiérarchiés et régionalisés.

Le principal questionnement qui sous-tend ce second chapitre de cadrage est consacré à **la quantification spatiale** de deux composantes du cycle hydrologique. Il s'agit d'une composante atmosphérique d'une part, le flux de précipitations. Celui-ci représente l'entrée de l'hydrosystème, une variable « de forçage » du bassin-versant disent les physiciens, assurément **une manifestation énergétique à l'interface sol-atmosphère**. La climatologie est donc toujours présente, au service d'un aval continental plus ou moins lointain.

Il s'agit d'autre part de l'écoulement de rivière et de son expression quantitative : le débit. Il représente **la réponse superficielle de l'hydrosystème aux forçages atmosphériques et anthropiques**³⁶: de ce point de vue, l'hydrosystème par son

³⁵ <http://www.hypergeo.eu/spip.php?article313> page consultée le 15/6/2013.

³⁶ Les conditions imposées au bassin-versant sont essentiellement les apports atmosphériques d'eau et d'énergie (Ambroise, 1999).

fonctionnement, se comporte comme **un filtre passe-bas**, capable de transformer un signal discret, la pluie, en un signal continu, le débit.

Composantes majeures du cycle de l'eau, comme je viens de le rappeler, le flux de précipitations et l'écoulement de rivière sont pourtant difficiles à appréhender en tout point de l'espace et *a fortiori* en zone de montagne où **les problèmes d'accessibilité et de représentativité** des mesures ponctuelles péjorent les estimations quantitatives de ces deux variables. Comme l'écrivent Hingray *et al.* (2009) : « Dans de nombreuses régions du monde les réseaux d'observation au sol sont en voie de régression pour des raisons de coût financier et de difficultés d'entretien ». Les pays développés n'échappent pas à cette politique de gestion malthusienne³⁷...

Ainsi, dans le cas du bassin Rhin-Meuse (partie française), qui constitue mon terrain d'étude de prédilection, la régression du réseau de mesure hydrométrique est patente (Figure 1.15). Après avoir connu un essor important dans les années 1990, celui-ci a été réduit de 25 % au cours de la décennie suivante, la densité spatiale de stations redevenant similaire à celle des années 1970. Cette régression affecte non seulement l'effectif de stations de mesure mais aussi la longueur des chroniques de mesure. Celles-ci tendent à devenir de plus en plus courtes traduisant plus de mouvements « browniens » dans la gestion du réseau de mesure.

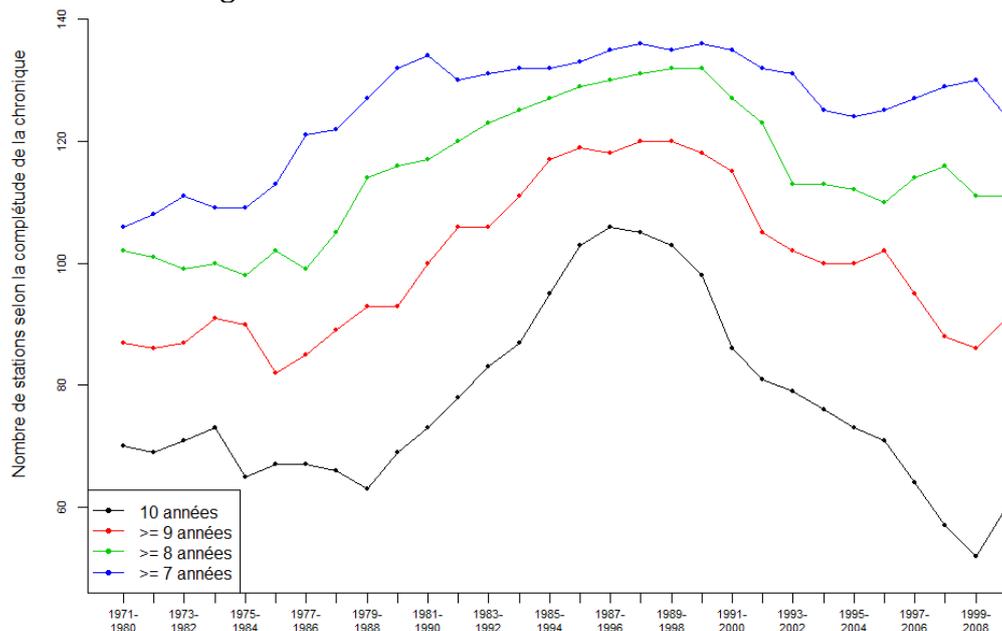


Figure 1.15 Evolution du nombre de stations hydrométriques en fonction de la longueur de chroniques. Bassin Rhin-Meuse (partie française), périodes décennales glissantes de 1971 à 2010 (source des données: banque HYDRO).

La mesure des grandeurs hydro-climatologiques n'ayant pas encore le don d'ubiquité, il est donc fréquent que l'hydro-climatologue **ne dispose pas d'un corpus de données suffisamment étayé** pour effectuer ses analyses hydrologiques ou ses travaux de modélisation. L'hydro-climatologue est alors confronté à trois questions complémentaires :

³⁷ Ou « eugénique » pour reprendre l'expression d'Oudin *et al.* (2008a).

- ✓ Comment estimer ma variable d'intérêt³⁸ au point-cible non instrumenté ?
- ✓ Comment intégrer cette estimation locale à l'échelle d'un bassin-versant ?
- ✓ Comment restituer la variabilité spatiale réelle de ma variable d'intérêt à mon échelle de travail ?

Le deuxième questionnement est celui de l'estimation globale de la variable d'intérêt que l'on peut considérer comme résultant d'une itération bi-dimensionnelle du processus d'estimation locale. **Ce passage d'une information ponctuelle à une information globale** a parfois été assimilé à un transfert d'échelle. Lebel (1991) fait une mise au point à ce sujet et montre qu'il s'agit-là d'une confusion: le passage d'une valeur de pluie mesurée ponctuellement à une valeur sur une surface plus grande³⁹ **ne doit pas être considéré comme un changement d'échelle** mais comme une simple interpolation dans la mesure où « *il existe une continuité statistique entre la valeur mesurée ponctuellement et la valeur moyenne estimée*⁴⁰ ».

Le troisième questionnement ouvre le champ des problématiques sur une interpolation stochastique des champs spatiaux. Alors que le processus d'estimation locale cherche à estimer la valeur de la variable d'intérêt⁴¹ en tout point de l'espace connaissant les données expérimentales, la modélisation stochastique des champs spatiaux cherche à reproduire la variabilité réelle du phénomène étudié par des simulations⁴². En interpolation spatiale, les estimateurs classiques⁴³ **produisent en effet des champs plus réguliers que la variabilité spatiale des données ponctuelles**⁴⁴.

Le triple questionnement énoncé ci-dessus sous-tend de nombreuses problématiques appliquées : la connaissance de la ressource pluviale ou nivale dans des régions peu instrumentées, le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, l'estimation du risque de crue ou d'étiage, le calcul de flux de polluants, la sensibilité des modèles hydrologiques, l'incertitude de prévision, etc. J'ajoute que le processus d'estimation locale ou globale d'une variable d'intérêt ne s'applique pas seulement aux variables d'intérêt à support spatial. Il s'applique aussi dans le temps, puisqu'on peut très bien vouloir prédéterminer ou prévoir la valeur d'une variable d'intérêt hydrologique ou climatologique pour des périodes-cibles non « jaugées » (Coron *et al.*, 2012).

Autre fait important, les calculs d'estimation locale sont sensibles à la densité des mesures disponibles. Ainsi pour une estimation fiable de la pluie de bassin, l'OMM préconise par exemple une surface disponible de 250 km² par poste pluviométrique en zone de montagne (Tableau 1.6).

³⁸ Pluie journalière centennale, crue de projet, débit de crue décennal, QMNA 1/5, paramètre d'un modèle pluie-débit global, courbe des débits classés, etc.

³⁹ Par exemple une pluie de bassin.

⁴⁰ En analyse « objective », la pluie estimée localement dans un bassin est une combinaison linéaire des observations. La pluie moyenne spatiale est donc elle aussi une combinaison linéaire des observations.

⁴¹ La plus probable dans le cas du krigeage...

⁴² Une simulation est une réalisation possible du champ spatial de la variable d'intérêt. Elle peut être ou non conditionnée par les données expérimentales (ou un moment de leur distribution spatiale, comme la moyenne spatiale par exemple). On parle alors de simulations conditionnelles. Celles-ci sont obtenues par génération numérique.

⁴³ Distance pondérée, krigeage, etc.

⁴⁴ Le krigeage produit un effet de lissage. Le variogramme de la surface krigée est plus régulier que celui des données ponctuelles.

Type de terrain	Densité minimale recommandée (surface en km ² par station)
Côtes	900
Montagnes	250
Plaines intérieures	575
Terrains vallonnés	575
Petites îles	25
Régions polaires ou arides	10000

Tableau 1.6. Surface disponible par pluviomètre requise pour construire un réseau de pluviomètres suivant le type de terrain. Extrait de l'OMM (1994), in Valéry (2010).

Ainsi pour le Nord-Est français (~ 50 000 km²) cela représenterait 200 postes pluviométriques, ce qui est déjà considérable. Pour la modélisation pluie-débit, certains auteurs comme Schaake *et al.* (2000) préconisent une densité minimale pour déterminer une pluie de bassin fiable et robuste (Figure 1.16). Néanmoins Andréassian *et al.* (2001) ont montré que ces seuils devaient être modulés en fonction du type de climat forçant le bassin-versant considéré.

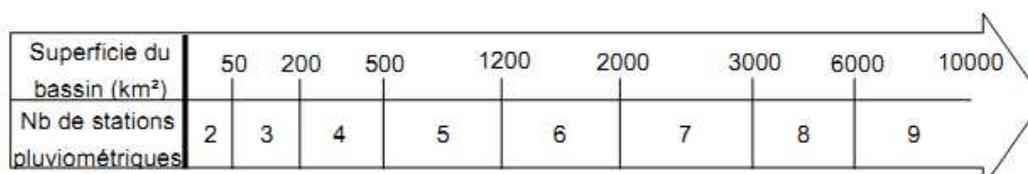


Figure 1.16. Nombre de pluviomètres nécessaires à la modélisation pluie-débit en fonction de la surface du bassin. In Schaake *et al.* (2000).

En guise de jalon final à ce long préambule, il me semble important de préciser les propriétés générales des variables d'intérêt auxquelles je me suis intéressé au gré de mes investigations (Tableau 1.7). En effet, de ces propriétés découlent les caractéristiques des méthodes d'estimation locale qui leur sont potentiellement applicables.

	Débit en rivière	Flux de précipitations
Pas de temps	journalier	journalier à annuel
Météorologie	courantométrie	pluviométrie
Estimation	indirecte	directe
Représentativité	forte à faible	forte à faible
Précision	5-20 %	10-20 %
Continuité spatiale	oui	oui (sauf cas d'intermittence)
Isotropie	non	non
Co-variables	oui	oui
Support spatial de la donnée	aréal	ponctuel

Tableau 1.7. Principales propriétés des variables d'intérêt traités dans ce mémoire.

Ainsi, leur différence de support spatial s'est traduite par **des développements mathématiques spécifiques** prenant en compte ou non l'effet intégrateur du bassin-versant sur la variable d'intérêt.

Mon cheminement scientifique s'inscrit dans le cadre de la problématique de l'estimation locale et globale d'une variable d'intérêt dans le temps et dans l'espace. Au gré de mes pérégrinations de chercheur, mon attention s'est polarisée sur trois variables d'intérêt stratégiques pour l'hydro-climatologie : les précipitations (de l'épisode au cumul annuel), les paramètres d'un modèle pluie-débit global et le débit journalier. Mes apports se situent en hydrologie quantitative et en climatologie spatiale.

1. Qu'est que la régionalisation ?

Les deux variables d'intérêt que j'ai étudiées ont en commun d'être quantifiées à partir d'un nombre limité de points de mesure fixes⁴⁵ ou itinérants. Ceci pose un délicat **problème d'échantillonnage, ce dernier étant souvent insuffisant pour caractériser leur variabilité spatio-temporelle**. Elles ont heureusement la propriété de se déployer dans l'espace en y manifestant une certaine structure⁴⁶, une certaine organisation régionale répondant à un déterminisme⁴⁷ naturel. Il s'agit donc, pour reprendre la terminologie de Matheron (1965), de variables régionalisées⁴⁸.

Leur régionalisation peut donc s'opérer à travers **un processus d'estimation régionale**, qui rend possible la prévision de valeurs inconnues à partir de valeurs mesurées en un certain nombre de sites localisés dans l'espace (Arnaud et Emery, 2000). Pour être complète, la régionalisation de la variable d'intérêt devra intégrer si possible **une simulation stochastique de la variabilité réelle de la variable d'intérêt** que les modèles de régionalisation classiques ont tendance à lisser ou à restituer de façon irréaliste.

1.1. Classification et transfert d'information dans l'espace

Une revue non exhaustive des définitions du terme de régionalisation en hydrologie est donnée par le Tableau 1.8 (He *et al.*, 2011). La variété des définitions proposées reflète la trame méthodologique de la procédure d'estimation régionale. En effet, celle-ci se décline en général en deux étapes visant d'une part à **déterminer des régions hydrologiquement homogènes** et d'autre part à effectuer à l'intérieur de la région hydrologiquement homogène **un transfert de l'information hydrologique d'un point ou bassin-donneur** (ou d'un groupe de points-donneurs) jaugé vers un point-cible (ou **bassin-receveur**) ou un groupe de points-cibles non jaugés.

⁴⁵ Dans un contexte de réduction du nombre de pluviomètres fonctionnant en temps réel, Overeem *et al.* (2012) ont démontré la validité de l'information indirecte apportée par les réseaux d'antenne téléphonique pour spatialiser la pluie sur de courtes périodes de cumul et suivre la trajectoire des systèmes précipitants.

⁴⁶ C'est ce qui rend les deux variables d'intérêt anisotropes.

⁴⁷ Ce déterminisme est à l'origine d'une composante stochastique, aléatoire de la variabilité.

⁴⁸ Fonction numérique qui prend ses valeurs dans une région bien délimitée de l'espace appelée champ. Celles-ci sont corrélées entre elles.

Authors	Term used	Definition
Riggs (1973)	Regional analysis	Extending records in space.
Gottschalk (1985)	Regionalization	Areal classification, the ability to attach to location a label or number which is hydrologically meaningful.
Blöschl and Sivapalan (1995)	Regionalization	Transfer of information from one catchment to another.
Wagener and Wheater (2006)	Regionalization or Spatial generalization	This statistical relationship and the measurable properties of the ungauged catchment that is used to derive estimates of the (local) model parameters.
Young (2006)	Regionalisation	Relating hydrological phenomena to physical and climatic characteristics of a catchment/region.
Oudin et al. (2010)	Regionalization	All methods allowing transfer of hydrological information from gauged to ungauged locations.

Tableau 1.8. Revue de quelques définitions proposées pour définir le terme de régionalisation en hydrologie. *In He et al. (2011).*

En termes très génériques, la régionalisation en hydrologie peut donc se définir ainsi : « **Ensemble des méthodes permettant d'effectuer le transfert d'une information hydrologique d'un point jaugé à un point non jaugé** » (traduit d'Oudin *et al.*, 2010). Cette définition s'applique aussi en climatologie spatiale où la problématique générale est de connaître la valeur de l'information climatique ponctuelle en des points de l'espace non instrumentés (Joly, 2007).

1.2. Une démarche inductive

J'ajouterai, comme corrolaire à la définition du terme de régionalisation en hydroclimatologie, que ma démarche de régionalisation a toujours été inductive. En régionalisation, l'induction consiste, à partir de données existantes, à inférer un modèle d'estimation régionale que l'on peut, sous réserve d'apprentissage (d'aucuns diront de calage), généraliser à d'autres points de l'espace. **C'est donc par induction que j'ai développé des méthodes de régionalisation de mes variables d'intérêt** et non par déduction. En régionalisation de l'hydrogramme journalier, l'application de cette méthode scientifique en régionalisation du débit journalier, supposerait que, par exemple, deux ou plusieurs bassins puissent être strictement identiques : ce n'est évidemment jamais le cas.

2. Us et coutumes en régionalisation

La problématique de la régionalisation en hydrologie a connu un essor particulier au cours de la dernière décennie grâce à une mobilisation de la communauté internationale des hydrologues initiée par l'IAHS. En effet, cette société savante a fait de la prévision sur les bassins non jaugés un axe de recherche prioritaire et un thème fédérateur pour

son animation scientifique. Cette initiative est connue sous l'acronyme PUB⁴⁹ en anglais (Hrachowitz *et al.*, 2013).

2.1. Développement d'un modèle régional

Que ce soit en hydrologie ou en climatologie spatiale, la mise en œuvre d'une procédure de régionalisation se déroule généralement en deux temps :

- ❶ Découpage de la région d'étude en secteurs homogènes eu égard à la variable d'intérêt ;
- ❷ Développement d'une méthode d'estimation locale permettant de régionaliser la variable d'intérêt au sein des secteurs homogènes discrétisant la région d'étude.

La première étape de travail suppose de disposer d'un lot de stations suffisamment dense⁵⁰ et de travailler sur une région suffisamment étendue pour pouvoir identifier des secteurs homogènes et des comportements contrastés. C'est une étape dont j'ai fait l'économie dans mes travaux de régionalisation, préférant tirer partie de la richesse de l'information régionale pour construire un modèle applicable à cette échelle.

La seconde étape implique dans certains cas (régionalisation d'un débit fréquentiel par exemple) des prétraitements statistiques permettant de produire la variable d'intérêt au droit des points de mesure.

Bien que la donnée relative au flux de précipitations et du débit en rivière ait un support spatial différent, ponctuel dans le premier cas, surfacique dans le second, il est possible de classer les modèles régionaux selon la même clé de classification dans les deux cas. Cette clé de classification repose sur **le caractère absolu ou relatif du modèle de régionalisation**.

- ✓ Dans le cas du modèle absolu, la variable d'intérêt au point-cible est estimée par l'équation générale:

$$\hat{Z}_{x_0} = f(Z'_{x_0}) \quad (1)$$

où \hat{Z}_{x_0} désigne l'estimé de la variable d'intérêt au point-cible, f une fonction de transfert⁵¹ et Z'_{x_0} désigne l'observé des variables auxiliaires⁵² explicatives de la variable d'intérêt et disponibles au point-cible x_0 . Les paramètres de la fonction de transfert sont calés sur un lot de points de mesure : **c'est la phase dite d'apprentissage du modèle**.

Dans le cas particulier des modèles déterministes⁵³, la variable d'intérêt est obtenue par résolution des lois de la physique et de la mécanique des fluides et calculée à l'échelle de

⁴⁹ *Prediction in Ungauged basins*.

⁵⁰ Cette contrainte de densité est d'autant plus forte si l'on opte pour une validation du modèle régional de type *split-sample test* (voir § 2.2.1).

⁵¹ Modèle de régression linéaire, etc. Cette fonction de transfert est aussi une fonction de pondération dans la mesure où elle accorde en général un poids variable aux différentes co-variables.

⁵² Co-variables, variables secondaires ou encore variables explicatives.

⁵³ Modèle à base physique distribué pour l'écoulement, modèle de prévision météorologique pour la pluie.

mailles de dimensions variables. Le calcul est alors effectué pas à pas et rattaché à un point de grille représentant le centre de la maille de calcul.

✓ Dans le cas du modèle relatif⁵⁴, la variable d'intérêt au point-cible est estimée selon l'équation générale :

$$\hat{Z}_{x_0} = f(Z'_{x_0}, Z_{x_i-x_0}, Z'_{x_i-x_0}) \quad (2)$$

où \hat{Z}_{x_0} désigne l'estimé de la variable d'intérêt au point-cible, f une fonction de transfert, Z'_{x_0} désigne l'observé des variables auxiliaires corrélées avec la variable d'intérêt et disponibles au point-cible x_0 , $Z_{x_i-x_0}$ l'observé de la variable d'intérêt connu aux points de mesure x_i voisin du point-cible, $Z'_{x_i-x_0}$ l'observé des variables auxiliaires connu aux points de mesure x_i voisin du point-cible. Le voisinage peut être unique, auquel cas tous les points de mesure sont pris en compte lors de l'estimation locale de Z ou glissant lorsque le voisinage change avec le déplacement dans l'espace de x_0 .

Tout comme pour le modèle absolu, les paramètres de la fonction de transfert sont calés sur un lot de points de mesure. L'intérêt du modèle relatif, plus gourmand en données, est de s'appuyer sur un réseau de mesure situé dans le voisinage du point-cible. En géostatistique, le modèle relatif prend en compte explicitement la continuité spatiale de la variable d'intérêt⁵⁵ et des co-variables dans la résolution de la fonction de pondération.

Outre ces deux types de modèles qui peuvent être relativement sophistiqués, il existe aussi des modèles classiques qui consistent à régionaliser la variable d'intérêt en ne prenant en compte que les propriétés géométriques du réseau de mesure (Thiessen, 1911) ou la corrélation simple existant entre les points de mesure (Archfield et Vogel, 2010).

Quel que soit le modèle de régionalisation et si le support spatial de la variable d'intérêt est ponctuel (cas de la pluie), l'estimation locale peut être répétée itérativement sur une grille de points⁵⁶ permettant une estimation globale de la variable d'intérêt à l'échelle d'une entité surfacique comme le bassin-versant. Le déploiement du calcul sur une grille à pas fin garanti que la moyenne arithmétique de l'ensemble des valeurs situées dans le bassin-versant est un estimateur représentatif de la moyenne globale du bassin⁵⁷. Cela corrige au moins en partie le biais induit sur la moyenne globale par l'échantillonnage spatial de la pluie : pour un bassin donné, celui-ci peut être plus dense dans certains secteurs du bassin que dans d'autres.

⁵⁴ Par exemple le co-krigeage co-localisé.

⁵⁵ A travers une fonction de co-variance.

⁵⁶ Celle-ci permet de produire une carte par carroyage à maille carrée ou une carte en isolignes.

⁵⁷ C'est aussi le cas de la méthode des polygones de Thiessen qui ne repose pas sur un carroyage à maille carrée mais une tessellation polygonale de l'espace. Celle-ci accorde peu de poids aux points de mesure proches dans l'espace (dotés d'une faible aire d'influence) et davantage de poids aux points de mesure isolés (dotés d'une grande aire d'influence).

Toutefois, j'ajoute que le calcul explicite de la variable d'intérêt en tout point de l'espace n'est pas strictement nécessaire dès lors que l'intégration spatiale de la variable d'intérêt résulte d'une combinaison linéaire des observations⁵⁸.

2.2. La validation du modèle régional : un jeu à plusieurs variantes

L'objectif de la validation du modèle régional est de juger de sa **fiabilité** et de sa **robustesse**, autrement dit de sa capacité à bien reproduire le comportement de la variable d'intérêt pour des conditions hydrologiques variées voire inconnues dans le temps et dans l'espace. En outre, la procédure de validation permet d'identifier les points-cibles qui 1) mettent en échec le modèle régional⁵⁹ et 2) dont la conservation dans la définition même du modèle régional suscite un questionnement. Quoiqu'il en soit, j'ai mis en œuvre **deux techniques de validation** de mes modèles régionaux impliquant des choix méthodologiques en fonction du volume de données disponibles et de la localisation du point-cible. Elles sont décrites brièvement ci-après.

2.2.1. *Split-sample test*, validation croisée et métriques de l'erreur

Afin d'évaluer la performance et le potentiel de généralisation d'un modèle régional, deux protocoles de validation sont classiquement utilisés :

- ✓ Le premier connu sous le nom de ***split-sample test*** consiste à diviser l'échantillon de points de mesure en deux lots : le premier est utilisé pour l'apprentissage, le second pour la validation du modèle régional.
- ✓ Le second protocole est connu sous le nom de **validation croisée**⁶⁰. Il s'agit d'une méthode de rééchantillonnage également connue sous le nom de *jackknife*. Un ou plusieurs points de mesure sont sortis tour à tour de l'échantillon et considérés comme des points-cibles non instrumentés. L'estimation de la variable d'intérêt au point-cible par une méthode de régionalisation est comparée ensuite à la valeur observée de la variable d'intérêt en ce ou ces mêmes points (Figure 1.17).

Dans le cas où l'échantillon d'observation initial est amputé d'une seule observation, l'estimé de la variable d'intérêt s'écrit :

$$\hat{Z}_{x_0} = f_{n-1}(Z_{-x_0}) \quad (3)$$

où \hat{Z}_{x_0} désigne l'estimation jackknife de la variable d'intérêt au point-cible, f_{n-1} une fonction de transfert appliquée aux $n - 1$ observations, Z_{-x_0} les observations de la variable d'intérêt amputées de celle disponible au point-cible.

Dans les deux cas, j'ai déterminé des **indices quantitatifs** prenant le plus souvent la forme d'un écart quadratique entre estimations et observations. Ces indices

⁵⁸ C'est le cas par exemple de la pluie de bassin ou du gradex des pluies de bassin en hydrologie (Berolo et Laborde, 2005).

⁵⁹ On les qualifie généralement d'horsains ou *outliers* en anglais.

⁶⁰ *Leave-one-out cross validation* en anglais. Lorsque le patrimoine de données le permet, il est préférable d'appliquer le second protocole qui offre l'intérêt de brasser tout l'échantillon de points de mesure à la fois en calage et en validation.

représentent autant de métriques⁶¹ de l'erreur d'estimation empirique (*i.e.* non probabiliste) aux points-cibles. Ils contribuent à quantifier l'incertitude empirique du modèle régional en le plaçant dans les conditions d'un banc d'essai, à l'image d'un véhicule automobile. Ils ont chacun leurs avantages et leurs inconvénients. L'hydroclimatologue peut alors lui faire subir un « crash-test » dans un cadre standardisé facilitant l'inter-comparaison des modèles (Andréassian *et al.*, 2009).

2.2.2. Interpolation spatiale vs. extrapolation spatiale

Ce distinguo peut paraître trivial mais il a son importance dès lors que l'on évoque la question de la fiabilité du modèle régional. En effet, **l'interpolation spatiale** consiste à déployer le processus d'estimation locale de la variable d'intérêt dans un espace bidimensionnel circonscrit par l'enveloppe convexe des points de mesures. **L'extrapolation** consiste à effectuer l'estimation locale de la variable d'intérêt au-delà des frontières du domaine d'échantillonnage, ce qui, *a priori*, rend l'estimation locale de la variable plus incertaine⁶² puisque l'on s'éloigne des sites instrumentés.

En extrapolation, il convient donc de mettre en œuvre un protocole de validation rigoureux des estimations locales qui peut s'appuyer sur une analyse multi-critère exploitant par exemple des informations auxiliaires corrélées avec la variable d'intérêt.

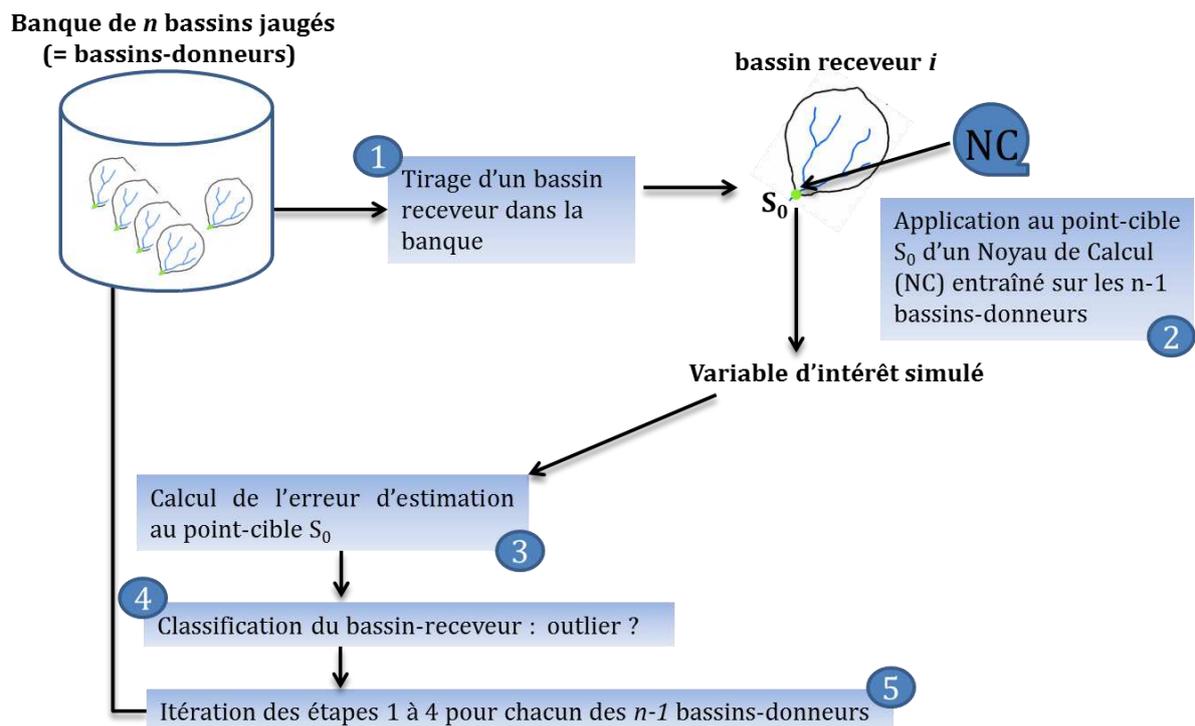


Figure 1.17. Principe et déroulement d'une validation croisée appliquée aux méthodes de régionalisation en hydrologie. NC : noyau de calcul.

⁶¹ Fonctions définissant la distance entre les éléments d'un ensemble.

⁶² En krigeage, l'estimation locale tend alors vers la moyenne spatiale jugée comme l'estimation la plus probable et la variance de krigeage augmente puisque le point-cible s'éloigne des sites de mesure.

2.3. Incertitude théorique du modèle régional : de la recherche à l'opérationnel

L'incertitude théorique d'une estimation locale résulte de l'addition de **plusieurs sources d'incertitude** qui ont trait aux données d'entrée du modèle, à sa structure, aux paramètres de calage. Celle du modèle régional est double : lorsqu'une discrétisation en groupes homogènes est opérée, elle réside dans le groupe d'appartenance d'un individu (poste climatologique ou bassin jaugé). Dans tous les cas, elle réside dans le modèle régional utilisé pour spatialiser la variable d'intérêt. On peut considérer que l'incertitude théorique du modèle régional représente une erreur d'estimation théorique ou variance d'extension pour reprendre la terminologie employée en analyse objective (Lebel, 1991). Dans le cas du modèle de régionalisation relatif, l'équation (2) devient alors :

$$\hat{Z}_{x_0} = f(Z'_{x_0}, Z_{x_i-x_0}, Z'_{x_i-x_0}) + \varepsilon_{x_0} \quad (4)$$

où ε_{x_0} désigne l'erreur théorique d'estimation au point-cible x_0 .

Sa prise en compte permet de quantifier la marge d'erreur entourant la valeur vraie de la variable d'intérêt que l'on ne connaît pas. L'existence de cette marge d'erreur postule la possibilité pour le modèle régional de produire plusieurs estimations locales au même point-cible et non une seule comme cela est généralement le cas. De nombreuses méthodes existent pour quantifier l'incertitude théorique qui entache l'estimation produite par un modèle. Un débat a eu lieu récemment dans la communauté des hydrologues-modélisateurs sur le fait que **l'incertitude théorique en modélisation hydrologique est parfois surestimée et que cela contribue à décrédibiliser les modèles hydrologiques auprès des praticiens**, ceux qui les utilisent pour répondre à des besoins opérationnels.

Or qu'est-ce qui intéresse le praticien ? Est-ce la quantification de l'incertitude théorique, probabiliste, la connaissance et la hiérarchisation des différentes sources d'incertitude du modèle ? Ces questions sont d'un intérêt secondaire pour lui... Ce qui l'intéresse au premier chef, c'est de connaître **la dispersion des erreurs** que peut produire un modèle une fois qu'il a été testé **sur une large gamme de points-cibles**, autrement dit en **confrontant modèle et terrain**.

C'est de cette interaction « terrain-modèle » que découlera une estimation de l'incertitude réelle du modèle, une incertitude que l'on peut qualifier d'empirique par opposition à l'incertitude théorique. Dans certains cas, **l'incertitude empirique** peut s'avérer supérieure à l'incertitude théorique du modèle estimée à partir de méthodes bayésiennes (Andréassian *et al.*, 2007). Seule l'incertitude empirique permet *in fine*, de poser un diagnostic sur la précision du modèle régional.

Ce constat milite en faveur du développement de modèles régionaux qui soient aussi génériques que possibles (et non « cousus mains ») et testés dans des conditions de terrain aussi « versatiles » que possible : **le modèle régional** résultant d'un processus d'apprentissage, il est donc **évolutif**. Sa robustesse peut être améliorée en prenant en compte des cas où il échoue dans l'estimation locale de la variable d'intérêt. Le modélisateur se doit alors par éthique scientifique, de rechercher les causes de ces échecs et proposer des pistes d'amélioration de son modèle régional.

Voilà ce qui sera de nature à crédibiliser le modèle régional auprès du praticien. C'est cette **approche pragmatique** que j'ai adoptée pour valider les modèles régionaux développés et testés dans le cadre de mes travaux de régionalisation en les soumettant à des procédures de *split sample test* et de validation croisée **où sont confrontés terrain et modèle**.

3. Que peut-on faire d'une mesure occasionnelle de la variable d'intérêt ?

En général, les paramètres des modèles régionaux sont définis à partir de données mesurées en continu ou d'une information spatiale mesurant indirectement la variable d'intérêt (*e.g.* les lames d'eau radar). Mais l'évolution des techniques de mesure notamment en hydrométrie, laisse entrevoir la possibilité d'effectuer **des mesures ponctuelles** du débit avec une praticité et une rapidité d'exécution qui n'existaient pas avant, pour peu que ces appareils de mesure⁶³ soient bien étalonnés...

Les points non instrumentés du domaine d'étude⁶⁴ pourraient donc faire l'objet de mesures ponctuelles, volantes, épisodiques qui, en fournissant une connaissance minimale de la variable d'intérêt en ces points permettrait d'améliorer le processus d'apprentissage et donc *in fine* la fiabilité, la robustesse et la précision du modèle régional.

Ceci soulève pour moi un double questionnement :

- ✓ Quelles sont les mesures « ponctuelles⁶⁵ » les plus rentables, *i.e.* les plus informatives pour régionaliser ma variable d'intérêt ?
- ✓ Plus généralement, quelle stratégie d'échantillonnage de la variable d'intérêt faut-il que je mette en œuvre pour conditionner le modèle régional, améliorer la définition de ses paramètres et réduire les erreurs d'estimation (probabiliste et empirique) de la variable d'intérêt au point-cible ?

En hydrologie, une certaine guidance est en train d'émerger à ce sujet à la faveur de tests effectués sur de larges échantillons de bassins (*e.g.* Rojas-Serna *et al.*, 2006 ; Winsemius *et al.*, 2009).

En climatologie spatiale, l'enjeu est certainement moins de rechercher une estimation parfaite de la pluie météorologique en un point de l'espace ou de sa moyenne sur un domaine spatial que de savoir réellement ce qui pénètre dans le sol, donc d'estimer la pluie efficace (ou dite « hydrologique » en hydrologie). Certaines mesures ponctuelles peuvent rendre compte de cette différence et permettre une correction des pluies météorologiques ponctuelles, notamment des mesures de pluie effectuées à l'aide de pluviomètres à surface inclinée (Faurès *et al.*, 1995) ou des hauteurs de neige en zone de montagne (*e.g.* Perrin, 1991). **Les protocoles de mesure** mis en place lors de ces études

⁶³ C'est le cas par exemple de la radar-météorologie ou de l'ADCP en hydrométrie.

⁶⁴ Le réseau hydrographique en hydrologie.

⁶⁵ Une mesure « ponctuelle » ou épisodique se définit comme une mesure effectuée sur un point non instrumenté de l'espace en un court laps de temps (de l'instantané à l'épisode). Elle peut devenir récurrente à la faveur de campagnes de mesures (a) périodiques.

expérimentales sont néanmoins **difficilement généralisables** à un grand nombre de bassins. Une solution alternative doit donc être trouvée.

Au total, mes travaux de recherche se sont articulés autour du développement et de l'analyse comparative de modèles de régionalisation relatifs. Pour cela, il a fallu en outre rechercher les liens statistiques pouvant exister entre la variable d'intérêt et des facteurs géographiques à l'origine de sa structuration dans l'espace.

J'ai également recherché des voies simples de quantification de l'incertitude du modèle régional permettant d'estimer la marge d'erreur associée à l'estimation quantitative de la variable d'intérêt au point-cible. La prise en compte de mesures ponctuelles de la variable d'intérêt a fait l'objet d'un de mes axes de recherche en régionalisation des débits journaliers.

4. Régionaliser : dans quel but ?

La question de la fonction utilitaire de la recherche fondamentale est souvent posée. Ma thématique de recherche n'échappe pas à cette interpellation : régionaliser oui, mais dans quel but ? Il y a bien sûr l'objectif de trouver des réponses à des interrogations qui concernent les fondements d'une discipline. Mais la tâche du chercheur est aussi de rendre ses recherches appliquées (je dirai même : applicables !), de déboucher sur des outils, des méthodes, des concepts opératoires contribuant, directement ou indirectement, **au bien commun et à un développement harmonieux des relations sociétés-environnement.**

Mes partenariats de recherche se sont noués avec des institutions publiques ou des gestionnaires dont les missions relèvent non pas de la recherche fondamentale mais de l'administration d'un territoire, d'un bien commun, d'un patrimoine tel que l'eau par exemple. Ces partenaires attendent des instituts de recherche un diagnostic scientifique sur une problématique donnée, une exploration de pistes de recherches inédites mais aussi (et peut-être surtout) **un transfert « indolore » des outils et des méthodes développés à l'Université dans leurs propres services d'étude et de valorisation des données.**

Un « bon » modèle se jugerait ainsi, *in fine*, moins par ses performances de calcul que par son ergonomie et sa praticité... Toujours est-il que mon offre de recherche dans le domaine de la régionalisation a été l'occasion de proposer au bailleur une phase de projet consacrée au développement **d'outils d'hydro-informatique simples, ouverts et flexibles** destinés à automatiser les chaînes de calcul et assister par des outils opérationnels les agents publics dans la réalisation de leur mission de service public.

5. Synthèse du positionnement de recherche

À l'issue de cette réflexion distanciée sur mon parcours de recherche en régionalisation de la pluie et de l'écoulement, que faut-il retenir ? Que la régionalisation est une science éminemment géographique qui, **partant de l'observation et d'un effort de théorisation, cherche à identifier des similitudes de comportement, des combinatoires de variables permettant de prévoir ou prédeterminer, à partir ou**

non de l'information géographique, une information hydrologique ou climatologique là où elle n'existe pas ou que partiellement.

Elle contribue donc largement à la quantification spatiale de la ressource en eau et à une meilleure perception bi-dimensionnelle des hydrosystèmes, dont elle est l'un des piliers majeurs. Elle s'appuie sur une démarche méthodologique inductive qui vise à offrir un cadre rigoureux à l'évaluation des modèles de régionalisation reposant sur des critères de stabilité, de robustesse, de fiabilité et de généralité (Figure 1.18a).

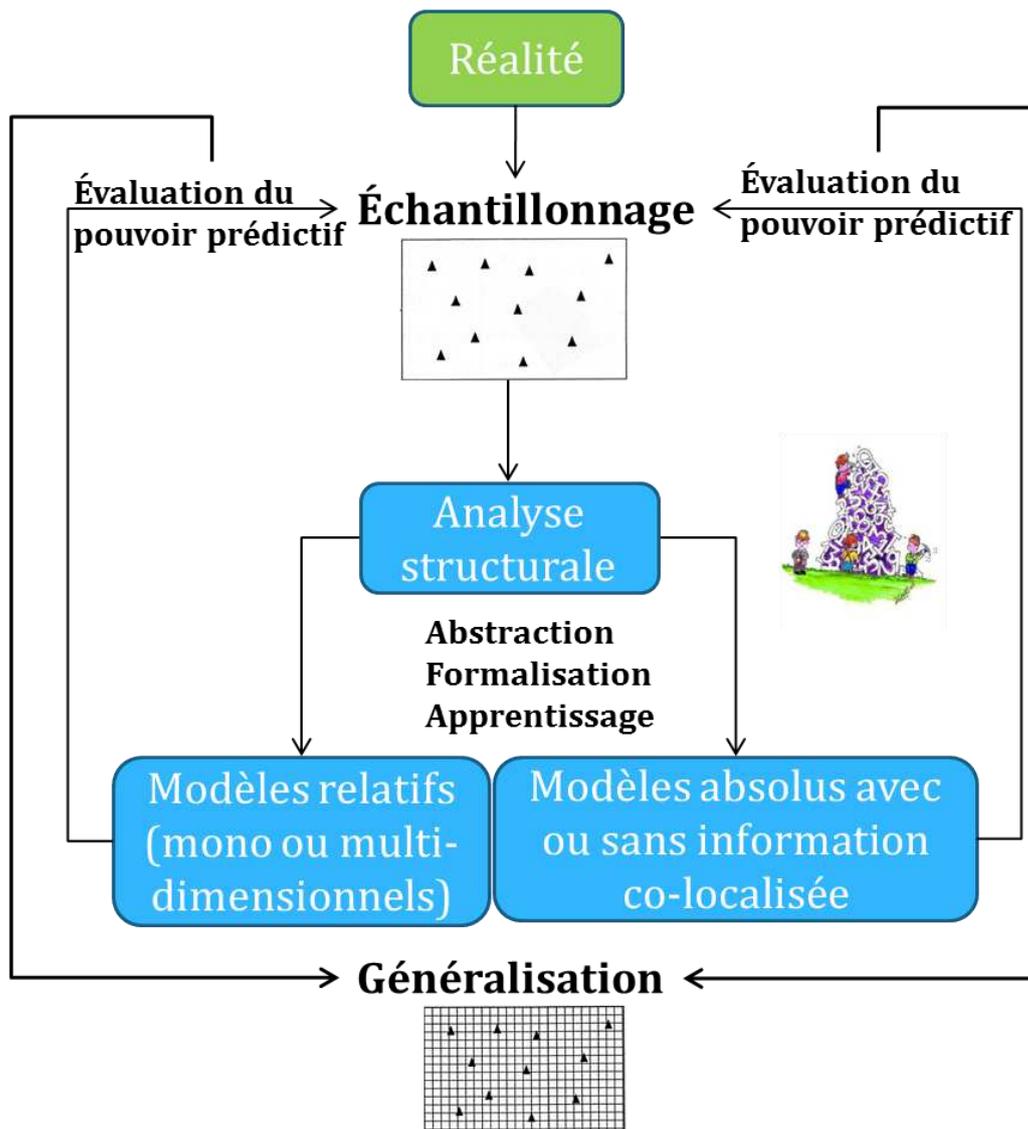


Figure 1.18a. Quantification spatiale des flux hydrologiques par une démarche méthodologique inductive.

La Figure 1.18b retrace le croisement entre les thématiques, les outils, les méthodes et les données que j'ai mobilisés pour faire avancer la recherche dans ce domaine. L'axe thématique retrace le sens d'évolution de la recherche: **le modèle régional est testé, évalué, contrôlé avant toute « banalisation » des calculs.**

Celle-ci n'intervient qu'après l'étape d'évaluation et favorise la décroissance du modèle régional le plus souvent dans le cadre du développement d'un applicatif

informatique et d'un portage vers des gestionnaires de l'eau. L'axe méthodologique est également orienté: le cheminement part de l'analyse de données pour aboutir à l'analyse d'incertitudes en passant par l'interpolation spatiale, l'analyse comparative et la modélisation.

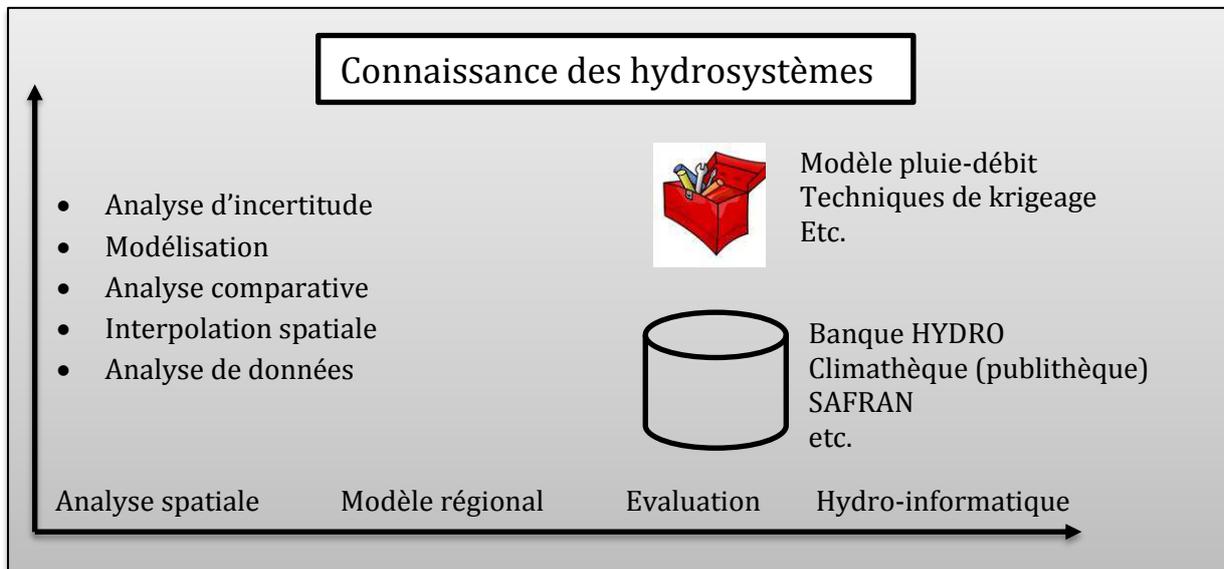


Figure 1.18b. Axes structurant l'activité de recherche sur le thème de la régionalisation des flux hydrologiques (précipitations et débit dans les cours d'eau).

Chapitre 3

Cadre géographique, réseaux d'observation, patrimoine de données

Mon premier « *mano a mano* » avec le terrain remonte à mon mémoire de maîtrise de géographie physique. Je devais alors établir des bilans hydriques stationnels en plaine d'Alsace pour valider un modèle hydrogéologique de recharge de la nappe phréatique rhénane. Pour cela, il a fallu instrumenter des sites, collecter des données, effectuer des tournées de terrain hebdomadaires. J'ai alors vécu mes premières « galères » d'arpenteur de terrain⁶⁶. Avec le recul, cette première expérience de terrain m'a permis **de capitaliser une expérience *in vivo* de la géographie physique indissociable des apprentissages *in vitro* que j'avais connus jusqu'alors**. Je connais le « prix » d'une donnée acquise dans des conditions météorologiques capricieuses, la précision modeste d'une mesure *in situ*...

Mes avatars de jeune géographe « expérimentaliste » m'ont un peu éloigné du terrain ensuite en raison notamment **de la dimension des espaces auxquels je me suis intéressé et du gisement de données** dont il regorgeait déjà, édifié à partir de strates d'observations, de mesures et de connaissances accumulées par mes prédécesseurs.

C'est donc avec beaucoup d'humilité que j'aborde la rédaction de ce chapitre, pleinement conscient que **la faisabilité de mes recherches est au bénéfice des réseaux de mesure et des données** qu'ils génèrent en routine. Je me dois de rendre hommage ici à tous les métrologues, observateurs passionnés, gestionnaires de réseaux de mesure et de base de données qui ont accepté de mettre à ma disposition (le plus souvent gracieusement) des centaines de milliers, que dis-je plusieurs millions de données soumises ensuite au crible des procédures de prétraitement permettant de « *dégager de la gangue des données le pur diamant de la véridique nature*⁶⁷ ». Leur tâche est immense (travail de soutier !) souvent ingrate mais les données qu'ils produisent sont **d'une valeur patrimoniale et scientifique considérable pour le chercheur en fouille de données (*data mining*), le modélisateur ou l'utilisateur de modèle(s) que je suis**.

⁶⁶ Appareillage en panne, enlèvement, etc.

⁶⁷ Benzécri (1973) *in* Saporta (2006).

1. Le bassin Rhin-Meuse

1.1. Un territoire sous-continentale européen

Replacés à une échelle semi-continentale, mes travaux de recherche ont la particularité de présenter **une unicité d'espace**. Mon « terrain d'entraînement » unique se situe **en Europe rhénane**, dans les frontières des bassins hydrographiques du Rhin et de la Meuse dont l'association représente un territoire européen d'une superficie d'environ 220 000 km². Seul le bassin de la Meuse a été appréhendé de façon globale, mon approche du bassin rhénan étant plus parcellaire (Figure 1.19).

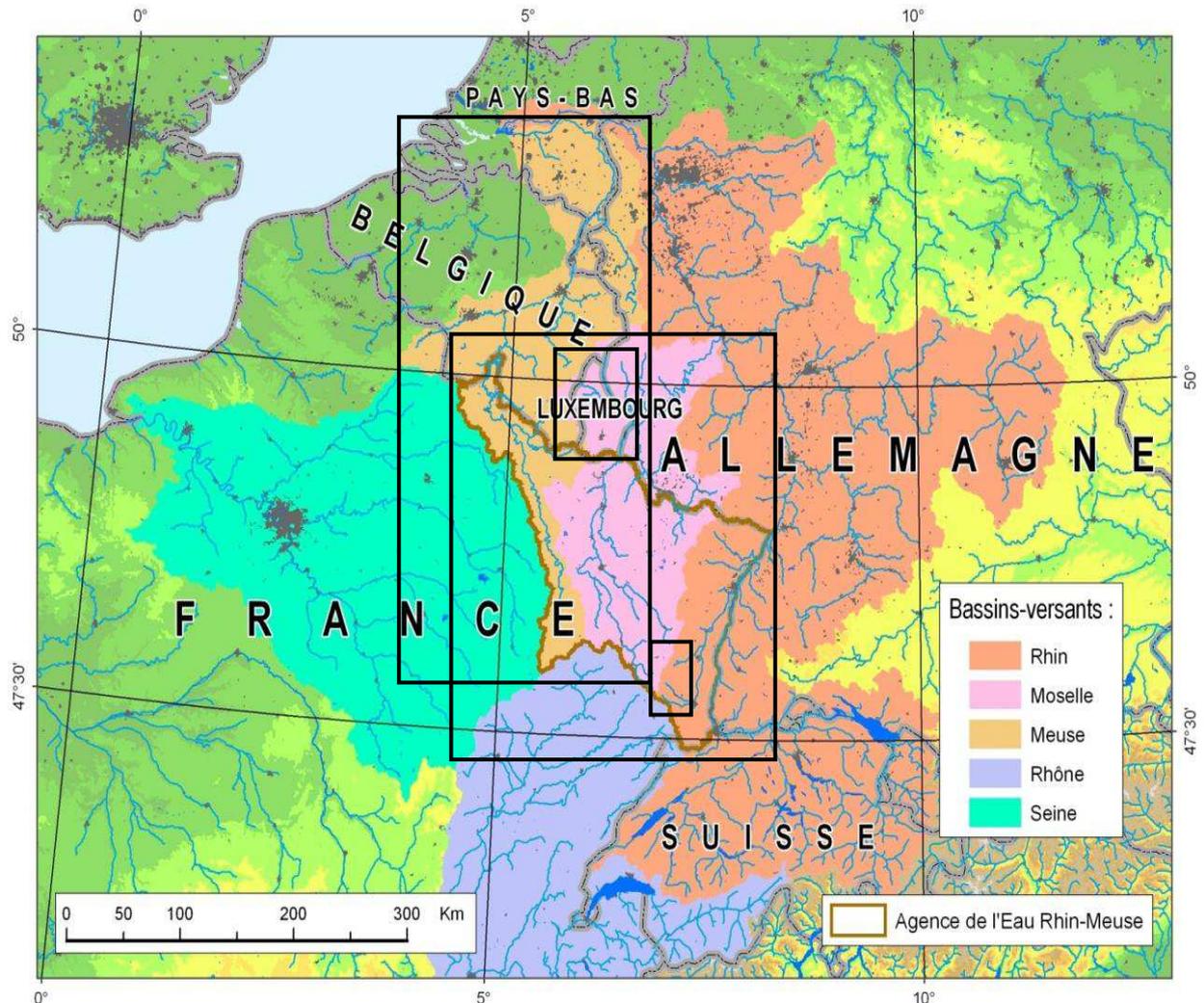


Figure 1.19. Contexte hydrographique des recherches.
Les rectangles noirs délimitent grossièrement leur périmètre géographique.

Ce sont les étapes de mon parcours de recherche qui en ont décidé ainsi. **Mon expertise scientifique et mon expérience collaborative se sont surtout construites à partir de coopérations locales, régionales ou transnationales** concernant un bassin limitrophe (la Meuse) ou des sous-affluents du Rhin (*e.g.* la Sûre). La polarisation de mes travaux de recherche par cet espace obéit à une autre logique : c'est dans cet espace que les étudiants s'insèrent préférentiellement sur le plan professionnel... et que j'ai

bénéficié le plus du fonds de connaissances géographiques accumulés par mon laboratoire de rattachement depuis 2005, (feu) le CEGUM⁶⁸.

1.2. ...aux enjeux de l'eau multiples

Les enjeux de gestion de l'eau qui concernent le bassin Rhin-Meuse sont multiples. À titre d'exemple, je reprends ci-dessous un tableau tiré du document de consultation publique adopté le 22 juin 2012 par le comité de bassin Rhin-Meuse. **Ce tableau recense les enjeux de l'eau pour les districts Rhin et Meuse.** Ceux-ci vont orienter les thèmes qui sous-tendent la construction des SDAGE⁶⁹ Rhin et Meuse qui, dans le cadre de la DCE⁷⁰, doivent être révisés pour la période 2016-2021. Il est intéressant de relever que **le changement climatique est recensé comme un enjeu prioritaire**, dit d'anticipation, transversal à l'ensemble des thèmes servant à la construction des SDAGE.

	Thèmes					
	Eau et santé	Eau et pollution	Eau, nature et biodiversité	Eau et rareté	Eau et aménagement du territoire	Eau et gouvernance
Mieux vaut prévenir que guérir	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Le changement climatique, un enjeu d'anticipation		✓	✓	✓	✓	✓
La place de l'eau dans l'aménagement du territoire	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Renforcer la coopération entre les pays qui partagent l'eau du Rhin et de la Meuse	✓	✓	✓	✓		✓
L'information et la participation du public et des acteurs : un enjeu à part entière	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Retrouver les équilibres écologiques		✓	✓	✓	✓	
Éliminer les substances dangereuses pour l'eau et l'environnement	✓	✓				
Pollution diffuse : favoriser les pratiques compatibles avec la protection durable des ressources en eau et des milieux naturels aquatiques	✓	✓	✓		✓	
Pollution urbaine : optimiser le rapport coût/efficacité et s'accorder sur des priorités dans une vision partagée entre les acteurs		✓			✓	✓
Valider les bonnes solutions pour l'avenir	✓	✓	✓		✓	
Économiser la ressource	✓			✓	✓	✓
Un prix de l'eau maîtrisé et des contributions plus équilibrées	✓	✓	✓	✓		✓

Tableau 1.9. Les enjeux de l'eau pour les districts Rhin et Meuse Partie française soumis à la consultation du 1^{er} novembre 2012 au 30 avril 2013. Document consultable sur http://www.eau2015-rhin-meuse.fr/dce/site/documents_bassin_rm.php.

⁶⁸ Devenu LOTERR.

⁶⁹ Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux.

⁷⁰ Directive Cadre Européenne sur l'Eau.

Un autre enjeu de l'eau figurant dans le Tableau 1.9 réside dans le renforcement de la coopération entre les pays. **Le bassin Rhin-Meuse est transfrontalier : l'eau est une ressource partagée par les pays qui le constituent.**

C'est donc à une **géographie appliquée et transfrontalière de l'écoulement et du changement climatique d'une partie de l'Europe rhénane et mosane** que j'ai contribué par mes travaux de recherche. Cette géographie n'a pas cherché à décrire les grands régimes hydrologiques ou climatiques ni à les expliquer sur un mode monographique. D'autres géographes hydrologues ou climatologues l'ont fait avant moi (*e.g.* Frécaut, 1983). C'est plutôt à **l'étude de la variabilité temporelle et à l'analyse spatiale de l'écoulement et du climat au sein d'un espace régional** que je me suis attaché...sans négliger les incidences que cela pouvait avoir en termes de gestion intégrée du bassin-versant et de stratégies de coopération transnationale.

1.3. Un continuum d'observations

Cette géographie de l'écoulement et du changement climatique s'est contruite à partir de réseaux d'observation implantés dans le Nord-Est français et dans les pays limitrophes (Allemagne, Belgique, Grand-Duché de Luxembourg). Ils délimitent une portion de l'espace rhéno-mosan comprise *grosso modo* entre les villes de Bâle en Suisse au sud et de Coblenze en Allemagne au nord. De densité variable et s'amenuisant lorsque l'on remonte le fil du temps, **ces réseaux d'observation garantissent un continuum de mesure dans l'espace rhéno-mosan depuis plusieurs décennies.**

Cette continuité de l'infrastructure de mesure se double heureusement **d'un accès partagé aux données**⁷¹. En la matière, les frontières existant au sein du bassin Rhin-Meuse **n'ont jamais constitué pour moi des barrières, des limites séparatives.** Les échanges de données ont pu se faire gracieusement ou presque, dans le cadre d'accords non commerciaux régie par les droits d'usage habituels.

2. L'observation du climat

C'est dans une optique d'inventaire que se structure la suite de ce chapitre qui vise à présenter les différentes sources et bases de données climatologiques qui ont grandement contribué à la faisabilité de mon travail de recherche depuis le début de mon doctorat.

⁷¹ Les modalités de collecte des données climatiques sont susceptibles de varier dans un contexte transfrontalier en dépit des normes imposées par l'OMM. Pour les précipitations, l'heure de relevé du cumul pluviométrique journalier est *quasi* uniforme sur la zone d'étude. Les relevés s'effectuent à 6 h TU à l'exception des postes climatologiques et pluviométriques allemands, dont la mesure a été réalisée à 6h30 TU jusqu'en avril 2001 (source : <http://www.dwd.de/>). Ce léger décalage temporel n'influence guère les totaux journaliers ni les hauteurs de précipitations mensuelles. D'une façon générale, les hauteurs de pluie lues le jour j sont attribuées au jour j-1. Notons que la transcription des données ne s'effectue pas nécessairement de la même manière dans les différents services météorologiques. Ainsi, par exemple, l'horodatage de la base de données ASTA est décalé d'un jour. Dans les annuaires météorologiques de l'ASTA, les cumuls pluviométriques sont donc attribués au jour j.

2.1. Lieux d'observation anciens et longues chroniques

Bien qu'ayant exploité quelques données paléo-climatiques pour replacer trois événements météorologiques extrêmes récents dans un cadre temporel séculaire (31-Drogue *et al.*, 2008), les plus anciennes données instrumentales que j'ai analysées datent de 1838. On peut donc considérer qu'elles sont pré-industrielles. Elles sont l'œuvre de N. Bodson, observateur météorologique luxembourgeois dont les registres mensuels ont été conservés intacts (Lahr, 1950).

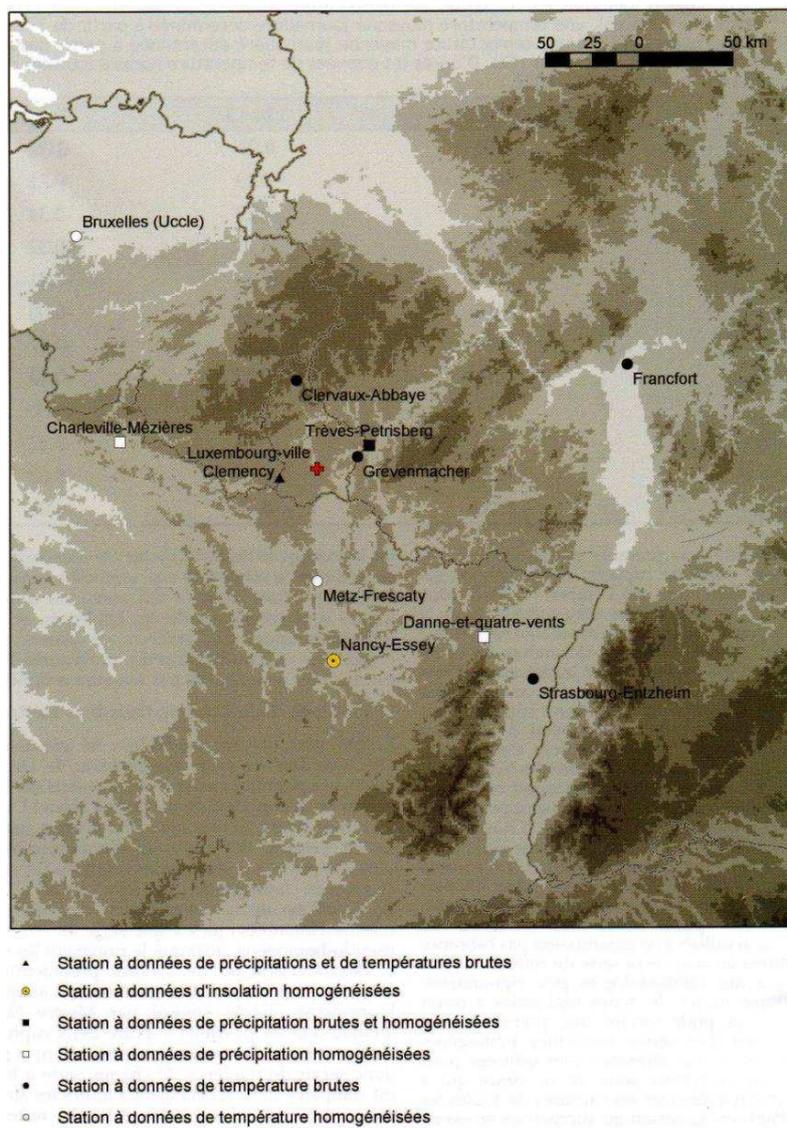


Figure 1.20. Réseau de stations de mesure historiques disponibles dans l'espace rhéno-mosan français de Bâle à Coblenz.

In 16-Drogue *et al.* (2005).

Ces mesures de température de l'air étaient « artisanales »⁷², ce qui n'a rien de péjoratif dans mon esprit. Elles se faisaient à la faveur d'un thermomètre à mercure gradué en

⁷² Formulées à l'égard de la mesure de la température de l'air, les premières normes ne sont apparues qu'en 1873 sous l'impulsion de la Royal Meteorological Society et dans la plupart des pays, les mesures instrumentales n'ont réellement commencé que dans les années 1860. Mestre (2000) signale qu'en

degrés Réaumur sans abri météorologique. Les relevés étaient effectués trois fois par jour.

Quel crédit accorder à ces données thermométriques lorsque l'on souhaite établir la climatologie historique d'un lieu ? **C'est tout l'enjeu de la reconstitution de séries climatiques homogènes qui garantissent la comparabilité des périodes de mesure dans le temps et retracent l'évolution climatique réelle.** Pour gagner en objectivité dans la démarche de validation des mesures anciennes non normalisées, j'ai recouru à des stations climatologiques synoptiques offrant de longues séries de mesure fiables situées à une distance raisonnable de mon lieu d'étude pour garantir une certaine similitude climatique⁷³ (Figure 1.20).

Les séries climatiques mesurées par ces stations m'ont non seulement permis de corriger ou combler les longues séries brutes luxembourgeoises (16-Drogue *et al.*, 2005) mais également, plus tard, de documenter la variabilité temporelle du climat lorrain depuis la Révolution Industrielle.

2.2. Les séries climatiques contemporaines

Leur traitement m'a permis d'appréhender les aspects annuels et décennaux de l'évolution climatique qui a affecté la partie française du bassin Rhin-Meuse et ses espaces bordiers depuis la seconde guerre mondiale (SGM). Deux variables climatiques sont concernées : **les hauteurs de précipitations et la température de l'air.** L'inventaire présenté pour le suivi de la température de l'air n'est pas exhaustif. Il manque notamment le réseau mobilisé pour documenter finement les épisodes caniculaires de juin et août 2003 (17-Drogue *et al.*, 2005).

2.2.1. L'espace transfrontalier rhéno-mosan (de Bâle à Coblenche)

Le territoire d'environ 100 000 km² est couvert par 95 postes d'observation pluviométrique dont 13 appartiennent à des parcs synoptiques (Figure 1.21). Je rattache ce territoire aux bassins hydrographiques du Rhin et de la Meuse pour en faciliter le repérage bien que ceux-ci soient d'une extension plus vaste que la région d'étude. Les postes pluviométriques se répartissent essentiellement entre la Haute-Belgique, le Luxembourg, la Rhénanie-Palatinat, le Baden-Wurtemberg et le Nord-Est français (de l'est du Bassin parisien à la plaine d'Alsace).

France, il a fallu attendre la deuxième moitié du XIX^e siècle pour que le pays se dote d'un réseau climatologique dense et exploitable, sous l'impulsion d'Urbain Le Verrier.

⁷³ La température de l'air moyenne mensuelle ou annuelle est une variable conservative (*i.e.* autocorrélée) sur de grandes distances.

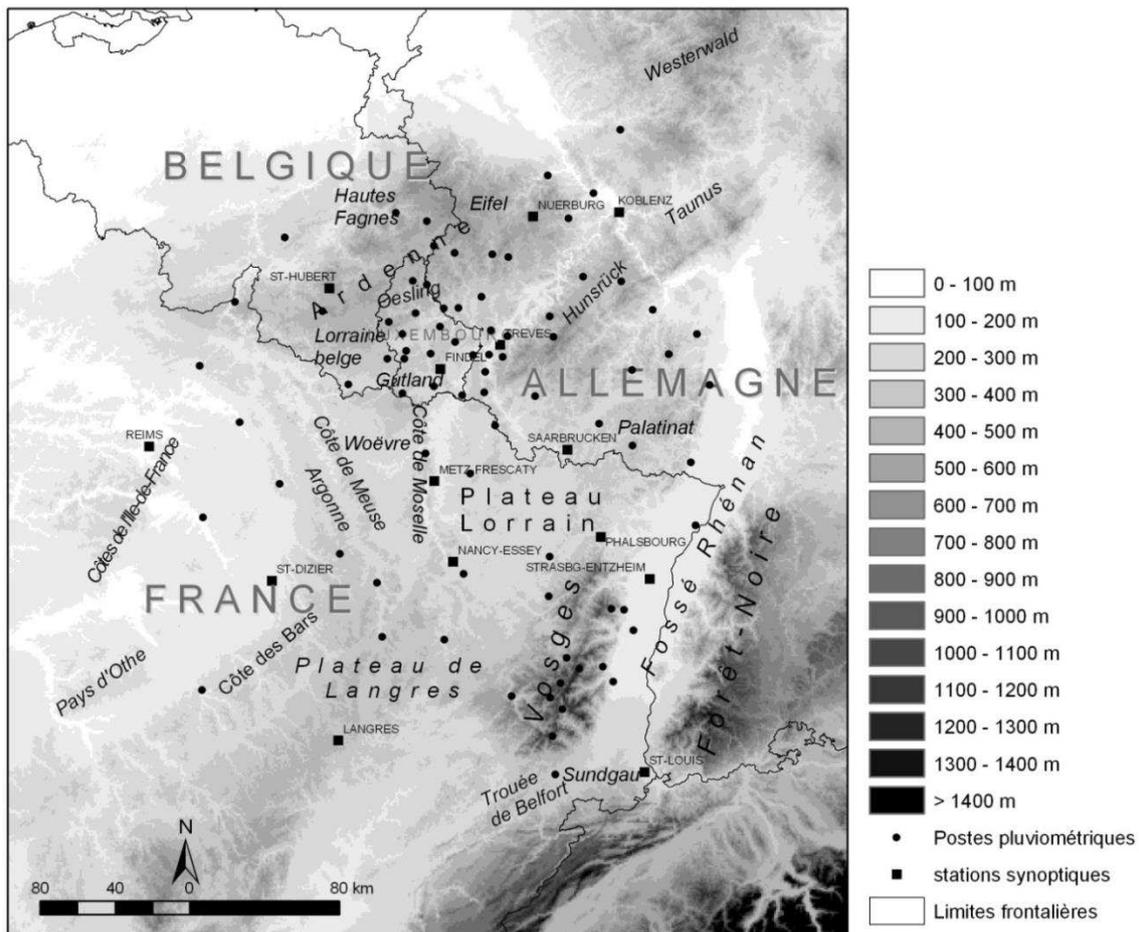


Figure 1.21. Stations pluviométriques, régions naturelles et principales unités topographiques dans l'espace transfrontalier rhéno-mosan (de Bâle à Coblenz). Période postérieure à la SGM.

Les séries de précipitations quotidiennes transfrontalières s'étendent de 1954 à 2002 (6-Drogue *et al.*, 2006; 2-Drogue et François, à paraître). **L'information pluviométrique représente environ 4500 années-stations**⁷⁴.

2.2.2. Le Grand-Duché de Luxembourg

Le territoire couvert par le corpus de données n'excède pas 2500 km². Les données consignées dans les annuaires hydro-climatologiques de l'administration des services techniques de l'agriculture (ASTA) m'ont permis de réaliser **une étude fine de l'évolution des températures de l'air minimales et maximales mensuelles** (7-Drogue *et al.*, 2005). Ces données ont été mesurées en quelques sites qui se distribuent majoritairement dans le sud et l'est du Luxembourg (région du Gutland) comme l'atteste la Figure 1.22. Les séries chronologiques couvrent la seconde moitié du XX^e siècle.

⁷⁴ Les séries quotidiennes de précipitation ont été collectées auprès de différents services météorologiques nationaux : Météo-France *via* la publithèque (anciennement Climathèque), le Service Météorologique de l'Aéroport et l'Administration des Services Techniques de l'Agriculture du Luxembourg, le Deutscher Wetterdienst, l'Institut Royal Météorologique de Belgique.

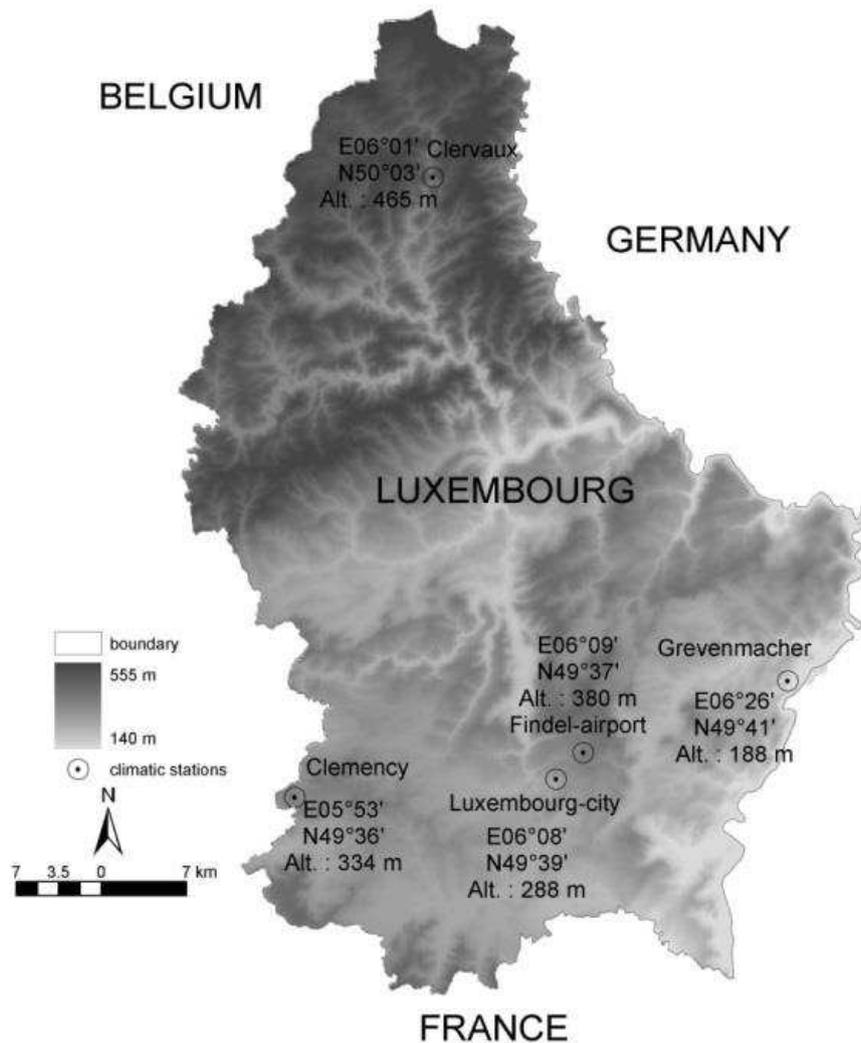


Figure 1.22. Stations de mesure thermométriques du Grand-Duché de Luxembourg sur la période d'observation postérieure à la SGM. In 7-Drogue *et al.* (2005).

2.2.3. L'observation multi-scalaire des précipitations dans le Nord-Est français

L'étude des tendances sérielles et de leur structure spatiale s'efface ici pour laisser place à **l'analyse multi-scalaire du flux de précipitations aux échelles méso β et micro α** (Figure 1.23). Le pas de temps considéré est celui de l'épisode : le flux de précipitations est associé à un système précipitant advectif structuré par un effet orographique (21-Drogue *et al.*, 2010). Bordé à l'ouest par le plateau lorrain et limité à l'est par le rebord sud-oriental du Fossé Rhénan, le territoire considéré couvre approximativement 45 000 km² et comprend des unités de relief variées comme les reliefs de côte de Lorraine, le Massif Vosgien ou encore la plaine d'Alsace (Figure 1.23). À l'échelle régionale, les séries mensuelles de précipitations ont été collectées et validées dans le cadre d'études antérieures menées pour le compte de l'AERM (Agence de l'Eau Rhin-Meuse) et de campagnes de terrain localisées.

Les hauteurs de précipitations quotidiennes relatives à l'épisode pluvieux proviennent de deux sources : 1) la climathèque de Météo-France pour le réseau régional, 2) les campagnes de terrain de pour le réseau du vallon du Ringelbach (Adjizian, 1994). Au

total, la base de données pluviométriques comporte 254 stations pluviométriques réparties en trois réseaux de mesure emboîtés (Figure 1.23): un réseau couvrant toute la région étudiée, un réseau de 27 pluviomètres normalisés couvrant la partie alsacienne des Hautes-Vosges (bassins de la Doller, de la Thur, de la Lauch, de la Fecht, de la Weiss et de la Liepvrette), un réseau de 13 pluviomètres à surface d'interception horizontale mesurant la pluie météorologique à 40 cm du sol dans le vallon du Ringelbach (36 ha).

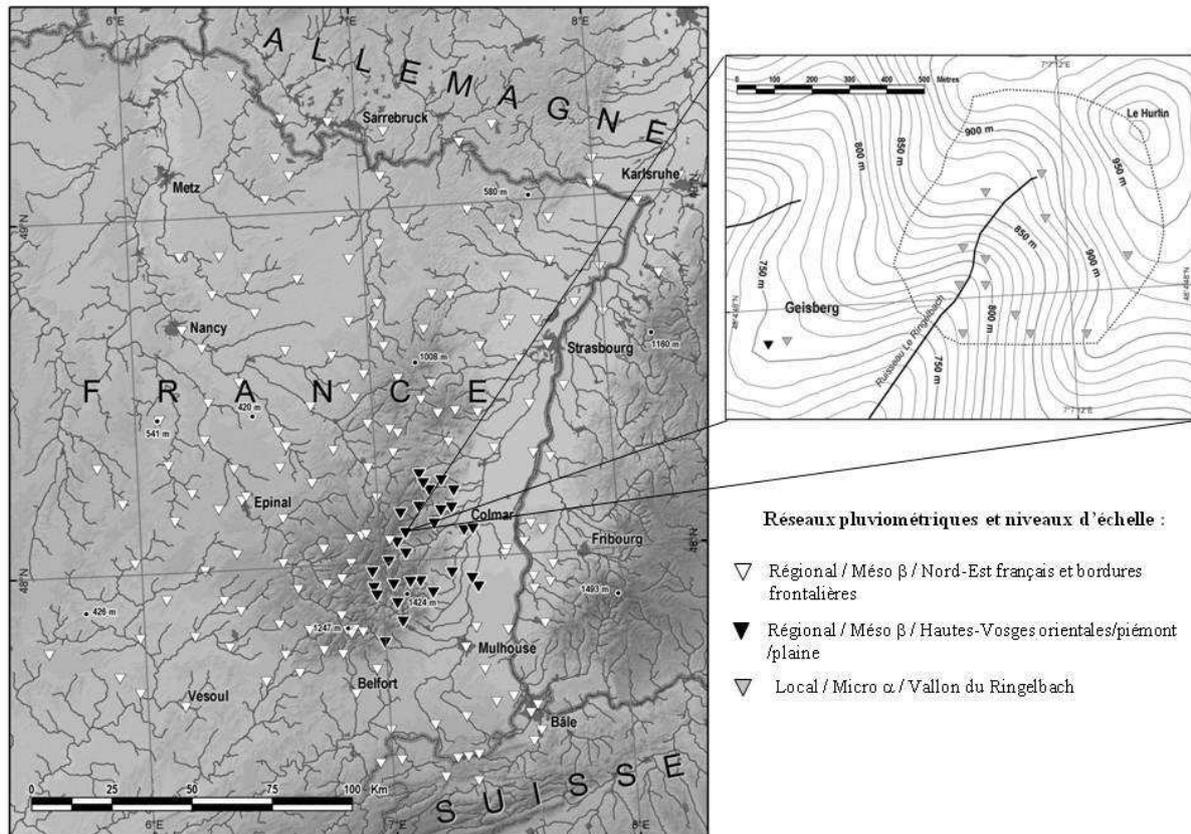


Figure 1.23. Réseaux d'observation pluviométriques par niveau d'échelle mobilisés pour l'analyse spatiale de l'épisode pluvieux du 3/10/1988 et 8/10/1988. Nord-Est français et espaces bordiers. In 21-Drogue *et al.* (2010).

2.3. La climatologie en point de grille

Un produit climatologique en point de grille est multi-variable, combine des réanalyses et des observations stationnelles, assemble des chroniques stationnelles proches du point de grille et constitue en général un référentiel climatologique national ou international⁷⁵. J'ai recouru à une climatologie en point de grille lors de mes travaux de régionalisation de l'écoulement⁷⁶ dans le bassin Rhin-Meuse (partie française). **Grâce à une dispersion spatiale régulière, la climatologie en point de grille permet de quantifier rapidement les grandeurs intensives⁷⁷ utilisées comme entrées de la modélisation hydrologique des bassins.** En France et en Europe, il existe différents

⁷⁵ Il existe aussi des paléo-climatologies en point de grille mais qui sont construites à partir d'indicateurs du climat (*e.g.* Xoplaki *et al.*, 2005).

⁷⁶ Projet DEPHY : Détermination de l'Écoulement et des Phases Hydrologiques.

⁷⁷ Température de l'air en °C, lame d'eau évapotranspirée en mm, lame d'eau précipitée en mm. Les grandeurs intensives se moyennent dans l'espace à la différence des grandeurs extensives qui s'additionnent.

produits climatologiques permettant de disposer d'une information climatologique « grillée » à pas de temps fin (quotidien) et à haute résolution spatiale (< 0,5°). C'est le cas de la climatologie SAFRAN⁷⁸. Le principe de l'analyse est décrit dans l'Encadré 3.1. Cette climatologie est critiquée ultérieurement (cf. section 1.3 chapitre 5).

Encadré 3.1. La climatologie SAFRAN.

Le système SAFRAN est un système d'analyse à méso-échelle de variables atmosphériques près de la surface du sol. Il utilise des observations au sol combinées aux réanalyses atmosphériques globales ERA40 (ébauches ou *first guess* en anglais) pour produire de nombreux paramètres climatiques sur une grille régulière à pas de temps fin (Figure 1.24). Historiquement construit pour répondre au besoin de la prévision opérationnelle des avalanches, la climatologie SAFRAN sert aujourd'hui de référentiel climatologique national pour des études climatologiques (*e.g.* Pagé *et al.*, 2008) ou hydrologiques (*e.g.* Oudin *et al.*, 2010).

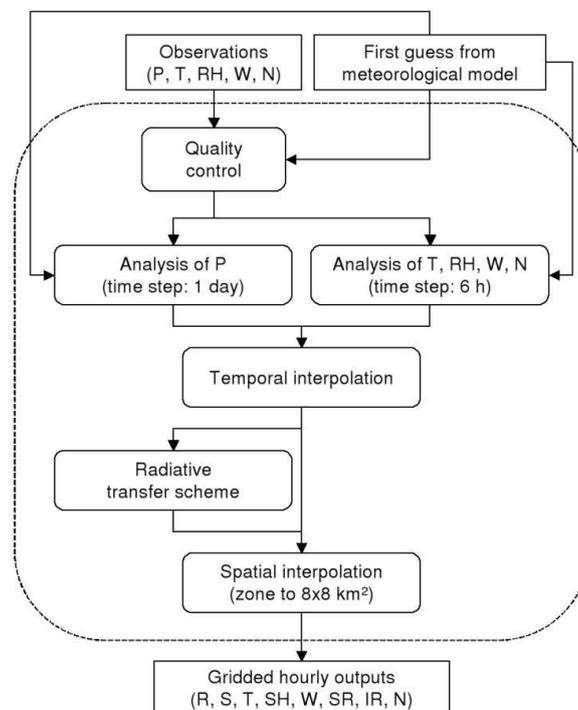


Figure 1.24. Principes de l'analyse SAFRAN.
In Vidal (2011).

Elle a été validée sur la France (Quintana-Segui *et al.*, 2008). À une échelle plus fine que celle des zones Symposium (zones climatologiquement homogènes à des tranches d'altitude espacées de 300 m) représentées sur la Figure 1.25, des biais importants apparaissent.

⁷⁸ Système d'analyse fournissant des renseignements atmosphériques à la neige. Autre exemple de climatologie en point de grille : la climatologie E-OBS qui couvre l'Europe continentale sur la période 1950-2012.

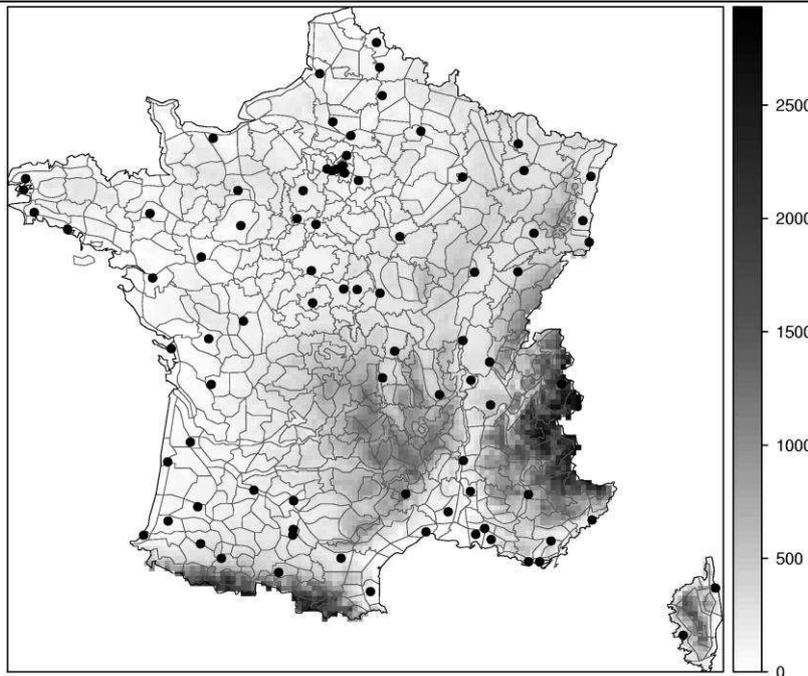


Figure 1.25. Zones climatiquement homogènes (615 zones sur France + Corse) et altitude des mailles.
In Vidal (2011).

Pour mes travaux de régionalisation de l'écoulement, j'ai utilisé l'extrait de la grille SAFRAN fourni par Météo France et comportant 1194 points de grille dont 490 situés dans les limites du bassin Rhin-Meuse (Figure 1.26).

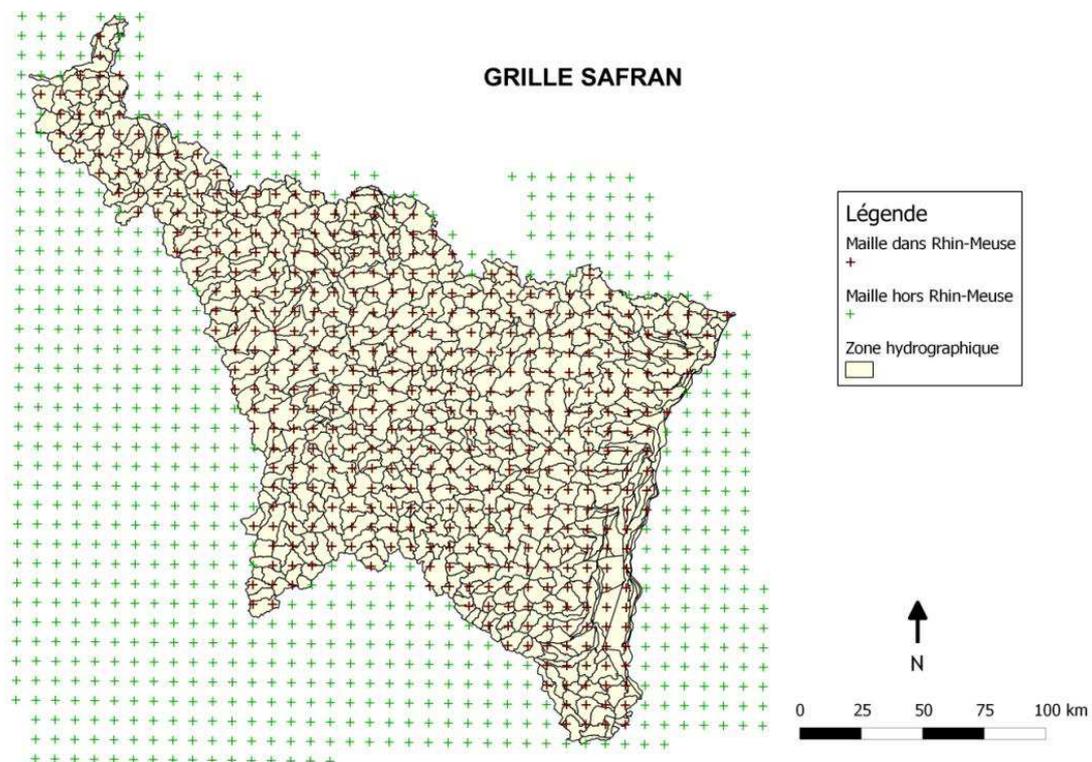


Figure 1.26. Points de grille de la climatologie Safran à la résolution de 8 km (source des données : Météo-France). Le zonage hydrographique est issu de la BD Carthage.

Les points de grille se répartissent régulièrement selon un pas de 8 km. La masse de données à traiter est considérable. À titre d'exemple, pour 1 variable climatique, une année d'observation représente un vecteur-colonne de 365 jours par 1194 points de grille, soit une matrice constituée de 435 810 éléments.

3. L'hydrométrie des cours d'eau

3.1. L'hydrométrie pérenne

3.1.1. Les stations hydrométriques luxembourgeoises

C'est en raison des dommages considérables provoqués par les inondations de décembre 1993 et janvier 1995 au Luxembourg, que les pouvoirs publics luxembourgeois ont pris conscience de la nécessité de mettre en place un réseau de mesure et de surveillance des cours d'eau majeurs du Grand-Duché (Pfister, 2000).

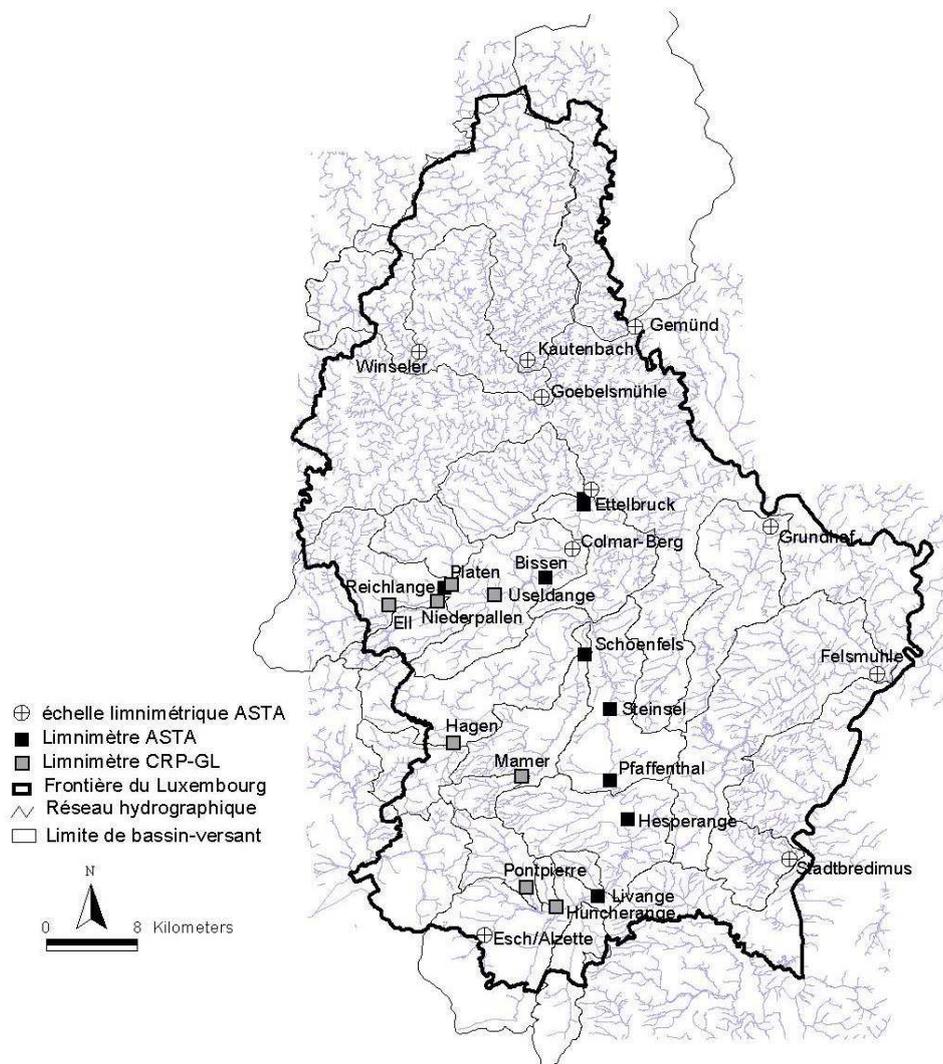


Figure 1.27. Réseau d'observation hydrométrique du Luxembourg mobilisé dans le cadre de nos recherches. In 47-Drogue (2003).

En dehors du bassin hydrographique de l'Alzette (affluent de la Sûre, sous-affluent de la Moselle), les stations limnimétriques présentées sur la Figure 1.27 correspondent à des échelles limnimétriques dont la plupart ont été démontées aujourd'hui. La vocation du système de préalerte de crue ainsi mis en place, était avant tout de prévenir les populations résidentes dans les plaines alluviales et particulièrement aux points critiques que sont les confluences où se superposent les ondes de crue. C'est donc cette logique de suivi amont-aval qui a prévalu dans la localisation des stations limnimétriques gérées par l'ASTA⁷⁹.

Pour compléter ce premier dispositif, le Centre de Recherche Public-Gabriel Lippmann (CRP-GL) a mis en place à partir de 1997 **un réseau hydrométrique destiné à améliorer la connaissance de la genèse des crues et des inondations au sein du bassin de l'Alzette et à mieux prendre en compte l'hétérogénéité physique de ce dernier dans la prédétermination des débits**. Les mesures en continu des hauteurs d'eau quart horaires ont permis de produire, après tarage des stations, des chroniques de débits horaires et journaliers sur la plupart des affluents ou sous-affluents de l'Alzette.

Outre ces stations automatiques, un suivi des cotes limnimétriques a été réalisé par l'ASTA. Les premières archives datent des années 1950. Elles contiennent les hauteurs d'eau journalières instantanées relevées à 14 h en 10 stations limnimétriques définissant les exutoires de dix bassins représentatifs des différents types de couverture lithologique et des nuances climatiques existant au Luxembourg.

3.1.2. Les stations hydrométriques françaises, belges et allemandes (espaces bordiers)

Un premier bloc de données hydrométriques provient de la banque HYDRO⁸⁰. Les séries de débits s'étendent de 1990 à 2009 (Tableau 1.10). Un réseau de mesure de 149 stations hydrométriques pérennes réparties sur un territoire d'environ 38 000 km² et offrant au moins 12 années de débits journaliers validées sur la période-cible 1990-2009 a été établi. L'écoulement mesuré par ces stations retenues est jugé « naturel », c'est-à-dire peu ou pas influencé par les activités anthropiques (régulation, prélèvements, etc.).

Ce lot de stations comprend 107 stations françaises situées dans les frontières hydrographiques de la partie française du bassin Rhin-Meuse ainsi que 42 stations situées sur leur pourtour, dans un corridor de 20 km, en France (29), en Allemagne (9) et en Belgique (4). On dénombre 69 bassins de moins de 250 km² (surfaces ≥ 5 km²), 41 dont la surface est comprise entre 250 et 800 km² et 39 drainant plus de 800 km² (surfaces ≤ 11500 km²). **Les caractéristiques hydro-climatiques de la période d'observation et la longueur des chroniques garantissent la fiabilité du protocole de test des méthodes d'estimation locale du débit.**

⁷⁹ Administration des Services Techniques de l'Agriculture devenue le Service de Gestion de l'Eau.

⁸⁰ Banque nationale de données pour l'hydrométrie et l'hydrologie. Elle est gérée et administrée par le Service Central d'Hydro-météorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI), service du Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de l'Aménagement du territoire. Cette banque de données stocke et met à disposition notamment les données signalétiques des stations hydrométriques et les hauteurs d'eau et courbes de tarage afin de calculer les débits instantanés, journaliers et mensuels.

La mise en œuvre de certaines méthodes de régionalisation de l'écoulement suppose de recourir à un voisinage hydrologique.

	Pays	Effectif de stations
En Rhin-Meuse	France	277
Hors Rhin-Meuse	France	29
	Belgique	4
	Allemagne	18

Tableau 1.10. Localisation et effectif des stations hydrométriques (période 1990-2009).

Pour densifier le voisinage hydrologique des points-cibles situés en périphérie de la zone d'étude Rhin-Meuse, il a fallu rechercher des stations hydrométriques situées sur les espaces bordiers (Figure 1.28). Afin d'identifier le réseau de stations potentiellement exploitable, une zone tampon de 20 km a été délimitée autour du secteur Rhin-Meuse. Différents sources d'informations⁸¹ ont été consultées dans les secteurs limitrophes (Grand-Duché de Luxembourg, Belgique, Allemagne et secteur hydrologique H et U pour la France) pour collecter les données de débit externes au district Rhin-Meuse (partie française).

⁸¹ Le German Federal Waterways and Shipping Administration ainsi que le German Federal Institute of Hydrology (BfG) pour l'accès aux données allemandes, le Service public de Wallonie, Direction générale opérationnelle Mobilité et Voies hydrauliques, Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY) pour les données débitométriques belges, mises à disposition gratuitement.

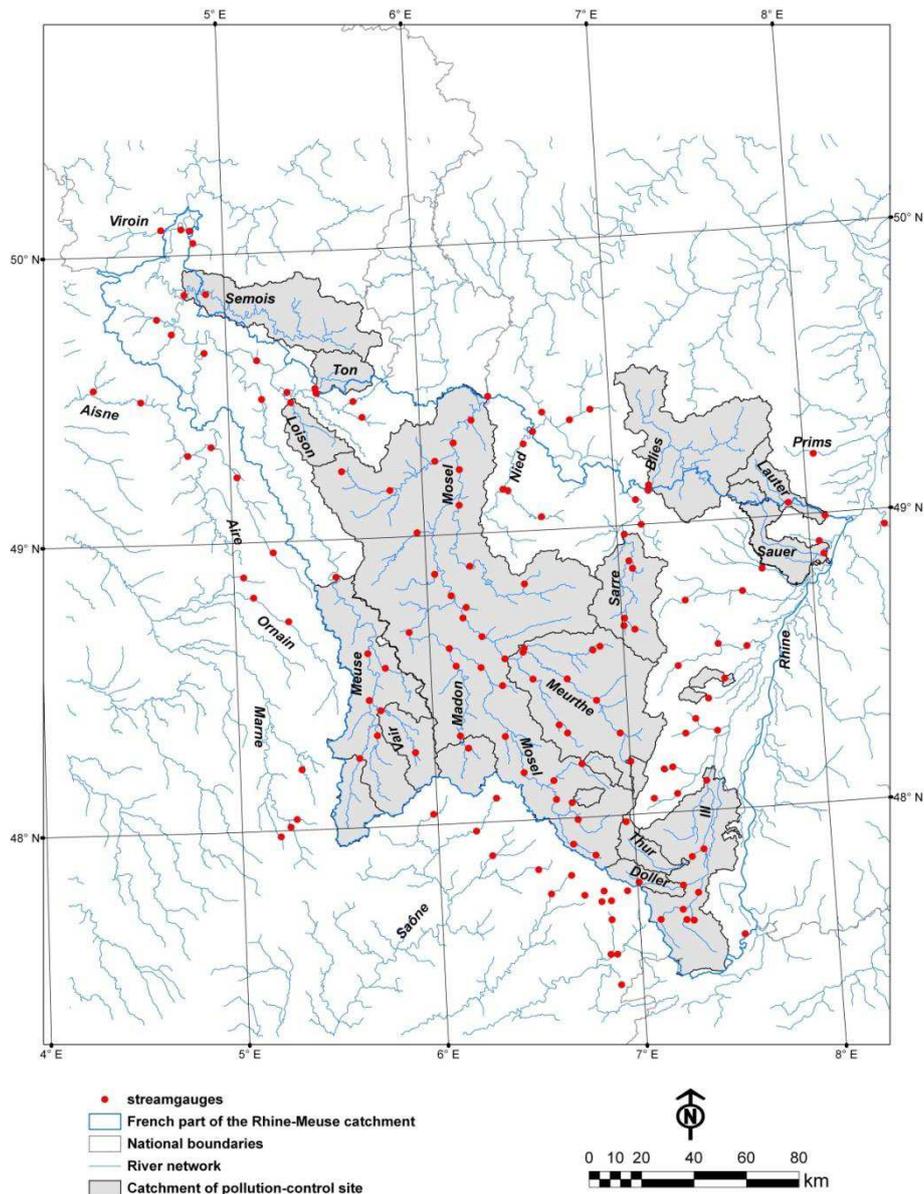


Figure 1.28. Réseau de mesure hydrométrique implanté dans le bassin Rhin-Meuse (partie française). Les débits ponctuels ont été mesurés aux stations des RCS (réseaux de contrôle de surveillance ou « *pollution-control site* » en anglais). Inventaire non exhaustif, période 1990-2009. In 3-Drogue et Plasse (à paraître).

3.2. L'hydrométrie ponctuelle dans le bassin Rhin-Meuse (partie française)

Les jaugeages ponctuels, dits aussi « volants » ou « épisodiques », sont **des mesures ponctuelles du débit effectuées sur des points non instrumentés du réseau hydrographique**. Comme je l'ai écrit précédemment (Section 3 du Chapitre 2), l'information ponctuelle telle que les jaugeages épisodiques ou encore les cotes limnimétriques peut être très utile en régionalisation des débits journaliers.

Dans le cadre d'une opération de recherche récente dont j'ai eu la responsabilité scientifique⁸², le projet de développement d'un système d'information d'hydrométrie

⁸² DEPHY : Détermination de l'Écoulement et des Phases Hydrologiques.

ponctuelle a vu le jour au CEGUM. L'objectif est de numériser et bancariser les (méta)données d'hydrométrie ponctuelle existantes dans la partie française du bassin Rhin-Meuse dans un environnement informatique permettant de les interroger et de les spatialiser. Un premier mémoire de M1 (Simon, 2012) a permis de faire un bilan de l'existant. Ainsi dans le district Rhin-Meuse (partie française), deux sources d'informations majeures ont été identifiées :

- ✓ **La base de données SIERM** (Système d'Information sur l'Eau Rhin-Meuse) gérée par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse qui bancarise notamment les mesures de cotes limnimétriques et de débits instantanés effectuées dans le cadre du suivi qualitatif des cours d'eau (sites des réseaux de contrôle de surveillance ou RCS). La base de données des cotes à l'échelle (respectivement des débits) répertorie 400 (respectivement 507) points de mesures distincts incluant plusieurs informations notamment le libellé, la date, l'unité et la mesure effectuée.
- ✓ **La base de données BAREME** administrée par la DREAL qui recense l'ensemble des jaugeages épisodiques mesurés dans un contexte de suivi des courbes de tarages et, plus récemment (vers 2007), dans le cadre d'un transfert de compétences, les jaugeages épisodiques effectués auparavant par l'AERM.

Après pré-traitement de ces deux bases de données, **14924 débits instantanés représentatifs d'un échantillon de 80 sites des RCS**⁸³ (Figure 3.11) ont été extraits sur la période 1971-2010. On dénombre un minimum de huit jaugeages ponctuels par station RCS avec une médiane et une moyenne respectivement de 142 et 187 jaugeages sur toute la période d'observation. **Il s'agit-là d'une véritable mine d'information pour l'hydrologue et le modélisateur !**

Outre ces deux bases de données, des mesures ponctuelles plus fragmentaires ont été produites à la faveur de campagnes de jaugeage menées par des bureaux d'étude ou par le CEGUM. Celui-ci a par exemple été mandaté par l'AERM dans les années 1980-1990 pour effectuer des jaugeages volants sur la Meurthe dans le cadre de l'élaboration du catalogue de débits d'étiage (Decloux et Sary, 1989).

4. L'information géographique

Pour reprendre les termes de Carrega (2008), l'information géographique rend compte « *de l'état de l'espace terrestre et de son environnement proche dans une optique « spatiale* » [...]. Elle permet d'attacher à un point ou à un pixel une série d'informations permettant de le décrire. » Dans une perspective bi-dimensionnelle, cette information géographique prend donc le plus souvent la forme de descripteurs physiques⁸⁴ qui permettent de caractériser les conditions environnementales dans lesquels s'insèrent un point de mesure ou un bassin.

4.1. Typologie des descripteurs physiques

Certaines méthodes de régionalisation de la pluie et de l'écoulement, dites de géo-régression, cherchent à établir des relations statistiques entre une variable d'intérêt et

⁸³ Réseaux de contrôle de surveillance.

⁸⁴ Occupation des sols, géologie, climatologie, etc.

des descripteurs physiques sur un grand nombre de points ou de surfaces pour lesquels la variable d'intérêt est disponible. Cette approche pose l'hypothèse que **deux points ou surfaces physiquement similaires produiront des influences similaires sur les processus à l'origine de la variable d'intérêt.**

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	Total	Catchment descriptor definition
1															x	1	geographic coordinates (latitude, longitude)
2		x	x		x		x	x	x	x	x	x	x	x		11	area
3			x	x			x	x	x	x	x			x	x	10	slope
4											x					1	aspect
5			x					x			x					3	shape
6							x		x				x	x	x	5	elevation (catchment average, or elevation at the weir)
7			x										x			2	channel gradient
8			x													1	wetted area: percentage of the catchment adjacent to the stream channel
9		x					x								x	3	topographical index
10		x	x	x					x		x					5	stream frequency/drainage density
11												x				1	longest drainage path
12							x									1	mean overland flow distance to a stream
13							x									1	mean flow distance in a stream
14		x										x				2	HOST soil percentage
15						x				x		x				3	baseflow index
16						x										1	baseflow recession constant
17	x	x						x	x		x		x			6	other soil classification, e.g. sand, clay etc.
18										x						1	Index of proportion of time that soils are wet
19												x				1	regression residuals from a regression between BFIHOST and SPRHOST (see Young, 2006)
20	x															1	porosity
21	x															1	field capacity
22	x													x		2	hydraulic conductivity
23	x			x		x										3	permeability
24	x			x	x			x	x	x	x		x	x	x	10	percentage of the area covered by e.g. forests, urban land use, pastures etc.
25	x															1	average temperature
26	x															1	mean max temperature
27									x							1	average precipitation
28									x							1	mean max precipitation
29							x									1	solar radiation index
30	x															1	season interarrival time
31	x													x		2	storm intensity
32	x															1	storm depth
33	x															1	mean annual number of events
34		x														1	annual relative humidity
35										x						1	1961–1990 standard period average annual rainfall
36												x				1	fraction of months within a year in which the 35th descriptor exceeds precipitation
37										x						1	median annual maximum 2-day rainfall
38													x			1	mean annual potential evapotranspiration
39														x		1	relief energy of intermediate 80 % altitude range (see Viviroli et al., 2009)

Tableau 1.11. Liste des descripteurs physiographiques de bassin-versant utilisés dans quinze études de régionalisation hydrologique par géo-régression. In He *et al.* (2011).

L'efficacité de cette approche est directement liée au choix des descripteurs physiques utilisés et à leur aptitude à traduire une similitude de fonctionnement. Il est notamment nécessaire de faire un compromis entre descripteurs pertinents, discriminants et peu redondants. Le Tableau 1.11 présente à titre d'exemple, une liste des descripteurs physiques utilisées dans quinze études de régionalisation de l'écoulement fondées sur une géo-régression one-step, two-steps ou séquentielle (He *et al.*, 2011).

Quels sont les facteurs géographiques qui conditionnent « l'hydro-diversité » et les modalités de l'écoulement dans le bassin Rhin-Meuse ? Le même enjeu se pose à propos de la régionalisation de la pluie à grand pas de temps: quelle information géographique est pertinente pour la déployer dans l'espace ? Pour répondre à ce questionnement il m'a fallu rechercher analytiquement **les descripteurs physiques potentiellement informatifs pour décrire l'organisation spatiale de la variable d'intérêt** et rendre compte des différentes typologies de fonctionnement ou variabilités spatiales de l'écoulement ou de la pluie.

4.2. Estimation globale des descripteurs physiques

Cette recherche analytique suppose préalablement de quantifier la valeur prise par ces descripteurs dans l'environnement du pluviomètre ou dans les bassins jaugés et non jaugés. Cette détermination n'est pas triviale et suppose des développements numériques et informatiques assez lourds... Je présente dans l'Encadré 3.2, un exemple de protocole de quantification des descripteurs physiques à l'échelle de bassins jaugés mis en œuvre dans le cadre de mes opérations de régionalisation de l'écoulement en Rhin-Meuse (partie française).

Encadré 3.2. La détermination des descripteurs physiques de bassins-versants par plan de drainage.

La statistique de chaque descripteur physique de bassin-versant est obtenue en « diffusant »⁸⁵ le plan raster de chaque descripteur dans un plan de drainage⁸⁶. Celui-ci permet de connaître le chemin parcouru par une goutte d'eau tombant en n'importe quel endroit du plan de drainage à l'aide de l'information altimétrique fournie par un MNT (modèle numérique de terrain). A chaque maille du plan de drainage est affectée une description de la direction azimutale de d'écoulement (en 4-connectivités : N, E, S et W, en 8-connectivités : N, NE, E, ..., et NW ; etc.). La Figure 1.29 présente un exemple d'extraction d'un réseau hydrographique dit « théorique » à partir d'un MNT en utilisant la technique des 8-connectivités.

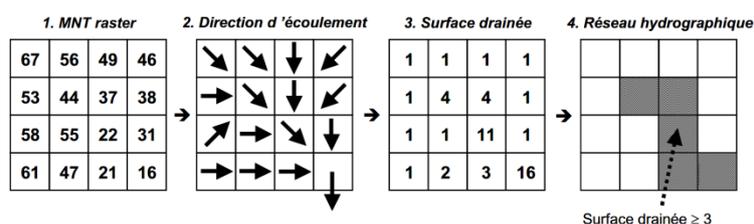


Figure 1.29. Calcul du réseau hydrographique à l'aide de la méthode des 8 connectivités et un seuil de surface amont drainée ≥ 3 . In Hingray *et al.* (2009).

La construction du plan de drainage a été réalisée à l'aide du logiciel HydroDEM développé à l'IRSTEA de Lyon (Leblois et Sauquet, 2000). Ce logiciel se présente sous la forme d'un SIG (système d'information géographique) orienté raster.

⁸⁵ Ce qui suppose que l'ensemble des données géographiques soit projeté ou reprojeté dans un même référentiel géodésique.

⁸⁶ Représentation plane de la direction principale d'écoulement.

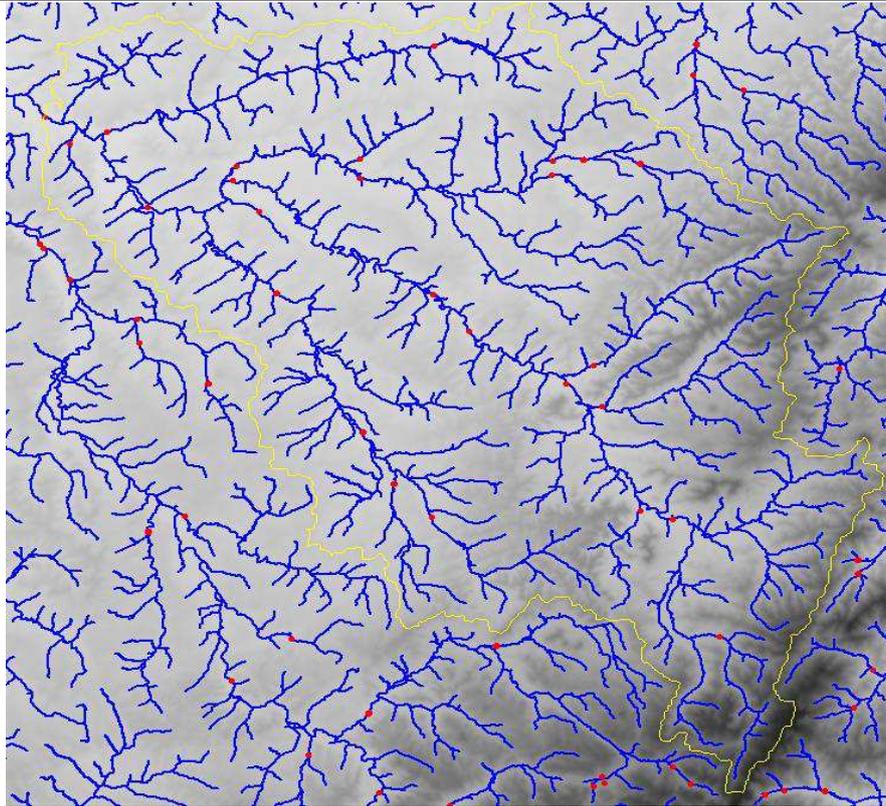


Figure 1.30. Limites théoriques (en jaune) du bassin-versant de la Meurthe à Laneuville déterminées à l'aide du logiciel HydroDem (MNT SRTM3 en fond de carte).

Pour la création de la grille de direction, HydroDEM impose à la fois une contrainte d'ordonnancement topologique (« le pixel le plus haut coule dans le plus bas », grille d'écoulement à quatre connectivités) ainsi qu'une contrainte de « *streamburning* » permettant de forcer la création des talwegs selon un réseau hydrographique existant.

Deux sources d'information ont été exploitées pour construire le plan de drainage: le MNT générique SRTM3⁸⁷ et la BD Carthage (IGN) contenant le réseau hydrographique au format vectoriel. Le plan de drainage permet d'extraire aisément les limites de bassin-versant à partir de mailles « rivière » définissant les exutoires de bassin-versant. À titre illustratif la Figure 1.30 présente un extrait du réseau hydrographique théorique dérivé à partir du plan de drainage construit sous HydroDem ainsi que les limites théoriques du bassin versant de la Meurthe à Laneuville.

La délimitation des bassins versants produite par HydroDem doit être impérativement validée pour corriger certains artefacts. Les plus courants sont les suivants : 1) vraisemblance du MNT, 2) zone plane (difficulté pour construire les talwegs), 3) problème de géolocalisation de l'exutoire du bassin (stations hydrométriques). La

⁸⁷ Résolution autour de 90 m à l'équateur. La BD Alti de l'IGN n'a pas été utilisé en raison « *du problème de troncature des cotes altimétriques (arrondies au mètre entier) qui impacte très négativement la possibilité d'évaluer des directions d'écoulement, accessoirement les volumes de stockage, etc. en zone de plaine. Ceci amène à des palliatifs regrettables, consistant à s'appuyer sur des MNT génériques téléchargés et re-projetés au laboratoire, permettant de pallier l'indétermination des MNT officiels dans les zones où la troncature est sensible* » (E. Leblois). Outre cette argumentation, par rapport à la BD Alti, le MNT SRTM permet d'éviter les problèmes de raccord aux frontières (*i.e.* décalage du « 0 » entre deux référentiels altimétriques).

validation consiste à confronter les surfaces drainées théoriques d'HydroDem aux surfaces drainée planimétrées tirées de la Banque HYDRO (Figure 1.31).

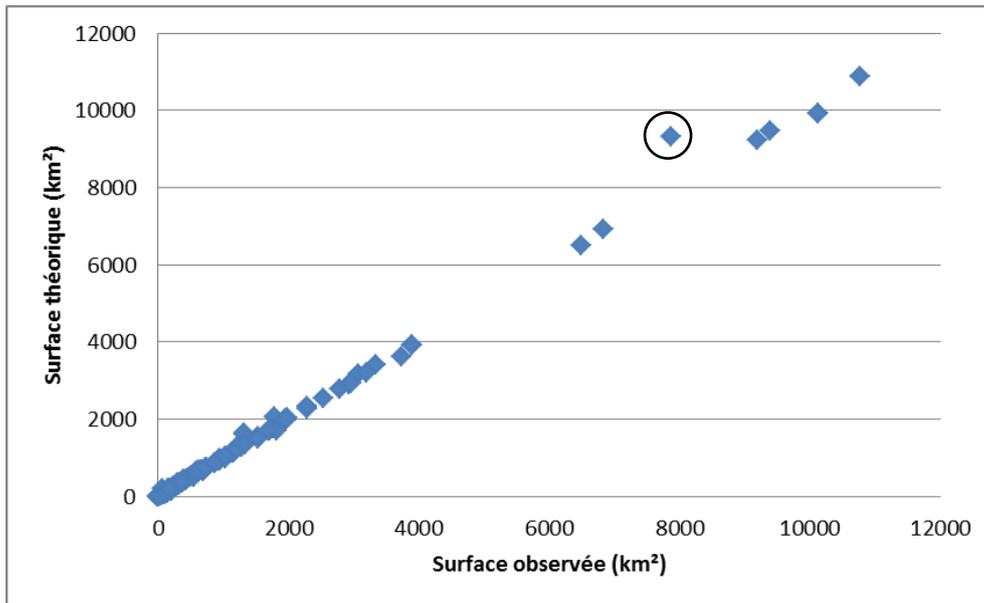


Figure 1.31. Comparaison entre surfaces observées et théoriques (*i.e.* dérivées du plan de drainage HydroDem) dans la partie française du bassin Rhin-Meuse (350 bassins).

Note : le point cerclé de noir correspond à une erreur liée au mauvais positionnement de la station hydrométrique de la Moselle à Metz (pont des Morts), celle-ci, une fois projetée sur le plan de drainage, étant placée après la confluence avec la Seille et non avant. La correction a consisté à repositionner manuellement le point à l'amont du confluent de la Seille.

PARTIE 2

Problématisation et inflexions

Chapitre 4

Le changement climatique contemporain : analyse primaire, forçage climatique, évaluation du modèle d'impact

Produire de la connaissance, des méthodes, des outils au service de la résolution de problèmes théoriques qui surgissent au cours du développement des sociétés, voilà assurément **l'une des vocations de l'Université**. Faire du changement climatique contemporain un objet de recherche suppose donc d'accepter préalablement la **confrontation avec un certain nombre de problématiques, de sujets énigmatiques**, qui constituent autant d'obstacles, de verrous pouvant freiner les avancées scientifiques sur ce sujet... mais qui sont aussi de puissants stimulants pour le cerveau des chercheurs !

La recherche en climatologie et les chercheurs climatologues ont pour mission d'apporter des éléments de réponse aux problèmes posés en climatologie en général et dans le domaine du changement climatique contemporain en particulier. Trois grandes questions ont structuré mes travaux de recherche portant sur le changement climatique contemporain d'échelle régionale :

- ✓ L'analyse primaire des séries climatiques ou comment **débarrasser les données climatiques stationnelles du « parasitage » qui les « bruite »** et gêne l'identification et l'attribution de l'évolution climatique réelle...
- ✓ Le forçage climatique du modèle d'impact en temps présent et en projection ou **comment passer d'une information à large échelle à une information d'échelle fine** dans la construction des futurs du climat.... La réponse à cette question en soulève d'autres comme celle de la correction des sorties de modèles climatiques lors de la réduction d'échelle.
- ✓ L'évaluation des modèles d'impact... Cette problématique s'applique plus particulièrement dans mon cas à l'impact du changement climatique sur le débit des cours d'eau. L'évaluation porte donc **sur la capacité d'extrapolation temporelle d'un modèle hydrologique** dans des conditions climatiques contrastées, non stationnaires.

Ma contribution à ces trois problématiques a davantage été l'oeuvre d'un analyste-impacteur que celle d'un chercheur-pionnier. Le cadre géographique de l'impact a conditionné en grande partie les données et les méthodes que j'ai mobilisées pour mes recherches. Je consacre ce chapitre à la définition des trois problématiques précitées en montrant les enjeux qu'elles soulèvent pour la science du changement climatique contemporain.

1. Comment crédibiliser les observations climatiques ?

Voilà une problématique bien complexe pour le géographe-climatologue qui cherche, grâce aux archives climatiques sérielles, à **retracer l'évolution du climat et à en interpréter les changements brusques ou graduels**. Les longues séries climatiques sont des collections de mesures climatiques ordonnées dans le temps. Elles sont par conséquent le résultat de la superposition de deux « signaux » bien distincts (Figure 2.1) :

- ✓ L'évolution climatique que l'on cherche à étudier qui peut être d'origine naturelle ou artificielle (*e.g.* extension spatiale de l'ilôt de chaleur urbain).
- ✓ Les ruptures ou tendances dues à la modification des conditions de mesure. C'est « l'effet de poste » ou « l'effet de site » résultant d'un changement de site de mesure, d'instrumentation ou de l'environnement de la mesure.

Malheureusement, ces ruptures ou tendances instrumentales peuvent être du même ordre de grandeur que les caractéristiques climatiques que l'on veut mettre en évidence. La plupart du temps, les séries brutes sont faussées par ces anomalies qu'il va falloir détecter, puis corriger. Par exemple, l'augmentation de température du Globe est estimée à environ $0,45 \pm 0,15^{\circ}\text{C}$ pour le siècle écoulé. Mais, sur des séries thermométriques individuelles, il est courant d'observer des sauts artificiels d'amplitude supérieure à 1°C .

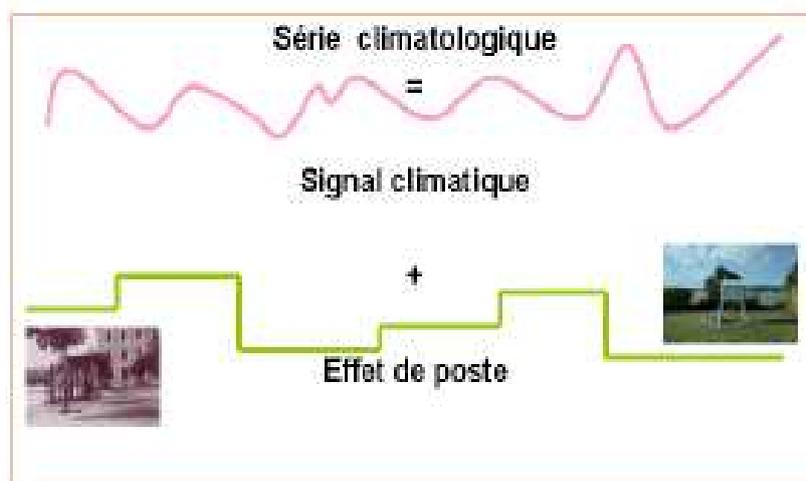


Figure 2.1. Addition de deux « signaux » dans les séries climatiques.
In Royer et al. (2009).

Toute étude de détection du changement climatique doit donc être précédée par une analyse primaire des séries chronologiques. Celle-ci peut se définir comme un ensemble de traitements statistiques et d'opérations visant à :

- ✓ Comblent les périodes lacunaires présentes au sein d'une série chronologique ;
- ✓ Détecter les changements affectant une série chronologique ;

- ✓ Interpréter les changements à la lumière des méta-données⁸⁸ disponibles ;
- ✓ ... et, le cas échéant, corriger la série chronologique et faire « rejouer » les méthodes de détection sur les données corrigées.

1) Dans le cadre de mes recherches, le premier item est d'une importance secondaire car les séries chronologiques que j'ai traitées étaient en général continues ou faiblement discontinues et car la densité spatiale du réseau de mesure permettait en générale une bonne reconstitution des données manquantes par simple corrélation spatiale.

2) En revanche, l'item de la détection des changements est d'une importance capitale dans le contexte du changement climatique contemporain. À ce stade de l'analyse primaire, les changements potentiels peuvent être d'origine climatique ou non. Un éventail assez large de questions se pose à leur égard :

- ✓ Comment détecter ces changements⁸⁹?
- ✓ Comment juger de leur significativité ?
- ✓ À quel(s) pas de temps s'appliquent-elles ?
- ✓ Les méthodes de détection sont-elles sujettes à une dépendance d'échelle ?
- ✓ À partir de combien de tendances ou de ruptures locales significatives peut-on considérer que toutes ces tendances ne sont pas dûes au hasard ?
- ✓ En d'autres termes, comment juger de leur significativité régionale ?

Il y a là **une problématique de changement d'échelle statistique** qui ne peut laisser le géographe indifférent...

3) Le troisième item de l'analyse primaire se questionne assez simplement : si un ou plusieurs changements sont détectés, faut-il corriger la série chronologique ou, au contraire, la laisser à l'état brut ? Le cas échéant, comment corriger la série brute ?

Avec le recul, mon expérience de recherche sur le thème de l'analyse primaire en climatologie m'a convaincu de la nécessité de mener cette analyse dans un cadre bi-disciplinaire :

- ✓ Le recours aux statistiques (et aux statisticiens) est incontournable pour donner de la rigueur mathématique à l'exercice, pour formaliser les méthodes de détection et en fixer les limites d'application. Les thèses (ardues !) de Mestre (2000) et Renard (2006) en sont deux exemples éloquentes.
- ✓ Mais les analyses mathématiques ne suffisent pas : l'expertise géohistorique est indispensable. Seule la connaissance des vicissitudes des conditions de mesure et des phénomènes climatiques marquants ou tendanciels permet d'expliquer les causes des changements brusques ou graduels qui affectent les séries climatiques. Le climatologue peut alors poser un diagnostic « défendable » sur leur origine naturelle ou artificielle et décider objectivement de mettre en œuvre ou non, un protocole de correction de la série chronologique.

⁸⁸ Fiches de renseignement stationnelles décrivant les conditions de mesure, les déplacements de postes d'observation, le type d'instrumentation, etc.

⁸⁹ Il peut s'agir d'une rupture unique, de ruptures multiples, d'une dérive monotone, d'un changement de moyenne, de variance, etc. Voir Figure 1.6 in Chapitre 1.

1.1. Quel protocole de détection d'un changement à l'échelle « locale » ?

1.1.1. Longues chroniques et problèmes métrologiques

Quelle que soit l'origine des séries climatiques, leur longueur ou leur nombre, le climatologue est confronté à la question de l'influence du changement des conditions de mesure sur les propriétés statistiques des séries climatiques qu'il doit traiter. L'influence du changement intervenant dans les conditions de mesure est variable selon le paramètre météorologique considéré (Tableau 2.1). Ainsi les cumuls de précipitations sont relativement peu sensibles au type d'instrumentation utilisé. En revanche l'emplacement de l'abri météorologique aura une incidence importante sur les valeurs de températures de l'air extrêmes quotidiennes (Tn, Tx).

Origines du changement	Tm	Tn/Tx	RR	PP	Hu	dd	ff
Instrumentation	-	+	+	-	++	-	++
Hauteur instrument	+	+	+	+++	+	+	++
Exposition	+	++	+++	-	+	++	++
Heures d'observation	+	+	-	-	+	-	+
Méthodes de calcul	++	-	-	-	+	-	+
Emplacement	++	+++	+++	-	+	++	+++
Environnement	+	+	+	-	+	+	++
Observateur	-	-	-	-	-	-	+

Tableau 2.1. Sensibilité des paramètres météorologiques aux changements pouvant intervenir dans les conditions de mesure⁹⁰.

De nombreuses méthodes statistiques ont été mises en œuvre pour détecter et le cas échéant corriger les changements dans les séries climatiques, qu'il s'agisse de changements brutaux ou progressifs. J'en fais une synthèse au chapitre 4 de ce mémoire. Disons pour l'instant que les méthodes de détection/correction des changements visent à rendre les séries de mesure homogènes, autrement dit à soustraire de celles-ci l'altération provoquée par des modifications éventuelles dans les conditions de mesure sur les observations. **Après détection et correction éventuelle des changements, tout se sera donc passé comme si les observations météorologiques avaient eu lieu depuis l'origine, sur le site et dans les conditions de mesure de la période homogène la plus récente.**

Mais quel que soit le protocole d'analyse primaire mis en œuvre sur une série chronologique, j'abonderais dans le sens de ce qu'écrit Bigot (2004), qui se positionne en sage conservateur du patrimoine de données climatologiques à l'état brut : « *les séries*

⁹⁰ La définition des notations est la suivante : (-) « pas de problèmes majeurs », (+) « quelques inhomogénéités », (++) « ruptures importantes » et (+++) pour « ruptures très importantes ». Les paramètres sont repérés par leur code international : TM température moyenne, TN température minimale, TX température maximale, RR précipitations (rainfall rate), PP pression atmosphérique, HU humidité, dd et ff direction et force du vent. Adapté de Heino (1996), in Mestre (2000).

climatiques brutes, originales, doivent être absolument conservées, sauvegardées, pour permettre de donner une interprétation géohistorique aux résultats purement mathématiques ».

1.1.2. Une détection en trompe-l'œil ?

Il n'est pas toujours aisé de qualifier de prime abord un changement dans une série chronologique : l'analyste observant sa collection de mesures climatiques est souvent confronté au dilemme suivant face à la suspicion de changement : s'agit-il d'une tendance monotone ou de rupture(s) ?

Pour illustrer ce point, je relate ici l'exemple éloquent de l'évolution des anomalies de température annuelles enregistrées dans la région intérieure de l'Alaska de 1951 à 2001 (Figure 2.2). Comment détecter les changements affectant une telle chronique ?

Trois droites de régression (1951-2001 ; 1951-1975 ; 1976-2001) ont été ajustées à la chronique des anomalies annuelles par Hartmann et Wendler (2005). L'analyse de tendance ajustée sur les extrémités temporelles de la chronique conclut à un réchauffement climatique « monotone » sur la période 1951-2001.

En revanche la même analyse de tendance, appliquée à la chronique après segmentation, aboutit à une conclusion plus nuancée : le climat s'est réchauffé sous l'effet d'un glissement de moyenne bien marqué, de +3°C, datant de 1976-1977⁹¹. Les deux sous-périodes, antérieure et postérieure, sont caractérisées par une tendance au refroidissement... On imagine aisément que si Hartmann et Wendler n'avaient disposé que des années postérieures à 1976, leur test statistique aurait conclu à un refroidissement du climat alors qu'une longueur de chronique plus importante révèle une tendance climatique générale de signe opposé.

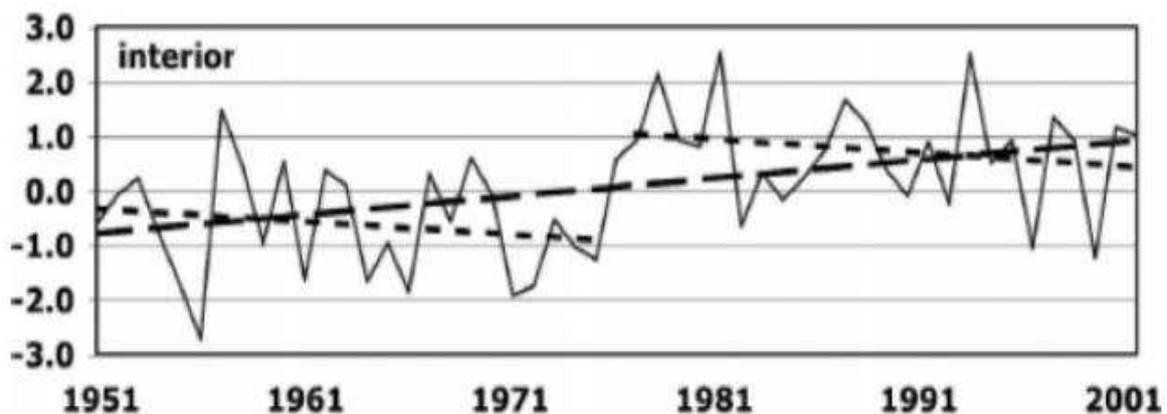


Figure 2.2. Anomalies de température (°C) déduites des températures annuelles enregistrées dans la partie intérieure de l'Alaska entre 1951 et 2001. *In* Hartmann et Wendler (2005).

Je retire deux enseignements majeurs de cet exemple :

⁹¹ Ce changement est en résonance avec la bascule en phase positive de l'Oscillation Pacifique Décennale (OPD).

1) Selon que l'analyste décide de prendre en compte ou non le changement dans la série chronologique, il peut donc **orienter l'amplitude et le signe du changement climatique**... La façon de tester la stationnarité d'une série chronologique est empreinte de subjectivité.

2) Par ailleurs, cet exemple illustre bien la part d'arbitraire qui réside dans tout exercice de détection d'un changement dans une série climatique dans la mesure : celui-ci demeure fortement contraint par l'échantillonnage des variables climatiques. Il est donc crucial de **ne pas surinterpréter les changements identifiés dans la phase de détection** (en particulier les dérives) en extrapolant le changement dans un contexte temporel plus large que ne permet de le faire la série chronologique disponible.

1.1.3. Quel protocole de détection post-homogénéisation ?

Lorsque les séries climatiques ont été homogénéisées, l'analyse de détection *stricto sensu* peut commencer. Parmi les méthodes de détection des changements, celles fondées sur des tests d'hypothèse présentent plusieurs avantages. D'une part l'objectif d'un test d'hypothèse est précisément d'évaluer la significativité d'une hypothèse (présence ou absence de changements) et, d'autre part, il est relativement simple à mettre en place donc adapté au traitement d'un nombre de stations relativement important (une petite centaine dans mon cas).

Le test d'hypothèse est un mécanisme qui permet de trancher entre deux hypothèses dont une seule est vraie au vu des résultats d'un échantillon (Saporta, 1990). L'hypothèse nulle notée H_0 est l'hypothèse que l'on désire contrôler : elle consiste à dire qu'il n'existe pas de différence entre les paramètres comparés ou que la différence observée, non significative, est due aux fluctuations d'échantillonnage. Cette hypothèse est formulée dans le but d'être rejetée. L'hypothèse alternative notée H_1 est la négation de H_0 , elle est équivalente à dire « H_0 est fautive ». La décision de rejeter H_0 signifie que H_1 est réalisée ou H_1 est vraie (Tableau 2.2).

Vérité Décision	H_0 : hypothèse de stationnarité (absence de changement local)	H_1 : hypothèse de non stationnarité (présence d'un changement local)
H_0	$1-\alpha$	β
H_1	α	$1-\beta$

Tableau 2.2. Risque (probabilité) de bonnes et de mauvaises décisions.
Adapté de Renard (2006).

Outre la définition des hypothèses H_0 et H_1 la mise en œuvre d'un test d'hypothèse suppose de définir :

1) Le risque α dit de première espèce. Celui-ci indique la probabilité de prendre la mauvaise décision en décidant de rejeter l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie (Tableau 1). Avec $\alpha = 0,05$, il y a 5 % de chance de se tromper en décidant de rejeter l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie. Le complémentaire à 1 du risque de première espèce représente la probabilité de choisir H_0 quand H_0 est vraie. C'est le niveau de

confiance du test. Avec $\alpha = 0,05$ il y a 95 % de chance de prendre la bonne décision en acceptant l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie.

Le risque de première espèce fixe le degré de significativité du test. Il varie conventionnellement entre 0,01 (1 %) et 0,1 (10 %). Si la statistique du test (voir point 2) a une probabilité inférieure ou égale à celle calculée pour le risque de première espèce d'après la loi de distribution de cette statistique sous H_0 , alors le test est jugé significatif. En d'autres termes, le rejet de l'hypothèse nulle (ou l'échec du test) n'est plus considéré comme étant imputable au hasard de l'échantillonnage. Dans le contexte du changement, le risque de première espèce donne la probabilité de détecter un changement alors qu'il n'existe pas. Il s'agirait alors d'un *faux* changement. En abaissant la valeur du risque de première espèce, on diminue le risque de prendre une mauvaise décision en rejetant l'hypothèse nulle. Mais « à vouloir commettre moins d'erreur, on conclut plus rarement ».

Il existe un second risque de se tromper lors d'un test d'hypothèse : il s'agit du risque de seconde espèce β (Tableau 1). Il définit le risque de ne pas rejeter l'hypothèse nulle (autrement dit de la prendre pour vraie) alors qu'elle est fautive. Ce risque définit la puissance du test. Dans le contexte du changement, il donne la probabilité ($1-\beta$) de détecter un changement qui existe pour un niveau de confiance donné (Tableau 2.2). Il s'agirait alors d'un *vrai* changement. La puissance du test dépend de la taille de l'échantillon, de la magnitude du changement et de la distribution de l'échantillon de données.

Dans le contexte du changement, il donne la probabilité de ne pas détecter un changement qui existe. Il s'agirait alors d'un *vrai* changement.

2) La statistique du test.

3) La loi de distribution de cette statistique sous H_0 . Cette loi donne la valeur critique de la statistique du test pour un niveau de significativité donné. Si la distribution des données est utilisée pour « inférer » la forme de cette loi, alors le test est dit paramétrique. Dans le cas contraire, le test est dit non paramétrique.

4) La zone de rejet.

5) La valeur expérimentale de la statistique du test dont la valeur sera confrontée à la valeur critique déterminée en 3.

De nombreux tests permettent de tester la même hypothèse de stationnarité dans une série chronologique⁹². Trois critères de qualité sont généralement utilisés pour les évaluer (Renard, 2006) : la libéralité⁹³, la puissance⁹⁴, la robustesse⁹⁵. La mise en œuvre d'un test d'hypothèse implique que la variable à tester respecte les conditions de

⁹² Comme le rappelle Renard (2006), d'autres techniques existent pour détecter des changements comme la randomisation de phase, technique dérivée de l'analyse de Fourier (Radziejewski *et al.*, 2000).

⁹³ Tendance à trop souvent rejeter l'hypothèse nulle.

⁹⁴ Risque β .

⁹⁵ Faculté du test à rester non biaisé lorsque les observations ne respectent plus les conditions d'application.

distribution aléatoire et d'indépendance (*i.e.* absence d'auto-corrélation). De surcroît, certains tests postulent l'hypothèse de normalité.

L'analyste est donc confronté à la délicate question du choix du test à mettre en œuvre pour la détection d'un ou de plusieurs changements locaux. Heureusement, certains statisticiens comme Renard (2006) ont évalué, par simulation, les différentes méthodes locales de détection de changement. Ils proposent *in fine* **un schéma de sélection du test le plus adapté à une situation donnée**. Outil ô combien salutaire pour l'historien du climat ou des eaux courantes...

1.2. Quel protocole de détection d'un changement à l'échelle « régionale » ?

1.2.1. Position du problème

La plupart des données climatiques ou atmosphériques sont échantillonnées ponctuellement dans l'espace⁹⁶ et ne sont pas indépendantes. Le passage de l'échelle locale à l'échelle régionale, entraîne localement l'application multiple d'un même test statistique pour un niveau de significativité α_{ocal} . Ce changement d'échelle suppose donc :

- ✓ de définir une significativité régionale du test d'hypothèse appliqué localement ;
- ✓ de traiter le problème de la corrélation spatiale existant entre les données ponctuelles.

À ces deux enjeux s'ajoute celui de la définition de la loi de distribution de la statistique du test sous l'hypothèse nulle d'absence de changement régional.

Reprenons l'exemple cité par Renard (2006) en l'adaptant : supposons que nous ayons réalisé un test statistique au risque $\alpha = 0,05$ sur $K = 100$ points. Supposons également que pour tous ces points, l'hypothèse nulle de stationnarité soit vraie (Tableau 2.3). Dans ce cas, à cause du risque d'erreur choisi, on s'attend à détecter à tort $K\alpha$ changements significatifs, soit 5 « faux changements » dans notre cas. Le nombre de « faux changements » augmente donc avec le nombre de points. Que dire si, lors de l'application locale du test à l'échantillon de données ponctuelles ce sont 6, 10 ou 20 changements locaux significatifs qui sont détectés ? À partir de combien de changements locaux significatifs dans l'échantillon de données peut-on décider avec un certain risque d'erreur que tous ces changements ne peuvent résulter d'un « accident », du hasard ?

Vérité Décision	H_0 : toutes les hypothèses nulles locales sont vraies	H_1 : toutes les hypothèses nulles locales sont fausses
H_0	Bonne décision : $1 - \alpha_{régional}$	Mauvaise décision : $\beta_{régional}$
H_1	Mauvaise décision : $\alpha_{régional}$	Bonne décision : $1 - \beta_{régional}$

Tableau 2.3. Risque (probabilité) de bonnes et de mauvaises décisions en détection régionale.

⁹⁶ Il peut s'agir de données instrumentales stationnelles ou de données en point de grille.

Démontrer la significativité régionale du test d'hypothèse, autrement dit décider de rejeter l'hypothèse de stationnarité avec une probabilité inférieure ou égale au risque de première espèce régional (Tableau 2.3), requiert qu'un nombre beaucoup plus important de rejets de l'hypothèse nulle soit trouvé à l'échelle locale.

Sous l'hypothèse (peu réaliste) d'indépendance des points, les p tests d'hypothèse appliqués aux données ponctuelles peuvent être considérés comme p expériences aléatoires, indépendantes, ayant chacune une probabilité de succès (rejet de H_0) égale à α_{local} (Renard, 2006). L'hypothèse nulle régionale (Tableau 1.3) est alors rejetée si (Wilks, 2006) :

$$Pr(M \geq m) \leq \alpha_{\text{régional}} \quad (5)$$

où m représente le nombre de rejets de l'hypothèse nulle locale au risque α_{local} dans l'échantillon de données et $\alpha_{\text{régional}}$ le niveau de significativité régional du « méta-test ».

L'équation (5) signifie littéralement que si la probabilité au dépassement du nombre de rejets du test de changement au risque α_{local} est inférieure ou égale au niveau de significativité régionale, alors l'hypothèse nulle régionale est rejetée. La valeur de m dans l'échantillon de données représente alors **un nombre de tests significatifs suffisamment rare pour être considéré comme trop lointain des conditions de conservation de l'hypothèse nulle d'absence de changements locaux**, *i.e.* toutes les hypothèses nulles sont fausses (Tableau 2.3). Les « faux changements » locaux détectés dans l'échantillon de données ne résultent plus du hasard et doivent alors être interprétés comme de « vrais changements » locaux.

Sous l'hypothèse d'indépendance, le nombre de tests localement significatifs m suit une loi binomiale (épreuve de Bernouilli) de paramètres K et α . Cette approximation permet de donner un premier ordre de grandeur du nombre minimum de ces derniers pour garantir la significativité régionale (Livezey et Chen, 1983). Ainsi, pour 100 points testés au risque α de 0,1, il faut au moins 16 tests significatifs pour garantir la significativité régionale au risque $\alpha_{\text{régional}}$ de 0,1. Le test d'hypothèse est bilatéral puisque l'on ne connaît pas le signe du changement (positif ou négatif). Le seuil de significativité est donc de $\alpha_{\text{régional}}/2$.

1.2.2. Effets de la corrélation spatiale sur le test d'hypothèse

Une difficulté supplémentaire réside dans le fait que pour la plupart des échantillons de données climatiques d'échelle régionale, **il existe une corrélation inter-site**, appelée aussi corrélation croisée. Du point de vue statistique, l'existence d'une corrélation spatiale entre les données ponctuelles implique (*e.g.* Douglas *et al.* 2000) :

1) **Une redondance d'information entre les points de mesure ou les points de grille.** Par conséquent, si un changement est trouvé en un point, il a plus de chance d'exister aussi au(x) point(s) corrélé(s). La corrélation spatiale a donc pour effet de violer l'hypothèse d'indépendance des points et d'entraîner une sous-estimation de la probabilité au dépassement de m dans l'équation (5).

2) **Une réduction de la taille critique de l'échantillon de points** (notion d'effectif efficace) dont les changements locaux peuvent être considérés comme ne résultant pas du hasard. Traitant du cas particulier des champs climatiques, Livezen et Chen (1983) évoquent la réduction du nombre de degrés de liberté induite par la corrélation croisée.

En conséquence, la non prise en compte du biais statistique induit par la corrélation spatiale rend les tests statistiques de changement plus « libéraux », **trop permissifs** : en effet, si la corrélation spatiale n'est pas prise en compte dans la procédure de test - elle peut par exemple être soustraite de l'échantillon en « blanchissant » les séries climatiques, autrement dit en les décorrélant - l'hypothèse nulle d'absence de changements locaux est alors rejetée plus souvent qu'elle ne le devrait.

Plusieurs voies de recherche ont été explorées pour bâtir un test régional de changement qui soit tout à la fois conservatif, robuste et puissant. Certains statisticiens ont cherché à modifier des tests existants pour les rendre applicables à l'échelle régionale (*e.g.* Douglas *et al.*, 2000) d'autres ont développé de nouvelles approches semi-paramétriques, fondées par exemple sur les copules gaussiennes (Renard *et al.*, 2008). Une autre solution réside dans l'appel à des techniques de génération numérique (type Monte Carlo) permettant de reconstituer une distribution d'échantillonnage sous l'hypothèse nulle d'absence de changement (Yue *et al.*, 2003). C'est cette approche que j'ai privilégiée dans le cadre de mes travaux récents (2-Drogue et François, à paraître) car elle est généralisable à la plupart des situations (Renard *et al.*, 2008).

1.2.3. En résumé...

L'analyse régionale des changements climatiques fondée sur des données ponctuelles appelle un changement d'échelle. Elle suppose la mise en œuvre d'un nouveau formalisme statistique que l'on peut qualifier de « méta-test » et non une simple transposition du formalisme appliqué localement. C'est tout l'enjeu du développement d'un modèle régional de changement. Des structures de tels modèles sont proposées par Renard *et al.* (2008) ou Wilks (2006).

Ces quelques rappels soulignent l'importance de **fixer un cadre statistique rigoureux à la détection des changements à l'échelle régionale avant toute étude d'attribution**. En paraphrasant Renard (2006), je dirai que seul ce cadre statistique permet d'associer à une prise de décision [*e.g.* l'absence de changement(s)] un risque d'erreur et de vérifier que le nombre de changements détectés localement est suffisant pour s'assurer de leur significativité régionale et justifier la recherche d'une ou de plusieurs causes déterministes de même échelle. Cette réflexion distanciée sur l'analyse de détection **m'a conduit à reprendre certains de mes travaux initiés en doctorat sur l'analyse des changements pluviométriques et à leur apporter quelques compléments d'analyse**.

2. Comment concevoir et appliquer le forçage climatique futur du modèle d'impact ?

Depuis plusieurs années, l'étude des répercussions de l'évolution climatique future sur le cycle de l'eau a suscité une mobilisation considérable de la communauté des climatologues et des « impacteurs » : hydrologues, agronomes, barragistes, chimistes de l'eau, hydrobiologistes, écologistes, etc. Les variables atmosphériques constituent en effet des intrants essentiels de leur modèle d'impact⁹⁷.

En hydrologie de surface, l'avenir des eaux courantes peut résulter de plusieurs approches allant des plus triviales aux plus sophistiquées. **Cette construction n'est donc pas le fruit d'un protocole unique mais résulte d'un processus expérimental plus ou moins complexe.**

À titre d'exemple, les *runs* de MCG-OA mis en oeuvre entre le SAR (AR2) et le TAR (AR3) du GIEC dans le cadre du GICC⁹⁸ ont conduit à des conclusions radicalement opposées dans le Nord de la France pour la fin du siècle : avec le TAR, les précipitations n'augmentent plus en hiver, ce qui conduit à un assèchement prononcé du climat et des masses d'eau (Ducharne *et al.*, 2009).

2.1. Les futurs de l'hydrologie

La réponse du modèle d'impact hydrologique étant grandement conditionnée par l'évolution spatio-temporelle des variables de forçage atmosphériques, les futurs hydrologiques seront donc dépendants des futurs du climat... De ce point de vue, **le mode d'interprétation du couple scénario/impact a produit un clivage distinguant l'interprétation descendante de l'interprétation ascendante.**

2.1.1. L'exercice de projection climatique ou l'interprétation descendante du couple scénario/impact

L'exercice de projection climatique est fondé sur des scénarios de changement d'ordre climatique, les « *what/if scenarios* » des anglo-saxons. Ces scénarios climatiques consistent à tester les répercussions de l'évolution d'indicateurs de forçage climatique sur un modèle d'impact. En hydrologie, un scénario *what/if* très simple pourrait s'écrire de la manière suivante : « Comment évoluerait le débit de ma rivière si le nombre de jours avec plus de 50 mm de pluie doublait en hiver ? ».

Les scénarios climatiques sont généralement associés à des périodes de projection plus ou moins lointaines (généralement 2030 à 2100). Un exercice de projection climatique peut être le fruit d'une démarche empirique ou résulter d'expériences numériques de

⁹⁷ Modèle simulant le fonctionnement d'un système donné d'échelle fine (hydrologique, agricole, écologique, etc), en réponse à un forçage climatique. En hydrologie prospective, le recours à un modèle d'impact n'est pas indispensable. Des méthodes statistiques permettent de lier directement la CALE à certaines caractéristiques des phases de crue ou d'étiage en climat présent. Elles peuvent ensuite servir de méthode de transfert pour prendre en compte l'effet d'un changement climatique futur sur les variables d'impact hydrologiques (Samaniego et Bardossy, 2006).

⁹⁸ Gestion et impact du changement climatique.

modélisation du climat⁹⁹ telle que celles mises en œuvre dans le cadre de la préparation des AR¹⁰⁰ du GIEC. Dans tous les cas, **les simulations du modèle d'impact doivent être interprétées conditionnellement** à :

- ✓ un ou plusieurs futurs du climat, dont la réalisation est plus ou moins proche et plus ou moins probable. En marge de tout exercice de projection climatique, il subsiste une part d'incertitude qui échappe à toute évaluation *a priori*.
- ✓ la capacité du modèle d'impact à représenter la réalité.

Conceptuellement, l'exercice de projection climatique repose sur une interprétation descendante (« *top-down* » en anglais) du couple scénario/impact. Le forçage climatique et le modèle d'impact sont sous la commande de scénarios climatiques issus d'expériences numériques de modélisation du climat eux-mêmes sous la commande de scénarios d'émission ou plus récemment de RCP fixant des degrés de forçage radiatif (cf. 2.3.1 et Figure 2.6). **La chaîne de modélisation est donc fondée sur des relations de causalité linéaire.**

2.1.2. L'étude de sensibilité

Du point de vue de l'adaptation, la méthode par projection climatique présente trois faiblesses majeures :

- 1) Elle est obérée par de multiples sources d'incertitude (cf. 2.3) qui mettent l'impacteur face à un spectre très étendue de futurs climatiques possibles, parfois de signes opposés !
- 2) Elle rend les stratégies d'adaptation scénario-dépendantes. Celles-ci ne peuvent donc être politiquement rafraîchies qu'au prix d'un nouvel exercice de modélisation du climat. L'expérience montre que la méthode par projection climatique est rarement suivie d'actions d'adaptation.
- 3) Elle est très souvent sous-tendue par la logique du « prévoir-pourvoir » qui consiste à ne considérer qu'un nombre restreint de scénarios climatiques.

L'étude de sensibilité permet de transcender ces limites en étant **neutre** vis-à-vis de l'information sur l'évolution de l'aléa climatique délivrée par les scénarios climatiques. Elle s'ajuste en co-évolution avec ces derniers. Elle ne recourt aux scénarios climatiques que pour « encadrer » la fourchette des changements prévus par l'étude de sensibilité et assister l'impacteur dans l'évaluation de leur plausibilité. De plus, elle offre l'intérêt de ne pas être dépendante d'un horizon temporel pour la mesure de l'impact.

En modélisation des systèmes, la sensibilité peut être définie comme *le taux de changement d'un facteur en réponse au changement d'un autre facteur, c'est-à-dire la réponse d'un système à une perturbation. [...] Un grand changement dans les sorties du modèle consécutivement au changement de la valeur du paramètre indique une bonne sensibilité des sorties du modèle* » (Perrin, 2000).

⁹⁹ Voir le CMIP-5 par exemple (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>).

¹⁰⁰ *Advanced report* ou rapport d'avancement.

Transposé à l'estimation du forçage climatique du modèle d'impact en climat modifié, l'étude de sensibilité consiste donc à analyser la surface de réponse d'un modèle d'impact à la variation du forçage climatique (facteur de perturbation) en temps présent par pas régulier (*e.g.* 5 %) dans une gamme de variations très étendue pouvant aller par exemple de -40 % à + 60 % de la valeur moyenne actuelle d'une variable de forçage climatique (précipitations et température de l'air en général). La gamme des futurs climatiques et, partant, des futurs hydrologiques qui résultent de l'étude de sensibilité, est donc beaucoup plus étendue qu'en analyse de scénarios classique (Figure 2.3).

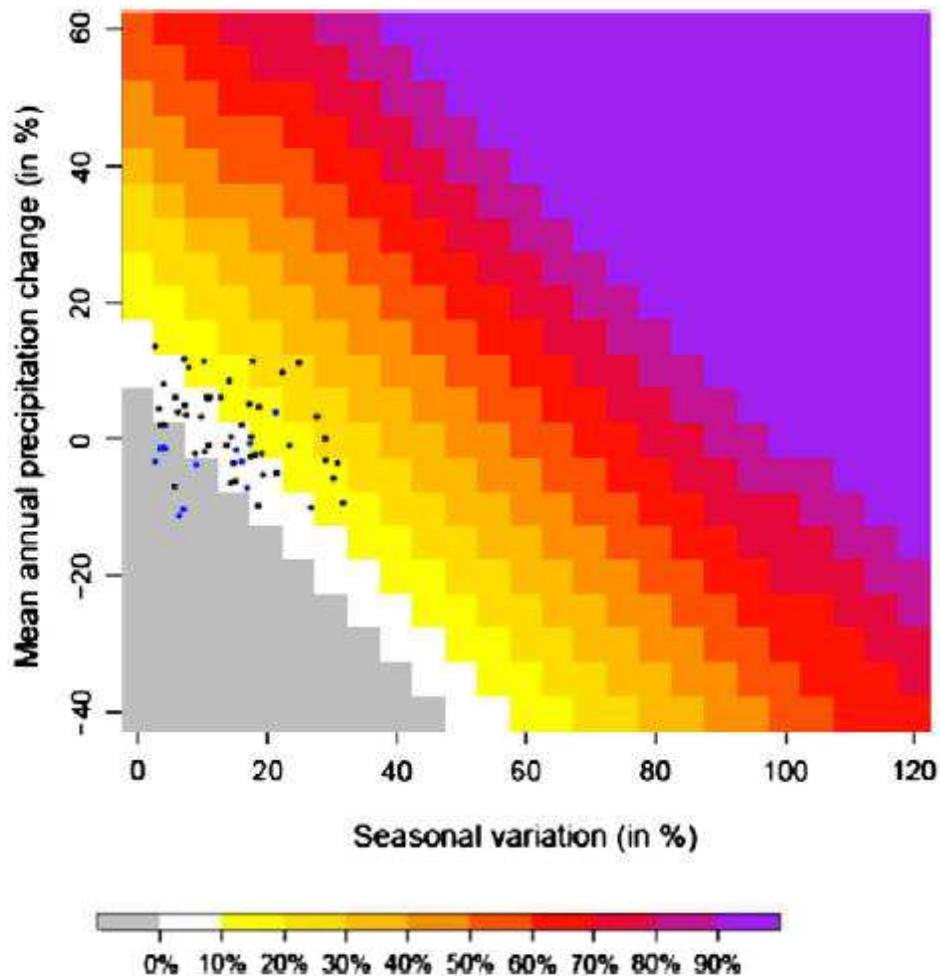


Figure 2.3. Surface de réponse du changement du débit de pointe journalier de temps de retour 20 ans pour un scénario de réchauffement d'été moyen (Bassin de l'Enrik à Mille of Tore, NE de l'Ecosse). Les points correspondent aux scénarios climatiques issus de l'AR4 du GIEC (noirs) et de l'UKCP09 (bleus). *In Prudhomme et al. (2010).*

En hydrologie, cette approche a plusieurs atouts :

- 1) Hiérarchiser le poids des variables de forçage climatique en temps présent dans la sensibilité de certaines variables hydrologiques d'impact ;
- 2) Produire une surface de réponse du changement hydrologique résultant d'un forçage climatique en climat modifié (Figure 2.3). Cette surface de réponse est représentative de

la vulnérabilité hydrologique d'un bassin vis-à-vis d'un changement climatique et n'est pas dépendante d'une période de projection ;

3) Mesurer avec robustesse la sensibilité d'une variable hydrologique d'impact aux variations du forçage climatique en climat modifié ;

4) Prendre en compte l'évolution de la perception sociale du risque, un changement d'horizon temporel pour la mesure de l'impact ou encore un changement significatif dans les projections climatiques.

Malgré tous ces avantages, l'étude de sensibilité reste dépendante d'un modèle et de sa paramétrisation obtenue par calage. Or le calage **est généralement décliné sous sa forme statique**. L'étude de sensibilité repose alors sur l'hypothèse fragile d'une fixité des paramètres du modèle pluie-débit, jugés indépendants des variations climatiques (je discute de cette question à la section 3 du présent chapitre). Or si on lève l'hypothèse de fixité des paramètres, en d'autres termes si l'on pratique un recalage du modèle pluie-débit pour chaque incrément de changement climatique¹⁰¹, un même modèle d'impact produira des surfaces de réponses différentes de celles obtenues par une étude de sensibilité statique. *A fortiori*, la plupart du temps, deux modèles d'impact donneront deux surfaces de réponses hydrologiques différentes pour des forçages climatiques identiques.

2.1.3. L'indicateur d'élasticité climatique

L'indicateur d'élasticité climatique n'est qu'un cas particulier de l'étude de sensibilité décrite plus haut. En effet, il constitue **un indicateur robuste et non biaisé de la susceptibilité d'un cours d'eau** (ou de la réponse en débit d'un bassin) au changement climatique, qui se définit comme suit (Schaake, 1990 ; Sankarasubramanian *et al.*, 2001) :

$$e(Q, X) = \left(\frac{dQ}{Q} \right) / \left(\frac{dX}{X} \right) \quad (6)$$

où X désigne la variable climatique dont on souhaite mesurer l'impact sur le débit Q . Supposons que l'on travaille sur les modules annuelles de pluviométrie et de débitmétrie. Dans ce cas, une valeur d'élasticité supérieure à 1 indique qu'un changement d'1 % du module pluviométrique entraîne un changement de plus d'1 % sur le module de débit.

L'élasticité climatique d'une variable d'impact peut être déterminée à partir de données observées ou simulées en temps présent ou sous climat modifié. Son application en hydrologie apporte une plus-value en termes de diagnostic hydrologique en temps présent¹⁰² : ainsi elle permet de faire la distinction, sans recourir à un modèle pluie-débit, entre les bassins répondant fortement à un changement climatique (bassins faiblement résilients ou à haute sensibilité climatique) de ceux qui au contraire ont tendance à « amortir » ce changement (bassins fortement résilients ou à faible

¹⁰¹ L'étude de sensibilité est alors dynamique.

¹⁰² Une « métrique de validation » des changements présents ou futurs pour reprendre l'expression de Sankarasubramanian *et al.* (2001).

sensibilité climatique). Par exemple, Sauquet *et al.* (2007) ont testé cet indicateur sur le QMN₅ et le Q₉₀ de sous-bassins rhodaniens en climat modifié.

La détermination de cette métrique hydrologique du changement climatique est cependant sujette à des variations en fonction de la période de référence (année civile ou année hydrologique) ou encore de la longueur et de la variabilité des chroniques hydro-climatologiques disponibles pour la calculer. L'équation (1) peut être étendue à deux paramètres de forçage climatique, les précipitations et la température de l'air (Fu *et al.*, 2007).

2.1.4. La méthode des gradients

Cette méthode, baptisée *trading space for time* en anglais, repose sur l'hypothèse simple que les changements hydrologiques graduels induits dans un bassin-versant par l'évolution temporelle du climat sont comparables aux changements hydrologiques graduels induits par l'évolution spatiale du climat actuel dans le voisinage de ce bassin. On n'est pas loin de l'hypothèse ergodique. La futurologie s'élabore par analogie fonctionnelle en temps présent. **L'intérêt de cette méthode est de reposer sur des données et des bassins réels et non des simulations.** La difficulté réside dans l'identification des critères de similitude de fonctionnement hydrologique permettant de sélectionner le ou les bassins voisins le(s) plus ressemblant(s) du bassin-cible en climat présent.

2.1.5. Remarques conclusives

La façon de concevoir l'avenir des eaux de rivière a une incidence opérationnelle directe, notamment en matière de stratégie d'adaptation.

L'approche par scénarios de changement permet de tester un grand nombre de scénarios de changement climatique plausibles, vraisemblables pour un grand nombre de variables d'impact hydrologiques. La chaîne de modélisation s'organise comme une chaîne de causalités linéaires ayant pour point de départ les émissions/concentrations en GES et comme point d'arrivée les sorties déterministes du modèle d'impact. **Elle conduit souvent à l'inaction chez les décideurs, en raison du spectre très large des futurs hydrologiques et, par conséquent, du risque trop important de se tromper en agissant.**

Avec l'étude de sensibilité, un changement de paradigme s'opère. Le modèle d'impact n'est plus le point d'arrivée mais le point de départ de la chaîne de causalités. L'interprétation du couple scénario/impact est donc ascendante. Les futurs de l'hydrologie sont construits en fonction des attentes des impacteurs, des décideurs, de ce qu'ils savent faire ou de ce qui est socialement acceptable. **Sous l'effet des facteurs de perturbation du climat, le modèle d'impact produit une surface de réponse du changement hydrologique**¹⁰³.

¹⁰³ Etudiant l'impact de la forêt sur l'écoulement, Andréassian (2005) introduit le concept de réponse hydrologique potentielle. Transposée au changement climatique, il s'agit d'une notion proche de celle d'élasticité climatique.

Des rétro-actions sont possibles entre les politiques d'adaptation et la surface de réponse sans que cela nécessite de produire de nouveaux scénarios climatiques. L'incertitude des expériences de modélisation du climat peut alors être replacée dans le contexte plus large de la sensibilité climatique d'un bassin ou d'une variable d'impact simulée par un modèle pluie-débit. Au total, l'étude de sensibilité constitue un outil de diagnostic d'un type de fonctionnement hydrologique et permet une évaluation globale de la vulnérabilité hydrologique d'un bassin face au changement climatique.

Ces quelques éléments conclusifs seraient incomplets si je ne mentionnais **le rôle central des données historiques dans la construction de l'avenir des rivières**. Quelle que soit la méthode de construction des futurs hydrologiques envisagée par l'impacteur, il doit impérativement disposer de longues chroniques hydro-climatologiques, d'observations et de données de terrain en temps présent pour construire et valider les méthodes de projection hydrologique. Projeter l'avenir des eaux courantes ne saurait se faire sans référence à l'observation multi-décennale de la transformation pluie-débit sur un grand nombre de bassins-versants: exprimé plus succinctement, mieux comprendre l'actuelle hydrologie de bassin c'est mieux prévoir son évolution en climat modifié !

De ce point de vue, outre les réseaux de mesure gérés par les services déconcentrés de l'état (DREAL) ou certains établissements publics ou parapublics (Météo-France, BRGM, etc.), les zones-ateliers et les bassins versants de recherche¹⁰⁴ à long terme constituent une **infrastructure indispensable dans l'étude interdisciplinaire et multi-scalaire de la transformation pluie-débit**.

2.2. Mailler les modèles...

Les différentes opérations de recherche auxquelles j'ai participé ont été construites autour de l'interprétation descendante du couple scénario/impact. Celle-ci est à l'origine **d'une chaîne de modélisation Scénario d'Emission/MCG-OA/Méthode de débiaisage/Modèle d'Impact**. C'est donc cette voie expérimentale que je vais expliciter ci-dessous.

Tout d'abord, il me paraît important de rappeler qu'un modèle est une représentation simplifiée de la réalité. Il n'en est qu'une imitation. Pris dans cette acception, tout modèle est donc faux par essence, il n'est pas la réalité. Mais telle la paille de chimiste, un modèle est un objet de laboratoire qui permet de tester différents mécanismes, différentes hypothèses décrivant le fonctionnement d'un système. Il doit

¹⁰⁴ La déclaration de Braunshweig (Schumann *et al.*, 2010) est un jalon important dans le renforcement des liens entre hydrologues et gestionnaires des petits bassins versants de recherche. Elle a été rédigée sous l'égide de la WMO, de l'ERB, de l'IAHS et du programme UNESCO-FRIEND et approuvée par les participants de l'*International Workshop on Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins* qui s'est tenue à Goslar- Hahnenklee (Allemagne) du 30 mars au 2 avril 2009. Cette déclaration rappelle avec force l'impérieuse nécessité de disposer d'observatoires de l'environnement au long cours permettant d'appréhender la non stationnarité des processus hydrologiques. Les bassins expérimentaux sont des laboratoires de terrain essentiels pour *observer* la co-évolution du climat et de l'hydrologie sur le long terme, *comprendre* les processus dominants de la transformation pluie-débit, *tester* des hypothèses de changement et *représenter/valider* des modèles de fonctionnement. Cette politique d'équipement et de suivi de bassins versants de recherche a toujours fait partie intégrante de la démarche expérimentale et pédagogique des hydrologues du CEGUM.

être validé sur des cas connus et permet de prévoir l'évolution d'un système donné. La finalité de la modélisation est donc autant fondamentale qu'appliquée.

2.2.1. La modélisation prospective du climat

À l'heure actuelle, il n'existe pas de modèle analogique capable de modéliser le système climatique. C'est donc la voie numérique qui a été privilégiée par les climatologues. Différents types de modèles numériques existent selon l'éventail des processus physiques pris en compte, l'ampleur de l'intégration et le degré de développement du formalisme mathématique décrivant ces processus (Figure 2.4).

Pour simuler les impacts du changement climatique à l'horizon de la fin du XXI^e siècle, ce sont les sorties (ou extrants) des MCG-OA¹⁰⁵ qui sont utilisés par les « impacteurs ». Les MCG-OA sont des modèles qualifiés de « compréhensifs » par Caussen *et al.* (2000) dans leur typologie dans la mesure où ils apportent une compréhension fine des mécanismes qui régissent le climat planétaire.

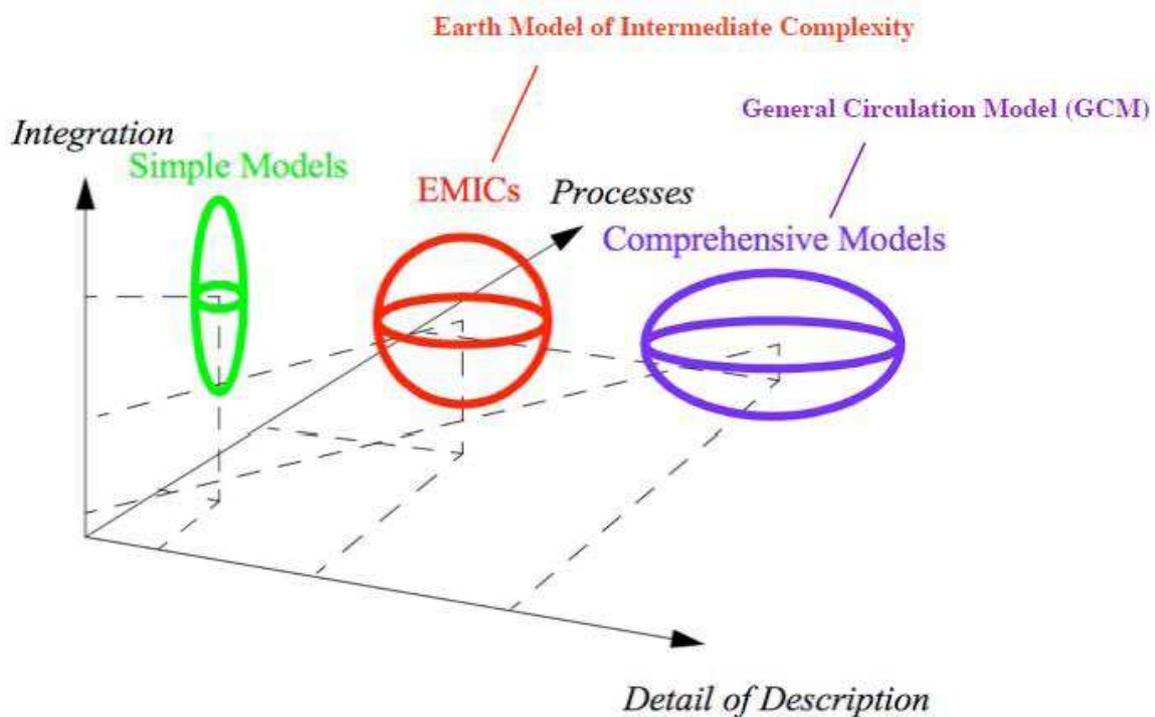


Figure 2.4. Typologie des modèles numériques du climat selon trois critères : l'intégration, le « *detail of description* », les « *processes* ». In Claussen (2001).

Leur structure s'organise autour des grandes composantes du système climatique et comporte en général un modèle de circulation générale atmosphérique, un modèle de circulation générale océanique, un modèle de surface continentale et un modèle de banquise.

¹⁰⁵ GCMs : *global circulation models* en anglais.

Les MCGA-OA reposent sur **le postulat que le climat est implicitement prévisible** dans le sens où s'il se produit un changement connu dans les facteurs de forçage externes, le climat répond par un changement prévisible de ses caractéristiques statistiques. À titre illustratif, la Figure 2.5 retrace l'évolution des températures estivales moyennes observées et simulées par un MCG-OA de 1900 (1960) à 2100 en France (Déqué, 2004).

À la lecture de cette figure, on se rend bien compte que pour un été donné, la simulation du modèle n'a aucun caractère prédictif (pas d'autocorrélation). L'été 2003 n'est pas particulièrement chaud dans la simulation. En revanche, en termes de climat, *i.e.* de distribution statistique sur une période de 30 ans, le MCG-OA prédit une évolution vers des étés plus chauds à la fin du XXI^e siècle qu'à la fin du XX^e siècle. Au total, l'évolution d'une année à l'autre est dominée par le chaos, alors que l'évolution lente est contrainte par le forçage radiatif anthropique.

Grâce notamment aux progrès réalisés en matière de calcul numérique, les MCG-OA se sont largement complexifiés intégrant des composantes du système climatique de plus en plus nombreuses et notamment une modélisation du cycle du carbone. Mais à l'heure actuelle, les MCG-OA présentent toujours des faiblesses importantes qui rendent l'exploitation de leur simulation à des fins hydrologiques parfois difficiles¹⁰⁶ (cf. 2.2).

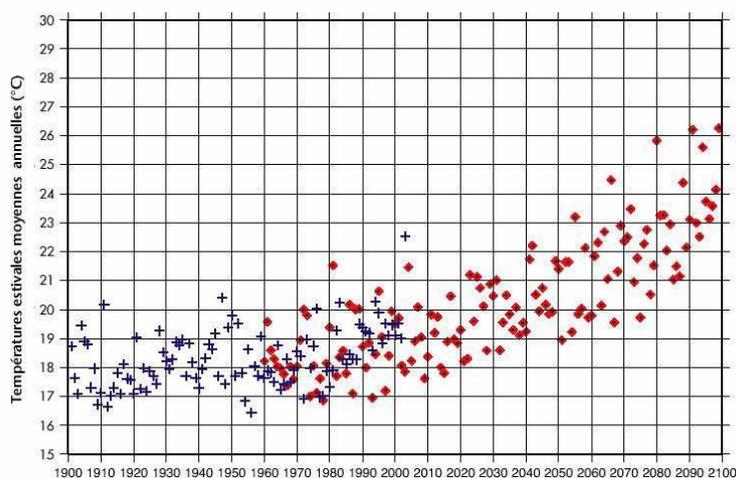


Figure 2.5. Moyennes d'été (JJA) de la température de l'air sur la France observées depuis 1900 (+), et obtenues à partir d'une simulation climatique de 1960 à 2100 utilisant des hypothèses (GIEC-A2) pour la concentration en gaz à effet de serre (losanges rouges). In Déqué (2004).

¹⁰⁶ Le modèle français ARPEGE-CLIMAT du CNRM fait figure d'exception en la matière et se range plutôt dans la catégorie des modèles de climat à résolution variable, intermédiaire entre modèle à basse résolution (MCG-OA) et modèle à haute résolution (Modèles de Climats Régionaux, MCR). En effet, la grille d'ARPEGE-CLIMAT peut être basculée pour changer la position du pôle et étirée pour augmenter la résolution dans une zone d'intérêt. Dans la version climat d'ARPEGE, la résolution varie de 50 km au centre de la Méditerranée à 450 km dans le Pacifique Sud. Ceci assure une résolution d'au moins 60 km sur la France. La discrétisation verticale se fait sur 31 couches qui suivent le relief avec des tranches d'altitude variables. Le pas de temps de calcul est de 30 min. Cette capacité de zoom a permis de développer des études régionales du climat avec ce MCG-OA notamment sur l'Europe (Déqué et Piedelievre, 1995).

2.2.2. Quelle articulation avec les modèles d'impact hydrologiques ?

Face à la nécessité sociétale de répondre à la question des futurs hydrologiques, les hydrologues ont très largement recouru à l'utilisation de modèles pluie-débit. Leur interfaçage avec les MCG-OA ou MCR a généralement été effectué de deux façons :

- ✓ **En mode couplé** : dans ce cas, l'hydrologie rétroagit avec le climat ; les flux d'eau et d'énergie émanant du modèle hydrologique modifient l'état et la dynamique atmosphérique.
- ✓ **En mode forcé** : l'approche est purement descendante. Les variables climatiques forcent le modèle hydrologique qui produit des variables d'impact sans rétroagir avec le climat.

Le couplage se fait soit au sein du modèle de surface continentale ou LSM (Land Surface Model), soit entre le LSM et le modèle hydrologique (Vincendon *et al.*, 2012). Ceci nécessite un travail collaboratif important entre modélisateurs du climat et modélisateurs de la transformation pluie-débit et s'avère souvent complexe à mettre en œuvre et chronophage : temps de développement et temps de calcul s'additionnent.

Le mode forcé est le plus courant en raison de la simplicité de sa mise en œuvre. Il « suffit » de disposer des variables de forçage climatique simulées par le MCG-OA en temps présent et en temps futur. Moyennant certaines précautions, celles-ci sont alors utilisées pour faire tourner le modèle hydrologique en temps présent et en projection.

Tous les modèles pluie-débit ne sont pas compatibles avec le mode couplé. En revanche le mode forcé peut s'appliquer à tout type de modèles pluie-débit ; c'est aussi ce qui explique qu'il soit le plus courant. **Le choix du modèle pluie-débit dépend non seulement de la philosophie de modélisation retenue par l'impacteur mais aussi de la variable d'impact qui l'intéresse.** Pour mesurer l'impact du changement climatique sur l'écoulement de rivière, une modélisation globale peut suffire. En revanche, si l'on souhaite quantifier cet impact sur l'humidité des sols et disposer d'une vision spatialement discrétisée de cet impact, il est indispensable de recourir à un modèle pluie-débit à base physique distribué.

2.3. Les modèles de climat et l'hydrologie

2.3.1. « Not fit for purpose »...

Evoquant les liens entre changement climatique et hydrologie, l'hydrologue Keith Beven, père de Topmodel, écrivait récemment que les simulations des MCG-OA ne sont pas encore « *fit for purpose* » (Beven, 2012). En d'autres termes, elles ne sont pas encore adaptées aux besoins de l'hydrologie **notamment en raison de la forte incertitude épistémique (manque de connaissance)** qui subsiste à propos du fonctionnement du système climatique. **Toute utilisation directe et définitive des sorties brutes de MCG-OA ou de MCR pour forcer un modèle d'impact hydrologique est donc à proscrire.**

L'opinion de Keith Beven, loin d'être isolée dans la communauté des hydrologues, souligne le **défi** que représente l'évaluation rigoureuse **de l'amplitude et de la localisation du changement climatique contemporain** et de son impact sur la ressource en eau. Manifestement, elle se projette sur un horizon lointain et demande encore une maturation des outils et des méthodes existants.

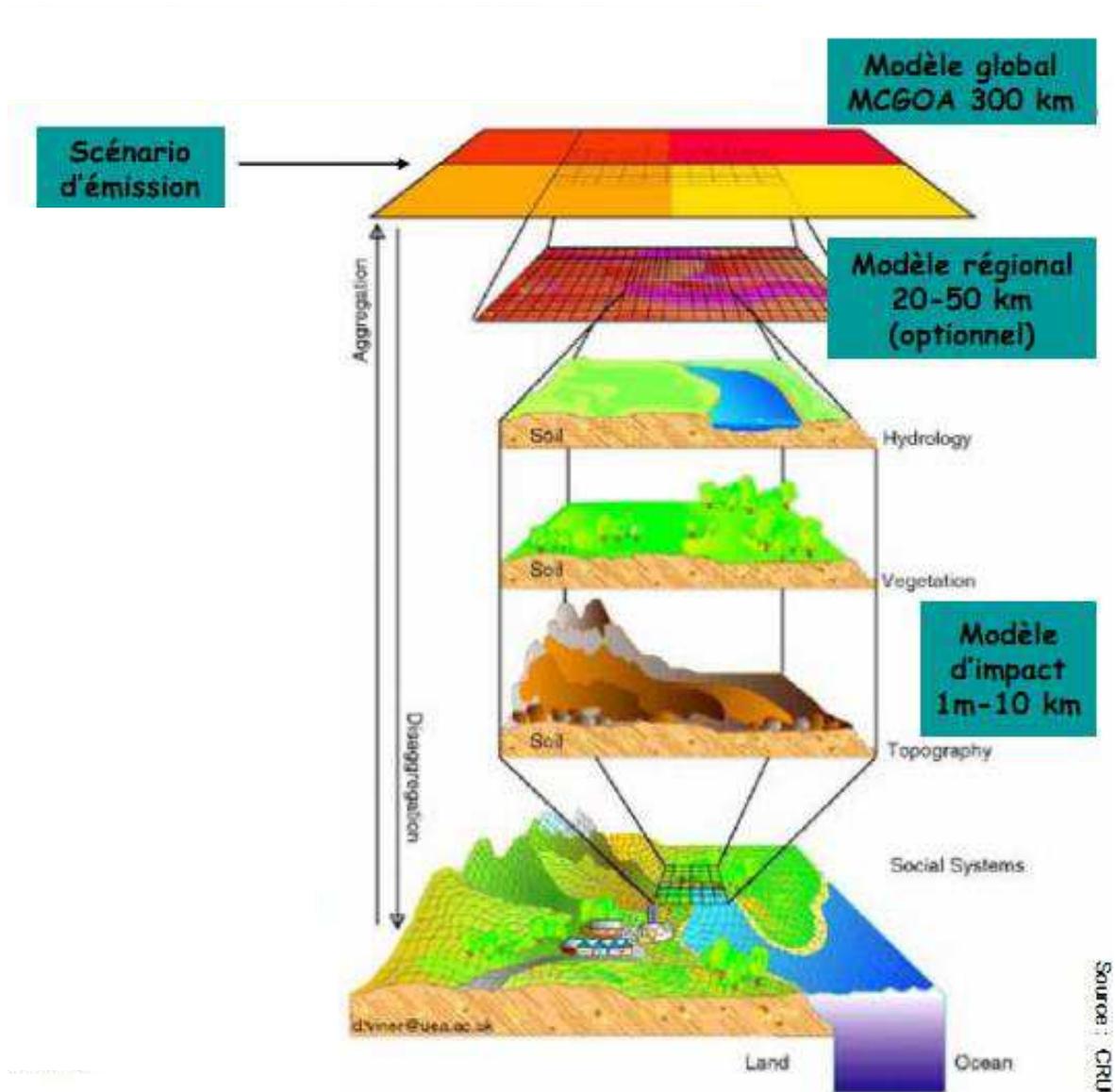


Figure 2.6. Réduction d'échelle de la maille d'un MCG-OA vers une maille à haute résolution spatiale. Sources : Climate Research Unit (D. Viner) et projet Rexhys.

L'une des limitations principales des MCG-OA réside dans la taille de leur maille de calcul trop grande pour envisager la résolution de certaines hétérogénéités spatiales comme le relief (Figure 2.6). Les processus atmosphériques qui conditionnent la distribution spatio-temporelle des précipitations et plus largement le climat régional sont de ce fait assez mal représentés par ce type de modèle climatique. Ainsi, les climatologues considèrent que la dynamique atmosphérique (*i.e.* la climatologie de la pression atmosphérique) est bien reproduite par ce type de modèle climatique alors que la climatologie des autres variables atmosphériques est généralement biaisée.

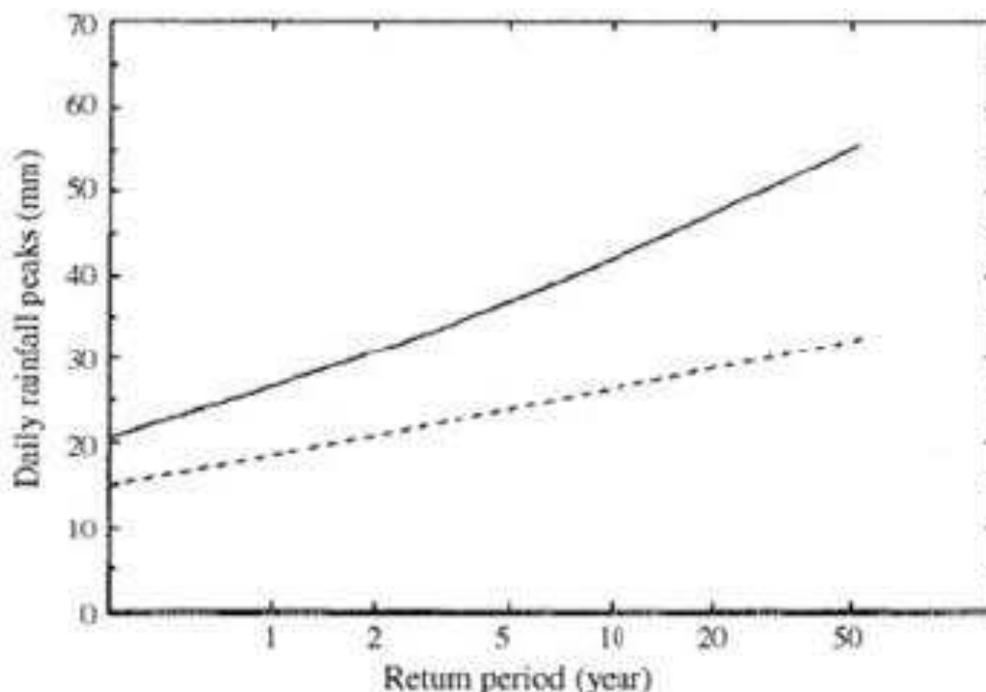


Figure 2.7. Comparaison entre les quantiles journaliers de précipitations « observés » (1961-1990 ; trait continu) et simulés par le MCG-OA HadCM2 en phase de contrôle (trait discontinu) pour la même maille. In Prudhomme *et al.* (2002).

Par exemple, la pluie, si importante en hydrologie, est produite dans des situations atmosphériques où les mécanismes de petite (advection), moyenne et grande échelles (convection) interviennent. À l'échelle des mailles de MCG-OA (200 à 300 km de côté), la topographie locale n'est pas résolue. Il arrive fréquemment que les incertitudes des MCG-OA dans la paramétrisation des précipitations se traduisent par une surestimation de leur fréquence et une sous-estimation de leur intensité comme l'atteste l'exemple des quantiles journaliers de précipitations reportés sur la Figure 2.7.

Ce constat a conduit les climatologues à développer de nombreuses méthodes de correction (*i.e.* des post-traitements) des sorties brutes de MCG-OA ou de MCR (Tableau 1.1). En outre, elles permettent **de rendre compatibles** des sorties basse résolution des MCG-OA avec les données sous-mailles requises par les modèles d'impacts, ceci par le biais **d'une méthode de réduction d'échelle**¹⁰⁸ (Figure 2.6). En 2000, Cubasch *et al.* ont estimé que seul un accroissement notable des ressources des calculateurs permettrait de simuler conjointement, en une seule intégration, les changements affectant le régime régional des précipitations et la stabilité de la circulation thermohaline océanique.

Douze ans plus tard, Richard *et al.* (2012) concluent leur article sur les potentiels et les limites actuels des MCR en affirmant qu'« à moyen terme (*d'ici une dizaine d'années*), et

¹⁰⁸ *Spatial downscaling* en anglais. Cette descente d'échelle spatiale se double parfois d'une descente d'échelle temporelle pour garantir l'adéquation entre le pas de temps des sorties de MCG-OA et celui du modèle d'impact. La réduction d'échelle spatiale se distingue de la désagrégation spatiale dont l'objectif est de construire des scénarios de pluie sous-maille réalistes directement à partir des chroniques de pluie en sortie des MCG-OA en garantissant l'adéquation entre l'agrégation de la pluie désagrégée et le total de pluie à la résolution initiale du modèle de climat (Vischel, 2006).

de manière concomitante à l'évolution des puissances des calculateurs, on peut s'attendre à l'émergence de modèles multi-échelles en remplacement de modèles emboîtés/forcés ».

Perspective enthousiasmante... Pour autant, il y a fort à parier que la climatologie de ces nouveaux modèles restera biaisée par rapport à l'observation climatique *in situ*. Elle demandera donc, tout comme ses devancières, à être validée voire débiaisée.

2.3.2. Comment estimer l'impact hydrologique résultant d'un scénario climatique ?

Quelle que soit la source du forçage climatique (MCG-OA ou MCR), la façon la plus intuitive de formuler mathématiquement le résultat de l'impact d'un forçage climatique sur une variable hydrologique simulée par un modèle pluie-débit est de recourir à la métrique suivante :

$$Impact(f_{scénario}^F) = S(f_{scénario}^F) - S(f_{obs}^P) \quad (7)$$

où la variable $Impact(f_{scénario}^F)$ représente l'impact du scénario climatique futur sur l'hydrologie actuelle, $f_{scénario}^F$ représentent les vecteurs¹⁰⁹ de forçage climatique du modèle d'impact en climat futur, f_{obs}^P représentent les vecteurs de forçage climatique du modèle d'impact en climat présent et $S()$, la sortie du modèle d'impact. Il s'agira typiquement d'un vecteur de débits dans le cas d'un modèle d'impact hydrologique. Le calcul de cette métrique suppose de disposer d'une climatologie de référence, fruit d'observations du climat et/ou de réanalyses en temps présent.

La climatologie en réanalyses est généralement connue et n'est pas forcément exempte de biais à une échelle fine¹¹⁰ ce qui implique de la corriger préalablement. Le calcul de la métrique (7) suppose également de disposer de projections climatiques futures. Celle-ci résulte alors :

- ✓ soit d'une étude de sensibilité qui consiste à perturber la climatologie de référence par une anomalie climatique simple ;
- ✓ soit d'une simulation climatique issue d'un MCG-OA.

Dans ce cas, comme les sorties de MCG-OA sont entachées d'erreur¹¹¹, l'équation (7) devient :

$$Impact(f_{sim}^F) = S(f_{sim}^F + \varepsilon(f_{sim}^P | f_{obs}^P)) - S(f_{obs}^P) \quad (8)$$

¹⁰⁹ Par exemple : chroniques journalières de précipitations (entrée d'eau par voie atmosphérique), d'ETP (entrée énergétique du bassin), etc.

¹¹⁰ C'est le cas des réanalyses NCEP ou SAFRAN.

¹¹¹ Y compris un biais d'échelle.

Méthodes de correction	Forces	Faiblesses	Niveau d'échelle	Robustesse de la transférabilité temporelle
Anomalies (ou méthode des perturbations ou méthode du « delta »)	Très simple Implémentable à partir des sorties mensuelles de MCG-OA ou MCR	Ne corrige que les biais Ne décrit que le changement climatique moyen Ne prend pas en compte le changement de variabilité Ne conserve pas la cohérence physique entre variables climatiques	Applicable à n'importe quelle résolution spatiale	Faible
Correction variable	Corrige toute la distribution statistique par saison Préserve les changements de variabilité simulés par les MCG-OA ou MCR Permet de combler des lacunes	Implique des analyses statistiques complexes Impose une adéquation du pas de temps entre les sorties de MCG-OA ou MCR et modèle d'impact Impose de disposer d'une climatologie de référence (données observées homogènes sur une longue période)	Applicable à n'importe quelle résolution spatiale	Faible
Régime de temps	Permet une descente d'échelle temporelle (<i>i.e.</i> passage du pas de temps journalier au pas de temps horaire) Préserve les changements de variabilité simulés par les MCG-OA	Le calage de la méthode nécessite des efforts de classification importants et des compétences spécialisés Ne permet pas de détecter l'apparition de nouveaux régimes de temps	Applicable à n'importe quelle résolution spatiale	Moyenne

Tableau 2.4. Comparatif entre trois méthodes de correction des sorties brutes de MCG-OA ou MCR (adapté et complété après Rexhyss, <http://www.sisyphe.upmc.fr/~agnes/rexhyss/>).

où l'incide *sim* renvoie à la simulation climatique et le terme $\varepsilon(f_{sim}^P)$ est un terme d'erreur exprimant l'écart entre les vecteurs de forçage climatique issus de la climatologie de référence et ceux issus de la climatologie simulée par le MCG-OA en temps présent soit :

$$\varepsilon(f_{sim}^P|f_{obs}^P) = f_{sim}^P - f_{obs}^P \quad (9)$$

La métrique de l'impact définit en (8) postule que le terme d'erreur est transposable en climat futur, d'une part et que le protocole de correction (*i.e.* les post-traitements) des sorties de MCG-OA étalonné en temps présent garantit l'égalité parfaite entre la climatologie du modèle et la climatologie de référence, d'autre part. En réalité cette hypothèse n'est jamais vérifiée. Pour rendre les deux termes de la métrique comparable, elle devient :

$$Impact(f_{sim}^F *) = S(f_{sim}^F + \varepsilon(f_{sim}^P|f_{obs}^P)) - S(f_{sim}^P + \varepsilon(f_{sim}^P|f_{obs}^P)) \quad (10)$$

où f_{sim}^P représente les vecteurs de forçage climatique du modèle d'impact en temps présent et $f *$ les vecteurs de forçage climatique corrigés.

La métrique de l'impact donnera des résultats différents selon les postraitements appliqués aux variables de forçage climatique et destinés à corriger les défauts de leurs distributions spatio-temporelles. J'inclus dans ces post-traitements, les méthodes de descente d'échelle (régionalisation) et les méthodes de correction *stricto sensu* **destinées à débiaiser les sorties brutes des MCG-OA ou des MCR. Les méthodes de correction existantes possèdent chacune leurs avantages et leurs défauts** (Tableau 2.4).

Elles ne corrigent pas toujours toute la distribution statistique de la variable de forçage climatique. Lorsque c'est le cas, les corrections pratiquées le sont de façon indépendante pour les différentes variables d'intérêt ce qui nuit à la production de forçages physiquement réalistes et cohérents entre variables pour les modèles d'impact hydrologiques (Lafaysse, 2011).

En conséquence, comme il n'existe pas de méthode « universelle », l'impacteur, après avoir effectué **un travail indispensable de benchmarking** (Tableau 2.4), doit sélectionner la ou les méthodes de correction répondant au mieux à ses objectifs, ses moyens financiers, ses compétences en traitement de données et en algorithmique. Le coût numérique du modèle d'impact (temps CPU) est également un critère important à prendre en considération...

En filigrane de l'estimation de l'impact d'un scénario de forçage climatique, deux questions additionnelles se posent :

Question 1 : faut-il privilégier les exigences du modèle d'impact ou le réalisme de la climatologie et la robustesse de la transférabilité temporelle du forçage climatique en temps présent ? Ce dilemme peut se résoudre ainsi :

- ✓ Opter pour une résolution ascendante (*bottom-up*) du problème en privilégiant les exigences du modèle d'impact hydrologique : cette décision aura pour conséquence

de l'orienter préférentiellement vers des méthodes de correction statistiques (régression multiple, etc.) permettant d'obtenir un grand nombre de scénarios climatiques conditionnels à partir de variables grande échelle bien simulées par les MCG-OA. Ce choix reste inféodé au coût numérique du modèle d'impact et à la façon dont l'incertitude est communiquée ensuite aux décideurs.

- ✓ Opter pour une résolution descendante (*top-down*) du problème en privilégiant le caractère explicatif de la simulation du climat en temps présent. Le recours aux MCR permet alors de mieux appréhender les mécanismes qui sous-tendent la variabilité climatique d'échelle régionale. Tout en autorisant une approche multi-modèles et en offrant une meilleure transférabilité temporelle du forçage climatique¹¹², ce choix a pour conséquence de réduire le spectre des scénarios climatiques en raison de l'importance des ressources numériques mobilisées.

La solution idéale se situe probablement dans une synergie entre ces deux approches : la modélisation dynamique du climat servant à identifier les variables de grande échelle et à sélectionner des périodes d'intérêt pour l'apprentissage et la validation des méthodes de correction d'essence statistique.

Question 2 : le changement déterminé par la métrique (5) a-t-il une significativité statistique ?

La résolution de cette question suppose de comparer deux échantillons de débits, l'un simulé en temps présent et l'autre en climat modifié. Or dans les deux cas, le débit est simulé à l'aide d'un forçage climatique débiaisé à partir des sorties de MCG-OA ou MCR. Malgré ce débiaisage, il est fréquent que ce forçage ne capte qu'une partie de la variabilité réelle, « pseudo-naturelle » du forçage climatique en temps présent... Les distributions statistiques de débit ne sont donc pas représentatives de la variabilité réelle du climat.

Ceci n'empêche pas de leur appliquer des tests d'hypothèse pour détecter un changement, **mais la plus grande prudence est de mise quant à la significativité des résultats produits par ces tests**. Cette remarque vaut également pour les variables climatiques de forçage comme les précipitations ou l'ETP.

2.3. Les incertitudes du forçage climatique en modélisation prospective du climat

On doit au Pr John Allen Paulos la citation suivante : « *La seule certitude est l'incertitude et savoir vivre avec l'insécurité et la seule sécurité* ». De façon générale, disons que l'incertitude ne doit pas être considérée comme une donnée extérieure au système que l'on cherche à modéliser **mais comme une donnée congénitale de celui-ci**. Le système climatique et la chaîne de production du forçage climatique en modélisation prospective du climat ne dérogent pas à cette règle. **En climatologie prospective, l'incertitude fait partie intégrante du risque climatique.**

¹¹² Il subsiste néanmoins le problème de la transférabilité temporelle des corrections de biais appliquées aux sorties de MCR.

2.3.1. Les sources d'incertitude et leur dynamique temporelle

En matière de forçage climatique en temps présent ou en climat modifié, les différents sources d'incertitude constituent une cascade descendante d'incertitudes qui affecte toute la chaîne de modélisation, depuis la source, les scénarios d'émission (remplacés par les RCP¹¹³ dans le cadre du CMIP-5) jusqu'au modèle d'impact situé en bout de chaîne, tout à l'aval (Figure 2.8).

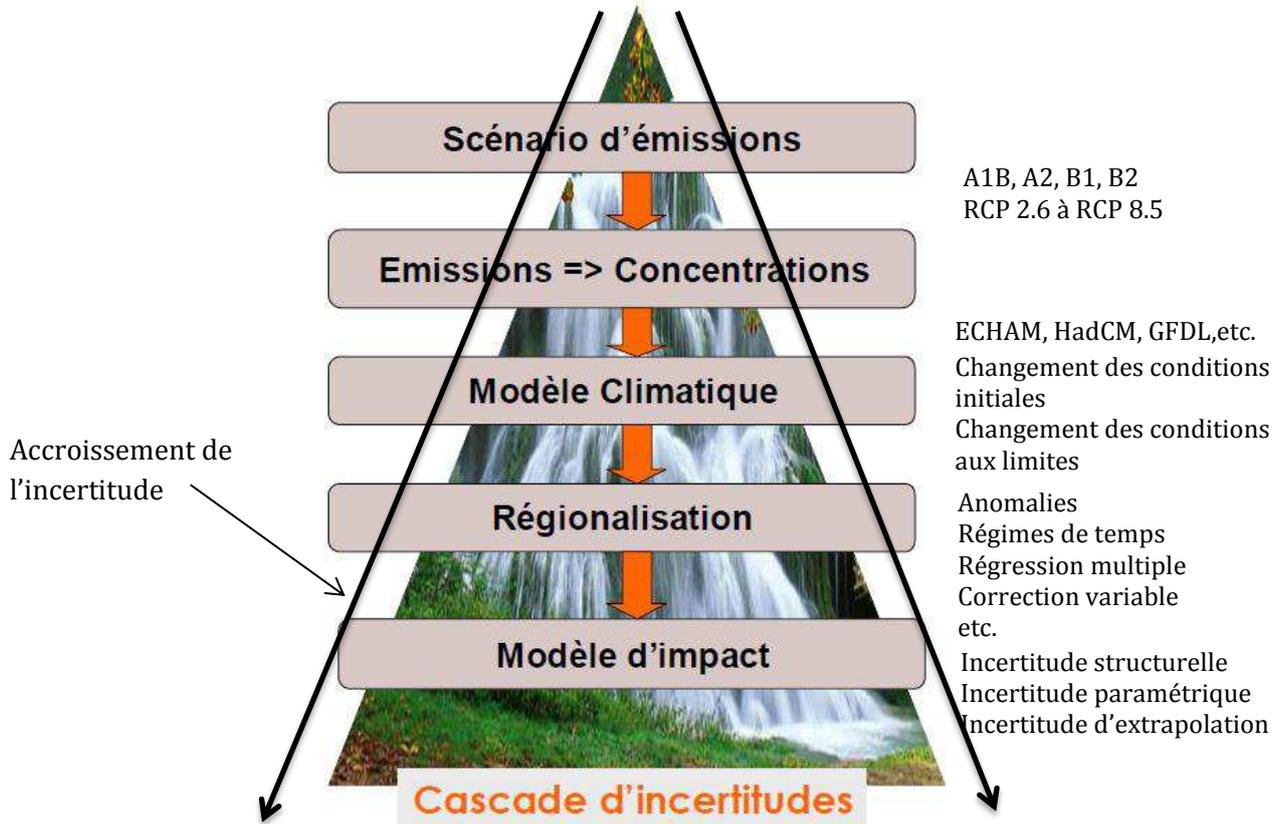


Figure 2.8. Cascade et cône d'incertitudes en modélisation prospective du climat.
Adapté de <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54>

Les différentes sources d'incertitude sont dépendantes et d'un poids variable dans le chaîne de modélisation, elle varie selon l'échelle considérée et ont une dynamique temporelle variable en fonction du temps (Figure 2.9 et Tableau 2.5). Les travaux de recherche sur cette question complexe visent à **réduire la mauvaise incertitude** (Tableau 2.5) à travers une meilleure calibration des méthodes de correction ou l'amélioration de la physique des MCG-OA ou des MCR. Cette amélioration contribuera à

¹¹³ *Representative concentration pathways*. Dans le cadre des travaux du CMIP-5 préparant l'AR5 du GIEC, les groupes de travail internationaux ont retenu une nouvelle approche. Modélisateurs du climat et économistes ont travaillé de façon parallèle et non plus séquentielle, les premiers pour effectuer des projections climatiques, les seconds pour élaborer des profils représentatifs d'évolution de concentration, à partir de « trajectoires » d'évolution des concentrations de gaz à effet de serre. Les RCP sont des scénarios d'évolution du forçage radiatif sur la période 2000-2300 associés à des trajectoires d'évolution des concentrations des gaz à effet de serre. Ils représentent autant de scénarios de réchauffement climatique.

augmenter la bonne incertitude, celle qui contribue à une production plus large des futurs climatiques vraisemblables¹¹⁴...

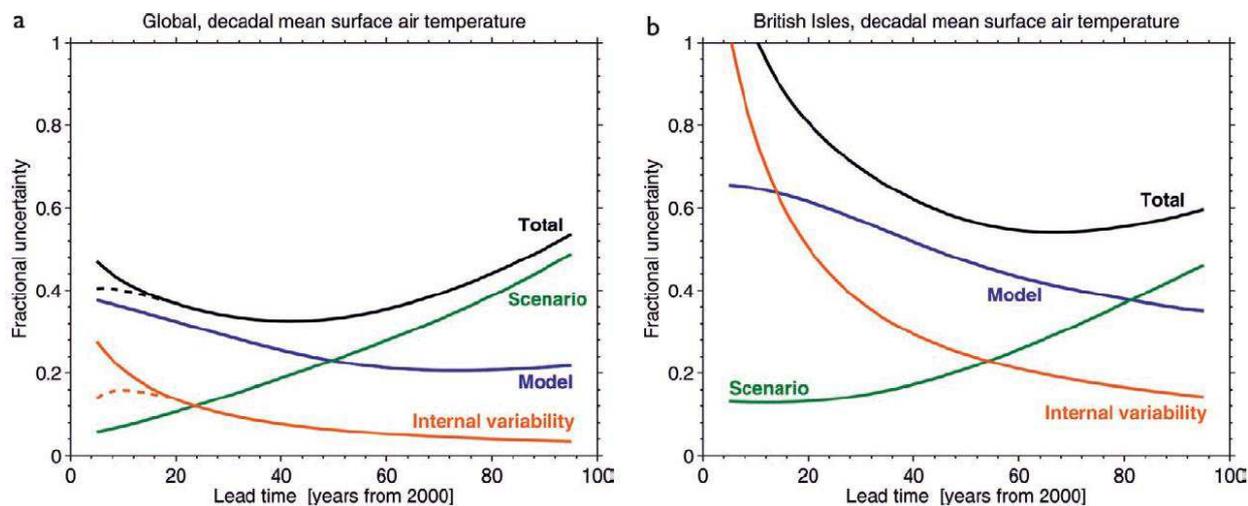


Figure 2.9. Part des sources d'incertitude (exprimée en incertitude fractionnelle ou part de variance) dans l'incertitude totale de la simulation de la température moyenne décennale. a) Echelle synoptique ; b) Echelle régionale. In Hawkins et Sutton (2009).

Type d'incertitude	Définitions	Statut
Réflexive	Incertain liée aux scénarios d'émission ou RCP (la société fait partie à la fois du problème et de la solution)	Mauvaise ¹¹⁵
Epistémique	Incertain liée à une connaissance imparfaite des phénomènes et à leur représentation approximative dans les modèles (<i>e.g.</i> processus physiques liés à la convection et aux nuages et représentation incomplète des couplages avec cycle du carbone ou chimie atmosphérique)	Mauvaise
Stochastique	Incertain liée à la variabilité climatique intrinsèque et chaotique et qui comprend également la problématique des conditions initiales du système climatique modélisé.	Bonne ¹¹⁶
D'échelle	Incertain liée au problème de descente d'échelle. Elle concerne les différences entre les techniques de désagrégation.	Mauvaise

Tableau 2.5. Typologie des incertitudes du forçage climatique en modélisation prospective du climat. Adapté de <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54>, page consultée le 3/4/2013.

¹¹⁴ Il s'agit-là d'une préoccupation commune entre la paléo-climatologie et la climatologie prospective : connaître avec le plus de détail possible les processus à l'origine de la variabilité naturelle du climat aux échelles globale et régionale.

¹¹⁵ « La mauvaise incertitude est celle que l'on veut réduire afin d'écartier des futurs basés sur de fausses hypothèses ou outils inadaptés » (<http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54>).

¹¹⁶ « La bonne incertitude est celle que l'on voudrait maximiser pour ne pas exclure des futurs possibles » (<http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54>).

S'agissant de l'incertitude associée à la méthode de descente d'échelle, les conclusions opérationnelles de l'intercomparaison menée par Lafaysse (2011) sont sans appel :

« L'incertitude associée à la descente d'échelle s'est révélée très importante. La forte dispersion associée aux différents MDES [Méthodes de Descentes d'Echelle Statistiques] utilisés dans cette thèse montre a minima qu'il est impossible de considérer seulement les scénarios résultant d'une unique descente d'échelle, comme il est habituellement reconnu qu'il est non pertinent de ne considérer que les scénarios résultant d'un seul GCM. En d'autres termes, ignorer la sensibilité des études d'impact au MDES choisi serait une erreur méthodologique majeure ».

La dispersion des scénarios climatiques doit donc impérativement être prise en compte dans toute étude d'impact hydrologique de type descendant ce qui sous-entend une approche multi-forçage.

2.3.2. Pour une approche ensembliste de l'exercice de projection climatique

Dans le cadre d'une interprétation descendante du couple scénario/impact, le forçage climatique du modèle d'impact hydrologique en climat modifié est très incertain. Les futurs du climat simulés par les MCG-OA et les MCR ne représentent pas les bornes absolues de la variabilité de ce forçage, mais simplement une fourchette d'incertitude résultant d'un processus expérimental structuré en « hyper-matrice »¹¹⁷.

La première conséquence de cette assertion est le caractère nécessairement probabiliste¹¹⁸ de l'exercice de projection climatique, *i.e.* le recours inévitable à des techniques ensemblistes dérivées des méthodes de prévision d'ensemble utilisées aux échelles mensuelle et saisonnière.

Ces ensembles de projections climatiques permettent de décrire les différents types d'incertitude et de quantifier leur poids respectif dans la simulation des changements affectant les variables d'impact hydrologiques : avec le risque de traiter la probabilité de réalisation de telle ou telle projection climatique ou impact hydrologique comme si le modèle d'impact était parfait et la gamme de futurs climatiques et hydrologiques exhaustive... ce qui n'est pas le cas, loin s'en faut !

¹¹⁷ Les vecteurs en ligne correspondent aux modèles de climat. Les vecteurs en colonne correspondent aux méthodes de descente d'échelle. La troisième dimension peut correspondre par exemple aux différents scénarios d'émission.

¹¹⁸ Un ensemble de simulations climatiques disponibles sur un espace donné en temps présent et en climat modifié, permettra par exemple de répondre à la question suivante : quelle est la probabilité pour que les précipitations hivernales augmentent de 20 % à la fin du siècle conditionnellement aux scénarios climatiques dont je dispose ?

3. Comment évaluer le modèle d'impact hydrologique ?

Comme l'ont montré les quelques lignes qui précèdent, le modèle d'impact hydrologique est le dernier maillon d'une longue chaîne de simulation (Figure 1.8)... En est-il le maillon « faible » ? Ou pour rester optimiste, le moins « faible » ? La question mérite d'être posée. Ce qui est certain, c'est que comme tout modèle, il possède une incertitude congénitale qui ne peut être négligée.

Des centaines d'articles scientifiques (y compris les miens ! voir par exemple 34-Drogue *et al.*, 2004) présentant l'application d'un modèle d'impact hydrologique pour traiter le problème de l'estimation de l'effet d'un changement climatique sur l'écoulement de rivière ont été publiés dans des revues internationales à facteur d'impact. Or la grande majorité de ces articles repose sur **l'hypothèse de stationnarité du modèle d'impact hydrologique, de fixité diachronique de ses paramètres**. Le modèle d'impact hydrologique est en quelque sorte considéré comme « *climate proof* »... Faut-il y voir un excès de confiance des hydrologues dans leurs modèles ? Un nouvel exemple du dilletantisme des hydrologues tant décrié par Klemes (1986)...

Quoiqu'il en soit, il paraît difficile de faire l'économie d'une évaluation de l'applicabilité d'un modèle d'impact hydrologique pour la prévision d'un changement hydrologique en réponse à l'évolution du forçage climatique. Cette évaluation dépasse d'ailleurs le cadre du changement climatique. Elle concerne tous les types de changement (occupation du sol, aménagement, etc.) susceptible de modifier brutalement ou graduellement la transformation de la pluie en débit au sein d'un bassin-versant. Sa finalité est de documenter la réponse à la question que devrait se poser premièrement le modélisateur ou l'impacteur : « **mon modèle est bon à quoi ?** »

En raison de mon positionnement épistémologique en modélisation hydrologique, je ne traiterai dans la suite que de la problématique de l'évaluation **des modèles pluie-débit globaux empiriques¹¹⁹ et parcominieux¹²⁰**. Ceci implique notamment :

- ✓ Que le bassin-versant soit assimilé à une entité homogène ;
- ✓ Que la transformation pluie-débit soit décrite par une structure de modèle simple (peu de fonctions, peu de paramètres optimisables) ;
- ✓ Que les paramètres du modèle ne soient pas mesurables sur le terrain¹²¹. Ils représentant autant de degrés de liberté du modèle pluie-débit permettant à celui-ci de se « tordre » pour « coller » au mieux au comportement du bassin modélisé. Ils sont le fruit d'une optimisation mathématique ou hydrologique.

¹¹⁹ « *Empirical models are exclusively based on the ability of a mathematical structure to match observations* ». In Andréassian (2005).

¹²⁰ Cela ne dispense pas les autres catégories de modèle d'un « crash-test », notamment les modèles à base physique distribués dont les paramètres possèdent également une dynamique temporelle...

¹²¹ Pour augmenter le réalisme physique de la paramétrisation de cette catégorie de modèle à laquelle j'associe les modèles globaux conceptuels, certains modélisateurs ont proposé une optimisation assistée de leurs paramètres résultant par exemple de l'analyse hydrologique (Gille et Lang, 2003), de l'utilisation de données subjectives (*i.e.* les *soft data* des anglo-saxons ; Seibert et McDonnell, 2002) ou d'un tirage dans une bibliothèque de paramètres régionale ou nationale établie sur de vrais bassins (Perrin *et al.*, 2008). Dans ce dernier cas, l'optimum recherché est un optimum hydrologique obtenu grâce à une paramétrisation discrète du modèle hydrologique et non un optimum purement mathématique obtenu grâce à une paramétrisation continue du modèle hydrologique.

Je reviens à la question qui nous préoccupe : **comment extrapoler le débit en climat « non jaugé » ?**

Tout l'enjeu des réponses apportées à cette question est de réussir à poser un diagnostic sur les limites de l'utilisation des modèles pluie-débit en extrapolation. Comme le rappelle Ambroise (1999), l'indispensable calage de leurs paramètres et leur difficile validation imposent une contrainte « d'unité de lieu, d'action et de temps » (de Marsily, 1994) **limitant considérablement leur utilisation en extrapolation.**

Ainsi, outre la question de la qualification du changement hydrologique (signe et amplitude), l'impacteur doit être en mesure de savoir pour quelles raisons tel ou tel changement hydrologique est simulé par son modèle d'impact, quels sont les changements qui peuvent être simulés de façon réalistes et quels sont au contraire ceux qui dépassent les capacités du modèle d'impact et le mettent en situation d'échec. La problématisation serait incomplète si l'on négligeait la question de l'incertitude du modèle pluie-débit qui contribue à l'incertitude globale de la chaîne de modélisation du couple scénario/impact...

3.1. Quand un bassin ou un modèle devient « monstrueux »...

Le diagnostic hydrologique se nourrit de données et de tendances historiques. Celles-ci réservent parfois des surprises au modélisateur¹²². Ainsi, sous l'effet d'un changement climatique, certains bassins versants au comportement *a priori* « normal » dans les conditions climatiques actuelles, ne risquent-ils pas de présenter des « bizarreries » à l'avenir ? De se transformer en « monstres hydrologiques » ? Ne risquent-ils pas de devenir un cauchemar pour le modélisateur¹²³ ?

Les modèles hydrologiques eux-mêmes ne risquent-ils pas de se transformer **en monstre hydrologique**, autrement dit de produire des simulations totalement fausses par rapport aux débits qu'aurait réellement produit le bassin en climat modifié ?

Répondre à cette question suppose d'établir un protocole de test systématique permettant d'évaluer la sensibilité climatique des modèles hydrologiques et leur capacité d'extrapolation du débit en climat non jaugé.

3.2. Tester la transférabilité temporelle du modèle hydrologique

Je rappelle tout d'abord un truisme : « *puisque les paramètres sont calés en utilisant des données, il existe un lien intrinsèque entre les caractéristiques des données de calage et les*

¹²² Ce thème et le champ de problématiques qui suit ont fait l'objet d'un atelier scientifique intitulé « *La cour des miracles de l'Hydrologie* » (Paris, 18-20 juin 2008). Le néologisme de monstre hydrologique introduit par les organisateurs du colloque se définit comme « *les bassins, situations hydrométéorologiques et événements extrêmes (crue ou étiage) qui ont, d'une manière ou d'une autre, posé des problèmes inattendus ou apparemment insolubles au niveau de : la mesure et l'observation, la compréhension du fonctionnement et la modélisation, la quantification des incertitudes, la prise de décision en contexte opérationnel.* »

¹²³ Le cas de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, sujette à l'augmentation des coefficients de ruissellement dans un contexte de sécheresse climatique est éloquent à cet égard (Dezetter et Paturel, 2008 ; Sighomnou *et al.*, 2012).

valeurs optimisées des paramètres » (Perrin, 2000). Comme le souligne Andréassian (2005), **rejeter cette évidence c'est considérer implicitement que les paramètres optimisables sont physio-dépendants et non climato-dépendants**. L'existence d'une dépendance climatique des paramètres¹²⁴ implique que ceux-ci soient calés non seulement sur des périodes suffisamment longues pour prendre en compte la variabilité du climat mais aussi sur des périodes climatiques suffisamment contrastées en moyenne et en variabilité pour quantifier leurs erreurs et tester leur sensibilité au changement de conditions climatiques. C'est le *differential split sample test (DSST)* que Klemes (1986) appelait de ses vœux dans son article fondateur pour la validation des modèles hydrologiques.

Ce qui est certain, c'est que **la non prise en compte de cette instabilité des paramètres conduit à masquer l'augmentation des erreurs sur les débits simulés liée au transfert des paramètres entre des périodes climatiquement contrastées** (e.g. Merz *et al.*, 2011)... En d'autres termes, les estimations du changement hydrologique induit par un changement climatique peuvent être fortement biaisées en raison de l'incapacité du modèle à extrapoler le débit dans des conditions climatiques trop contrastées vis-à-vis de celles qui ont prévalu lors de son calage... (Chiew *et al.*, 2009 ; Vaze *et al.*, 2010 ; Coron *et al.*, 2012).

La transférabilité temporelle des paramètres du modèle n'est pas la seule à prendre en compte. C'est celle du modèle tout entier qu'il faut considérer dans la mesure où son niveau de performance et la dispersion des débits projetés en phase de climat modifié dépend également de sa structure (formulation interne de la transformation pluie-débit) et de la qualité des données d'entrée (y compris la façon dont celles-ci sont calculées). Ainsi Coron (2013) a bien montré que le recours à des bases de données climatologiques ou à des formules mathématiques différentes pour déterminer les données de forçages climatiques des modèles conceptuels (*i.e.* les composantes P et ETP) constituaient une source d'amélioration potentielle des performances de ces derniers en extrapolation notamment climatique.

Pour éclairer la question de la capacité d'extrapolation climatique du modèle pluie-débit, plusieurs points cruciaux, notamment en rapport avec sa paramétrisation, doivent être abordés :

- ✓ La caractérisation de la variabilité climatique ;
- ✓ La dépendance climatique des paramètres ;
- ✓ La dépendance climatique de la performance du modèle ;
- ✓ La dépendance climatique du transfert temporel des paramètres ;
- ✓ La méthode d'optimisation et de paramétrisation du modèle ;
- ✓ Le biais hydrologique induit par le transfert temporel des paramètres et la façon de le corriger *a priori* (méthode préventive) ou *a posteriori* (méthode curative) ;
- ✓ La relation entre la capacité d'extrapolation climatique du modèle et sa complexité.

Des développements méthodologiques spécifiques sont nécessaires pour apporter des éléments d'expertise à ce champ de problématiques. Ils doivent concerner :

¹²⁴ Testant GR2M sur 17 bassins de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, Niel *et al.* (2003) concluent à une stabilité climatique de ses paramètres malgré le déficit pluviométrique observé pendant les années 1970 et 1980.

- 1) La construction des données d'entrée du modèle hydrologique ;
- 2) La structure du modèle (approche multi-modèle, augmentation ou diminution des degrés de liberté, etc.) ;
- 3) La fonction-objectif utilisée en calage/contrôle (calage multi-fonctions) ;
- 4) La métrique utilisée pour quantifier la capacité d'extrapolation d'un modèle pluie-débit ;
- 5) Les modalités de calcul et de transformation des variables d'entrée du modèle hydrologique (*e.g.* la transformation de l'ETP en ETR).

3.3. Deux modèles valent mieux qu'un...

Le sens de cette assertion est qu'il n'existe pas de modèle hydrologique universel capable de reproduire parfaitement tous les fonctionnements hydrologiques observés sur le terrain à long terme. Pour extrapoler le débit en climat futur, il vaut donc mieux mettre deux ou plusieurs modèles en parallèle et comparer leur comportement à forçage climatique identique...

En effet, le mélange des modèles pluie-débit est préférable à une simulation déterministe dans la mesure où elle permet : 1) de tester différentes structures de modèle qui sont autant de représentations du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, 2) d'analyser la valeur-ajoutée apportée par leur complémentarité, et 3) de combiner les structures pour renforcer leur capacité d'extrapolation individuelle.

À l'issue de leur expérience d'intercomparaison, de nombreux auteurs, ont montré que l'aptitude d'un ensemble de modèles à représenter le comportement réel d'un bassin pour des conditions climatiques variées, était supérieure à celle d'un seul modèle. Ce gain de performance résulte d'un effet de compensation entre modèles : les erreurs dues aux faiblesses des uns sont compensées par les performances des autres et *vice versa*. La somme des erreurs résultant d'une combinaison de modèles est donc généralement moins importante que les erreurs d'un modèle pris isolément. Au total, la combinaison de modèles permet de mieux simuler la diversité des événements pluie-débit observés dans un même bassin et l'hydro-diversité existant au sein d'un grand nombre de bassins (*e.g.* Velazquez *et al.*, 2010).

Si l'impacteur est confronté au choix d'un unique modèle pluie-débit, l'approche multi-modèles lui fournit **un diagnostic précieux en amont** du choix qu'il doit opérer (Seiller *et al.*, 2012). Ce choix résultera nécessairement d'un compromis parmi les n modèles recensés lors de l'étude ensembliste. Il pourra être objectivé en fonction des résultats de performance obtenus à partir de différentes règles de composition du débit d'ensemble résultant de la simulation multi-modèle.

Chapitre 5

Quantification spatiale des précipitations : estimation régionale et variabilité, analyse multi-échelles, pluie de bassin

Le flux de précipitations est un phénomène géographique complexe. Cette complexité est exacerbée dans les milieux de montagne caractérisés par une forte hétérogénéité spatiale. Que ce soit dans les massifs montagneux tempérés ou tropicaux, les effets de versant, de crête, contribuent à rendre disparate le flux de précipitations et ses mécanismes génétiques : **ainsi lorsqu'il pleut, chaque aire ne reçoit pas la même quantité d'eau.**

Les rapports qu'entretient ce phénomène géographique avec son environnement ne sont pas anarchiques. Ils s'organisent selon des facteurs géographiques ou atmosphériques dans des combinaisons variables dans l'espace et dans le temps. Les modèles de régionalisation tentent d'en représenter l'écheveau des causalités par des relations statistiques ou déterministes.

En faisant abstraction pour l'instant de cet arsenal méthodologique, je soulève deux questions qui me paraissent fondamentales :

1) De quelle connaissance « pluviométrique » (quantité, variabilité) a-t-on besoin pour gérer, exploiter la ressource en eau et alimenter les modèles pluie-débit, notamment en zone de montagne ?

2) Est-il possible de quantifier l'incertitude de l'estimation régionale du flux de précipitations ?

Les réponses apportées à ces deux questions dépendent évidemment du contexte opérationnel d'utilisation des données pluviométriques et de leur disponibilité. Mais dans une perspective hydrologique et pour éclairer les inflexions qui ont jalonné mon

itinéraire de recherche consacré à la régionalisation des pluies, je pense qu'il est utile de faire la distinction, rarement effectuée, entre trois types de flux de précipitations :

- ✓ **Le flux de précipitations ou pluie météorologique** : il s'agit de la quantité de précipitations qui est estimée *localement* en rapportant le volume d'eau météorique (liquide ou solide, qui seul est réellement mesuré) à la surface de captation¹²⁵ horizontale du cône pluviométrique, dans les conditions prescrites par l'OMM¹²⁶. C'est ce flux de précipitations qui sert généralement de support à la régionalisation de la pluie en zone de montagne, de plateau ou de plaine.
- ✓ **Le flux de précipitations ou pluie hydrologique** : un pluviomètre à surface horizontale intercepte une quantité d'eau météorique qui sinon aurait été interceptée par une surface au sol identique sur un terrain plat mais très variable en zone de relief. Ce flux de précipitations peut se mesurer à l'aide de pluviomètres dont la surface de captation est orientée dans différentes directions de l'espace et située au ras du sol. Sur un versant, il constitue *localement* l'apport réel de précipitations au sol¹²⁷.
- ✓ **La pluie de bassin** : il s'agit de l'intégration spatiale de la pluie hydrologique supposée connue partout. À la différence des deux autres flux de précipitations, la pluie de bassin n'est pas mesurable directement. Elle ne peut donc qu'être estimée à partir de mesures, régionalisées ou non, ou estimée indirectement par télédétection spatiale, domaine de la radar-météorologie. Avec le risque de dériver de ces estimations ou mesures locales une quantification biaisée¹²⁸ de la pluie de bassin.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la régionalisation du flux de précipitations météorologique en zone de relief en milieu tempéré semi-océanique. Elle expose quelques pistes méthodologiques permettant de rechercher une estimation robuste du flux de précipitations météorologique et de restituer sa variabilité réelle à l'échelle régionale ou méso-échelle.

La seconde partie du chapitre ouvre le champ des problématiques sur l'analyse multi-échelle du flux de précipitations défini en tant que phénomène géographique. La question des dimensions spatiales auxquelles il se structure intrinsèquement est notamment posée.

Enfin la troisième partie du chapitre présente une voie alternative à la résolution « par le haut » (*i.e.* purement météorologique) du problème de la régionalisation du flux de précipitations : celle de l'inversion du cycle hydrologique.

¹²⁵ Le flux de précipitations se mesure en général au sol dans un récipient dont la surface d'interception est connue et horizontale : il s'agit alors de la pluie météorologique. En France, cette surface est généralement de 400 cm² (pluviomètre type SPIEA), parfois de 1000 cm², mais certains pays utilisent une surface plus petite, par exemple 200 cm² (Leroy, 2002).

¹²⁶ Organisation Mondiale de la Météorologie.

¹²⁷ À défaut de mesure, certains hydrologues ont régionalisé le flux de précipitations hydrologique à l'aide d'abaques de correction appliqués à la pluie météorologique régionale (de Lima, 1990).

¹²⁸ Un système précipitant localisé (orage) peut passer entre les mailles du réseau sol... L'estimation de la pluie de bassin sous-estimera alors la quantité de pluie réellement tombée sur le bassin. Inversement la captation d'un champ de précipitations intenses avec peu de postes pluviométriques peut conduire à une sur-estimation de la pluie de bassin.

1. Topographie, types de temps et cartographie de la variabilité spatiale des précipitations

Les relations entre les caractéristiques du relief et les précipitations orographiques ont été appréhendées par les hydro-météorologues selon deux approches¹²⁹ : une approche physico-déterministe fondée sur la résolution des équations de la mécanique des fluides et une approche (géo)statistique recherchant par exemple des prédicteurs physiques explicatifs de la variabilité spatiale des pluies.

Celle-ci se fonde sur le postulat qu'il existe des relations statistiques relativement simples entre les caractéristiques géométriques du relief, l'occupation des sols et la répartition spatiale des précipitations. Le cas délicat de la neige ne sera pas évoqué ici dans la mesure où elle intervient peu dans l'hydrologie d'une basse montagne comme le massif des Vosges, sauf peut-être lors des épisodes de crue rares de redoux hivernal où elle peut jouer un rôle de facteur aggravant (Humbert, 1994). Les écoulements y sont donc relativement peu thermo-sensibles.

1.1. Caractéristiques géométriques du relief et types de temps

Il est généralement admis que la pluie augmente avec l'altitude¹³⁰ : en général, il peut plus fort en altitude qu'en zone de plaine ou de piedmont en raison de l'ascendance forcée que subissent les masses d'air. **Mais cette co-élévation des hauteurs de pluie et du relief n'est pas forcément linéaire ni systématique**¹³¹. Elle se vérifie surtout pour des systèmes précipitants stratiformes.

La fréquence des pluies est également plus élevée en montagne qu'en plaine. Ceci est surtout vrai pour les pluies stratiformes associés à des systèmes précipitants advectifs contrôlés par des types de temps perturbés. C'est moins vrai pour les pluies convectives.

L'effet du relief sur les pluies est d'autant plus prégnant que la durée de cumul s'allonge. Sur des durées très courtes (inférieures à l'heure) c'est surtout la répartition spatiale de l'humidité spécifique et de la vitesse verticale du vent qui déterminent la répartition spatiale des pluies dans les zones à topographie complexe. Sur des durées plus longues, un gradient altitudinal (ou topographique pour être plus général) apparaît, au moins sur

¹²⁹ Il y a aussi la démarche « d'expert ». La connaissance empirique du phénomène géographique et de co-variables comme la topographie peut permettre à certains experts de dessiner une carte d'isohyètes qui peut s'avérer relativement précise et réaliste (Genton et Furrer, 1998). Ce type d'approche pose le problème de la reproductibilité et de la robustesse de la méthode d'estimation locale. C'est pourquoi il est préférable de rechercher des méthodes objectives dont l'applicabilité est très vaste et l'efficacité plus élevée que l'approche subjective.

¹³⁰ Les géographes ont « inventé » la notion d'optimum pluviométrique : limite altitudinale virtuelle au-delà de laquelle les précipitations diminueraient en raison du froid. Cette limite est parfois difficile à définir en raison de l'absence de mesures fiables de la nivosité à haute altitude. Son existence semble avérée sur certains hauts sommets des montagnes intertropicales comme le Kilimandjaro (Rohr et Killingtveit, 2003).

¹³¹ En France, les cartes de l'atlas expérimental du risque de pluies intenses (Bois *et al.*, 1995) montrent que « sur l'ensemble des massifs des Cévennes-Vivaraux et leur proche piémont oriental et méridional, les risques de forts abatements d'eau au pas d'1 h ou 2 h se situent davantage au pied des reliefs, alors que les noyaux de fortes précipitations se déplacent vers les crêtes sur des pas de temps plus élevés ».

les « basses pentes » du relief. Selon l'orientation et les caractéristiques géométriques de la barrière orographique, il peut se doubler d'un gradient longitudinal.

Le relief devient alors un prédicteur potentiel de l'hétérogénéité spatiale de la pluie à méso-échelle, notamment par l'effet directionnel qu'il induit. En géostatistique, cela a pour effet d'allonger la portée du variogramme parallèlement ou perpendiculairement au sens de circulation des systèmes précipitants selon le pas de temps considéré. L'utilisation d'un modèle de variogramme anisotrope est alors préférable.

Le type de temps à l'origine des précipitations est également fondamental. La direction du flux synoptique et son incidence vis-à-vis du massif montagneux, sa vitesse et le type de masse d'air contribuent à moduler les gradients pluviométriques que l'on peut observer en montagne à la faveur de transects pluviométriques.

Un bon modèle régional de cartographie statistique des précipitations devraient donc chercher à coupler directement ou indirectement ces deux sources d'information : topo-morphométrie¹³² et types de temps. Son niveau de pertinence peut se vérifier à des échelles de temps relativement fines (*e.g.* la journée) comme l'ont montré les travaux de Siefert (1999) ou plus récemment Gottardi (2009) dans la moitié sud de la France. Aux pas de temps plus fins, l'intermittence peut requérir un traitement particulier de la pluie nulle.

1.2. Le problème de l'extrapolation

Comme évoqué précédemment (2.2.2 du chapitre 2), l'analyse spatiale du flux de précipitations poursuit deux objectifs : **l'estimation ou interpolation optimale et la simulation**. L'estimation consiste, moyennant quelques hypothèses sur le processus aléatoire, à proposer en tout point de l'espace la valeur de l'espérance mathématique conditionnée par les valeurs observées ainsi qu'une incertitude ou variance d'estimation. Mais comment se comportent les estimateurs en extrapolation ?

- ✓ **En géostatistique univarié** (krigeage), plus on s'éloigne des points de mesure et plus l'estimation se rapproche de la moyenne du champ : **l'éloignement des points de mesure diminue leur valeur conditionnante**. Même si la géostatistique permet de sortir de la gamme des valeurs observées grâce notamment aux poids négatifs¹³³, dans la pratique il est relativement rare que ce soit le cas. En général, les valeurs maximales interpolées sont donc proches des valeurs mesurées.
- ✓ **En géostatistique multivariée** (co-krigeage et ses variantes) ou non stationnaire (krigeage avec dérive externe ou KDE) comme en géo-régression, le recours à une variable auxiliaire connue partout pose le problème du calage¹³⁴ de la relation variable d'intérêt/co-variable en dehors du domaine d'échantillonnage. Dans notre cas, les limites de l'échantillonnage de la pluie se manifestent **aux altitudes les plus élevées qui sont souvent orphelines ou fortement sous-échantillonnées**.

¹³² Les caractéristiques topo-morphométriques du relief sont généralement calculées à partir d'un MNT (modèle numérique de terrain).

¹³³ Pour une étude détaillée du comportement des poids de krigage, voir la thèse de Rivoirard (1984).

¹³⁴ Variogramme croisé en co-krigeage et modèle de régression linéaire en KDE.

Par conséquent, l'extrapolation à plus haute altitude peut conduire à des estimations aberrantes en raison soit du poids trop important conféré au relief (cas du co-krigeage co-localisé), soit d'un ajustement inadéquate entre pluies ponctuelles et dérives externes en extrapolation¹³⁵. Dans les deux cas, la prise en compte du ou des prédicteurs topo-morphométriques permet néanmoins **d'emmener la variable d'intérêt au-delà de la gamme des valeurs observées** au prix d'une augmentation de la variance d'estimation puisque l'on peut se situer dans une gamme de valeurs non échantillonnées.

Pour pallier ces inconvénients des stratégies d'extrapolation font appel à d'autres sources d'information que les observations classiques de la pluie ou à une validation hydrologique. Ainsi des observations secondaires enrichies par une connaissance des types de temps (*e.g.* Gottardi, 2009) ou l'inversion du cycle hydrologique (*e.g.* Valery, 2010) **constituent des méthodes d'extrapolation judicieuses en milieu montagnard.**

1.3. Le problème de l'évaluation des climatologies en point de grille

La disponibilité croissante des données de précipitations en points de grille requiert un travail de *benchmarking* permettant de classer ses produits climatologiques¹³⁶ **par degré de pertinence pour des usages hydrologiques.**

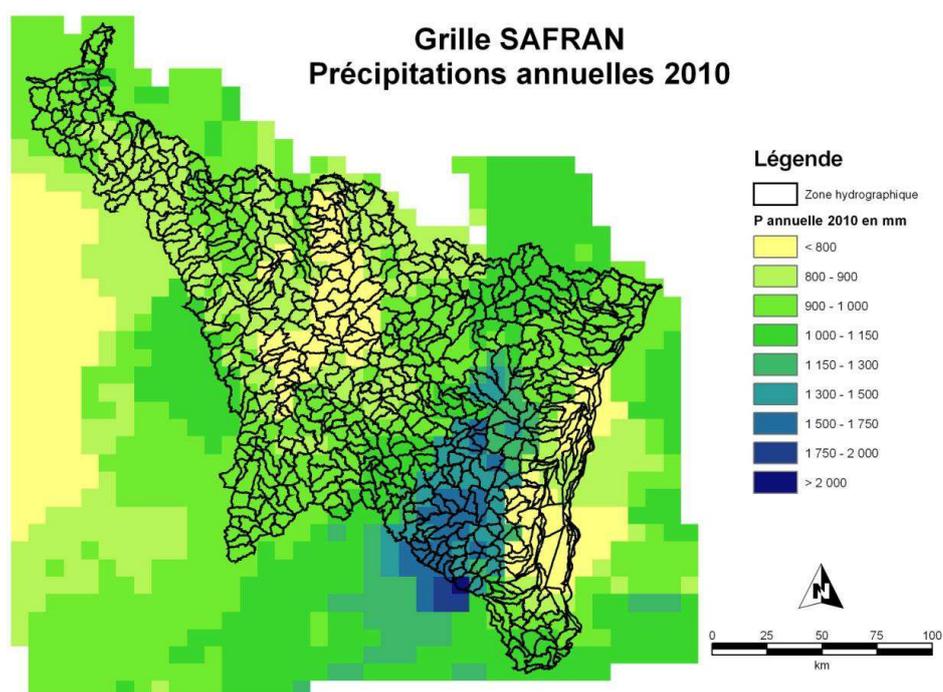


Figure 2.10. Hauteurs de précipitations annuelles en 2010 à l'échelle du Nord-Est français d'après la climatologie SAFRAN (résolution de la grille : 8 x 8 km ; source des données : Météo-France).

¹³⁵ La distribution des précipitations change avec l'altitude et en général, la relation précipitations/altitude devient non linéaire.

¹³⁶ Dans le cas du bassin Rhin-Meuse (partie française), l'hydrologue dispose de trois climatologies de la pluie journalière en point de grille sur la période 1961-2008 : E-OBS v.#, SAFRAN et les fichiers CHR.

Souvent utilisés en hydrologie fréquentielle, pour forcer les modèles hydrologiques ou pour corriger les sorties de MCG-OA (Photiadou *et al.*, 2011), ces produits sont construits selon des méthodes différentes. Ils n'offrent pas toujours la qualité requise pour les besoins de l'hydrologie. À titre d'exemple, la carte des hauteurs de précipitations annuelles en 2010 de la climatologie SAFRAN est reproduite à l'échelle du Nord-Est français sur la Figure 2.10. Le *pattern* régional est bien reproduit à l'échelle annuelle ou interannuelle. Des écarts importants aux postes (biais sec ou biais humide) apparaissent néanmoins au pas de temps mensuel (Figure 2.11).

Il est donc impératif de **s'interroger sur la pertinence de l'information pluviométrique** (fréquence, intensité, moyenne spatiale) apportée par ce type de climatologie en comparant les différents fichiers de pluie régionaux disponibles. Cette analyse comparative, loin de fournir une validation absolue et définitive des différents produits existants permet au moins de procéder à un premier classement.

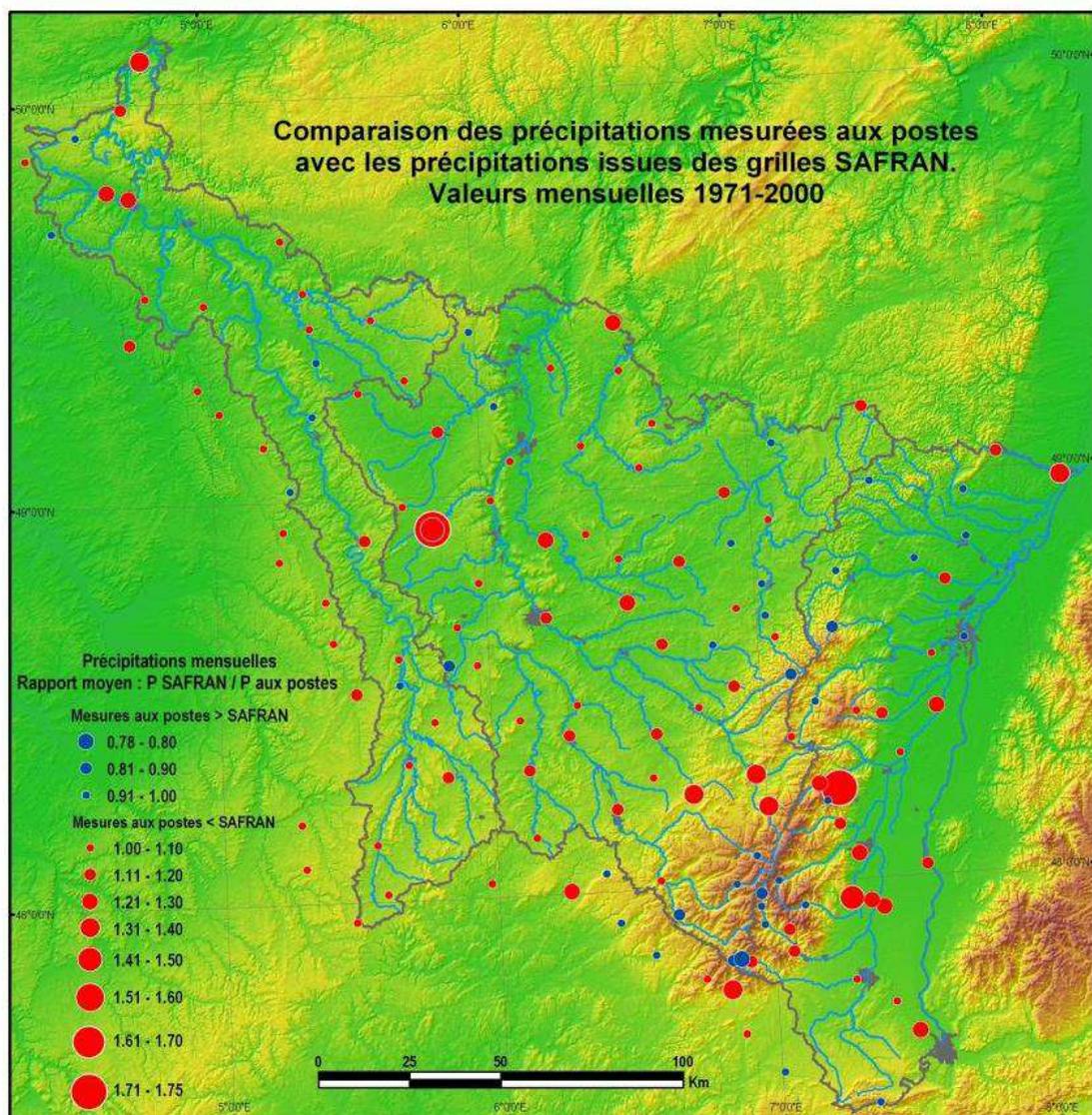


Figure 2.11. Hauteurs de précipitations mensuelles SAFRAN/postes Météo-France sur la période 1971-2000. In 55-Drogué *et al.* (2012).

1.4. La simulation des champs de pluie

1.4.1. Philosophie générale

La meilleure estimation du champ de pluie échantillonné permet de tracer un champ « espéré ». **Mais ce champ est beaucoup plus lisse que la réalité.** La vraie valeur de la variable d'intérêt, inconnue, se situe en réalité autour de son estimé avec un écart dont on connaît la moyenne, nulle et surtout l'écart-type, correspondant à l'erreur d'estimation. Il est devenu alors possible de produire en tout point d'un domaine non mesuré, la valeur estimée de la variable d'intérêt augmentée d'un écart aléatoire tiré au hasard dans une loi gaussienne de moyenne nulle et d'écart-type équivalent à l'erreur d'estimation (Obled, 2009). En krigeage, cet écart-type correspond à l'écart-type de krigeage qui donne une indication de l'incertitude du champ du fait que l'on a seulement échantillonné le champ par un réseau limité. Il sera plus important dans les secteurs sous-échantillonnés et moins importants dans les secteurs sur-échantillonnés.

La simulation est sensible au modèle de variogramme : **plus ce dernier est régulier et plus la réalité, la simulation et le krigeage tendent à se ressembler. A contrario, plus le modèle est « erratique », plus la réalité et la simulation le sont mais plus l'estimation par krigeage est lisse.**

Au total, la simulation stochastique des champs climatiques permet de remplir une grille avec des estimations beaucoup plus proches du champ réel (que l'on ne connaît pas). En prenant en compte l'incertitude du champ, elle permet de produire des cartes de risque, mettant par exemple en exergue les secteurs géographiques où la valeur d'une concentration en polluant est supérieure à un seuil réglementaire.

1.4.2. Simulations conditionnelles vs. simulations non-conditionnelles

Les nombreux champs simulés par tirage aléatoire dans une loi gaussienne sont tous différents dans la limite de l'écart-type d'estimation. Ils ne passent pas tous forcément par les valeurs observées. C'est le critère de différenciation principal entre les simulations conditionnelles et les simulations non-conditionnelles (Tableau 2.6).

Propriétés	Non conditionnelle	Conditionnelle
Histogramme (variabilité)	Oui	Oui
Variogramme (structure spatiale)	Oui (modèle de variogramme)	Oui (modèle de variogramme simple et croisé)
Valeurs aux points de mesure (exactitude)	Non	Oui

Tableau 2.6. Propriétés de la variable d'intérêt respectées par les simulations conditionnelles et non conditionnelles en géostatistique. Adapté de Marcotte (2003).

Or la reproduction de la variable d'intérêt aux points de mesure est préférable dans la mesure où elle permet d'augmenter le réalisme du champ en conditionnant les estimations par les valeurs mesurées. Un exemple de simulations en krigeage unidimensionnel est fourni sur la Figure 2.12. La simulation conditionnée par les valeurs

ponctuelles est obtenue en krigéant les valeurs conditionnantes (Figure 2.12a), en créant un champ d'erreur de krigéage par différence entre les valeurs conditionnantes krigées en interpolation et en simulation (Figure 2.12b – Figure 2.12a), puis en sommant la simulation non conditionnelle et le champ d'erreur de krigéage (Figure 2.12 c).

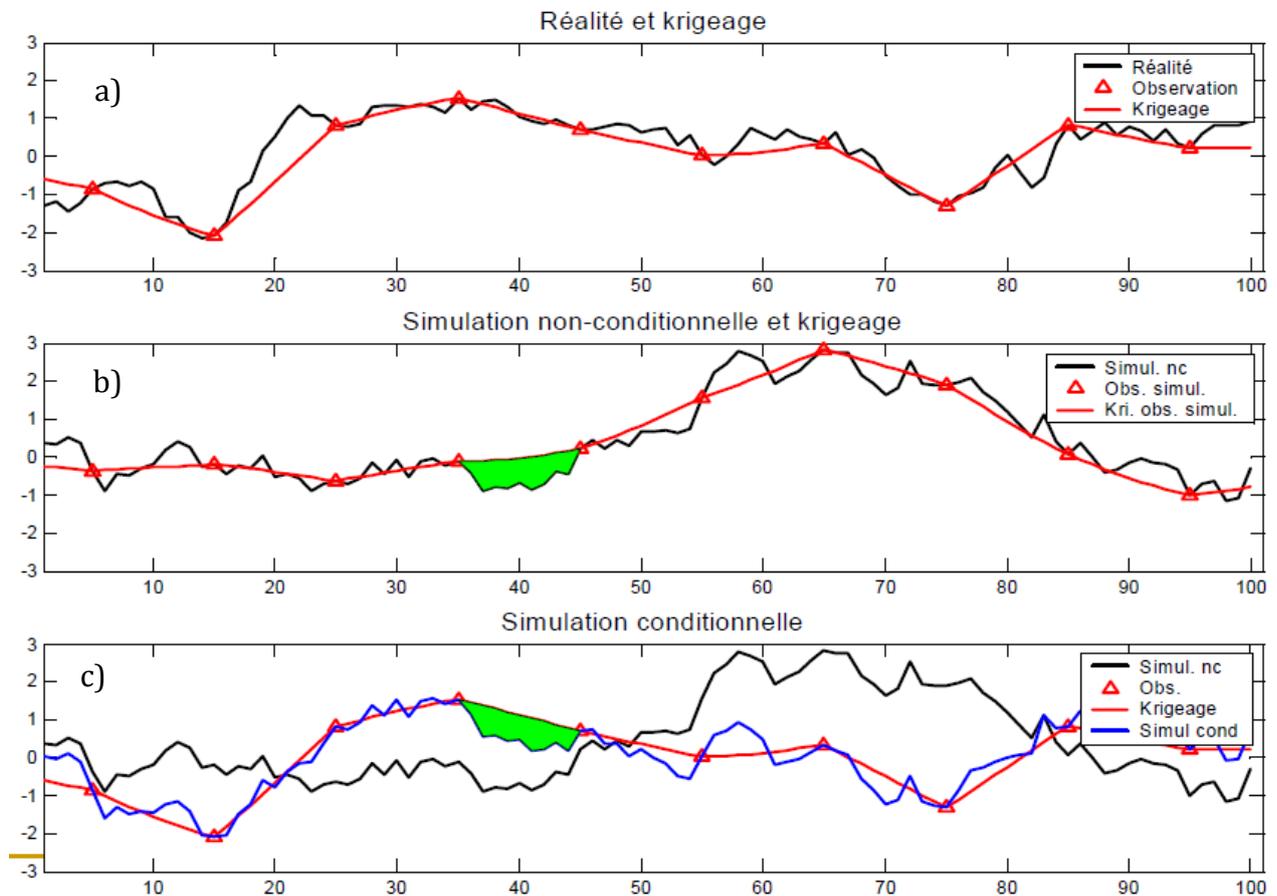


Figure 2.12. Profils unidimensionnels d'une variable d'intérêt à support ponctuel: krigé (a), simulé en mode non conditionnel (b), simulée en mode conditionnel (c). Les triangles rouges désignent l'implantation des points de mesure. *In* Marcotte (2003).

2. Analyse multi-échelles du flux de précipitations

L'analyse spatiale du flux de précipitations météorologique a été abordée précédemment sous deux angles : celui de l'estimation et celui de la simulation. En structurant la réflexion en fonction des niveaux d'échelle, des questionnements connexes permettent d'affiner ce premier niveau d'analyse spatiale. **Une telle analyse ne peut être menée qu'à la faveur de réseaux d'observation emboîtés permettant de disposer de précipitations finement documentées.**

Sans prétendre à l'exhaustivité, je propose quelques éléments de réponse aux différentes questions ci-dessous en considérant le cas particulier du flux de précipitations associé à un système précipitant advectif structuré par un effet orographique. Le volume orographique considérée est une basse montagne culminant vers 1400 m d'altitude situé dans le Nord-Est français (Massif des Vosges).

2.1. À quelle(s) échelle(s) le « flux de précipitations » se structure-t-il intrinsèquement ?

Le flux de précipitations peut être mesuré à toutes les échelles spatiales à l'aide de dispositifs de mesure au sol ou d'appareils de télédétection spatiale comme le radar météorologique. Mais en région de basse et moyenne montagne, les mesures fournies par ces différents types d'instrumentation se caractérisent par un biais systématique et une forte dépendance d'échelle dans la mesure où leur représentativité spatiale est très limitée. **De fortes anisotropies spatiales affectent en effet le flux de précipitations.**

D'autres effets de nature différente de l'effet météorologique et résultant de l'interaction complexe entre les caractéristiques du « substratum géographique » et la couche limite atmosphérique, structurent le flux de précipitations à des niveaux scalaires supérieurs notamment à méso-échelle (Tableau 2.7). À cette échelle, **l'hétérogénéité spatiale est commandée par une topographie lissée directionnelle et par la force et la direction du flux synoptique.**

Dans le cas des Hautes-Vosges, l'effet thermodynamique sur les masses d'air provoqué par cette surface de tendance régionale, induit une décroissance spectaculaire des totaux pluviométriques à l'est de la crête vosgienne. Cette décroissance se manifeste aussi bien à l'échelle temporelle de l'épisode pluvieux que du module pluviométrique annuel.

2.2. À quelle(s) échelles(s) le flux de précipitations déploie-t-il ses rapports avec son environnement ?

La nature et la combinaison des facteurs structurant le flux de précipitations météorologique suit une logique scalaire : à l'échelle stationnelle, c'est surtout l'instrumentation et les modalités de mesure qui interviennent ; à l'échelle locale, c'est plutôt le vent (force et direction) et les caractéristiques du versant (pente et exposition) qui vont conditionner l'hétérogénéité spatiale du flux de précipitation ; à l'échelle régionale, ce sont les caractéristiques du volume montagneux (orientation de la

Echelles des processus atmosphériques*	Echelles d'espaces géo-graphiques	Distances	Unités topographiques de la région étudiée	Structures pluviométriques	Facteur(s) d'hétérogénéité spatiale dominant(s)	Nature de l'effet produit sur l'atmosphère ou la pluie
Méso β	Régionale	20 à 200 km	Massif Vosgien et ses bordures/ Hautes-Vosges	Surface(s) de tendance régionale(s)	Topographie lissée « directionnelle »***, force et direction du flux synoptique	Thermodynamique
Micro α	Locale	200 m à 2 km	Vallon du Ringelbach	« Adret » et « ubac » pluviométriques**	Vitesse, direction du vent, pente et exposition du versant, horizontalité de la surface réceptrice du pluviomètre	Aérodynamique Trigonométrique Métrologique
Micro β	Stationnelle	2 m à 200 m	Site de mesure du versant du vallon du Ringelbach	Hypothèse d'uniformité	Turbulence et erreurs de mesure inhérentes au pluviomètre	Aérodynamique Métrologique

Tableau 2.7. Structures pluviométriques et facteurs d'hétérogénéité spatiale d'un système précipitant frontal de méso-échelle associé à un flux atmosphérique rapide de secteur ouest, par niveau d'échelle descendant. Synthèse sur le secteur des Hautes-Vosges. Les unités topographiques de l'étude sont également indiquées. *In Orlanski (1975), ** In Ambroise et Adjizian-Gérard (1995), *** In Humbert *et al.* (1993). In 21-Droque *et al.* (2010).

ligne de crête principale, etc.) du flux synoptique (gradient de pression en altitude) et du système précipitant (types de front, propriétés des masses d'air) qui vont généralement induire une direction d'anisotropie spatiale dominante opposant versant « au vent » et versant « sous le vent » où se manifeste l'abri orographique, comme c'est le cas pour le versant alsacien des Hautes-Vosges.

Il semble bien qu'à chaque niveau d'échelle recensé dans le Tableau 2.7 corresponde un facteur ou une gamme de facteurs structurant le flux de précipitations météorologique. Ce constat rejaille sur la question du transfert d'échelle. Faut-il chercher à transférer les mécanismes à l'origine de la variabilité spatiale de l'information pluviométrique locale aux échelles supérieures ?

Les travaux de recherche des hydrologues-physiciens et des météorologues sur le transfert d'échelle concluent que **ce transfert d'échelle a plutôt conduit les modélisateurs dans une impasse**. La position épistémologique dominante consiste plutôt à « *inverser les termes du problème : c'est la question posée qui conditionne l'échelle de travail et il s'agit d'identifier les mécanismes déterminants qui opèrent à cette échelle. Ces mécanismes, si on peut les appréhender à l'aide de mesures ou de considérations théoriques, peuvent alors servir de base à la construction d'un modèle qui sera valide à cette échelle et à elle seule* » (Lebel, 1991).

2.3. À quelle(s) échelle(s) le flux de précipitations doit-il être restitué et comment ?

Cette problématique s'inscrit dans le sillage de ce qui précède. Si l'objectif est d'obtenir une tendance à méso-échelle du flux de précipitations, alors il faut rechercher les facteurs structurant ce phénomène géographique à la même échelle. Le même raisonnement vaut pour les échelles plus fines¹³⁷.

Si l'objectif est d'estimer la pluie de bassin, c'est un modèle de quantification à cette échelle qu'il faut rechercher. Le modèle de régionalisation du flux de précipitations ne repose plus alors exclusivement sur une estimation « locale » ou « régionale » combinant des données exogènes au point-cible. Il devient un modèle de bassin puisqu'il tente de prendre en compte explicitement l'information hydrologique qui intègre l'effet du forçage pluviométrique à l'échelle du bassin-versant. C'est à la définition de tels modèles qu'est consacré le paragraphe suivant.

¹³⁷ On peut néanmoins essayer d'incorporer dans le processus de spatialisation la faible représentativité de la mesure en milieu montagnard. Celle-ci est à l'origine d'une variabilité sous-maille du flux de précipitations à méso-échelle. En géostatistique, la façon la plus intuitive de traduire cette faible représentativité météorologique est de l'assimiler à une variance d'erreur de mesure. Celle-ci est appliquée aux postes pluviométriques au moment de l'interpolation. Elle a pour effet d'ajouter un « effet de pépite » au modèle variogramme s'il n'existe pas ou de l'amplifier s'il existe. L'estimation par krigeage devient alors plus lisse puisqu'on choisit de moins honorer les données observées. En revanche, le manque de continuité spatiale du modèle de variogramme aux très petites distances (pépite) rend la réalité et la simulation plus erratiques (21-Droque *et al.*, 2010).

3. Vers la quantification spatiale de la pluie de bassin

L'objectif est bien ici de quantifier la moyenne spatiale et la variabilité ou l'irrégularité de la pluie *hydrologique*. Celle-ci ne peut être connue par mesure directe. Le débit est la seule grandeur mesurée avec une certaine précision. Il résulte d'un bilan entre les apports d'énergie et de précipitations. Par conséquent, plutôt que de chercher à affecter des valeurs de pluie aux nœuds d'une grille **sans pondération hydrologique**, il est certainement préférable de chercher à estimer la pluie permettant une estimation optimale d'une signature hydrologique (débit, bilan, etc.) caractérisant le fonctionnement d'un bassin-versant.

Cette approche est surtout pertinente dans les régions à topographie complexe où les applications hydrologiques du radar météorologique ont une portée limitée en raison des échos fixes et des zones masquées du fait des obstacles orographiques. L'exploitation **des images radar** n'est pas totalement à proscrire pour autant dans la mesure où elle peut apporter **une première ébauche de la distribution spatiale des pluies** météorologiques sur un bassin-versant. Ebauche qui peut ensuite être affinée à partir des mesures ponctuelles de la pluie. *In fine*, l'ensemble peut ensuite servir à estimer la pluie de bassin par inversion du cycle hydrologique.

Le concept de l'inversion hydrologique est relativement simple : il consiste à faire de la pluie hydrologique de bassin et non du débit, la variable pronostique du modèle. On inverse donc le sens du cycle hydrologique en raisonnant de l'aval vers l'amont. Pratiquement, la connaissance du débit est utilisée pour reconstituer la pluie de bassin par optimisation d'une fonction-objectif appliqué au vecteur de pluie. Plutôt que d'être considéré comme une donnée de forçage du bassin et du modèle, celui-ci devient la variable d'ajustement contrainte par une fonction-objectif appliquée au bilan hydrologique d'un bassin (Valery *et al.*, 2009) ou à la dynamique du signal de débit (Saulnier et Zin, 2001).

Chapitre 6

Quantification spatiale de l'écoulement : modèles humains vs. modèles naturels

Les travaux de spatialisation de l'écoulement ou, pour être plus précis, du débit en rivière répondent à des enjeux très variés. Comme l'écrit Gille (2010), ils couvrent un large spectre méthodologique allant de la simple « règle de trois » applicable à tous les pas de temps pour transposer une abondance spécifique à des méthodes fondées sur des lois de rendement hydrologique non linéaires couplant débit et surface drainée, applicables seulement à certains débits caractéristiques (modules, débits fréquentiels, etc).

La démarche de spatialisation peut être purement **empirique, opérationnelle** (*e.g.* les profils hydrologiques répondant à des besoins de connaissance du débit réservé pour les micro-centrales hydro-électriques) ou avoir une visée plus **explicative** lorsqu'elle cherche par exemple à identifier des aires hydrologiques au comportement homogène, que les géographes qualifient généralement de terroirs hydrologiques. On peut ajouter à ces objectifs celui d'évaluer la ressource hydrogéologique à travers l'approche conceptuelle et l'étude des tarissements (Lebaut, 2000 ; Fister, 2012).

La fonction support de l'hydrologie quantitative se manifeste également avec la chimie des eaux courantes. Dans le contexte de la Directive cadre européenne sur l'eau (DCE) 2000/60/CE, des programmes de surveillance de l'état des eaux sont établis afin d'en dresser un tableau cohérent et complet au sein de chaque district hydrographique. Dans le cas des eaux de surface, les programmes portent notamment sur l'état écologique, l'état chimique et le potentiel écologique. Par exemple, dans les bassins du Rhin et de la Meuse (partie française), les réseaux de contrôle de surveillance (RCS) sont composés de 107 sites pour le suivi des cours d'eau. Cependant, l'ensemble des réseaux mis en œuvre dans ces bassins regroupe 468 sites qui font l'objet de mesures régulières de la qualité des cours d'eau.

Il est indispensable à un organisme gestionnaire comme l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (AERM) de connaître le contexte hydrologique (**hydrogramme journalier et phases d'écoulement**) de ces mesures discrètes pour mieux estimer et interpréter les données de flux de polluants et les valeurs d'indicateurs de pollution qui en sont dérivées. Cette connaissance du contexte hydrologique permet en outre **le calcul des flux** (concentration x débit) de polluants et de MES et **contribue à une meilleure compréhension de la dynamique spatiale et temporelle des flux de polluants**. Elle participe ainsi à une valorisation des données patrimoniales bancarisées par l'AERM depuis plus de deux décennies.

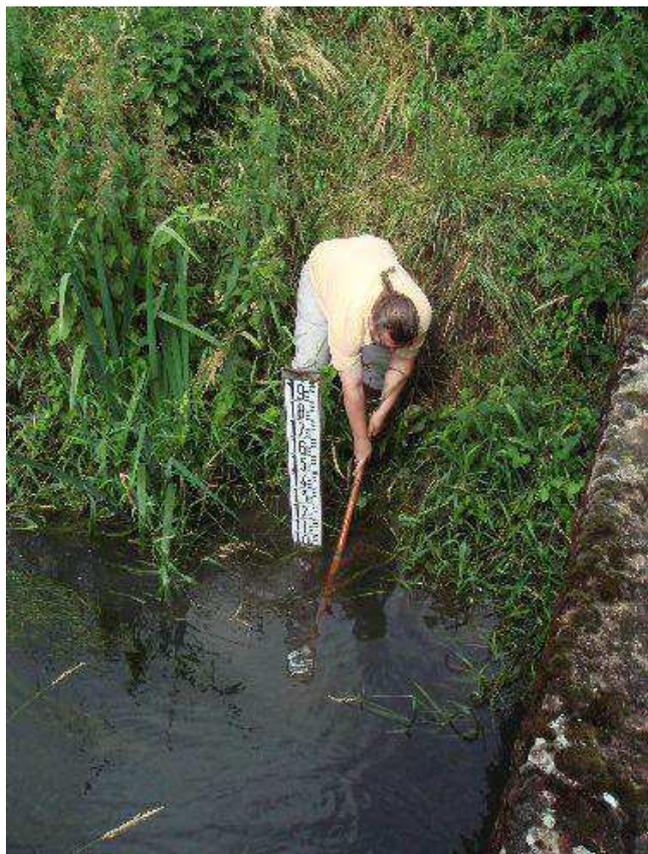


Figure 2.13. Prélèvement d'eau effectué dans le cadre du suivi qualitatif des cours d'eau par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Petite Seille à Haboudange). Crédit photo : AERM.

À l'évidence, la quantification spatiale du débit sur le linéaire hydrographique est une source d'information riche et stratégique pour de nombreux utilisateurs. Elle est souvent mal desservie par les réseaux de mesure existants ce qui suppose de mettre en œuvre des stratégies palliatives d'estimation locale du débit.

En amont de la définition de ma démarche de travail, il a fallu que je fasse un choix entre deux philosophies de régionalisation assurant la continuité de l'information hydrologique **au pas de temps journalier** : la modélisation pluie-débit et la modélisation débit-débit.

1. Régionalisation de l'écoulement par modélisation pluie-débit

1.1. Justification de la démarche de modélisation

La modélisation pluie-débit est qualifiable de modélisation « humaine » dans la mesure où le cycle de l'eau est « mis en boîte » par le modélisateur, qui imagine à travers un filtre perceptuel et conceptuel, une représentation (forcément) *simplifiée* et *orientée* de la transformation pluie-débit dictée par les objectifs de la modélisation. Cette modélisation doit être soumise ensuite à des tests empiriques, *i.e.* confrontés à des observations.

S'agissant de la philosophie de modélisation, comme déjà évoqué précédemment (cf. introduction de la section 3, Chapitre 4), parmi les deux grandes démarches de modélisation (approche mécaniste vs approche empirique), j'ai privilégié **une approche empirique, descendante**¹³⁸, dans la modélisation des hydrosystèmes. Ceci signifie fondamentalement que le bassin-versant est **modélisé à l'échelle d'intérêt et non en vertu de ses propriétés intrinsèques** (Figure 2.14).

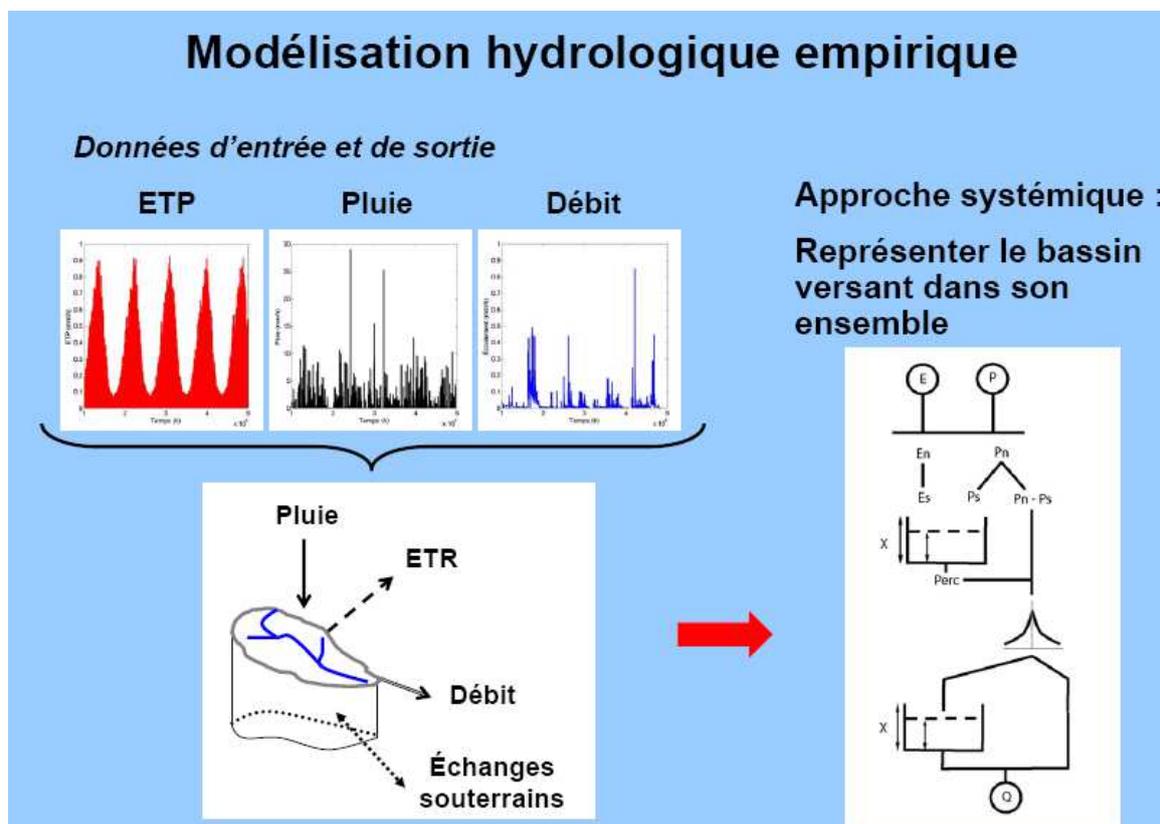


Figure 2.14. Philosophie générale de la modélisation hydrologique empirique.
In Mathevet (2005).

¹³⁸ L'approche descendante peut se définir ainsi : « *the attempt to predict overall catchment response and the catchment functioning based on an interpretation of the observed response at the catchment scale* » (Sivapalan *et al.*, 2003). Le modèle hydrologique est le moyen par lequel s'effectue l'interprétation du fonctionnement et de la réponse hydrologiques du bassin-versant.

Ce choix réside principalement dans le souci d'éviter les « plaies » de la modélisation distribuée à base physique (sur-paramétrage, temps de calcul prohibitif, etc.) et de répondre au problème posé par la société aux hydrologues à l'aide d'outil structurellement simple, parcimonieux, facilement évaluable et **reproduisant le fonctionnement d'un bassin-versant au pas de temps et à l'échelle d'intérêt**.

1.2. Transfert des paramètres dans l'espace euclidien

La régionalisation de l'hydrogramme journalier par modélisation pluie-débit requiert de définir les paramètres du modèle sur un ou plusieurs bassins jaugés (**bassins donneurs**) puis de les transférer sur un bassin considéré comme non jaugé (**bassin receveur**) en utilisant une combinatoire des hydrogrammes simulés avec les paramètres du modèle hydrologique ou des paramètres eux-mêmes (Figure 2.15).

Le modèle hydrologique est paramétré dans le bassin receveur à l'aide de cette bibliothèque de paramètres régionale. Le débit journalier est alors calculé avec les données d'entrée du bassin receveur. **Dans la perspective globale, non réductionniste, cette abstraction vérifie les principes de simplicité, de parcimonie et de performance.**

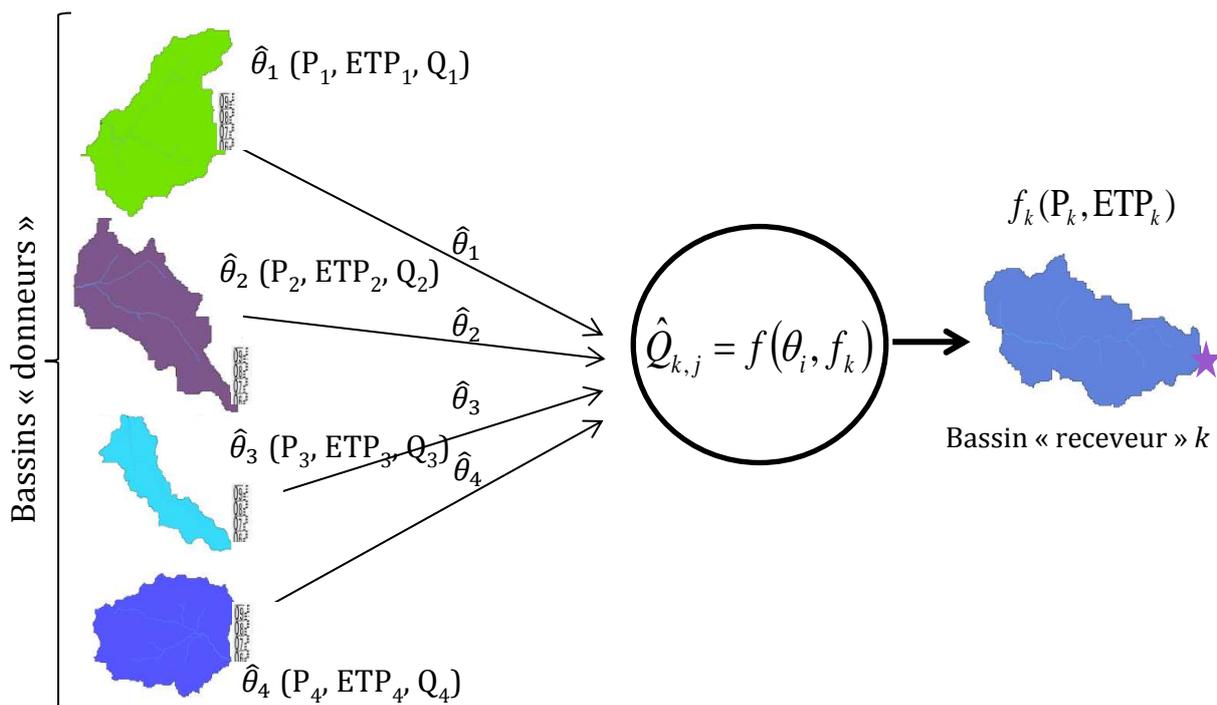


Figure 2.15. Principes de la régionalisation hydrologique par modélisation pluie-débit (pas de temps journalier, quatre donneurs). $\hat{Q}_{k,j}$ représente le débit journalier (j) simulé à l'aide du vecteur de paramètres θ_i du i -ème bassin-donneur et des vecteurs de forçage f_k (pluie et ETP du bassin dont k définit l'exutoire).

2. Régionalisation de l'écoulement par modélisation débit-débit

2.1. Principe général

La deuxième approche consiste à interpoler le débit au point-cible en opérant une transposition spatiale des hydrogrammes disponibles dans le voisinage du point-cible (Figure 2.16). Elle repose sur **l'hypothèse de ressemblance hydrologique de bassins voisins** ou semblables sur le plan physique. Les données de débits des bassins donneurs sont utilisées en entrée du modèle qui simule le débit à l'exutoire du bassin receveur au même pas de temps. La simulation en continu du débit produit **un hydrogramme d'ensemble résultant d'une anamorphose des hydrogrammes fournis par les bassins donneurs**.

Historiquement, cette approche est née lorsque les hydrologues ont cherché à traiter le problème de l'influence du couvert forestier sur l'écoulement. Ils ont alors mis au point un certain nombre de techniques d'intercomparaison dont celle dite des bassins appariés (Andréassian *et al.*, 2012).

L'approche de modélisation est dite « naturelle » dans la mesure où elle consiste à définir une règle de composition d'un débit d'ensemble « naturel » (éventuellement naturalisé), produit non par une représentation mathématique du cycle de l'eau mais par un ou plusieurs bassins-versants constituant un filtre passe-bas « parfait » et à l'échelle d'intérêt, du signal de pluie. Les donneurs sont donc des donneurs naturels et non artificiels.

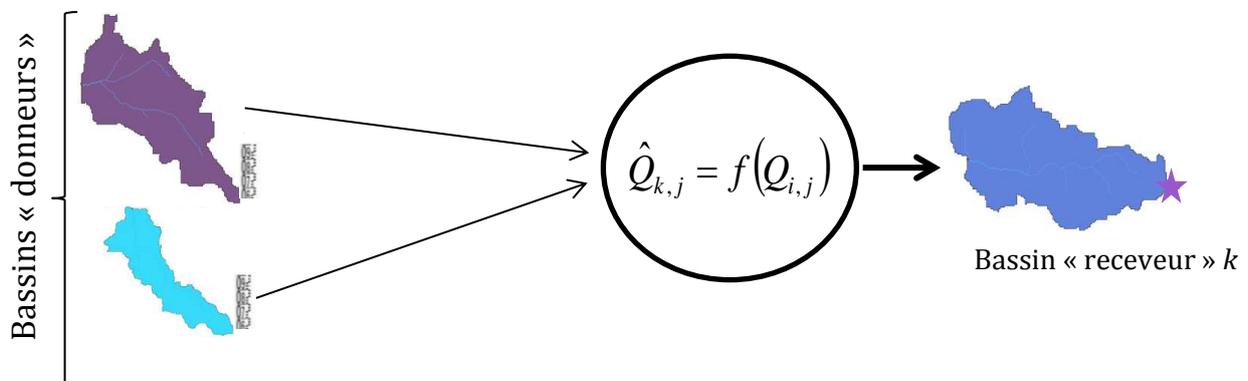


Figure 2.16. Principes de la régionalisation hydrologique par modélisation débit-débit (pas de temps journalier, deux donneurs). $\hat{Q}_{k,j}$ représente le débit journalier (j) simulé à l'aide des i débits fournis par les bassins-receveurs.

Les tests préliminaires menés par Andréassian *et al.* (2012) sur un large échantillon de bassins versants montrent qu'une structure de modèle à trois paramètres optimisables déformant les hydrogrammes par atténuation/amplification, décalage temporelle et correction volumétrique permet d'aboutir à un niveau d'efficacité équivalent voire supérieur à celui d'un modèle pluie-débit. Dans son essence, cette approche présente des analogies **avec la méthode du krigeage topologique** développé par Skøien *et al.* (2006).

2.2. Application aux cours d'eau partiellement jaugés

L'utilisation de la méthode débit-débit proposée par Andréassian *et al.* (2012) suppose néanmoins de disposer d'observations débitométriques au point-cible en période de calage pour normer le débit estimé. Pour qu'elle soit transposable en mode non jaugé, il conviendrait de régionaliser les paramètres du modèle de bassin voisin, par exemple sur un critère de similitude physique. Lorsque l'on dispose de quelques jaugeages ponctuels (cf. 3), **la sélection des bassins donneurs s'effectue par similitude hydrologique, ce qui relaxe la contrainte de normalisation du débit estimé au point-cible en période de calage.** Notons que la modélisation débit-débit n'est pas exclusive de la modélisation pluie-débit et qu'un débit composite peut être calculé en pondérant les hydrogrammes produits par chaque type de modèle (Andréassian *et al.*, 2012).

Enfin, que ce soit en modélisation pluie-débit ou débit-débit, les débits des bassins donneurs sont évidemment normés par la surface pour être comparables entre eux et fournir une idée du rendement hydrologique (ou abondance) de chaque bassin. Dans un premier temps ce sont donc des lames d'eau écoulées qui sont calculées avant d'être transformées, dans un second temps, en débit brut *via* la surface du bassin-receveur.

3. Apport des débits ponctuels

En France, l'hydrométrie des cours d'eau a d'abord été au service des missions opérationnelles de service public (Figure 2.17a). Mais à l'échelle d'un projet d'aménagement (*e.g.* dimensionnement d'un ouvrage) ou dans le cadre du suivi qualité des cours d'eau, **des mesures ponctuelles de débit sont toujours possibles** (Figure 2.17b). Celles-ci correspondent à des mesures de débit « instantané » effectuées sur des points hydrographiques non instrumentés (Figure 2.17b) dans le cadre par exemple, de campagnes de suivi de qualité des eaux de rivière. Dans la partie française du bassin Rhin-Meuse, de telles campagnes ont été initiées et financées par l'AERM dans le cadre de la mise en place du catalogue des débits d'étiage (François et Sary, 1990 ; Decloux et Sary, 1991).

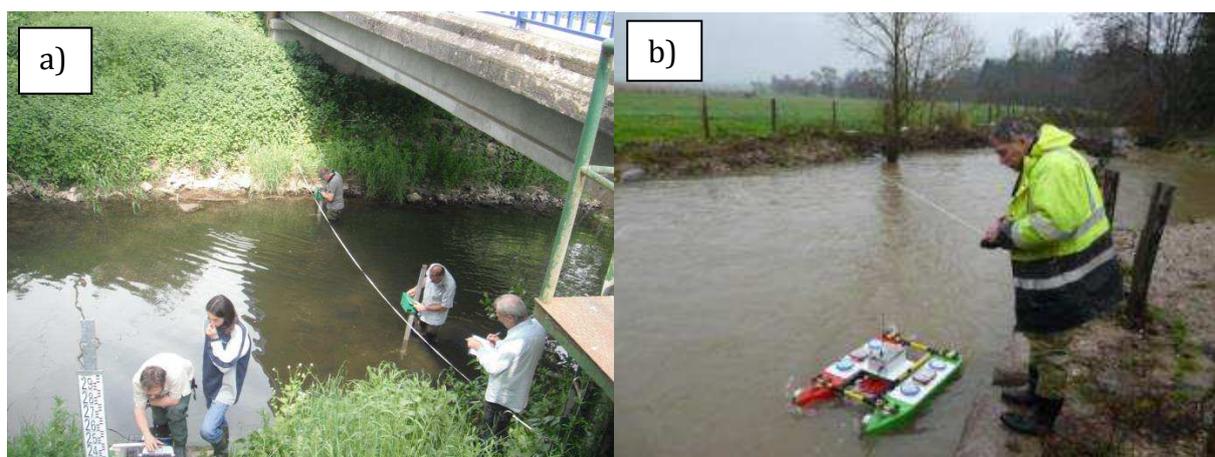


Figure 2.17. Jaugeages en rivière par technique intrusive. a) Jaugeage au moulinet effectué dans le cadre du tarage et du suivi dynamique des stations hydrométriques. b) Jaugeage « ponctuel » par ADCP. Crédits photos : DREAL Lorraine (Pôle Hydrométrie et réseaux de mesure).

Ces jaugeages **sortent donc du cadre du tarage dynamique des stations hydrométriques et des jaugeages de contrôle** destinés à estimer l'incertitude de ce dernier. Le contenu informatif de ces mesures de débit ponctuel peut s'avérer très précieux, par exemple pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit utilisé ensuite pour étendre une série de débits, combler des lacunes ou encore estimer une chronique de débits continue dans un bassin non jaugé (Chopart et Sauquet, 2008).

4. Incertitude des modèles de régionalisation de l'écoulement

4.1. Description de l'incertitude

Cette problématique n'a pas encore fait l'objet de développement méthodologique particulier dans le cadre de mes travaux de régionalisation de l'écoulement. Toutefois, je propose ici une courte synthèse sur la **clarification conceptuelle et terminologique** avant d'illustrer la notion d'incertitude lié au modèle de régionalisation « humain » autrement dit fondé sur un modèle pluie-débit.

La quantification spatiale de l'écoulement est sujette à l'incertitude. Dans le cadre d'une procédure de régionalisation de l'hydrogramme journalier par les voies de modélisation décrites ci-dessus, il nous semble qu'il convient de faire le distinguo entre deux démarches de caractérisation de l'incertitude :

1) **La démarche séparative qui vise à quantifier les différentes sources d'incertitude dans la procédure de régionalisation.** Elle produit une dispersion de l'hydrogramme simulé en fonction de celle des données d'entrée, des paramètres du modèle pluie-débit ou encore des structures de modèle impliquées dans le processus de régionalisation. Sa prise en compte débouche sur la production d'une trace d'hydrogrammes délimitant une enveloppe d'erreur autour de l'hydrogramme simulé le plus probable. Les différentes sources d'incertitude peuvent être quantifiées séparément grâce à des approches de génération numérique de type GLUE ou Monte Carlo.

2) **La démarche pragmatique qui repose sur une description simple de l'incertitude empirique ou globale** de la chaîne de modélisation. Elle est déduite de l'écart entre l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme observé. La description de la dispersion des erreurs du modèle hydrologique s'effectue en comparant les débits observés et les débits simulés. Toutes les sources d'incertitude sont prises en compte (données d'entrée, structure du modèle, paramètres du modèle) sans que leur poids respectif puisse être différencié. Cette méthode fournit donc une description empirique de l'incertitude du modèle de régionalisation. L'intercomparaison de plusieurs méthodes de régionalisation permet d'évaluer la réduction de ce type d'incertitude (ou *a contrario* le gain d'efficacité apportée par telle ou telle méthode).

4.2. Quantification de l'incertitude empirique

Plus précisément, lorsque l'incertitude de la chaîne de régionalisation est interprétée de façon empirique, l'erreur du modèle est déterminée en faisant **un rapport entre les débits observés et les débits calculés** (Berthier, 2005). Ce rapport à l'intérêt de ne pas donner plus de poids aux forts débits par rapport aux faibles débits, à la différence

d'une métrique de l'erreur comme celle de Nash et Sutcliffe (1970), qui se définit à partir d'écart entre débits observés et débits calculés et qui confère donc dans sa version arithmétique plus d'importance aux débits de crue qu'aux bas débits.

Le développement de cette méthode globale des rapports de débits permet d'assigner à l'hydrogramme calculé **un intervalle de confiance par tranche de débits calculés et de débiaiser l'hydrogramme simulé par le modèle hydrologique** (Figure 2.18.). En régionalisation par simulation pluie-débit d'ensemble, on pourrait imaginer que l'incertitude d'ensemble sur l'hydrogramme simulé au point-cible corresponde à l'amplitude globale des classes d'erreurs déterminées pour les n hydrogrammes simulés à l'aide des n jeux paramètres fournis par les n bassins donneurs.

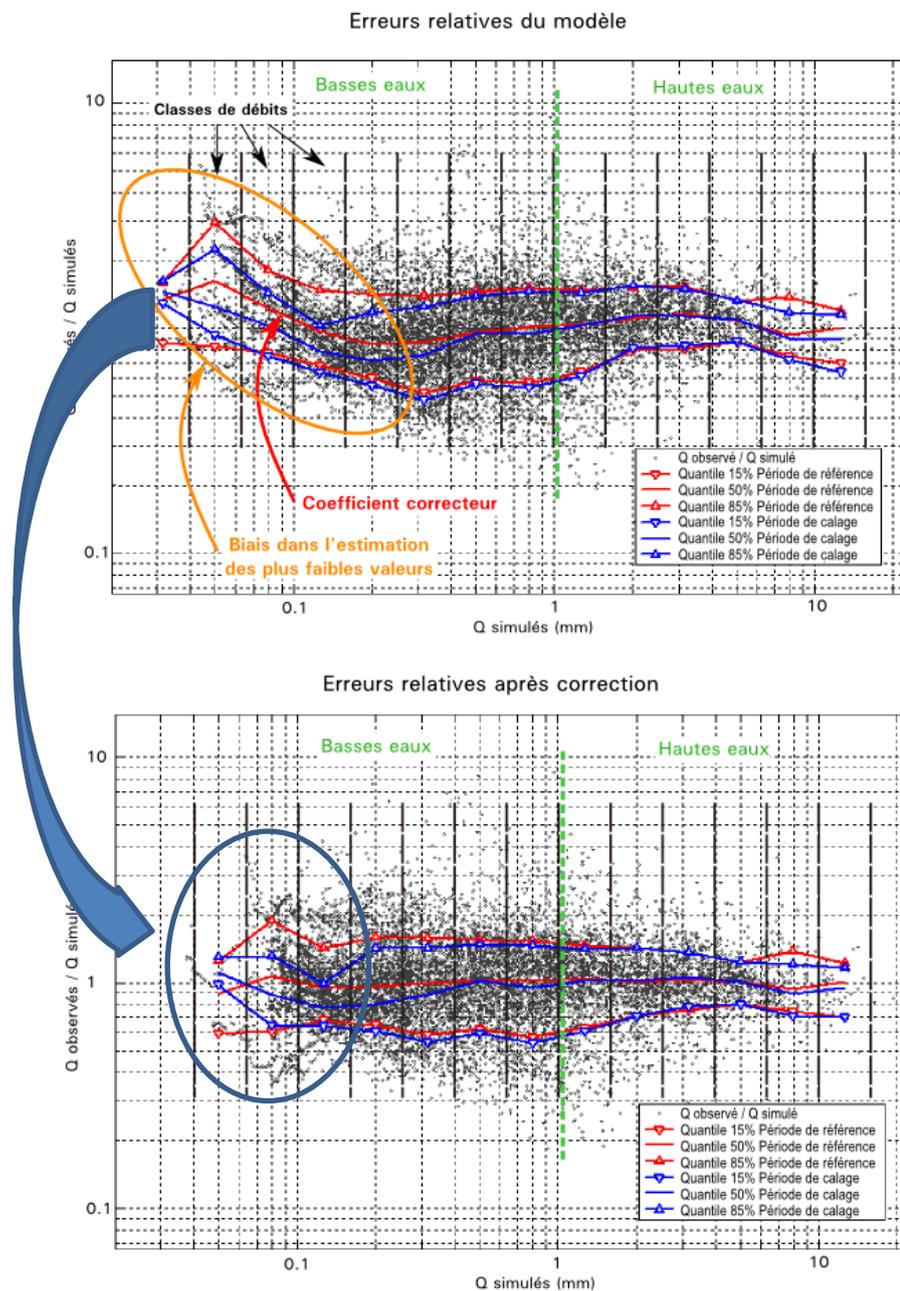


Figure 2.18. Correction et incertitudes des débits simulés (en mm/j) par le modèle pluie-débit GR4J. Exemple de la Meuse à Chalaines (1717 km²), période 1973-2000. In François *et al.* (2011).

À la faveur de la dispersion des erreurs de débit par classe de valeurs, une statistique (de type médiane) peut être calculée pour corriger le débit journalier. La fonction de correction peut prendre la forme :

$$Q_{sim_{i,k}}^* = Q_{sim_{i,k}} \cdot \left(\frac{Q_{obs_{i,k}}}{Q_{sim_{i,k}}} \right)_{0.5} \quad (11)$$

où $Q_{sim_{i,k}}^*$ représente la valeur corrigée du débit simulé au pas de temps i pour la classe de débits k , $Q_{sim_{i,k}}$ représente la valeur du débit simulé au pas de temps i pour la classe de débits k , $Q_{obs_{i,k}}$ la valeur du débit observé au pas de temps i pour la classe de débits k , l'indice 0,5 désigne le rapport médian pour la classe de débits k .

Cette correction peut apporter une plus-value dans les études d'impact hydrologique liée au changement climatique (42-Drogue *et al.*, 2010 ; 14-François *et al.*, 2011). Cette approche reste néanmoins **curative** et non **préventive**, ce qui sur le fond n'est pas très satisfaisant. Elle ne prend pas non plus en compte la dépendance entre les caractéristiques des données de calage et les valeurs optimales de paramètres et pose l'hypothèse forte que cette fonction de débiaisage est valable également pour la période de projection.

PARTIE 3

Méthodologies et innovations

Chapitre 7

Détection locale de changement dans les séries climatiques : la méthode PRODIGE, les tests statistiques

Une batterie de méthodes destinées à la détection des points de rupture pouvant correspondre à des anomalies de mesure ou des variations «naturelles » ont été mises au point et publiées (Lanzante, 1996). On peut les ranger en quatre catégories : les approches descriptives, l'approche bayésienne, les procédures de segmentation/homogénéisation et les tests statistiques.

Lorsque les séries chronologiques sont apurées des valeurs aberrantes et reconstituées, ces tests statistiques permettent, le cas échéant, de diagnostiquer des changements de comportement dans une série chronologique, et de s'affranchir du recours à une station météorologique de référence.

Leur inconvénient majeur est de ne pouvoir détecter qu'une rupture unique alors que les séries de mesure peuvent être affectées de ruptures multiples. L'alternative suivante s'offre alors selon les données et l'instrumentation disponibles :

- ✓ Tester l'homogénéité des écarts entre la série mesurée et une série de référence voisine ou modélisée ;
- ✓ Tester l'homogénéité de la série de mesure par comparaison à un autre capteur.

La première option soulève un problème sans fin puisque le statut de station de référence implique que celle-ci soit exempte de dérive artificielle ou d'erreur de mesure. La seconde option n'est guère faisable car peu de capteurs sont doublés sur un même site¹³⁹ et même si c'était le cas, ils ne présenteraient pas les mêmes spécifications instrumentales.

¹³⁹ Il arrive parfois qu'un parc instrumental comporte un thermo-hygrogramme dans un abri météorologique et une sonde de température automatique dans un abri à coupelle.

1. Une méthode de segmentation/homogénéisation mieux adaptée aux séries climatiques¹⁴⁰

1.1. Principes

Parce qu'ils reposent sur des procédures de type « **rapport de vraisemblance** », où l'on teste l'hypothèse nulle d'absence de changement unique, les tests courants (Potter ou Alexandersson) sont peu adaptés à la détection d'un nombre de changements uniques et *a priori* inconnu. Des adaptations de ces tests existent ; il est par exemple possible de considérer que la série de comparaison formée par la différence (ou le rapport dans le cas des séries de précipitations) entre la série à tester et une série de référence proche et homogène possède les propriétés d'un échantillon gaussien. Le problème se résume alors à la détection des ruptures de cet échantillon.

Une fois qu'elles sont détectées, des coefficients correcteurs sont issus des moyennes de la série de comparaison avant et après ruptures. Mais ces tentatives d'adaptation sont peu fiables d'un point de vue statistique. **Elles ont surtout l'inconvénient de recourir obligatoirement à une série de référence à l'homogénéité invérifiable.** Ceci conduit Mestre (2000) à conclure que ces méthodes sont peu rigoureuses tant pour la détection des ruptures que pour leur correction. Il propose alors une nouvelle méthodologie reposant sur la décision bayésienne invariante optimale qui permet la détection de ruptures multiples et de points aberrants dans un échantillon gaussien (Mestre, 2000 ; Caussinus et Mestre, 2004). Celle-ci s'articule autour de trois points :

- ✓ La règle de Caussinus et Lyazrhi dans sa version « double-pas ». Celle-ci fournit un critère objectif pour la détection d'un nombre inconnu et multiple de ruptures et points aberrants dans un échantillon gaussien, ce qui n'est pas le cas des procédures actuellement en usage ;
- ✓ Des comparaisons multiples des séries à traiter entre elles permettant de s'affranchir de la constitution de séries de références homogènes ;
- ✓ La définition d'un nouveau modèle de correction basé sur des séries non homogènes et permettant de reconstituer aussi les données manquantes.

Mestre (2000) valide l'algorithme en détectant de manière très significative, en termes de probabilité, des ruptures artificielles. Les performances de la détection des ruptures sont fonction du rapport entre l'amplitude et l'écart-type de la série de comparaison (Figure 3.1). Les simulations réalisées à Météo-France indiquent que les ruptures sont très mal détectées lorsque ce rapport est inférieur ou égal à 1. Les ruptures éventuelles sont alors noyées dans la variabilité naturelle des séries. La meilleure solution pour minimiser l'écart-type est alors de travailler sur des moyennes ou des cumuls annuels. Mais dans ce cas, il devient impossible de tenir compte d'éventuelles différences saisonnières.

Le fait que la règle bayésienne utilisée ici ne suppose pas un nombre possible de ruptures connu *a priori* est donc bien plus réaliste d'un point de vue climatologique.

¹⁴⁰ Les sections 1.1 et 1.2 sont empruntées en partie au mémoire d'HDR de S. Bigot (2004) qui a appliqué la méthode à des séries climatiques ivoiriennes au moment où nous l'appliquions à des données thermométriques mensuelles luxembourgeoises (7-Drogue *et al.*, 2005).

Comme la procédure est invariante, elle permet d'utiliser des séries climatiques sans avoir à les standardiser. Elle permet par ailleurs de s'affranchir de la consitution d'une série de référence considérée comme homogène puisque l'algorithme repose sur la comparaison multiple de séries traitées entre elles.

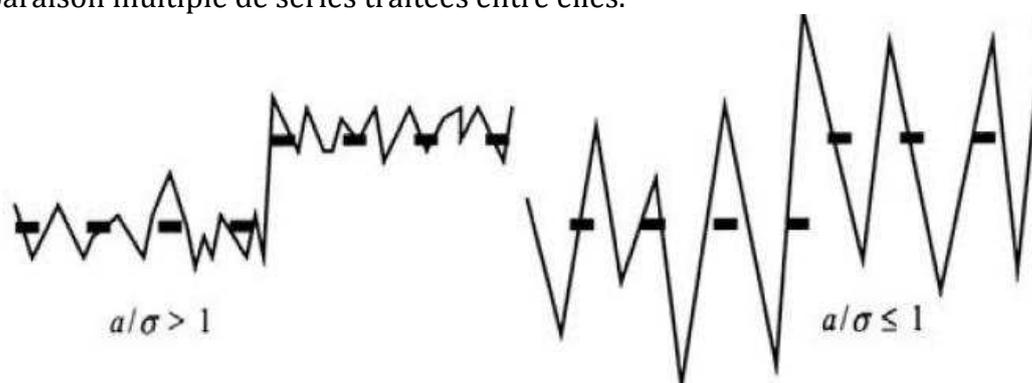


Figure 3.1. Performance théorique de détection de ruptures chronologiques en fonction du rapport a/σ (signal sur bruit) où a représente une rupture d'amplitude constante et σ l'écart-type des résidus d'une série de comparaison (*in* Mestre, 2000). Lorsque le rapport est supérieur à 1 la détection est bonne, lorsque le rapport est inférieur ou égal à 1, l'importance du bruit diminue la robustesse de la méthode de détection.

1.2. La procédure PRODIGE

Cet algorithme a servi de base à Météo-France pour développer une nouvelle chaîne de travail pour la détection des discontinuités temporelles des séries climatiques françaises et leur homogénéisation. Grâce à l'emploi d'une procédure mathématique adaptée, la méthode PRODIGE¹⁴¹ permet finalement de surmonter les principales limitations rencontrées par les différents algorithmes couramment utilisés en climatologie. Pour contourner le problème de la série de référence *a priori* homogène, PRODIGE **part de la constatation qu'entre deux ruptures, toute série est homogène.**

En conséquence, il est possible de comparer une série à tester avec plusieurs séries proches et bien corrélées mais pas forcément homogènes. Si une date de rupture reste à peu près constante dans la majorité des séries de comparaison, **cette rupture peut alors être attribuée à la série testée, sans besoin de référence homogène.**

1.3. Test sur un corpus de données thermométriques

La méthode PRODIGE a été testée sur des séries de températures de l'air mensuelles archivées dans les annuaires hydro-climatologiques de l'ASTA (7-Drogue *et al.*, 2005 ; 16-Drogue *et al.*, 2005). **Cette démarche était totalement inédite** dans la mesure où ces données n'avaient pas encore été numérisées. Cette analyse primaire des longues séries de température de l'air luxembourgeoises a été prolongée après mon départ du CRP-GL dans le cadre du projet MONEAU¹⁴² (Freyermuth et Pfister, 2010).

¹⁴¹ PROcédure de Détection d'Inhomogénéités Glissées dans un Echantillon.

¹⁴² Monographie hydro-climatologique du Luxembourg.

2. Tests d'hypothèse pour la détection des changements locaux

Les tests les plus couramment utilisés sont le test de Student, de Mann-Kendall, ou encore de Wilcoxon-Mann-Withney, applicables à la moyenne ou à la variance d'une série de données. La difficulté consiste à choisir le test adapté à une situation donnée.

Je rappelle ici brièvement le formalisme du **test non paramétrique de rang de Mann-Kendall qui permet de détecter d'éventuelles tendances monotones en leur sein**. Les séries de valeurs obtenues pour les différentes caractéristiques pluviométriques sont ordonnées chronologiquement et traitées successivement, chaque valeur étant comparée aux valeurs qui la précèdent.

Le test d'hypothèse de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1975) suit le formalisme développé ci-après. Soit (X_1, X_2, \dots, X_N) un échantillon de valeurs indépendantes d'une variable aléatoire X dont on cherche à tester la stationnarité. La statistique du test, le S de Kendall se calcule par :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signe}(X_i - X_j) \quad (12)$$

On dénombre donc pour tous les couples $X_i - X_j$ les cas où la différence est positive ou négative, puis on calcule la différence entre ces deux quantités. La statistique S varie donc entre $\pm n(n-1)/2$. Sous l'hypothèse H_0 de stationnarité de la série chronologique, cette différence devrait tendre vers 0. À l'inverse, si les valeurs de la série temporelle ont tendance à croître, S devrait prendre des valeurs positives et inversement en cas de décroissance des valeurs (Renard, 2006). Comme le rappelle cet auteur, ce test d'hypothèse est apte à détecter de tendances monotones et des ruptures sans que celles-ci puissent être datées. En revanche, il n'est pas adapté à la détection de tendance non monotone.

Sous H_0 , Mann (1945) et Kendall (1975) ont démontré que :

$$\begin{aligned} E(S) &= 0 \\ \text{Var}(S) &= n(n-1)(2n+5)/18 \end{aligned} \quad (13)$$

Dès que la taille de l'échantillon excède une dizaine d'observations, alors la loi de la statistique de test Z ci-dessous peut-être approchée par une Gaussienne centrée-réduite :

$$\begin{aligned} Z &= S - 1/\sqrt{\text{Var}(S)} \text{ si } S > 0 \\ Z &= 0 \text{ si } S = 0 \\ Z &= S + 1/\sqrt{\text{Var}(S)} \text{ si } S < 0 \end{aligned} \quad (14)$$

Pour un risque α de première espèce, H_0 est rejetée si la probabilité au dépassement de Z est inférieure à α dans le cas d'une tendance positive et $1 - \alpha$ dans le cas d'une tendance négative.

Yue *et al.* (2002), analysant l'aptitude du test de Mann-Kendall à détecter des dérives effectives dans une série temporelle, aboutissent à plusieurs conclusions : plus la

magnitude absolue qui affecte la tendance est forte, et plus le test est performant ; sa robustesse augmente également avec la taille de l'échantillon mais décroît lorsque la variabilité de la série chronologique augmente.

C'est pourquoi, il est préférable de recourir aux valeurs lissées de la variable testée (moyenne quinquennale par exemple) plutôt qu'aux valeurs brutes pour filtrer les variations interannuelles et mettre en évidence des tendances lourdes et persistantes dans les séries chronologiques testées. Il est également préconisée de blanchir les séries chronologiques en cas d'autocorrélation avérée. Par ailleurs, Yue *et al.* (2002) proposent d'établir un indice de puissance du test de Mann-Kendall (entre 0 et 1) au seuil de 5 % pour un échantillon donné, en fonction de la taille et du coefficient de variation de ce dernier.

3. Arbre décisionnel

Face à la pléiade de tests existants, une question se pose : **comment choisir le « bon » test ?** Je reprends ci-dessous le logigramme proposé par Renard (2006). Il résulte d'une intercomparaison des principaux tests d'hypothèse permettant de couvrir l'ensemble des changements que l'on peut rencontrer dans l'analyse des séries chronologiques. En guidant l'analyste, il fournit les principales clés (*i.e.* autocorrélation, connaissance de la distribution, type de changement attendu) lui permettant de choisir le test statistique le plus adapté (maximum de puissance) aux propriétés statistiques de ces données. **Je me suis inspiré de ce logigramme pour structurer ma réflexion dans le traitement des changements affectant mes séries climatiques** (Figure 3.2).

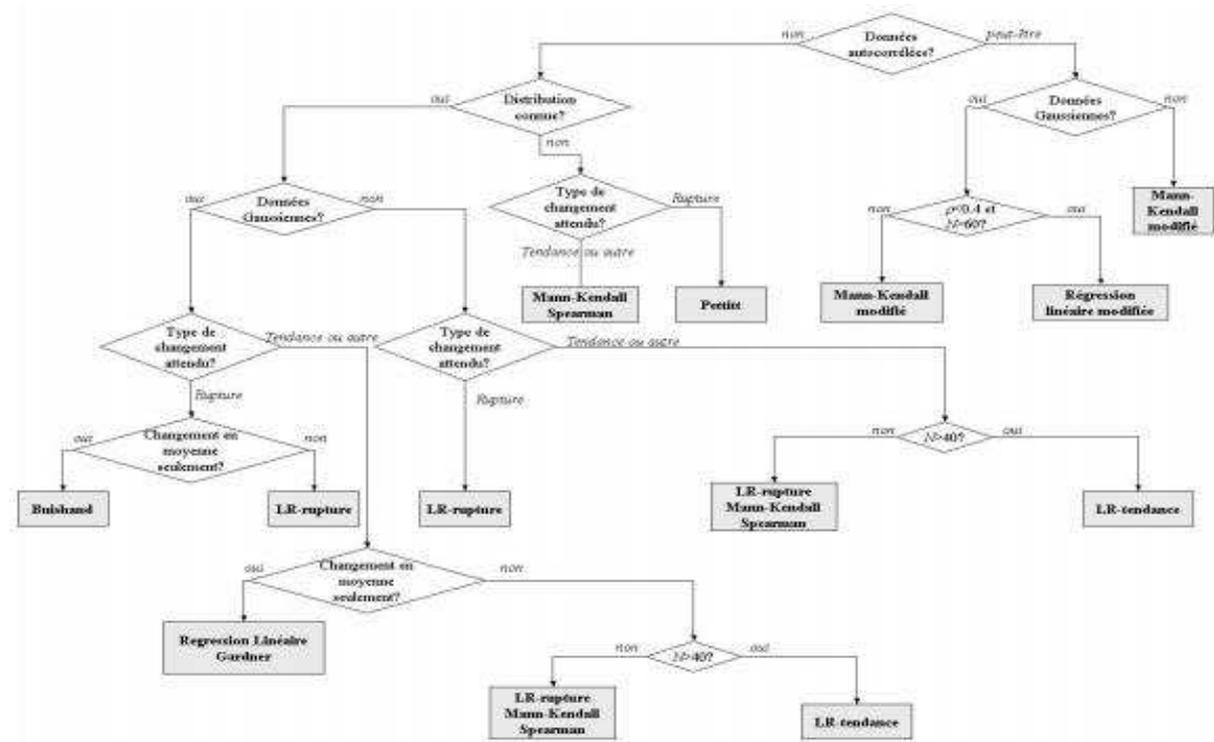


Figure 3.2. Logigramme de sélection d'un test de stationnarité d'une série chronologique. *In* Renard (2006).

Chapitre 8

Détection régionale des tendances climatiques : rééchantillonnage, significativité régionale et cartographie

Mon attention s'est portée sur l'analyse de données climatiques collectées au sein de l'espace rhéno-mosan. Elles concernent aussi bien l'époque contemporaine que les décennies à venir.

L'analyse du changement pluviométrique d'échelle régionale est abondamment documentée dans la littérature (*e.g.* 6-Drogue *et al.*, 2006 ; Guerreiro *et al.*, 2013). Que les chercheurs s'intéressent aux précipitations moyennes ou extrêmes, leur analyse régionale est généralement sous-tendue par deux grands enjeux :

1) Dans l'étude du **climat actuel**, la caractérisation du changement pluviométrique : sa nature, sa cohérence spatiale ainsi que les facteurs géographiques susceptibles d'expliquer sa modulation spatiale. Par ailleurs, si l'existence d'un changement est prouvée à une échelle spatiale donnée, il devient alors pertinent de rechercher une co-évolution d'un facteur de forçage climatique de même échelle ou de plus large échelle susceptible d'en être à l'origine (*e.g.* Guintoli *et al.*, 2013).

2) Dans l'étude du **climat futur**, la recherche d'une significativité du changement dans les champs pluviométriques débiaisés de MCG-OA (Modèles de Circulation Générale-Océan Atmosphère) ou de MCR (Modèles de Climats Régionaux) forcés par les scénarios d'émission du GIEC ou plus récemment en accord avec le protocole des RCP (*Representative Concentration Pathways*). Cette significativité permet de caractériser la force du signal de changement pluviométrique, donc des impacts notamment hydrologiques qui sont ensuite simulées à l'aide d'un modèle d'impact hydrologique, par exemple à méso-échelle (Habets *et al.*, 2008).

S'agissant de la température de l'air dans l'hémisphère Nord, certains changements ont pu être diagnostiqués **grâce notamment aux différentes climatologies synoptiques produites pour la période instrumentale** (*e.g.* Jones et Moberg, 2003) :

- ✓ Un réchauffement plus marqué des masses continentales par rapport aux cuvettes océaniques ;

- ✓ Un amortissement de l'amplitude thermique diurne principalement lié à une élévation des températures minimales ;
- ✓ Un réchauffement plus prononcé des hivers par rapport aux étés ;
- ✓ Deux phases de réchauffement au XX^e siècle, la seconde (post-1975) étant plus intense que la première (1910-1945).

La détection des changements, qu'ils concernent les séries de précipitations ou de température de l'air, n'a pas toujours été effectuée en tenant compte de la dépendance spatiale des séries climatiques et du problème de la répétition d'un test statistique dont on maîtrise le risque local. Par ailleurs, s'il existe en général une co-évolution de certains indices climatiques de large échelle (NAO, OMA), des facteurs plus locaux sont susceptibles d'introduire une modulation spatiale des changements détectés. **C'est à ces deux problématiques que j'ai souhaité apporter une contribution méthodologique au sein de l'espace rhéno-mosan.**

1. Le *bootstrap resampling* ou comment reconstituer une distribution d'échantillonnage à partir d'un échantillon

Le solutionnement du problème posé par la détection régionale réside en outre dans l'appel de techniques de génération numérique permettant de reconstituer une distribution d'échantillonnage sous l'hypothèse nulle d'absence de changement.

1.1. Définition

Les méthodes de rééchantillonnage tentent d'approcher la distribution des statistiques sans recours à la théorie limite-centrale mais en s'appuyant seulement sur les données. Le *bootstrap* est une technique de rééchantillonnage permettant de simuler la distribution d'un estimateur quelconque pour en apprécier le biais et la variance, donc le risque quadratique, ou encore pour en estimer un intervalle de confiance même si la loi théorique est inconnue (Efron et Tibshirani, 1979). Alors que les méthodes usuelles de l'inférence statistique ont des exigences assez sévères (hypothèses incontrôlables sur la variabilité, recours à des formules et à des distributions théoriques), le *bootstrap* n'exige rien.

Le principe consiste à estimer itérativement ce même estimateur sur des réalisations différentes de l'échantillon obtenues aléatoirement par n tirages dans l'échantillon initial. Elle permet de déterminer la valeur critique d'une statistique en reconstituant la distribution d'échantillonnage. Dans sa philosophie, le *bootstrap* est assez proche de la permutation (ou randomisation). Mais à la différence de celle-ci il ne postule rien sur la distribution et la variance de l'échantillon de données.

1.2. Procédures et variantes¹⁴³

On crée des échantillons « artificiels » à partir de l'échantillon réel, appelés « répliques Bootstrap » ou « répliques ». On calcule la statistique sur chacun des échantillons artificiels. On construit la loi de distribution empirique de la statistique – appelée « distribution *bootstrap* ». On réalise toute inférence statistique à partir de cette loi: biais, écart-type, quantiles, intervalles de confiance... La variabilité réelle de la statistique

¹⁴³ Voir l'excellente synthèse (reprise en partie ici) d'A. Moreau sur <http://www.deenov.com>.

dans la population est évaluée par la variabilité observée sur l'ensemble des échantillons artificiels obtenus par rééchantillonnage. La procédure de rééchantillonnage se décline en plusieurs étapes :

- ✓ Utiliser la réplique comme si c'était la population-mère ; en extraire des échantillons de même taille par tirage avec remise (rééchantillonnage) : réplique 1, réplique 2, ... réplique k ;
- ✓ Pour chaque réplique, calculer la statistique requise ;
- ✓ Utiliser la « distribution *bootstrap* » de la statistique pour estimer les propriétés de l'échantillon, donc de la population-mère.

Selon la taille n de l'échantillon initial on peut créer 10 répliques avec un jeu de 3 individus, 16796 avec un jeu de 10, etc. « Boostraper » un échantillon ne règle pas le problème de la qualité de l'échantillon. Une distribution d'échantillonnage est construite sur l'infinité des échantillons tirés de la population. La distribution *bootstrap* approche le centre, la forme et le biais de la distribution d'échantillonnage (inconnue) de la statistique. Il s'agit-là du *bootstrap* non paramétrique, le plus pratiqué, avec ou sans remise.

1.3. Intérêt pour tester la significativité régionale des changements locaux

Les techniques de rééchantillonnage ont été utilisées de longue date en climatologie et en hydro-météorologie. **Dans cette discipline, elles permettent de produire de longues chroniques de pluie palliant la faible longueur de certaines séries instrumentales tout en conservant la corrélation inter-site existant entre les postes pluviométriques.** Il est alors possible de prédéterminer des pluies de bassin de temps de retour exceptionnel tout en conservant la structure spatiale des champs produits.

En statistique décisionnelle, la technique du *bootstrap* consiste à produire un grand nombre d'échantillon et à appliquer le test d'hypothèse à chaque tirage après calcul de la statistique du test. Le nombre de réplique doit être suffisamment important pour éviter un biais d'échantillonnage. Avec seulement 100 tirages on pourrait craindre en effet qu'un statisticien qui répèterait le test obtienne des résultats différents. Avec 1000 tirages c'est comme si on répétait 10 fois l'expérience : on diminue donc le risque que la distribution d'échantillonnage obtenue soit biaisée. L'intérêt est de conserver la corrélation inter-site - ce sont les lignes de la matrice qui bougent et non les colonnes - tout en annihilant la tendance dans les données observées.

En outre, par la production de nombreuses répliques, le *bootstrap resampling* permet de **pallier la petite taille de nos échantillons de données pluviométriques une fois segmentés** ($n \leq 30$). Pour la détection du changement régional, cette technique numérique permet de comparer la distribution d'échantillonnage de la statistique du test sous l'hypothèse nulle avec (« *bootstrap-années* ») ou sans (« *bootstrap-points* ») prise en compte de la corrélation croisée et d'identifier le nombre de tests localement significatifs pour garantir la significativité régionale du changement.

2. Application de la méthode du *bootstrap*-années aux données pluviométriques de l'espace rhéno-mosan

2.1. Les hauteurs de précipitations contemporaines

À la suite de travaux préliminaires dans la région d'étude (13-Pfister *et al.*, 2004), j'ai polarisé la recherche d'éventuels changements pluviométriques sur les précipitations hivernales d'ouest d'origine cyclonique. Je les ai identifiées grâce à la classification des Grosswetterlagen de Hess et Brezowski (1977). Cette classification subjective et qualitative comporte 29 types de circulation atmosphérique caractérisés à l'échelle de l'Europe continentale. Elle offre l'intérêt d'être disponible au même pas de temps (quotidien) que nos données pluviométriques et ce depuis 1881. La classification de Hess et Brezowski a été « objectivée » par James (2007). Pour mes travaux, son principal inconvénient est de couvrir une zone géographique très étendue et surtout d'être centrée sur l'Europe centrale. **De plus elle n'est pas fortement discriminante vis-à-vis des précipitations à l'échelle de l'espace rhéno-mosan**, un même type de temps précipitant pouvant être associé à différents types de circulation atmosphérique et vice-versa.

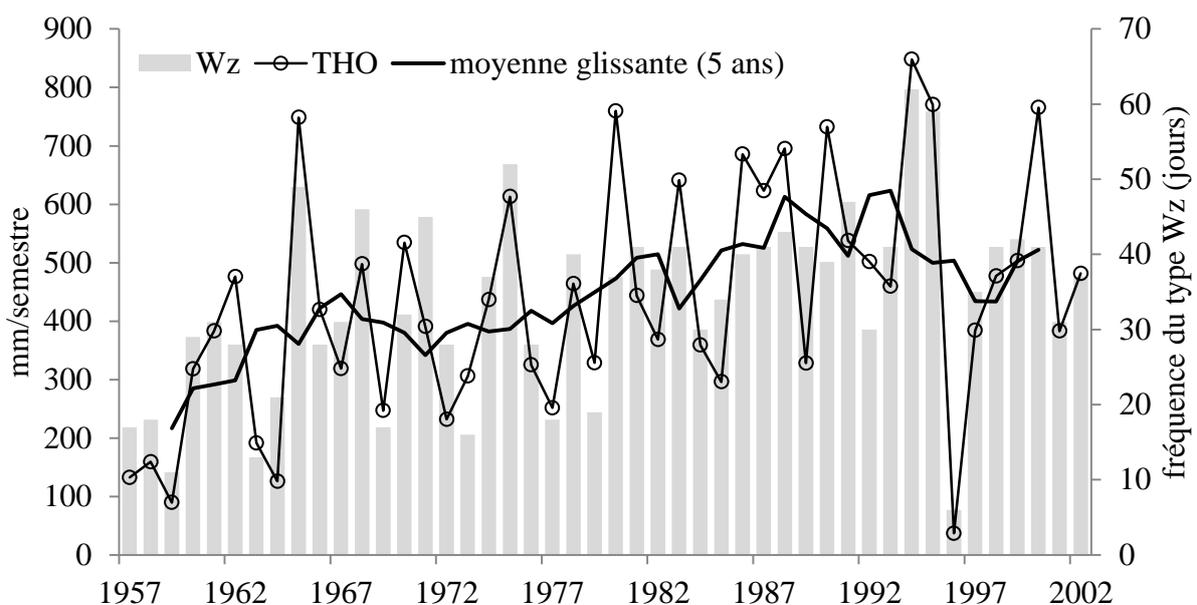


Figure 3.3. Évolution de la fréquence d'occurrence hivernale du type de circulation atmosphérique « Westlage, zyklonal » (Wz) de la classification de Hess et Brezowski et de l'indice THO (total hivernal des précipitations d'ouest) au poste pluviométrique de la Bresse (48°00'N, 6°52'E, 700 m).

Le type Wz (« Westlage », zyklonal) fait exception en la matière. En effet, lorsqu'il s'installe sur l'Europe centrale, il affecte également toute l'Europe de l'Ouest en raison de son caractère fortement zonal. L'intensité du flux zonal perturbé est généralement maximale vers 50°N. Son installation sur l'Europe de l'Ouest se traduit en général par le passage d'un train de perturbations pluvigènes affectant toute la région d'étude. Il se prête donc bien à l'analyse des relations entre l'évolution en fréquence et en persistance d'un type de circulation atmosphérique et les cumuls de précipitations au sol,

particulièrement en hiver comme l'atteste la concordance des deux courbes de la Figure 3.3.

En outre, dans la région d'intérêt, **les précipitations hivernales d'ouest d'origine cyclonique jouent un rôle hydrologique important**. Elles favorisent, par effet cumulatif, la saturation des sols et la genèse de crues océaniques débordantes de saison froide (Fink *et al.*, 1996). De fait, j'ai défini et quantifié trois indices pluviométriques de saison froide (octobre-mars) pour les 46 semestres de la période 1956/1957 à 2001/2002 :

- 1) Le total hivernal par flux perturbé d'ouest (en mm/semestre) siglé THO ;
- 2) L'intensité journalière maximale par flux perturbé d'ouest (en mm/jour) ;
- 3) La durée maximale des épisodes pluvieux hivernaux par flux perturbé d'Ouest (en nombre de jours).

2.2. Les champs de précipitations saisonniers désagrégés à échelle fine sur le bassin de la Meuse française

Les champs de précipitations ont été désagrégés avec DSCLIM (Pagé *et al.*, 2009) à partir des sorties du modèle de climat à résolution variable ARPEGE Climat V4 (Déqué et Piedelievre, 1995). Afin de permettre leur exploitation à l'échelle du bassin-versant de la Meuse française ($\approx 10\ 100\ \text{km}^2$), et donc d'affiner la résolution de la grille de données, ces sorties ont été désagrégées préalablement par une méthode de descente d'échelle statistique multivariée (Boé *et al.*, 2007). Mise en œuvre par le CERFACS¹⁴⁴, cette méthode est basée sur les régimes de temps. Les valeurs quotidiennes de précipitation et de températures de l'air sont disponibles sur la grille régulière SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010) projetée en Lambert II à une résolution spatiale de 8 x 8 km et couvrant le bassin-versant de la Meuse à Chooz et son espace bordier.

J'ai exploité trois simulations ARPEGE Climat V4 de 150 ans (1950-2100). Sur la période 1950-2000, les simulations sont effectuées avec les concentrations en GES observées. Celles-ci sont relayées ensuite par les concentrations des *scenarii* d'émission en GES B1 (scenario d'émission le plus optimiste avec stabilisation rapide des émissions de GES), A2 (scenario d'émission le plus pessimiste avec une évolution « au fil de l'eau » des émissions actuels de GES) et A1B (scenario d'émission intermédiaire). Ces trois *scenarii* d'émission ont été définis pour les expériences d'inter-comparaison menées dans le cadre des AR 3 et AR4 du GIEC. Les conditions d'initialisation du modèle de climat ARPEGE Climat V4 sont identiques pour les trois simulations.

Dans le cadre de mes études collaboratives d'impact hydrologique du changement climatique (57-Droque *et al.*, 2010; 14-François *et al.*, 2011), mon attention s'est portée en outre sur la comparaison entre les normales climatiques 1971-2000 (période de référence) et 2071-2100 (période de projection). Compte tenu des biais affectant la fréquence et l'intensité des précipitations à l'échelle journalière, **c'est au changement de régime des précipitations et à sa significativité locale et régionale que je me suis intéressé.**

¹⁴⁴ Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique.

2.3. Procédure de détection

La Figure 3.4 décrit la procédure de détection du changement que j'ai appliquée aux chroniques pluviométriques. Elle met en exergue l'apport de l'analyse graphique qui nous semble essentiel avant de tester les séries chronologiques. **Un protocole d'analyse de changement ne doit pas être appliqué à l'aveugle mais résulter d'une démarche inductive.** Si une suspicion de discontinuité apparaît à l'examen visuel d'une série chronologique, alors le bon sens commun incite à segmenter la chronique en deux sous-périodes homogènes et tester la significativité de cette discontinuité. S'il existe une auto-corrélation dans les séries temporelles, celle-ci doit faire l'objet d'un traitement particulier non pas en blanchissant les séries, ce qui a pour effet de retirer une partie de la tendance éventuelle, mais en leur appliquant des tests statistiques tenant compte de l'ampleur de l'autocorrélation et de la forme de la distribution théorique¹⁴⁵.

C'est la raison pour laquelle la procédure de test commence par une étude de l'auto-corrélation de la série temporelle. Celle-ci est fondée sur l'ajustement d'une fonction d'autocorrélation prenant la forme d'un modèle autorégressif d'ordre j , AR(j). On cherche donc à savoir si la valeur que prend l'indice pluviométrique ou le cumul saisonnier désagrégé de l'année i est dépendante de celles des années antérieures jusqu'à $i-j$.

Le choix du test d'hypothèse dépend de la distribution de l'échantillon de données. Dans le cas des précipitations ou des indices pluviométriques, la distribution est généralement non connue et dissymétrique, ce qui m'a incité à privilégier des tests non paramétriques. Dans le cas où plusieurs tests significatifs sont détectés localement, les tests de changement (MK ou MWW) entrent dans le cadre d'une procédure visant à tester la significativité régionale du changement. Celle-ci se fonde sur l'application de la technique de rééchantillonnage avec remise aux chroniques d'indicateurs pluviométriques (indices et cumuls saisonniers).

¹⁴⁵ Voir à ce sujet le logigramme proposé par Renard (2006) au chapitre précédent.

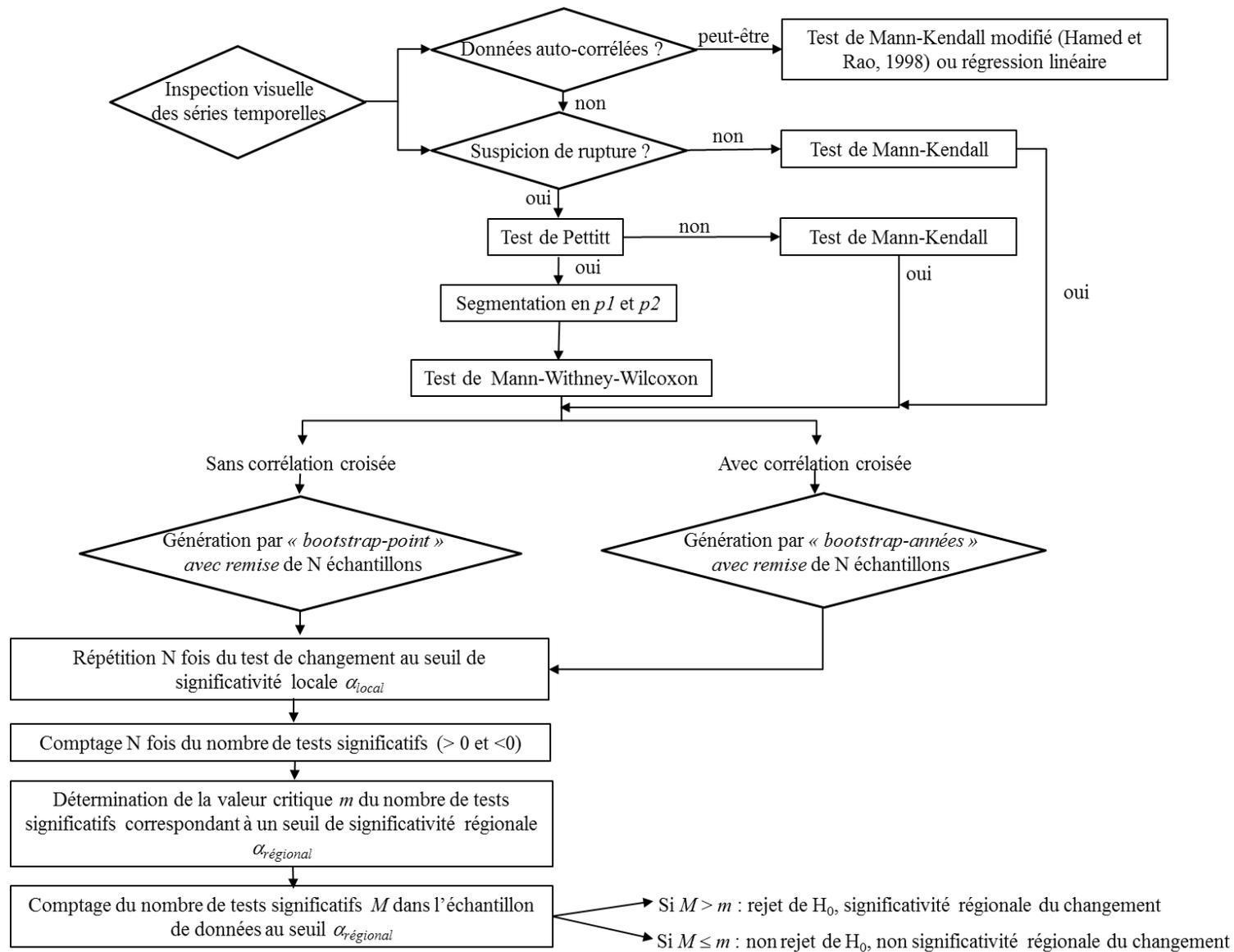


Figure 3.4. Logigramme de la procédure de détection d'un changement régional dans les séries d'indicateurs pluviométriques. In 2-Droque et François (à paraître).

3. Cartographie du changement dans les études du climat actuel et sources d'attribution des changements climatiques détectés

3.1. Changements pluviométriques

Les résultats du protocole de test statistique appliqué aux données de précipitations analysées au sein de l'espace rhéno-mosan montrent que **certains indices pluviométriques de saison froide ont subi un changement abrupt ou graduel au cours de la seconde moitié du XX^e siècle**. Ce changement **est cohérent avec celui affectant la fréquence de certains types de temps**. La significativité régionale de ce changement est garantie au risque choisi ce qui permet de légitimer la recherche des facteurs géographiques et atmosphériques susceptibles d'en moduler la distribution spatiale et d'en expliquer l'évolution temporelle.

J'ai surtout poursuivi mes recherches dans une voie visant à trouver **une ou plusieurs variables physiques de surface** décrivant la variabilité spatiale du changement observé. **La topographie est une variable candidate pour expliquer cette modulation spatiale** (6-Drogue *et al.*, 2006).

La voie complémentaire visant à trouver **des sources de variabilité basse fréquence de large échelle** (les téléconnexions) cohérente avec les changements constatés¹⁴⁶ avait déjà été investiguée, après d'autres, au cours de mon doctorat. J'avais alors montré que le signal de variabilité décennale de l'ONA était cohérent avec celui du nombre d'occurrences des types de circulation atmosphérique GWL (47-Drogue, 2003).

À l'échelle interannuelle, le contrôle climatique des anomalies de précipitations mensuelles est à rechercher dans les **anomalies de la force du gradient de pression** (pression de surface) comme l'a bien montrée l'étude de Kastendeuch (2007) englobant l'espace rhéno-mosan.

3.2. Changements thermométriques

Au pas de temps mensuel comme au pas de temps annuel, les changements affectant la température moyenne de l'air dans l'espace rhéno-mosan **sont cohérents avec les changements dans la fréquence de certains types de temps** et les anomalies de pression de surface. **Les effets de site** sont aussi susceptibles de moduler les changements affectant les températures extrêmes de l'air (Tn et Tx). Cette hypothèse a été testée dans le cadre de mes travaux de climatologie historique (7-Drogue *et al.*, 2005 ; 33-Drogue *et al.*, 2005) mais aussi à l'échelle événementielle (17-Drogue *et al.*, 2005).

Par ailleurs, le caractère extrême des épisodes caniculaires récents pourrait préfigurer l'entrée dans l'anthropocène¹⁴⁷ (Beniston, 2007). C'est pourquoi j'ai cherché à

¹⁴⁶ Typiquement dans le secteur NAE, l'oscillation nord-atlantique (ONA) ou l'oscillation multi-décennale atlantique (OMA).

¹⁴⁷ Notons que pour certains scientifiques, l'anthropocène a débuté à la fin du XVIII^e siècle avec la révolution thermo-industrielle. Pour d'autres, archéologues et historiens, les débuts de l'anthropocène date du Paléolithique. Le terme est employé ici pour désigner une ère où les activités humaines, en

comparer les distributions de températures extrêmes des mois anormalement chauds des 10 dernières années avec celles fournies par les MCG-OA(MCR) pour la fin de siècle (33-Drogue *et al.*, 2005).

modifiant la composition chimique de l'atmosphère, deviennent une source de forçage majeure du climat planétaire. Il s'agit donc plutôt d'une ère à venir à plus ou moins court-terme.

Chapitre 9

Test de méthodes de descente d'échelle statistique des sorties de MCG-OA(MCR)

Les modèles de climat (MCG-OA et/ou MCR) sont des outils imparfaits. Leurs pronostics sont faux, biaisés. Quel que soit le modèle de climat considéré, il existe un écart persistant entre la simulation brute du modèle et l'observation. Cet écart est variable selon les paramètres météorologiques considérés. Cette assertion est valable aussi bien dans les conditions climatiques actuelles que dans celles du futur, l'évolution climatique étant susceptible d'amplifier ou au contraire de réduire les erreurs du modèle. **Les symptômes** (la simulation climatique présente trop de circulations zonales, des TSO trop élevées pour l'Atlantique tropical, etc.) **liés à la « pathologie du biais » varient selon la localisation de la zone de simulation et son échelle spatiale.**

La stratégie méthodologique des climatologues pour remédier à cette pathologie repose sur trois axes complémentaires :

- 1) Rechercher et privilégier les variables climatiques simulées faiblement biaisées dans les méthodes de débiaisage ;
- 2) Améliorer la physique des modèles de climat : il s'agit alors d'une démarche *préventive* ;
- 3) Développer des méthodes de débiaisage corrigeant les sorties ou palliant les limites intrinsèques des modèles de climat : il s'agit alors d'une démarche *curative*.

Bien que prolifique, ce dernier axe de recherche n'est pas totalement satisfaisant dans son essence dans la mesure où il ajoute de la mauvaise incertitude¹⁴⁸ à la chaîne de modélisation. **En attendant l'avènement de modèles de climat multi-échelles**, le développement de telles méthodes est pourtant indispensable à mettre en œuvre pour que les modèles « collent » mieux à la réalité et soient compatibles avec l'échelle d'intérêt de l'étude d'impact.

¹⁴⁸ Voir note de bas de page n°114.

Ne bénéficiant pas de l'infrastructure de recherche ni des collaborations permettant d'axer mes recherches sur l'axe 2), **j'ai donc plutôt mis l'accent sur l'axe (3) qui privilégie une résolution ascendante** du problème de l'estimation quantitative de l'impact d'un scénario de forçage climatique (cf. 2.3.2. Chapitre 4), *i.e.* **les exigences de l'étude d'impact hydrologique** (*e.g.* un grand nombre de simulations pour estimer la dispersion d'un quantile de crue donné). Dans cette optique, différentes approches méthodologiques ont été retenues selon les objectifs et les contraintes imposées par les contrats de recherche auxquels j'ai participé.

Dans tous les cas, mes opérations de recherche étant fondées sur une interprétation descendante du couple scénario/impact (cf. 2.1.1 Chapitre 4), le point de départ de mes investigations a eu pour objectif **d'installer une chaîne de modélisation SE¹⁴⁹-MCG-OA(MCR)-MDES¹⁵⁰-MIH¹⁵¹** pour produire des scénarios hydrologiques quantifiant l'évolution des grandeurs hydrologiques stratégiques pour l'étude d'impact et à l'échelle d'intérêt.

En règle générale, les *runs* de MCG-OA(MCR) réalisés dans le cadre du projet de recherche européen PRUDENCE¹⁵², qui s'est achevé en 2004 ou réalisés dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles couplés CMIP3¹⁵³, ont été utilisés comme source de forçage climatique du modèle d'impact hydrologique. Ils ont constitué une source d'information de premier ordre (à l'époque de mes premiers travaux) sur l'impact hydrologique du changement climatique. Les familles de scénarios d'émission A (plutôt pessimiste) et B (plutôt optimiste) du GIEC ont été privilégiés. La section suivante dresse un inventaire des MDES utilisées.

1. Méthodes de descente d'échelle statistique (MDES)

Cette famille de méthodes repose sur le postulat qu'il existe une interaction d'échelle entre les variables dynamiques simulées à large échelle par les MCG-OA ou MCR et les variables climatiques locales. **Les MCG-OA et MCR simulant avec plus d'efficacité la dynamique de l'atmosphère et singulièrement les champs de pression**, il est alors possible de s'affranchir du problème de compatibilité d'échelle et de biais et de proposer des scénarios climatiques à l'échelle d'intérêt.

1.1. Méthode du delta

Cette méthode repose sur des hypothèses fortes (Tableau 2.4). Elle consiste à appliquer un changement moyen calculé, pour une variable climatique donnée, entre une période future et une période de référence et à l'appliquer à une archive d'observations climatiques disponible sur la période de référence pour apporter des scénarios climatiques qui alimentent ensuite le modèle d'impact.

¹⁴⁹ Scénario d'Emission.

¹⁵⁰ Méthode de Descente d'Échelle Statistique.

¹⁵¹ Modèle d'Impact Hydrologique.

¹⁵² Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects.

¹⁵³ Voir Pagé *et al.* (2008) pour une application en France.

Cette méthode très simple permet de déterminer rapidement une fourchette de variations des variables climatiques et de proposer des coefficients de sécurité climatiques pour certains débits caractéristiques (57-Drogue *et al.*, 2010).

1.2. Fonctions de transfert

Cette famille de méthodes statistiques consiste à établir **une loi statistique entre un prédictand** (*e.g.* précipitations locales ou pluies de bassin) **et un certain nombre de prédicteurs dynamiques de grande échelle** (*e.g.* vorticité à 500 hPa, force du flux zonal à 500 hPa) **sur une période d'apprentissage**. Cette loi est généralement calée (et validée) en période de référence puis transposée en climat futur avec l'hypothèse forte d'une erreur constante dans la chaîne de modélisation (39-Drogue *et al.*, 2005). Elle suppose un débiaisage préalable des prédicteurs atmosphériques de large échelle à l'aide de réanalyses NCEP par exemple (Figure 3.5).

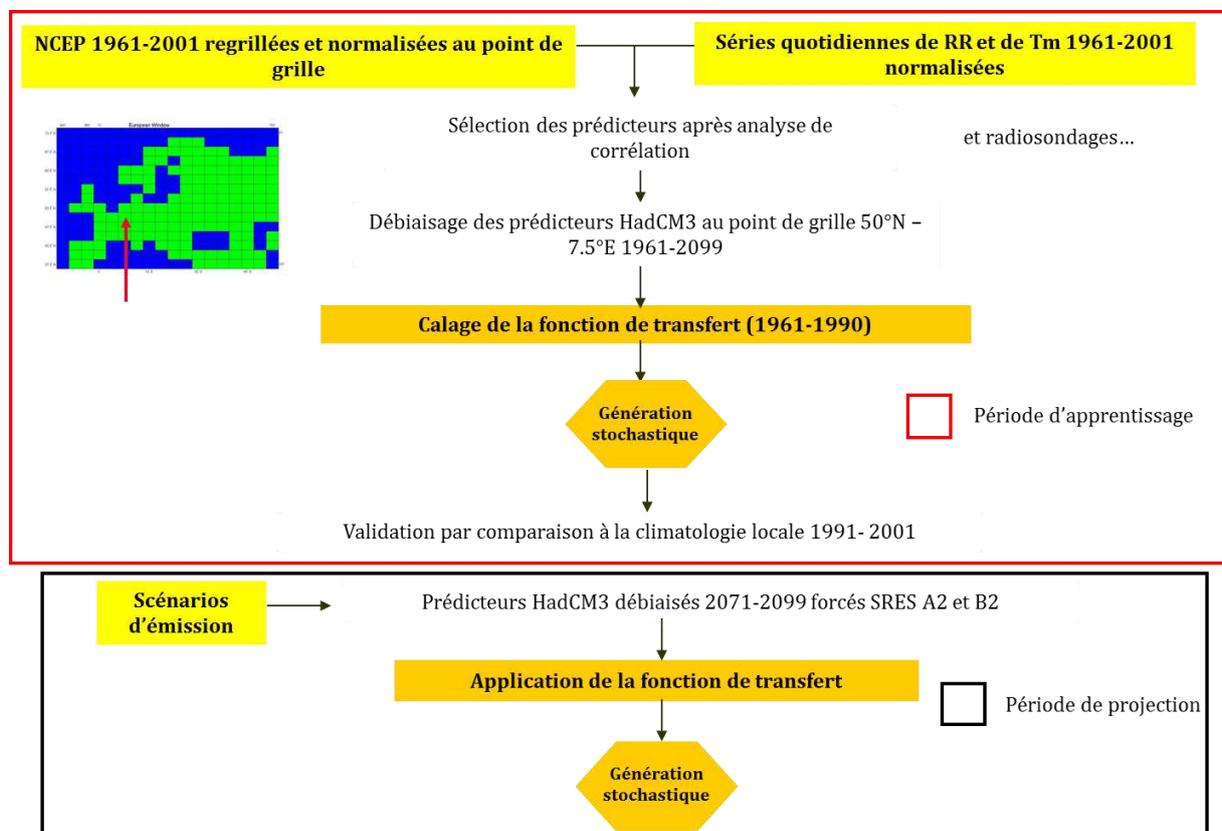


Figure 3.5.   tapes de la démarche de descente d'échelle statistique des sorties du MCG-OA HadCM3. RR : précipitations, Tm : température moyenne de l'air. Adapté de 39-Drogue *et al.* (2005).

1.3. Classification en types de temps

Considérée comme un cas particulier des fonctions de transfert, cette méthode est beaucoup plus satisfaisante sur le plan conceptuel. L'occurrence des différents types de temps intervient comme prédicteur dans la relation statistique reliant variables atmosphériques de large échelle et variables climatiques locales (Bo   *et al.*, 2007). Rappelons que le principal intérêt de cette méthode **est de préserver la cohérence**

spatiale des variables d'intérêt ainsi que la cohérence physique inter-variables. De plus les variables d'intérêt sont restituées à l'échelle d'intérêt des études d'impact hydrologiques (14-François *et al.*, 2011 ; 2-Drogue et François, à paraître).

1.3. Générateurs stochastiques

Les générateurs stochastiques sont des modèles statistiques qui établissent des séquences aléatoires de variables météorologiques respectant les principales propriétés statistiques de la climatologie observée. Ils permettent de quantifier le risque (au sens statistique) de dépassement de certaines valeurs de grandeurs hydrologiques (quantiles de crue ou d'étiage). J'ai recouru à cette approche méthodologique pour mettre en évidence des ensembles de séries temporelles contraints par les changements de température de l'air ou de précipitations mais non conditionnés par les types de temps.

Les paramètres utilisés pour décrire les distributions des variables climatiques ont été modifiés **en appliquant un « delta »** fourni par les simulations de MCG-OA et MCR **correspondant au changement en moyenne et variance des distributions de pluie de bassin et de température de bassin** dans la région d'intérêt (Figure 3.5 ; 15-Drogue *et al.*, 2005).

2. Variante empirique de la méthode du delta

L'exercice de génération de scénarios climatiques s'apparente un peu dans son essence à un « *serious game* »¹⁵⁴. On cherche par le jeu de différentes hypothèses à construire un futur climatique possible à défaut d'être garanti. Dans cette optique, n'est-il pas souhaitable d'incorporer au maximum l'expertise climatique et hydrologique actuelle dans la construction de ces scénarios futurs ? C'est dans cette optique que j'ai cherché à tester la sensibilité de la réponse hydrologique au changement climatique à différents critères de perturbation d'une archive climatique.

Le signal de changement pluviométrique moyen **est conditionné** (sans rééchantillonnage) **au type de temps** et prend la forme **d'un rapport homothétique** (méthode du delta). Le rapport homothétique **est modulé localement** en fonction de ce qui a été observé sur la période récente et appliqué à l'archive historique de pluie (8-Drogue *et al.*, 2004 ; 44-Drogue *et al.*, 2005). **La cohérence spatiale des champs pluviométriques est donc conservée** à l'échelle d'intérêt. Le changement de température est appliqué par la méthode additive du delta. L'un des inconvénients majeurs de cette variante empirique de la méthode du delta **est de raisonner à circulation atmosphérique constante** entre la période de référence et la période de projection.

¹⁵⁴ Voir à ce sujet le simulateur de Météo-France : http://climat.meteofrance.com/chgt_climat/simulateur.

Chapitre 10

Régionalisation de la pluie : de la ressource en eau aux besoins opérationnels de la modélisation pluie-débit

Ponctuellement, la pluie météorologique peut être mesurée. La pluie hydrologique également. Mais comment extrapoler ces valeurs pour quantifier la pluie de bassin si importante pour toute étude de ressource en eau à l'échelle d'un bassin-versant ? Ou pour la prévision des crues par modélisation pluie-débit ?

L'écoulement superficiel enregistré à l'exutoire d'un bassin **résulte d'une réponse complexe aux apports atmosphériques d'eau météorique d'une part et aux pertes évaporatives d'autre part**. De longue date, les hydrologues ont essayé de trouver le moyen de quantifier spatialement la pluie de bassin à travers des réseaux de mesure pluviométriques dont les enregistrements sont ensuite interpolés et moyennés. Les hydrologues sont pourtant face à une réalité indépassable : la mesure de la pluie de bassin demeure matériellement impossible pour la plupart des bassins versants même très finement instrumentés.

Par conséquent, le bassin devient le seul système permettant de quantifier de façon réaliste la pluie de bassin. Ceci suppose de s'intéresser à l'écoulement qu'il produit pour reconstituer une pluie de bassin réaliste. Cet écoulement est mesuré à l'exutoire du bassin. Pour autant, il ne faut pas la voir comme une panacée dans la mesure où demeure la question épineuse des pertes profondes qui constituent souvent la variable d'ajustement des bilans hydrologiques. Néanmoins, en inversant le cycle hydrologique, il devient possible de contraindre le flux moyen de précipitations du bassin et d'assurer un équilibrage du bilan hydrologique et de ses différentes composantes.

Ce chapitre est dévolu à la présentation de quelques méthodes de régionalisation de la pluie destinée à calculer une pluie de bassin. Certaines méthodes appréhendent la résolution du problème « par le haut » (approche météorologique) ou « par le bas » (approche hydrologique). Je me suis efforcé de chercher à **simplifier la méthode de**

calcul avec le raccourcissement du pas de temps tout en tirant partie **de la valeur informative d'une chronique de débits** dans la reconstitution de la pluie moyenne spatiale.

1. Résolution du problème « par le haut » : l'approche climatologique

1.1. Genèse et développement des méthodes de régionalisation objectives¹⁵⁵ en zone de montagne

Les champs de précipitations n'étant connus que par quelques mesures ponctuelles, les hydrologues ont cherché de longue date à faire intervenir dans leur procédure d'interpolation une variable auxiliaire corrélée aux précipitations et connue d'une façon continue.

Dans l'espace rhéno-mosan, Laborde (1984) s'intéressant aux pluies statistiques a développé une méthode pionnière de cartographie automatique des champs de précipitations faisant intervenir l'altitude lissée (corrigée éventuellement en été par un facteur d'azimut) du point-cible. Cette première approche a inspiré le modèle de spatialisation d'Humbert *et al.* (1993) et 38-Humbert *et al.* (1998) qui fait intervenir, outre l'altitude lissée du point-cible, **la direction des courants atmosphériques** dans le processus de spatialisation (**méthode *Pluvia***). Parallèlement, les hydrologues du CEGUM ont simplifié cette approche et l'ont paramétrée en suivant un découpage en sous-ensembles régionaux homogènes (François *et al.*, 1995). On notera que cette approche statistico-topographique offre l'avantage majeur de produire des valeurs interpolées qui sortent de l'étendue des données observées ce que ne font pas les méthodes courantes d'interpolation spatiale (y compris habituellement le krigeage).

L'objectif de ces travaux était d'entreprendre une étude fine des facteurs explicatifs de **la répartition spatiale des précipitations en moyenne montagne** et de cartographier **des pluies mensuelles ou annuelles** dans une optique de quantification spatiale de la ressource en eau. Les pluies spatiales ont été validées grossièrement par un déficit d'écoulement dans les zones de codification de l'AERM. L'erreur d'estimation entre la valeur vraie de l'estimation de pluie et sa valeur théorique donnée par le modèle de régression était alors interpolée. Dans la plupart des cas, la part de variance expliquée était telle que les résidus n'étaient pas structurée dans l'espace, le modèle régressif captant l'essentiel de la variance du champ de pluie. Par conséquent, les valeurs locales aux points de grille ont été corrigées par une technique simple d'interpolation barycentrique¹⁵⁶ (10-Drogue *et al.*, 2002). La validation s'est faite par *split sample test* (SST ; Humbert *et al.*, 1993).

Dans le sillage de ces méthodes de spatialisation statistico-topographiques objectives, des développements méthodologiques **ont contribué à une descente d'échelle temporelle** en spatialisant les pluies à échelle temporelle de l'épisode pluvieux et de la journée. Les recherches doctorales de Siefert (1999) **sur les Hautes-Vosges orientales** s'inscrivent dans cette perspective : les structures pluviométriques moyennes journalières sont spatialisées par type de temps et servent **d'ébauche**. Lorsque le type

¹⁵⁵ Cf. Section 2.1, Chapitre 2.

¹⁵⁶ Pondération par l'inverse de la distance euclidienne au carré.

de temps est perturbé, la pluie moyenne journalière est spatialisée à échelle fine (grille de 1 km) par voie statistico-topographique. Lorsqu'il est anticyclonique, la pluie moyenne journalière est obtenue par une simple moyenne arithmétique des hauteurs journalières mesurées aux postes de référence.

Un rapport d'homothétie local par type de temps est ensuite déterminé entre la pluie **spatialisée** moyenne journalière et la pluie **ponctuelle** moyenne aux postes de référence sélectionnés dans le secteur géographique d'intérêt. Pour un bassin donné, la pluie de bassin journalière est obtenue en multipliant la pluie journalière mesurée aux postes de référence par ce rapport local d'homothétie. Une approche similaire a sous-tendu la méthode proposée par Lang (2007) et celle appliquée aux massifs montagneux de la moitié sud de la France par Gottardi (2009). L'un des intérêts de cette approche par rapport homothétique local **est de pouvoir assigner un poids supérieur à 1** aux postes pluviométriques de référence et donc de **pouvoir majorer les valeurs de précipitations journalières** observées au droit de ces postes lors du calcul de la moyenne spatiale.

1.2. Mon apport à la spatialisation des pluies à échelle fine en zone de moyenne montagne

1.2.1. Périodes de cumul mensuelle et annuelle

Chronologiquement, mes travaux d'analyse spatiale du flux de précipitations ont commencé par l'emploi de géo-régressions multiples faisant intervenir des prédicteurs topo-morphométriques **anti-corrélés**, ce qui n'était pas le cas dans la version initiale de Pluvia (10-Drogue *et al.*, 2002). J'ai ensuite évalué et fait évoluer cette première approche cartographique selon trois axes complémentaires :

✓ **En testant, l'échelle du massif vosgien**, des techniques de géostatistique (**modèle de régionalisation relatif**) multivariées et non stationnaires sur les mêmes jeux de données que ceux utilisés par la régression multiple (49-Deraisme *et al.*, 2000 ; 10-Drogue *et al.*, 2002 ; 21-Drogue *et al.*, 2010).

✓ **En renforçant le protocole d'évaluation du modèle de géorégression** à travers l'introduction d'une procédure de validation croisée (avant correction par les résidus) en lieu et place d'un SST (davantage sujet à la subjectivité) et une cartographie de l'intervalle de confiance de l'estimation locale donnant une idée de l'incertitude statistique de prévision (6-Drogue *et al.*, 2006).

✓ **En exploitant des jeux de données multi-échelles**, ce qui a eu pour effet de **réduire la taille** du secteur géographique d'intérêt (21-Drogue *et al.*, 2010).

1.2.2. De l'épisode au pas de temps journalier

À l'échelle de l'événement pluvieux, la détermination de la pluie de bassin par voie statistico-topographique pour des événements pluvieux bien typés requiert la mise en œuvre d'une procédure de calcul relativement complexe (Figure 3.6). Au final, **la cartographie de la pluie produit une surface topographique lissée directionnelle, la pluie se moulant en quelque sorte sur un relief lissé et déformé dans des**

directions préférentielles de l'espace où s'exerce l'effet orographique sur les pluies (21-Drogue *et al.*, 2010).

La philosophie de cette cartographie des précipitations est satisfaisante pour l'esprit. Elle a fait l'objet d'une validation aussi bien sur la variable pronostique (la pluie locale) que sur l'écoulement (Humbert *et al.*, 1997).

L'application d'une telle approche au pas de temps journalier est plus délicate. Elle suppose des développements plus conséquents sur le plan technique et suppose de pouvoir caractériser les interactions précipitations-relief à ce pas de temps avec un nombre de postes pluviométriques souvent plus réduit encore qu'il ne l'est aux échelles de temps mensuelle et annuelle. Elle implique également de prendre en compte la question de **l'intermittence** du champ de pluie.

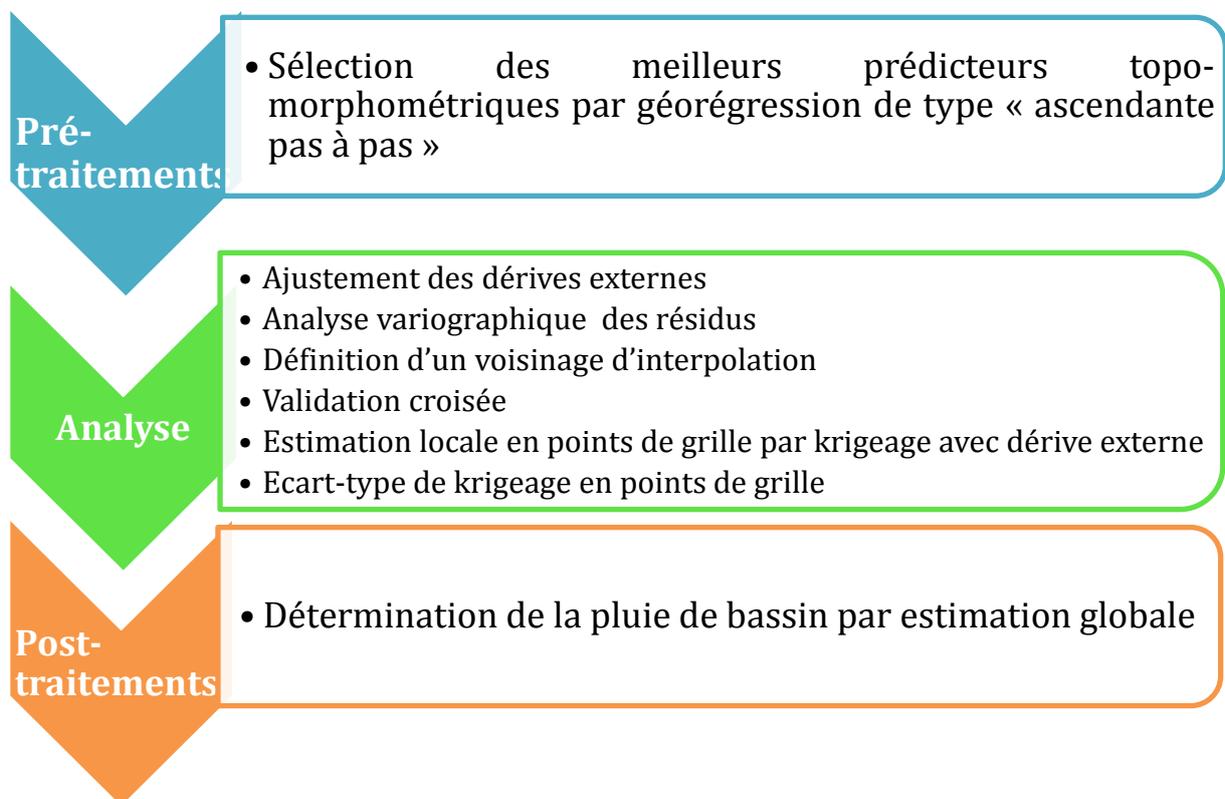


Figure 3.6. Protocole de calcul de la pluie de bassin par krigeage avec dérive externe. Adapté de 21-Drogue *et al.* (2010).

L'approche météorologique développée par Siefert (1999) à ce pas de temps offre, en première approximation, une **solution efficace et performante** pour alimenter **avec une pluie de bassin fiable, un modèle pluie-débit simulant le débit** à l'exutoire de bassins versants **d'au moins quelques dizaines de km²**.

L'approche proposée par Siefert (1999) a néanmoins trois inconvénients majeurs :

✓ Elle repose sur l'hypothèse **d'invariance temporelle des ébauches** par type de temps et **donc du rapport homothétique local** ;

- ✓ Elle exploite une classification subjective des types de temps qui repose sur une démarche d'expert. **Elle n'est donc pas automatisable** ;
- ✓ Son domaine d'application **se limite** aux Hautes-Vosges et à leur piémont.

Indépendamment de toutes ces considérations méthodologiques et techniques, une question de fond se pose en modélisation pluie-débit : faut-il concentrer l'analyse de sensibilité sur les méthodes d'estimation locale de la pluie et la recherche d'une pluie de bassin météorologique « parfaite » que l'on ne pourra jamais valider ? Ou plutôt chercher à estimer la pluie de bassin **la plus représentative de la façon dont le système bassin-versant digère la pluie et la transforme en débit ?**

Il me semble que c'est à cette question que l'hydrologue global doit répondre en priorité. Cette question se pose d'ailleurs pour différentes tailles de bassin, des plus petits aux plus grands, à niveau d'efficacité équivalent, la modélisation pluie-débit d'un petit bassin pouvant requérir une densité de postes plus élevée que celle d'un bassin de plus grande taille...

Ainsi, l'utilisation des modèles pluie-débit au pas de temps journalier à notre échelle d'intérêt (mésoscale β) implique de produire une information pluviométrique qui ne soit pas seulement soumise à une validation hydrologique mais qui soit **explicitement soumise à un contrôle hydrologique** pour réduire les biais induits par les réanalyses en climatologie par point de grille (cf. 1.3, Chapitre 5) ou les biais induits par le rapport d'homothétie employé pour transformer la pluie ponctuelle en pluie de bassin.

Dans les secteurs montagneux pauvres en postes de mesure pluviométriques, la quantification des autres composantes du cycle de l'eau et singulièrement de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin, peut s'avérer très informative.

1.2.3. La neige

Avant de développer **l'approche hydrologique** du problème posée par l'estimation de la pluie de bassin en moyenne montagne, disons quelques mots sur les précipitations solides et le rôle hydrologique du manteau neigeux. Sans entrer dans les détails, rappelons que dans le contexte du massif vosgien, ce dernier est mineur. Il se cantonne à la tranche d'altitude 800-1100 (Humbert, 1994). De plus la variabilité du manteau neigeux est extrêmement forte. Par conséquent, dans le cadre de nos travaux sur la pluie de bassin journalière, plutôt que d'essayer de spatialiser les précipitations solides, un module de fonte nivale a été incorporé au modèle pluie-débit. Cet ajout a été réalisé récemment dans le cadre du projet PREMHYCE (Nicolle *et al.*, 2013) par D. François, Ingénieur de Recherches au LOTERR (ex-CEGUM). La pluie de bassin est corrigée en fonction d'une formule en degrés-jours.

2. Résolution du problème « par le bas » : apport de la pondération hydrologique

2.1. Pourquoi développer un nouveau modèle pluviométrique régional au pas de temps journalier ?

L'objet de cette section est de proposer une méthode simple et empirique d'estimation de la pluie de bassin utilisant comme entrées, les séries quotidiennes d'ETP de bassin, de pluie au poste et de débits. Son domaine d'application est **principalement ancré en ingénierie hydrologique** (prévision des crues et des étiages, régionalisation). Elle se fonde sur l'utilisation de données réelles de précipitations journalières mesurées localement (Figure 3.7). Les objectifs fondamentaux et appliqués du protocole de calcul sont :

- 1) Produire en routine des champs pluviométriques et **une pluie de bassin sous contrôle hydrologique en zone de moyenne montagne**. Cette pluie de bassin étant destinée à alimenter ensuite un modèle pluie-débit au pas de temps journalier ;
- 2) **Évaluer et débiaiser la pluviométrie** de certaines zones symposium situées dans les Vosges méridionales et les Vosges du Nord (« *bug* » Alsace-Mayotte) ;
- 3) **Comparer les résultats** obtenus avec la pluie de bassin **dérivée de l'approche climatologique** (Siefert, 1999 ; Lang, 2007) ;
- 4) **Proposer des abaques** permettant de passer de la pluie journalière au poste à la pluie de bassin journalière.

Le point 2) est particulièrement crucial pour les études de régionalisation de l'écoulement par simulation pluie-débit. À titre d'exemple, le biais humide observé sur les Vosges du Nord a en effet pour conséquence de produire des jeux de paramètres peu réalistes et de « parasiter » **le panier de bassins donneurs avec des bassins « toxiques » polluant la reconstitution du débit au point-cible dans ce secteur géographique** (54-Droque *et al.* 2012). Se pose alors la question **du nettoyage ou non du panier** pour supprimer les bassins toxiques.

La méthodologie proposée présente une forte analogie avec les travaux pionniers de Valéry *et al.* (2010) qui visaient à estimer les gradients altitudinaux de précipitations en zone de moyenne et haute montagne. Elle tire également partie des résultats obtenus lors de l'analyse croisée des relations statistiques entre les conditions topographiques environnant un poste pluviométrique et l'intensité moyenne journalière observée à ce poste.

2.2. Vue éclatée du modèle

Au moment où j'écris ces lignes, le codage informatique de la méthode proposée est encore à l'état embryonnaire. Néanmoins, les principales étapes structurant la démarche de calcul ont été définies (Figure 3.7). Une trentaine de bassins-versants couvrant la partie française du bassin Rhin-Meuse a été sélectionnée pour tester la méthode. Les investigations préliminaires que j'ai menées sur les relations statistiques existant entre

prédicteurs topo-morphométriques issus de la base de données Pluvia (Humbert *et al.*, 1997) et les hauteurs de précipitations quotidiennes moyennes annuelles d'une vingtaine de postes pluviométriques de la région d'étude **révèlent l'existence d'une corrélation positive et significative entre le prédicteur MNE21¹⁵⁷** (Figure 3.8) et les hauteurs de précipitations moyennes annuelles (Figure 3.9).

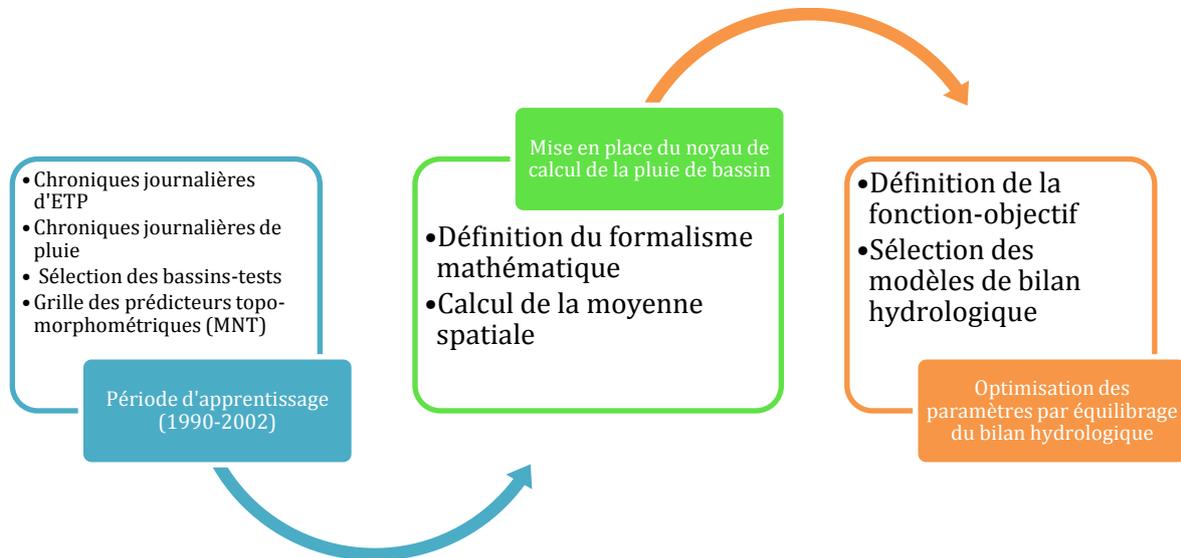


Figure 3.7. Protocole de calcul de la pluie de bassin journalière par inversion du cycle hydrologique.

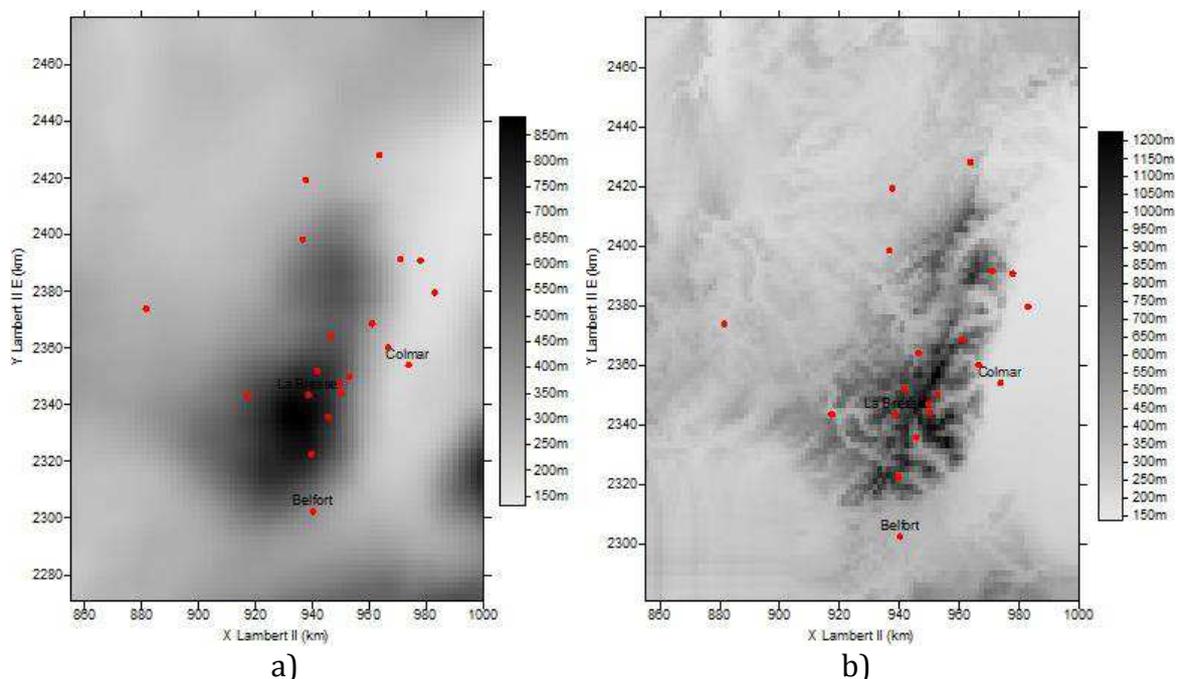


Figure 3.8. a) Répartition spatiale du prédicteur MNE21 et b) de l'altitude dans la partie française du bassin Rhin-Meuse. Les points rouges correspondent aux 21 postes pluviométriques qui échantillonnent la pluie journalière à l'échelle régionale. Résolution de la grille : 500 m.

¹⁵⁷ Altitude moyenne d'une fenêtre de 21 km de côté excentrée vers le Nord-Est.

La forme de la relation est de type exponentiel et traduit l'élévation graduelle des hauteurs de précipitations non pas en fonction de l'altitude du point de mesure mais de l'altitude lissée d'un volume montagneux d'une certaine taille (Figure 3.8a vs. Figure 3.8b) favorisant le soulèvement des masses d'air dirigées par un flux de WSW.

Il ne s'agit-là que d'une première ébauche. L'analyse pourra être affinée en recherchant des corrélations saisonnières. Ce premier résultat a contribué à la définition de la formule de calcul de la pluie journalière en un point, soit :

$$\hat{P}_x(j) = \frac{1}{\sum_{i=1}^n d_{i,j}^\delta} \sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{i,x}^\delta} P_i \alpha e^{[\beta(MNE21_x - MNE21_i)]} \quad (15)$$

avec $d_{i,j}^\delta$ l'inverse de la distance (élevé à l'exposant δ) entre les pluviomètres i, j , $d_{i,x}^\delta$ l'inverse de la distance (élevé à l'exposant δ) entre le point de grille x et le pluviomètre i , $MNE21_x$ et la valeur du prédicteur au point de grille. La pluie de bassin est obtenue par une moyenne spatiale des n valeurs de $\hat{P}_x(j)$ déterminée sur une grille de même résolution que le prédicteur.

Ce modèle pluviométrique repose sur deux principes simples et satisfaisants pour l'esprit :

- 1) **Plus un point-cible est proche d'un poste pluviométrique et plus le poids affecté à ce dernier** sera important dans l'estimation de pluie au point-cible ;
- 2) **La pluie au poste est corrigée de l'effet du relief** (paramètre β) **et du déficit de captation** (paramètre α) ce qui permet de minorer ou de majorer celle-ci au point-cible et de régler l'intensité du gradient d'altitude lissée.

Cette deuxième propriété du modèle d'interpolation autorise les valeurs de pluie journalière à sortir de l'étendue des valeurs observées, ce qui est plus que souhaitable en zone de relief où l'implantation des postes pluviométriques est souvent cantonnée aux fonds de vallée.

Pour une valeur δ donnée (δ pouvant varier entre 1 et 3 par exemple), les paramètres α et β sont calculés par essai et erreur. La fonction à minimiser est une moyenne des erreurs absolues (MEA), telle que :

$$MEA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Q_{obs(i)} - Q_{sim(i)}}{Q_{obs(i)}} \right| \quad (16)$$

$Q_{obs(i)}$ désignant le module de débit annuel observé, $Q_{sim(i)}$ le module de débit annuel simulé, N étant le nombre de bassins versants. L'optimisation des paramètres α et β vise donc à favoriser un équilibrage du bilan simulé par rapport au bilan observé.

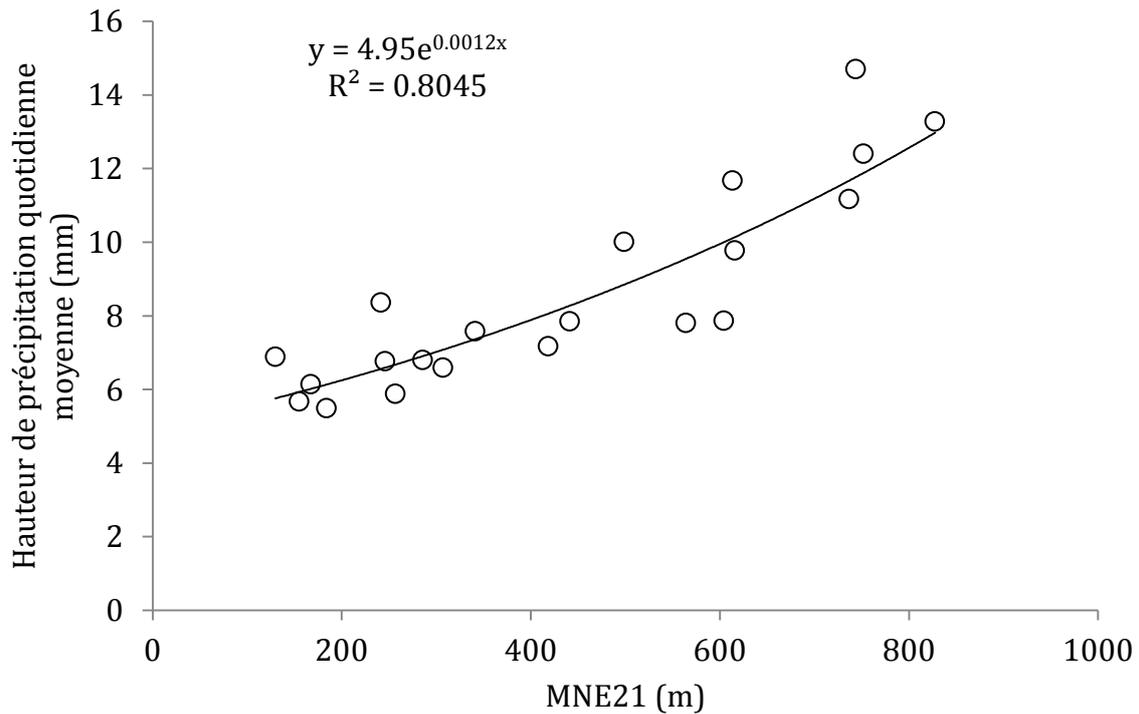


Figure 3.9. Relation entre la hauteur de précipitations quotidienne moyenne et la valeur du prédicteur MNE21 (en m) dans le Nord-Est français (période 1990-1998).

Valéry *et al.* (2010) proposent de tester trois modèles de bilan hydrologique. Q_{sim} est déterminé selon les trois modèles hydrologiques ci-dessous. P désigne le module pluviométrique, PE désigne le module de l'ETP (demande évaporative). Parmi les fomules existantes pour déterminer l'ETP de bassin, c'est l'ETP Penman-Monteith qui a été retenue.

Name	Water balance formula	
Budyko	$Q = P * \left\{ 1 - \sqrt{\frac{PE}{P}} \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{PE}{P}\right) \right) \cdot \tanh\left(\frac{P}{PE}\right) \right\}$	Equation (1)
Ol'dekop	$Q = P * \left\{ 1 - \frac{PE}{P} \cdot \tanh\left(\frac{P}{PE}\right) \right\}$	Equation (2)
Turc- Le Moine	$Q = P * \left\{ 1 - \frac{1}{\left\{ 1 + \left(\frac{P}{0.9 * PE} \right)^{2.5} \right\}^{1/2.5}} \right\}$	Equation (3)

Tableau 3.1. Description des modèles de bilan hydrologique. *In* Valéry *et al.* (2010).

Chapitre 11

Régionalisation de l'écoulement : simulation continue d'un hydrogramme journalier, marges d'erreur

Comme le rappelle à juste titre Coron (2012) en conclusion de sa thèse de doctorat, **la prévision du débit en continu sur des bassins non jaugés, tout comme d'ailleurs en climat non jaugé, est une demande nouvelle**. Historiquement, la modélisation de la transformation pluie-débit **n'a pas été pensée dans une perspective de robustesse temporelle ou spatiale mais plutôt comme un outil de compréhension des processus d'écoulement au sein d'un bassin-versant ou de comblement de lacunes dans les chroniques de débits**. Les périodes-cibles de simulation sortaient rarement de la période de calage. En extrapolation, les besoins opérationnels d'information hydrologique ont surtout été couverts par des méthodes statistiques (crupedix, méthode rationnelle, gradex, etc.) sans recourir à la modélisation pluie-débit.

La décennie de l'IAHS (PUB initiative (2003-2012) qui vient de s'achever a débouché sur des développements méthodologiques innovants dans le domaine de l'extrapolation spatiale des modèles hydrologiques (Hrachowitz *et al.*, 2013). De nouvelles méthodes de régionalisation ont été conçues et testées dans de nombreuses régions du monde, couvrant un large spectre de conditions climatiques, environnementales et de processus hydrologiques (Parajka *et al.*, 2013).

Pendant ces années de recherche intensive et fédérative autour d'un thème stratégique pour l'hydrologie opérationnelle, ce sont les signatures de bassins où aucune donnée hydrologique n'est disponible (*i.e.* strictement non jaugés), que l'on a cherché à reconstituer. Or, dans bien des situations, **des données limnimétriques ou débitmétriques existent au point-cible ou dans un proche voisinage autour de ce point**. Le bassin qu'il contrôle **change alors de statut** et devient un bassin **partiellement** jaugé. Ces données hydrologiques ont souvent été archivées par les organismes gestionnaires et sont « tombées dans les oubliettes » non pas par négligence

mais parce qu'aucune opportunité de valorisation de ce patrimoine de données hydrométriques ne s'est présentée.

Des travaux récents portant sur la prévision des débits sur des bassins non instrumentés (Seibert et Beven, 2009) ou le calage des modèles pluie-débit globaux (Perrin *et al.*, 2007) ont mis en exergue la forte valeur informative d'un échantillon restreint de débits ponctuels. Ces premières explorations ouvrent la voie d'un travail d'archéologie de l'hydrométrie. Je crois qu'il faut le mener systématiquement dans toute étude de régionalisation hydrologique, pour identifier **les données hydrologiques parfois anciennes existant sur un cours d'eau, les désarchiver et leur donner une seconde vie** à travers la mise en œuvre de méthodes de régionalisation du débit. Cela convaincra peut-être mieux encore les pouvoirs publics de pérenniser la mesure du débit et **d'enraciner un peu plus l'hydrologie dans la réalité du milieu géographique.**

1. Bref état de l'art

1.1. Philosophie générale

L'objectif principal des méthodes de régionalisation mises en œuvre dans le cadre de mon activité de recherche est de produire une information hydrologique continue en un point quelconque du réseau hydrographique. Plus précisément, il s'agit non pas d'estimer localement le « vrai » débit journalier **mais le « meilleur » débit, autrement dit le débit le plus « inattaquable » eu égard à l'état de la connaissance sur le sujet et aux moyens scientifiques et techniques mobilisés pour le calculer.**

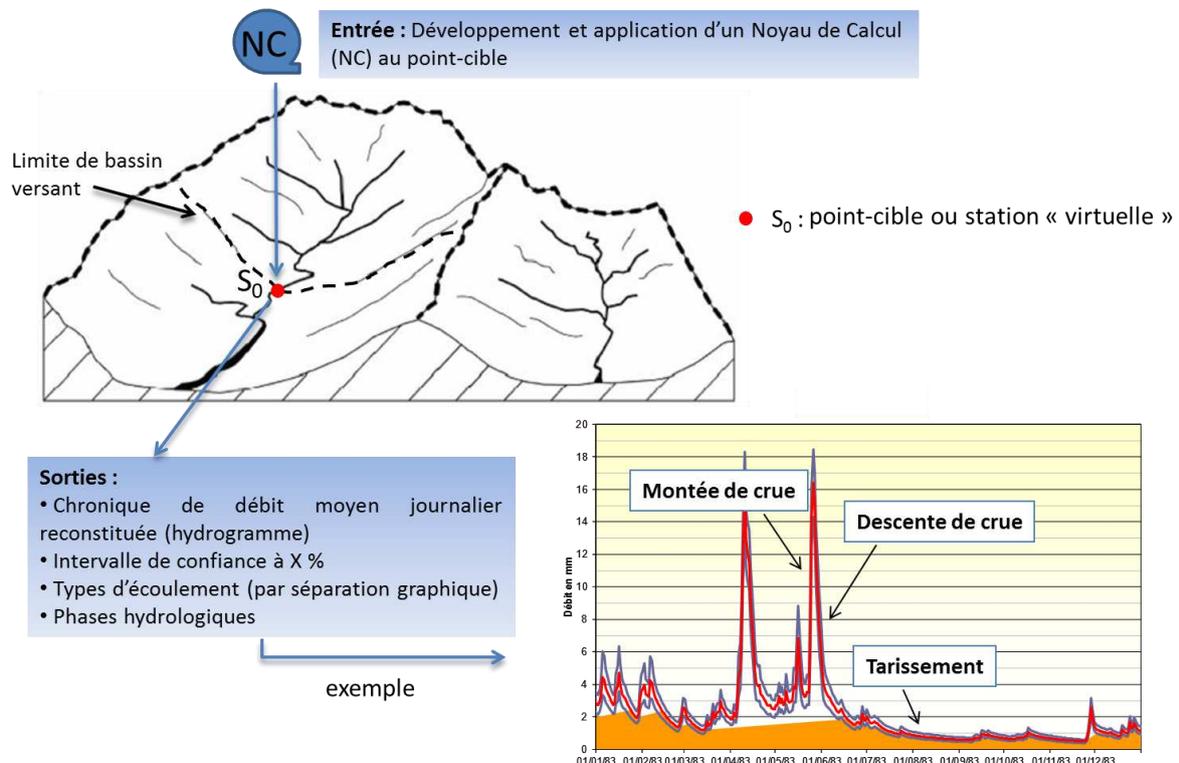


Figure 3.10. Conditions d'application des noyaux de calcul.

Dans cette optique j'ai mené **une expérience d'intercomparaison de « noyaux de calcul » (existants ou inédits)** permettant d'estimer en un point-cible quelconque du linéaire hydrographique les chroniques de débits moyens journaliers (hydrogrammes) et la phase hydrologique d'un débit daté (54-Drogue *et al.*, 2012 ; 40-Plasse *et al.*, 2012 ; 3-Drogue et Plasse, à paraître ; Figure 3.10). L'objectif secondaire est aussi de fournir une mesure de l'incertitude empirique de l'estimation locale de l'écoulement et d'identifier les bassins atypiques nécessitant une approche « cousu main » (*i.e.* un traitement particulier).

1.2. Méthodes de calcul

Il existe un grand nombre de méthodes de calcul permettant de répondre à l'objectif fixé. Sans chercher à dresser un catalogue méthodologique exhaustif, j'ai recensé dans le Tableau 3.2 **les principales méthodes de régionalisation du débit journalier en les classant en fonction des différents critères de régionalisation**. Cette typologie s'inspire notamment des travaux de Rasmussen *et al.* (1997), 11-Drogue *et al.* (2002), 36-Drogue *et al.* (2002), Parajka *et al.* (2005), Rojas Serna (2005), Skøien *et al.* (2006), Lang *et al.* (2007), Oudin *et al.* (2008b), Archfield et Vogel (2010), Gille (2010) et Merz *et al.* (2011).

Prenons l'exemple de la régionalisation hydrologique par géo-régression des paramètres d'un modèle pluie-débit. Les deux grandes hypothèses sous-jacentes à cette méthode sont les suivantes :

- 1) Le *pattern* spatial des paramètres de calage est corrélé à celui des descripteurs physiques ;
- 2) La prise en compte de la corrélation descripteurs/paramètres **renseigne le modèle pluie-débit sur les caractéristiques de la transformation pluie-débit du bassin-receveur plus que ne le font des paramètres de calage supposés constants à l'échelle régionale ;**

Par conséquent, les paramètres de calage du modèle hydrologique peuvent être prédéterminés par la seule connaissance des descripteurs physiques du bassin-receveur. Le modèle hydrologique simule alors l'hydrogramme journalier sur le bassin-receveur à l'aide des données d'entrée calculées sur ce dernier.

Les conditions d'application sont les suivantes :

- 1) Création d'un panier de descripteurs physiques pour les n bassins jaugés ;
- 2) Création d'une bibliothèque régionale de paramètres ;
- 3) Existence de corrélations significatives descripteurs/paramètres de calage.

Les modalités d'application et différentes variantes des approches de régionalisation recensées dans le Tableau 3.2 sont consignées dans le Tableau 3.3. La notion de jaugeage épisodique y est équivalente à celle de jaugeage ponctuel. Le modèle pluie-débit est supposé être de type empirique ou conceptuel.

Estimation locale du débit journalier par... 

Critères 

	Station de référence	Transposition spatiale d'un modèle pluie-débit (I)	Transposition spatiale d'un modèle débit-débit (II)	Combinaison de I et II (III)	Géo-régression des paramètres (IV)	Combinaison de II et IV
Proximité spatiale	x	x	x			x
Similitude physique		x	x	x	x	x
Continuité spatiale de la variable d'intérêt		x	x		x	x
Topologie du réseau hydrographique		x	x	x		x
Similitude hydrologique		x	x	x		x

Tableau 3.2. Critères utilisés par les principales méthodes d'estimation locale du débit.

	Transposition spatiale d'un modèle pluie-débit (I)	Transposition spatiale d'hydrogrammes (II)	Combinaison de I et II (III)	Géo-régression des paramètres (IV)	Combinaison de II et IV
Noyaux de calcul	(A) Moyenne d'ensemble (B) Moyenne ou krigeage topologique des paramètres (C) Moyenne d'ensemble avec approche hybride (proximité spatiale et similitude hydrologique)	(A) Krigeage topologique du débit (B) Moyenne pondérée d'ensemble	(A) Modèle auto-régressif avec variables exogènes et coefficients des cousins hydrologiques	(A) Définition <i>a priori</i> des régressions (B) Définition <i>a priori</i> des régressions sur les meilleurs bassins	(A) Prédétermination des paramètres + optimisation (B) Désagrégation temporelle des débits mensuels régionalisés par advection de la fonction de répartition
Noyaux de calcul vs. « contexte » hydrologique du point-cible (voisinage + information hydrométrique)	(A) Zone « pauvre » (B) Zone « riche » (C) Jaugeages épisodiques au point-cible	(A) Zone « riche » (A) Bassins emboîtés (B) Zone « riche » avec ou sans jaugeages épisodiques au point-cible	(A) Au moins un bassin-donneur emboîté	(A) Zone « pauvre » (B) Zone « pauvre » avec jaugeages épisodiques au point-cible	(A) Jaugeages épisodiques au point-cible (B) Bassin-donneur à proximité du point-cible
Type d'approche	Modélisation mathématique (A, C) Géostatistique (B)	(Géo)statistique (A, B, C)	Modélisation mathématique + Stochastique	Statistique	Modélisation mathématique (A,B) Statistique (A,B)

Tableau 3.3. Modalités d'application des principales méthodes d'estimation locale du débit.

2. Patrimoine de données

2.1. Données hydro-climatologiques

Les développements méthodologiques liés à la régionalisation de l'hydrogramme journalier se sont appuyés sur des bases de données recensées dans le Tableau 3.4. Les séries quotidiennes de pluie et d'ETP de bassin ont été déterminées pour les 149 bassins versants de notre échantillon à partir de la climatologie en points de grille SAFRAN validée sur la France (Quintana-Seguí *et al.*, 2008). À une échelle plus fine que celle des zones Symposium (zones climatologiquement homogènes à des tranches d'altitude espacées de 300 m), cette climatologie est affectée par des biais locaux se traduisant notamment dans notre région d'étude, par un biais humide sur les Vosges du Nord et un biais sec sur les Vosges méridionales.

Dans notre contexte de travail, ces biais n'ont pas fait l'objet d'une correction. En effet, il convient de rappeler qu'en modélisation pluie-débit, le calage des paramètres du modèle joue un **double rôle : 1) l'un, explicite, d'estimation des paramètres non connus ; 2) l'autre, implicite, de compensation** sur ces seuls paramètres **de toutes les erreurs** liées au modèle et aux données. Comme je le signalais précédemment, ces biais peuvent engendrer des vecteurs de paramètres atypiques susceptibles de limiter l'efficacité des méthodes de régionalisation de l'hydrogramme journalier par simulation pluie-débit.

2.2. Autres données

Les travaux de recherche antérieurs menés par les hydrologues du CEGUM (*e.g.* Gille, 1985 ; Lang, 2007) ont montré que **l'hydro-diversité du bassin-versant Rhin-Meuse est fortement conditionnée par sa diversité géologique**. Parmi les déterminants physiques candidats pour décrire la variabilité spatiale des conditions d'écoulement, donc **possiblement** celle des paramètres de calage d'un modèle hydrologique empirique comme GR4J, figurent l'occupation des sols, la perméabilité et le type hydrologique de sols (Tableau 3.3). Ces descripteurs ont été documentés en menant un travail (chronophage ! de soutier !) de collecte et de mise en forme des données (56-Droque *et al.*, 2011).

Caractéristiques Thèmes	Nom de la BD	Type de géométrie	Producteur/Fournisseur	Zone couverte	Echelle/Résolution	Système de coordonnées en reprojection
(Hydro)géologie	LISA	vecteur	BRGM/DREAL	France		L93
Hydrographie	Carthage	vecteur	IGN	France		L93
Hydrologie des sols (dérivée de la SGDB)	HOST_SGBD	raster	Institute for Environment and Sustainability	Europe	1x1km	L93
	Perméabilité	raster	Institute for Environment and Sustainability	Europe	1 x 1km	L93
Occupation des sols	Corine Land Cover (CLC 2006)	raster	Union Européenne SOeS/IFEN	Europe	25 m	L93
Hydro-éco-régions	HER (niveaux 1 et 2)	vecteur	IRSTEA	France		L93
Hypsométrie	SRTM	raster	USGS	Monde	~90 m	L93
Température de l'air	SAFRAN	raster	Météo-France	France	8 x 8km	L93
Précipitations	SAFRAN	raster	Météo-France	France	8 x 8km	L93
Hydrométrie pérenne	Banque Hydro/ CEGUM/BD allemande/BD wallonne		SCHAPI/CEGUM /BFg/Service public de Wallonie	Rhin- Meuse		L93
Hydrométrie épisode	BD Barème/CEGUM/BD SIERM		DREAL Lorraine/CEGUM/AERM	R-M		L93

Tableau 3.4. Patrimoine de données constitué dans le cadre des travaux de régionalisation de l'écoulement au sein de l'espace rhéno-mosan (partie française du bassin Rhin-Meuse). In 54-Droque *et al.* (2012).

3. Paramétrisation des méthodes d'estimation locale du débit par proximité

Parmi les nombreuses méthodes de régionalisation de l'hydrogramme journalier, nous avons privilégié celles fondées **sur un critère de proximité géographique ou hydrologique en raison de la forte densité du réseau hydrométrique dans la partie française du bassin Rhin-Meuse** (typiquement 1 station hydrométrique/200 km²), la simplicité de mise en oeuvre (dans la perspective d'un portage en structure gestionnaire), et l'accessibilité autant conceptuelle que technique.

J'ai testé plusieurs méthodes avec différentes façons d'exploiter l'information régionale et l'information locale disponibles. Dans le contexte d'une action R&D financée par l'AERM (56-Drogue *et al.*, 2011), j'ai ainsi exploré le potentiel de plusieurs méthodes de régionalisation par proximité destinées à simuler l'hydrogramme journalier en des sites de contrôle de surveillance (RCS) peu jaugés (4-Plasse *et al.*, 2012 ; 3-Drogue et Plasse, à paraître). Les méthodes par voisinage géographique ont déjà fait l'objet d'une évaluation à l'échelle nationale (Oudin *et al.*, 2008b) mais ont été analysées plus précisément sur le district Rhin-Meuse.

Les simulations pluie-débit ont été réalisées à l'aide du modèle hydrologique empirique global GR4J (Perrin *et al.*, 2003). Celui-ci se caractérise par une structure à deux réservoirs (production et routage) et quatre paramètres libres à caler. Après une phase d'initialisation et de chauffe du modèle hydrologique d'une durée totale de 3 ans, l'efficacité du modèle GR4J a été évaluée pour chaque station hydrométrique à l'aide de la procédure de calage-contrôle croisée appliquée aux deux décennies de la période 1990-2009.

La recherche du jeu optimal de paramètres a été effectuée à l'aide de l'algorithme BFGS (Byrd *et al.*, 1995) par maximisation du coefficient de Nash-Sutcliffe (NS) calculé sur la racine carrée des débits journaliers afin d'accorder moins d'importance aux hautes eaux. Une fois le contrôle effectué, le modèle GR4J a été calé sur l'ensemble de la période de reconstitution (1990-2009) pour chacune des 149 stations disponibles ce qui a permis de constituer une bibliothèque régionale de paramètres.

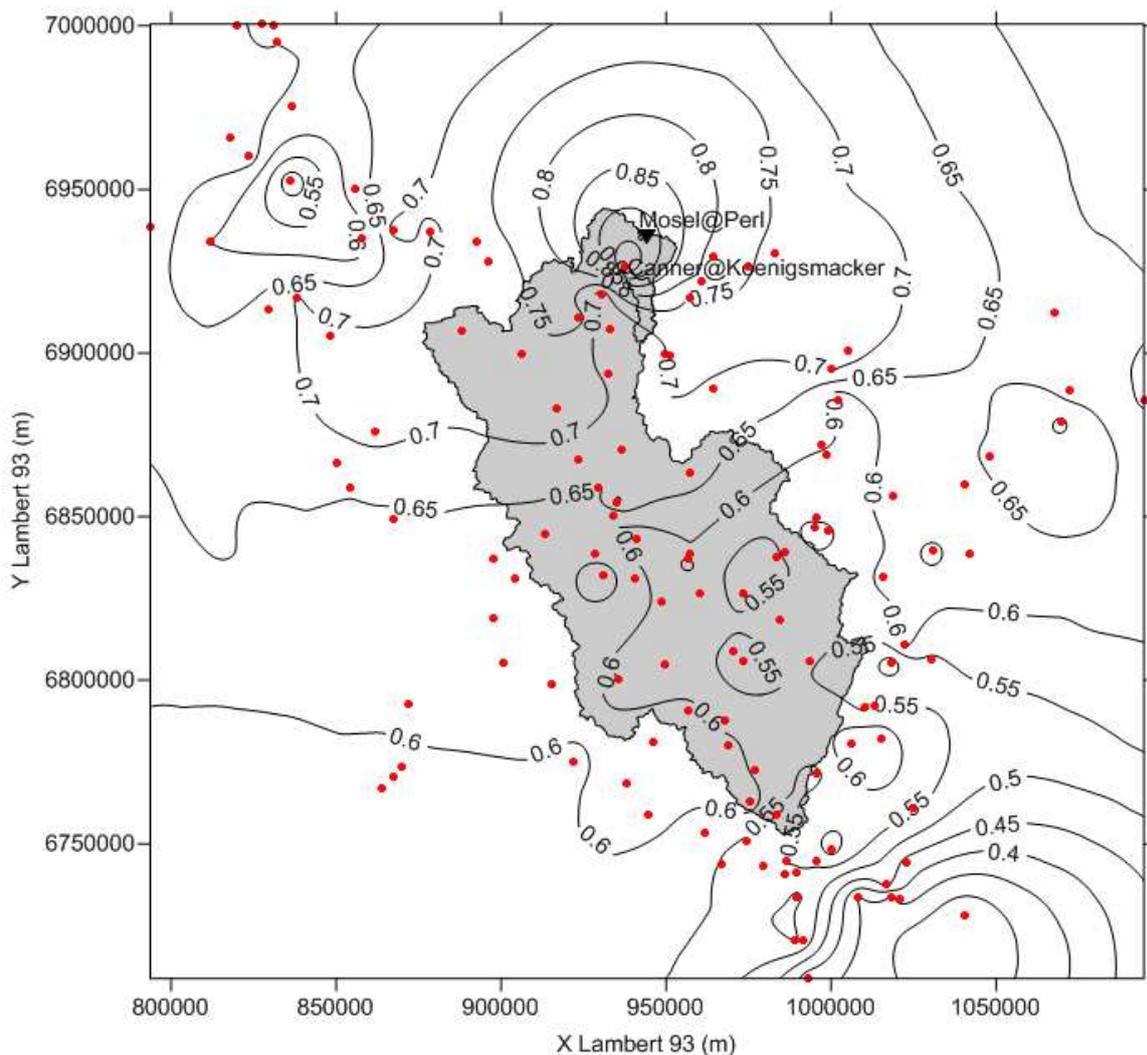
3.1. Les méthodes de référence en contexte non jaugé

Deux des quatre méthodes (**méthodes de la "carte de corrélation" et par voisinage géographique**) n'exploitent que l'information hydrologique (hydrogrammes observés ou simulés) fournie par les bassins-donneurs pour reconstituer le débit journalier. Leur philosophie est décrite par Archfield et Vogel (2010) ou encore Oudin *et al.* (2008b).

La Figure 3.11 présente la « carte de corrélation » afférente à la station hydrométrique de Koenigsmacker sur la Canner, qui contrôle un bassin de 110 km². Compte-tenu des valeurs du coefficient de corrélation et du tracé des lignes d'isocorrélation, c'est donc cette station hydrométrique qui devient station de référence pour la station RCS de Perl sur la Moselle, qui contrôle un bassin d'environ 11500 km².

La méthode par voisinage géographique reconstitue le débit journalier au point-cible par transposition spatiale d'un ou plusieurs jeux de paramètres d'un modèle pluie-débit

selon un critère de proximité spatiale entre les bassins donateurs et le bassin-receveur contrôlé au point-cible. Chaque jeu de paramètres est ensuite transféré au point-cible où le modèle est utilisé en simulation avec les données d'entrée (pluie, ETP) du bassin contrôlé au point-cible. **Le critère de proximité spatiale utilisé se définit comme une distance euclidienne entre centroïdes de bassins.** Des tests préliminaires ont révélé que l'efficacité de la méthode est meilleure lorsque l'hydrogramme journalier **est reconstitué au point-cible en moyennant les hydrogrammes simulés** avec chacun des vecteurs de paramètres des bassins donateurs plutôt qu'en moyennant les vecteurs de paramètres des bassins donateurs avant simulation. Par ailleurs, le critère d'efficacité de la méthode de régionalisation atteint sa valeur maximale avec **quatre bassins donateurs** (55-Drogue *et al.*, 2012).



L'estimation du débit moyen journalier au point-cible s'exprime alors comme suit :

$$\bar{Q}_j(f_k) = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \hat{Q}_j(\theta_i, f_k) \quad (17)$$

où $\bar{Q}_j(f_k)$ représente le débit moyen journalier (j) estimé au point-cible k , f_k représente les vecteurs de forçage (pluie et ETP) du bassin dont k définit l'exutoire, \hat{Q}_j représente le débit journalier (j) simulé à l'aide du vecteur de paramètres θ_i du i -ème bassin-donneur et des vecteurs de forçage f_k .

3.2. Les méthodes applicables en contexte partiellement jaugé

Les deux méthodes précitées **n'exploitent aucun débit ponctuel éventuellement disponible au point-cible**. Les deux autres méthodes (**méthode par paramétrisation discrète des modèles hydrologiques et méthode débit-débit**) constituent des approches originales et sont paramétrées en utilisant, en outre, les données de débits ponctuels échantillonnées au point-cible (4-Plasse *et al.*, 2013; 3-Drogue et Plasse, à paraître). Celles-ci servent à sélectionner et hiérarchiser les meilleurs bassins donateurs au vu des résultats d'une métrique de ressemblance entre les débits ponctuels d'un bassin-donneur et ceux d'un bassin-receveur. La méthode par paramétrisation discrète des modèles hydrologiques est une méthode hybride faisant intervenir la proximité spatiale et la similitude hydrologique. Sa philosophie est explicitée dans 4-Plasse *et al.* (2013) et Rojas-Serna *et al.* (soumis).

Dans le cadre de la méthode débit-débit proposée par 3-Drogue et Plasse (à paraître), en supposant n bassins-donneurs, le débit au pas de temps j peut-être déterminé ainsi :

$$\bar{Q}_{k,j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_n Q_{i,j} \quad (18)$$

Où $\bar{Q}_{k,j}$ est le débit simulé à l'exutoire du bassin k , $Q_{i,j}$ est le débit observé à l'exutoire du bassin i . Le nombre de bassins-donneurs doit être optimisés à la faveur d'une étude de sensibilité. Les pondérateurs w_n assignés aux bassins-donneurs sont fixés au prorata de leur part dans l'erreur de prévision globale soit :

$$w_k = \frac{\sum_{j=1}^m \frac{1}{\text{erreur}_{k,j}}}{\sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^m \frac{1}{\text{erreur}_{k,j}}} \quad (19)$$

où w_k est le poids assigné au bassin donneur k , m est le nombre de dates avec débits ponctuels, n est le nombre optimal de bassins-donneurs. Cette fonction affectera le poids le plus fort à l'hydrogramme journalier donné par le bassin-receveur dont les débits ponctuels sont les plus proches de ceux observés à l'exutoire du bassin-receveur.

Le critère de proximité **n'est donc plus explicitement spatial comme pour les méthodes « naïves » mais explicitement hydrologiques**. La distance se détermine dans l'espace des débits ponctuels et non plus dans celui des centroïdes de bassin. Il repose sur l'hypothèse que deux bassins ayant une signature hydrologique ponctuelle proche ont un fonctionnement hydrologique similaire **ce qui justifie le transfert d'une information hydrologique exhaustive d'un bassin « riche » vers un bassin « pauvre »**.

L'échantillonnage des débits ponctuels a été effectué aléatoirement dans les chroniques de débits continues disponibles. Les méthodes ont été comparées par validation croisée. La fréquence d'échantillonnage mensuelle des jaugeages ponctuels présents dans la BD SIERM étant uniforme, aucune contrainte n'a été appliquée à la probabilité de tirage.

4. Marges d'erreur de l'hydrogramme journalier simulé

Au moment d'écrire ces lignes, la question de la définition d'enveloppe d'erreurs autour des hydrogrammes journaliers demande encore à être explorée autant sur le plan conceptuel que technique. Je propose en première intention le protocole suivant applicable à une méthode de régionalisation par voisinage géographique.

Etape 1 : Calcul de la marge d'erreur pour les 149 stations

1) Discrétisation des hydrogrammes calculés par voisinage géographique (moyenne d'ensemble des quatre plus proches hydrogrammes) en n classes de débits (lame d'eau) contenant au moins 30 débits journaliers, période de calage (P1).

2) Calculs des quantiles 0,15, 0,5, 0,85 des rapports $Q_{\text{obs}}/Q_{\text{calc}}$ de chaque intervalle, période calage (P1).

3) Répétition de 1) et 2) en contrôle (P2).

4) Répétition de 1) et 2) sur P1 + P2

NB : le nombre de débits par classe pourra éventuellement être réajusté s'il s'avère que les amplitudes de classes sont trop grandes.

Etape 2 : Transfert des quantiles d'erreurs au point-cible (validation croisée)

1) Calcul de la moyenne des valeurs de quantiles pour les quatre bassins donateurs au point-cible.

2) Vérification de la concordance des bornes de classes de débits entre les hydrogrammes des bassins donateurs et de celles de l'hydrogramme calculé au point-cible.

3) Comparaison des quantiles d'erreurs d'ensemble obtenus au 1) avec ceux du point-cible.

Etape 3 : Correction de l'hydrogramme calculé au point-cible

1) Application d'une fonction de correction utilisant la médiane des erreurs par classe de débits à l'hydrogramme calculé au point-cible.

2) Comparaison du C2MsqrtQ (sans correction) au C2MsqrtQ* (avec correction).

Ce protocole pourrait être appliqué à notre « panier » de 149 stations hydrométriques défini pour l'évaluation régionale des méthodes de régionalisation de l'écoulement (3-Drogue et Plasse, à paraître) **dans une optique multi-modèles de façon à mettre en évidence le ou les modèles hydrologiques défailants**. Il conviendrait également de rechercher les variables explicatives de cette incertitude empirique ainsi que les moyens de la réduire.

PARTIE 4

Résultats majeurs
et apports à la géographie

Chapitre 12

Évolution climatique contemporaine dans l'espace rhéno-mosan

Le changement climatique contemporain se retrouve-t-il à l'échelle d'une région comme l'espace rhéno-mosan de Bâle à Coblenze ? Si oui, avec quelle ampleur ? Quels en sont les indicateurs ? Quels en sont les facteurs explicatifs ? Sont-ils identiques à ceux que l'on peut invoquer à l'échelle nationale ou à celle du secteur NAE ? Autant de questions dont les réponses scientifiques contribuent à **construire une climatologie historique de cet espace**. Après avoir franchi l'étape épineuse du « toilettage » et de l'homogénéisation des séries climatiques, il est dès lors possible d'avancer quelques ordres de grandeur des changements et d'essayer d'en préciser la localisation en les replaçant à deux échelles de temps :

- ✓ Celle de l'ère instrumentale et des mesures normalisées ;
- ✓ Celle de la paléo-climatologie récente.

Malheureusement, les variables climatiques ne sont pas documentées avec la même profondeur historique. À titre d'exemple, les chroniques de durée d'insolation sont en général plus courtes que les chroniques de températures de l'air sous abri et de précipitations. Elles sont également plus sensibles au changement d'appareillage.

Je vais donc concentrer la synthèse de mes résultats sur la température de l'air sous abri et les précipitations **qui sont les plus finement documentées à notre échelle d'intérêt**. Les données homogénéisées et validées sur notre espace d'étude vont permettre **de poser un diagnostic climatique sur le dernier optimum climatique**. Gageons que l'apport factuel de ce chapitre contribuera à atténuer le désaccord persistant entre certains « climato-sceptiques », enfermés dans le déni du réchauffement climatique contemporain et du changement climatique en général et certains « écologistes militants » se servant de chiffres parfois erronés pour défendre leur thèse carbocentrique.

Les résultats présentés dans les deux sections suivantes se réfèrent à des données mensuelles ou annuelles. Au pas de temps quotidien, Météo-France a établi des Séries quotidiennes de Référence (SQR) dont l'évolution depuis la SGM permet d'affiner les changements détectés localement à des pas de temps plus grossiers.

1. La température de l'air sous abri

1.1. Quel est l'effet de l'homogénéisation ?

La non prise en compte de rupture d'homogénéité d'origine météorologique peut entraîner une més-estimation des changements affectant une série climatique et aboutir *in fine* à une description erronée de l'évolution climatique réelle. La Figure 4.1. retrace l'évolution de la température de l'air minimale moyenne annuelle enregistrée à la station synoptique de Findel au Luxembourg au cours de la seconde moitié du XX^e siècle avant (Figure 4.1a) et après homogénéisation (Figure 4.1b). L'amplitude de la rupture d'homogénéité est **nettement amortie après homogénéisation**, ce qui a pour conséquence de **diminuer l'amplitude du réchauffement climatique contemporain** (7-Drogue *et al.*, 2005) et la tendance monotone demi-séculaire.

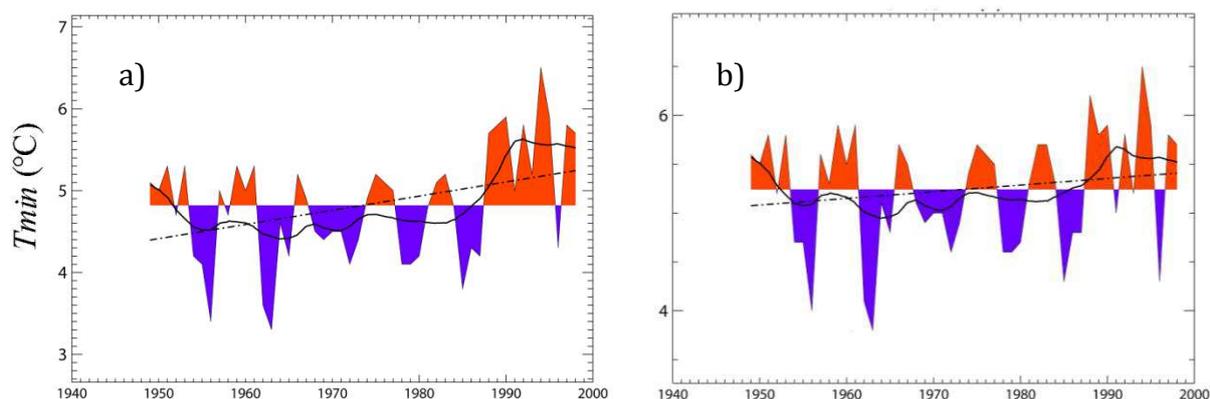


Figure 4.1. Séries de température de l'air minimale moyenne annuelle (T_n en °C) sur la période 1949-1998. Station synoptique de Findel (aéroport du Grand-Duché de Luxembourg). a) Série temporelle brute. b) Série temporelle homogénéisée. In 7-Drogue *et al.* (2005).

1.2. Quelle est la nature et l'amplitude du changement sur les températures moyennes et extrêmes annuelles ?

Le diagnostic climatique sur la Lorraine réalisé à partir de séries climatiques homogénéisées par Météo-France grâce à la procédure PRODIGE m'a permis de produire un certain nombre de graphiques inédits et d'en tirer des conclusions analytiques (62-Drogue, 2008).

L'analyse visuelle de l'évolution de la température de l'air moyenne annuelle sur la période de mesure disponible pour les stations de Metz-Frescaty et Nancy-Essey (Figure

4.2) fait apparaître **des variabilités temporelles emboîtées, allant de l'interannuel aux oscillations de périodicité multi-décennale** de l'ordre de 40 à 60 ans. **Ces oscillations stationnelles sont cohérentes** avec celles observées sur d'autres séries françaises avec quelques nuances en termes d'amplitude et de périodicité (Rodrigo Abarca-Del-Rio et Mestre, 2006).

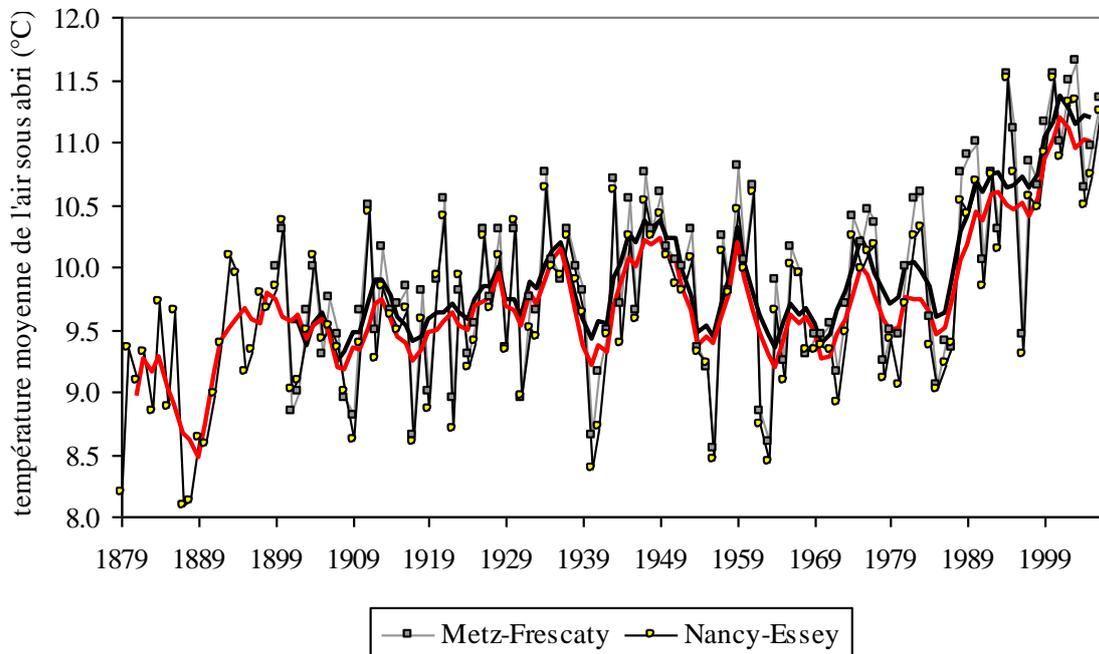


Figure 4.2. Evolution de la température moyenne annuelle de l'air sous abri aux stations météorologiques de Metz-Frescaty et Nancy-Essey depuis le XIX^e siècle et jusqu'en 2007. Les courbes en trait gras correspondent à une moyenne glissante quinquennale. Source des données : Météo-France.

La sortie du Petit Age Glaciaire (PAG) est clairement identifiable sur la courbe de Nancy-Essey avec des températures moyennes annuelles plutôt froides situées autour de 9,0°C jusqu'aux années 1880. L'application de la règle de décision bayésienne de détection de ruptures multiples et de points aberrants dans sa version pas à pas aux données de température de ces deux stations, révèle **deux ruptures d'homogénéité significatives** (*i.e.* au niveau de confiance de 95 %) l'une se produisant **en 1891 (saut de moyenne d'environ +0,6°C)**, l'autre **en 1987 (saut de moyenne d'environ +1°C)**.

Les deux **ruptures d'homogénéité** qui ont affecté la température de l'air annuelle au sein de l'espace rhéno-mosan traduisent donc une évolution par **glissement de moyenne** plutôt que par dérive monotone (on est donc proche du cas B de la Figure 1.6). Un réchauffement climatique contemporain intense est donc bien perceptible sur les courbes de température de l'air moyenne annuelle de Metz-Frescaty et Nancy-Essey. Il correspond à **un signal climatique fort**.

S'agissant des températures de l'air extrêmes quotidiennes, l'évolution temporelle des anomalies de température mesurées à la station météorologique de Metz-Frescaty fait apparaître une succession d'années marquées par des anomalies positives pour les maximales notamment autour des années 1950 à l'instar des 20 dernières années, période la plus longue de ce point de vue depuis 1899, avec une anomalie thermique

positive maximale de +2,5°C en 2003 (Figure 4.3). Pour les minimales, l'évolution des anomalies est plus structurée laissant apparaître une première période au début du XX^e siècle où les minimales sont plus basses que sur la normale 1961-1990, suivit de périodes de quelques années où alternent anomalies positives et négatives. Au cours des vingt dernières années, **les minimales sont marquées par des anomalies positives successives ponctuellement de grande ampleur** (jusqu'à + 1,9°C en 1994 et 2000 par rapport à la normale 1961-1990).

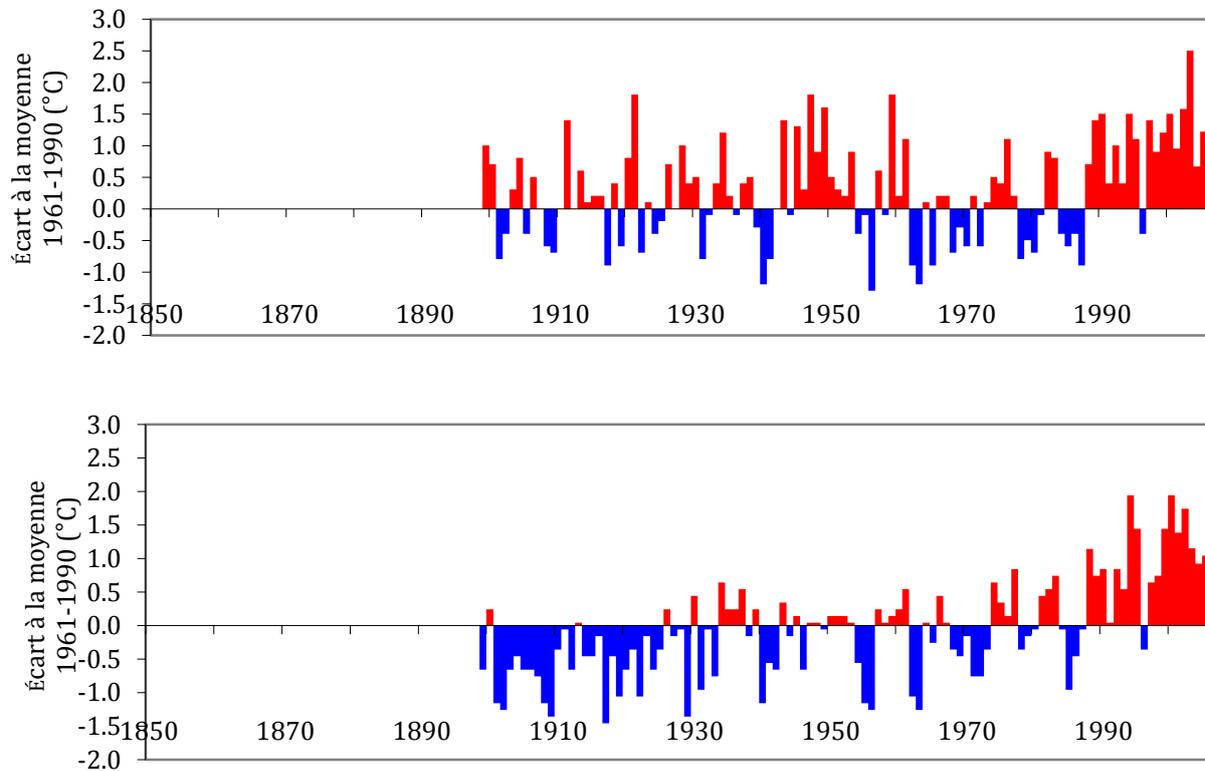


Figure 4.3. Ecart annuel de la température maximale de l'air sous abri Tx (en haut) et de la température minimale de l'air sous abri Tn (en bas) par rapport à la moyenne 1961-1990 sur la période 1899-2007 à la station météorologique de Metz-Frescaty. Source des données : Météo-France.

L'élévation des températures **des vingt dernières années est donc aussi bien diurne que nocturne**. L'évolution séculaire des minimales montre néanmoins **une tendance plus franche au réchauffement nocturne**¹⁵⁸. Cette observation se retrouve à l'échelle nationale, l'asymétrie ente l'élévation des minimales et des maximales se traduisant par

¹⁵⁸ Rappelons que la température minimale quotidienne (Tn) correspond à la température minimale relevée sous abri entre 18 UTC (temps universel) la veille (J-1) et 18 UTC le jour J. La température maximale Tx est relevée sous abri entre 06 UTC le jour J et 06 UTC le lendemain (J+1). La température minimale quotidienne est généralement relevée la nuit. Pour vérifier cette hypothèse j'ai déterminé d'après les données de la Climathèque de Météo-France, sur une période de 10 ans (1987-1997), l'heure de relevé de la température minimale de l'air journalière à la station météorologique de Metz-Frescaty : seulement 12 % des Tn ont été relevées en journée et correspondent au passage d'un front froid en journée provoquant un refroidissement diurne. Cela confirme bien l'hypothèse selon laquelle une élévation des températures minimales traduit un réchauffement nocturne. A l'inverse, sur la même période, seulement 8 % des Tx ont été relevées la nuit et correspondent au passage d'un front chaud la nuit provoquant un redoux nocturne. La température de l'air moyenne a été calculée par la demi-somme des minimales et maximales (62-Drogue, 2008).

un amortissement de l'amplitude thermique diurne annuelle comme nous l'évoquions déjà à l'échelle des surfaces continentales de l'hémisphère Nord (cf. Section 2, Chapitre 1).

1.3. Quelle est la structure saisonnière du réchauffement climatique contemporain ?

Comment évoluent les moyennes mensuelles des températures minimales (T_n) et maximales (T_x) de l'air à l'échelle saisonnière au cours du XX^e siècle ? À la lumière des données thermiques homogénéisées, il apparaît que depuis 1987, **la Lorraine ne connaît quasiment plus d'années froides à l'exception de 1996 en raison de la diminution de la fréquence d'occurrence des saisons froides et singulièrement des hivers froids et des étés frais.**

1.4. Y a-t-il une modulation spatiale du réchauffement climatique contemporain ?

À l'échelle séculaire, il n'est pas facile de répondre à cette question dans la mesure où l'échantillon de séries de températures moyennes ou extrêmes homogénéisées couvrant plus de 50 ans est relativement réduit dans l'espace rhéno-mosan. À l'échelle d'un territoire comme celui du Luxembourg (2586 km²), mes résultats préliminaires ont montré que l'amplitude de l'élévation des températures minimales (T_n) au printemps était corrélée à la pente du versant sur lequel est implantée la station météorologique.

Les conditions topographiques locales favorisent, par type de temps anticyclonique à vent calme et ciel clair, le développement des phénomènes de basse couche (brouillards et inversions thermiques), qui peuvent expliquer, par leur répétition, que le réchauffement nocturne soit moins prononcé en fond de vallée qu'en site de plateau ou de crête (7-Drogue *et al.*, 2005). Ce type d'analyse croisée supposerait **de travailler sur un échantillon de stations de référence plus large**, permettant d'identifier **les effets de site** (*e.g.* urbanisation, position topographique) **réellement décelables sur l'évolution thermique au pas de temps long.**

Au pas de temps de l'épisode, l'analyse détaillée des caractéristiques thermiques de l'été 2003, sur la base de séries validées d'une cinquantaine de postes sélectionnés dans le quart Nord-Est de la France et des régions frontalières avoisinantes, a permis de mettre en évidence le rôle joué par la topographie et l'occupation du sol (17-Drogue *et al.*, 2005). Le fait saillant qui ressort de cette monographie réside dans la modulation importante des anomalies de température en fonction des **multiples effets de site** (Figure 4.4) et singulièrement des anomalies ayant affecté **les températures minimales** des mois de juin et d'août. Des phénomènes remarquables **d'inversion thermique nocturne à l'origine de ceinture chaude à moyenne altitude** ont été mis en évidence autour du massif vosgien (Figure 4.4) et sont confirmés par les données de radiosondage.

De plus, la magnitude des écarts de température aux moyennes décennales au cours de l'été 2003, laisse transparaître **une dépendance altitudinale des anomalies de température extrêmes qui semblent augmenter linéairement avec l'altitude.** En d'autres termes, en regard de l'élévation des températures qui semble s'accélérer au cours des quinze dernières années, **les espaces montagnards du Nord-Est français et du Palatinat paraissent particulièrement vulnérables.** Les stations de mesure en sommet de CLA (Couche-Limite Atmosphérique) ou représentatives de l'atmosphère

libre, telles que la station du Markstein dans les Hautes-Vosges, **permettent de mieux détecter l'ampleur des anomalies de température à l'échelle saisonnière et annuelle.**

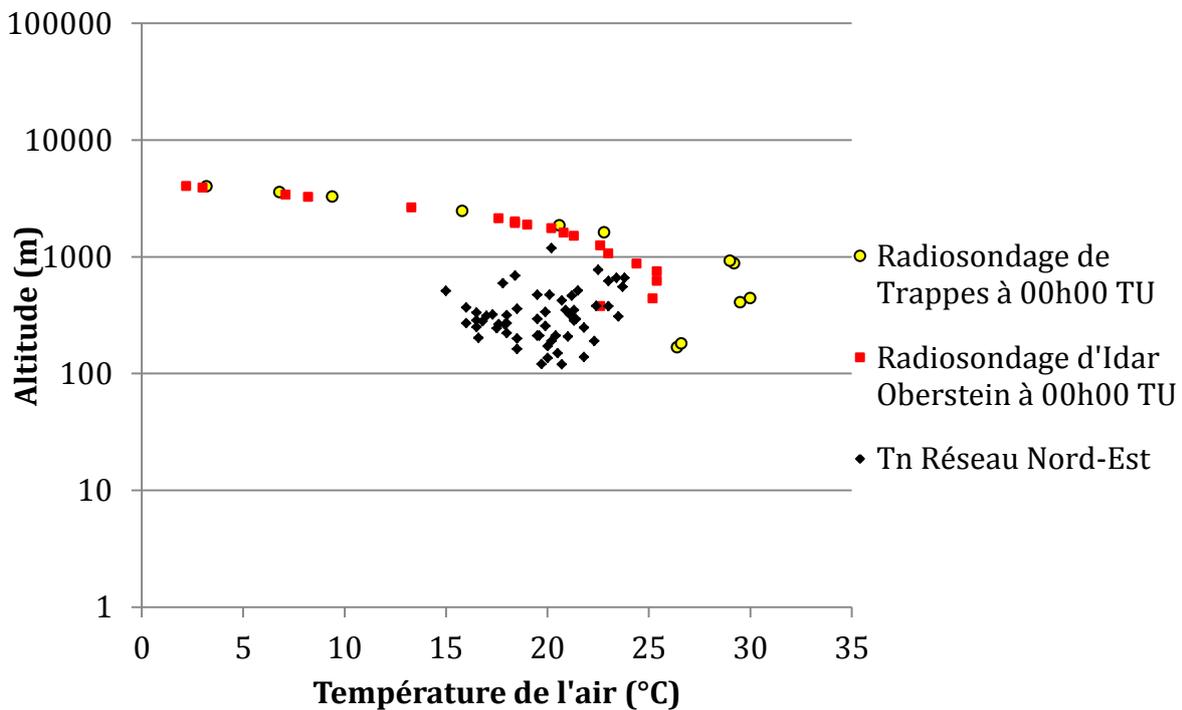


Figure 4.4. Inversions thermiques et effets de site lors de la nuit du 6 août 2003. Coordonnées des stations de radiosondage : Idar-Oberstein (49,70 N, 7,33 E, 377 m) ; Trappes (48,76 N, 2 E, 165 m). Source des données : Météo-France.

1.5. Les anomalies chaudes de 2003, 2006 et 2007 : vers un changement de variabilité climatique ?

Les valeurs extrêmes de températures maximales mensuelles enregistrées à plusieurs reprises au cours de la décennie 2000-2010 dans l'espace rhéno-mosan m'ont questionné sur **l'éventualité d'une transition actuelle vers un nouveau régime thermique de printemps ou d'été** caractérisé non seulement par une hausse de la valeur moyenne des maximales mais également par un accroissement de leur variabilité interannuelle.

Mon objectif, au travers de cette réflexion, était double : 1) apporter une première caractérisation fréquentielle de ces anomalies chaudes récentes (épisodes caniculaires de juin et août 2003 et de juillet 2006 ; anomalie chaude d'avril 2007) en les replaçant dans un contexte historique et paléo-climatique récent (Figure 4.4). 2) comparer la variabilité des températures maximales actuelles avec celles produites par un MCG-OA dans une simulation forcée par un scénario d'émission pessimiste (ou intensif) du GIEC.

Les durées de retour calculées sur les données de température historique **sont très élevées** et démontrent que les valeurs de températures maximales mensuelles étudiées **sont exceptionnelles**. Elles constituent clairement **des extrêmes** au regard des données instrumentales récentes (Figure 4.5). La comparaison des écarts à la moyenne

des maximales **du mois d'avril**, entre le *run* de contrôle d'ARPEGE-Climat et les observations effectuées à la station météorologique de Metz-Frescaty sur la normale 1961-1990, montre **une bonne reproductibilité de la variabilité interannuelle des maximales dans la simulation climatique**, les écarts à la moyenne simulés, se situant globalement dans la même fourchette de variation autour de la moyenne sur 30 ans que les écarts observés (Figure 4.6). Ceci est valable aussi pour les mois de juin, juillet et août (31-Drogue et François, 2008).

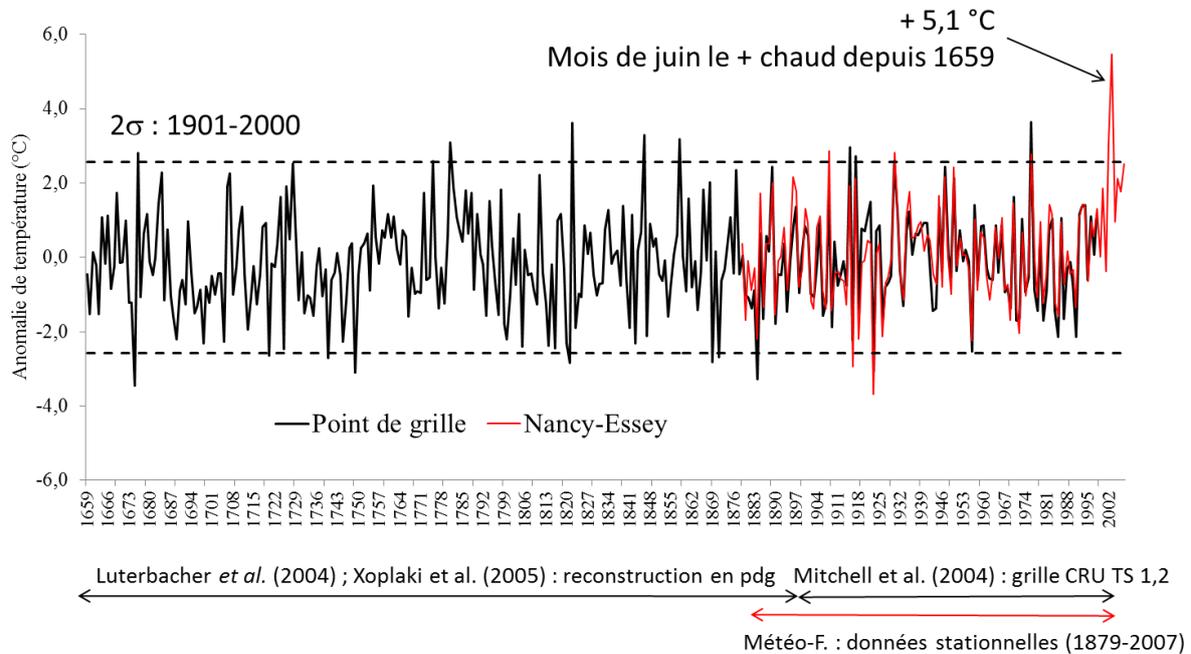


Figure 4.5. Comparaison des anomalies de la température maximale de l'air à la moyenne 1901-2000 entre la climatologie reconstituée en point de grille (pdg) et la climatologie stationnelle de Nancy-Essey. Exemple du mois de juin. CRU : Climate Research Unit (Université East Anglia).

Par ailleurs, le forçage d'origine anthropique augmente considérablement la probabilité d'observer au cours de la dernière normale climatique de ce siècle des températures maximales mensuelles anormalement chaudes en été comme ce fut le cas au cours des mois de juin 2003, août 2003 et juillet 2006. Les fortes anomalies enregistrées lors de ces mois exceptionnellement chauds pourraient donc signer une entrée dans « l'anthropocène¹⁵⁹ ».

Ceci ne se vérifie pas pour le mois d'avril, les écarts à la moyenne des maximales ne montrant qu'un glissement de la moyenne vers des maximales plus douces entre climat présent et le climat futur, **sans changement de leur variabilité interannuelle** (Figure 4.6). L'extrême de 2007 sort visiblement du domaine de reproductibilité du MCG-OA. C'est là **un cas typique de biais dans la climatologie simulée par le MCG-OA, engendrant une mauvaise incertitude** que les climatologues physiciens ou géographes s'emploient à réduire en améliorant le moteur physique ou dynamique de leur MCR (Cretat *et al.*, 2011).

¹⁵⁹ Voir note de bas de page n°146.

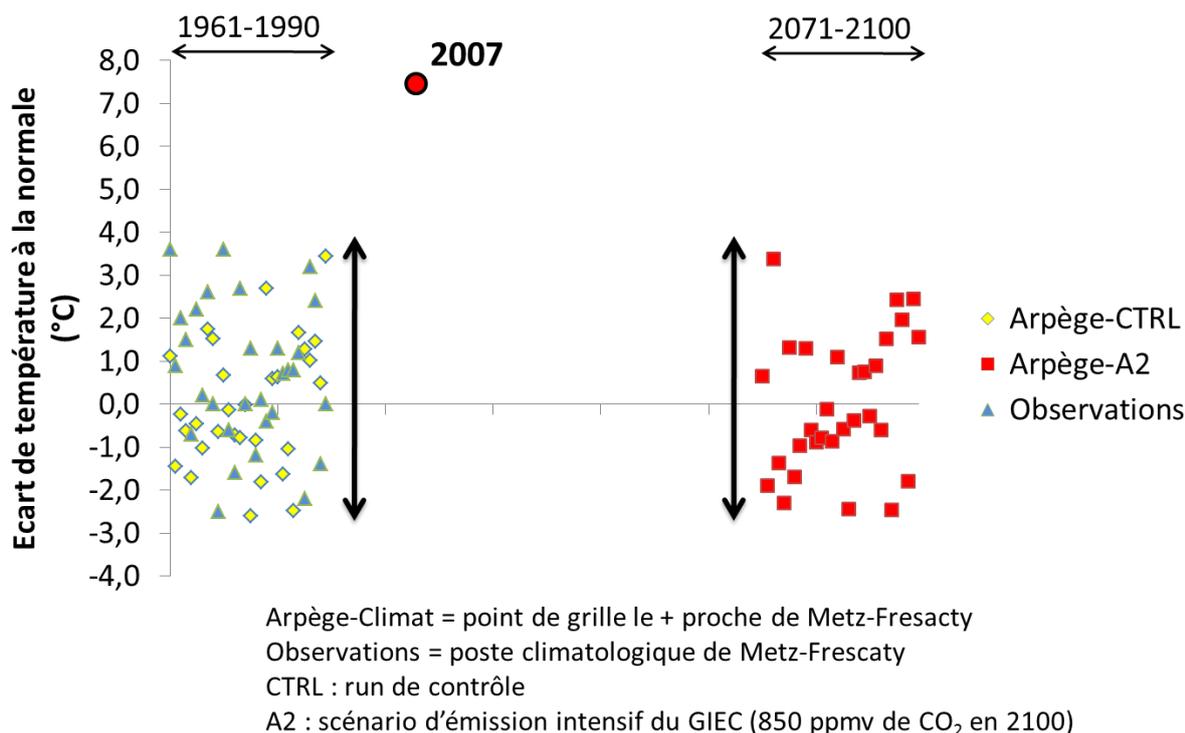


Figure 4.6. Ecarts de température à la moyenne sur 30 ans des maximales : observés (normale 1961-1990) et simulés (1961-1990 : *run* de contrôle (CTRL) ; 2071-2100 : *run* forcé) pour le mois d'avril à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N - 06°07'30" E) et au point de grille ARPEGE-Climat le plus proche. In 31-Drogue et François (2008).

2. Les hauteurs de précipitations sur la période instrumentale (mi-XIX^e à début XXI^e siècle)

2.1. Les changements locaux

2.1.1. Cumuls annuels et saisonniers

Pour les cumuls de pluie annuels, je me suis « calé » sur les deux séries séculaires homogénéisées avec PRODIGE existant dans l'espace rhéno-mosan : elles sont rattachées respectivement au poste climatologique de Mézières (140 m) située dans les Ardennes à proximité de la ville de Charleville-Mézières et à celui de Danne-et-quatre-vents (377 m) situé dans le Pays de Sarrebourg à l'est de la Moselle. Sur la période 1890-2007, l'évolution des cumuls annuels de précipitations au poste climatologique de Danne-et-quatre-vents (Phalsbourg) est retracée sur la Figure 4.7.

Plusieurs observations émanent de l'examen de cette figure : les cumuls annuels sont sujets à une forte variabilité interannuelle et montrent des oscillations multidécennales. Alors que la sortie du PAG coïncide avec une période plutôt « sèche », la première partie du XX^e siècle correspond à une oscillation humide avec une pluviosité plus abondante par rapport à la moyenne séculaire, ce qui n'exclut pas **des épisodes de sécheresse**

climatique, comme celui de 1921 qui a affecté toute l'Europe de l'Ouest et a été ressenti jusqu'en Russie.

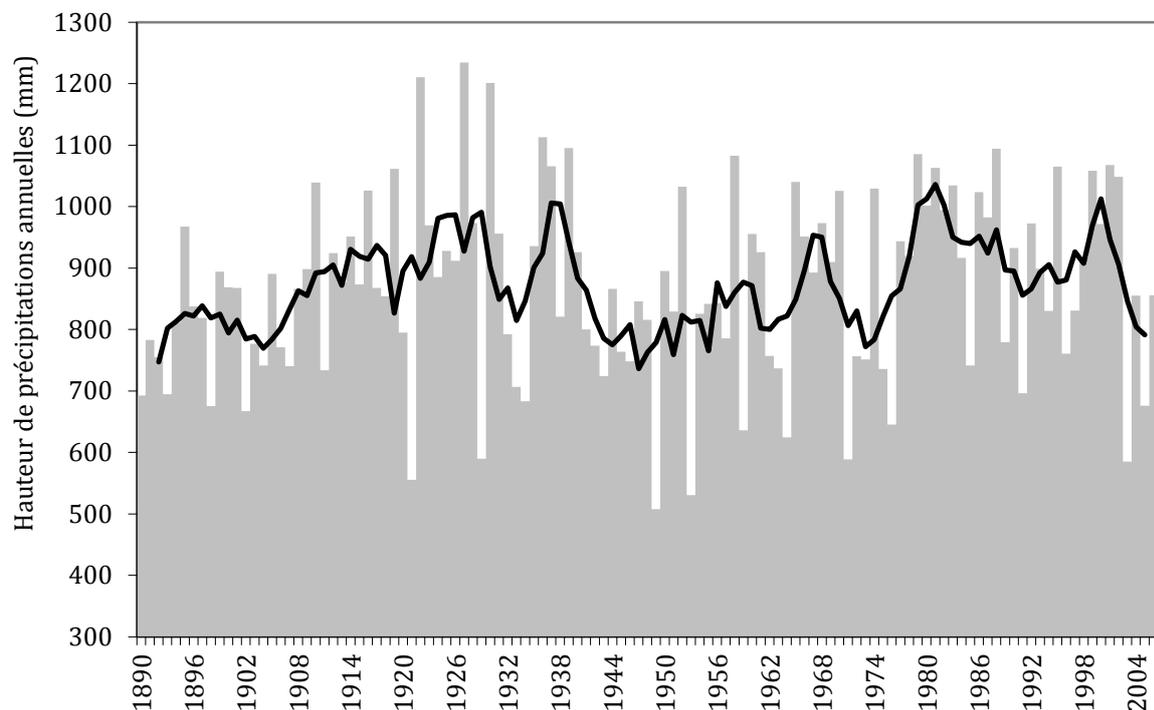


Figure 4.7. Evolution des cumuls annuels de précipitations au poste climatologique de Danne-et-quatre-vents (Phalsbourg) sur la période 1890-2007 et moyenne quinquennale (courbe noire). Source des données : Météo-France.

L'année la plus arrosée de la période de mesure correspond à l'année 1927 qui totalise 1234 mm. Les années 1950 et 1960 sont marquées par une pluviosité plus indigente et enregistrent le *minimum minimorum* de précipitations de la période de mesure qui se produit en 1949 avec 507 mm. Les années 1980 et 1990 sont à nouveau plus humides. D'après le test de stationnarité de Mann-Kendall, **aucune tendance monotone positive ou négative ne se dégage de cette chronique séculaire de précipitations annuelles qui illustre le cas A de la Figure 1.6** : le phénomène est marqué par une périodicité de basse fréquence autour d'une tendance centrale stationnaire.

Une conclusion similaire peut être tirée de l'évolution séculaire des cumuls de précipitations saisonniers observés à Phalsbourg. D'après le test de stationnarité de Mann-Kendall, **aucune tendance monotone positive ou négative ne se dégage.**

2.1.2. Analyse par type de temps

Mon examen des longues séries de hauteurs de précipitations quotidiennes disponibles au sein de l'espace rhéno-mosan, m'ont amené à conclure dès ma thèse de doctorat (47-Drogue, 2003) que ce sont **les précipitations hivernales d'ouest** (cumuls et intensité journaliers) qui sont principalement affectées par un changement. Des investigations plus récentes m'ont permis de montrer que celui-ci est **soit abrupt, soit graduel selon l'indice pluviométrique considéré et cohérent à l'échelle régionale** (2-Drogue et François, à paraître).

Les résultats du test de rupture d'homogénéité (test U de Mann-Whitney-Wilcoxon) appliqué **aux séries temporelles du total hivernal des précipitations d'ouest** indiquent la présence **d'une rupture d'homogénéité localement significative en 1978** pour la grande majorité des séries temporelles. Cette année-pivot permet de segmenter les chroniques de précipitations hivernales en deux sous périodes stationnaires et de déterminer l'amplitude du saut de médiane pour cet indice pluviométrique (on est donc proche du cas B de la Figure 1.6).

L'application locale du test de Mann-Kendall aux séries temporelles de l'indice à **l'intensité journalière maximale par flux perturbé d'ouest** donne 66 tendances positives significatives sur 88 au risque 10 %. Le changement prend donc majoritairement la forme **d'une dérive positive monotone**.

2.2. Détection régionale des changements affectant les précipitations hivernales d'ouest (cumuls et intensité journaliers)

La forme des distributions « *bootstrap* » du nombre de tests U de Mann-Whitney-Wilcoxon significatifs diffère sensiblement entre la méthode du « *bootstrap-point* » (rééchantillonnage avec hypothèse d'indépendance spatiale des séries temporelles) et la méthode du « *bootstrap-années* » (rééchantillonnage avec hypothèse de dépendance spatiale des séries temporelles ; Figures 4.8 et 4.9).

D'une façon générale, on peut dire qu'en « *bootstrap-années* », lorsqu'un test est significatif en un point, il est probable qu'il le soit aussi pour les autres points du réseau de mesure ou du champ scalaire, et inversement. Alors qu'en « *bootstrap-points* », un test localement non significatif dans le réseau ou le champ peut « côtoyer » un test significatif. La proportion de chaque modalité de test est donc plus équilibrée dans le réseau de mesure ou le champ lorsque les pluviomètres ou points de grille sont considérés comme indépendants. Les distributions de l'indice relatif à l'intensité journalière maximale par flux perturbé d'ouest sont particulièrement éloquentes à cet égard (Figure 4.9).

Pour l'indice relatif **au total hivernal des précipitations d'ouest**, en « *bootstrap-points* », la valeur critique du nombre de tests significatifs pour assurer la significativité régionale s'élève à 86 au risque $\alpha_{\text{régional}} = 0,1$ (probabilité au non dépassement de 0,9) (Figure 4.8). Elle n'est pas identifiable en « *bootstrap-années* » puisque le nombre de tests significatifs atteint le nombre total de postes pluviométriques (88) pour une probabilité au non dépassement de 0,33 (*i.e.* une probabilité au dépassement de 0,67) (Figure 4.8).

On est donc très loin de satisfaire les conditions permettant de rejeter l'hypothèse nulle d'absence de changement régional. Ce résultat paradoxal est lié à la très forte corrélation croisée existant entre les séries temporelles (moyenne régionale de 0,895). Celles-ci apportant une information très redondante, tout se passe en définitive comme si l'on testait une seule série temporelle un grand nombre de fois. Ce résultat ne remet pas en cause la cohérence régionale du changement mais montre **qu'il n'est pas possible d'en garantir la significativité à notre échelle de travail, faute d'un nombre suffisant de changements contradictoires ou non significatifs**.

Pour l'indice relatif à l'intensité journalière maximale par flux perturbé d'ouest, la donne est différente : le niveau de corrélation croisée étant plus faible, il devient possible d'identifier un effectif de tests significatifs permettant de garantir la significativité régionale (Figure 4.9). Ainsi, en « *bootstrap-années* », il faudrait plus de 76 tests significatifs pour satisfaire les conditions de significativité régionale contre seulement 55 en « *bootstrap-points* ».

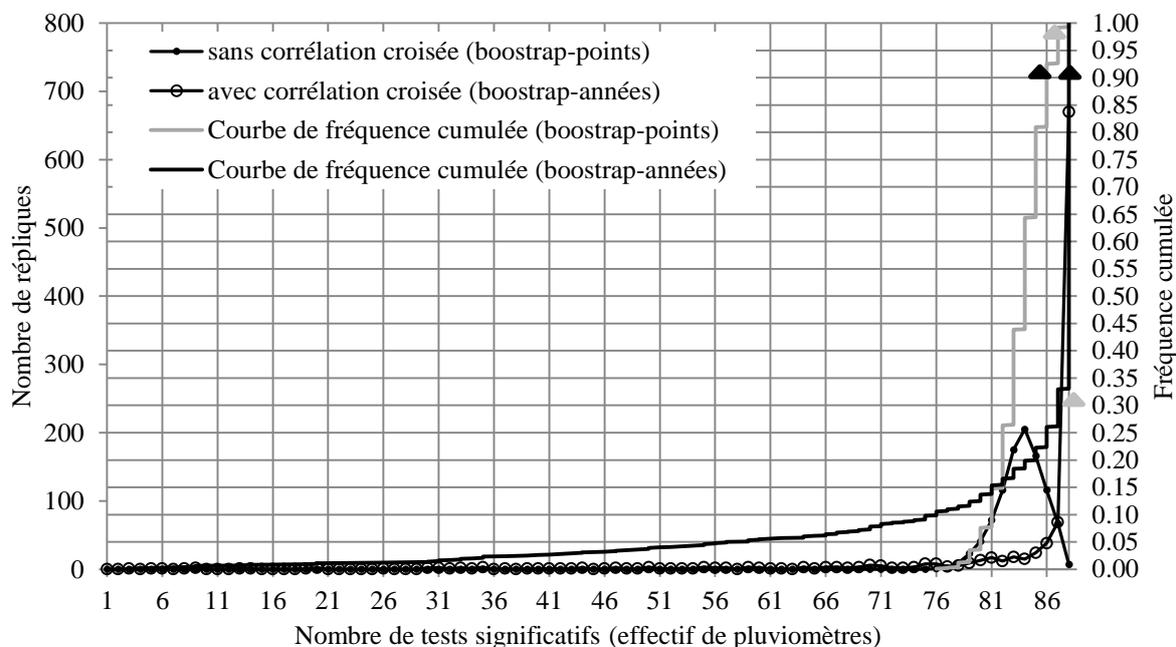


Figure 4.8. Distributions du nombre de tests significatifs (test U de Mann-Withney-Wilcoxon) pour les 1000 répliques générées par rééchantillonnage avec remise. Indice THO (Total hivernal des précipitations d'ouest). 88 postes pluviométriques, période 1957-2002. Les triangles noirs donnent la valeur critique du nombre de tests pour assurer la significativité locale ou régionale au risque $\alpha_{\text{local}} = \alpha_{\text{régional}} = 0,1$ (probabilité au non dépassement de 0,9). Les triangles gris donnent le niveau de signification du nombre de tests significatifs dans l'échantillon de données. In 2-Droge et François (à paraître).

Cela montre à quel point ignorer l'effet de la corrélation croisée sur la détection régionale d'un changement peut biaiser les résultats d'une telle analyse et conduire à « surconclure » au rejet de l'hypothèse nulle. Dans l'échantillon de données, le nombre de tests significatifs s'élève à 37 ce qui correspond à une probabilité au non dépassement de 1 en « *bootstrap-points* » et de 0,25 en « *bootstrap-années* ». **L'hypothèse nulle d'absence de changement régional ne peut donc pas être rejetée au risque 10 % si, par changement l'on entend une discontinuité se produisant localement en 1978.**

En revanche, l'application du test de Mann-Kendall à cet indice permet de conclure à la significativité régionale du changement (dérive positive monotone).

Les résultats du protocole de test statistique appliqué aux données de précipitations analysées au sein de l'espace rhéno-mosan montrent que les cumuls de précipitations d'ouest de saison froide ont subi un changement abrupt ou graduel au cours de la période récente. La significativité régionale de ce changement est garantie au risque

choisi, ce qui permet de légitimer la recherche des facteurs géographiques et atmosphériques susceptibles d'en moduler la distribution spatiale et d'en expliquer l'évolution temporelle. La topographie est une variable candidate pour expliquer cette modulation spatiale.

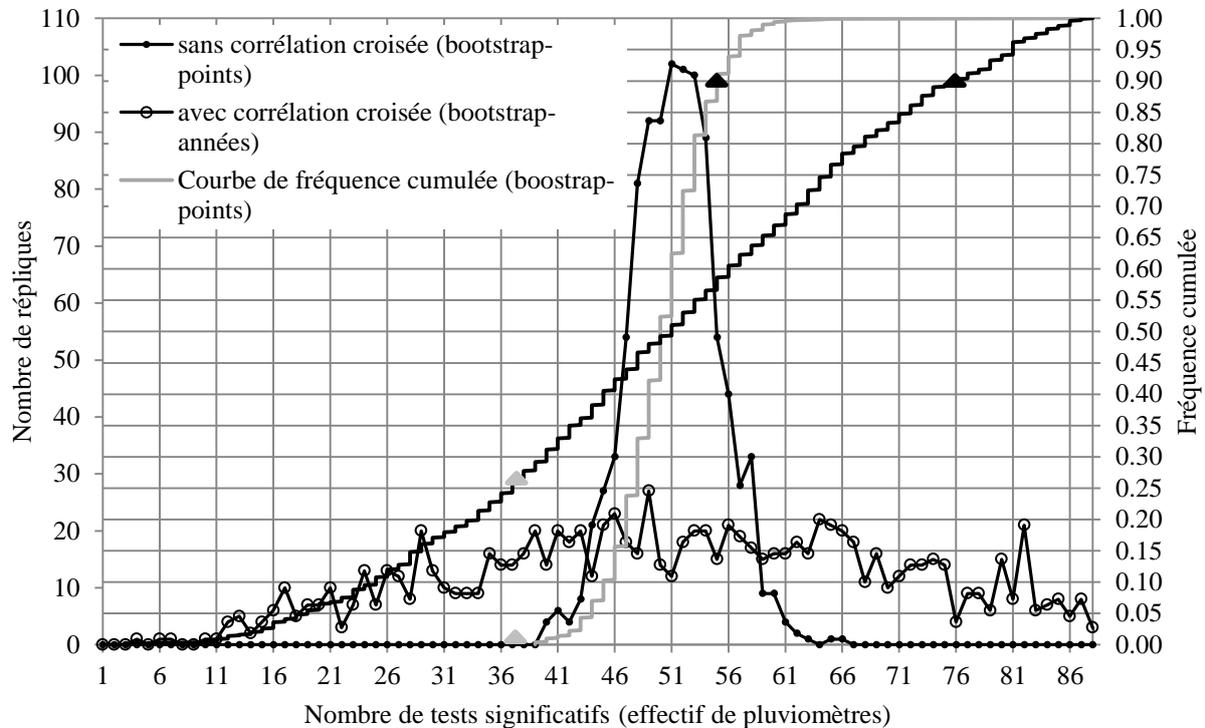


Figure 4.9. Distributions du nombre de tests significatifs (test U de Mann-Withney-Wilcoxon) pour les 1000 répliques obtenues par rééchantillonnage avec remise. Indice Ijx0 (Intensité journalière maximale par flux perturbé d'Ouest). 88 postes pluviométriques, période 1957-2002. Les triangles noirs donnent la valeur critique du nombre de tests pour assurer la significativité locale ou régionale au risque $\alpha_{local} = \alpha_{régional} = 0,1$ (probabilité au non dépassement de 0,9). Les triangles gris donnent le niveau de signification du nombre de tests significatifs dans l'échantillon de données. In 2-Drogue et François (à paraître).

2.3. Cartographie du signal de changement pluviométrique

Les analyses statistiques que j'ai menées à partir d'un large échantillon de postes pluviométriques situés dans la Grande Région et de 50 ans de données quotidiennes (2-Drogue et François, à paraître ; 6-Drogue *et al.*, 2006) mettent en évidence un glissement de médiane du cumul des précipitations hivernales liées à la circulation atmosphérique zonale d'ouest au cours de la décennie 1980 et au début de la décennie 1990 (+50 % à +80 % selon le poste considéré).

Ce glissement de médiane est bien corrélé à l'environnement topographique du poste climatologique (6-Drogue *et al.*, 2006). Il est donc possible de décrire sa variabilité spatiale et de la cartographier à échelle fine avec des prédicteurs topomorphométriques (Figure 4.10) à l'instar de ce qui avait été fait en spatialisation des cumuls de pluie (49-Deraisme *et al.*, 2000 ; 10-Drogue *et al.*, 2002). Ainsi, les régions situées à l'ouest du massif vosgien ont connu un accroissement localement significatif

des précipitations hivernales d'ouest plus marqué par rapport à celles situées sur son flanc oriental.

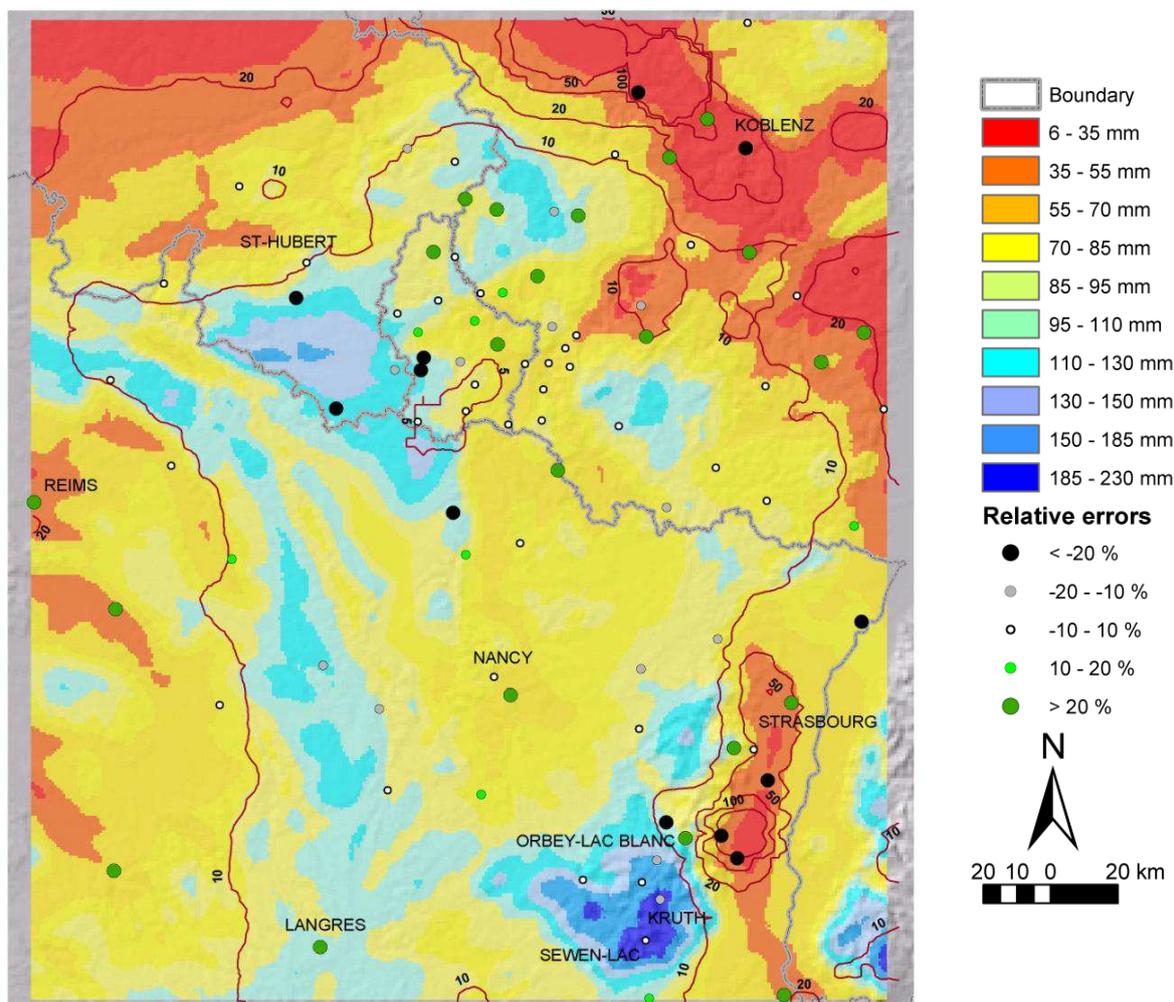


Figure 4.10. Interpolation statistico-topographique de la variable APOH (Accroissement des précipitations d'ouest hivernales sur la période 1954-2002). L'erreur relative entre valeurs estimées et valeurs observées est indiquée pour chaque poste pluviométrique. Les isolignes $\pm 5\%$... $\pm 100\%$ sont également reportées, *i.e.* l'isoligne $\pm 10\%$ signifie qu'il y a 95 % de chance pour que la valeur réelle de la variable APOH se situe à $\pm 10\%$ de la valeur cartographiée. In 6-Drogue *et al.* (2006).

Ceci démontre que **le signal du changement pluviométrique n'est pas homogène dans l'espace** à l'échelle méso-climatique mais varie en fonction des conditions topographiques de la région étudiée. Ceci a bien évidemment des répercussions sur les tendances hydrologiques et singulièrement sur les débits de crue (maximum annuel) comme l'ont montré nos recherches d'hydrologie historique sur les affluents de la Sûre (13-Pfister *et al.*, 2004) et celles de Renard *et al.* (2006) dans le Nord-Est français.

On notera que **la quantification de l'amplitude du changement devient très incertaine en plaine d'Alsace ou dans la vallée du Rhin** en Rhénanie Palatinat, en raison de la faiblesse de l'amplitude du changement (isoligne de l'erreur d'estimation proche de 100 %). C'est tout l'inverse en zone de plateau ou de montagne où la force du signal est plus élevée (isoligne de l'erreur d'estimation < 10 % ; Figure 4.10).

Chapitre 13

Amplitude, localisation et significativité des changements climatiques et hydrologiques futurs

Des études récentes ont montré l'importance que revêt la gestion intégrée des eaux de surface et souterraines pour mieux anticiper les périodes de crise hydrologique et assurer une durabilité de la ressource en eau à l'échelle des bassins versants (Fowler *et al.*, 2003). **Cette gestion intégrée se fonde sur une analyse fine des pressions exercées par les activités humaines (usages, pollution, etc.) et les éléments de forçage atmosphérique (précipitations, évapotranspiration potentielle) sur la ressource en eau.** Sa finalité opérationnelle est de construire un système support d'aide à la décision permettant aux décisionnaires de l'eau de mieux prendre en compte les décisions optimales en gestion de crise (Valkering, 2009).

Le développement d'un tel dispositif d'aide à la décision est particulièrement adapté aux périodes d'extrêmes hydrologiques où l'intensité de l'aléa hydrologique (crue débordante, bas débits de fréquence rare) et les enjeux humains sont paroxysmiques.

La question des modifications hydrologiques que pourraient induire les changements climatiques futures d'origine anthropique (notamment à l'échelle des bassins transnationaux) **implique donc de mettre en place une stratégie d'adaptation proactive fondée sur des indicateurs hydrologiques ou socio-économiques permettant de définir la capacité d'adaptation de ces bassins** à l'évolution du climat régional et à ses conséquences, notamment sur les bas débits. Cette stratégie d'adaptation pro-active suppose d'élaborer une prospective de la ressource en eau se fondant le plus souvent sur l'utilisation couplée de modèles pluie-débit et de scénarios climatiques transnationaux (De Wit *et al.*, 2007).

Dans ce contexte, ce chapitre a pour objectif de présenter les résultats de mes recherches sur l'évolution des forçages climatiques à moyen terme et son impact sur le débit des principaux cours d'eau dans l'espace rhéno-mosan. **Il tente de décrire, aussi synthétiquement que possible l'amplitude, la localisation et la significativité des changements climatiques et hydrologiques futurs.** Il cherche également à montrer les limites de l'interprétation descendante du couple scénario/impact.

1. Projections de fin de siècle pour la température de l'air

1.1. Méthode du delta appliquée aux températures extrêmes de bassin

Après une première tentative peu convaincante de génération de futurs climatiques à large échelle (35-Drogue *et al.*, 2004), j'ai poursuivi mes travaux sur l'impact hydrologique du changement climatique à l'aide des premières données du projet PRUDENCE qui venaient d'être rendues publiques. Ceci m'a conduit à produire **les premières distributions de projections pour les températures extrêmes de bassin** (Figure 4.11) à partir des sorties de cinq MCR forcés SRES A2 à l'échelle du bassin de la Sûre ($\approx 4200 \text{ km}^2$; 33-Drogue *et al.*, 2005).

J'ai donc extrait les variations de moyenne et d'écart-type de température simulées par les cinq MCR entre la période de référence (1971-2000) et la période de projection (2071-2100) pour les points de la grille CRU inclus ou situés au voisinage du bassin-versant de la Sûre. Ces variations de paramètres ont été appliquées aux distributions des séries quotidiennes de Tx et Tn (1971-2000) moyennées pour les stations de mesure disponibles à même échelle. La méthode de perturbation de cette température de bassin est celle proposée par Buishand et Lenderink (2004) :

$$Tm_{fut}(t) = [Tm_{act}(t) - \bar{T}m_{act}(t)] \cdot \frac{\sigma_{fut}}{\sigma_{cont}} + \bar{T}m_{act}(t) + (\bar{T}m_{fut} - \bar{T}m_{cont}) \quad (20)$$

où $Tm_{fut}(t)$ représente la température moyenne journalière future au jour t , $Tm_{act}(t)$ son homologue pour le climat présent issu de la climatologie locale, $\bar{T}m_{act}(t)$ la moyenne interannuelle du jour t pour la climatologie locale, σ est l'écart-type et les indices *cont* et *fut* se rapportent au *run* de la période de référence et de la période de forçage.

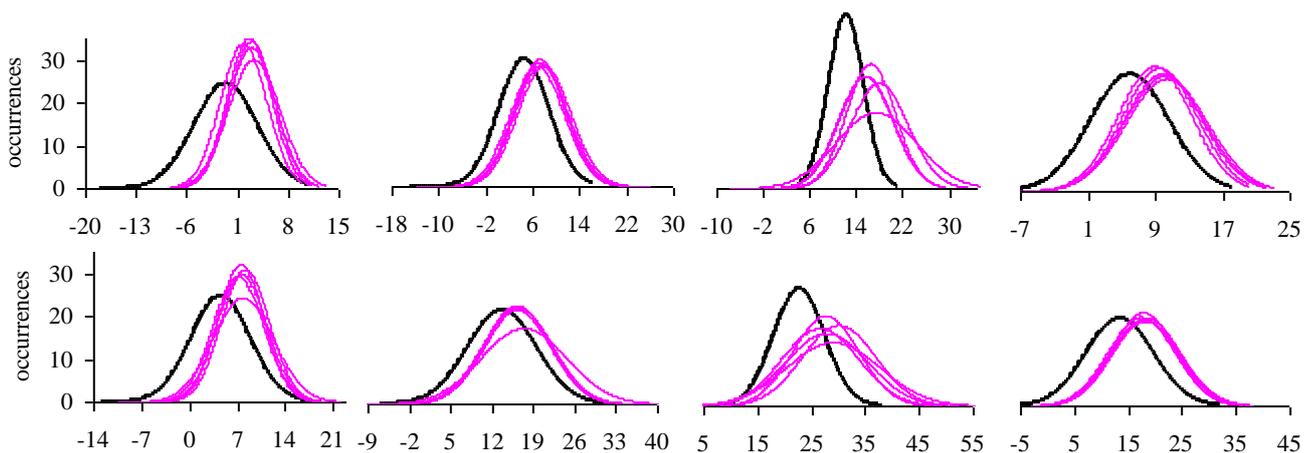


Figure 4.11. Distributions saisonnières des températures extrêmes de bassin (Tn, ligne supérieure - Tx, ligne inférieure) à l'horizon 2071-2100 selon 5 modèles climatiques régionaux (courbes roses). Distribution observée (1971-2000) en noir. De gauche à droite : trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Bassin de la Sûre au Luxembourg. Scénarios PRUDENCE. In 33-Drogue *et al.* (2005).

La distribution des projections inférée des données PRUDENCE montre que le réchauffement climatique anthropogénique pourrait se traduire dans l'espace rhéno-mosan **par un changement de régime thermique saisonnier considérable d'ici la fin du siècle**. Celui-ci présenterait **un faciès méditerranéen évident**. L'été est la saison la plus affectée par le changement de variabilité interannuelle, ce qui est confirmé à l'échelle européenne.

Ce premier apport factuel fut intéressant mais la démarche était insuffisante dans une optique de caractérisation du changement climatique futur et de distribution des projections climatiques et hydrologiques. J'ai donc cherché à diversifier mon échantillon de futurs climatiques en incluant un nouveau scénario SRES (B2) et en augmentant le nombre de modèles emboîtés/forcés.

1.2. Dispersion des projections de températures de bassin

Cet examen plus détaillé des données PRUDENCE m'a conduit ensuite à comparer les distributions de projections thermiques (Figure 4.12) obtenues à l'aide de deux MDES différentes (39-Drogue *et al.*, 2005) : l'une fondée sur une fonction de transfert (Wilby *et al.*, 1998), l'autre sur la méthode du delta telle que précitée.

L'ajustement saisonnier des équations de régression sur la période d'apprentissage a permis d'optimiser la variance expliquée de la température de bassin à l'aide de quatre prédicteurs atmosphériques de large échelle reconstituant **plus de 80 % de la variance saisonnière de la température de bassin** sur la période d'observation.

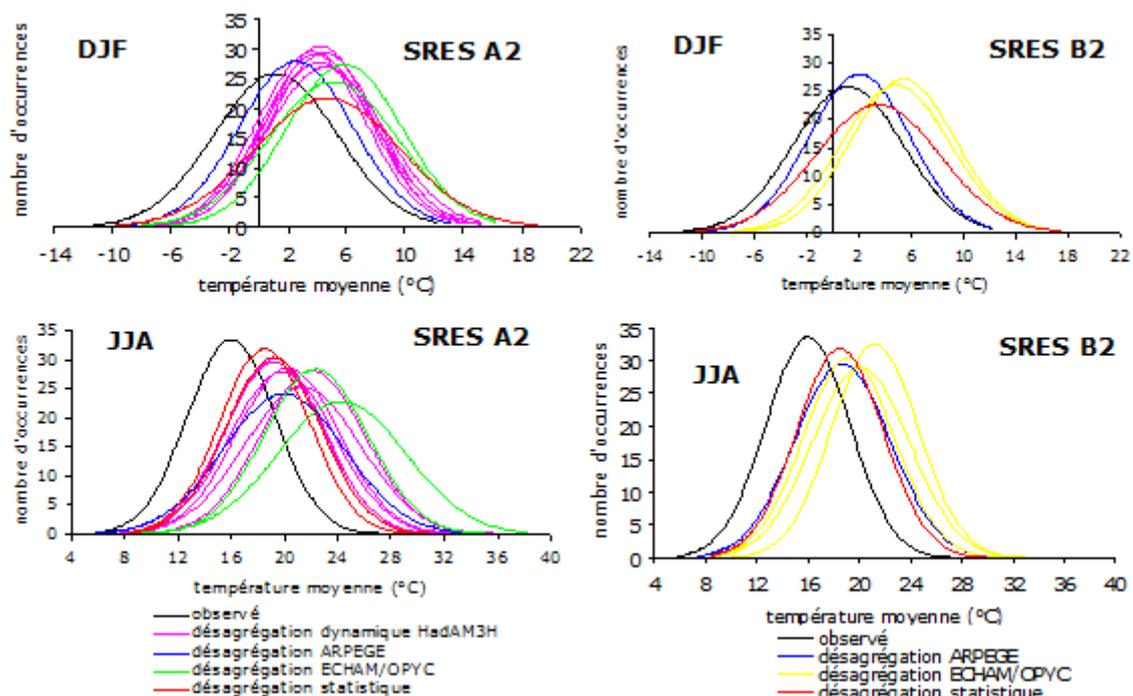


Figure 4.12. Distributions saisonnières des températures moyennes de bassin à l'échelle du bassin de la Sûre au Luxembourg pour les deux saisons extrêmes (DJF : hiver ; JJA : été). Scénarios PRUDENCE, période de projection 2071-2100. In 39-Drogue *et al.* (2005).

Si le **signe** du changement paraît **univoque** au sein de l'ensemble de scénarios climatiques considérés, en revanche, **l'amplitude du changement est très incertaine** quelle que soit la saison considérée.

Par ailleurs, la forme des distributions m'ont permis de conclure à **une première hiérarchisation des sources d'incertitude** dans la chaîne de modélisation **SE-MCG-OA(MCR)-MDES** : 1) SE, 2) MCG, 3) MDES. Évidemment, ces résultats doivent être nuancés à la lumière d'étude plus systématique menées récemment sur ce thème (*e.g.* Lafaysse, 2011).

2. Projections de fin de siècle pour les précipitations

2.1. La méthode du delta et les scénarios PRUDENCE

La descente d'échelle des premières données du projet PRUDENCE par la méthode du delta couplée à une perturbation empirique des hiétoigrammes à l'échelle du bassin de la Sûre m'ont amené à conclure à **un fort contraste existant entre les taux de variation affectant les deux saisons extrêmes, les saisons intermédiaires ne subissant pas de bouleversement majeur** (Figure 4.13 ; 39-Drogue *et al.*, 2005).

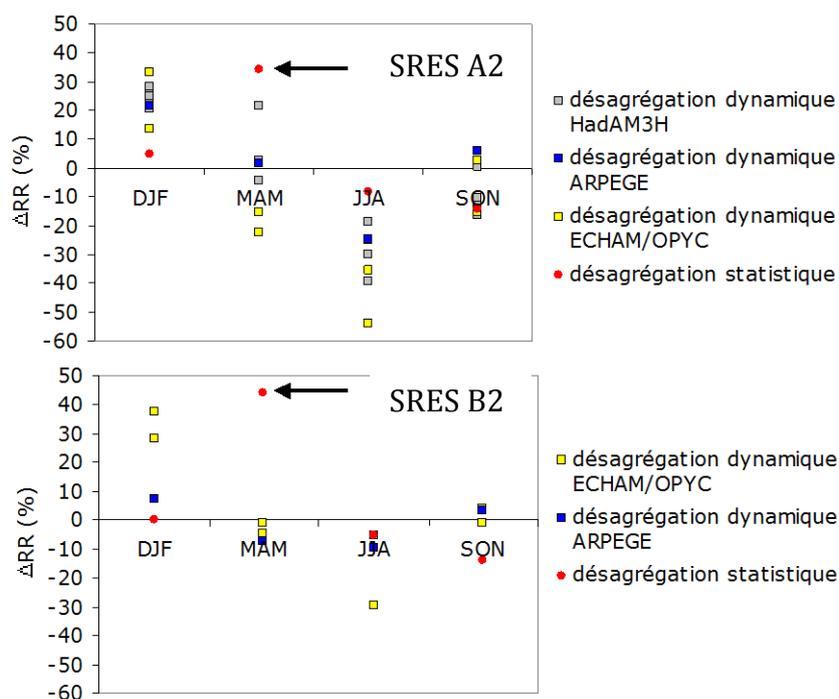


Figure 4.13. Taux de variation saisonniers de la pluie de bassin à l'échelle du bassin de la Sûre au Luxembourg. Scénarios PRUDENCE, période de projection 2071-2100. In 39-Drogue *et al.* (2005).

Si un accroissement de l'ordre de 10 à 30 % est attendu en hiver selon les scénarios PRUDENCE, c'est une diminution drastique de la pluviosité qui est prédite au cours de la saison estivale avec une pluviosité représentant moins de la moitié de son homologue actuel selon le scénario le plus défavorable. **Une forte dispersion inter-modèles des projections pluviométriques subsiste en désagrégation dynamique.**

Les résultats de la désagrégation statistique montrent un accroissement important des précipitations printanières **et une faible corrélation entre pluie de bassin et prédicteurs atmosphériques de large échelle**. Enfin les scénarios climatiques considérés dans cette première phase expérimentale indiquent **une quasi stationnarité de la pluviosité annuelle**.

2.2. Les champs de précipitations désagrégées à échelle fine (scénarios SCRATCH08)

2.2.1. Analyse saisonnière

Poursuivant mes investigations à visée hydrologique, j'ai recouru aux scénarios climatiques SCRATCH08 (Pagé *et al.*, 2008) sur l'espace rhéno-mosan à la faveur du projet INTERREG AMICE dédié à la Meuse. **Ceux-ci résultent d'une MDES par analogues et régimes de temps** (méthode Boé08). Ne pouvant accéder pour des raisons de coût¹⁶⁰ à l'ensemble des sorties de MCG-OA disponibles, j'ai privilégié les scénarios désagrégés à partir des *runs* d'ARPEGE-Climat v.4 (20-Commeaux *et al.*, 2010 ; 41-Commeaux *et al.*, 2010). Ce dernier est en effet « optimisé » pour la France.

Sur le plan du changement de température, ces scénarios **n'ont pas montré de différence significative avec les scénarios PRUDENCE**. En revanche, sur le plan du changement pluviométrique, les scénarios SCRATCH08 **ont donné une tendance hivernale de signe opposé à celle donnée** par les scénarios PRUDENCE, indiquant un assèchement climatique en toute saison. Ainsi, pour deux territoires somme toute relativement proches (le bassin de la Meuse et le bassin de la Sûre), alors qu'on pouvait s'attendre à des projections pluviométriques similaires, il m'a fallu conclure à une **divergence de signe et d'amplitude** des scénarios pluviométriques issus **de deux runs différents d'un même MCG-OA**. Les taux de variation ont été en revanche relativement proches selon que l'on considère **la sortie brute du MCG-OA (méthode du delta)** ou **sa sortie désagrégée** (méthode Boé08).

2.2.2. Analyse spatiale du changement (bassin de la Meuse à Chooz)

L'examen des variations spatiales de l'élévation saisonnière de la température de bassin ne fait pas apparaître d'hétérogénéité spatiale significative à l'échelle d'un bassin de 10 000 km² comme celui de la Meuse à Chooz (20-Commeaux *et al.*, 2010 ; 41-Commeaux *et al.*, 2010). En revanche, **les taux de variation des précipitations saisonnières montrent une certaine hétérogénéité spatiale voire une opposition de signe à cette échelle, au printemps et en été** (Figure 4.14).

En effet, la saison du printemps se caractérise par une augmentation des précipitations (+10 à +20 %) à l'amont du bassin, conjointe à une diminution de celles-ci (-10 % à -20 %) à l'aval, notamment sur les Ardennes ce qui est relativement inattendu (Figure 4.14).

¹⁶⁰ Notons que le portail DRIAS (<http://www.drias-climat.fr/>) n'existait pas à cette époque.

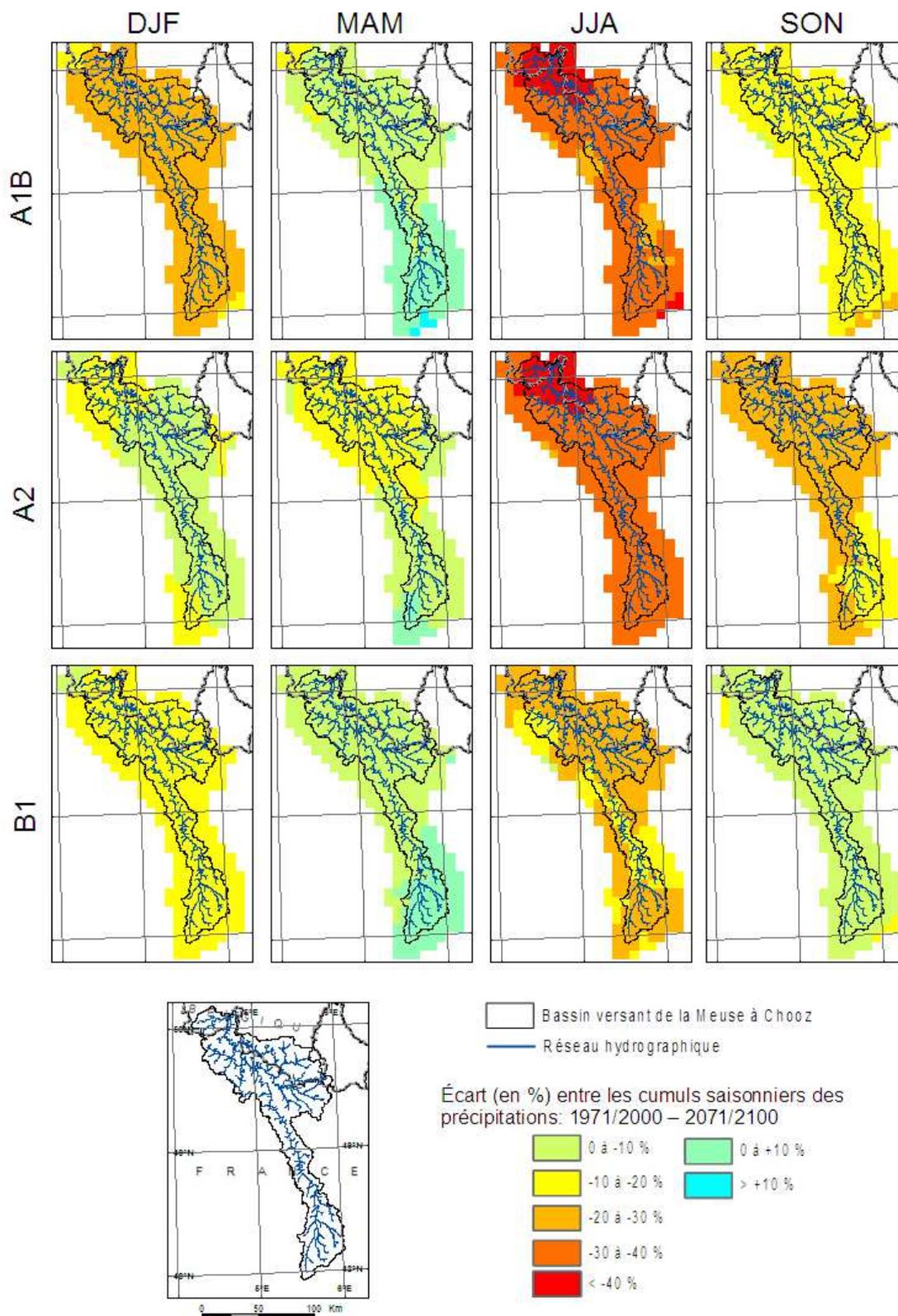


Figure 4.14. Spatialisation de l'évolution des précipitations entre 1971-2000 et 2071-2100, à l'échelle du bassin de la Meuse française et pour les scénarios d'émission A1B, A2 et B1. Sources des données : scénarios SCRATCH08 (ARPEGE-Climat). In 20-Commeaux *et al.* (2010).

2.2.3. Ces changements ont-ils une significativité locale et régionale ?

Face à ce constat, je me suis interrogé sur la significativité locale et régionale de ces changements pluviométriques (2-Drogue et François, à paraître) : en d'autres termes, ces changements résultent-ils du hasard ou traduisent-ils un vrai changement d'échelle régionale ?

Mes résultats montrent que les scénarios pluviométriques sélectionnés **ont en commun le signe du changement indiquant une baisse de précipitations** (forte et significative en été), mais **pas l'amplitude de la baisse ni la significativité régionale**. Globalement, celle-ci est moyennement garantie à l'échelle du territoire étudié **en raison des écarts de médiane modérés entre le climat actuel et le climat futur et/ou de la forte redondance d'information apportée par les points de grille**.

À la lumière des séries chronologiques rééchantillonnées et quelle que soit la saison considérée, on estime qu'il faut au moins une baisse de la médiane des précipitations saisonnières de **-30 % pour garantir une significativité locale du changement**. Une hausse de 20 % n'est pas significative (2-Drogue et François, à paraître). À l'exception de l'été, on **ne peut donc pas exclure que le changement saisonnier présent dans les simulations climatiques résulte du hasard**. Par ailleurs les oppositions de signe observées au printemps dans les scénarios SCRATCH08 ne sont pas significatives.

L'absence de significativité de l'amplitude du changement ne signifie pas pour autant qu'il n'existe pas de changement qualitatif à l'échelle d'intérêt que le décisionnaire ou l'impacteur doit décider ou non de prendre en compte dans son analyse d'impact.

2. Projections pour les bas débits

Il n'est **pas aisé de synthétiser les résultats** obtenus avec la chaîne de modélisation *SE-MCG-OA(MCR)-MDES-MIH* en raison : 1) de l'évolution des forçages climatiques depuis le commencement de mes investigations sur ce thème, 2) de la diversité des territoires d'intérêt sur lesquels devaient être conduites les études d'impact, 3) de la diversité des variables hydrologiques d'intérêt et 4) de l'utilisation de modèles hydrologiques d'impact différents (MHR vs GR4J).

Dans tous les cas, je reprends ici ce que j'ai écrit précédemment tant cela me paraît important à rappeler (cf. 2.1.1, Chapitre 4) : les simulations du modèle d'impact hydrologique doivent être interprétées **conditionnellement** à un ou plusieurs futurs du climat et à la capacité du modèle d'impact hydrologique à représenter la réalité du changement.

Pour toutes ces raisons, j'ai donc choisi de prendre pour exemple mes travaux de prospective hydrologique réalisés récemment dans le cadre du projet AMICE et se rapportant aux débits d'étiage de la Meuse française (20-Commeaux *et al.*, 2010 ; 42-Drogue *et al.*, 2010 ; 14-François *et al.*, 2011). Je précise au passage que le seul **point commun** de mes différents exercices de projection hydrologique est d'avoir **interfacé le couple MCG-OA/MDES avec le MIH en mode forcé** (cf. 2.2.2., Chapitre 4).

2.1. QMNA₅ et profils hydrologiques sur la Meuse française en climat présent

La variable d'impact hydrologique correspond au QMNA₅, autrement dit le débit mensuel minimum annuel quinquennal sec. Chaque année, il y a donc 1 chance sur 5 pour que ce débit soit sous-passé. Le QMNA₅ correspond à un seuil fréquemment utilisé en France pour caractériser un étiage sévère.

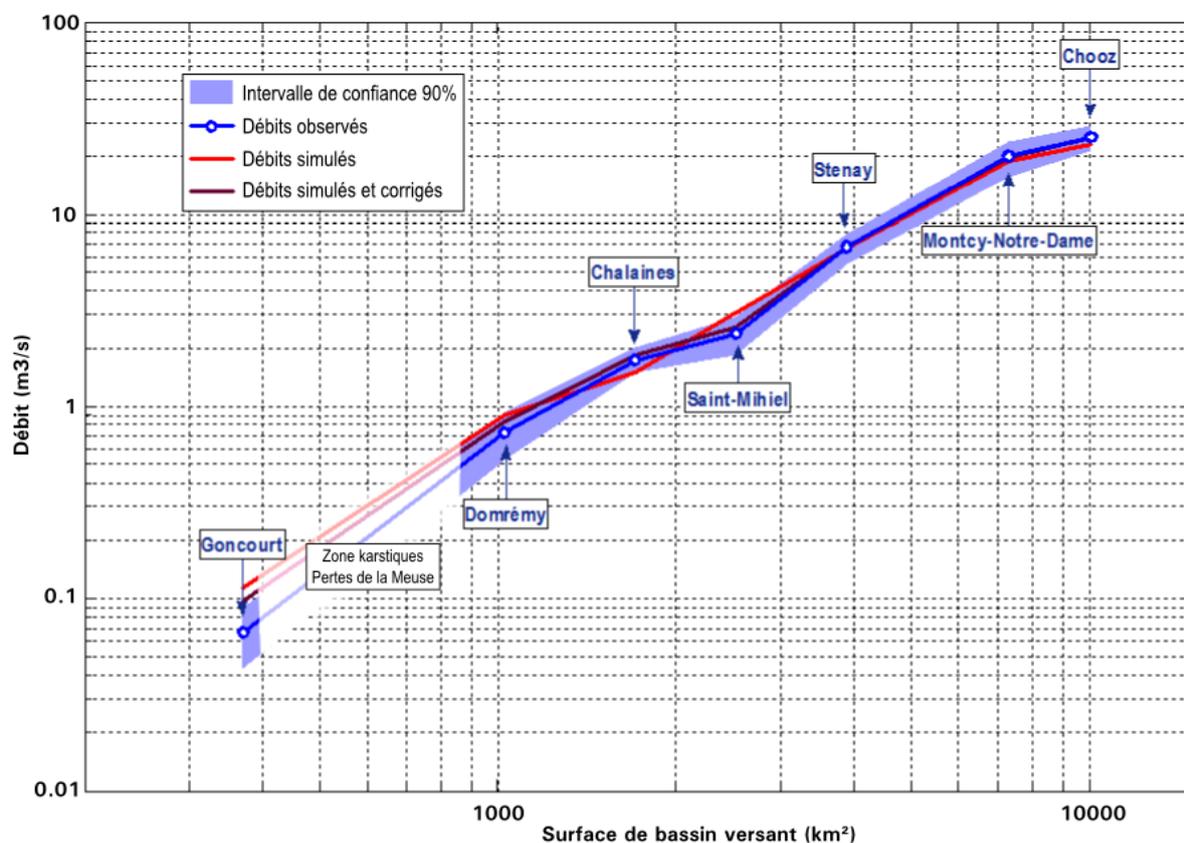


Figure 4.15. Profil hydrologique de la Meuse française. Débits mensuels d'étiage quinquennal sec (QMNA₅). Période 1971-2000. In 14-François *et al.* (2011).

La comparaison des profils hydrologiques de la Meuse¹⁶¹ en climat présent permet d'évaluer la capacité du modèle hydrologique (GR4)¹⁶² à simuler cette variable pronostique. Pour Goncourt (station la plus en amont), le modèle peine à simuler des valeurs de QMNA₅ comparables aux valeurs observées (Figure 4.15). Avec les valeurs simulées et corrigées, on atteint à peine la borne supérieure de l'intervalle de confiance statistique (90 %) de l'ajustement des QMNA₅ observés. Il s'agit du plus petit bassin-

¹⁶¹ Le profil hydrologique de la Meuse française est en réalité en col de cygne entre Goncourt et Domrémy en raison des pertes se produisant entre Bazoilles et Noncourt (calcaires fracturés du Bajocien supérieur et du Bathonien) par situation d'étiage même banale (fréquence 1/2). De plus, par souci de simplicité, la valeur du QMNA₅ a été interpolée linéairement et non en se basant sur les équations du catalogue de débit d'étiage.

¹⁶² Le recours au pas de temps journalier peut surprendre. Les simulations réalisées dans le cadre du projet AMICE étaient destinées à calculer d'autres variables pronostiques (QJX, VCN7) que le QMNA. Il n'y a qu'en France que ce dernier est utilisé comme référentiel à l'échelle mensuelle. Les simulations réalisées pour AMICE au pas de temps journalier ont donc été reprises dans le cadre de notre article paru dans la RGE.

versant (364 km²) pour lequel les précipitations moyennes issues de la climatologie E-OBS sont peut-être sur-estimées.

En revanche, pour les stations aval, avec des bassins versants de surface supérieure à 1000 km², le modèle présente des QMNA₅ simulés et corrigés proches des QMNA₅ observés (profils confondus à partir de Stenay). La procédure de correction exposée plus haut (Berthier, 2005) **renforce parfois très avantageusement la qualité des simulations**, comme par exemple à Saint-Mihiel.

2.2. QMNA₅ et profils hydrologiques de la Meuse française en climat modifié

Le protocole de correction appliqué aux hydrogrammes journaliers en climat présent est transféré en période de projection. On raisonne donc à **erreur constante**, ce qui est une hypothèse forte. **La transférabilité temporelle des paramètres** a été testée en période de référence (1971-2000) en calant le modèle GR4J sur des périodes humides ou sèches. Cela **n'a eu que peu d'impact sur les valeurs de paramètres et encore moins sur les valeurs de QMNA₅ simulées par le modèle aux stations**. Le calage a donc été effectué *in fine* sur la toute la période de mesure disponible aux stations.

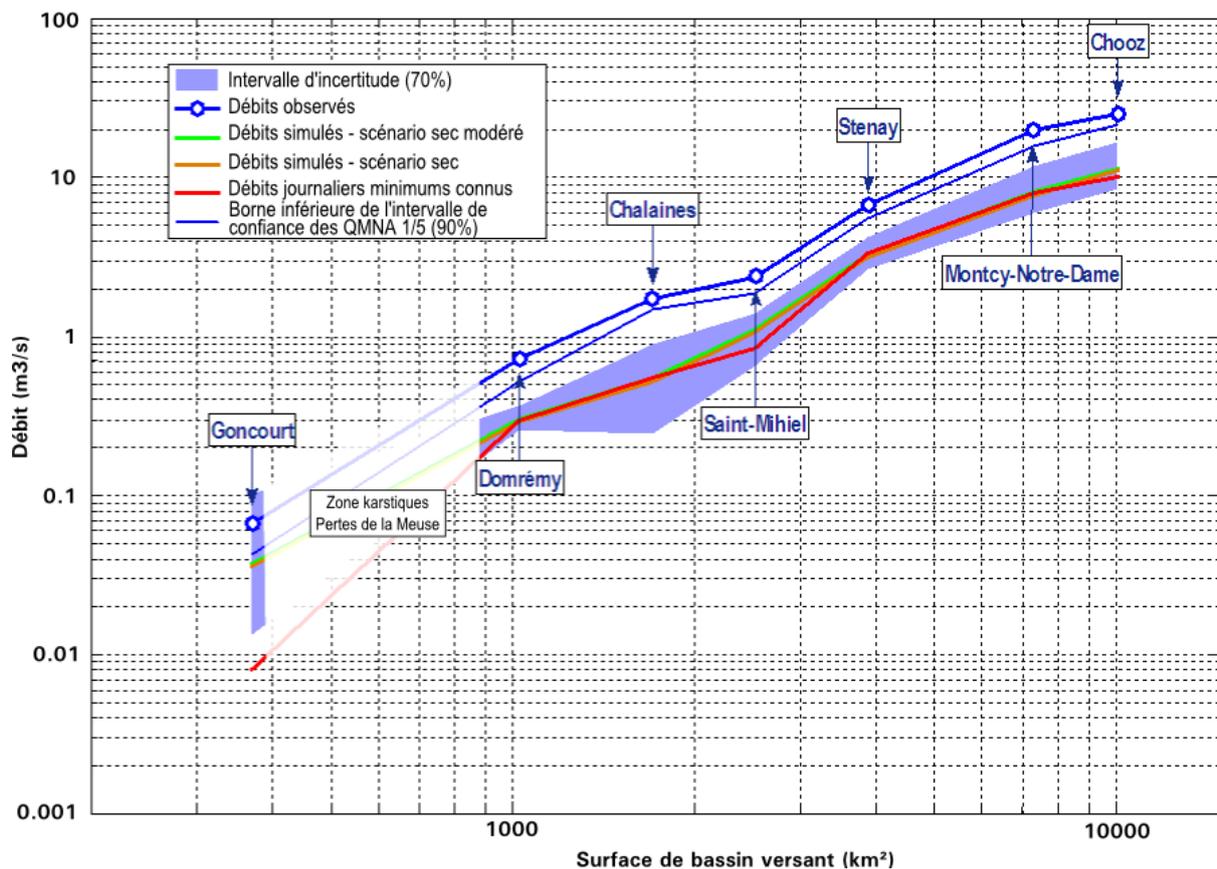


Figure 4.16. Profil hydrologique de la Meuse française. Débits mensuels d'étéage quinquennal sec (QMNA₅). Période de projection 2071-2100 vs. 1971-2000. In François *et al.* (2011).

Si les scénarios climatiques sec et sec modéré présentent (somme toute) assez peu d'écarts, les QMNA₅ produits par GR4J à partir de ces scénarios se différencient encore

moins. Quelle que soit l'échéance envisagée (2021-2050 ou 2071-2100), il est possible de considérer qu'il n'existe qu'une seule hypothèse de travail, les deux scénarios aboutissant à des résultats similaires. **L'écart significatif constaté pour les précipitations hivernales entre les deux scénarios climatiques ne se répercute pas sur les débits d'étiage simulés.**

Pour la fin du XXI^e siècle, l'écart des QMNA₅ avec ceux de la période 1971-2000 s'amplifie (Figure 4.16). Il n'y a qu'à Goncourt que le rail de dispersion dépasse encore la valeur du climat actuel. Partout ailleurs **le profil de la période 2071-2100 apparaît très proche du débit minimum journalier connu sur la période de référence 1971-2000.** D'ici la fin du siècle, les valeurs de QMNA₅ devraient globalement diminuer de moitié.

Au total, à l'échelle du bassin de la Meuse française (10 000 km²), l'évolution des QMNA₅ simulée par un modèle hydrologique forcé par les changements climatiques liés aux émissions additionnelles de gaz à effet de serre d'origine anthropique **n'apparaît pas toujours décelable. Cela dépend de la force du signal climatique.** De plus, s'il semble **se dégager un consensus sur le signe du changement** affectant ce débit caractéristique pour les stations hydrométriques testées, **sa quantification demeure très incertaine** en raison **des erreurs engendrées par la modélisation hydrologique.** Ceci est cohérent avec le constat dressé par d'autres hydrologues lors d'études d'impact hydrologique du changement climatique menées sur la Seine par exemple (Brigode, 2010).

Chapitre 14

Spatialisation de la pluie orographique à échelle fine

Mes différentes strates de résultats se sont édifiées à partir **d'une expérience d'intercomparaisons visant à évaluer l'efficacité des méthodes d'interpolation supervisée** utilisant conjointement mesures pluviométriques locales et relief pour estimer la pluie locale et moyenne aux **échelles de temps mensuelle et annuelle** (10-Drogue *et al.*, 2002).

Dans la plupart des cas, il s'avère que **l'approche de Thiessen** consistant à transférer une valeur mesurée ponctuellement vers un point non jaugé (au sens générique du terme) **est moins performante que lorsque l'on prend en compte les caractéristiques géométriques du relief environnant le point d'estimation**. Celles-ci servent alors de « béquille à l'extrapolation » pour reprendre l'expression de Gille (2010) là où s'estompe la mesure pluviométrique, avec le risque d'erreur que cela comporte. Cette assertion est d'autant plus valable que l'on se trouve en zone de relief où les mesures pluviométriques sont plus parcellaires.

Les résultats synthétisés dans ce chapitre illustrent la spatialisation des pluies dans le contexte d'un épisode pluvieux bien typé¹⁶³ affectant le secteur des Hautes-Vosges et leur piemont oriental. **Avec l'affinement du pas de temps**, j'ai pris le parti de rechercher **un outil opérationnel simple de cartographie de la pluie de bassin journalière**.

¹⁶³ J'aurais souhaité approfondir la question de la simulation conditionnelle des champs de pluie pour en apprécier le potentiel en modélisation pluie-débit mais aucune opportunité de recherche fondamentale ou appliquée à visée hydrologique ne s'est présentée sur ce thème pour l'instant.

1. Variabilité spatiale des précipitations et niveaux d'échelle : le cas de l'épisode pluvieux et venteux du 3 au 7 octobre 1988

1.1. Niveaux d'échelle et facteurs de variabilité

À la lumière des données pluviométriques collectées sur le terrain pour cet épisode bien typé, il semble évident qu'à chaque niveau d'échelle corresponde un facteur ou une gamme de facteurs structurant le flux de précipitations.

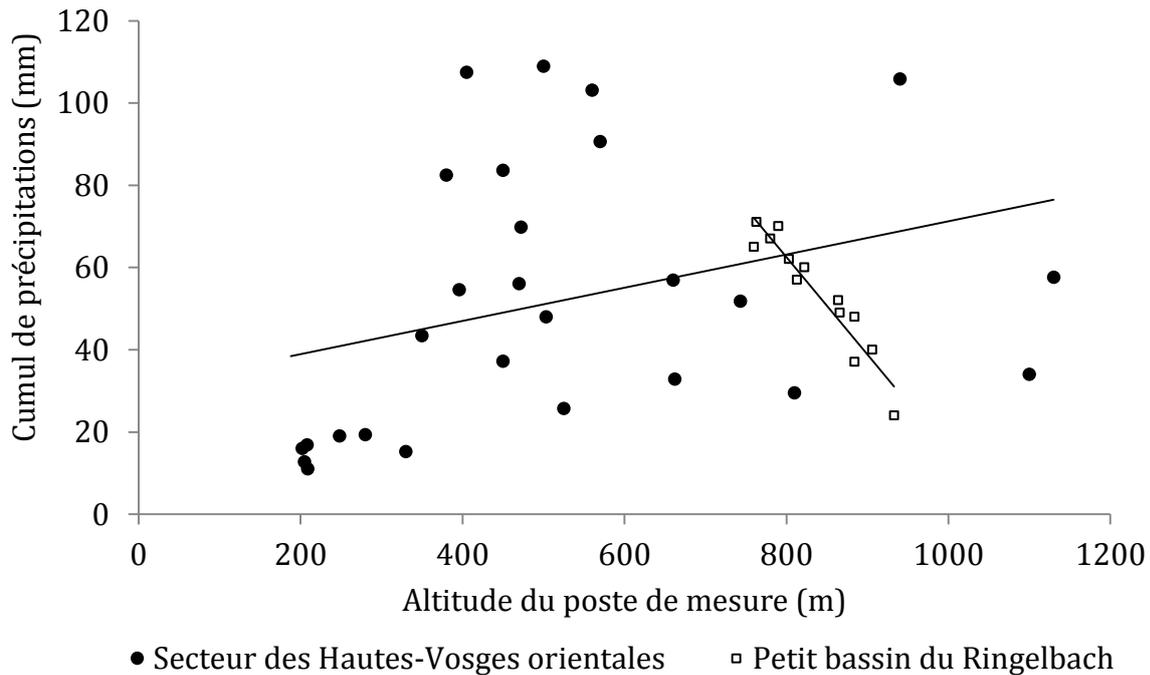


Figure 4.17. Relation entre l'altitude du poste pluviométrique et le flux de précipitations de l'épisode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, versant alsacien des Hautes-Vosges et plaine d'Alsace. In 21-Drogue *et al.* (2010).

La complexité des combinaisons suit une logique scalaire :

✓ à l'échelle **stationnelle**, c'est surtout l'instrumentation et les modalités de mesure qui interviennent ;

✓ à l'échelle **locale**, c'est plutôt le vent (force et direction) et les caractéristiques du versant (pente et exposition) qui vont conditionner la variabilité spatiale du flux de précipitation;

✓ à l'échelle **régionale**, ce sont les caractéristiques du volume montagneux (orientation de la ligne de crête principale, etc.) du flux synoptique (gradient de pression en altitude) et du système précipitant (types de front, propriétés des masses d'air) qui par répétition et intégration dans le temps, vont généralement **induire une direction d'anisotropie spatiale dominante** opposant versant « au vent » et versant « sous le

vent » où se manifeste l'abri orographique, comme c'est le cas sur le versant alsacien des Hautes-Vosges.

1.2. Niveaux d'échelle et structures pluviométriques

Les **deux effets thermodynamique et aérodynamique** agissent respectivement aux niveaux scalaires du secteur oriental des Hautes-Vosges ($\approx 2000 \text{ km}^2$) et du vallon du Ringelbach (36 ha) situé dans le bassin de la Fecht en amont de Colmar (Figure 4.17). Dans l'exemple de l'épisode pluvieux et venteux du 3 au 7 octobre 1988 (flux synoptique rapide de WSW), **l'effet aérodynamique** conduit à une **corrélation** robuste mais **négative** entre l'altitude de la station pluviométrique et le flux de précipitations à **l'échelle locale**.

En revanche, comme les études antérieures ont pu le montrer, l'altitude du poste de mesure ne constitue pas un élément structurant du flux de précipitations associé aux systèmes précipitants frontaux d'ouest ou de sud-ouest sur le versant alsacien des Hautes-Vosges. **À l'échelle régionale, c'est plutôt la distance à la ligne de crête principale** qui représente un excellent prédicteur de la géographie du flux de précipitations.

Au total, le champ de précipitations échantillonné à l'échelle méso β présente une structure simplifiée de ce dernier. À l'échelle micro α , l'organisation de la structure pluviométrique est beaucoup plus complexe. **Le passage de l'échelle méso β à l'échelle micro α supposerait de mettre en place une stratégie de désagrégation spatiale** telle que celle mise en œuvre dans le cadre de l'expérience EPSAT-NIGER (Vischel, 2006) grâce à des réseaux de mesure gigognes. À supposer qu'une telle expérimentation soit possible, **il n'est pas garanti qu'elle soit utile dans la perspective d'une modélisation hydrologique globale peu sensible à l'irrégularité spatiale des précipitations** (Bourqui, 2008).

2. Cartographie des précipitations à méso-échelle avec prise en compte de la variabilité « sous-maille »

2.1. Résultats en interpolation

La méthode de cartographie appliquée à l'épisode pluvieux est issue de **la géostatistique non stationnaire**. Il s'agit du **krigeage avec dérive externe (KDE)**, dont la philosophie générale est de prédire la valeur la plus probable d'une variable intérêt sur une grille régulière ou non, en s'aidant d'une ou plusieurs variables auxiliaires (les dérives externes) bien corrélées à la variable d'intérêt et qui en décrivent les principales tendances.

La cartographie obtenue montre que dans l'enveloppe convexe du réseau de mesure, autrement dit **en interpolation**, la configuration spatiale du flux de précipitations se caractérise **par un lissage du flux de précipitations** sur plusieurs kilomètres et des isohyètes d'orientation sub-méridienne très peu sensibles à l'échancrure des vallées (Figure 4.18 a et b). La méthode d'interpolation restitue des gradients pluviométriques longitudinaux de l'ordre de 3 mm/km pour l'épisode considéré.

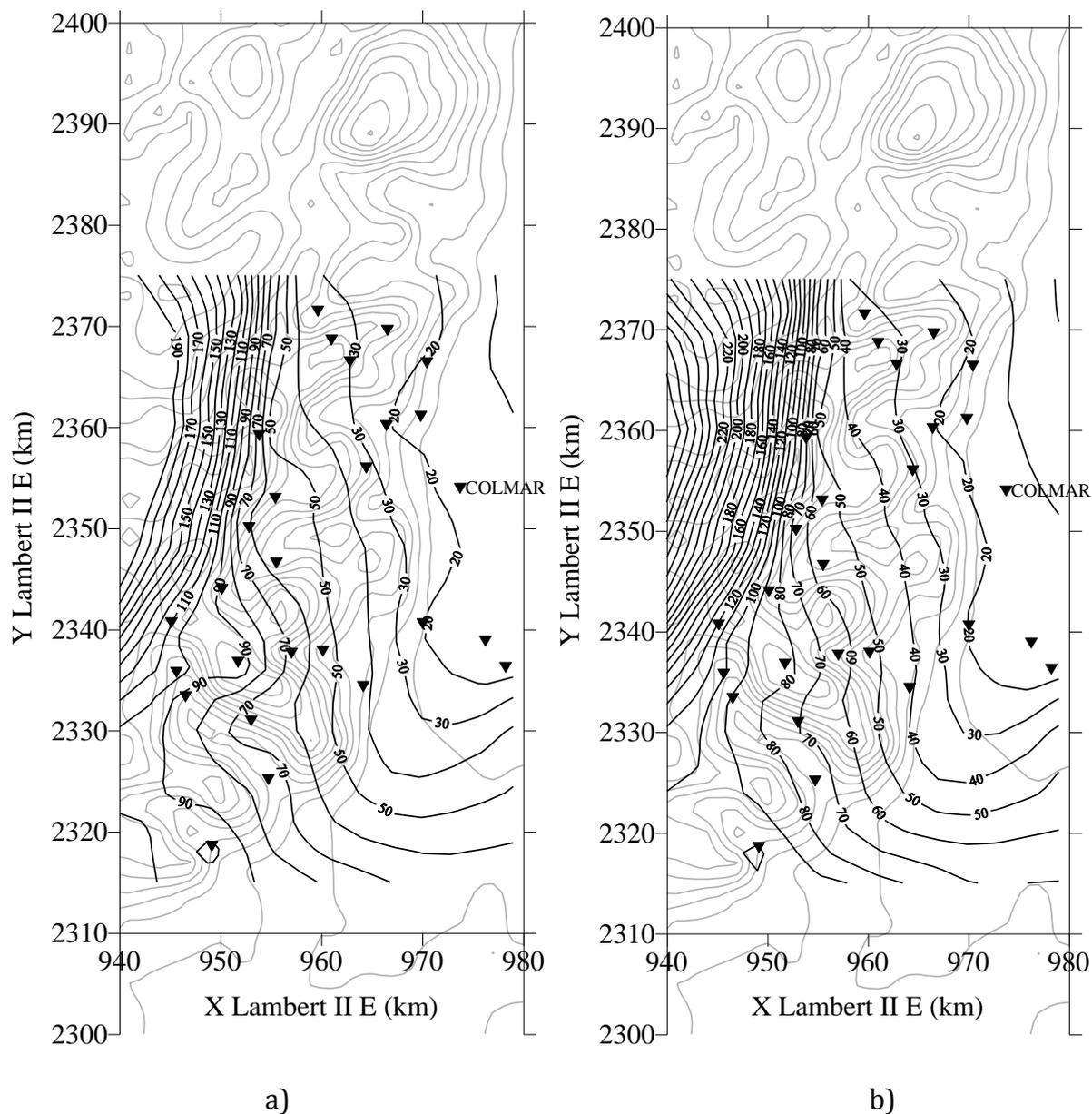


Figure 4.18. Isohyètes (en mm) afférentes à l'épisode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, secteur des Hautes-Vosges et leur piémont. Méthode du Krigeage à deux Dérives Externes (a) sans variance d'erreur de mesure (b) avec variance d'erreur de mesure. Voisinage d'interpolation unique, résidus structurés. Les isohypses sont représentées en gris. Résolution de la grille : 3 x 3 km. In 21-Drogue *et al.* (2010).

2.2. Résultats en extrapolation

À l'ouest de la ligne de crête principale des Hautes-Vosges, autrement dit **en extrapolation**, à la différence du krigeage ordinaire qui tendrait à faire converger l'estimation du flux de précipitations vers la moyenne arithmétique (estimation la plus probable) des valeurs observées, le KDE a la particularité, grâce à la continuité spatiale de la variable auxiliaire, **d'emmener la variable d'intérêt au-delà de la gamme de valeurs observées**, situées dans notre cas entre 11 et 109 mm et sur laquelle l'ajustement des dérivés externes a été calé. En réalité, les valeurs estimées du flux de précipitations **en extrapolation sont aberrantes et très incertaines**, ce que décrit bien la variance de krigeage qui augmente dans la gamme de valeurs non

échantillonnées des prédicteurs topo-morphométriques, et ce que confirment les cartes d'écart-type de krigeage (Figure 4.18 a et b).

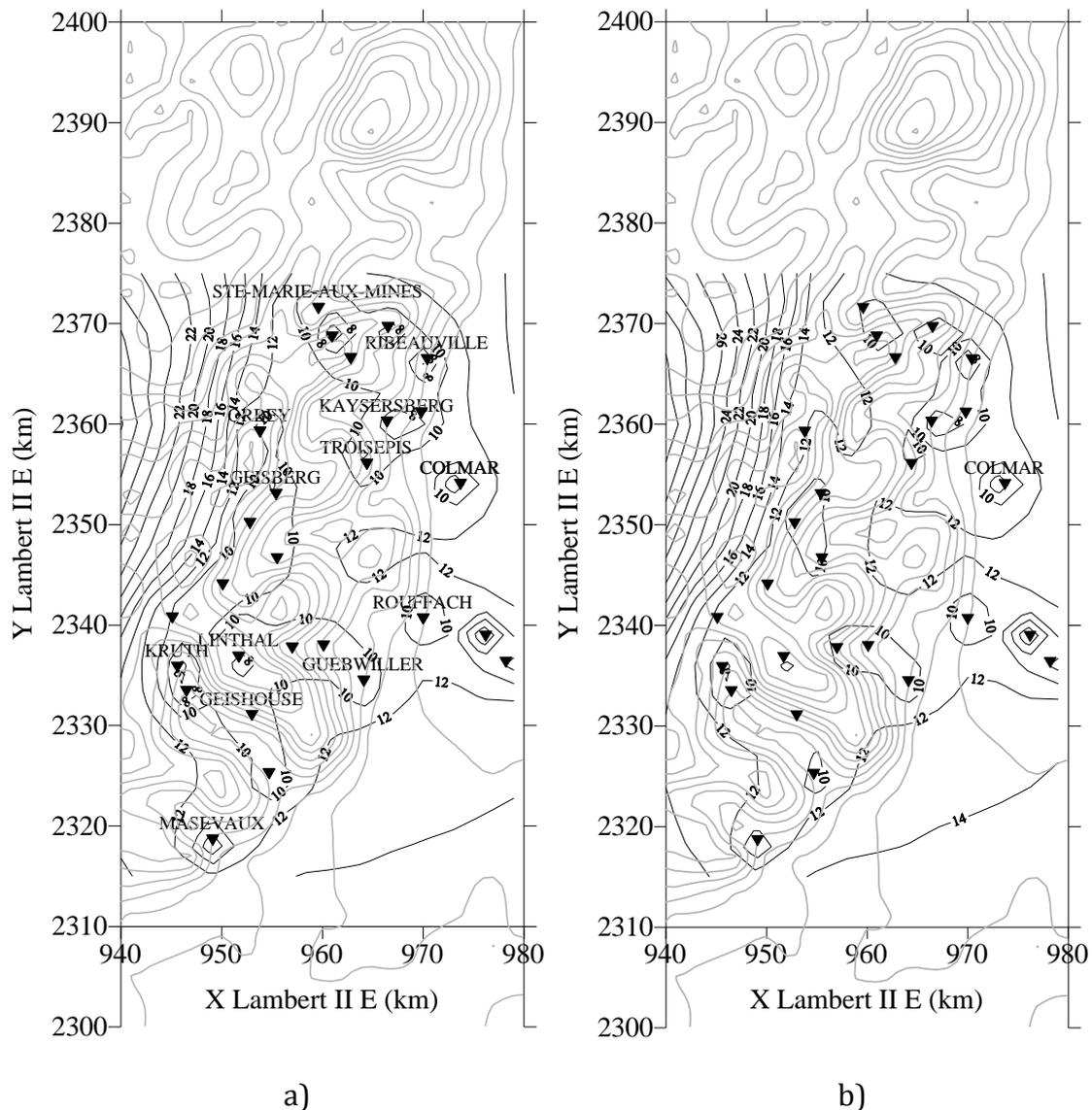


Figure 4.19. Ecart-type de krigeage en mm (a) sans variance d'erreur de mesure (b) avec variance d'erreur de mesure. Voisinage d'interpolation unique, résidus structurés. Episode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, secteur des Hautes-Vosges et leur piémont. Les isohypses sont représentées en gris. Résolution de la grille : 3 x 3 km. In 21-Drogue *et al.* (2010).

2.3. Effet de la micro-variabilité

Avec la prise en compte de la variabilité sous-maille sous la forme d'une variance de mesure, les deux cartographies présentent de fortes similitudes (Figure 4.19 a et b). **Cependant le lissage de la pluviométrie en altitude est plus important pour l'estimation locale prenant en compte la variance de mesure : avec l'ajout d'un effet de pépite, les données pluviométriques sont moins honorées lors du processus d'estimation locale.**

Ces résultats, étroitement dépendants du type de temps associé au système précipitant, soulignent la nécessité de prendre en compte **différents niveaux d'échelle dans la restitution de l'hétérogénéité spatiale et la cartographie du flux de précipitations à échelle fine**. Le niveau d'échelle retenu pour estimer la pluie de bassin doit donc dépendre de l'échelle d'intérêt.

Chapitre 15

Spatialisation des hydrogrammes journaliers dans le district Rhin-Meuse (partie française)

Mes premiers résultats de régionalisation hydrologique datent de ma thèse de doctorat. L'objectif était alors de simuler le débit à pas de temps fin sur un certain nombre de sous-bassins du bassin transfrontalier de l'Alzette (sous-affluent de la Moselle). La méthode d'estimation locale des hydrogrammes reposait alors sur la prédétermination des paramètres d'un modèle pluie-débit global à l'aide de descripteurs physiques (11-Drogue *et al.*, 2002 ; 47-Drogue, 2003). Une première tentative de régionalisation par bassins voisins avait aussi été effectuée et donnait des résultats prometteurs en comparaison de l'approche par simulation pluie-débit.

Un intermède relativement long s'est écoulé avant que je n'ai l'opportunité de reprendre mes recherches en régionalisation des hydrogrammes à la faveur d'un partenariat avec l'AERM¹⁶⁴.

Les échanges que j'ai eus avec les qualitatifs et chercheurs en fouille de données de l'AERM, lors des réunions de cadrage du projet DEPHY, ont permis de définir deux types d'information hydrologique stratégiques pour le gestionnaire :

- ✓ **une information hydrologique quantitative** (débit journalier et marge d'erreur au moment du prélèvement d'eau) ;
- ✓ **une information hydrologique qualitative** reconstituant le type de phase hydrologique au moment du prélèvement.

Les attentes de l'AERM se sont ancrées en régionalisation hydrologique. L'offre de recherche déposée par le CEGUM a donc comporté un volet opérationnel répondant aux besoins de l'AERM doublé d'un volet exploratoire, ajoutant une plus-value recherche à notre partenariat avec l'AERM. C'est dans ce contexte que plusieurs méthodes de régionalisation du débit (géo-régression, krigeage topologique) ont pu être évaluées et

¹⁶⁴ Projet DEPHY : Détermination de l'Écoulement et des Phases Hydrologiques.

comparées à l'échelle régionale sur un large échantillon de stations hydrométriques (*e.g.* 40-Plasse *et al.*, 2012).

Le présent chapitre **ne rend compte que d'une sélection des principaux résultats obtenus en marge du développement des noyaux de calcul** automatisant le calcul des hydrogrammes journaliers. L'information hydrométrique devenant de plus en plus riche à la faveur de l'avancement de nos investigations, **le champ méthodologique s'est progressivement ouvert sur des horizons innovants.**

1. Régionalisation de l'information quantitative

1.1. Évaluation sur l'échantillon complet de stations hydrométriques

Rappelons que pour juger du potentiel de généralisation des méthodes régionalisation, les résultats qui suivent se sont appuyés sur un réseau de mesure de 149 stations hydrométriques pérennes réparties sur un territoire d'environ 38 000 km² (partie française du bassin Rhin-Meuse et espaces bordiers) et offrant au moins 12 années de débits journaliers validées sur la période-cible 1990-2009. Les débits ponctuels ont été obtenus par tirage aléatoire de n valeurs de débits ponctuels au point-cible (n prend successivement les valeurs 30, 50, 100 et 200) dans les chroniques de débits 1990-2009 comme l'illustre la Figure 4.20.

Les données d'hydrométrie ponctuelle issues des BD SIERM et BAREME servent à juger du réalisme des débits ponctuels journaliers échantillonnés dans les chroniques de débits continues et utilisés lors des calculs de reconstitution des débits.

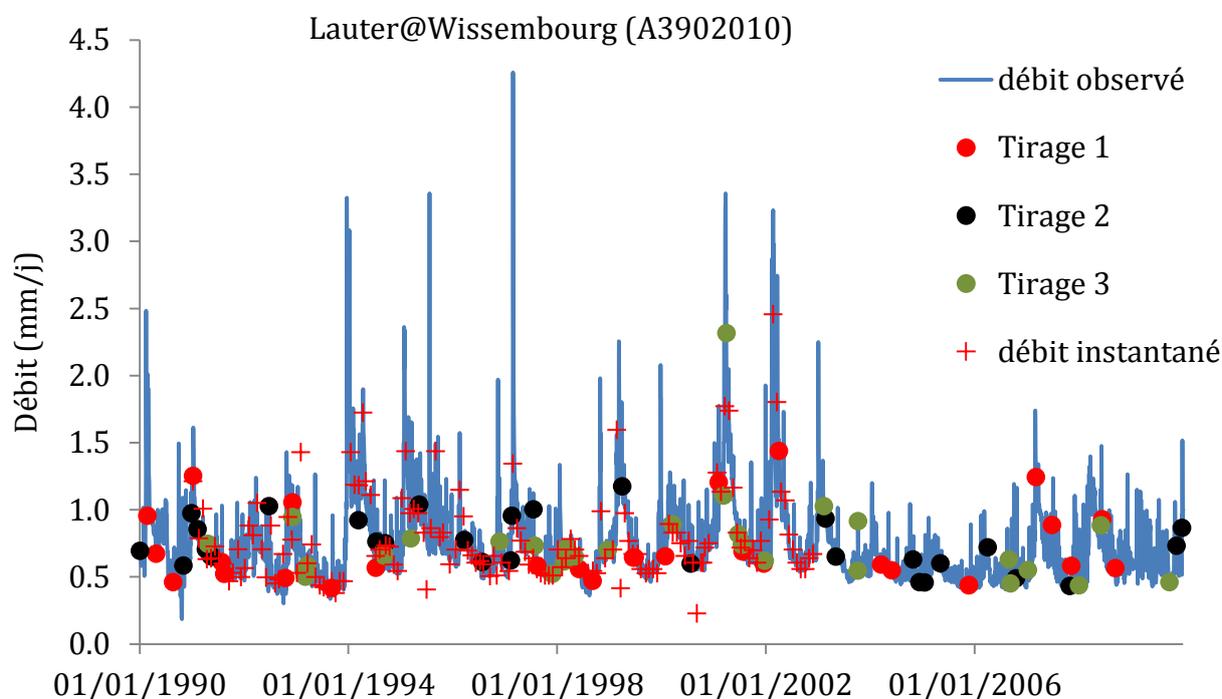


Figure 4.20. Chroniques de débits ponctuels échantillonnés ($n = 30$) et chroniques de débits ponctuels instantanés. Exemple de la Lauter à Wissembourg (272 km²).

1.1.1. Rappels succincts sur les méthodes de régionalisation

Plusieurs méthodes ont été testées, avec différentes façons d'exploiter l'information régionale et l'information locale disponibles :

- ✓ Reconstitution par voisinage géographique : méthode 1 (M1) ;
- ✓ Reconstitution par voisinage géographique et similitude hydrologique : méthode 2 (M2) ;
- ✓ Reconstitution par calage sur les débits échantillonnés au point-cible : méthode 3 (M3) ;
- ✓ Reconstitution par transfert des paramètres du bassin-donneur le plus proche : méthode 4 (M4).

La comparaison des méthodes s'effectue par validation croisée en utilisant le critère C2M (critère de Nash-Sutcliffe borné) appliqué **à la racine carrée des débits journaliers** pour ne pas donner **trop de poids aux fortes valeurs de débits** dans l'évaluation de la méthode de régionalisation.

1.1.2. Quelle méthode de reconstitution est la plus efficace ?

Les courbes de fréquence cumulées (CFC) du critère C2M des quatre méthodes de reconstitution sont représentées sur la Figure 4.21. La CFC du critère C2M en calage sert de référence (c'est le meilleur niveau de performance que l'on puisse attendre au point-cible) : la valeur moyenne du critère C2M vaut 0,75 ; la valeur minimale 0,42.

Dans un contexte dense d'infrastructures hydrométriques, la méthode de reconstitution hybride (M2) atteint un niveau de performance proche de celui du modèle hydrologique en calage **avec les paramètres¹⁶⁵ de seulement quatre bassins-donneurs**.

Les méthodes **M2 et M3 sont celles dont le niveau de performance est le plus proche de celui du modèle pluie-débit en calage**, *a fortiori* lorsque n est grand. Le modèle hybride (méthode M2) possède le meilleur niveau de performance quelle que soit la densité de l'information hydrométrique ponctuelle disponible. En revanche les performances des méthodes M1 et M4 sont assez similaires.

Au total, la connaissance **quantitative même réduite, du débit en rivière, s'avère riche d'informations** pour de nombreux utilisateurs. En l'absence de mesure directe et continue, la reconstitution des chroniques continues de débits journaliers par **simulation pluie-débit est une réponse pertinente** à l'absence partielle ou totale de données hydrologiques en un point du réseau hydrographique. Sous réserve évidemment **que le modèle pluie-débit choisi soit une représentation fiable** du fonctionnement hydrologique des bassins contrôlés par les points-cibles.

¹⁶⁵ Ils sont tirés dans la bibliothèque de paramètres régionale contenant au départ 149 vecteurs de quatre paramètres (les quatre paramètres optimisables du modèle GR4J).

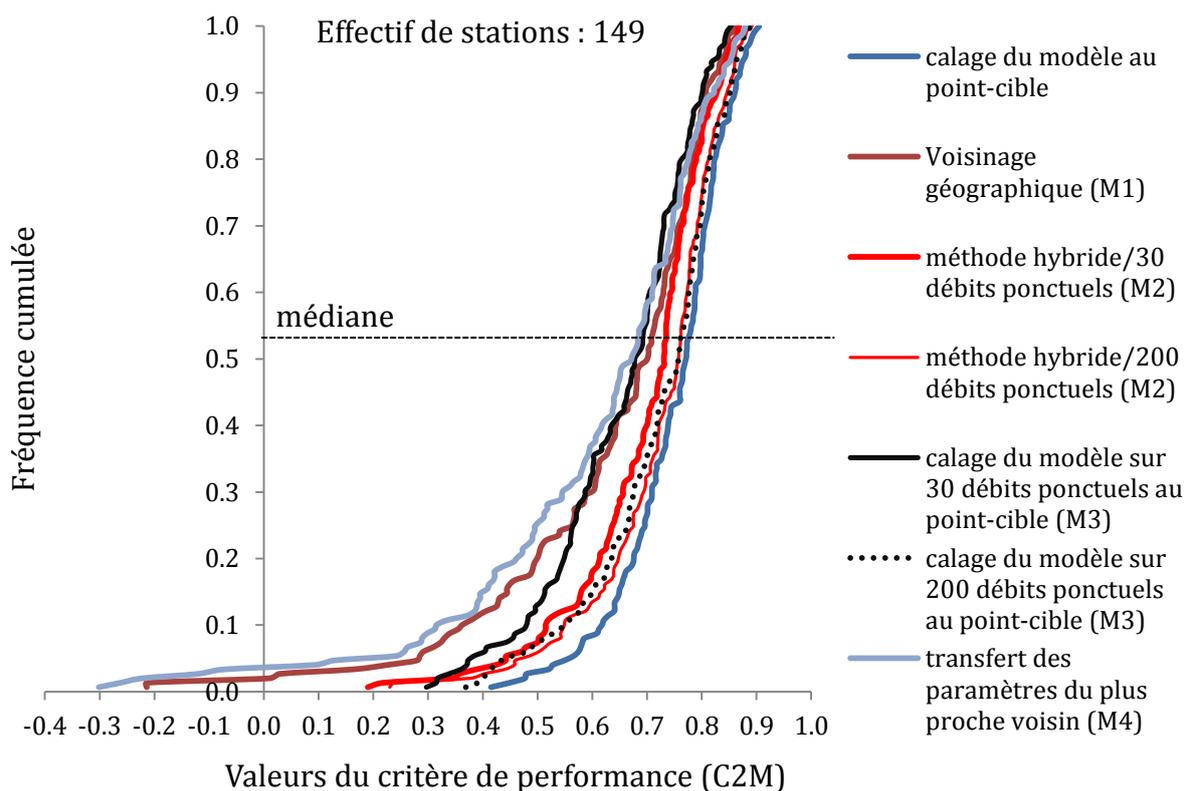


Figure 4.21. Distribution des performances des quatre méthodes de reconstitution du débit moyen journalier (149 stations hydrométriques) sur la période 1990-2009.

L'approche par simulation pluie-débit, dans sa déclinaison à deux voisinages (géographique et hydrologique), fournit un niveau d'estimation satisfaisant du débit journalier aux stations hydrométriques à régime non influencé de la région étudiée. Elle est donc potentiellement transposable en tout point du réseau hydrographique jaugé ponctuellement ou temporairement et définissant une taille de bassin supérieure à quelques km². Le **niveau de performance** de la simulation pluie-débit est **optimal** lorsqu'elle s'appuie sur **des stations hydrométriques pérennes à longues chroniques** (> 10 ans) et une **hydrométrie ponctuelle** parcimonieuse au point-cible (au moins 30 débits ponctuels).

1.1.3. Quelle information hydrométrique minimale ?

Le tirage aléatoire des débits ponctuels a été mis en œuvre selon une loi uniforme sans critère de saisonnalité. La fréquence d'échantillonnage mensuelle des jaugeages ponctuels présents dans la BD SIERM étant uniforme, aucune contrainte n'a été appliquée à la probabilité de tirage. Or les tests menés par Rojas-Serna (2005) ont montré qu'il était plus efficace de concentrer les mesures des débits ponctuels sur la période des hautes eaux, ce qui permet en particulier de mieux estimer les paramètres contrôlant la dynamique du modèle GR4J en hautes eaux. **La connaissance de quelques « forts » débits ponctuels s'avère très informative** pour la reconstitution des chroniques de débits journaliers par simulation pluie-débit.

Néanmoins, compte-tenu de la divergence parfois importante entre un débit instantané obtenu par jaugeage ponctuel *in situ* et un débit ponctuel échantillonné dans une

chronique de débits continue, il est préconisé **d'adapter la mesure du débit au pas de temps d'intérêt** (3-Drogue et Plasse, à paraître).

1.1.4. Que faire des « monstres » hydrologiques ?

Quelle que soit la méthode de régionalisation considérée, le comportement hydrologique de certains bassins est difficile à reproduire. Ils se caractérisent par une faible reproductibilité de leur hydrogramme journalier. Ces valeurs d'efficacité faibles ($C2M < 0,7$) apparaissent ponctuellement et peuvent s'expliquer par des influences anthropiques non signalées dans la banque HYDRO (prélèvements d'eau, soutiens d'étiage, ...) ou des fonctionnements atypiques (ruisseau phréatique, karst, exurgences et zones humides liées à l'aquifère des grès vosgiens, etc.).

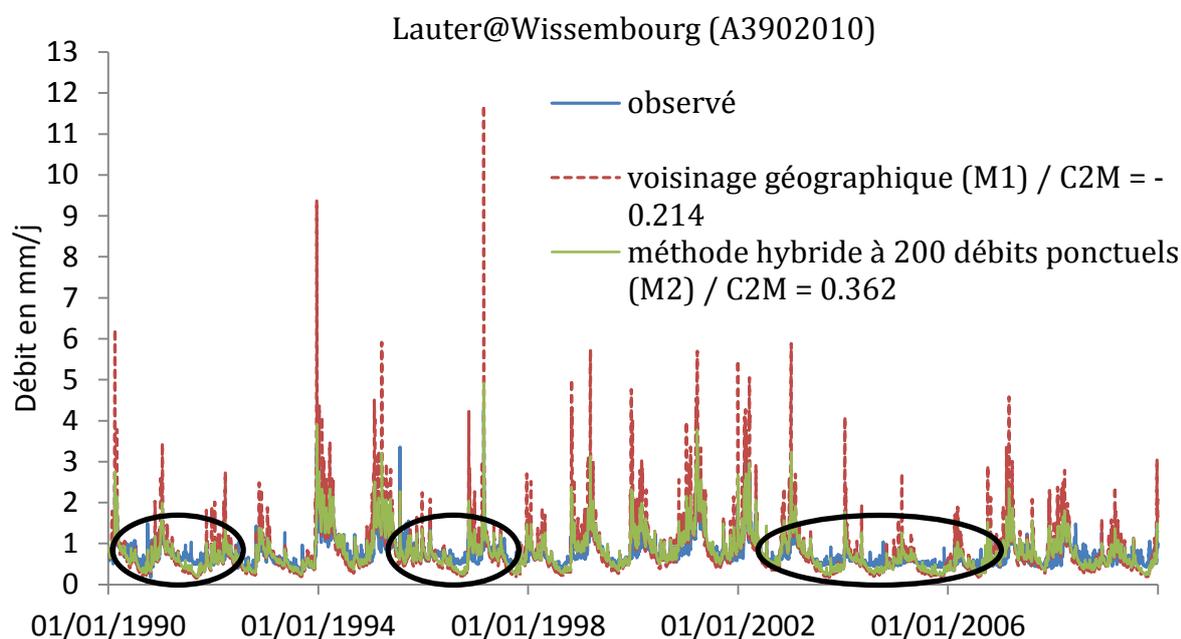


Figure 4.22. Comparaison des débits journaliers observés et reconstitués par deux méthodes de régionalisation de l'hydrogramme journalier.

Il ressort de ce constat deux catégories de stations-cibles « bizarres » pour lesquelles la méthode de régionalisation ne parvient pas à reproduire le débit (54-Drogue *et al.*, 2012) :

- ✓ Les stations qui possèdent un ou plusieurs bassins donateurs atypiques dans leur voisinage géographique (*e.g.* de l'Aroffe à Vannes-Le-Châtel, bassin-donneur de la Meuse à Stenay) ;
- ✓ Les stations qui sont sujettes à un problème d'hydrométrie (stations hydrométriques implantées sur la Sarre) ou qui contrôlent un bassin au fonctionnement hydrologique singulier¹⁶⁶ comme la Lauter à Wissembourg (Figure 4.22). Dans cet exemple, la technique de régionalisation fondée sur une approche hybride **améliore indubitablement la qualité** de la reconstitution en période de crue par rapport à la

¹⁶⁶ Il s'agit d'un bassin-versant gréseux fortement capacitif aux écoulements pondérés.

méthode par voisinage géographique **mais échoue** tout comme celle-ci dans l'estimation du débit en phase de tarissement, souvent sous-évalué.

1.2. Évaluation sur un échantillon partiel de stations RCS

Les méthodes de régionalisation présentées dans la Section 3 du Chapitre 11 ont été testées et comparées sur un échantillon plus restreints de point-cible (3-Drogue et Plasse, à paraître). L'objectif était **de se focaliser sur des sites d'intérêt commun entre l'hydrométrie, d'une part et le suivi physico-chimique, d'autre part.**

L'échantillon comporte 21 stations des RCS qui ont fait l'objet de mesures concomitantes du débit ponctuel, de paramètres physico-chimiques et qui ont une station hydrométrique pérenne dans un proche voisinage (< 1 km). La période de reconstitution des hydrogrammes journaliers est la même que pour l'évaluation sur l'échantillon complet.

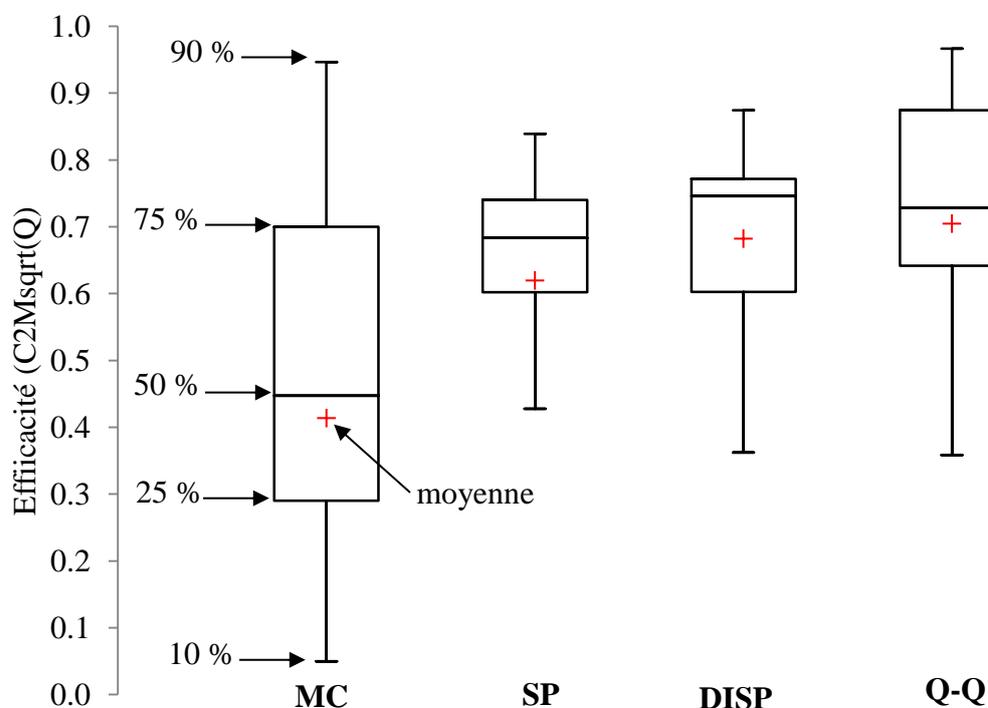


Figure 4.23. Distribution des valeurs du critère d'efficacité pour les quatre méthodes de régionalisation testées sur l'échantillon de 21 stations des RCS. MC : Carte de corrélation ; SP : proximité spatiale ; DISP : paramétrisation discrète ; QQ : méthode débit-débit. In 3-Drogue et Plasse (à paraître).

La reconstitution de l'hydrogramme journalier par une modélisation débit-débit apporte un gain d'efficacité. Ainsi, en vertu de nos hypothèses de travail (utilisation de GR4J, etc.), **pour un même critère de similitude hydrologique, la connaissance des hydrogrammes journaliers des voisins hydrologiques** du point-cible (ou bassin-receveur) s'avère **plus informative** que le transfert spatial des paramètres d'un modèle pluie-débit.

Les schémas de régionalisation ont chacun leur panier de bassins donateurs (Figure 4.24). La méthode de la carte de corrélation permet **d'identifier une station de référence pour le bassin receveur** (Figure 4.24a). Celle-ci est considérée comme la meilleure station-donneuse en vertu des champs de corrélation des bassins donateurs. Cette méthode **sous-emploie l'information hydrométrique** apportée par plusieurs bassins-donneurs dans un contexte de voisinage hydrologique dense.

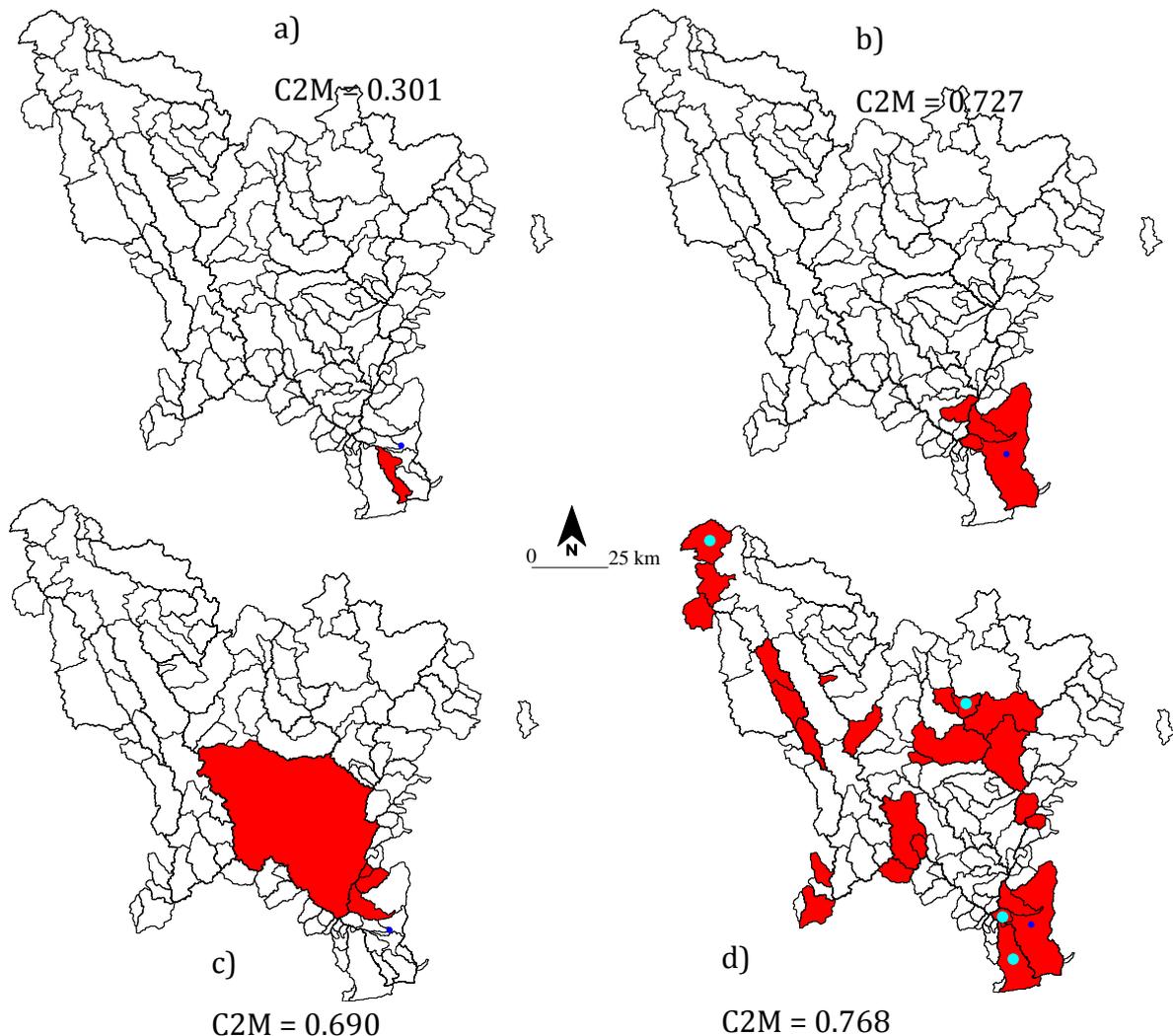


Figure 4.24. Panier de bassins-donneurs (en rouge) pour le bassin de la Doller@Reiningue (●), 187 km². a) Méthode de la carte de corrélation; b) Méthode de proximité spatiale (moyenne des hydrogrammes); c) Méthode débit-débit ($n = 30$ débits ponctuels); d) Méthode hybride ($n = 200$ débits ponctuels; $\alpha = 0$): les quatre bassins-donneurs dont les paramètres « sortent » pour plus de la moitié des 100 tirages de n sont indiqués (●). In 3-Drogue et Plasse (à paraître).

Il est intéressant de noter que dans l'exemple illustré par la Figure 4.24, la méthode par voisinage géographique (Figure 4.24b) prend en compte le bassin emboîté à la différence de la méthode débit-débit (Figure 4.24c). Cette différence n'a rien d'étonnant dans la mesure où dans le premier cas on transfère une information sur le

fonctionnement du bassin – on peut imaginer que deux bassins emboîtés aient un fonctionnement similaire – alors que dans le second on transfère une information hydrologique – deux bassins emboîtés peuvent avoir des hydrogrammes journaliers moyennement corrélés –. **En débit-débit, un bassin adjacent peut donc s'avérer plus informatif qu'un bassin emboîté.** La méthode de régionalisation hybride offre la possibilité de tirer plusieurs combinaisons de paramètres de la bibliothèque de paramètres régionale comprenant 148 x 4 paramètres (Figure 4.24d). Cela augmente les chances de trouver le panier optimal au regard du critère d'efficacité retenu (C2M).

2. Régionalisation de l'information qualitative

2.1. Définition des phases hydrologiques et modalités d'extraction

Concernant l'extraction des phases hydrologiques, un codage simple en 5 types de phases hydrologiques a été déterminé comme suit :

- ✓ Crue si $Q_{j-1} < Q_j < Q_{j+1}$: débits consécutifs croissants ;
- ✓ Pic de Crue si $Q_{j-1} < Q_j > Q_{j+1}$: maximum local ;
- ✓ Décru si $Q_{j-1} > Q_j > Q_{j+1}$: débits consécutifs décroissants ;
- ✓ Minimum local si $Q_{j-1} < Q_j > Q_{j+1}$;
- ✓ Tarissement si Q_j se situe dans une phase de tarissement.

Les phases de tarissement ont été identifiées en suivant la procédure des courbes-séquences développée et évaluée par Lang et Gille (2006) dans la partie française du bassin Rhin-Meuse.

2.2. Évaluation sur l'échantillon partiel de stations RCS

Le Tableau 4.1 présente les effectifs de journées classées en montée de crue, descente de crue ou tarissement. Ils ont été déterminés à partir des hydrogrammes observés et simulés par la méthode débit-débit.

		Hydrogramme simulé				
		Jours classés comme...	Montée de crue *	Descente de crue	Tarissement	Total
	Montée de crue*		2101	630	23	2754
Hydrogramme observé	Descente de crue		626	3714	77	4417
	Tarissement		3	3	128	134
	Total		2730	4347	228	7305

*incluant les débits de pointe

Tableau 4.1 Tableau de contingence des jours codés en phase hydrologique. Les résultats sont fournis pour les hydrogrammes journaliers observés et simulés par la méthode de régionalisation débit-débit. Station de Perl sur la Moselle (11522 km²), period 1990-2009. In 3-Drogue et Plasse (à paraître).

Dans les deux cas, le nombre de jours de descente de crue est dominant et représente environ 60 % des débits. Les débits de tarissement n'en représentent que 2 %. Le nombre d'occurrence des jours de montée de crue et celui des jours de décrue sont sous-estimés par la méthode débit-débit tandis que le nombre de jours de tarissement est sur-estimé.

L'erreur de classification la plus récurrente concerne la phase de montée de crue qui est le plus souvent codée en décrue avec l'hydrogramme simulé. Cela montre toute la difficulté pour une méthode de régionalisation comme celle du débit-débit de reproduire précisément la forme de l'hydrogramme observé, ce qui traduit le plus souvent un décalage temporel entre les débits de crue observés et simulés. Ces observations sont généralisables aux autres méthodes de régionalisation.

PARTIE 5

Perspectives

Chapitre 16

Bilan et questions sur mon horizon scientifique

Face au méta-risque¹⁶⁷ que constitue pour les hydrosystèmes, le changement climatique contemporain, **l'étude géographique des interactions entre l'eau, le climat et l'Homme** doit se poursuivre en conservant **toute la diversité et la complémentarité** des éléments composant son champ actuel (Gille *et al.*, 2010) :

- 1) L'analyse des séries chronologiques dont découlent les typologies, les tendances et la connaissance des extrêmes ;
- 2) Les processus hydrologiques qui sous-tendent la transformation pluie-débit ;
- 3) Le système bassin-versant, qui se présente comme un système intégrateur, spatialement organisé et non comme un tout indifférencié ;
- 4) La modélisation, qu'il faut concevoir comme une tentative de représentation simplifiée du fonctionnement hydrologique d'un bassin-versant ;
- 5) La cartographie hydrologique permettant de dessiner une géographie bi-dimensionnelle des variables d'intérêt pour l'hydrologue.

Mes travaux de recherche en hydro-climatologie géographique ont apporté une contribution épistémique à certaines de ces voies de recherche pour un espace **sous-continentale de dimension régionale, au climat semi-océanique : l'espace rhéno-mosan** (principalement entre Bâle et Coblenche).

Ce chapitre conclusif a vocation à mettre en exergue les principales leçons tirées d'une décennie de recherches géographiques sur les interactions eau-climat-sociétés tout en évoquant **mon projet scientifique** à court et moyen termes.

¹⁶⁷ Voir note de bas de page n°17.

1. Changements climatiques et hydrologiques d'échelle régionale

1.1. Bilan sur le front de l'observation

L'un des piliers de mes recherches a consisté à analyser des séries climatiques homogénéisées dans le but d'établir une **géographie du changement climatique** d'échelle régionale. L'objectif de cette section est d'effectuer un retour synthétique sur **l'apport des observations instrumentales au long cours**.

La critique des observations climatiques et l'étude de détection et d'attribution qui leur a été appliquée au sein de l'espace rhéno-mosan (entre Bâle et Coblenz) a mis en évidence les changements suivants :

✓ **Un réchauffement climatique intense en toutes saisons** depuis la fin des années 1980. Les anomalies chaudes de saison chaude qui l'ont accompagné se caractérisent en outre **par une modulation spatiale de la chaleur** en fonction de la dynamique des basses couches de l'atmosphère et de multiples effets de site.

✓ **Un changement graduel ou abrupt, cohérent à l'échelle régionale**, de certaines caractéristiques **des précipitations hivernales d'ouest** au cours de la période postérieure à la SGM et singulièrement entre la fin des années 1970 et la fin du XX^e siècle. **L'amplitude de la hausse** du cumul des précipitations hivernales d'ouest est **modulée spatialement par la topographie**.

Ces deux changements climatiques mettent en évidence, **à l'échelle de temps considérée**, une **non stationnarité du climat** de l'espace rhéno-mosan (entre Bâle et Coblenz). Les **causes déterministes de large échelle** de cette non stationnarité sont liées à la variabilité décennale de la circulation atmosphérique, à la variabilité basse fréquence des températures de surface océaniques de l'Atlantique Nord, aux fluctuations de l'activité solaire, au volcanisme et aux émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique (Planton et Terray, 2007).

L'étude de détection et d'attribution a également montré l'existence **d'une cohérence régionale entre l'amplitude du changement temporel** affectant les cumuls de précipitations hivernales d'ouest et celle affectant les cotes limnimétriques maximums de saison froide des principaux cours d'eau luxembourgeois. On peut donc affirmer formellement **qu'il existe une liaison entre les tendances temporelles de certaines** variables hydrologiques et celles de **certaines** indices climatiques. Les résultats de Guintoli *et al.* (2013) sont en accord avec ce diagnostic.

1.2. Bilan sur le front des simulations

L'objectif de cette section est d'effectuer **un retour synthétique sur la chaîne de modélisation** « *SE-MCG-OA(MCR)-MDES-MIH* ».

Mes travaux sur le forçage climatique du modèle d'impact hydrologique ont souligné **le manque de certitude à tous les étages** de la chaîne de modélisation « scénario-centrée ». Cette chaîne de modélisation descendante est réglée par des simulations du climat futur, des « copies mentales du système climatique » pour reprendre l'expression

de Koutsoyiannis (2011). La comparaison des sorties de MCG-OA(MCR) avec la climatologie historique a mis en évidence **l'existence de biais** (humide ou sec, chaud ou froid) dans les simulations climatiques utilisées.

S'agissant des scénarios climatiques et des MDES, mon examen de **la reproductibilité du climat actuel** m'incite à **accorder une certaine confiance** aux scénarios climatiques d'ensemble élaborés grâce à la MDES *dsclim* du CERFACS appliquée aux sorties d'ARPEGE-Climat. Le réalisme du passé n'est malheureusement pas une garantie du réalisme futur et les scénarios d'émission retenus dans mes études d'impact ne sont **que des futurs chimiques possibles** à défaut d'être garantis. On peut regretter par ailleurs que ce **type de produit climatologique soit limité au « pré carré » français**.

S'agissant du modèle d'impact hydrologique, la transférabilité temporelle des paramètres n'est pas encore démontrée. Les résultats obtenus sur le bassin de la Sûre et de la Meuse doivent être interprétés **conditionnellement** aux scénarios climatiques et au modèle hydrologique employé.

L'étude prospective des bas débits sur le bassin de la Meuse française ($\approx 10\,000\text{ km}^2$) montre que sous simulations ARPEGE-Climat forcées A2, A1B, B1, **le débit d'étiage de 1976 devrait être sous-passé en moyenne tous les 5 ans d'ici la fin du siècle**. En somme, cet étiage de référence¹⁶⁸, jugé catastrophique, deviendrait banal. Ce glissement fréquentiel est imputable à la succession d'hivers peu humides et d'été chauds et secs dans les simulations ARPEGE-Climat. Les bassins versants de l'espace rhéno-mosan devraient donc être exposés à des **épisodes de sécheresse hydrologique estivale fréquents et sévères**, ce que corroborent les résultats obtenus par Gørgen *et al.* (2010) dans le bassin du Rhin.

Cette univocité du signe du changement ne doit pas occulter **la dispersion des projections relatives sur les bas débits et l'hétérogénéité spatiale du changement à l'échelle méso β** (8-Drogue *et al.*, 2004 ; Gørgen *et al.*, 2010). Malgré les tentatives d'amélioration de la chaîne de modélisation, **il demeure une incertitude inquantifiable** dans l'estimation des impacts hydrologiques potentiels simulés pour la fin du siècle.

1.3. Axes de recherche

1.3.1. Axe 1 : Détection et attribution des changements climato-hydrologiques

Malgré une analyse détaillée des séries climatiques et des facteurs de forçage du changement climatique au sein de l'espace rhéno-mosan, de nombreuses interrogations demeurent encore à propos de l'évolution du climat au cours des dernières décennies. J'en formulerai quatre :

1) Existe-t-il **d'autres formes de changement** dans les séries chronologiques ?

¹⁶⁸ Au cours de l'année hydrologique 1975-1976, le QMNA de la Meuse à Chooz s'élève à $12,7\text{ m}^3/\text{s}$ (source : Banque Hydro). Son temps de retour est supérieur à 100 ans (loi log-normale ajustée sur les QMNA de la période 1953-2006). D'après les données disponibles sur la période postérieure à la SGM, cela représente donc un étiage d'occurrence exceptionnelle.

2) Que nous apprennent **les données récentes** sur les changements climatiques diagnostiquées au cours de la période postérieure à la SGM ?

3) Quel a été **l'effet de l'urbanisation** sur l'amplitude du réchauffement climatique contemporain ?

4) Quelle sera **l'empreinte hydrologique** de l'évolution climatique « proche » ?

Les trois premières questions visent à **consolider nos acquis en climatologie diagnostic** tout en élargissant le champ des investigations à de nouvelles variables climatiques, à nouveaux tests d'hypothèse et à nouveaux espaces. Le pas de temps des données traitées s'étend du journalier à l'annuel.

La quatrième question, davantage tournée vers l'hydrologie, a déjà été abordée partiellement à la faveur de mes travaux collaboratifs avec L. Pfister, chercheur au Centre de Recherches Public-Gabriel Lippmann (13-Pfister *et al.*, 2004). À ce sujet, les recherches récentes de Guintoli *et al.* (2013) apportent une vision plus exhaustive des liaisons existant entre changements climatiques et changements dans les extrêmes hydrologiques à l'échelle de ma région d'étude.

Je souhaiterais **étendre ces recherches à la prévision hydrologique décennale** en opérant **une lecture croisée entre le passé récent et le futur proche**. Ce type d'analyse serait en mesure d'aider les impacteurs-hydrologues à répondre à **moyen terme** (2020-2030) aux interrogatifs « où ? » et « quand ? » formulés à propos des manifestations hydrologiques d'un changement climatique. Cette réponse est fondée sur une meilleure prise en compte, grâce aux progrès de la prévision climatique décennale, **des facteurs qui commandent la variabilité climatique décennale** au sein de l'espace rhéno-mosan.

L'apport de réponses scientifiquement étayées aux quatre questions précitées exigera **de poursuivre l'effort de collecte et de critique de données engagé jusqu'ici**. Les analyses statistiques chercheront à identifier les sites d'observation qui maximisent le rapport signal/bruit ainsi que les indicateurs climatiques et hydrologiques qui sont des **marqueurs précoces du changement climatique**. L'échantillon des bassins versants devra être représentatif de la géographie de l'écoulement au sein de l'espace rhéno-mosan.

La démarche méthodologique qui vient d'être évoquée sous-tend l'idée que le changement climatique d'échelle régionale – et les impacts hydrologiques associés – est un domaine de connaissances **évolutif**. Sa mise en oeuvre permettra d'actualiser régulièrement **l'état des lieux en matière d'évolution climatique et hydrologique**, de mieux **comprendre les effets de la variabilité climatique actuelle sur le fonctionnement hydrologique** des bassins-versants et donc de mieux le modéliser.

Enfin, elle permettra de **mieux suivre la trajectoire réelle du climat régional**, ce qui **dissipera progressivement les doutes** à propos des futurs du climat à court et moyen terme .

1.3.2. Axe 2 : Approche simulative des futurs du climat et de l'hydrologie

Dans le sillage des résultats déjà obtenus, je souhaite poursuivre mes recherches sur l'approche simulative des futurs du climat et de l'hydrologie pour contribuer à **augmenter leur vraisemblance**. Tout en maintenant mon ancrage en modélisation hydrologique global¹⁶⁹, il s'agirait :

1) **D'évaluer la dépendance et la robustesse climatiques du modèle d'impact hydrologique**. Cette évaluation implique de mettre en place un crash-test permettant de tester les capacités d'extrapolation climatique du modèle d'impact hydrologique et d'échantillonner des bassins versants sujets à des variations climatiques notables au cours des décennies récentes. Cet échantillon de bassins versants devra inclure des bassins où **la pluie est le facteur limitant de l'offre évaporative** (*i.e.* les bassins de bas plateaux) et des bassins où c'est **l'énergie qui est le facteur limitant de l'offre évaporative** (*i.e.* les bassins des Hautes-Vosges). Cet échantillon de bassins sera d'ailleurs élargi à d'autres bassins français ou étrangers ayant connu un changement dans les conditions de forçage atmosphériques et dont on connaît avec précision les flux entrants et les flux sortants. Compte-tenu du fonds de connaissances acquis au cours des années récentes par les hydrologues de LOTERR (*e.g.* Lang, 2007), **la reproductibilité des bas débits sera ciblée en priorité**.

2) **De tester différentes structures de modèle global** de manière à évaluer le poids de celles-ci sur la robustesse du modèle pluie-débit et **de cadrer les variables d'intérêt à simuler efficacement** pour l'hydrologie et les flux associés (MES, qualité physico-chimique).

3) **D'exploiter les nouvelles ressources numériques sur le futur du climat** mises en ligne dans le cadre du projet DRIAS.

4) De contribuer à **l'émergence de scénarios climatiques intégrés**¹⁷⁰ à l'échelle des bassins versants transnationaux européens (23-Drogue, 2010).

De plus, compte tenu des limites de l'approche « scénario-centrée », il me semble impératif de développer **une méthode d'évaluation alternative** des impacts hydrologiques potentiels du changement climatique. A l'évidence, des études d'impact **nouvelle génération** doivent être conçues, prenant mieux en compte les demandes en eau concurrentes (milieu naturel, société) pour **flexibiliser l'affectation de l'eau** et définir **des règles d'allocation climatologiquement robustes**.

L'objectif général de ces quatre items serait d'établir un **benchmarking des modèles et méthodes d'évaluation éligibles** dans les études d'impact et de produire **un guide des bonnes pratiques**¹⁷¹ dans l'utilisation des modèles d'impact hydrologiques à

¹⁶⁹ Ce qui n'exclut pas l'application de modèles pluie-débit à base physique dans le cadre de collaborations avec des partenaires institutionnels.

¹⁷⁰ L'intégration est le niveau le plus élevé de collaboration entre pays voisins : elle suppose un changement de pratiques de gestion des pays riverains et une harmonisation de celles-ci à l'échelle de l'entité hydrographique concernée.

¹⁷¹ Ce document pourrait contenir des préconisations (types de données d'entrée, méthodes de calage, fonction-objectif, etc.) en matière de calage des modèles pluie-débit non mécanistes sous conditions climatiques évolutives.

destination des impacteurs. En outre, **ce diagnostic** devrait contribuer à **apprécier le niveau de confiance** que l'on peut placer **dans le pouvoir prédictif de ces modèles**.

J'ajoute que ces axes de recherche s'inscrivent dans le droit fil des activités de recherche qui seront dédiées à la nouvelle décennie de l'IAHS placée sous le thème du changement en hydrologie (Montanari *et al.*, 2013). Ils contribuent également à l'un des trois axes de recherche de LOTERR intitulé « Conséquences des changements environnementaux de longue durée sur les territoires (changement climatique, modification des milieux morphologiques et ressources hydrologiques) ». Dans ce domaine, nos travaux devraient permettre d'apporter des **éléments nouveaux de connaissance et de méthodes** pour la gestion des hydrosystèmes dans l'espace rhéno-mosan.

Par ailleurs, la clarification sémantique apportée par Koutsoyiannis (2011) m'amène à reformuler mon deuxième axe de recherche comme suit : « Pour une approche géographique du changement en hydrologie ». En effet, dans une perspective stochastique, le terme **de non stationnarité est trop restrictif**.

Le changement est une composante irréductible des hydrosystèmes ; il revêt une dimension spatiale et une dimension temporelle. Il recouvre aussi bien la stationnarité que la non stationnarité des phénomènes étudiés dans le temps et dans l'espace.

1.3.3. Axe 3 : *Contribuer à la réflexion sur les stratégies d'adaptation au changement climatique*

Mes activités de recherche sur la résilience au changement climatique des espaces urbains (29-Drogue *et al.*, 2010 ; 50-Drogue, 2012 ; 51-Drogue, 2012) et la participation aux réflexions sur les stratégies d'adaptation d'un bassin transnational au changement climatique (27-Dewals *et al.*, 2013) m'ont convaincu de l'intérêt de cette problématique.

Face au changement climatique, les mesures d'adaptation applicables à la gestion de l'aléa hydrologique peuvent être structurelles (*i.e.* **résilience pro-active**). Elles relèvent alors, par exemple, des ouvrages de protection contre les crues inondantes. **En situation de crise**, l'adaptation à l'aléa hydrologique relève aussi **de l'anticipation (i.e. résilience réactive)**.

Calibrer une politique locale d'adaptation ne peut résulter d'une seule « approche aléa-centrée », présentant de façon intrinsèque **des risques de mal-adaptation**¹⁷². Ainsi, au-delà de l'intégration des conditions climatiques moyennes, considérer **le changement climatique comme une « surprise prévisible »** revient aussi à intégrer des éléments mal compris ou imprévisibles¹⁷³, voire reposant sur une incertitude impossible à évaluer¹⁷⁴.

À mon sens, trois questions sont susceptibles d'éclairer les enjeux liés à l'élaboration d'une telle politique publique d'adaptation. Je souhaiterais leur apporter une attention plus soutenue dans le cadre de mes futures recherches :

¹⁷² Mesures inopérantes voire créatrices d'un surcroît de vulnérabilité.

¹⁷³ Comme les événements extrêmes mais aussi des conflits liés à l'accès aux ressources.

¹⁷⁴ Paragraphe rédigé avec la contribution de François Bertrand.

- 1) Quels sont les **indicateurs hydrologiques**¹⁷⁵ **pertinents pour définir la défaillance** d'un système de gestion de la ressource en eau ?
- 2) Existe-t-il **des sources de prévisibilité de la variabilité interannuelle** de ces indicateurs hydrologiques ?
- 3) Comment **développer une stratégie d'adaptation climatologiquement et socio-économiquement robuste** des hydrosystèmes, à moyen et long-terme ?

Ce questionnement implique, en creux, **d'installer une chaîne de modélisation couplant modèle hydrologique** (composante « ressource en eau ») et **modèle de gestion** (composante « usages de l'eau »). Un échantillon de « crises » passées (étiages de 1976 et 2003 ; crues de 1993 et 1995), **perturbées** par des scénarios climatiques, pourrait servir de point de départ pour tester la robustesse des différentes stratégies d'adaptation envisagées et pointer **les facteurs dominants de vulnérabilité humaine**. Le croisement des deux approches de modélisation doit permettre de dégager les mesures sans regret, compatibles avec les différentes temporalités envisagées et de **contribuer à une meilleure gestion du risque climatique**.

2. Mes perspectives dans la recherche en hydrologie quantitative

2.1. Bilan sur la spatialisation des pluies

L'application de méthodes d'interpolation supervisées a permis de produire **une cartographie fiable de la pluie orographique à échelle fine pour des périodes de cumul mensuel ou annuel**. L'erreur d'estimation est relativement réduite mais le problème de l'estimation locale en extrapolation n'est pas réglé.

Un modèle pluviométrique régional sous contrainte hydrologique a été mis au point au pas de temps journalier. Il est à finalité opérationnelle et devrait permettre d'améliorer la prévision des crues en zone de moyenne montagne. Il suppose une densité spatiale minimale du réseau de mesure pluviométrique et hydrométrique implanté dans les bassins de prévision.

2.2. Bilan sur la spatialisation des débits

L'un des résultats saillants de mon analyse comparative des méthodes de régionalisation de l'écoulement réside dans **l'apport de l'information hydrométrique ponctuelle échantillonnée à partir de séries continues existantes ou désarchivée** à partir de bases de données gérées par les organismes gestionnaires.

Cette information hydrométrique ponctuelle permet de paramétrer deux méthodes d'interpolation du débit journalier en fonction de la **similitude de comportement entre bassins**. Cette similitude est inférée soit à partir du transfert spatial des paramètres d'un modèle pluie-débit soit à partir des hydrogrammes journaliers mesurés dans un voisinage proche du point-cible.

¹⁷⁵ De type vulnérabilité, résilience, fiabilité qui peuvent se décliner en empreinte « eau douce » ou volume d'eau prélevable.

L'efficacité de ces deux méthodes de régionalisation, **qui reposent sur une interpolation du débit par voisinage glissant**, a été prouvée à la faveur d'un large échantillon de stations hydrométriques contrôlant des bassins-versants peu influencés.

Ce résultat montre que dans un contexte de réseau hydrométrique dense, **il n'est pas nécessaire de chercher à discrétiser l'espace en sous-régions homogènes**. Sauf exception, le voisinage hydrologique du point-cible est suffisamment riche **pour trouver des « cousins hydrologiques » au point-cible**.

Par ailleurs, mes investigations sur les bassins tests retenus lors de mes travaux de régionalisation ont contribué à dessiner, en creux, **une géographie des bassins atypiques nécessitant un traitement particulier**. Le caractère singulier de ces bassins est dû le plus souvent à des problèmes météorologiques (*i.e.* détarage de la station hydrométrique) ou à une cause naturelle (*e.g.* écoulement karstique).

2.3. Axes de recherche

J'entends appliquer à mes futurs travaux de recherches en régionalisation la même règle déontologique que celle que j'ai appliquée à mes recherches antérieures. Cette règle peut se résumer ainsi : **sortir du monde des modèles pour les confronter au terrain** et, mieux encore, les **paramétrer et les conditionner par le terrain**.

2.3.1. Axe 4¹⁷⁶ : Amélioration du modèle pluviométrique régional à pas de temps fin

Deux questions se projettent sur mon horizon scientifique :

1) **Comment améliorer la robustesse** du modèle pluviométrique régional ? En outre, il conviendrait de le soumettre à *un split sample test* en le calant sur une période donnée avant de le valider sur une période de contrôle indépendante de la période d'apprentissage.

2) **Quelle est la valeur informative de la lame d'eau radar** ? Celle-ci est utilisée en routine au SPC de Lorraine pour alimenter la chaîne de prévision des crues. Il nous reste à préciser les modalités de son utilisation dans le cadre du modèle pluviométrique régional. **La structure pluviométrique de l'image radar pourrait servir d'ébauche**.

2.3.2. Axe 5 : Amélioration des techniques de spatialisation des débits

Dans ce domaine de recherche, mon projet scientifique s'articule autour des points suivants :

1) **Développer des outils à finalité opérationnelle** permettant le transfert de connaissance dans les services gestionnaires de l'eau.

2) **Intégrer davantage le fonds de connaissance hydrologique** capitalisé au CEGUM dans la conception et la validation géographique des méthodes d'interpolation du débit.

¹⁷⁶ Je poursuis la numérotation des axes dans la continuité de la Section 1.

Je pense notamment à la paramétrisation « assistée » (Gille et Lang, 2006) et aux profils hydrologiques établis dans la partie française du bassin Rhin-Meuse à la faveur de campagne de débits instantanés (Corbonnois *et al.*, 1999).

3) **Rechercher des descripteurs physiques de la variabilité spatiale de l'écoulement.** L'étude des liens entre les paramètres du modèle GR4J et les caractéristiques du bassin n'a pas donné de résultats très probants (40-Plasse *et al.*, 2012). Je souhaiterais poursuivre ces investigations en identifiant des descripteurs de bassin ayant une plus grande signification hydrologique. **La connectivité hydrologique de surface** me paraît un indicateur hydrologique prometteur. Cette voie de recherche permettrait de mobiliser les compétences en traitement d'images satellitales existant au sein de l'équipe « Eaux et Milieux ».

4) **Réfléchir à l'implantation de nouvelles stations de mesure hydrométrique** en définissant des sites d'intérêt commun avec les acteurs publics de l'eau. Ces nouvelles stations permettraient d'enrichir le panier des bassins-donneurs avec des bassins atypiques.

5) **Quantifier l'incertitude empirique d'estimation locale du débit journalier** et comprendre sa variabilité spatiale.

3. Collaborations, projets et capital humain

Un chercheur n'est pas un « électron libre ». Il a besoin **d'un environnement de recherche et de collaborations extérieures** pour développer ces projets de recherche, restituer les résultats obtenus auprès des gestionnaires et les soumettre, sous forme de publications, à la « censure » académique. Il lui faut également **élaborer une stratégie de soumissionnement** pour faire expertiser ses recherches par ses pairs, les financer et **constituer des réseaux de collaboration.**

Mes objets de recherche impliquent **un traitement interdisciplinaire** des questions qu'ils suscitent. Cela implique d'essayer de nouer des collaborations avec des chercheurs et des opérateurs de l'eau apportant une expertise complémentaire à la mienne sur ces questions.

3.1. Partenaires et appels à projets

La pérennisation de mes recherches en hydro-climatologie au sein de l'espace rhéno-mosan passe **par la consolidation des partenariats régionaux** déjà engagés au sein de la Grande-Région dans le cadre du CEGUM **et le ciblage** des programmes ou projet de recherche en adéquation avec mes thématiques de recherche. Elle passe aussi par **l'élargissement de ces collaborations** à d'autres partenaires institutionnels.

Voici quatre axes de développement stratégiques au regard de mes thèmes de recherche. Je les présente dans **une logique concentrique.**

1) Les partenaires publics en charge de la gestion de l'eau et des réseaux de mesure (AERM, DREAL Lorraine, Service de la Navigation de Strasbourg) continueront à faire partie des partenaires privilégiés. Ce partenariat s'est traduit dans un passé récent par

une co-production scientifique reconnue à l'échelle internationale. La stratégie **d'offre de recherches** à destination de ces partenaires, initiée de longue date, sera maintenue dans les années à venir.

2) Le soumissionnement au **programme GICC** (Gestion et Impacts du Changement Climatique), piloté par le MEDDE et soutenu par l'ADEME et l'ONERC.

3) L'appel à projets ANR Blanc – Accords bilatéraux offre un cadre programmatique idéale pour la recherche collaborative avec des équipes de recherche travaillant au Luxembourg (Département EVA – CRP Gabriel Lippmann) ou en Autriche (Universität für BodenKultur, Wien) sur des problématiques connexes aux miennes et à celles de hydrologues de LOTERR.

Pour les axes 2 et 3 les collaborateurs français potentiels sont les hydrologues de l'IRSTEA et du LTHE (Université Joseph Fourier de Grenoble). Les compétences des géographes humains de LOTERR et d'ailleurs peuvent venir en appui des travaux de modélisation et de géographie quantitative en traitant par exemple : les questions d'évaluation des politiques publiques, de construction cognitive du risque hydrologique ou encore d'intégration du changement climatique dans les politiques dédiées à l'eau (SDAGE) ou au climat (PCET¹⁷⁷ et SRCAE¹⁷⁸).

4) Les **appels à projets (AAP) européens** constituent un troisième niveau d'action et de financement potentiel de mes recherches à travers les fonds INTERREG et les actions COST. Une réflexion est d'ores et déjà engagée avec les partenaires du projet AMICE pour poursuivre cette action de recherche dans le cadre de la programmation de l'INTERREG IV B NWE.

3.2. La formation initiale et la filière doctorale

La recherche a besoin de forces vives, de jeunes chercheurs, de doctorants, pour faire avancer les grands défis sociétaux.

La recherche en géographie physique et, singulièrement, la géo-climatologie et la géo-hydrologie **font figure de parent pauvre en la matière**. Force est de constater qu'à l'échelle nationale, les candidats au contrat doctoral en géographie sont de plus en plus rares dans ces deux matières. Ceci est d'autant plus préjudiciable qu'il existe **une forte demande sociétale** dans les domaines couverts par ces deux sciences environnementales.

En général, un étudiant ne s'inscrit pas en géographie pour faire de la climatologie ou de l'hydrologie. Il faut donc **promouvoir le changement climatique et l'hydrologie quantitative** dès la licence puis dans les masters de géographie. Dans un premier temps, mon objectif est de renforcer, dès l'année de M1, le contenu pédagogique des spécialités de master de l'Université de Lorraine dont les matières sont en relation directe avec mes objets de recherche : **le climat, le changement climatique** (phénoménologie et management), **la connaissance et la gestion des hydrosystèmes, les méthodes quantitatives, l'analyse spatiale**, etc.

¹⁷⁷ Plan climat énergie territorial.

¹⁷⁸ Schéma régional du climat, de l'air et de l'énergie.

Dans un second temps, je souhaiterais promouvoir un nouveau master dans le domaine **du changement climatique et de l'hydrologie durable** au sein de l'Université de la Grande Région. Ce master serait adossé aux unités de recherche des universités partenaires (Liège, Nancy, Trèves).

4. Conclusion générale

Parvenu au terme de cette longue dissertation, après avoir cherché, fouillé, remis l'ouvrage sur le métier, testé, comparé, découvert, avancé, reculé, patiné, tâtonné, douté, persévéré... **je finis avec quelques certitudes**. À commencer par la certitude **de l'immensité de la tâche qu'il reste à accomplir** pour relever les défis de la connaissance suscités par mes positions de recherche. Heureusement, en recherche comme dans bien des domaines, « ce sont les petites rivières qui font les grands fleuves... ».

La rédaction de ce mémoire m'a permis de voir sous un jour nouveau certaines problématiques comme celle du changement climatique futur et de ses impacts hydrologiques potentiels : ce domaine de connaissance encore flou, incertain, impose un **changement de paradigme** dans la gestion des hydrosystèmes. **D'une vision statique**, il convient d'évoluer **vers une vision dynamique** où la recherche et les programmes d'actions devraient davantage prendre en compte **l'acceptabilité sociale et économique, la faisabilité technique** des mesures d'adaptation plutôt que des théories et scénarios invérifiables.

Il n'en reste pas moins que « l'exercice de style » consistant à établir des projections hydrologiques à long terme à partir d'une approche « scénario-centrée » a constitué et constitue toujours **un puissant catalyseur** pour la recherche fondamentale en modélisation déterministe et stochastique du climat et du cycle de l'eau.

Finalement, n'est-il pas souhaitable **que plusieurs rationalités¹⁷⁹ se développent à partir d'une même problématique** scientifique ?

La production de ce mémoire est aussi la démonstration **qu'un itinéraire de recherches se construit à partir de fertilisations croisées, de collaborations, de réseaux scientifiques et de l'ouverture à d'autres disciplines**. Gageons que mes collaborations futures me donneront l'opportunité d'élargir mes champs géographique et thématique grâce à de nouveaux projets de recherche et à l'encadrement de jeunes chercheurs.

Enfin, la rédaction de ce mémoire m'a conduit à revenir au fondement de ma discipline de prédilection : l'hydro-climatologie. Peu de mots suffisent à la définir : « **la climatologie pour l'hydrologie et l'hydrologie pour la climatologie** ». **Les actions de l'Homme s'inscrivent en toile de fond de cette discipline** : elles interagissent avec l'eau et le climat, pour le meilleur et pour le pire.

¹⁷⁹ Manière de penser fondée sur la raison et la logique.

L'hydro-climatologie d'aujourd'hui n'est plus l'apanage d'une discipline mais d'un **faisceau de disciplines** apportant chacune sa pierre à l'édifice. L'hydro-climatologie géographique, dont il ne reste plus que de rares fiefs à l'échelle nationale, doit se nourrir de l'apport de ces disciplines connexes sans pour autant se dénaturer : nul modélisateur, nul statisticien, ne peut prétendre s'affranchir d'une lecture géographique des hydrosystèmes au risque **de devenir un « artiste » déconnecté du monde réel.**

Références bibliographiques

Abarca-Del-Rio R., Mestre O., 2006. Decadal to secular time scales variability in temperature measurements over France, *Geophysical Research Letters*, 33, L13705, doi:10.1029/2006GL026019.

Adjizian-Gérard J., 1994. *La variabilité spatiale des pluies dans le petit bassin versant du Ringelbach (Hautes-Vosges). Effets de la topographie et des types de temps.* Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 203 p.

Ambroise B., 1999. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – Processus, Facteurs, Modèles.* HGA, Bucarest, 200 p.

Ambroise B., Adjizian-Gérard J., 1995. Topographie et précipitation locale : approche trigonométrique. *Annales de Géographie*, 581-582, 173-177.

Andréassian V., C. Perrin, C. Michel, I. Usart-Sanchez, J. Lavabre, 2001. Impact of Imperfect Rainfall Knowledge on the Efficiency and the Parameters of Watershed Models. *Journal of Hydrology*, 250, 206-223.

Andréassian V., Perrin C., Michel C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286, 19-35.

Andréassian V., 2005. *Trois énigmes de modélisation hydrologique (Three riddles in hydrological modelling).* Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 154 p.

Andréassian V., J. Lerat C. Loumagne T. Mathevet C. Michel L. Oudin, C. Perrin, 2007. What is really undermining hydrologic science today?, *Hydrological Processes*, 21, 2819-2822.

Andréassian V., Perrin C., Berthet L., Le Moine N., Lerat J., Loumagne C., Oudin L., Mathevet T., Ramos M.H., Valéry A., 2009. Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 13, 1757-1764.

Andréassian V., Lerat J., Le Moine, N., Perrin C., 2012. Neighbors: Nature's own hydrological models. *Journal of Hydrology*, 414-415, 49-58.

Archfield S.A., Vogel R.M., 2010. Map correlation method: selection of a reference streamgauge to estimate daily streamflow at ungaged catchments. *Water Resources Research*, 46, W10513.

Arnaud M., Emery X., 2000. *Estimation et interpolation spatiale: méthodes déterministes et méthodes géostatistiques.* Hermès, Paris, 221 p.

1 - Bauwens A., Fournier M., Deraedt D., Sinaba B., Huber N.P., Brede R., Drogue G., Degré A., soumis. Impact of climate change on hydrological regimes and water related sectors in the Meuse basin - a special attention to low flow case. *International Journal of Water Basin Management*.

Beltrando G., Chémery L., 1995. *Dictionnaire du climat*. Larousse, Poitiers, 344 p.

Beniston M., 2007. Entering into the “greenhouse century”: Recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters*, 34, L16710, doi:10.1029/2007GL030144.

Berolo W., Laborde J.P., 2005. Assessment of basin gradex over 1 to 7 days from daily rainfall data in the Rhone catchment. *Proceedings of XXXI IAHR Congress*, pp. 329-337.

Beven K., 2012. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, Singapore, 488 p.

Bigot S., 2004. *Variabilité climatique, interactions et modifications environnementales : l'exemple de la Côte d'Ivoire*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Techniques de Lille, 398 p.

Boé J., Terray L., Habets F., Martin E., 2007. Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27, 1643-1655.

Bois P., Mailloux H., Obled C., De Saintignon F., 1995. *Atlas experimental des risques de pluies intenses dans la région Cevennes-Vivarais*. Tech. rep., Pole Grenoblois des risques naturels, LAMA BP53 38041 Grenoble Cedex.

Bourqui M., 2008. *Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques*. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), 333 pp.

Buishand T.A., Lenderink G., 2004. *Estimation of future discharges of the River Rhine in the Swurve project*. Technical report, KNMI, De Bilt, 39 p.

Byrd R. H., Lu P., Nocedal J., Zhu C., 1995. A limited memory algorithm for bound constrained optimization. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 16, 1190-1208.

Camuffo D., Jones P. 2002 (Eds). Improved understanding of past climatic variability from early daily European instrumental sources. *Climatic Change*, 53, 1-3.

Carrega P., 2008. Préambule. In Carrega P. *Information géographique et climatologie*. Hermès science, Paris, Lavoisier (Traité IGAT-Information géographique et aménagement du territoire. Aménagement et gestion du territoire), 17-21.

Cassou C., 2001. *Rôle de l'océan dans la variabilité basse fréquence de l'atmosphère sur la région Nord Atlantique-Europe*. Thèse, Université de Toulouse, 280 p.

Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nordatlantique. *La Météorologie*, 45, 21-32.

Cassou, 2009. Que peut-on dire du changement climatique proche dans le temps (25-30 ans)? La prévision décennale: un défi pour les climatologues. *Colloque : « le changement climatique proche »*, Conseil Supérieur de la Météorologie, 6 mai 2009.

Cattiaux J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, F. Codron (2010). Winter 2010 in Europe: a cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 37, L20704.

Caussinus H., Mestre O., 2004. Detection and correction of artificial shifts in climate series. *J. Roy. Stat. Soc. Series, C* 53, 405-425.

Chiew F. H. S., Teng J., Vaze J., Post D. A., Perraud J. M., Kirono D. G. C., Viney N. R., 2009. Estimating climate change impact on runoff across southeast australia: Method, results, and implications of the modeling method. *Water Resources Research*, 45, W10414.

Chuine I., Yiou P., Viovy N., Seguin B., Daux V., Le Roy Ladurie E., 2004. Historical phenology: Grape ripening as past a climate indicator. *Nature*, 432, 289-290.

Chopart S., Sauquet É., 2008. Usage des jaugeages volants en régionalisation des débits d'été (Using spot gauging data to interpolate low flow characteristics). *Revue des Sciences de l'Eau / Journal of Water Science*, 21, 267-281.

Claussen M., 2001. *Earth system models*. In Ehlers E., Krafft T. (Eds) *Understanding the Earth system : compartments, processes and interactions*. Springer, Heidelberg, 145-162.

Collier C.G., 1999. Climate and climate change. In Herschy R.G., Fairbridge R.W. (Eds.) *Encyclopedia of Hydrology and Water Resources*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 122-129.

20 - Commeaux F., Drogue G., François D., 2010. Analyse prospective des débits mensuels d'été de la Meuse française à l'aide d'un modèle hydrologique : sensibilité aux méthodes de descente d'échelle spatiale et aux scénarios d'émission. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 87, 178-193.

41 - Commeaux F., Drogue G., François D., 2010. Patterns of GHG-induced climate change for the French Meuse basin during the XXIst century: a state of the art. *3ème Symposium Meuse*, Liège, 22-23 avril 2010.

Commission Européenne, 2008. *L'action de l'UE pour lutter contre le réchauffement climatique – L'adaptation au changement climatique*.

Corbonnois J., François D., Arts I., Sary M., Gille E., Gamez P., Devoos A., Decloux J.P., 1999. Répartition des écoulements en basses eaux. Aspects méthodologiques. CNFGG, Rapport quadriennal 95-98, 253-260.

Coron L., Andréassian V., Perrin C., Lerat J., Vaze J., Bourqui M., Hendrickx F., 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions : An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48, W05552.

Coron L., 2013. *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens.* Doctorat ParisTech, AgroParisTech, EDF R&D, Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement, Istea, unité de recherche Hydrosystèmes et Bioprocédés, 364 p.

Crétat J., Pohl B., Richard Y., 2011. Les modèles climatiques régionaux : outils de décomposition des échelles spatiales. *10e rencontres Théo Quant*, Besançon, France, 23-25 février.

Cubasch, U., Voss, R., Mikolajewicz, U., 2000. Precipitation : a parameter changing climate and modified by climate change. *Climatic Change*, 46, 257-276.

Decloux J. P., Sary M., 1991. Campagnes d'étiage. Objectifs, traitement et valorisation des données. *Mosella*, XXIII, 121-134.

De Lima J.L.M.P., 1990. The effect of oblique rain on inclined surfaces: A nomograph for the rain-gauge correction factor. *Journal of Hydrology*, 115, 407-412.

Déqué M., 2004. Peut-on faire des prévisions saisonnières ? Le point de vue d'un modélisateur. *Extrait de la Lettre n°17 Programme International Géosphère Biosphère-Programme Mondial de Recherches sur le Climat (PIGB-PMRC).*

Déqué M., Pielke J.P., 1995. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, 11, 321-339.

De Marsily G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 7, 219-234.

Dezetter A., Patrel J.E., 2008. Comment faire plus d'écoulement avec moins de pluie ? *Livre des résumés de l'atelier scientifique "The court of miracles of Hydrology"*, Paris, 18-20 juin.

49 - Deraisme J., Humbert J., Droque G., Freslon N., 2000. Geostatistical interpolation of rainfall in mountainous areas. In Monestiez P., Allard D., Froidevaux R. (Eds) *GeoENV III - Geostatistics for Environmental Applications*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 57-66.

De Wit M., van den Hurk B., Warmerdam P.M.M., Torfs P.J.J.F., Roulin E., van Deursent W.P.A., 2007. Impact of climate change on low-flows in the River Meuse. *Climatic change*, 82, pp 351-372.

27 - Dewals B., Droque G., Erpicum S., Piroton M., Archambeau P., 2013. Impact of climate change on inundation hazard along the river Meuse. In Dewals B., Fournier M., (Eds) *Proceedings of the Amice final conference*, Sedan, France, 13-15 mars, 19-27.

Douglas E. M., Vogel R. M., Kroll C. N. 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240, 90-105.

47 - Drogue G., 2003. *Apports de l'information historique et des outils de modélisation à l'étude de l'évolution passée et future du cycle hydrologique au Grand-Duché de Luxembourg.* Thèse de 3^e cycle, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 364 p. + annexes.

50 - Drogue G., 2012 (Ed.). Préface. Climatologie, numéro spécial, *Climats et changement climatique dans les villes : du diagnostic spatialisé aux mesures d'adaptation*, 7-10.

60 - Drogue G., 2012 (Ed.). *Climats et changement climatique dans les villes : du diagnostic spatialisé aux mesures d'adaptation. Actes électroniques du colloque 2R2CV*, 175 p.

63 - Drogue G., Plasse J., François D., 2012. *Détermination des écoulements et des phases hydrologiques.* Rapport final, 52 p. + annexes.

64 - Drogue G., Plasse J., François D., 2011. *Détermination des écoulements et des phases hydrologiques.* 2^e rapport intermédiaire, 50 p. + annexes

65 - Drogue G., Plasse J., François D., 2011. *Détermination des écoulements et des phases hydrologiques.* 1^{er} rapport intermédiaire, 37 p. + annexes

67 - Drogue G., 2008. Diagnostic climatique : tendances récentes et hypothèses d'évolution en Lorraine. In MCM Conseil-Université Paul Verlaine de Metz (CEGUM/LIEBE), *Etude des effets des changements climatiques sur les politiques publiques en Lorraine.* Rapport final, Préfecture de la Région Lorraine, 134 p.

29 - Drogue G., Boquet M., Malhomme M.C., 2010. À propos du rôle de la gouvernance publique des villes sur la résilience aux excès thermiques du milieu urbain. *Actes du XXIII^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 193-198.

34 - Drogue G., El-Idrissi A., Iffly J.-F., Matgen P., Tailliez C., Hoffmann L., Pfister L., 2004. Monitoring of severe floods in the upper mosel basin: the need of high spatio-temporal density experimental network. In Pahl-Wostl, C., Schmidt, S., Rizzoli, A.E., Jakeman, A.J. (Eds), *Complexity and Integrated Resources Management.* Transactions of the 2nd Biennial Meeting of the International Environmental Modelling and Software Society, iEMSs: Manno, Suisse, 2004.

36 - Drogue G., El Idrissi A., Pfister L., Leviandier T., Iffly J.-F., Hoffmann L., 2002. Calibration of a parsimonious rainfall-runoff model: a sensitivity analysis from local to regional scale. In Rizzoli A., Jakeman A. (Eds.), *Proceedings of the 1st biennial meeting of the International Environmental Modelling and Software Society*, Lugano, Suisse, 464-470.

66 - Drogue G. (Ed.), Fournier M., Bauwens A., Buiteveld H., Commeaux F., Degré A., de Keiser O., Detrembleur S., Dewals B., François D., Guilmin E., Hausmann B.,

Hissel F., Huber N., Lebaut S., Losson B., Kuefeld M., Nacken H., Piroton M., Pontégnie D., Sohier C., Vanneuville W., 2010. *Analysis of climate change, high-flows and low-flows scenarios on the Meuse river basin.* Rapport d'étape des actions 1 et 3 du WP1 "Impacts of future floods and low flows" du projet INTERREG IV B AMICE (Adaptation of the Meuse to the Impacts of Climate Evolution), 69 p. + annexes.

2 - Drogue G., François D., à paraître. Détection du changement régional par rééchantillonnage de séries chronologiques : application aux précipitations dans l'espace rhéno-mosan. *Climatologie*.

31 - Drogue G., François D., 2008. Vers un changement de variabilité climatique en France ? L'exemple des températures maximales de l'air sous abri en Lorraine. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Montpellier, septembre 2008, 215-220.

42 - Drogue G., François D., Commeaux F., 2010. Assessment of future French Meuse low flows through a parsimonious rainfall-runoff modelling approach (with uncertainty). *3^{ème} Symposium Meuse*, Liège, 22-23 avril 2010.

15 - Drogue G., Hoffmann L., Matgen P., Pfister L., Leviandier T., 2005. Trajectoire climatique et réponse hydrologique à l'horizon 2050 : l'exemple de deux cours d'eau luxembourgeois. In Ries C. (Ed.), *Contribution à la climatologie du Luxembourg - Analyses historiques, scénarios futurs*. Ferrantia, Travaux scientifiques du Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, 43, 85-99.

39 - Drogue G., Hoffmann L., Matgen P., Pfister L., 2005. Désagrégation dynamique et statistique de sorties de modèles de climat : application à un bassin versant de méso-échelle au Luxembourg. *Actes des journées de la commission « Climat et sociétés » du CNFG « Le changement climatique »*, Dijon, 17-19 mars, 69-84.

16 - Drogue G., Hoffmann L., Pfister L., 2005. Les archives climatiques quantitatives de Luxembourg-ville : analyse primaire des longues séries chronologiques (1838-2003). In Ries C. (Ed.), *Contribution à la climatologie du Luxembourg - Analyses historiques, scénarios futurs*. Ferrantia, Travaux scientifiques du Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, 43, 21-55.

11 - Drogue G., Leviandier T., Pfister, L., El Idrissi A., Iffly J.-F., Guex F., Hingray B., Hoffmann, L., Humbert J., 2002. The applicability of a parsimonious model for local and regional prediction of runoff. *Hydrological Sciences Journal*, 47, 905-920.

10 - Drogue G., Humbert J., Deraisme J., Mahr N., Freslon N., 2002. A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 599-613.

21 - Drogue G., Jeannée N., Adjizian-Gérard J., François D., 2010. La répartition spatiale des précipitations à différentes échelles dans le Nord-Est français : observations et cartographie. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 87, 245-260.

35 - Drogue G., Matgen P., Hoffmann L., Pfister L., 2004. Approche probabiliste de l'évolution future d'un climat océanique à dégradation continentale. In Cantat O., Gires J.-O. (Eds.), *Climat : mémoire du temps, Actes du XVIIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Caen, 8-10 septembre, 27-30.

44 - Drogue G., Matgen P., Pfister L., 2005. Dynamically and statistically downscaled outputs of AO-GCMs for mesoscale hydrological impact assessment. *Geophysical Research Abstracts*, 7, EGU General Assembly, Vienne, Autriche.

7 - Drogue G., Mestre O., Hoffmann, L., Iffly J.-F., Pfister L., 2005. Recent warming in a small region with semi-oceanic climate, 1949-1998: what is the ground truth? *Theoretical and Applied Climatology*, 81, 1-10.

37 - Drogue G., Moatar F., Najjar G., 1998. Critique et modélisation de séries chronologiques de température de l'air et de rayonnement global en l'absence de station de référence. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 11, 241-249.

17 - Drogue G., Pfister L., Hoffmann L., Paul P., 2005. Les températures extrêmes de l'année 2003 dans le Nord-Est français et ses bordures luxembourgeoise et allemande. *Revue de Géographie de l'Est*, Tome XLV, 79-98.

8 - Drogue G., Pfister L., Leviandier T., El Idrissi A., Iffly J.-F., Matgen P., Humbert J., Hoffmann, L., 2004. Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin. *Journal of Hydrology*, 293, 255-269.

3 - Drogue G., Plasse J., à paraître. How can a few streamflow measurements help to predict daily hydrographs at almost ungauged sites? *Hydrological Sciences Journal*.

19 - Drogue G., Wagner C., Hoffmann L., Mahr N., Humbert P., Paul P., Pfister L., 2004. Le changement de régime pluviométrique hivernal est-il spatialisable ? Application à la Grande Région et au Fossé Rhénan (période 1954-2002). *Mosella*, XXIX, 13-25.

6 - Drogue G., Wagner C., Mahr N., Hoffmann L., Pfister L., 2006. Topography and recent winter rainfall regime change in temperate Western European areas: a case study in the Rhine-Meuse basin. *International Journal of Climatology*, 26, 785-796.

32 - Drogue G., Wagner C., Pfister L., 2006. Quantification spatiale du changement de régime pluviométrique hivernal dans le bassin Rhin-Meuse. *Actes du XIXe colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay, septembre 2006, 202-207.

33 - Drogue G., Wahl L., Hoffmann L., Pfister L., 2005. Caractérisation du réchauffement climatique en domaine tempéré semi-océanique : un passé récent (1954-2003) pour quel avenir ? *Actes du XVIIIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie "Climat urbain, ville et architecture* », Gênes, Italie, 7-11 septembre, 177-180.

Ducharne A., Habets F., Déqué M., Evaux L., Hachour A., Lepaillier A., Lepelletier T., Martin E., Oudin L., Pagé C., Ribstein P., Sauquet E., Thiéry D., Terray L., Viennot P.,

Boé J., Bourqui M., Crespi O., Gascoin S., Rieu J., 2009. *Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme.* Programme GICC, rapport de fin de contrat, 62 p.

Efron B., Tibshirani R., 1993. *An introduction to the bootstrap.* Chapman & Hall/CRC, New York, 436 pages.

Faurès J.M., Goodrich D.C., Woolhiser D.A., Sorooshian S., 1995. Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*, 173, 309-326.

Fink A., Ulbrich U., Enge H., 1996. Aspects of the January 1995 flood in Germany. *Weather*, 51, 2, 34-39.

Fister V., 2012. *Dynamique des écoulements dans les aquifères calcaires de bas plateaux : de l'identification à la quantification des types de circulation. Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le Nord-Est de la France.* Thèse de doctorat de l'Université de Lorraine, 300 p.

28 - Fournier M., Dewals B., Drogue G., Sinaba B., 2012. Quantifying flood damages for climate-change adaptation on a transnational river basin. *Compendium du « 42nd International Symposium on Hydraulic Engineering Aachen (IWASA) Floods – A permanent challenge! »*, 12-13 janvier 2012, Aix-la-Chapelle, Allemagne, 17 p.

Fowler H.J., Kilsby C.G., Jones P.D., 2003. Modeling the impacts of climatic change and variability on the reliability, resilience, and vulnerability of a water resource system. *Water Resources Research* 2003, 39, 1222.

François D., Humbert J., 2000. Quantification spatiale des précipitations; application au Nord-Est de la France. *Revue Géographique de l'Est*, 40, 1-2, 11-22.

14 - François D., Drogue G., Commeaux F., 2011. Évolution des débits d'étiage de la Meuse en France au cours du XXIème siècle. *Revue Géographique de l'Est*, 51, 15 p. (<http://rge.revues.org/3416>).

François D., Sary M., 1990. *Etude méthodologique des basses eaux. Estimation minimale des points de mesure (Methodological study of low flows. Estimation of minimal measurement point).* CEGUM, Université de Metz, France, 14 p.

François D., Gille E., Zumstein J.-F., 1995. *Définition de régions pluviométriques dans les bassins de la Meuse, de la Moselle et des affluents alsaciens du Rhin.* Rapport Université de Metz.

Genton M.G., Furrer R., 1998. Analysis of rainfall data by simple good sense: is spatial statistics worth the trouble ? *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, 2, 2, pp. 12-17.

GIEC, 2007. *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur*

l'évolution du climat. Publié sous la direction de Pachauri R.K. et Reisinger A.. GIEC, Genève, Suisse, 103 pages.

Gille E., 1985. *Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle : Problématique de l'utilisation d'un modèle couple à discrétisation spatiale*, Thèse de doctorat, Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris, Université Pierre et Marie Curie, 213 p.

Gille E., 2010. *Spatialisation et modélisation des caractères de l'écoulement. Une approche géographique de l'hydrologie*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paris-Diderot (Paris 7).

Gille E., Lang C., 2003. *Problématique d'une optimisation des paramètres de calage d'un bilan hydrologique : Application aux bassins versants de le Sauer*. Mosella, Tome XXVIII, 12, 157-172.

Görgen K., Beersma J., Brahmer G., Buiteveld H., Carambia M., de Keizer O., Krahe P., Nilson E., Lammersen R., Perrin C., Volken, D., 2010. *Assessment of Climate Change Impacts on Discharge in the Rhine River Basin: Results of the RheinBlick2050 Project*. CHR report, I-23, 229 pp., Lelystad, ISBN 978-90-70980-35-1.

Gottardi F., 2009. *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse de doctorat, INPG, 284 p.

Hartmann B., Wendler G., 2005. The significance of the 1976 Pacific climate shift in the climatology of Alaska. *J. Climate*, 18, 4824-4839.

Guerreiro S.B., Kilsby C.G., Serinaldi F., 2013. Analysis of time variation of rainfall in transnational basins in Iberia: abrupt changes or trends ? *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.3669.

Guintoli I., Renard B., Vidal J.-P., Bard A., 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482, 105-118.

Hawkins E., Sutton R., 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 1095-1107.

He Y., Bardossy A., Zehe E., 2011. A review of regionalisation for continuous streamflow simulation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 3539-3553.

Heino R., 1996. Metadata and their homogeneization. *Proc. Semin. of surface instrumental data*, Budapest, 5-8.

Hess, P., Brezowski, H. 1977. *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-1976)*. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 113, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 14 p.

Hingray B., Picouet C., Musy A., 2009. *Hydrologie : Tome 2, Une science pour l'ingénieur.* Presses polytechniques et universitaires romandes, 600 p.

Hrachowitz M., Savenije H.H.G., Blöschl G., McDonnell J.J., Sivapalan M., Pomeroy J.W., Arheimer B., Blume T., Clark M.P., Ehret U., Fenicia F., Freer J.E., Gelfan A., Gupta H.V., Hughes D.A., Hut R.W., Montanari A., Pande S., Tetzlaff D., Troch P.A., Uhlenbrook S., Wagener T., Winsemius H.C., Woods R.A., Zehe E., Cudennec C., 2013. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) - a review. *Hydrological Sciences Journal*, 58, 1-58.

38 - Humbert J., Drogue G., Mahr N., 1998. Cartographie objective des précipitations par paramétrisation omnidirectionnelle du relief : la méthode Pluvia. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 11, 241-249.

Humbert J., Perron L., Perrin J.-L., 1993. Précipitations et relief : le cas du versant oriental des Hautes-Vosges. In Griselin M. (Ed.), *L'eau, la Terre et les hommes.* Presses Universitaires de Nancy, Nancy, 147-154.

Humbert J., 1994. *Recherches sur les composantes du cycle de l'eau. Variabilité spatiale, bilans et applications.* Mémoire d'Habilitation à diriger des Recherches, volume principal, 102 p.

Humbert J., Mahr N., Siefert N., 1997. *Quantification spatiale des précipitations du bassin Rhin-Meuse. Secteur oriental – période 1971-1990.* Rapport final, CEREG, 25 p. + annexes.

James P.M., 2007. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88, 17-42.

Jones P.D., Moberg A., 2003. Hemispheric and large scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16, 206-223.

Kastendeuch P.P., 2007. Pressure gradient force, atmospheric circulation and climate in western Europe (1899–2002). *International Journal of Climatology*, 27, 2055-2067.

Kendall M.G., 1975. *Rank correlation methods.* 4th Ed. Charles Griffin, London.

Javelle J.P., Rochas M., Pastre C., Hontarrède M., Beaurepaire M., Jacomy B., 2000. *La Météorologie, du baromètre au satellite.* Delachaux et Niestlé, Lausanne, 171 p.

Joly D., 2007. L'information géographique au service de la climatologie. Chapitre 1. Information géographique et climatologie. In Carrega P. (Ed.), *Information géographique et climatologie.* Hermès science, Paris, Lavoisier (Traité IGAT-Information géographique et aménagement du territoire. Aménagement et gestion du territoire), 23-72.

Joussaume S., 1993. *Climat d'hier à demain.* CNRS/CEA Ed., Paris, 143 p.

Koutsoyiannis D., 2011. Hurst-Kolmogorov dynamics and uncertainty. *Journal of the American Water Resources Association*, 47 (3), 481–495.

Klemeš V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31, 13-24.

Laborde J.-P., 1984. *Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : Éléments d'hydrologie Lorraine.* Thèse doctorat d'Etat, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, ENSGAPMN, 484 p.

Lafaysse M., 2011. *Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes.* Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse, 365 p.

Lahr E., 1950. *Un siècle d'observations météorologiques appliquées à l'étude du climat du Grand-Duché de Luxembourg.* Administration des Services Agricoles, Luxembourg, Imprimerie Bourg-Bourget, 287 p.

Lang C., 2007. *Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ? L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français* ». Thèse de doctorat, Université Paul-Verlaine – Metz.

Lang, C., Gille E., 2006. Une méthode d'analyse du tarissement des cours d'eau pour la prévision des débits d'étiage (A recession analysis method for low flow forecasting). *Noröis*, 201 | 2006/4, DOI : 10.4000/noröis.1743.

43 - Lang C., Drogue G., Gille E., François D., Viville D., Dambrine E., Angeli N., 2008. Identification and characterization of « outlier » catchments in the upper part of the Mosel river basin. *Livre des résumés de l'atelier scientifique "The court of miracles of Hydrology"*, Paris, 18-20 juin, p.37.

5 - Lang C., Gille E., François D., Drogue G., 2008. Improvement of a lumped rainfall-runoff structure and calibration procedure for predicting daily low flow discharges. *Journal of hydrology and hydromechanics*, 56, 59-70.

45 - Lang Delus C., Fister V., François D., Gille E., Drogue G., 2011. Estimation of low flow indices as a basic requirement of the Water Framework Directive: contribution of geographical sciences in low flows prediction. In Arnaud-Fassetta G., Masson E., Reynard E. (Eds.), *European Continental Hydrosystems under Changing Water Policy.* Friedrich Pfeil Verlag, München, 149-157.

Lanzante J.R., 1996. Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data : theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, 16, 1197-1226.

Lebaut S., 2000. *L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère : les grès d'Ardenne-Luxembourg.* Thèse de doctorat en géographie, Université Paul Verlaine de Metz.

Lebel T., 1991. *Le transfert d'échelle en hydrologie : concept ou confusion ?* In Mullon C. (Ed.), *Le transfert d'échelle. Séminfor 4 : Quatrième Séminaire Informatique de l'ORSTOM*, 4, Brest (FRA). ORSTOM, Paris, 147-156.

Leblois E., Sauquet E., 2000. *HydroDem, User's manual*. Cemagref, Technical Notes, Lyon, 80 p.

Leroy M., 2002. La mesure au sol de la température et des précipitations. *La Météorologie*, 39, 52-56.

Le Roy Ladurie E., 2004. *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers XIIIe-XVIIIe siècle*. Fayard, Paris, 739 p.

Livezey R.E., Chen W. Y., 1983. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111, 46-59.

Loutre M.F., Berger A., 2005. Insolation, CO₂ et précipitations en interglaciaire. *CR Géoscience*, 337, 69-78.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H., 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499-1503 (DOI:10.1126/science.1093877)

Malby A.R., Whyatt J.D., Timmis R.J., Wilby R.L., Orr H.G., 2007. Long term variations in orographic rainfall: analysis and implications for upland catchments. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 52, 276-291.

Mann H.B., 1945. Non parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.

Marcotte D., 2003. *Simulations*. École Polytechnique - GLQ3401.

Matheron G., 1965. *Les variables régionalisées et leur estimation*, Masson, Paris.

Mathevet T., 2005. *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? développements empiriques et comparaison de modèle sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, ENGREF, 354 p.

McCartney M.S., 1996. North Atlantic oscillation. *Oceanus*, 39, 13.

Merz R., Parajka J., Blöschl G., 2011. Time stability of catchment model parameters – implications for climate impact analyses. *Water Resources Research*, 47, W02531.

Mestre O., 2000. *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 230 p.

Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, and M. New. 2004. *A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100)*. Tyndall Centre for Climate Change Research Working Paper 55: 25.

Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002. Les changements climatiques en France au XX^e siècle. *La Météorologie*, 38: 45-56.

Montanari A.G., Young H., Savenije H.G., Hughes D., Wagener T., Ren L.L., Koutsoyiannis D., Cudennec C., Toth E., Grimaldi S., Blöschl G., Sivapalan M., Beven K., Gupta H., Hipsey M., Schaeffli B., Arheimer B., Boegh E., Schymanski S.J., Baldassarre G.D., Yu B., Hubert P., Huang Y., Schumann A., Post D., Srinivasan V., Harman C., Thompson S., Rogger M., Viglione A., McMillan H., Characklis G., Pang Z., Belyaev V., 2013. Panta Rhei – Everything Flows, Change in Hydrology and Society – The IAHS Scientific Decade 2013-2022, *Hydrological Sciences Journal*, doi:10.1080/02626667.2013.809088.

Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.

Nicolle P., Perrin C., Andréassian V., 2013. *Projet PREMHYCE : Résultats de la comparaison des modèles de prévision d'étiage*. Rapport d'avancement, 62 p.

Niel H., Paturel J.E., Servat E., 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology*, 278, 213-230.

Obled, 2009. Géostatistique et régionalisation des précipitations. In Hingray B., Picouet C., Musy A. (Eds.), *Hydrologie: Tome 2, Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.

Orlanski I., 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530.

Orliac C., Orliac M., 1988. *Des dieux regardent les étoiles : Les derniers secrets de l'île de Pâques*. Découvertes Gallimard, Paris.

Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andréassian V., Anctil F., Loumagne C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303, 290-306.

Oudin L., Andréassian V., Perrin C., Michel C., Le Moine N., 2008a. Prediction in ungauged catchments. Favouring hydro-diversity rather than hydro-eugenics. *Atelier scientifique « La cours des miracles de l'hydrologie »*, Paris, ENGREF, 18-20/6/2008.

Oudin L., Andréassian V., Perrin C., Michel C., Le Moine N., 2008b. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: a comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research*, 44, W03413.

Oudin L., Kay A., Andréassian V., Perrin C., 2010. Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar? *Water Resources Research*, 46, W11558.

Overeem, A., Leijnse, H., Uijlenhoet, R., 2013. Country-wide rainfall maps from cellular communication networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 2741-2745, doi:10.1073/pnas.1217961110

Pagé C., Terray L., Boé J., 2008. *Projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21^e siècle: les scénarii SCRATCH08*. Technical Report TR/CMGC/08/64, CERFACS.

Pagé C., Terray L., Boé J., 2009. *Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology*.

Parajka J., Merz R., Blöschl G., 2005. A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 157-171.

Parajka J., Viglione A., Rogger M., Salinas J.L., Sivapalan M., Blöschl G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1: Runoff hydrograph studies. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10, 375-409.

Paul P., Wahl L., 2005. Climat, sécheresse et canicule. *Revue de Géographie de l'Est*, Tome XLV, 65.

Perrin C., 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 530 p.

Perrin C., Michel C., Andréassian V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279, 275-289.

Perrin C., Oudin L., Andréassian V., Rojas-Serna C., Michel C., Mathevet T., 2007. Impact of limited streamflow knowledge on the efficiency and the parameters of rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 131-151.

Perrin C., Andréassian V., Rojas-Serna C., Mathevet T., Lemoine N., 2008. Discrete parameterization of hydrological models: evaluating the use of parameter sets libraries over 900 catchments. *Water Resources Research*, 44, W08447.

Perrin J.-L., 1991. *Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la Fecht et de la Weiss (Haut-Rhin)*. Thèse de doctorat, ULP, CEREG, Strasbourg, 242 p.

Pfister L., 2000. *Analyse spatio-temporelle du fonctionnement hydro-climatologique du bassin versant de l'Alzette (Grand-Duché du Luxembourg). Détection de facteurs climatiques, anthropiques et physiogéographiques générateurs de crues et d'inondations*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 240 p.

12 - Pfister L., Drogue G., El Idrissi A., Iffly J.-F., Matgen P., Poirier C., Hoffmann L., 2004. Hydrological impacts of climate change at catchment scale : a case study in the Grand-Duchy of Luxembourg. *Geologica Acta*, 2, 135-145.

13 - Pfister L., Droque G., El Idrissi A., Iffly J.-F., Poirier C., Hoffmann L., 2004. Spatial variability of trends in the rainfall-runoff relationship: a mesoscale study in the Mosel basin. *Climatic Change*, 66, 66-87.

18 - Pfister L., Droque G., Poirier C., Hoffmann L., 2005. Evolution du climat et répercussions sur le fonctionnement des hydrosystèmes au Grand-Duché de Luxembourg au cours des 150 dernières années. In Ries C. (Ed.), *Contribution à la climatologie du Luxembourg - Analyses historiques scénarios futurs*. Ferrantia, Travaux scientifiques du Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, 43, 101-136.

Photiadou C.S., Weerts A.H., van den Hurk B.J.J.M., 2011. Evaluation of two precipitation data sets for the Rhine River using streamflow simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 3355-3366.

Planton S., 2008. *Le changement climatique: de la planète à la région Midi-Pyrénées*. Adaptation Midi-Pyrénées, Toulouse, 19 novembre 2008.

Planton S., Spagnoli B., 2003. Quand la simulation numérique reproduit et explique le réchauffement des nuits d'été. *La Météorologie*, 8^e série, 42, 4-5.

Planton Y., Terray L., 2007. Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France. *La Météorologie*, 58, 25-29.

40 - Plasse J., Lang-Delus C., Droque G., 2012. Evaluation of three regionalization approaches for continuous streamflow simulation. Application to water quality measurements reanalysis. *IAHS PUB SYMPOSIUM 2012 Theme 8: Case Studies*. Delft University of Technology, The Netherlands.

4 - Plasse J., Droque G., François D., Battaglia P., Conan C., à paraître. Apport des jaugeages ponctuels à la reconstitution des chroniques de débits moyens journaliers par simulation pluie-débit : l'exemple du bassin Rhin-Meuse. *La Houille Blanche*.

26 - Plasse J., Droque G., François D., Battaglia P., Conan C., 2013. Apport des jaugeages ponctuels à la reconstitution des chroniques de débits moyens journaliers par simulation pluie-débit : l'exemple du bassin Rhin-Meuse. Using point flow measurements for guided reconstruction of daily streamflow time series through continuous flow simulation: a regional case study on the Rhine-Meuse district. In *Actes du colloque Hydrométrie 2013-Mesures hydrologiques et incertitudes*, organisé par la Société Hydrotechnique de France (SHF), 15-16 mai 2013, Paris, 10 p.

Prudhomme C., Reynard N., Crooks S., 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrological Processes*, 16, 1137-1150.

Prudhomme C., Wilby R.L., Crooks S., Kay A.L., Reynard N.S., 2010. Scenario-neutral approach to climate change impact studies: application to flood risk. *Journal of Hydrology*, 390, 198-209.

Quintana-Segui P., Le Moigne, P., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchistéguy L., Morel S., 2008. Analysis of near-surface atmospheric

variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 92-107.

Radziejewski M., Bárdossy A., Kundzewicz Z.W., 2006. Detection of change in river flow using phase randomization. *Hydrological Sciences Journal*, 45, 547-558.

Rasmussen P., Ouarda T.B.M.J., Bobée B., 1997. Méthodologie de rationalisation des réseaux hydrométriques. *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty (Proceedings of the Rabat Symposium 5 April 1997)*. IAHS Publ., 240, 1997.

Renard B., 2006. *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*. Thèse de doctorat, INP Grenoble, 361 p.

Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., Niel H., Sauquet E., Prudhomme C., Parey S., Paquet E., Neppel L., Gailhard J., 2008. Regional methods for trend detection: assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research*, 44.

Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., Niel H., Gailhard J., Laurent C., Neppel L., Sauquet E., 2006. *Evolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées*. La Houille Blanche, 6, 48-54.

Richard Y., Camberlin P., 2005. Le changement climatique contemporain : développement d'un champ d'étude à l'interface Climat & Sociétés. *Actes des journées « Climat et Sociétés » de Dijon*, 21-32.

Richard Y., Roucou P., Cretat J., Castel T., Pohl B., 2012. Modèles de climats régionaux : potentiels et limites. *Actes du 25^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, Grenoble, France, 667-672.

Rivoirard J., 1984. *Le comportement des poids de krigeage*. Thèse de doctorat, 72 p.

Rohr P.C., Killingtveit A., 2003. Rainfall distribution on the slopes of Mt. Kilimanjaro. *Journal of Hydrological Sciences*, 48, 65-77.

Rojas Serna C., 2005. *Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ?* Thèse, CEMAGREF (Antony), 320 p.

Rojas-Serna C., Michel C., Perrin C., Andreassian V., 2006. Ungauged catchments: how to make the most of a few streamflow measurements? *Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter Experiment – MOPEX*. IAHS publication, 307, 230-236.

Royer J.-F., Planton S., Shertzer D., 2009. Impact du réchauffement climatique sur l'hydrologie : scénarios globaux, régionaux et descente d'échelle. *Colloque FNSH-2009*, ENPC.

Samaniego L., Bárdossy A., 2009. Relating macroclimatic circulation patterns with characteristics of floods and droughts at the mesoscale. *Journal of Hydrology*, 335, 109-123.

Sankarasubramanian A., Vogel R.M., Limbrunner J.F., 2001. Climate elasticity of streamflow in the United States. *Water Resources Research*, 37, 1771-1781.

Saporta G., 1990. *Probabilités, analyse des données et statistique*. Technip Editions, Paris, 496 p.

Saporta G., 2006. *Probabilités, analyse des données et statistique*. Technip Editions, Paris, 622 p.

Saulnier G.M., Zin I., 2001. Modélisation hydrologique forcée par des champs de pluies mesurés ou simulés. Prise en compte des incertitudes et inversion des paramètres du modèle, "Couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques". *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère*, Toulouse.

Sauquet E., Leblois E., Jouve D., Haond M., 2007. Examen de la vulnérabilité de la ressource en eau vis à vis des fluctuations climatiques. Application aux étiages du bassin du Rhône. *86 eme congrès de l'ASTEE, « Conséquences des changements climatiques sur les services publics d'eau potable, d'assainissement, de déchets et sur les ressources en eau et les milieux aquatiques »*, Barcelone, ESP, 4-7 juin 2007, 14 p.

Schaake J.C., 1990. From climate to flow. In Waggoner P.E. (Ed.), *Climate Change and U.S. Water Resources*. Wiley, New York, 177-206.

Schaake J.C., Duan Q.Y., Smith M., Koren V.I., 2000. Criteria to select basins for hydrologic model development and testing. Conference on Hydrology AMS, Long Beach.

Schumann S., Schmalz B., Meeseburg H., Schröder U. (Eds), 2010. Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins. *Results of the International Workshop in Goslar-Hahnenklee, 2009 and Inventory of Small Hydrological Research Basins*. IHP/HWRP-Berichte10, Koblenz, Germany.

Seibert J., McDonnell J.J., 2002. On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research*, 38, 1241.

Seibert J., Beven K., 2009. Gauging the ungauged basin: how many discharge measurements are needed? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 883-892.

Seiller G., Anctil F., Perrin C., 2012. Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 1171-1189.

Siefert N., 1999. *Etude méthodologique de cartographie automatique des écoulements fluviaux. Application aux bassins de la Fecht et du Giessen*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 355 p.

Sighomnou D., Descroix L., Genthon P., Mahé G., Bouzou Moussa I., Gautier E., Mamadou I., Vandervaere J.P., Bachir T., Coulibaly B., Rajot Jean-Louis, Malam Issa O., Malam Abdou M., Dessay Nadine, Delaitre Eric, Faram Maiga O., Diedhiou A., Panthou G., Vishel T., Yacouba H., Karambiri H., Paturel J.E., Diello P., Mougine E., Kergoat L., Hiernaux P., 2013. La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel ? *Sécheresse*, 24, 3-13.

Sivapalan M., Blöschl G., Zhang L. Vertessy R.A., 2003. Downward approach to hydrological prediction. *Hydrological processes*, 17, 2101 - 2111.

Skøien J.O., Merz R., Blöschl G., 2006, Top-kriging – geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 277-287.

Simon F., 2012. *Mise en place d'un système d'information hydrométrique dans le bassin Rhin-Meuse.* Mémoire de Master 1, UFR SciFa, Université de Lorraine, 38 p.

Smith D.M., Cusack S., Colman A.W., Folland C.K., Harris G.R., Murphy J.M., 2007. Improved Surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. *Science*, 317, 796-799.

Swingedouw D., Terray L., Cassou C., Voldoire A., Salas-Melia D., Servonnat J., 2011. Natural forcing of climate during the last millennium: Fingerprint of solar variability. *Climate Dynamics*, 36, 1349-1364.

Terray L., 2006. Est-on sûr que le réchauffement récent de la planète est d'origine humaine ? *Conférence SupAéro « L'Homme et le Climat, Certitudes et Interrogations »*, 17 mars 2006.

Thiessen A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*, 39, 1082-1084.

Valéry A., 2010. *Modélisation précipitations – débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants.* Thèse de Doctorat, Cemagref (Antony), AgroParisTech (Paris), 405 p.

Vautard R., 1990. Multiple weather regimes over the North Atlantic : analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118, 2056-2081.

Vaze J., Post D.A., Chiew F.H.S., Perraud J.M., Viney N.R., Teng J., 2010. Climate nonstationarity- validity of calibrated rainfall-runoff models for use in climatic changes studies. *Journal of Hydrology*, 394, 447-457.

Velazquez J.A., Anctil F., Perrin C., 2010. Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 2303-2317.

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

Vincendon B., Ducrocq V., Saulnier G.M., Bouilloud L., Chancibault K., Habets F., Noilhan J., 2010. Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology*, 394, 256-266.

Vidal J.-P., 2011. SAFRAN. *Atelier Arceau « Bases de données »*, 29 septembre 2011, Antony, France.

Vischel T., 2006. *Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens : modélisation, simulation et désagrégation.* Thèse de doctorat, INPG, 279 p.

30 - Viville D., Drogue G., 2009. Conceptual rainfall-runoff models versus field observations during flood events on the small granitic Strengbach catchment (Vosges Massif, North-Eastern France). In Chełmicki W., Siwek J. (Eds.), *Proceedings of Hydrological Extremes in Small Basins*. 12th Biennial International Conference of the Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins (ERB), Kraków, Poland, 18-20 September 2008, IHP-VII Technical Documents in Hydrology UNESCO, Paris, 84, 61-67.

46 - Viville D., Drogue G., Probst A., Ladouche B., Idir S., Probst J.-L., Bariac T., 2010. Investigating the hydrological behaviour of the granitic Strengbach catchment (Vosges massif, North-Eastern France) during a flood event through field observations and rainfall-runoff modelling. *Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins (Proceedings of the Workshop held at Goslar-Hahnenklee, Germany, 30 March-2 April 2009)*. *IAHS Publ.*, 336, 77-83.

Valkering P., 2009. *Toddling'long the River Meuse. Integrated Assessment and participatory Agent-Based Modelling to support River Management.* PhD thesis, Université de Maastricht, 255 p.

Wanner H., 1999. Le balancier de l'Atlantique Nord. *La Recherche*, 321, 72-73.

Wilks D.S., 2006. On "Field Significance" and the False Discovery Rate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1181-1189.

Winsemius H.C., Schaefli B., Montanari A., Savenije H.H.G., 2009. On the calibration of hydrological models in ungauged basins: A framework for integrating hard and soft hydrological information. *Water Resources Research*, 45, 12.

Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H., Dietrich D., Steiner N., Grosjean M., Wanner H., 2005. European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, 32, 15.

Yue S., Pilon P., Cavadias G., 2002. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259, 254-271.

Yue S., Pilon P., Phinney B., 2003. Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation. *Hydrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques*, 48, 51-63.

Listes des encadrés

Encadré 1.1. Situation synoptique, type de temps et ambiance climatique.	17
Encadré 1.2. Les régimes de temps	22
Encadré 1.3. Oscillation Nord-Atlantique et type de temps dominant dans le secteur NAE.	27
Encadré 1.4. Vignes et climat.	31
Encadré 1.5. Les longues séries chronologiques en Europe.....	32
Encadré 3.1. La climatologie SAFRAN.	68
Encadré 3.2. La détermination des descripteurs physiques de bassins-versants par plan de drainage.....	76

Listes des figures

Figure 1.1. Localisation de la région Nord-Atlantique Europe (NAE) de coordonnées 90°W-30°E/30°N-75°N incluant la France et l'espace rhéno-mosan.	15
Figure 1.2. Exemple de type de temps perturbé à front chaud et front froid. a) Analyse en surface à 00h00 TU (source BQRH Météo-France). b) Pression au niveau de la mer et altitude (en hectomètres) du champ de pression 500 hPa à 00h00 TU (analyses publiées sur www.wetterzentrale.de).....	17
Figure 1.3. La machine climatique : un système couplé. <i>In</i> Joussaume (1993).....	18
Figure 1.4. Lac d'air froid formé par inversion thermique dans un fond de vallée (anticyclone hivernal, ciel clair, vent faible).....	19
Figure 1.5. Anomalies de pression de surface (hPa) en hiver pour les quatre régimes de temps (régime NAO-, régime NAO+, régime de dorsale atlantique, régime de blocage) caractéristiques de la région Nord Atlantique -Europe. Les anomalies positives correspondant à des pressions plus hautes que la normale, les anomalies négatives correspondent à des pressions plus basses que la normale. <i>In</i> Cassou (2004).....	23
Figure 1.6. Expressions d'un changement statistique dans une série chronologique.....	24
<i>In</i> Collier (1999).....	24
Figure 1.7. Transects pluviométriques décennaux dans la région du Lake district (période 1970-2000, nord-ouest de l'Angleterre). <i>In</i> Malby <i>et al.</i> (2007).....	25
Figure 1.8. Pôles épistémiques structurant la connaissance fondamentale.....	26
du changement climatique contemporain.....	26
Figure 1.9. Modes de variation de la NAO et temps dominant associé.....	28
en Europe de l'Ouest au cours du semestre hivernal. <i>In</i> Wanner (1999).....	28
Figure 1.10. Indice NAO moyenné sur les mois d'hiver (mois de décembre à février) et calculé pour les stations de Lisbonne (Portugal) et Stykkisholmur (Islande). L'indice est présenté pour les hivers 1824 à 2010 (année du mois de janvier par convention). La courbe noire est une moyenne glissante de l'indice sur cinq ans. <i>In</i> Cattiaux <i>et al.</i> (2010).....	29
Figure 1.11. Echelles spatiales, outils et données disponibles pour l'étude du climat passé, présent et futur. <i>In</i> Richard et Camberlin (2005).....	31
Figure 1.12. Évolution des anomalies de la température de l'air d'avril-août en Bourgogne sur la période avril-août de 1370 à 2003. Les anomalies annuelles correspondent à la courbe noire et la courbe jaune correspond à une moyenne glissante obtenue par filtre gaussien de longueur d'onde 30 ans. La courbe orange représente l'évolution du nombre de stations d'observation des dates de vendange par an. Les flèches rouges indiquent des périodes chaudes d'amplitude décennale, les flèches bleues des périodes froides d'amplitude décennale. <i>In</i> Chuisne <i>et al.</i> (2004).....	32
Figure 1.13. Préviation de l'anomalie de température globale à un horizon temporel « proche ». Effet de l'assimilation de l'état océanique sur la préviation décennale. <i>In</i> Smith <i>et al.</i> (2007), adapté par Cassou (2009).....	34
Figure 1.14. Axes structurant l'activité de recherche sur la thème du changement climatique contemporain. SH : Sociétés humaines.....	43
Figure 1.15 Evolution du nombre de stations hydrométriques en fonction.....	45

de la longueur de chroniques. Bassin Rhin-Meuse (partie française), périodes décennales glissantes de 1971 à 2010 (source des données: banque HYDRO).....	45
Figure 1.16. Nombre de pluviomètres nécessaires à la modélisation pluie-débit en fonction de la surface du bassin. <i>In Schaake et al. (2000)</i>	47
Figure 1.17. Principe et déroulement d'une validation croisée	53
appliquée aux méthodes de régionalisation en hydrologie. NC : noyau de calcul.....	53
Figure 1.18. Axes structurant l'activité de recherche.....	58
sur la thème de la régionalisation de la pluie et du débit.	58
Figure 1.19. Contexte hydrographique des recherches.....	60
Les rectangles noirs délimitent grossièrement leur périmètre géographique.	60
Figure 1.20. Réseau de stations de mesure historiques disponibles.....	63
dans l'espace rhéno-mosan français de Bâle à Coblenche.	63
Figure 1.21. Stations pluviométriques, régions naturelles et principales unités topographiques dans l'espace transfrontalier rhéno-mosan (de Bâle à Coblenche). Période postérieure à la SGM.....	65
Figure 1.22. Stations de mesure thermométriques du Grand-Duché de Luxembourg sur la période d'observation postérieure à la SGM.	66
Figure 1.23. Réseaux d'observation pluviométriques par niveau d'échelle mobilisés pour l'analyse spatiale de l'épisode pluvieux du 3/10/1988 et 8/10/1988. Nord-Est français et espaces bordiers. <i>In 21-Drogue et al. (2010)</i>	67
Figure 1.24. Principes de l'analyse SAFRAN.	68
<i>In Vidal (2011)</i>	68
Figure 1.25. Zones climatiquement homogènes (615 zones sur France + Corse) et altitude des mailles.	69
<i>In Vidal (2011)</i>	69
Figure 1.26. Points de grille de la climatologie Safran à la résolution de 8 km (source des données : Météo-France). Le zonage hydrographique est issu de la BD Carthage.	69
Figure 1.27. Réseau d'observation hydrométrique du Luxembourg mobilisé dans le cadre de nos recherches. <i>In 47-Drogue (2003)</i>	70
Figure 1.28. Réseau de mesure hydrométrique implanté dans le bassin Rhin-Meuse (partie française). Les débits ponctuels ont été mesurés aux stations des RCS (réseaux de contrôle de surveillance ou « <i>pollution-control site</i> » en anglais). Inventaire non exhaustif, période 1990-2009.	73
Figure 1.29. Calcul du réseau hydrographique à l'aide de la méthode des 8 connectivités et un seuil de surface amont drainée ≥ 3 . <i>In Hingray et al. (2009)</i>	76
Figure 1.30. Limites théoriques (en jaune) du bassin-versant de la Meurthe à Laneuville déterminées à l'aide du logiciel HydroDem (MNT SRTM3 en fond de carte).	77
Figure 1.31. Comparaison entre surfaces observées et théoriques..... (i.e. dérivées du plan de drainage HydroDem) dans la partie française du bassin Rhin-Meuse (350 bassins).....	78
Figure 2.1. Addition de deux « signaux » dans les séries climatiques..... <i>In Royer et al. (2009)</i>	81
Figure 2.2. Anomalies de température (°C) déduites des températures annuelles enregistrées dans la partie intérieure de l'Alaska entre 1951 et 2001. <i>In Hartmann et Wendler (2005)</i>	84
Figure 2.3. Surface de réponse du changement du débit de pointe journalier de temps de retour 20 ans pour un scénario de réchauffement d'été moyen (Bassin de l'Enrik à Mille of Tore, NE de l'Ecosse). Les points correspondent aux scénarios climatiques issus de l'AR4 du GIEC (noirs) et de l'UKCP09 (bleus). <i>In Prudhomme et al. (2010)</i>	92

Figure 2.4. Typologie des modèles numériques du climat selon trois critères : l'intégration, le « <i>detail of description</i> », les « <i>processes</i> ». In Claussen (2001).	96
Figure 2.5. Moyennes d'été (JJA) de la température de l'air sur la France observées depuis 1900 (+), et obtenues à partir d'une simulation climatique de 1960 à 2100 utilisant des hypothèses (GIEC-A2) pour la concentration en gaz à effet de serre (losanges rouges). In Déqué (2004).	97
Figure 2.6. Réduction d'échelle de la maille d'un MCG-OA vers une maille à haute résolution spatiale. Sources : Climate Research Unit (D. Viner) et projet Rexhyss.	99
Figure 2.7. Comparaison entre les quantiles journaliers de précipitations « observés » (1961-1990 ; trait continu) et simulés par le MCG-OA HadCM2 en phase de contrôle (trait discontinu) pour la même maille. In Prudhomme <i>et al.</i> (2002).	100
Figure 2.8. Cascade et cône d'incertitudes en modélisation prospective du climat. Adapté de http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54 .	105
Figure 2.9. Part des sources d'incertitude (exprimée en incertitude fractionnelle ou part de variance) dans l'incertitude totale de la simulation de la température moyenne décennale. a) Echelle synoptique ; b) Echelle régionale. In Hawkins et Sutton (2009).	106
Figure 2.10. Hauteurs de précipitations annuelles en 2010 à l'échelle du Nord-Est français d'après la climatologie SAFRAN (résolution de la grille : 8 x 8 km ; source des données : Météo-France).	116
Figure 2.11. Hauteurs de précipitations mensuelles SAFRAN/postes Météo-France sur la période 1971-2000. In 55-Drogue <i>et al.</i> (2012).	117
Figure 2.12. Profils unidimensionnels d'une variable d'intérêt à support ponctuel: krigé (a), simulé en mode non conditionnel (b), simulée en mode conditionnel (c). Les triangles rouges désignent l'implantation des points de mesure. In Marcotte (2003).	119
Figure 2.13. Prélèvement d'eau effectué dans le cadre du suivi qualitatif des cours d'eau par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Petite Seille à Haboudange). Crédit photo : AERM.	125
Figure 2.14. Philosophie générale de la modélisation hydrologique empirique. In Mathevet (2005).	126
Figure 2.15. Principes de la régionalisation hydrologique par modélisation pluie-débit (pas de temps journalier, quatre donneurs). $\hat{Q}_{k,j}$ représente le débit journalier (j) simulé à l'aide du vecteur de paramètres θ_i du i -ème bassin-donneur et des vecteurs de forçage f_k (pluie et ETP du bassin dont k définit l'exutoire).	127
Figure 2.16. Principes de la régionalisation hydrologique par modélisation débit-débit (pas de temps journalier, deux donneurs). $\hat{Q}_{k,j}$ représente le débit journalier (j) simulé à l'aide des i débits fournis par les bassins-receveurs.	128
Figure 2.17. Jaugeages en rivière par technique intrusive. a) Jaugeage au moulinet effectué dans le cadre du tarage et du suivi dynamique des stations hydrométriques. b) Jaugeage « ponctuel » par ADCP. Crédits photos : DREAL Lorraine (Pôle Hydrométrie et réseaux de mesure).	129
Figure 2.18. Correction et incertitudes des débits simulés (en mm/j) par le modèle pluie-débit GR4J. Exemple de la Meuse à Chalaines (1717 km ²), période 1973-2000. In François <i>et al.</i> (2011).	131
Figure 3.1. Performance théorique de détection de ruptures chronologiques en fonction du rapport a/σ (signal sur bruit) où a représente une rupture d'amplitude constante	

et σ l'écart-type des résidus d'une série de comparaison (<i>in</i> Mestre, 2000). Lorsque le rapport est supérieur à 1 la détection est bonne, lorsque le rapport est inférieur ou égal à 1, l'importance du bruit diminue la robustesse de la méthode de détection.	136
Figure 3.2. Logigramme de sélection d'un test de stationnarité d'une série chronologique. <i>In</i> Renard (2006).....	138
Figure 3.3. Évolution de la fréquence d'occurrence hivernale du type de circulation atmosphérique « Westlage, zyklonal» (Wz) de la classification de Hess et Brezowski et de l'indice THO (total hivernal des précipitations d'ouest) au poste pluviométrique de la Bresse (48°00'N, 6°52'E, 700 m).....	142
Figure 3.4. Logigramme de la procédure de détection d'un changement régional dans les séries d'indicateurs pluviométriques. <i>In</i> 2-Drogue et François (à paraître).....	145
Figure 3.5. Étapes de la démarche de descente d'échelle statistique des sorties du MCG-OA HadCM3. RR : précipitations, Tm : température moyenne de l'air. Adapté de 39-Drogue <i>et al.</i> (2005).....	150
Figure 3.6. Protocole de calcul de la pluie de bassin par krigeage avec dérive externe. Adapté de 21-Drogue <i>et al.</i> (2009).	155
Figure 3.7. Protocole de calcul de la pluie de bassin journalière.....	158
par inversion du cycle hydrologique.	158
Figure 3.8. a) Répartition spatiale du prédicteur MNE21 et b) de l'altitude dans la partie française du bassin Rhin-Meuse. Les points rouges correspondent aux 21 postes pluviométriques qui échantillonnent la pluie journalière à l'échelle régionale. Résolution de la grille : 500 m.	158
Figure 3.9. Relation entre la hauteur de précipitations quotidienne moyenne et la valeur du prédicteur MNE21 (en m) dans le Nord-Est français (période 1990-1998).....	160
Figure 3.10. Conditions d'application des noyaux de calcul.	162
Figure 3.11. « Carte de corrélation » de la station hydrométrique de Koenigsmacker sur la Canner (affluent de rive droite de la Moselle). Distribution spatiale (krigeage ordinaire) du coefficient de corrélation de Bravais-Pearson entre les débits journaliers mesurés à cette station et les autres stations hydrométriques du réseau de mesure (149 au total) sur la période 1990-2009. Les contours des bassins de la Moselle à Perl et de la Canner à Koenigsmacker sont également représentés (voir commentaire). <i>In</i> 3-Drogue et Plasse (à paraître).....	169
Figure 4.1. Séries de température de l'air minimale moyenne annuelle (Tn en °C) sur la période 1949-1998. Station synoptique de Findel (aéroport du Grand-Duché de Luxembourg). a) Série temporelle brute. b) Série temporelle homogénéisée. <i>In</i> 7-Drogue <i>et al.</i> (2005).....	175
Figure 4.2. Evolution de la température moyenne annuelle de l'air sous abri aux stations météorologiques de Metz-Frescaty et Nancy-Essey depuis le XIX ^e siècle et jusqu'en 2007. Les courbes en trait gras correspondent à une moyenne glissante quinquennale. Source des données : Météo-France.....	176
Figure 4.3. Ecart annuel de la température maximale de l'air sous abri Tx (en haut) et de la température minimale de l'air sous abri Tn (en bas) par rapport à la moyenne 1961-1990 sur la période 1899-2007 à la station météorologique de Metz-Frescaty. Source des données : Météo-France.....	177
Figure 4.4. Inversions thermiques et effets de site lors de la nuit du 6 août 2003. Coordonnées des stations de radiosondage : Idar-Obserstein (49,70 N, 7,33 E, 377 m) ; Trappes (48,76 N, 2 E, 165 m). Source des données : Météo-France.....	179

- Figure 4.5. Comparaison des anomalies de la température maximale de l'air à la moyenne 1901-2000 entre la climatologie reconsituée en point de grille (pdg) et la climatologie stationnelle de Nancy-Essey. Exemple du mois de juin. CRU : Climate Research Unit (Université East Anglia).....179
- Figure 4.6. Ecart de température à la moyenne sur 30 ans des maximales : observés (normale 1961-1990) et simulés (1961-1990 : *run* de contrôle (CTRL) ; 2071-2100 : *run* forcé) pour le mois d'avril à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N - 06°07'30" E) et au point de grille ARPEGE-Climat le plus proche. *In* 31-Drogue et François (2008).....181
- Figure 4.7. Evolution des cumuls annuels de précipitations au poste climatologique de Danne-et-quatre-vents (Phalsbourg) sur la période 1890-2007 et moyenne quinquennale (courbe noire). Source des données : Météo-France.....182
- Figure 4.8. Distributions du nombre de tests significatifs (test U de Mann-Withney-Wilcoxon) pour les 1000 répliques générées par rééchantillonnage avec remise. Indice THO (Total hivernal des précipitations d'ouest). 88 postes pluviométriques, période 1957-2002. Les triangles noirs donnent la valeur critique du nombre de tests pour assurer la significativité locale ou régionale au risque $\alpha_{local} = \alpha_{régional} = 0,1$ (probabilité au non dépassement de 0,9). Les triangles gris donnent le niveau de signification du nombre de tests significatifs dans l'échantillon de données. *In* 2-Drogue et François (à paraître).184
- Figure 4.9. Distributions du nombre de tests significatifs (test U de Mann-Withney-Wilcoxon) pour les 1000 répliques obtenues par rééchantillonnage avec remise. Indice IJxO (Intensité journalière maximale par flux perturbé d'Ouest). 88 postes pluviométriques, période 1957-2002. Les triangles noirs donnent la valeur critique du nombre de tests pour assurer la significativité locale ou régionale au risque $\alpha_{local} = \alpha_{régional} = 0,1$ (probabilité au non dépassement de 0,9). Les triangles gris donnent le niveau de signification du nombre de tests significatifs dans l'échantillon de données. *In* 2-Drogue et François (à paraître).....185
- Figure 4.10. Interpolation statistico-topographique de la variable APOH (Accroissement des précipitations d'ouest hivernales sur la période 1954-2002). L'erreur relative entre valeurs estimées et valeurs observées est indiquée pour chaque poste pluviométrique. Les isolignes $\pm 5\%$... $\pm 100\%$ sont également reportées, *i.e.* l'isoligne $\pm 10\%$ signifie qu'il y a 95 % de chance pour que la valeur réelle de la variable APOH se situe à $\pm 10\%$ de la valeur cartographiée. *In* 6-Drogue *et al.* (2006).186
- Figure 4.11. Distributions saisonnières des températures extrêmes de bassin (Tn, ligne supérieure - Tx, ligne inférieure) à l'horizon 2071-2100 selon 5 modèles climatiques régionaux (courbes roses). Distribution observée (1971-2000) en noir. De gauche à droite : trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Bassin de la Sûre au Luxembourg. Scénarios PRUDENCE. *In* 33-Drogue *et al.* (2005).188
- Figure 4.12. Distributions saisonnières des températures moyennes de bassin à l'échelle du bassin de la Sûre au Luxembourg pour les deux saisons extrêmes (DJF : hiver ; JJA : été). Scénarios PRUDENCE, période de projection 2071-2100. *In* 39-Drogue *et al.* (2005).....189
- Figure 4.13. Taux de variation saisonniers de la pluie de bassin à l'échelle du bassin de la Sûre au Luxembourg. Scénarios PRUDENCE, période de projection 2071-2100. *In* 39-Drogue *et al.* (2005).....190
- Figure 4.14. Spatialisation de l'évolution des précipitations entre 1971-2000 et 2071-2100, à l'échelle du bassin de la Meuse française et pour les scénarios d'émission

A1B, A2 et B1. Sources des données : scénarios SCRATCH08 (ARPEGE-Climat). In 20-Commeaux <i>et al.</i> (2010).....	192
Figure 4.15. Profil hydrologique de la Meuse française. Débits mensuels d'étiage quinquennal sec (QMNA ₅). Période 1971-2000. In 14-François <i>et al.</i> (2011).....	194
Figure 4.16. Profil hydrologique de la Meuse française. Débits mensuels d'étiage quinquennal sec (QMNA ₅). Période de projection 2071-2100 vs. 1971-2000. In 14-François <i>et al.</i> (2011).....	195
Figure 4.17. Relation entre l'altitude du poste pluviométrique et le flux de précipitations de l'épisode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, versant alsacien des Hautes-Vosges et plaine d'Alsace. In 21-Drogue <i>et al.</i> (2010).....	198
Figure 4.18. Isohyètes (en mm) afférentes à l'épisode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, secteur des Hautes-Vosges et leur piémont. Méthode du Krigeage à deux Dérives Externes (a) sans variance d'erreur de mesure (b) avec variance d'erreur de mesure. Voisinage d'interpolation unique, résidus structurés. Les isohypses sont représentées en gris. Résolution de la grille : 3 x 3 km. In 21-Drogue <i>et al.</i> (2010).	200
Figure 4.19. Ecart-type de krigeage en mm (a) sans variance d'erreur de mesure (b) avec variance d'erreur de mesure. Voisinage d'interpolation unique, résidus structurés. Episode pluvieux du 3 au 7 octobre 1988, secteur des Hautes-Vosges et leur piémont. Les isohypses sont représentées en gris. Résolution de la grille : 3 x 3 km. In 21-Drogue <i>et al.</i> (2010).....	201
Figure 4.20. Chroniques de débits ponctuels échantillonnés ($n = 30$) et chroniques de débits ponctuels instantanés. Exemple de la Lauter à Wissembourg (272 km ²).	204
Figure 4.21. Distribution des performances des quatre méthodes de reconstitution du débit moyen journalier (149 stations hydrométriques) sur la période 1990-2009.	206
Figure 4.22. Comparaison des débits journaliers observés et reconstitués par deux méthodes de régionalisation de l'hydrogramme journalier.....	207
Figure 4.23. Distribution des valeurs du critère d'efficacité pour les quatre méthodes de régionalisation testées sur l'échantillon de 21 stations des RCS. MC : Carte de corrélation ; SP : proximité spatiale ; DISP : paramétrisation discrète ; QQ : méthode débit-débit. In 3-Drogue et Plasse (à paraître).....	208
Figure 4.24. Panier de bassins-donneurs (en rouge) pour le bassin de la Doller@Reiningue (●), 187 km ² . a) Méthode de la carte de corrélation; b) Méthode de a proximité spatiale (moyenne des hydrogrammes); c) Méthode débit-débit ($n = 30$ débits ponctuels); d) Méthode hybride ($n = 200$ débits ponctuels; $\alpha = 0$): les quatre bassins-donneurs dont les paramètres « sortent » pour plus de la moitié des 100 tirages de n sont indiqués (●). In 3-Drogue et Plasse (à paraître).....	209

Listes des tableaux

Tableau 1.1. Origine, direction du flux synoptique et caractéristiques des différents types de masses d'air affectant le Nord de la France.....	16
Tableau 1.2. Typologie climatique et facteurs géographiques modulant l'évolution spatio-temporelle des précipitations ou de la température de l'air en fonction du niveau d'échelle spatiale.....	20
Tableau 1.3. Fréquences relatives des quatre régimes de temps pour l'hiver et persistance moyenne pour chaque régime – région Nord Atlantique-Europe. Période 1957-2002. In Sanchez <i>et al.</i> sur http://medias.cnrs.fr/imfref/web/ page consultée en 2008. Anticyclone groenlandais = NAO- ; Zonal = NAO+.	23
Tableau 1.4. Principaux acteurs de la variabilité climatique dans le secteur NAE au cours des 1000 dernières années (théorie dominante). In Swingedouw <i>et al.</i> (2011).	30
Tableau 1.5. Quelques caractéristiques de la modélisation prospective du climat.....	35
Tableau 1.6. Surface disponible par pluviomètre requise pour construire un réseau.....	47
de pluviomètres suivant le type de terrain. Extrait de l'OMM (1994), in Valéry (2010)..	47
Tableau 1.7. Principales propriétés des variables d'intérêt traités dans ce mémoire.	47
Tableau 1.8. Revue de quelques définitions proposées pour définir le terme de régionalisation en hydrologie. In He <i>et al.</i> (2011).	49
Tableau 1.9. Les enjeux de l'eau pour les districts Rhin et Meuse Partie française soumis à la consultation du 1 ^{er} novembre 2012 au 30 avril 2013. Document consultable sur http://www.eau2015-rhin-meuse.fr/dce/site/documents_bassin_rm.php	61
Tableau 1.10. Localisation et effectif des stations hydrométriques (période 1990-2009).	72
Tableau 1.11. Liste des descripteurs physiographiques de bassin-versant utilisés dans quinze études de régionalisation hydrologique par géo-régression. In He <i>et al.</i> (2011).	75
Tableau 2.1. Sensibilité des paramètres météorologiques aux changements pouvant intervenir dans les conditions de mesure.....	83
Tableau 2.2. Risque (probabilité) de bonnes et de mauvaises décisions. Adapté de Renard (2006).....	85
Tableau 2.3. Risque (probabilité) de bonnes et de mauvaises décisions en détection régionale.	87
Tableau 2.4. Comparatif entre trois méthodes de correction des sorties brutes de MCG- OA ou MCR (adapté et complété après Rexhyss,.....	102
Tableau 2.5. Typologie des incertitudes du forçage climatique en modélisation prospective du climat. Adapté de http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/54 , page consultée le 3/4/2013.	106
Tableau 2.6. Propriétés de la variable d'intérêt respectées par les simulations conditionnelles et non conditionnelles en géostatistique. Adapté de Marcotte (2003).	118
Tableau 2.7. Structures pluviométriques et facteurs d'hétérogénéité spatiale d'un système précipitant frontal de méso-échelle associé à un flux atmosphérique rapide	

de secteur ouest, par niveau d'échelle descendant. Synthèse sur le secteur des Hautes-Vosges. Les unités topographiques de l'étude sont également indiquées. *In Orlanski (1975), ** In Ambroise et Adjizian-Gérard (1995), *** In Humbert <i>et al.</i> (1993). In 21-Drogue <i>et al.</i> (2010).	121
Tableau 3.1. Description des modèles de bilan hydrologique. In Valéry <i>et al.</i> (2010). ...	160
Tableau 3.2. Critères utilisés par les principales méthodes d'estimation locale du débit.	164
Tableau 3.3. Modalités d'application des principales méthodes d'estimation locale du débit.....	165
Tableau 3.4. Patrimoine de données constitué dans le cadre des travaux de régionalisation de l'écoulement au sein de l'espace rhéno-mosan (partie française du bassin Rhin-Meuse). In 63-Drogue <i>et al.</i> (2012).	167
Tableau 4.1 Tableau de contingence des jours codés en phase hydrologique. Les résultats sont fournis pour les hydrogrammes journaliers observés et simulés par la méthode de régionalisation débit-débit. Station de Perl sur la Moselle (11522 km ²), period 1990-2009. In 3-Drogue et Plasse (à paraître).....	210