THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE PERPIGNAN

Discipline: Hydroclimatologie

Présentée le 12 Décembre 2008 par : Franck Lespinas

Impacts du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon

Jury composé de Mesdames et Messieurs:

G. MAHE	Rapporteur
W. CRAMER	Rapporteur
S. PLANTON	Examinateur
W. LUDWIG	Directeur de thèse
Y. CABALLERO	Examinateur
N. FOLTON	Examinateur

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	5
CHAPITRE I - CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CYCLE HYDROLOGIQU GLOBALE A L'ECHELLE LOCALE	E: DE L'ECHELLE
I.1. Quelaues rappels sur le système climatique	10
I.1.1. Climat et système climatique : définitions et principaux mécanismes	
I.1.2. Caractéristiques générales de la circulation atmosphérique	
I.1.3. Climat et cycle de l'eau	
I.1.4. Climat et cycle de l'eau en Méditerranée	
12 Le changement climatique à l'échelle globale	21
I 2 1 Définition du changement climatique	21
I 2 2 Le réchauffement climatique actuel	21
L.2.3. Impact sur le cycle hydrologique	
I.2.4. Projections des changements climatiques futurs	
13 La abana amont alimatique an Máditannanás	21
I.3. Le changement cumatique en Mediterranee	
I.3.2 Projections pour le 21 ^{ème} sidele	
I 3 2 1 Projections des modèles globaux	33
I.3.2.2. Projections des modèles régionaux	
	20
1.4. Le changement climatique en France	
I.4.1.1 Evolution des conditions elimetiques	
I.4.1.2 Evolution des conditions budrologiques	
I.4.1.2. Evolution des conditions nydrologiques	
I 4 3 Cas du Languedoc-Roussillon	45
CHAPITRE II - ANALYSE DU CHANGEMENT DES CONDITIONS HYDRO DONNEES ET METHODES	CLIMATIQUES -
II.1. Choix de la zone et de la période d'étude	
II.1.1. Zone d'étude	
II.I.2. Fellode d etude	
II.2. Données hydroclimatiques	
II.2.1. Précipitations mensuelles et journalières	
II.2.1.1. Choix des stations	
II.2.1.2. Comblement des lacunes	
II.2.1.3. Tests de rupture	
II.2.1.4. Indices de pluviométrie	
II.2.1.5. Spatialisation des donnees	
II.2.2. Temperatures mensuelles	
II.2.2.1. Choix des stations	
II 2 2 3 Tests de rupture	
II.2.2.3. Tests de lupture II.2.2.4. Spatialisation des données	
II 2 3 Autres paramètres climatiques	
II.2.4. Débits mensuels et journaliers	
II.2.4.1. Choix des stations	
II.2.4.2. Comblement des lacunes.	
II.2.4.3. Indices d'écoulements extrêmes	
II 3 Données alimatiques à grande échelle	60
II.3.1. Indices de la circulation atmosphérique	

II.3.1.1. L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA)	69
II.3.1.2. L'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (OMO)	71
II.3.1.3. Autres indices de la CAGE	73
II.3.2. Données de Réanalyses	
II.3.2.1. Qu'est ce qu'une réanalyse ?	
II.3.2.2. Les Réanalyses NCEP	
II.3.2.3. Les Reanalyses ERA-15 et ERA-40	
II.4. Analyses des relations entre paramètres	
II.4.1. Comment étudier l'influence de la CAGE sur les conditions climatiques de surface ?	
II.4.2. Analyses de correlation	
II.4.5. Analyses en composantes principales II.4.4 Analyses des corrélations canoniques	
II.5. Analyses des évolutions temporelles	
II.6. Caractérisation des bassins vorsants	00
II.6.1 Morphologie et limites des bassins versants	90
II.6.2. Natures des roches et des sols	
II.6.2.1. Lithologie	
II.6.2.2. Sols	
II.6.3. Végétation et occupation des sols	
II.6.3.1. Les données CORINE Land Cover	
II.6.3.2. Les données de l'Institut Forestier National	
II.6.4. Pressions anthropiques	
II.6.4.1. Population	
II.6.4.2. Barrages et prélèvements d'eaux	101
CHAPITRE III - EVOLUTION RECENTE DES CONDITIONS HYDROCLIMATIQUES	
III 1 Conditions hydroalimatiques movemes	107
III 1 1 Climat	107
III.1.1.1. Températures	107
III.1.1.2. Précipitations	108
III.1.1.3. Indices pluviométriques	111
III.1.2. Hydrologie	113
III.2. Tendances	119
III.2.1. Températures	119
III.2.2. Précipitations	121
III.2.2.1. Précipitations annuelles et mensuelles	121
III.2.2.2. Indices pluviométriques	123
III.2.3. Debits	127
III.2.3.1. Debits specifiques moyens	120
III.2.3.2. Indices d'écoulements extremes	129
III.3. Relations avec la circulation atmosphérique	132
III.3.1. Relations avec les indices de la circulation atmosphérique	132
III.3.1.1. Indices relatifs au champ de pression en surface	132
III.3.1.2. Indices relatifs au champ de pression a mi-altitude	136
III.3.2. Relations avec la circulation atmospherique a mi-attitude	141
III.5.2.1. Finicipe de l'utilisation des Analyses de Correlations Canoniques III.3.2.2. Températures	141
III 3 2 3 Précinitations	152
III.4. Mécanismes associés aux évolutions hydrologiques	162
III.4.1. Influence de l'evolution des conditions climatiques	162
111.4.2. Influence des activites numaines	170
CHAPITRE IV – APPLICATION D'UN MODELE PLUIE-DEBIT POUR ETUDIER L'IMPAC7	ר D U
CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU	176

IV.1. Présentation du modèle	177
IV.1.1. Choix du type de modélisation	177

IV.1.2. Le modèle GR2M	178
IV.1.3. Choix de la résolution spatiale	181
IV 2 Ontimisation des naramètres	183
IV 2.1. Technique d'ontimisation	105
IV 2.2. Fonction objective	184
IV 2 3 Critères d'efficacité	185
	105
IV.3. Adaptation du modèle GR2M aux bassins versants de la région Languedoc-Roussillon	187
IV.3.1. Constitution des donnés d'entrée	187
IV.3.2. Mise au point d'un module neige	189
IV 4 Phase de calage	191
IV 4 1 Influence du point de départ	191
IV.4.1.1. Choix des limites et des points de départ	
IV.4.1.2. Analyse des paramètres calés	192
IV.4.1.3. Analyse des performances	194
IV.4.2. Options optimales de modélisation	195
IV.4.2.1. Meilleure combinaison de données d'entrées	195
IV.4.2.2. Choix des périodes de calage/validation	197
IV.4.3. Calage/validation du modèle	200
	205
IV.5. Analyses de sensibilité	205
IV.5.1. Sensibilite du modele aux variations sur les parametres optimises	
IV.5.2.1. Performances de la fonction objective	
IV.5.2.2. Bilans volumiques	206
IV.5.2. Sensibilité du modele aux variations sur les données d'entrée	209
IV 5.2.1. Sensibilité du modèle à l'ETD	
IV 5.2.2. Sensibilité à la capacité du réconvoir col	
IV 5.2.4. Conclusions sur le sensibilité du medèle sur dennées d'entrée	213
1 v. 5.2.4. Conclusions sur la sensionne du modele aux données d'entrée	
IV.6. Capacité du modèle à reproduire les tendances	219
IV.6.1. Tendances observées sur la période 1965-2004	219
IV.6.2. Tendances simulées sur la période 1965-2004	221
IV.6.3. Ajustement du modèle aux tendances observées	223
IV.6.3.1. Relations entre paramètres et conditions climatiques	223
IV.6.3.2. Modélisation avec paramètres évolutifs	227
CHAPITRE V – IMPACTS POTENTIELS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES	
KESSOURCES EN EAU A LA FIN DU XXI SIECLE	235
V.1. Régionalisation du changement climatique	236
V.1.1. Problématique	236
V.1.1.1. Les modèles climatiques globaux	236
V.1.1.2. Limitations des MCGAO	237
V.1.1.3. Implications pour notre étude	238
V.1.2. Désagrégation dynamique	240
V.1.2.1. Modèles climatiques à haute résolution	240
V.1.2.2. Modèles climatiques régionaux « emboîtés »	241
V.1.3. Désagrégation statistique	242
V.1.3.1. Principe	242
V.1.3.2. Méthodes de désagrégation statistique	243
V.1.4. Avantages et inconvénients des deux approches	245
V.1.5. Méthodologie de régionalisation adoptée	247
V.2. Projections climatiques du projet PRUDENCE	249
V.2.1. Description du projet	
V.2.1.1. Objectifs	
V.2.1.2. Critiques	251
V.2.2. Choix des scénarios climatiques	251
V.2.3. Validation des simulations de contrôle: période 1961-1990	253
1	

V.3. Impact sur les ressources en eau	
V.3.1. Construction des scénarios climatiques	
V.3.2. Hypothèses sur la modélisation hydrologique	
V.3.3. Impact sur les ressources en eau	
V.3.4. Impact sur les autres variables du cycle hydrologique	
V 3.5 Critiques	
(1919) Orluquos	_ / _ /
CONCLUSIONS GENERALES	
CONCLUSIONS GENERALES BIBLIOGRAPHIE	

INTRODUCTION

Au début des années 1970, la communauté scientifique internationale a commencé à s'interroger sur les conséquences possibles de la modification de la composition chimique de l'atmosphère par les rejets des gaz à effet de serre d'origine anthropique. Depuis, le niveau des connaissances s'est considérablement accru. D'après le dernier rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) datant de 2007, les émissions croissantes de gaz à effet de serre ont contribué à renforcer l'effet de serre et à modifier le climat de la planète. Dans le même temps, la compréhension des mécanismes physiques en jeu a progressé et les scénarios des avenirs climatiques possibles ont été affinés.

Ces progrès ont permis dès lors de dépasser le simple stade du constat d'un changement climatique et de s'intéresser à ses impacts, qui sont bien souvent locaux. Une mobilisation importante des efforts de recherche concerne désormais la régionalisation du changement climatique dans le but de prévoir ses conséquences et de mettre au point des stratégies d'adaptation avant-gardistes. Parmi les différents impacts du changement climatique, ceux affectant le cycle de l'eau sont une des préoccupations majeures pour les sociétés humaines. Les interrogations sont nombreuses, diverses et distinctes suivant la zone d'intérêt: les périodes de sécheresse risquent-elles d'augmenter ? Les crues se feront-elles plus intenses et/ou plus fréquentes ? Les ressources en eau seront-elles toujours suffisantes dans l'avenir pour subvenir aux besoins des activités agricoles, touristiques ou de consommation ? Autant de questions qui mettent en évidence la vulnérabilité des sociétés humaines face aux modifications qui peuvent se produire sur le cycle de l'eau. En outre, les problèmes liés à l'eau sont déjà sévères dans de nombreuses régions du globe alors que se profilent d'autres menaces importantes, comme l'augmentation de la pression démographique. Le changement climatique pourrait ainsi rendre la situation encore plus difficile dans ces régions.

Aussi, c'est avec un certain engouement que climatologues, hydrologues ou encore hydrogéologues commencent à travailler de concert avec les acteurs de l'eau sur des thématiques liées aux changements sur la ressource en eau et sur l'intensité des crues et des sécheresses. En France, de nombreux projets ont été réalisés ces dernières années afin de comprendre et de quantifier la vulnérabilité des hydrosystèmes aux changements climatiques récents et/ou projetés par les modèles climatiques (e.g. *Etchevers et al., 2002; Ducharne et al.,*

2004; Boé, 2007; Caballero et al., 2007). La plupart de ces études se sont focalisés sur les grands bassins versants des principaux fleuves métropolitains mais qui ne sont pas représentatifs de la région méditerranéenne. Cette dernière est caractérisée par un grand nombre de petits bassins côtiers tels qu'on les retrouve par exemple dans le sud de la France. Ces bassins ont souvent un fonctionnement particulier, contrôlé par le relief des arrières pays et par la forte saisonnalité du climat méditerranéen.

L'objectif de cette thèse est d'apporter des connaissances sur ce point en fournissant une première évaluation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie des six fleuves principaux de la région Languedoc-Roussillon (LR) et ce, d'un point de vue rétrospectif et prospectif. Le choix d'étudier ces fleuves en particulier repose sur plusieurs points: d'abord, ils peuvent êtres considérés comme représentatifs des fleuves côtiers méditerranéens, avec une variabilité importante des conditions hydroclimatiques liées à la complexité du relief et à l'interaction entre celui-ci et la circulation atmosphérique (Xoplaki, 2002). Cette caractéristique soulève la nécessité d'étudier la variabilité des conditions hydroclimatiques des fleuves côtiers méditerranéens à haute résolution spatiale. En outre, les projections climatiques globales les plus récentes ont conduit à identifier le bassin méditerranéen comme une zone de « hot-spot » (Giorgi, 2006), c'est-à-dire pour lesquels les changements climatiques seront les plus sévères au cours du 21^{ème} siècle avec une augmentation importante de la température associée à une baisse des précipitations. Des simulations réalisées à haute résolution spatiale suggèrent que la région LR ne serait pas épargnée par ces évolutions (Beniston et al., 2007; Boé, 2007; Christensen et Christensen, 2007). Ces éléments indiquent que l'évolution de la ressource en eau pourrait devenir une question essentielle au cours du 21^{ème} siècle pour les activités socio-économiques (agriculture, tourisme, énergie hydroélectrique, alimentation) de la population. Une solide connaissance des relations existantes entre la variabilité du climat et celle de la ressource en eau est donc nécessaire si l'on veut contribuer à une gestion durable de celle-ci. Ce travail de thèse a donc comme but d'apporter des éléments d'informations précis sur ce point. Il s'intègre dans une série d'études sur les hydrosystèmes du Golfe du Lion au sein de la zone atelier ORME (Observatoire Régional Méditerranéen de l'Environnement), labélisé par le CNRS depuis 2001. Un des objectifs de ORME est de mieux comprendre le rôle des apports à la mer des petits bassins côtiers par rapport à ceux du Rhône et le programme s'intéresse non seulement aux processus à l'intérieur des bassins versants, mais également à leurs impacts éventuels sur le fonctionnement de la zone côtière.

Les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse s'organisent autour de trois axes de recherches qui sont développés dans ce mémoire en cinq chapitres.

Les trois axes de recherches sont les suivants :

- (1) Approfondir les connaissances sur la variabilité spatio-temporelle des conditions hydroclimatiques et étudier l'évolution récente de celles-ci dans les principaux bassins versants de la région LR. Il s'agira également d'étudier les relations entre la variabilité des conditions climatiques et celle relative à la Circulation Atmosphérique à Grande Echelle (CAGE), celle-ci étant susceptible de jouer un rôle important sur les changements climatiques constatés. L'analyse des relations entre l'évolution des conditions climatiques et des activités anthropiques d'une part et celle des écoulements fluviaux d'autre part permettra d'apporter des éléments d'explication sur l'origine des changements hydrologiques observés.
- (2) Modéliser la variabilité des écoulements dans les fleuves étudiés en fonction de la variabilité du climat et d'autres facteurs de contrôle (naturels et anthropiques). Un modèle hydrologique travaillant au pas de temps mensuel sera appliqué et optimisé pour chaque bassin versant. Cet outil s'avère utile car il permettra notamment de tester et/ou valider les hypothèses pouvant expliquer les changements hydrologiques observés.
- (3) Evaluer l'impact des changements climatiques projetés pour la fin du 21^{ème} siècle (période 2071-2100) sur la ressource en eau. Des scénarios seront construits à partir de sorties de modèles climatiques régionaux (projet européen PRUDENCE) puis intégrés dans le modèle hydrologique. Ce couplage permettra d'analyser et de quantifier l'impact de ces scénarios climatiques sur les écoulements des fleuves et, au final, sur la ressource en eau.

Les cinq chapitres de ce mémoire sont les suivants :

1^{er} chapitre : il présente un état de l'art des connaissances relatives aux changements climatiques récents et projetés pour la fin du 21^{ème} siècle, à la fois à l'échelle globale, de la Méditerranée et enfin de la France. Il permet ainsi de resituer notre étude dans un contexte plus général.

- 2^{ème} chapitre : il décrit l'ensemble des données et des méthodes utilisées afin d'aborder la régionalisation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves étudiés. Les aspects climatiques, hydrologiques et d'occupation des sols ont été considérés, avec une attention particulière sur la constitution d'un jeu de données climatiques qui soit le plus fiable possible. Une présentation des données relatives à la CAGE ainsi que des principales méthodes statistiques et géomatiques utilisées est également fournie.
- 3^{ème} chapitre : il est consacré à la caractérisation de la variabilité hydroclimatique de la région LR sur la période 1965-2004. L'objectif est d'apporter des connaissances sur le fonctionnement des hydrosystèmes étudiés, de dégager les évolutions générales et d'identifier les principaux mécanismes à l'origine de ces dernières.
- 4^{ème} chapitre : il concerne l'application du modèle hydrologique retenu. Le but est de tester sa performance à reproduire les écoulements observés et d'évaluer sa sensibilité aux données d'entrée (évapotranspiration potentielle, précipitations et capacité du réservoir sol) et à ses paramètres. Une évaluation de sa capacité à reproduire les tendances observées est finalement réalisée.
- 5^{ème} chapitre : il présente un rappel des techniques de régionalisation du changement climatique les plus couramment utilisées, la méthodologie suivie pour la construction des scénarios climatiques correspondant à la période 2071-2100 ainsi que leur implémentation dans le modèle hydrologique. L'objectif est de fournir une évaluation des impacts potentiels sur la ressource en eau des fleuves étudiés.

Ce travail de thèse contribue au final à une meilleure connaissance de la vulnérabilité des hydrosystèmes de la région LR au changement climatique, notamment par la prise en compte de l'influence des activités anthropiques. La détermination des processus à l'origine de la variabilité et des évolutions du climat a volontairement été occultée, domaine relevant d'autres compétences et qui fait l'objet de recherches actives dans les centres de recherches météorologiques.

CHAPITRE I - CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CYCLE HYDROLOGIQUE: DE L'ECHELLE GLOBALE A L'ECHELLE LOCALE

Préambule

Ce chapitre a pour objectif de présenter le niveau des connaissances sur le changement climatique actuel et ses conséquences sur le cycle de l'eau. Bien qu'un effort ait été entrepris pour réunir un nombre important d'études réalisées sur ce thème, ce chapitre n'a pas la prétention d'être exhaustif. L'objectif est de fournir une vue d'ensemble du changement des conditions hydroclimatiques observées et projetées à l'échelle globale, de la Méditerranée et de la France, avec une attention particulière sur la région concernée dans cette étude. Dans la mesure du possible, nous tentons d'apporter des éléments d'information sur les mécanismes qui influencent le plus les évolutions hydroclimatiques constatées et/ou projetées. Ce chapitre devrait ainsi permettre au lecteur de situer ce travail dans une problématique plus large relative à la régionalisation du changement climatique et à ses conséquences sur le cycle hydrologique.

I.1. Quelques rappels sur le système climatique

I.1.1. Climat et système climatique : définitions et principaux mécanismes

Selon l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le climat est définit comme « la synthèse des conditions météorologiques dans une région donnée, caractérisée par des statistiques à long terme (valeurs moyennes, variances, probabilités de valeurs extrêmes, etc.) des éléments météorologiques (températures, précipitations, vents) dans cette région ». L'OMM recommande une période minimale de 30 ans pour calculer ces statistiques, définissant ainsi ce que l'on appelle communément les « normales climatologiques » qui servent de référence aux bulletins météorologiques.

Le climat à la surface de la Terre est régit par les lois du système climatique, système complexe dont les principales composantes sont l'atmosphère, la lithosphère (surface terrestre), l'hydrosphère (lacs, mers, océans et autres plans d'eau), la cryosphère (les glaces du monde entier) et la biosphère (l'ensemble des êtres vivants, en particulier la végétation, ainsi que la matière organique des sols). Ces 5 composantes sont en interaction permanente par l'intermédiaire de phénomènes physiques, chimiques et biologiques tels que le rayonnement, le cycle de l'eau, le cycle du carbone, le transfert de chaleur, de mouvement, etc. Le climat en tant que tel ne constitue donc que la résultante aux échelles locales/régionales de ces processus, ce qui explique la complexité et la diversité des climats existants sur Terre.

Le moteur du système climatique est le rayonnement solaire. Celui-ci fournit de l'énergie à la Terre, essentiellement aux très courtes longueurs d'ondes et dans le proche infrarouge, que l'atmosphère capte et redistribue (Figure I.1). Le flux d'énergie solaire moyen arrivant à la surface de l'atmosphère terrestre est de 342 W.m⁻².an⁻¹. Un peu moins du tiers (107 W.m⁻².an⁻¹ = 32 %) est directement réfléchi vers l'espace par les nuages, les particules atmosphériques en suspension (aérosols) et les gaz atmosphériques (77 W.m⁻².an⁻¹ = 23 %) et par la surface réfléchissante de la Terre (30 W.m⁻².an⁻¹ = 9 %). Sur les 235 W.m⁻².an⁻¹ restants, 67 W.m⁻².an⁻¹ (soit environ 19% du total) sont absorbés par l'atmosphère et les nuages et 168 W.m⁻².an⁻¹ (soit environ 49% du total) par les océans et la surface des continents. Afin de compenser l'énergie incidente parvenant à sa surface, la Terre émet une quantité d'énergie



FIG. I.1: Bilan énergétique de la Terre (en W.m⁻².an⁻¹). Source: Kielh et Trenberth (1997).

équivalente vers l'espace, principalement sous forme de rayonnement infrarouge. Une petite partie seulement de ce rayonnement traverse l'atmosphère, tandis que la majorité est absorbée et/ou renvoyée vers la surface par les nuages et les molécules de Gaz à Effet de Serre (GES: vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane, oxyde nitreux, ozone, etc.). La fraction du rayonnement qui est renvoyée vers la surface terrestre contribue à réchauffer celle-ci ainsi que les basses couches de l'atmosphère, créant une température annuelle moyenne de 14°C à la surface du globe au lieu de -18°C qui devrait normalement s'observer sans effet de serre (*Sadourny, 1994*).

Deux autres formes d'échanges d'énergie existent entre la surface et l'atmosphère : le flux de chaleur sensible qui correspond à la quantité de chaleur échangée par conduction thermique. Cette chaleur est responsable du chauffage des masses d'air présentes au-dessus du sol et des mouvements convectifs qui en résultent. Le second terme d'échange est le flux de chaleur latente qui correspond à la chaleur transférée à l'atmosphère par changement d'état de l'eau disponible à la surface terrestre (évaporation). Ce flux de chaleur est principalement responsable du chauffage de l'atmosphère lors de la condensation de la vapeur d'eau dans les nuages (d'où le qualificatif latente).

L'équilibre du bilan énergétique de la Terre peut être modifié principalement de 3 façons différentes:

- En modifiant le rayonnement solaire en entrée, par l'intermédiaire de changements qui se produisent dans l'orbite terrestre ou dans le rayonnement solaire.
- (2) En modifiant la fraction réfléchie du rayonnement solaire (l'albédo) par exemple par l'intermédiaire des changements d'occupation des sols ou dans la couverture nuageuse, les particules atmosphériques en suspension (aérosols) ou la végétation. L'altération de la réflexion par les aérosols est spectaculaire lors d'importantes éruptions volcaniques qui projettent des particules très haut dans l'atmosphère. Ces particules, qui peuvent parfois résider plusieurs années dans la haute atmosphère, réfléchissent davantage le rayonnement solaire direct, provoquant ainsi un abaissement général des températures à la surface du globe.
- (3) En modifiant le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la Terre vers l'espace, par exemple en modifiant les concentrations des GES. C'est ce processus qui explique aujourd'hui le mieux les changements du bilan radiatif de la Terre observés au cours des trois dernières décennies (*Solomon et al., 2007*).

A un instant t donné, le bilan radiatif de la Terre n'est pas équilibré en tout point du globe. La Terre étant de forme sphérique, les régions tropicales reçoivent plus d'énergie solaire que les régions situées à des latitudes plus élevées, où la lumière du soleil frappe l'atmosphère sous un angle plus aigu. Cette inégale répartition latitudinale de l'énergie solaire incidente est accentuée par l'albédo, plus important dans les régions de haute latitude recouvertes par les glaces. Au final, les régions polaires émettent plus d'énergie qu'elles en absorbent tandis que les régions tropicales ont le comportement inverse. Le système climatique gagne donc de l'énergie aux basses latitudes et en perd aux hautes latitudes. Des déséquilibres énergétiques existent également à l'échelle locale, mais ils sont principalement liés à la nature de la surface qui réfléchit le rayonnement solaire (contraste d'albédo continent/océan, désert/forêt, etc.).

L'ensemble des déséquilibres spatiaux du bilan énergétique induit nécessairement un transfert d'énergie depuis les zones excédentaires vers les zones déficitaires de la Terre. Ce transfert d'énergie est assuré par la mise en mouvement des deux grands domaines fluides de la planète : l'Atmosphère et l'Océan.

I.1.2. Caractéristiques générales de la circulation atmosphérique

La répartition initiale et inégale de l'énergie solaire est le principal moteur du système climatique au sein duquel la circulation atmosphérique assure l'essentiel du transfert d'énergie entre les régions à bilan énergétique positif et celles à bilan énergétique négatif. La force de Coriolis, induite par la rotation de la Terre sur elle-même, complique ce schéma de transfert d'énergie.

De manière générale, la circulation atmosphérique prend des formes différentes sur deux grandes zones géographiques:

- La zone intertropicale, qui s'étend de 27°S à 27°N, caractérisée par l'existence de vastes cellules convectives où l'air chaud s'élève près de l'équateur et redescend à des latitudes plus élevées (cellules de Hadley).
- La zone extratropicale, qui s'étend au-delà de 27°N ou 27°S en direction des pôles, caractérisée par un climat plus variable (cellules de Ferrel et cellules polaires).

C'est l'existence de ces circulations préférentielles qui explique la présence des régimes de vents dominants à la surface de la Terre (régime d'alizés d'est aux tropiques, d'ouest aux latitudes moyennes et d'est aux pôles) ainsi que la présence de zones alternées de basses et hautes pressions (Figure I.2).

Au sein de la zone intertropicale, la circulation atmosphérique peut être décrite comme suit : le réchauffement important de l'air situé au niveau de l'équateur thermique, bande latitudinale correspondant au maximum d'insolation et situé au centre de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) sur la figure I.2, provoque son ascendance. Cette ascendance provoque la dilatation et donc le refroidissement de l'air au sein duquel la vapeur d'eau se condense. La condensation conduit progressivement à la formation de nuages qui eux-mêmes finissent par générer d'abondantes précipitations. Ce phénomène est à l'origine de la présence des vastes forêts équatoriales que l'on retrouve au centre de l'Afrique, au nord de l'Amérique du Sud et dans certaines îles des Océans Indien et Pacifique. L'air, une fois parvenu au sommet de la troposphère, est sec et froid. Il est alors transporté soit vers le nord soit vers le sud par la branche supérieure de la cellule de Hadley. L'air étant situé à une altitude élevée, son énergie potentielle est importante: le transfert d'énergie entre les zones équatoriales et subtropicales



FIG. I.2: Représentation schématique de la circulation atmosphérique globale. Adapté de Srinivasan (2006).

correspond en réalité à un transfert d'énergie potentielle et non à un transfert de chaleur comme on pourrait le penser.

A l'extrémité de la branche supérieure de la cellule de Hadley, l'air entame une phase de descente dans les régions subtropicales situées vers 30° de latitude (nord et sud). Les régions continentales subtropicales sont alors asséchées par cette descente d'air sec en provenance des hautes altitudes; elles connaissent ainsi un climat très aride à l'origine de la ceinture de grands déserts que l'on trouve dans les deux hémisphères vers 30° de latitude. Enfin, l'air est véhiculé au niveau des basses couches de l'atmosphère par un courant de retour vers les zones d'ascendance équatoriales, lui-même dévié vers l'ouest par la force de Coriolis. Ce phénomène est à l'origine du régime de vent d'est (alizés) dans la zone intertropicale. Les alizés en provenance de chaque hémisphère convergent alors au niveau de la ZCIT avant de subir à nouveau un mouvement d'ascendance. Cette première « boucle » constitue la cellule de Hadley, du nom du célèbre physicien anglais qui fut l'un des premiers à proposer l'existence de cellules convectives puissantes chargées de transférer l'énergie excédentaire

des basses latitudes vers les hautes latitudes. La rotation de la Terre, associée à sa sphéricité, empêche cependant l'extension des cellules de Hadley jusqu'aux pôles.

Au final, la circulation intertropicale a pour effet d'accumuler des masses d'air chaud en région subtropicale, donnant naissance aux anticyclones subtropicaux centrés sur les latitudes 27°N et 27°S (ex : l'Anticyclone des Açores), mais qui peuvent s'étendre bien au-delà, en particulier dans l'hémisphère nord pendant l'été.

Au sein de la zone extratropicale, le mécanisme qui assure le transfert d'énergie vers les pôles est très différent de celui des cellules tropicales. Ici, le transfert d'énergie est assuré par un mélange presque horizontal de l'air. La zone extratropicale est en fait caractérisée par un gradient méridien de température très important et, à cause de l'équilibre géostrophique (équilibre entre force de pression et force de Coriolis), par un vent d'ouest intense, surtout en altitude: c'est le courant-jet. La cellule de Ferrel correspond en particulier à la zone où les contrastes thermiques horizontaux sont les plus marqués, du fait de la rencontre entre masses d'air chaudes tropicales et masses d'air polaires froides et sèches. Cette rencontre est à l'origine de la formation de nombreuses instabilités qui se manifestent sous forme de structures tourbillonnaires autour de zones de basses pressions (dépressions) et de zones de hautes pressions (anticyclones), à l'origine de fronts météorologiques. Le climat est donc très variable dans cette zone, notamment en fonction des saisons; on parle de climat des latitudes moyennes. Enfin, les cellules polaires coiffent les hautes latitudes. Ce sont les zones où les masses d'air froides descendent au-dessus des pôles et s'élèvent au contact avec les cellules de Ferrel, au niveau du front polaire. Ici, le climat est sec et froid.

Ce schéma simpliste de la circulation générale moyenne est localement modifié par la configuration et la répartition des continents et des océans. Il évolue également au cours de l'année en fonction de la variation latitudinale du maximum d'insolation (et donc de la ZCIT), qui dépend de la position de la Terre par rapport au Soleil. Ainsi, le maximum d'insolation se situe le plus au nord au solstice d'été (tropique du cancer) tandis qu'il se situe le plus au sud au solstice d'hiver (tropique du capricorne), impliquant parallèlement une migration latitudinale du positionnement de la ZCIT. De ce fait, le schéma de circulation atmosphérique présenté sur la figure I.2 est « décalé » vers le sud en hiver et vers le nord en été.

I.1.3. Climat et cycle de l'eau

Le cycle de l'eau contribue au sein du système climatique à assurer les transferts d'énergie nécessaires au maintien de son équilibre. Il est également au coeur de notre étude.

Il est intéressant de noter que le stock d'eau dans l'atmosphère est très faible, de l'ordre de 12 700 km³, ce qui équivaut à une lame d'eau d'environ 25 mm sur la surface de la Terre (Figure I.3). La faiblesse du stock d'eau atmosphérique fait que la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère peut être un élément limitant du développement des systèmes précipitants. Si on considère en parallèle le flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère, on peut estimer que le temps de résidence moyen de l'eau dans l'atmosphère est de l'ordre de seulement 10 jours. L'eau atmosphérique se renouvelle donc très rapidement, ce qui explique d'ailleurs pourquoi la vapeur d'eau ne peut pas être considérée comme un forçage du réchauffement climatique, mais constitue une rétroaction.

Le stock d'eau constitué par l'humidité des sols est plus important que le stock atmosphérique, même si l'incertitude sur ce chiffre est également plus importante. Néanmoins, le temps de résidence moyen de l'eau dans les sols est aussi relativement faible, de l'ordre de plusieurs mois à l'année selon les estimations (*Trenberth et al., 2006*). L'humidité des sols joue un rôle important dans le système climatique: lorsque de l'eau est disponible dans le sol, une évaporation accrue peut répondre à une augmentation d'énergie incidente en surface, modérant alors le réchauffement qui aurait lieu sans augmentation d'évaporation. Par analogie avec la figure I.1, le sol répond à une augmentation d'énergie incidente en surface par une augmentation du flux de chaleur latente lorsque de l'eau est disponible dans le sol, ce qui réduit d'autant l'augmentation du flux de chaleur sensible qui s'observerait autrement.

Le stock constitué par les eaux souterraines est très important (15 300 km³), mais son importance climatique demeure relativement faible. Enfin, le réservoir d'eau sous forme de glace est le plus important après les océans et il représente environ 2% du stock océanique. Son importance climatique n'est pas négligeable, la glace ayant un albédo élevé qui tend à réfléchir fortement le rayonnement solaire incident. Elle est ainsi en partie responsable du déséquilibre énergétique pôle – équateur à l'origine de la circulation atmosphérique et océanique.



FIG. I.3: Le cycle global de l'eau. Estimation des principaux réservoirs (police normale) en 10^3 km³ et des principaux flux au travers du système (police italique) en 10^3 km³.an⁻¹. Le cycle de l'eau peut ainsi être décrit: absorbant l'énergie fournie par le rayonnement solaire, l'eau s'évapore au-dessus des surfaces océaniques et terrestres (si l'eau est disponible). Cette vapeur d'eau est ensuite advectée par les vents puis se condense, formant ainsi les nuages qui produisent les précipitations. Les précipitations continentales peuvent être stockées provisoirement sous forme de neige et d'humidité dans les sols. Contrairement aux océans, il y a un excès de précipitations par rapport à l'évaporation au-dessus des terres: l'eau qui n'est pas évaporée ruisselle, formant les rivières et les fleuves qui se jettent dans les océans, ce qui boucle le cycle. Adapté de *Trenberth et al. (2006)*.

Le cycle de l'eau et le climat sont intimement liés. En effet, l'eau est au cœur d'un des principaux modes de transports de l'énergie du système climatique. Ainsi, quand de l'eau présente en surface s'évapore, de l'énergie est stockée sous forme latente et est ensuite libérée dans l'atmosphère lorsque la vapeur d'eau se condense. L'eau atmosphérique joue aussi un rôle majeur dans le bilan radiatif de la Terre, la vapeur d'eau étant le principal gaz à effet de serre de l'atmosphère. D'autres exemples d'interactions climat/cycle de l'eau existent, parmi lesquelles certaines d'entre-elles interviennent de manière importante dans le réchauffement actuel:

- Rétroaction de la vapeur d'eau: à mesure que la température de l'atmosphère s'élève, sa capacité à contenir de la vapeur d'eau augmente. Au final, la quantité de vapeur d'eau augmente aussi. Comme la vapeur d'eau est un GES puissant, cela entraîne un renforcement de l'effet de serre causé initialement par les GES anthropiques.
- Rétroaction des nuages: les nuages réfléchissent le rayonnement solaire incident vers l'espace, provoquant ainsi un refroidissement, mais ils piègent également le rayonnement infrarouge émis par la Terre, provoquant alors un réchauffement. Selon les propriétés optiques des nuages, leur altitude et leur localisation, ils peuvent au final contribuer à réchauffer ou à refroidir la surface de la Terre. Cette rétroaction est une des principales sources d'incertitude dans l'évaluation du climat futur.
- Rétroaction neige/albédo: le réchauffement de la surface peut conduire à une diminution de la couverture neigeuse et de la glace. Ce phénomène entraîne une modification des propriétés radiatives de la surface terrestre, avec une diminution de l'albédo, une absorption du rayonnement solaire accrue, et au final un réchauffement.

L'ensemble de ces rétroactions joue un rôle non négligeable sur l'élévation de la température moyenne globale annoncé par les modèles du GIEC (*Meehl et al., 2007*). Ainsi, pour un doublement de la concentration en CO₂, les modèles climatiques simulent une augmentation de la température comprise entre 2 et 4.5°C (moyenne de 3°C) dont la moitié au moins est imputable aux rétroactions climatiques. La principale rétroaction est celle de la vapeur d'eau, puis celle des nuages et enfin celle de l'albédo (*Bony et Dufresne, 2007*). Des incertitudes importantes existent cependant quant aux valeurs précises de ces différentes rétroactions, en particulier celle liée aux nuages est très forte.

Les changements du cycle hydrologique ont aussi une grande importance pour les changements de température régionale: les changements d'humidité des sols ou de couverture neigeuse peuvent par exemple avoir des impacts locaux très importants (*Boé, 2007*). C'est tout l'enjeu d'une étude de régionalisation des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique que de comprendre quels peuvent être les processus physiques qui interviennent dans les changements hydroclimatiques observés.

I.1.4. Climat et cycle de l'eau en Méditerranée

Notre zone d'étude est soumise à l'influence du climat méditerranéen, qui est caractérisé par l'alternance d'hivers doux et pluvieux et d'étés chauds et secs associés à un déficit hydrique des sols relativement important (*Bolle, 2003*). *Köppen (1936)* définit ainsi les caractéristiques du climat méditerranéen:

- La pluviométrie annuelle (mm) est au moins 20 fois supérieure à la somme de la température annuelle moyenne (°C) + 14.
- La température du mois le plus froid est comprise entre -3°C et 18°C, tandis que celle du mois le plus chaud est supérieure à 10°C.
- Les précipitations du mois le plus humide sont au moins équivalentes à 3 fois celles du mois le plus sec.

Le climat méditerranéen se rencontre habituellement entre 30° et 40° de latitude sur la bordure occidentale des continents (Figure I.4). Il s'étend toutefois davantage vers l'est autour de la Mer Méditerranée elle-même, car celle-ci représente une source d'humidité importante pour les terres situées aux alentours (*Lionello et al., 2006*).

Le bassin méditerranéen se situe dans la zone de transition entre la circulation instable des moyennes latitudes et l'influence des hautes pressions subtropicales stables. Du fait du déplacement de la ZCIT au cours de l'année, cette région subit l'influence du régime des vents d'ouest en période hivernale tandis qu'elle se situe plutôt sous la banche descendante de la cellule de Hadley en période estivale (*Bolle, 2003*). C'est l'alternance saisonnière entre ces deux régimes et la forte influence de la mer Méditerranée qui explique le contraste saisonnier entre hivers doux et pluvieux et étés chauds et secs. En outre, cette position charnière entre les régimes extratropicaux et tropicaux rend le bassin méditerranéen particulièrement sensible à tout changement intervenant dans la circulation atmosphérique. La complexité topographique du littoral méditerranéen vient néanmoins se superposer à ce schéma simpliste contribuant, au final, à créer une multitude de climats locaux très différents (*Bolle, 2003*).

Enfin, le pourtour du bassin méditerranéen subit régulièrement des périodes de sécheresse ou d'événements pluvieux extrêmes pendant la saison pluvieuse (*Meteorological Office, 1962*; *Douguédroit, 1997*), qui sont en général à l'origine de dégâts humains et matériels très importants.



FIG. I.4: Localisation des zones continentales soumises à l'influence du climat méditerranéen (en bleu). Adapté de *Kottek et al.* (2006).

Les précipitations dans le bassin versant méditerranéen représentent un volume total annuel de 1162 km³ environ (*PNUE*, 2004). Cette quantité est cependant spatialement inégalement distribuée: les 2/3 des précipitations tombent en France, Italie et Turquie tandis que 13% seulement tombent dans les pays de la rive africaine. En moyenne annuelle, on estime les pertes par évapotranspiration réelle à 567 km³ et les déperditions d'écoulement ajoutées à l'évapotranspiration des principales retenues artificielles à 31.5 km³. La consommation humaine (essentiellement pour l'irrigation) est quant à elle évaluée à 90 milliards de m³/an.

Au final, environ 473 km³ d'eau parviennent à la Mer Méditerranée chaque année, principalement de manière superficielle (91%) mais également souterraine (9%). Ce bilan est cependant très contrasté spatialement, les pays riverains du nord contribuant pour l'essentiel (environ 80%) aux apports totaux d'eau douce à la Mer Méditerranée.

I.2. Le changement climatique à l'échelle globale

I.2.1. Définition du changement climatique

L'ensemble de la communauté scientifique, des décideurs publics et la population en général semble avoir pris conscience au cours de la dernière décennie de l'importance des enjeux environnementaux, économiques et sanitaires relatifs au changement climatique. Une confusion règne cependant quant à la définition exacte du terme *changement climatique*. Le Groupe Intergouvernemental d'Evolution sur le Climat (GIEC) entend par *changement climatique* toute évolution du climat dans le temps, qu'elle soit due à la variabilité naturelle ou aux activités humaines. Cette définition est très différente de celle définie dans la Convention-cadre de l'Organisation des Nation Unies qui définit par *changement climatique* toute modification du climat causée directement ou indirectement par les activités humaines qui modifient la composition de l'atmosphère, et s'ajoutent à la variabilité climatique naturelle observée sur des périodes de temps comparables (*GIEC, 2007*).

Détecter un changement climatique consiste à démontrer que l'évolution observée d'une variable climatique est incompatible (au sens statistique du terme) avec la variabilité naturelle intrinsèque. Les causes de ce changement peuvent très bien être naturelles, c'est-à-dire résulter d'un forçage externe naturel (activité solaire, volcanisme, etc.) ou bien d'origine anthropique (GES, aérosols, etc.). L'attribution au changement constaté d'une origine anthropique consiste alors à démontrer que le changement détecté est cohérent avec une combinaison donnée de forçages naturels et anthropiques, et non cohérent avec des explications alternatives physiquement plausibles (*Hegerl et al., 2007*). D'importants travaux sur les méthodes de « détection et attribution » du changement climatique ont été publiés ces dernières années et constituent le principal « témoin à charge » de l'influence de l'Homme sur le climat (par ex. *Stott et al., 2001; Gillet et al., 2003; Planton et Terray, 2007*).

I.2.2. Le réchauffement climatique actuel

Depuis le milieu du 18^{ème} siècle, le climat de la planète Terre est profondément modifié par les activités des sociétés humaines qui contribuent à augmenter la concentration des GES dans l'atmosphère. Les conclusions du 4^{ème} et dernier rapport du GIEC, mises à disposition des intéressés, et notamment des décideurs, sont sans appel : « Le réchauffement du système climatique est sans équivoque, car il est maintenant évident dans les observations de l'augmentation des températures moyennes globales de l'atmosphère et de l'océan, la fonte généralisée des neiges et des glaces, ainsi que l'élévation du niveau moyen mondial de la mer» (Figure I.5).

Or, « l'essentiel de l'accroissement observé sur la température moyenne globale depuis le milieu du 20^{ème} siècle est très probablement dû à l'augmentation observée des concentrations des gaz à effet de serre anthropiques » (GIEC, 2007). Cette dernière conclusion s'appuie sur deux éléments fondamentaux nécessaires à la bonne compréhension de l'origine du changement climatique. D'une part, les concentrations globales de dioxyde de carbone, de méthane et d'oxyde nitreux - qui font partie des principaux GES présents sur Terre - ont fortement augmenté suite aux activités humaines depuis 1750, et maintenant dépassent largement les valeurs préindustrielles déterminées à partir des carottes de glace couvrant plusieurs milliers d'années. Les augmentations globales des concentrations de dioxyde de carbone sont essentiellement dues à l'utilisation des combustibles fossiles et au changement d'affectation des terres, tandis que celles du méthane et de l'oxyde nitreux proviennent principalement de l'agriculture. D'autre part, la compréhension de l'influence des activités humaines sur le climat s'est beaucoup améliorée, et c'est avec un degré de très haute confiance que l'on peut affirmer que le réchauffement climatique a été provoqué par les activités humaines, avec un forçage radiatif de +1.6 [de 0.6 à +2.4] W.m⁻² depuis 1750 (*GIEC*, 2007).

L'attribution du réchauffement climatique à l'augmentation des GES s'appuie notamment sur le fait que les structures spatiales du réchauffement, y compris un réchauffement plus important sur les continents que sur les océans, et leurs variations dans le temps ne sont simulés que par des modèles climatiques qui tiennent compte du forçage anthropique. La simulation de l'évolution des températures dans chacun des continents par les Modèles de Circulation Générale Atmosphère-Océan (MCGAO) met en évidence l'influence humaine sur le climat plus fortement que dans les rapports précédents du GIEC.

L'augmentation de la concentration des GES a également contribué à l'augmentation des températures extrêmes, à la diminution du nombre de jours de gel (*Frich et al., 2002*), au réchauffement des océans et à des modifications sensibles dans la structure des vents.



FIG. I.5: Changements observés (a) de la température moyenne à la surface du globe, (b) de l'élévation moyenne globale du niveau marin obtenue à partir de marégraphes (bleu) et de satellites (rouges) et (c) de la couverture neigeuse de l'hémisphère nord en mars-avril. Tous les changements se rapportent aux moyennes correspondant à la période 1961-1990. Les courbes lissées représentent les moyennes décennales, tandis que les cercles indiquent les valeurs annuelles. Les zones ombrées indiquent les intervalles d'incertitude estimés à partir d'une analyse complète des incertitudes connues de (a) et (b) et de la série temporelle (c). Source: *GIEC (2007)*.

Les études de détection et d'attribution du changement climatique ont montré que le signal des GES peut être discerné de la variabilité interne et des facteurs naturels (variabilité solaire, volcanisme) pour la température globale (*Stott et al., 2001* pour la plus récente) et pour la

température à l'échelle continentale (*Zwiers et Zhang, 2003* ; *Karoly et al., 2003*). De même, le signal anthropique a été détecté pour la pression de surface (*Gillet et al., 2003*), le contenu en chaleur de l'océan (*Barnett et al., 2005*), la salinité océanique (*Curry et al., 2003*) et la hauteur de la tropopause (*Santer et al., 2003*).

Des difficultés subsistent néanmoins pour la détection et l'attribution des changements de température aux échelles plus fines. A ces échelles, la variabilité naturelle du climat devient importante, ce qui rend plus difficile la mise en évidence des changements dus aux forçages externes. Des incertitudes dans les forçages locaux et les rétroactions compliquent également une estimation de la contribution de l'augmentation des GES aux changements de température à petite échelle.

D'un point de vue paléoclimatique, le réchauffement climatique récent est atypique depuis au moins les 1300 dernières années tandis que les projections des modèles climatiques indiquent que cette tendance persistera encore pendant plusieurs siècles (*Karl et Trenberth*, 2003; GIEC, 2007).

I.2.3. Impact sur le cycle hydrologique

Les changements observés au niveau des températures constituent un des changements les plus évidents mais aussi les plus facilement observables compte tenu des jeux de données disponibles. Il en va tout autrement des autres variables du cycle hydrologique (précipitations, etc.) qui sont en général peu et/ou mal observées et pour lesquelles nous ne disposons donc que d'un nombre limité de données d'observations de bonne qualité (*Trenberth et al., 2007*).

Au-dessus des terres émergées, les précipitations semblent avoir légèrement augmenté au cours du siècle dernier, bien que des tendances opposées aient été observées sur un grand nombre de régions (Figure I.6; *Solomon et al., 2007*). Une augmentation significative des précipitations a été observée dans les parties orientales d'Amérique du Nord et d'Amérique du Sud, en Europe du Nord et en Asie du Nord et Centrale. A l'inverse, un assèchement a été relevé dans le Sahel, en Méditerranée, en Afrique du Sud et en Asie du Sud. De manière générale, les précipitations ont eu tendance à augmenter au-dessus des continents situés au-delà de 30° Nord au cours du siècle dernier tandis qu'elles ont plutôt diminué au niveau des latitudes tropicales sur la même période.



Tendances des précipitations annuelles 1901-2005

FIG. I.6: Distribution spatiale des tendances linéaires dans le volume des précipitations annuelles sur les terres émergées au cours de la période 1901-2005 (% par siècle). Les points indiquent les zones pour lesquelles les tendances sont significatives. Les zones grisées indiquent qu'une insuffisance dans les données empêche de donner une tendance fiable. Le pourcentage est en base 1961-1990. Source: *GIEC* (2007).

Les études concernant les valeurs extrêmes de précipitations ne couvrent qu'une partie restreinte du globe, compte tenu de la disponibilité limitée de données journalières sur de longues périodes. *Alexander et al. (2002)* ont étudié les changements des valeurs extrêmes de précipitations sur la plupart des zones continentales de 1951 à 2003. Les auteurs ont conclut à une contribution généralement plus importante des jours très pluvieux dans le total des précipitations annuelles au cours des dernières décennies, en dépit d'une faible cohérence spatiale des changements observés. *Groisman et al. (2005)* ont également montré que pour une majorité de régions extratropicales, la fréquence d'événements de pluies extrêmes avait augmenté de manière plus importante que la moyenne.

Les études de détection et d'attribution du changement sur les précipitations globales sont relativement récentes. Les travaux de *Lambert et al. (2004)* ont conclut qu'à l'échelle globale, la variabilité des précipitations observées ne peut s'expliquer uniquement par la variabilité intrinsèque et que des facteurs externes ont donc joué un rôle (GES, aérosols, rayonnement solaire, volcanisme). Néanmoins, la plus grande partie des variations forcées des précipitations semble venir du rayonnement visible (principalement naturel donc) et non du rayonnement infrarouge dû aux GES. De même, *Gillet et al. (2004)* n'ont pas pu mettre en

évidence l'impact des GES (et du flux solaire) sur les précipitations globales, mais ont démontré l'impact du volcanisme sur celles-ci: les précipitations ont en général tendance à diminuer dans les années qui suivent les éruptions. Seule l'étude récente de *Zhang et al. (2007)* fait apparaître pour la première fois un impact des forçages anthropiques sur les précipitations. En comparant les changements observés des précipitations continentales aux résultats de 14 modèles climatiques, ces auteurs ont pu démontrer une influence anthropique dans l'augmentation des précipitations aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord et aux subtropiques et tropiques profonds de l'hémisphère nord.

Le cycle hydrologique ne se limite pas seulement aux précipitations, d'autres variables étant autant, voire plus importantes en terme d'impact, comme l'écoulement de surface. Ce dernier intègre à la fois les changements de précipitations et d'évaporation, et représente une partie de l'eau disponible pour les besoins humains. Plusieurs études indiquent que l'écoulement de surface a augmenté à l'échelle globale au cours du 20^{ème} siècle (*Labat et al., 2004; Milly et al., 2005*). Cette évolution masque toutefois des tendances régionales opposées: les débits des fleuves ont augmenté de manière importante en Europe du Nord et au nord-ouest de l'Amérique du Nord tandis qu'ils ont eu tendance à diminuer en Europe du Sud et en Afrique sub-saharienne.

L'origine de l'augmentation générale des débits des fleuves ne fait actuellement pas l'objet d'un consensus dans la communauté scientifique internationale: les travaux de *Labat et al.* (2004) et *Milly et al.* (2005) attribuent cette évolution à l'intensification du cycle hydrologique dans un climat plus chaud. On peut en effet supposer que l'augmentation de l'évaporation au-dessus des océans a pu conduire à une augmentation des précipitations continentales et/ou à une diminution de l'évaporation continentale, ce qui, au final, a pu engendrer une augmentation de l'écoulement global. Les résultats de *Gedney et al.* (2006) suggèrent quant à eux que cette tendance est principalement liée à la réduction de la transpiration des plantes résultant de la fermeture stomatale sous augmentation de concentration en CO_2 atmosphérique. Ce résultat doit cependant être considéré avec beaucoup de prudence tant les observations utilisées sont de qualité insuffisante pour prétendre détecter la signature de l'enrichissement atmosphérique en CO_2 (*Douville et Terray, 2007*). De plus, la simulation par les modèles de surface - qui calculent les bilans d'eau et d'énergie en surface en tenant compte des paramètres météorologiques, de l'humidité des sols et des propriétés de la végétation - de l'effet de la concentration en CO_2 sur la conductance stomatale n'est pas encore généralisée et ce résultat n'a pas été confirmé par d'autres modèles.

I.2.4. Projections des changements climatiques futurs

L'augmentation de la concentration des GES au rythme actuel provoquera un réchauffement supplémentaire de la surface de la Terre et de nombreux changements dans le système climatique global au $21^{\text{ème}}$ siècle, dont les effets seront très probablement plus importants que ceux observés au cours du $20^{\text{ème}}$ siècle (*Meehl et al., 2007*).

Le réchauffement projeté pour le 21^{ème} siècle fait apparaître des caractéristiques géographiques semblables à ce qui a été observé au cours des dernières décennies. Ainsi, l'augmentation de la température est plus importante au-dessus des terres (avec un gradient croissant vers l'intérieur des continents) et dans les latitudes les plus élevées de l'hémisphère nord en hiver. Le réchauffement projeté est également plus important dans les régions arides que dans les régions humides.

Il est également très probable que les vagues de chaleur deviendront plus intenses, plus fréquentes et plus longues dans un climat plus chaud. Parallèlement, les épisodes de froid seront moins fréquents tandis que le nombre de jours de gel diminuera de façon significative dans les moyennes et hautes latitudes.

Si les scénarios climatiques pour le 21^{ème} siècle indiquent une augmentation des précipitations globales relativement faible, des changements régionaux parfois très importants apparaissent: les précipitations augmentent ainsi aux hautes latitudes aussi bien en été qu'en hiver, notamment sur l'Europe du Nord (Figure I.7). L'augmentation de l'apport d'eau audessus de cette région est essentiellement liée à la circulation atmosphérique moyenne, qui transporte un air océanique plus humide dans un climat plus chaud, et à des changements dans l'orientation du rail des dépressions (*Planton et al., 2005*). Les précipitations augmentent généralement au niveau de la ZCIT tandis qu'elles ont tendance à diminuer dans les régions subtropicales durant les deux saisons. Ce contraste spatial traduit ni plus ni moins l'accord entre les différents modèles climatiques à simuler le renforcement des cellules convectives de Hadley dans un climat plus chaud. Il en résulte ainsi une augmentation de la pluviosité dans la branche ascendante de la cellule de Hadley, près de l'équateur, et une tendance à des sécheresses plus fréquentes dans les zones de subsidence, qui sont déjà des zones semi-arides (*Le Treut, 2003*).



FIG. I.7: Distribution spatiale des précipitations (mm.jour⁻¹) observées (en haut) et décrites par la moyenne multi-modèle (au centre) pour la période 1979-1993, et moyenne multi-modèle (au centre) relative aux changements durant la période 2090-2099 en base 1980-1999 (% de différences) sous l'emprise du scénario A1B (en bas). Les moyennes de décembre à février figurent à gauche, celles de juin à août à droite. Dans le cadre du bas, les changements ne sont reportés que si plus de 66% des modèles concordent sur le signe de la variation. Les pointillés indiquent les zones où 90% des modèles s'accordent sur le signe des changements. Source: *Solomon et al.*(2007).

On note aussi une diminution très cohérente des précipitations sur la Méditerranée en hiver, s'étendant vers le nord en été. Ailleurs, pour de vastes zones, de larges incertitudes existent encore sur l'évolution future des précipitations: c'est notamment le cas pour une large partie des Etats-Unis, de la Russie, de l'Afrique et de l'océan indien en été. Ces résultats issus du dernier rapport du GIEC confirment ceux de *Raïsanen (2002)* qui portaient sur la comparaison de 19 modèles climatiques (moins récents) du projet CMIP2 (Coupled Model Intercomparison Project). Ces auteurs indiquent également une augmentation de la variabilité des précipitations sur une grande partie du globe, même à des endroits où les précipitations moyennes diminuent.

Kharin et al. (2007) ont étudié récemment le changement des précipitations extrêmes dans les simulations des modèles climatiques intégrés au $4^{\text{ème}}$ rapport du GIEC. Ils ont ainsi mis en évidence qu'en moyenne spatiale globale, les précipitations extrêmes devraient augmenter de manière bien plus importante que les précipitations moyennes, de +12.3% et +3.4% pour la période 2081-2100 par rapport à 1981-2000, respectivement.

Sur une grande partie du globe, les précipitations devraient gagner en intensité, même dans des zones où les précipitations moyennes diminuent, ce qui est le cas pour l'Europe du Sud. Il y a en fait très peu de régions qui présentent une baisse significative des précipitations extrêmes: ces diminutions sont limitées aux subtropiques, là où les diminutions sont les plus importantes.

La figure I.8 illustre les changements projetés pour les principales variables du cycle hydrologique tels que simulés par les modèles les plus récents du GIEC. Les changements sur le ruissellement reflètent ceux des précipitations, avec notamment une augmentation importante aux hautes latitudes de l'hémisphère nord (Canada, Scandinavie, Russie) et une forte diminution sur le pourtour méditerranéen. Pour l'Europe du Sud, France méridionale incluse, des diminutions très importantes, supérieures à 0.2 mm/jour, apparaissent. Les changements d'humidité des sols sont négatifs sur une grande partie des terres, mêmes aux hautes latitudes de l'hémisphère nord où pourtant les précipitations augmentent (Sibérie, Nord du Canada et Alaska). Le bassin méditerranéen est également très touché, avec une large diminution du contenu en eau des sols.

Pour l'évaporation, on note une augmentation attendue sur une large partie des océans, à l'exception du bassin Atlantique nord. Dans cette zone, les Températures de Surface Océaniques (TSO) augmentent faiblement, ce qui constitue probablement un premier élément d'explication. La moindre augmentation de TSO en Atlantique-Nord est due à l'affaiblissement de la circulation thermohaline, conséquence de la diminution de la densité des eaux en raison de l'accroissement de la température et/ou des précipitations (*GIEC, 2007*). Sur les terres émergées, la structure spatiale du changement d'évaporation est complexe car le contenu en eau des sols joue un rôle important. Ainsi, même si plus d'énergie arrive au sol (augmentation du rayonnement infrarouge incident) et peut permettre une augmentation de l'évaporation, une faible disponibilité d'eau dans le sol peut limiter celle-ci. A titre d'exemple, dans des zones arides comme l'Europe du Sud, l'Afrique du Nord, le sud des Etats-Unis et le Mexique, l'évaporation diminue.



FIG. I.8: Moyenne multi-modèle du changement (a) des précipitations (mm.jour⁻¹), (b) du contenu en eau des sols (%), (c) du ruissellement (mm/jour⁻¹) et (d) de l'évaporation (mm.jour⁻¹). Les changements sont ceux des moyennes annuelles pour le scénario A1B pour la période 2080-2099 par rapport à 1980-1999. Les zones où au moins 80% des modèles s'accordent sur le signe du changement moyen sont marquées par des pointillés. Les changements pour l'humidité des sols et le ruissellement sont montrés pour les points où des données valides pour au moins 10 modèles existent. Source: *Meelh et al. (2007)*.

Les projections climatiques indiquent clairement que le bassin méditerranéen est une des zones où les changements hydrologiques seront les plus marqués. Le sud de la France notamment devrait subir un déficit hydrique des sols important associé à une augmentation probable de l'intensité des événements de pluie extrême.

Notons que ces projections sont entachées d'incertitudes importantes qui tiennent à la fois aux caractéristiques des systèmes naturels, qui ne sont pas entièrement prévisibles, et aux choix socio-économiques qui seront faits dans les années à venir (*Le Treut, 2003*).

I.3. Le changement climatique en Méditerranée

Il est aujourd'hui admis que le bassin méditerranéen est une des zones du globe où le changement climatique et ses impacts seront les plus importants (*Giorgi, 2006*). La plus grande menace est l'évolution vers des conditions de plus en plus arides au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle, une diminution de la disponibilité des ressources en eau, indispensables aux activités humaines, devrait en être la conséquence.

I.3.1. Tendances récentes

Les séries observées de températures et de précipitations en Méditerranée ont révélé un certain nombre de tendances significatives au cours du siècle dernier. La question de leur lien avec le réchauffement climatique ou avec la variabilité interne du système climatique est posée mais en tout état de cause elles existent. *Giorgi (2002a)* a analysé la variabilité et les tendances des températures de surface de l'air sur l'ensemble de la partie continentale bordant la mer Méditerranée. Il ont ainsi mis en évidence une augmentation significative de la température annuelle moyenne d'environ 0.75°C sur la période 1900-1998, la plupart des années anormalement chaudes se situant dans les premières et dernières décennies.

Le réchauffement a été plus marqué lors des saisons hivernales et estivales, bien que la structure des séries climatiques peut varier localement, illustrant ainsi la complexité et la variabilité spatio-temporelle du réchauffement en Méditerranée. A titre d'exemple, et étant donnée qu'elle englobe la zone concernée dans cette thèse, le réchauffement dans la partie occidentale du bassin méditerranéen a été principalement enregistré au cours de deux périodes: du milieu des années 1920 au milieu des années 1950 puis du milieu des années 1970 jusqu'à l'actuel (e.g. *Brunet et al., 2001; Galàn et al., 2001). Xoplaki et al. (2003)* ont étudié la variabilité des températures estivales en Méditerranée en lien avec celles de la circulation atmosphérique à grande échelle et des TSO au-dessus de la Méditerranée et d'une partie de l'Atlantique Nord. Ils ont ainsi pu mettre en évidence que les étés chauds et secs en Méditerranée Occidentale sont associés à des conditions de blocage, de subsidence et de stabilité des masses d'air. Ces auteurs attribuent le réchauffement estival enregistré au cours du siècle dernier à la fréquence croissante de ce régime de temps.

Des tendances à la diminution des précipitations ont été détectées à différentes échelles spatio-temporelles (New et al., 2001; Trenberth et al., 2007). Giorgi (2002a) a trouvé des tendances négatives sur les précipitations hivernales moyennées sur la zone continentale bordant le bassin méditerranéen au cours du 20^{ème} siècle. Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, Trigo et al. (2000) rapportent une tendance générale et bien documentée de la diminution des précipitations hivernales en Méditerranée consécutive à un affaiblissement de l'activité cyclonique en Méditerranée. Ces résultats sont en accord avec les travaux récents de Norrant et Douguédroit (2005) qui ont conclut à une diminution significative des précipitations hivernales en Grèce, en Italie et dans le Proche-Orient sur la période 1950-2000, en relation avec une diminution significative du nombre de jours de fortes précipitations (associée également à une réduction de l'activité cyclonique). Ils confirment également ceux de Brunetti et al. (2000) sur la diminution des précipitations hivernales en Italie au cours de la période 1951-1995. Esteban-Parra et al. (2003) ont montré une diminution significative des précipitations hivernales sur une partie de la côte orientale de l'Espagne au cours du siècle dernier. Alpert et al. (2002) ont également rapporté une diminution des pluies en Espagne, Italie, Turquie, Israël et Chypre de 1951 à 1995. Ces auteurs notent cependant que la diminution des précipitations moyennes s'est accompagnée d'une augmentation des pluies les plus fortes. Ils montrent que cette évolution résulte de la diminution du nombre de jours de pluie associée à une augmentation en fréquence et en persistance du régime de temps anticyclone sub-tropical au-dessus de la Méditerranée.

De manière générale, la diminution des précipitations hivernales sur le pourtour méditerranéen est liée à une diminution du passage du nombre de perturbations en provenance de l'atlantique, en lien avec un décalage vers le nord du rail des dépressions atlantiques, et à l'affaiblissement de la cyclogénèse au-dessus de la Méditerranée (*Trigo et al., 2000; Mariotti et al., 2002; Xoplaki et al., 2004*).

D'un autre côté, la variabilité des précipitations à l'échelle locale est importante et beaucoup de tendances relevées ne sont statistiquement que peu significatives (*Xoplaki, 2002*). Ainsi, des diminutions non significatives ont été observées pour une majorité de stations littorales d'Europe et d'Asie sur la période 1946-1999 (*Klein Tank et al., 2002*), en Espagne (*Lana et Burgeño, 2000a et b*) et en Algérie (*Dechemi et al., 2000*). A l'inverse, des tendances positives ont pu être mises en évidence pour certains mois sur un nombre restreint de zones du bassin méditerranéen mais, lorsqu'elles existent, elles ne sont que peu significatives (*Douguédroit et Norrant, 2003*).

D'un point de vue paléoclimatique, la disponibilité de documents anciens et d'indicateurs naturels (proxies) en région méditerranéenne a permis de reconstruire des cartes saisonnières de température et de précipitations sur les 500 dernières années et d'estimer les incertitudes associées (*Luterbacher et al., 2004; Pauling et al., 2005; Xoplaki et al., 2005*). Dans ce contexte, l'analyse des températures et des précipitations hivernales révèle que les récentes décennies hivernales (fin du 20^{ème} - début du 21^{ème} siècle) ont été les plus chaudes et les plus sèches du dernier demi-millénaire sur l'ensemble de la Méditerranée (Figure I.9). A cette échelle, les précipitations hivernales diminuent effectivement de manière importante et abrupte depuis 1960 (*Cullen et deMenocal, 2000; Goodess & Jones, 2002; Xoplaki et al., 2004*), tendance qui semble être sans précédent sur les 500 dernières années.

Les changements climatiques qui affectent actuellement le bassin méditerranéen sont susceptibles d'avoir des conséquences importantes sur les régimes hydrologiques des fleuves côtiers. Très peu d'études ont cependant été effectuées à ce jour sur l'analyse de la variabilité et des tendances sur les débits des fleuves méditerranéens, et aucune à notre connaissance n'a tenté de relier les tendances climatiques actuelles aux évolutions sur les débits des fleuves. En outre, la détection d'un signal climatique sur ces derniers est rendue compliquée par la construction importante de barrages et des prélèvements d'eau depuis 1950 (*Margat et Treyer, 2004*). A ce jour, seule *Ludwig et al. (2008)* ont étudié les tendances sur les débits des fleuves méditerranéens au cours des dernières décennies. Ces auteurs ont ainsi pu mettre en évidence une diminution des débits des fleuves méditerranéens d'environ 20% sur la période 1960-2000, tendance qu'ils ont attribué principalement à l'aridification du climat.

I.3.2. Projections pour le 21^{ème} siècle

I.3.2.1. Projections des modèles globaux

Quantifier et comprendre les changements climatiques à l'échelle régionale est un des problèmes majeurs dans le débat actuel sur le changement global. A ce jour, les projections des changements climatiques régionaux sont effectuées à l'aide de Modèle de Circulation Générale couplés Atmosphère-Océan (MCGAO) qui permettent d'étudier la réponse du système climatique au forçage anthropique (*Christensen et al., 2007*). Une étape importante vers la compréhension des changements climatiques régionaux et de ses impacts consiste à



FIG. I.9: Séries temporelles des températures (en haut) et des précipitations (en bas) hivernales moyennées sur la zone [10°W-40°E; 30°N-47°N]. Les valeurs pour la période 1500-1900 ont été reconstituées à partir de proxies, tandis que celles correspondant au 20^{ème} siècle sont dérivées du jeu de données de *News et al. (2000)*. Les lignes épaisses noires sont les séries filtrées par un filtre passe-bas de 9 points. La moyenne à long terme a été calculée sur la période 1500-1995. Adapté de *Luterbacher et Xoplaki (2003)*.

évaluer les caractéristiques de la variabilité climatique naturelle ainsi que la performance des modèles climatiques à reproduire celle-ci (*Giorgi, 2002a, b*). De ce point de vue, la Méditerranée est l'une des rares régions où la plupart des simulations effectuées à partir des différents modèles climatiques parviennent à reproduire correctement la variabilité naturelle actuelle des principaux paramètres climatiques (température, précipitations). Ces mêmes modèles s'accordent également en terme de projections pour la fin du 21^{ème} siècle, notamment en ce qui concerne l'évolution des précipitations (Figure I.7).
Giorgi et Lionello (2007) présentent une synthèse des projections du changement climatique sur la région méditerranéenne, basée sur les simulations les plus récentes et les plus complètes réalisées à ce jour à partir de modèles climatiques globaux et régionaux. L'ensemble des simulations réalisées s'accorde sur un important assèchement et réchauffement de la région méditerranéenne au cours du 21^{ème} siècle, particulièrement en saison estivale où les précipitations diminuent de plus de 25-30% et la température augmente de plus de 4-5°C. Des incertitudes demeurent cependant quant aux changements de précipitations qui pourraient subvenir en saison hivernale dans la partie septentrionale de la Méditerranée.

Cette tendance générale à l'aridification de la région méditerranéenne confirme les résultats des simulations antérieures basées sur l'utilisation de versions de modèles climatiques plus anciennes (*Kittel et al., 1998; Giorgi et Francisco, 2000; Giorgi et al., 2001; Ulbrich et al., 2006*). Ces changements sont en outre robustes quel que soit le scénario considéré et, de manière générale, s'intensifient avec l'intensité du forçage anthropique. Il semble également que l'aridification du bassin méditerranéen se fera de manière progressive au cours du 21^{ème} siècle, le paroxysme des changements climatiques étant prévu pour la fin du siècle. *Giorgi et Lionello (2007)* indiquent également que la variabilité inter-annuelle des précipitations devrait augmenter sur l'ensemble du bassin méditerranéen, aussi de manière proportionnelle à l'intensité du forçage anthropique.

I.3.2.2. Projections des modèles régionaux

De nombreuses études, programmes de recherche et projets européens ont abordé le problème de la régionalisation des scénarios climatiques sur la région méditerranéenne au travers de l'utilisation de Modèles Climatiques Régionaux (MCR), dont les conditions aux limites du domaine géographique sont fournies par des MCGAO, ou bien encore à partir de modèles de circulation générale à résolution variable. Ces études confirment le réchauffement en région méditerranéenne prédit par les MCGAO (*Déqué et al., 1998; Gibelin et Déqué, 2003; Giorgi et al., 2004; Raïsanen et al., 2004*). En particulier, la forte réduction des précipitations estivales est confirmée tandis que l'incertitude concernant les valeurs hivernales reste assez importante sur la zone nord-ouest de la Méditerranée. *Raïsanen et al. (2004)* ont montré par ailleurs que cette incertitude était largement dépendante des forçages fournis par les MCGAO.

En ce qui concerne les extrêmes, les travaux de *Shar et al. (2004)* indiquent une augmentation de la variabilité des températures conjointe avec le réchauffement moyen qui devrait conduire à des vagues de chaleur plus fréquentes d'intensité égale ou supérieure à la canicule de 2003. *Christensen et Christensen (2003)* ont montré que la fréquence des pluies extrêmes estivales devrait augmenter sur une grande partie du bassin méditerranéen, en dépit d'une diminution générale des précipitations. Enfin, *Beniston et al. (2007)* ont étudié les extrêmes sur les simulations réalisées dans le cadre du projet européen PRUDENCE (*Déqué et al., 2005*). Ils ont conclut que températures extrêmes et sécheresses devraient substantiellement augmenter en été tandis que les vagues de froid devraient diminuer de manière importante en hiver.

A ce jour, seuls *Gao et al. (2006)* ont effectué des simulations à très haute résolution spatiale (grille d'espacement de 20 km) sur le bassin méditerranéen (Figure I.10). Selon ce travail, le changement climatique en Méditerranée se manifeste par des structures complexes aux échelles fines en réponse à la topographie complexe de la région. En particulier, l'amélioration de la représentation du relief permet de simuler de façon plus réaliste les changements de précipitations associés aux modifications des régimes de vents dominants. Il est intéressant de noter que dans cette simulation, la diminution des précipitations hivernales est plus importante en région Languedoc-Roussillon comparée aux projections des modèles globaux. Cette étude montre donc la nécessité de disposer de modèles à très haute résolution spatiale pour augmenter la fiabilité des études de régionalisation du changement climatique.

La qualité et la crédibilité des simulations effectuées à partir des RCM est actuellement l'objet de discussions. Elles peuvent être entachées d'erreurs issues à la fois de la propre dynamique du RCM mais aussi de celles dérivées du modèle global qui lui fournit les conditions aux limites (*Déqué et al., 2005*). Augmenter seulement la résolution spatiale ne suffit donc pas à simuler avec plus de fiabilité des scénarios de changement climatique à l'échelle régionale.



FIG. I.10: Changement des précipitations hivernales (en %) sur la région méditerranéenne dans une expérience de simulation à haute résolution spatiale (grille d'espacement de 20kms) de *Gao et al. (2006)*. Les changements sont calculés entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 pour le scénario A2. Les flèches grises indiquent les changements correspondants au vent à 850 hPa.

I.4. Le changement climatique en France

I.4.1. Tendances récentes

I.4.1.1. Evolution des conditions climatiques

L'évolution des températures et des précipitations en France pour la période 1901-2000 a pu être reconstituée à partir des séries météorologiques homogénéisées par *Mestre (2000)*. *Moisselin et al. (2002)* ont ainsi établi que le réchauffement au cours du 20^{ème} siècle a été de l'ordre de 1°C en moyenne annuelle, ce qui est plus important que le réchauffement observé à l'échelle du globe (0.74°C pour la période 1906-2005 (*Trenberth et al., 2007*). Ce réchauffement s'est accéléré depuis le milieu des années 1970, comme cela a pu être observé à l'échelle globale, pour atteindre environ +0.6°C par décennie sur la période 1976-2003. La Figure I.11 permet d'illustrer la variabilité spatiale du réchauffement enregistré au cours du dernier demi-siècle. Spatialement, des disparités importantes existent avec un gradient estouest pour les températures minimales et nord-sud pour les températures maximales.

Saisonnièrement, le réchauffement a été plus important au cours de l'hiver et de l'été, tandis qu'il a été le plus faible en automne. De multiples facteurs sont à l'origine de cette inégale répartition spatiale et saisonnière du réchauffement: une explication pour le gradient des températures minimales est l'accroissement de la nébulosité sur les façades océaniques conduisant à une augmentation plus nette des minimales sur l'ouest de la France, une caractéristique que présentent par ailleurs les modèles climatiques (*Moisselin et al., 2002*). En été, il semble que ce soit l'influence croissante des systèmes de hautes pressions subtropicales qui soit à l'origine d'une augmentation des températures pendant cette saison (*Xoplaki et al., 2003*).

Les acteurs du projet IMFREX (IMpact des changements anthropiques sur la FRéquence des phénomènes EXtrêmes de vent, de température et de précipitations) ont étudié les changements sur les températures extrêmes. Ils ont ainsi mis en évidence une diminution du nombre de jours et nuits relativement froids et une augmentation des jours et nuits relativement chauds. Il semble cependant que les extrêmes froids aient moins augmenté que les extrêmes chauds, ce qui signifie que le réchauffement a été associé à des modifications dans la distribution statistique des températures quotidiennes. *Parey et al. (2007)* ont



FIG. I.11: Evolution des températures moyennes, maximales et minimales en France au cours de la période 1951-2000 (en degrés/siècle). Source: *IMFREX (2008)*.

récemment analysé l'évolution des extrêmes chauds de température, en utilisant des épisodes de températures supérieures à un seuil chaud. Ils ont ainsi montré que la fréquence des dépassements de seuil est en augmentation assez nette, surtout depuis les 30 dernières années, alors que l'intensité de ces dépassements semble stationnaire.

La problématique de la détection et l'attribution des tendances observées au changement climatique a été abordée pour la première fois à l'échelle régionale par *Spagnoli et al. (2002)*. Ces auteurs indiquent qu'il est possible de détecter le signal anthropique sur la tendance

observée sur 30 ans (1971-2000) des températures minimales d'été sur la France, à un niveau de confiance élevé (90%). Cette étude montre de façon très encourageante un exemple de détection à des échelles spatiales fines, de l'ordre de 100 km². Plus récemment, *Planton et Terray (2007)* ont étendu cette étude à la période 1950-2000 où le signal anthropique est également détecté à l'échelle régionale.

L'évolution des précipitations est beaucoup moins marquée que celles des températures (*IMFREX, 2008*). Les cumuls annuels sont le plus souvent en augmentation, principalement sur la partie nord du pays, mais la majorité des tendances détectées ne sont pas significatives. Le printemps et l'automne ont contribué le plus à l'augmentation des précipitations, alors qu'en été, la quasi-totalité du pays a subit une diminution des cumuls. Le pourtour méditerranéen est quant à lui caractérisé par une tendance générale à la diminution des précipitations, bien que celle-ci soit peu significative.

Les indices de précipitations extrêmes ont globalement tendance à augmenter, mais la significativité des changements dépend fortement de l'indice. Ainsi, les périodes pluvieuses les plus longues ont augmenté pour une majorité de stations, mais cet indice ne correspond pas nécessairement à un extrême pluviométrique en termes de cumuls. D'ailleurs, les évolutions sont bien moins nettes pour les maxima annuels des cumuls sur 5 jours. Le nombre de jours de pluie est en augmentation sur une large majorité de stations tandis que le nombre de jours de fortes précipitations a légèrement augmenté dans la moitié nord du pays et diminué sur le pourtour méditerranéen. Il semble donc difficile de discerner, à l'heure actuelle, une évolution sur les précipitations intenses.

I.4.1.2. Evolution des conditions hydrologiques

Quelques études se sont intéressées aux évolutions hydrologiques au cours du siècle dernier. *Krasovksia et al. (2002)* ont étudié le régime des bassins versants de la zone Rhône-Mediterranée-Corse. Ils ont ainsi mis en évidence une tendance vers une plus grande variabilité des écoulements au cours de l'année, sans pour autant que cette tendance puisse être nécessairement attribuée au changement climatique. *Sauquet et Haond (2003)* ne discernent quant à eux aucune évolution hydrologique liée au climat sur la partie française du bassin du Rhône. Plus récemment, les travaux de thèse de *Renard (2006)* montrent qu'une fois les stations de mesures présentant des discontinuités d'origine non climatique connues éliminées, il n'y a pas de tendance généralisée discernable à l'échelle de la France sur les

débits (en terme de hautes et basses eaux, régimes, etc.) durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Néanmoins, à l'échelle spatiale plus fine des différentes régions hydroclimatiques, quelques évolutions apparaissent (Figure I.12): certaines stations du nord-est ont enregistré une légère augmentation des crues, tandis que dans les Alpes les étiages sont devenus moins sévères. Enfin, *Renard (2006)* rapporte une tendance à la baisse du module annuel dans certaines stations pyrénéennes associées à des étiages plus sévères.

Une analyse basée sur la modélisation hydrologique permet à *Renard (2006)* de suggérer que l'évolution observée des débits dans le Nord-Est est cohérente avec l'augmentation des pluies dans cette région et qu'un lien pourrait exister entre l'augmentation des températures et les changements de saisonnalité des écoulements liés à la fonte nivale dans les Alpes.

Boé (2007) a analysé le cycle hydrologique et les tendances des variables hydrologiques sur 4 grands bassins versants français (Seine, Loire, Garonne et Rhône) à partir du modèle couplé SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM). Une des conclusions importantes de ce travail est qu'aucun changement significatif ne semble s'être produit sur l'évaporation et le ruissellement total annuels moyens au cours de la période 1970-2005. Ces résultats sont cependant à prendre avec précaution étant donné qu'ils dépendent plus des sorties du modèle hydro-météorologique que d'observations fiables.

I.4.2. Tendances futures

Etant donné qu'il n'existe pas de scénarios climatiques spécifiques à la France, le lecteur est invité à se reporter aux principaux résultats présentés dans les sections précédentes. On peut néanmoins mentionner les résultats du projet IMFREX (*IMFREX, 2008*) en ce qui concerne les changements météorologiques simulés par le modèle climatique régional ARPEGE-Climat en France. Dans le scénario A2, à l'horizon 2100, le réchauffement simulé est de l'ordre de 3 à 3.5°C pour les températures annuelles et de l'ordre de 4-5°C pour les températures d'été. L'augmentation des températures estivales sera plus marquée dans la partie sud du pays. Ce réchauffement devrait également se traduire par des évolutions sur un certain nombre d'indices dérivés. Ainsi, le nombre de jours de gel devrait diminuer de façon très importante tandis que le nombre de jours très chauds (température journalière supérieure à 35°C) pourrait passer d'environ 1 jour par an à 14 jours en moyenne. A titre d'exemple, la canicule de 2003 pourrait préfigurer ce que sera un été médian à la fin du siècle. Ces chiffres sont cependant très dépendants du scénario d'émission choisi et l'augmentation des températures est bien



FIG. I.12: Résultats des tests de détection de tendances sur des longues séries hydrométriques en France métropolitaine. Adapté de *Renard* (2006).

plus modérée avec le scénario B2. L'évolution des précipitations est plus contrastée, avec peu de changements à l'échelle annuelle, une augmentation en hiver (entre 5 et 20%) et une diminution importante en été (de l'ordre de 20 à 35%). L'évolution des précipitations intenses est plus incertaine, et les maxima annuels des cumuls sur 5 jours ne présentent pas de changement marqué.

Plusieurs études des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique de grands bassins versant français ont été réalisées dans le cadre du programme « Gestion et Impacts du Changement Climatique » (GICC). Ces études ont concerné la Seine (*Ducharne et al., 2004*), le Rhône (*Etchevers et al., 2002*) et l'Adour-Garonne (*Caballero et al., 2007*) pour l'horizon 2050-2060.

Pour la Seine, l'étude conclut à une diminution très probable de l'humidité des sols et des débits d'étiages en été. En hiver, la situation est moins claire: bien que la majorité des modèles climatiques prévoient une augmentation des précipitations, celle-ci ne se traduit que

rarement par une augmentation des débits en raison d'une augmentation de l'évaporation. Dans une majorité des cas, l'écoulement diminue même en hiver. Cette étude souligne la grande dispersion des scénarios de précipitations, qui domine la variabilité des changements de débits simulés, ce qui soulève la nécessité de considérer un ensemble de scénarios climatiques dans une étude d'impact hydrologique du changement climatique.

En ce qui concerne le Rhône, où le relief et la composante nivale joue un rôle nonnégligeable sur les écoulements, *Etchevers et al. (2002)* notent une variabilité spatiale importante de la réponse hydrologique au changement climatique. Dans le nord du bassin, une augmentation relative importante des débits annuels (40%) est constatée, due à l'augmentation des précipitations (+25%) qui dépasse l'augmentation de l'évapotranspiration (+13%). Dans le sud du domaine, on note par contre une diminution de 10% à 30% des débits causée par une diminution des précipitations et une augmentation de l'évaporation. Cette étude met aussi en avant la diminution importante du couvert neigeux (en quantité et en durée) dans les régions de moyenne et basses altitudes, ce qui a un impact sur les régimes hydrologiques neigeux pour lesquels le pic de débit au printemps est avancé d'un mois.

L'étude menée sur le bassin Adour-Garonne conclut à une augmentation des débits en hiver, où les précipitations liquides augmentent du fait de l'augmentation conjointe des précipitations et de la température. A l'inverse, les débits printaniers diminuent en raison du plus faible volume d'eau stockée sous forme de neige et de la fonte plus précoce de celle-ci. En été et en automne, *Caballero et al., 2007* rapportent une diminution des débits engendrée par un déficit pluviométrique. Toutefois, la recharge hivernale des nappes plus efficace dans le scénario futur contribue à limiter la diminution moyenne des débits en période d'étiage (qui est de l'ordre de 11%). Enfin, une simulation continue sur la période 1985-2095 indique une tendance générale à la diminution progressive des débits pour toutes les saisons.

Les résultats de ces études ont récemment été confirmés par les travaux de thèse de *Boé* (2007) sur les changements des débits moyens à l'échelle de la France pour la période 2046-2065. En utilisant plusieurs approches largement différentes de désagrégation de scénarios climatiques basse résolution, cette étude a aboutit à des résultats très cohérents: on retrouve une faible diminution des débits en hiver excepté sur le sud-est du pays et les Alpes où ils augmentent (Figure I.13). Au printemps, les changements sont en général faibles et incertains en signe. En revanche, des impacts forts se profilent sur les débits estivaux et automnaux, en particulier sur le sud du pays, avec des diminutions dépassant parfois 60%. Ces changements semblent très robustes compte tenu du nombre de scénarios climatiques retenus. A noter également qu'ils correspondent au scénario d'émission intermédiaire A1B.



I.4.3. Cas du Languedoc-Roussillon

Peu d'études traitant du changement climatique actuel et de ses conséquences sur les débits des fleuves du Languedoc-Roussillon ont été réalisées à ce jour.

Norrant et Douguédroit (2004) ont analysé les tendances des données mensuelles et quotidiennes des précipitations issues d'un jeu de stations couvrant notamment le Languedoc-Roussillon. Cette étude a révélé une diminution significative des précipitations au mois de Mars associée à une diminution du nombre de jours de pluie. Aucune autre tendance nette n'a pu être mis en évidence pour notre région d'étude.

En ce qui concerne l'évolution des précipitations extrêmes, l'étude de *Neppel et al. (2003)* n'a pas révélé de tendances significatives à l'augmentation des fréquences des pluies extrêmes dans la région au cours de la période 1958-2002. Les auteurs précisent également que les données historiques permettent d'aboutir aux mêmes conclusions. Ils soulignent néanmoins que les inondations provoquent davantage de dégâts à l'heure actuelle, mais que cette évolution est principalement liée à la croissance de l'urbanisation.

Enfin, *Ludwig et al. (2004)* ont étudié l'évolution des conditions hydroclimatiques sur plusieurs sous-bassins versants de la Têt pour la période 1980-2000. Ils ont montré que les températures printanières ont le plus augmenté au cours des 2 dernières décennies tandis que les températures automnales ont légèrement diminué. Les températures hivernales et estivales ont également augmenté mais de manière moins importante que les températures printanières. Aucune tendance significative n'a pu être détectée sur les précipitations et les débits annuels moyens qui présentent par ailleurs une forte variabilité interannuelle. Cependant, les débits printaniers et estivaux semblent avoir diminué sur un certain nombre de stations hydrologiques du bassin versant. *Ludwig et al. (2004)* soulignent enfin que les débits de crue ont augmenté dans la partie avale du bassin.

Synthèse

Quelles sont les principales caractéristiques du système climatique ? Quel est son lien avec le cycle hydrologique ?

Le système climatique est activé par les inégalités spatiales du bilan énergétique à la surface de la Terre. Sa dynamique repose principalement sur les mouvements de l'atmosphère et de l'océan qui ont pour but de compenser ces déséquilibres énergétiques. De nombreux facteurs contribuent à rendre complexe ce schéma de redistribution énergétique, comme par exemple la rotation de la Terre, la répartition des continents, la présence d'eau et de végétation à sa surface pour ne citer que les principaux. L'ensemble des interactions physiques entre les différentes composantes du système climatique est à l'origine d'une importante variabilité spatiale des conditions climatiques que l'on peut rencontrer à la surface de la Terre.

Le cycle de l'eau est une composante majeure du climat. D'une part, il s'agit d'un des principaux modes de transport de l'énergie du système terrestre à travers les processus d'évaporation/transport/condensation. D'autre part, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre puissant tandis que les nuages réfléchissent une partie du rayonnement solaire incident tout en étant aussi responsables d'un effet de serre.

Quels sont les changements climatiques observés et prévus par les modèles climatiques à l'échelle globale ?

Les principaux changements observés sont le réchauffement global de la Terre, la fonte généralisée des glaces et l'élévation du niveau des mers depuis maintenant plus d'un siècle. De manière générale, les températures augmentent de manière plus importante sur les continents que sur les océans. Les précipitations elles ont tendance à augmenter au-dessus des continents situés au-delà de 30° Nord et au niveau de la ZCIT et à diminuer au niveau des latitudes tropicales. La fréquence des événements de pluie extrêmes a tendance à augmenter sur de larges zones du globe, même dans des régions où les précipitations diminuent en moyenne.

Les modèles climatiques actuels ne parviennent à reproduire ces changements qu'en prenant en compte les émissions de gaz à effet de serre produits par les activités humaines, principalement l'utilisation des combustibles fossiles et l'agriculture. Les changements climatiques attendus sont cohérents avec ceux que l'on observe actuellement, avec toutefois une incertitude importante sur le degré des changements projetés due aux imperfections de la modélisation du système climatique et aux choix socioéconomiques qui seront décidés.

Quelles sont les tendances climatiques actuelles et futures en Méditerranée ?

Le bassin méditerranéen est une des zones du globe les plus vulnérables au changement climatique. Dans cette région, le réchauffement des terres s'observe depuis le début du siècle dernier et a concerné essentiellement les saisons hivernales et estivales. L'influence croissante des systèmes de hautes pressions subtropicales en été semble être à l'origine d'une augmentation du rayonnement solaire parvenant en surface. Plusieurs études indiquent également une tendance générale à la diminution des précipitations hivernales depuis le début des années 1960. Cette évolution semble être liée au déplacement vers le nord de l'axe des dépressions atlantiques et à une diminution de la cyclogènèse en Méditerranée.

Les scénarios climatiques s'accordent sur cette région sur un réchauffement important associée à une diminution générale des précipitations au cours du 21^{ème} siècle, ce qui devrait conduire à une aridification importante des terres situées sur le pourtour de la Méditerranée.

Quelles sont les évolutions observée et prévues en France ?

Le réchauffement en France a été de l'ordre de 1°C au cours du siècle dernier, ce qui est plus important que le réchauffement observé à l'échelle du globe. Ce sont les saisons hivernales et estivales qui ont contribué le plus à l'élévation de la température annuelle moyenne. Les précipitations elles ne révèlent aucune évolution nette, mais on observe cependant une légère augmentation dans le nord et une diminution dans le sud du pays. Il n'y a aucune tendance généralisée discernable sur les débits à l'échelle de la France. Cependant, certaines évolutions régionalement cohérentes ont pu être détectées, comme par exemple l'intensification des débits d'étiages dans les Pyrénées.

L'ensemble des études menées à ce jour sur les évolutions hydrologiques dans le climat futur s'accorde sur une diminution progressive et conséquente des débits sur une large majorité du pays au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle, touchant en particulier le sud de la France.

CHAPITRE II - ANALYSE DU CHANGEMENT DES CONDITIONS HYDROCLIMATIQUES - DONNEES ET METHODES

Préambule

Analyser et comprendre les changements climatiques et hydrologiques à l'échelle régionale passe inévitablement par la collecte et le traitement de données géographiques traitant divers aspects: climat, hydrologie, occupation des sols, etc. Dans cette étude, un soin particulier a été apporté sur la constitution d'un jeu de données hydroclimatiques qui soit le plus fiable et le plus complet possible sur la période d'étude retenue. Aussi, des données concernant la circulation atmosphérique ont été collectées pour l'étude des relations entre la variabilité des conditions climatiques régionales et celle de la circulation à grande échelle. Notre zone d'étude étant fortement anthropisée, il était également indispensable d'effectuer la collecte et le traitement de données relatives aux activités humaines qui influencent le plus les hydrosystèmes étudiés. Enfin, quantifier et comprendre les liens entre l'évolution des facteurs environnementaux et les changements hydrologiques passe par l'utilisation de méthodes statistiques et géomatiques qui sont présentées ici.

II.1. Choix de la zone et de la période d'étude

II.1.1. Zone d'étude

La région Languedoc-Roussillon (LR) est située au sud-est du territoire métropolitain français (Figure II.1a). Elle est bordée au sud par l'Espagne et la principauté d'Andorre, à l'est par la Méditerranée (Le Golfe du Lion), à l'ouest par la région Midi-Pyrénées, au nord par les régions Auvergne et Rhône-Alpes et au nord-est par la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (Figure II.1b). La région comprend les départements de l'Aude (11), du Gard (30), de l'Hérault (34), de la Lozère (48) et des Pyrénées Orientales (66) (Figure II.1c).

Plusieurs unités morphologiques distinctes limitent les contours du LR: les Pyrénées au sud, le seuil de Naurouze au nord-ouest (également appelé seuil du Lauragais), les contreforts des Cévennes au nord et la basse vallée du Rhône à l'est (Figure II.1c, d). La région s'étend sur des ensembles naturels distincts: au nord, elle englobe une partie du Massif Central puis s'abaisse progressivement vers l'est, en direction du delta du Rhône et de la plaine littorale de l'Hérault. A l'ouest, au-delà de la plaine du Minervois, prolongement du seuil de Naurouze (situé à la frontière des départements de la Haute-Garonne et de l'Aude, il sépare le Massif Central des Pyrénées), le sud de la région est composé de reliefs pyrénéens, entaillés par des vallées et bordés à l'est par la plaine littorale du Roussillon. La disposition des montagnes et des plaines languedociennes et roussillonnaises peut ainsi faire penser à un amphithéâtre tourné vers la mer.

Ce travail prend en compte les fleuves côtiers principaux de la région qui sont, du nord au sud: l'Hérault, l'Orb, l'Aude, l'Agly, la Têt et le Tech (Figure II.1d). L'Hérault, fleuve de 160 km de long, prend sa source au Mont-Aigoual, situé dans le sud du massif des Cévennes. Il parcourt le département du Gard puis traverse du nord au sud le département de l'Hérault auquel il donne son nom avant de se jeter en Méditerranée. L'Orb et ses 145 kms de long s'écoule depuis les monts de l'Escandorgue, situés dans le sud du Massif Central, puis traverse la plaine du Languedoc selon une direction nord-ouest – sud-est. L'Aude est le plus long fleuve de cette étude (224 km). Il prend sa source dans le massif du Carlit, situé dans les Pyrénées, puis s'écoule du sud au nord jusqu'à Carcassonne avant de bifurquer vers l'est. L'Agly est à l'inverse le plus petit fleuve étudié, avec ses 76 km de long. Il prend sa source au



FIG. II.1: (a) Localisation de la région Languedoc-Roussillon (LR) à l'échelle nationale. (b) Principales régions (en noir) et chaînes de montagne (en italique bleu) limitrophes. (c) Départements (en noir) et formations topographiques caractéristiques de la région (en italique bleu). (d) Réseau hydrographique des principaux fleuves côtiers et section avale du Rhône.

col de Linas, dans les Corbières, passe ensuite dans les Pyrénées Orientales par les Gorges de Galamus avant de traverser d'ouest en est la plaine du Roussillon pour se jeter en mer. La Têt (120 km) prend sa source au pied du Mont Carlit situé dans les Pyrénées et traverse d'ouest en est le département des Pyrénées-Orientales. Enfin, le fleuve Tech est situé le plus au sud de notre zone d'étude. Sa longueur est d'environ 84 km. Il prend sa source au Roc-Colom, situé dans le massif des Pyrénées, et s'écoule dans la vallée du Vallespir avant de serpenter dans la plaine du Roussillon.

II.1.2. Période d'étude

Notre objectif principal est de reconstituer l'évolution détaillée des conditions hydroclimatiques dans les bassins versants correspondant aux fleuves étudiés tout en remontant le plus loin possible dans le temps. Un minimum de 30 années avait été défini initialement afin de couvrir la phase de réchauffement principal. Pour pouvoir effectuer cette reconstitution de manière fiable, il était cependant nécessaire de disposer de suffisamment de données hydroclimatiques.

Nous avons donc dans un premier temps collecté l'ensemble des informations disponibles sur la longueur des séries climatiques et hydrologiques correspondant à toutes les stations météorologiques et hydrologiques de la région LR. Puis, nous avons comparé la disponibilité des séries hydroclimatiques entre-elles afin d'estimer l'année à partir de laquelle nous disposions de suffisamment d'informations. Cette analyse nous a permis de constater que peu de séries hydrologiques remontaient en deçà de l'année 1965, date qui a donc été retenue comme la date de début de notre période d'étude. Cette thèse ayant commencée fin 2004, la période d'étude retenue est par conséquent la période 1965-2004.

II.2. Données hydroclimatiques

II.2.1. Précipitations mensuelles et journalières

II.2.1.1. Choix des stations

Le serveur de base de données Climathèque BD a permis de collecter un grand nombre de données de précipitations mesurées au sein du réseau de stations Météo-France. Dans un premier temps, seules les stations comportant moins de 20% de lacunes sur la période 1965-2004 et situées dans ou à proximité des bassins versants étudiés ont été sélectionnées. Cette sélection nous a permis de retenir 127 stations dont nous avons extrait les précipitations à l'échelle mensuelle (Annexe A).

II.2.1.2. Comblement des lacunes

Pour l'ensemble des 127 stations, on a pu estimer à environ 2.2% le nombre total de lacunes sur l'ensemble des séries chronologiques de précipitations mensuelles. Les lacunes dans les séries de précipitations mensuelles on du être comblées afin d'homogénéiser au mieux ces dernières et de faciliter ensuite la détection d'éventuelles instationnarités (cf. section suivante). Le nombre important de stations rendait quasiment impossible la possibilité de combler chaque lacune par des techniques de régression classiques telles que celles utilisées pour le comblement des données de débit (section II.2.4.2). Le choix des variables devient vite inextricable et, de plus, les erreurs accidentelles ou systématiques peuvent fortement influencer l'estimation des valeurs comblées.

Nous avons donc utilisé la méthode de comblement proposée par *Laborde (2000a)*, qui permet de combler rapidement et simplement les lacunes avec la partie la plus fiable des données disponibles. De manière succincte, cette méthode consiste à évaluer les valeurs manquantes d'un tableau de données à partir d'Analyses en Composantes Principales (ACP) effectuées de manière itérative sur celui-ci (Annexe B). Le logiciel HYDROLAB (*Laborde et Mouhous, 1998*) permet d'implémenter cette méthode de comblement des lacunes et de suivre l'évolution des estimations des valeurs manquantes en fonction du nombre d'itérations effectuées. Après avoir vérifié à partir de plusieurs échantillons de nos données que les

valeurs estimées des données manquantes sont stables au bout de 6-7 itérations, nous avons précautionneusement fixé à 8 le nombre d'itérations à effectuer au total.

Originellement, cette méthode a été développée afin de combler les lacunes dans des séries pluviométriques annuelles. Ici, nous avons choisi de traiter séparément les données climatiques en fonction de leur mois d'appartenance, sous l'hypothèse que les structures spatiales de dépendance entre les stations pouvaient varier au cours de l'année. Ceci nous a conduit à implémenter cette méthode de comblement 12 fois au total (12 mois).

La difficulté de cette méthode réside dans le choix du nombre de composantes principales à utiliser pour estimer les valeurs manquantes. *Laborde (2000a)* suggère de n'utiliser que les composantes ayant une signification physique. La pluie ayant à priori une structure spatiale, nous avons conservé uniquement les composantes principales ayant elles-mêmes une structure spatiale. L'analyse des variogrammes omnidirectionnels correspondant aux projections des variables (stations) sur les premières composantes principales a permis de sélectionner (pour chaque mois) uniquement celles révélant une structure spatiale. Le variogramme quantifie le degré de dissemblance entre les valeurs prises en deux sites en fonction de la distance les séparant. Le principe fondamental est que, sur la moyenne, deux observations proches sont plus semblables que deux observations éloignées. Le variogramme est défini par:

$$\overline{\gamma} = \frac{1}{2M(h)} \sum_{i=1}^{M(h)} \{ z(x_i) - z(x_i + h) \} \quad \text{où } M(h) = \{ \text{couples distants de h} \}$$
EQ. II.1

avec $z(x_i)$ et $z(x_i+h)$ les valeurs prises par la variable d'intérêt (précipitations dans notre cas) au point x_i et au point éloigné de la distance h de x_i , respectivement. Les paires de points prises en compte dans le calcul du variogramme concernent soit toutes les directions de l'espace (omnidirectionnel) soit une direction fixée (directionnel). Ici, nous avons choisi de travailler à partir du variogramme omnidirectionnel afin de considérer la totalité des paires existantes au sein de nos stations climatiques.

Dans la pratique, on regroupe ensuite tous les points du variogramme en plusieurs classes de distance inter-stations, permettant une meilleure lisibilité du variogramme expérimental obtenu. La figure II.2 présente les variogrammes obtenus à partir des projections des 127 stations pluviométriques sur les 5 premières composantes principales pour le mois de janvier. Les valeurs des variogrammes sont représentées sur une échelle logarithmique afin de permettre la visualisation simultanée de tous les variogrammes expérimentaux. On peut noter que les variogrammes des 4 premières composantes principales présentent une structure



FIG. II.2: Variogrammes omnidirectionnels expérimentaux obtenus à partir des projections des stations de précipitations sur les 5 premières composantes principales du mois de janvier.

spatiale nette, tandis que celui correspondant à la 5^{ème} composante ne révèle aucune dépendance spatiale inter-stations. Nous avons donc choisi de ne retenir que les 4 premières composantes principales pour le comblement des séries pluviométriques du mois de janvier.

Cette méthode de sélection s'est révélée efficace, la plupart des premières composantes principales présentant une structure spatiale nette pour tous les mois (Annexe C1). Le tableau II.1 donne pour chaque mois le nombre de composantes principales retenues pour le comblement des lacunes ainsi que le pourcentage de variance cumulée associé. On peut constater que dans une majorité de cas, les composantes principales retenues explique en général plus de 80% de la variabilité des précipitations, ce qui nous permet d'attribuer une certaine confiance aux données reconstituées à partir de cette méthode.

La sélection des composantes principales fait appel à une part importante de subjectivité de l'utilisateur. Une possibilité d'amélioration de cette méthode consisterait à évaluer la qualité de reconstitution des données réellement observées à partir de différentes combinaisons du nombre de composantes principales puis à ne retenir que celle qui produit les meilleurs résultats. Ce développement se situait en dehors du cadre de cette thèse mais s'avère néanmoins une piste intéressante à explorer.

Mois	Nb. composantes	Variance (%)
Janvier	4	87.6
Février	5	82.5
Mars	5	86.6
Avril	4	82.1
Mai	4	80.5
Juin	4	81.0
Juillet	3	63.8
Août	4	68.4
Septembre	5	83.5
Octobre	6	90.4
Novembre	4	83.6
Décembre	5	87.3

TAB. II.1: Nombre de composantes principales et variances cumulées correspondantes retenues pour la méthode de comblement des lacunes de *Laborde (2000a)*.

II.2.1.3. Tests de rupture

Les séries climatologiques de données brutes sont rarement utilisables directement. Elles peuvent en effet être affectées par des ruptures artificielles causées par de nombreux facteurs *(Mestre, 2000)*:

- changement d'emplacement du site de mesure
- changement de capteur, d'abri météorologique
- modification de l'environnement du capteur (végétation, urbanisation...)
- changement du mode de calcul du paramètre
- observateurs différents

Cette liste n'est pas exhaustive mais résume cependant les principaux facteurs qui affectent l'homogénéité des séries climatologiques. Le tableau II.2 donne une estimation de l'influence que peuvent avoir divers changements sur les séries de mesures de différents paramètres (*Heino, 1996*). *Mestre (2000)* précise que le changement d'emplacement entraîne le plus grand nombre de ruptures détectables, d'autant plus qu'il s'accompagne généralement d'un changement d'instrumentation, d'observateur, d'environnement... Cela n'est d'ailleurs pas fonction de l'éloignement du nouveau site. On peut très bien avoir des mesures équivalentes sur deux emplacements distants de plusieurs dizaines de kilomètres, alors qu'un déplacement

	PARAMETRES							
Changements	ТМ	TN, TX	RR	PP	HU	dd	ff	ww
Instrumentation	-	+	+	-	++	-	++	-
Hauteur instrument	+	+	+	+++	+	+	++	-
Exposition	+	++	+++	-	+	++	++	-
Heures observations	+	+	-	-	+	-	+	+
Méthode de calcul	++	-	-	-	+	-	+	-
Emplacements	++	+++	+++	-	+	++	+++	+
Environnement	+	+	+	-	+	+	++	+
Observateurs	-	-	-	-	-	-	+	+++

TAB. II.2: Estimation de l'influence des principaux changements sur l'homogénéité des mesures de divers paramètres météorologiques. Les paramètres sont repérés par leur code international: TM: température moyenne, TN: température minimale, TM: température maximale, RR: Précipitations, PP: Pression, HU: Humidité, dd et ff: direction et force de vent, ww: temps sensible. Les notations sont les suivantes: (-) « pas de problèmes majeurs », (+) « quelques inhomogénéités », (++) « ruptures importantes » et (+++) « ruptures très importantes ». Source: *Heino (1996)*.

de quelques mètres va modifier sensiblement les observations.

L'instrumentation est assez rarement remise en cause, car Météo-France prend le soin de calibrer et de tester ses instruments avant utilisation. Pour la mesure des températures, c'est plutôt l'abri qui pose problème tandis que pour les précipitations, la hauteur de l'instrument peut se révéler importante lorsque la turbulence induite par le vent perturbe la mesure.

L'environnement du parc à instruments peut également amener quelques perturbations dans la mesure (urbanisation, croissance des arbres...). La plupart des stations synoptiques professionnelles sont aujourd'hui implantées sur les aéroports, la construction de nouvelles pistes ou de hangars à proximité du site peut ainsi créer des sources de chaleurs (béton des pistes) artificielles néfastes.

Enfin, les observateurs bénévoles, la plupart du temps retraités, s'acquittent consciencieusement de leur tâche mais ne sont pas toujours très bien formés.

D'un point de vue statistique, une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu.

Nous avons donc appliqué plusieurs tests statistiques de détection des ruptures (Annexe D) sur les séries mensuelles comblées de précipitations puis nous avons comparé les dates de rupture détectées avec celles correspondant aux déplacements des stations disponibles sur le serveur Climathèque BD, à l'instar de l'étude de *Berthelot al. (2004)*. Ensuite, dès lors qu'une date de rupture détectée était proche de celle d'un déplacement de station, nous avons éliminé celle-ci pour la suite de cette étude.

Le logiciel KRONOSTAT (*Boyer*, 2002) développé à l'IRD-HSM de Montpellier a été particulièrement utile dans la mise en œuvre des procédures statistiques mentionnées cidessus. Il permet notamment de visualiser et de stocker les résultats sous format numérique mais aussi graphique. En particulier, la visualisation des ellipses de contrôle associées au test de Buishand s'est avérée indispensable au repérage des dates de rupture.

Cette étape nous a conduit à considérer 10 stations de précipitations comme douteuses et à éliminer celles-ci pour la suite de cette étude (Tableau II.3). Au final, 117 stations ont été retenues et utilisées afin de reconstituer les lames d'eaux mensuelles sur l'ensemble de la zone d'étude pour la période 1965-2004 (Figure II.3).

II.2.1.4. Indices de pluviométrie

Les données journalières de précipitations ont par la suite été recueillies pour les 117 stations de précipitations sélectionnées dans la section précédente dans le but d'étudier l'évolution d'indices pluviométriques susceptibles d'expliquer au mieux les changements de précipitations mensuelles et/ou annuelles, le cas échéant. Notons que contrairement aux séries mensuelles homogénéisées, les données journalières de précipitations n'ont fait l'objet d'aucun comblement, ce qui pourrait expliquer des différences dans l'estimation des lames d'eaux entre les deux jeux de données (cf. section suivante).

Pour chaque lame d'eau journalière spatialisée et moyennée pour l'ensemble des sousbassins versants retenus (cf. section II.2.1.5), nous avons considéré comme pluvieux les jours pendant lesquels les précipitations ont été supérieures à 0.1 mm. Puis, nous avons calculé, pour chaque mois et pour chaque année, plusieurs indices pluviométriques suivants, choisis parmi la liste proposée par l'OMM (*Nicholls et Murray, 1999*). Ces indices sont les suivants:

- les totaux de précipitations,
- le nombre de jours de précipitations,
- les moyennes de précipitations quotidiennes.

Le calcul de ces indices a été effectué pour les précipitations ≥ 0.1 mm d'une part et pour les précipitations ≥ 10 mm d'autre part, ceci afin d'étudier les événements de fortes précipitations.

Code MF	Dates de déplacement	Pettitt	Buishand	Lee & Heghinian	Hubert
11028001	1979		1979		1992
11103001	1973			1972	1970
11321003	1989	1990	1989		1968, 1996
11401001	1966, 1972, 1974, 1987	1985	1986	1989	
34046005	1988			1973	1965, 1987, 1995
34064002	1974, 1979	1978		1978	
66038003	1971, 1989		1989, 1991	2002	
66119002	1976, 1988	1987	1987, 1990		1969, 1992
66122001	1975, 1984	1986	1989	1986	1996
66155001	1986	1991	1986, 1991	1991	

TAB. II.3: Résultats des tests de détection de rupture sur les séries comblées de précipitations mensuelles. Les années de rupture identifiées par chaque test sont indiquées uniquement pour les stations qui ont été éliminées du jeu de données originel.



FIG. II.3: Localisation des 117 stations de précipitations sélectionnées et des 10 stations éliminées du jeu de données originel. Les contours noirs représentent les sous-bassins retenus dans cette étude (cf. section II.6.1).

Nous avons également calculé:

- les totaux de pluies \geq 95th centile.
- les proportions des totaux de pluies ≥ 10 mm et ≥ 95th centile par rapport au total des pluies afin de juger leur contribution aux totaux de pluies ≥ 0.1 mm.

II.2.1.5. Spatialisation des données

Afin de les comparer aux mesures de débit, les séries climatiques ont été spatialisées puis moyennées pour l'ensemble des 15 sous-bassins versants considérés ici (cf. section II.6.1). Une consultation de la bibliographie nous a conduit à utiliser diverses techniques de spatialisation en fonction de la variable climatique considérée.

Pour les précipitations mensuelles, la plupart des études portant sur la comparaison des différentes techniques de spatialisation existantes révèlent que les techniques d'interpolation géostatistique (krigeage et ses dérivés) surpassent en terme de précision les techniques déterministes classiques (polygones de Thiessen, carré inverse de la distance, etc.; *Creutin et Obled, 1982; Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005*). Le krigeage, à la différence des autres techniques d'interpolation spatiale, prend en compte la structure spatiale des données de précipitations dans l'interpolation. Plus précisément, les corrélations inter-stations des valeurs de précipitation déterminent les valeurs des coefficients de pondération à appliquer aux valeurs des stations en fonction de la distance les séparant au point de grille à interpoler. Le terme géostatistique fait donc référence à la modélisation statistique des données spatiales. Le lecteur intéressé par ces techniques de spatialisation géostatistique pourra se reporter à l'ouvrage de *Goovaerts (1997)*.

Une comparaison des différentes méthodes d'interpolation s'appuie sur une procédure dite de « validation croisée ». Dans cette procédure, les valeurs de précipitations réellement observées sont retirées une à une du jeu de données originel et estimées à partir des données restantes et de différentes techniques d'interpolation. On peut alors définir des fonctions objectives qui permettent d'évaluer les erreurs d'interpolation. Ces fonctions sont basées sur les différences entre les valeurs réelles observées aux points de la grille d'interpolation correspondant aux emplacements des stations et celles estimées par interpolation pour ces mêmes points. Nous avons testé à l'aide de cette procédure l'efficacité de plusieurs méthodes d'interpolation à partir des données de précipitations mensuelles et ce, pour un échantillon de quelques « mois tests ». Le logiciel ArcGIS est particulièrement adapté à ce type d'étude puisqu'il dispose des fonctions objectives nécessaires pour évaluer l'efficacité de différentes techniques d'interpolation. Cette étape nous a permis de vérifier la supériorité de la précision du krigeage ordinaire sur les autres méthodes d'interpolation spatiale et d'utiliser celle-ci afin de générer les champs pluviométriques mensuels correspondants à la période 1965-2004.

L'interpolation des séries de précipitations journalières a été réalisée à partir d'une autre technique et ce, pour deux raisons. La première est purement pratique: nous ne pouvions utiliser le logiciel ArcGIS comme pour l'interpolation des séries de précipitations mensuelles, car il ne permet d'effectuer des interpolations successives qu'en nombre limité. Nous avons donc eu recours au logiciel Matlab pour réaliser l'interpolation des séries de précipitations journalières, mais celui-ci ne disposait pas (encore) des fonctions de krigeage. La seconde raison est qu'une évaluation par validation croisée nous a permis de constater que la fonction d'interpolation de type spline donnait des résultats aussi performants que le krigeage ordinaire, comme déjà constaté par *Laborde (2000b)*. Nous avons donc choisi d'utiliser cette fonction d'interpolation afin de générer les champs pluviométriques journaliers à partir des 117 séries pluviométriques quotidiennes pour la période 1965-2004.

II.2.2. Températures mensuelles

II.2.2.1. Choix des stations

Pour les températures mensuelles, 49 stations au total couvraient la période 1965-2005 avec moins de 20% de lacunes (Annexe A). Nous avons alors extrait à la fois les températures minimales et maximales puis moyennées celles-ci entre-elles afin de déterminer les température moyennes. Cette procédure est conventionnellement adoptée dans toutes les études météorologiques faisant référence aux températures moyennes. Dans l'idéal, il conviendrait de disposer des températures moyennes déterminées à partir de l'intégration au cours du temps des températures mesurées en surface. Cependant, peu de stations sont actuellement capables de fournir de telles données, nous contraignant par conséquent à calculer les températures moyennes à partir des minimales et des maximales.

II.2.2.2. Comblement des lacunes

Le nombre total de lacunes dans l'ensemble des séries de températures moyennes mensuelles était de 6.7%, essentiellement regroupées entre les années 1965 et 1970. Nous avons donc comblé les lacunes à partir de la même technique que celle utilisée pour le comblement des séries de précipitations mensuelles.

A noter que, contrairement à ce qui avait été observé pour les précipitations, l'analyse des variogrammes omnidirectionnels correspondant aux projections des stations de température n'a révélé aucune composante principale ayant une structure spatiale nette et ce, pour tous les mois (Figure II.4; Annexe C2). Ce comportement révèle que les modes dominants de variabilité des températures à l'échelle régionale sont plutôt homogènes spatialement, ce qui est probablement lié à la taille réduite de notre zone d'étude. La plus forte dépendance de la variabilité des températures à celle de la circulation atmosphérique à grande échelle peut être un premier élément de réponse. Par souci de combler de façon homogène les séries mensuelles de température, nous avons choisi de prendre en compte uniquement les 3 premières composantes principales (Tableau III.4).

On peut constater que dans une majorité de cas, les composantes principales retenues expliquent en général plus de 80% de la variabilité des températures, ce qui nous permet d'attribuer une certaine confiance aux données reconstituées à partir de cette méthode.

II.2.2.3. Tests de rupture

L'implémentation des tests de rupture sur les séries des températures mensuelles moyennes nous a conduit à éliminer 4 stations considérées comme douteuses (Tableau II.5). Nous avons donc au final retenu 45 stations de mesure des températures pour la suite de cette étude (Figure II.5).

II.2.2.4. Spatialisation des données

Pour l'interpolation des séries de températures mensuelles, nous avons utilisé une approche légèrement différente de celle utilisée pour les précipitations mensuelles et largement inspirée de la méthode AURHELY (*Bénichou et Le Breton, 1987*). Cette méthode donne plus de sens à l'utilisation du krigeage dans le cas où la valeur d'une variable dépend fortement de son



FIG. II.4: Variogrammes omnidirectionnels expérimentaux obtenus à partir des projections des stations de température sur les 3 premières composantes principales du mois de janvier.

Mois	Nb. composantes	Variance (%)
Janvier	3	84.6
Février	3	88.3
Mars	3	87.7
Avril	3	80.3
Mai	3	81.7
Juin	3	84.0
Juillet	3	78.2
Août	3	80.4
Septembre	3	80.1
Octobre	3	81.7
Novembre	3	81.4
Décembre	3	83.6

TAB. II.4: Nombre de composantes principales et variances cumulées correspondantes retenues pour la méthode de comblement des lacunes de *Laborde (2000a)*.

Code MF	Dates de déplacement	Pettitt	Buishand	Lee & Heghinian	Hubert
11262002	1986		1986		
66005001	1980		1981, 1986		
66122001	1975, 1984	1984	1993		1983
66206002	1992		1980, 1986, 1993		1986

TAB. II.5: Résultats des tests de détection de rupture sur les séries comblées des températures moyennes mensuelles. Les années de rupture identifiées par chaque test sont indiquées uniquement pour les stations qui ont été éliminées du jeu de données originel.



FIG. II.5: Localisation des 45 stations de températures sélectionnées et des 4 stations éliminées du jeu de données originel. Les contours noirs représentent les sous-bassins retenus dans cette étude (cf. section II.6.1).

environnement. La relation linéaire particulièrement robuste qui existe entre la température et l'élévation nous a conduit à modéliser, pour chaque mois, la température en fonction de l'altitude associée à chaque station, en utilisant un modèle de régression linéaire de type:

$$T^{\circ}C = a \times Z + b$$
 EQ. II.2

avec T°C l'ensemble des valeurs de température et Z l'élévation (en mètres) associée à chacune des stations. La variance des températures moyennes mensuelles expliquée par les modèles de régression linéaire était toujours comprise entre 42 et 98%, avec une valeur médiane d'environ 84% (n = 480). L'application de ce modèle de régression linéaire à un

Modèle Numérique de Terrain (GTOPO 30, cf. section II.6.1) nous a alors permis de spatialiser une température moyenne théorique sur l'ensemble de notre zone d'étude.

Les valeurs résiduelles des températures (modélisées selon l'équation II.2 moins celles réellement observées) ont ensuite été calculées pour chaque station. La spatialisation de ces valeurs résiduelles était en effet nécessaire afin de déterminer une valeur finale de température mensuelle. Des tests de validation croisée ont permis de démontrer à nouveau la plus grande précision du krigeage ordinaire dans l'interpolation des valeurs résiduelles par rapport aux techniques d'interpolation déterministes. Les températures modélisées et résiduelles ont ensuite été moyennées pour chaque sous-bassin versant et additionnées entre-elles afin de déterminer une valeur finale de température mensuelle pour chacun des 480 mois étudiés.

II.2.3. Autres paramètres climatiques

D'autres données ponctuelles ont été acquises à partir de Climathèque BD, correspondants aux mesures de divers paramètres météorologiques supplémentaires, en vue d'étudier plus en profondeur l'évolution des conditions météorologiques en région LR pour la période 1965-2004.

Ces données sont les suivantes:

- rayonnements (solaires et diffus) descendants et évapotranspiration potentielle mesurées aux stations de Perpignan (ID: 66136001) et Carcassonne (ID: 11069001).
- nombre de jours avec précipitations neigeuses observées aux stations de l'Hospitalet (ID: 09139001) et Fillols (66078001).

La localisation précise de ces stations est donnée sur la figure II.6.

II.2.4. Débits mensuels et journaliers

II.2.4.1. Choix des stations

Les données de débits mesurés aux stations hydrologiques ont été acquises à l'échelle journalière à partir de la banque HYDRO administrée par le Ministère de l'Environnement et qui concentre la plupart des données hydrologiques collectées par les réseaux nationaux et



FIG. II.6: Localisation des stations météorologiques retenues pour l'extraction de divers paramètres climatiques (cf. texte).

divers organismes d'états (DDAFF, DIREN, EDF, etc.). Nous avons sélectionnés dans un premier temps uniquement les stations hydrologiques comportant au moins 75% de valeurs sur la période 1965-2004 (à l'exception de la station d'Argelès). Ce critère de sélection nous a permis de retenir 15 stations hydrologiques au total (Tableau II.6; Figure II.7).

II.2.4.2. Comblement des lacunes

Quatre séries temporelles de débits ont été partiellement comblées à partir des données de débits observées dans des stations hydrologiques proches. Certaines stations ont en effet été remplacées par de nouvelles (cas des stations de Moussan et d'Argelès) ou n'ont pas fonctionné pendant certaines périodes (cas de Reynes et Rodes). Le comblement des données

Fleuve	Station	Code HYDRO	% données brutes	% données comblées	% données finales	Q m3/s
Hérault	Laroque	Y2102010	88.7	< 0.1 (i)	88.7	20.1
Hérault	Agde	Y2372010	95.5	-	95.5	40.4
Orb	Vieussan	Y2554010	99.6	-	99.6	23.1
Orb	Béziers	Y2584010	97.5	-	97.5	26.9
Aude	Puyvalador	Y1012010	100.0	-	100.0	2.8
Aude	Belvianes	Y1112010	87.5	< 0.1 (i)	87.5	13.6
Aude	Carcassonne	Y1232010	87.5	-	87.5	20.9
Aude	Moussan	Y1612010	74.7	12.3 (r) - 0.1 (i)	86.0	43.0
Agly	Planezes	Y0634030	95.0	-	95.0	4.7
Agly	Estagel	Y0664040	95.0	-	95.0	6.5
Têt	Serdinya	Y0424010	95.4	-	95.4	5.5
Têt	Rodes	Y0464050	75.1	4.9 (r)	80.0	11.3
Têt	Perpignan	Y0474030	87.3	-	87.3	10.4
Tech	Reynes	Y0254050	77.4	17.6 (r) - < 0.1 (i)	95.0	7.9
Tech	Argeles	Y0284060	50.0	20.6 (r)	70.6	9.8

TAB. II.6: Caractéristiques principales des stations hydrologiques retenues dans cette étude. (r) les données ont été comblées par régression linéaire à partir de données de stations voisines. (i) les données ont été comblées à partir d'interpolation linéaire. % données finales correspond au % de données disponibles/reconstituées sur la période 1965-2004.

manquantes a été réalisé à partir de modèles de régressions linéaires établis entre les données des stations retenues et celles des stations voisines pour la période d'enregistrement commune des débits. En outre, certaines données ponctuelles manquantes ont été comblées manuellement par interpolation linéaire lorsque les couches spatialisées de pluie journalière n'indiquaient pas de phénomènes de précipitations supérieures à 10 mm dans les sous-bassins versants correspondants. Au final, 90% en moyenne des données de débits existent ou ont été partiellement reconstituées à partir de ces deux méthodes, avec un minimum de 71% pour la station d'Argelès (Figure II.8).

Aucun traitement n'a été effectué en vue d'estimer la qualité des séries chronologiques existantes ou partiellement reconstituées dans cette étude. Il faut donc garder à l'esprit que les séries hydrologiques peuvent être entachées d'incertitudes. Les changements de gestionnaire des stations ou les recalibrations des courbes de tarage effectuées de façon plus ou moins régulière constituent, à titre d'exemple, des sources d'incertitude potentielles sur les mesures de débits. Néanmoins, nous avons considéré que l'existence de tendances observables sur plusieurs stations pouvait traduire une tendance régionale et non uniquement locale.

II.2.4.3. Indices d'écoulements extrêmes

Nous avons retenus un certain nombre d'indices relatifs aux écoulements extrêmes afin



FIG. II.7: Localisation des 15 stations hydrologiques retenues dans cette étude.

d'étudier l'évolution des conditions de basses et hautes eaux au cours de notre période d'étude. Ces indices sont les suivants:

- Minimum, 1^{er}, 5^{ème} et 10^{ème} centiles pour les périodes de basses eaux.

90^{ème}, 95^{ème} et 99^{ème} centiles et maximum pour les périodes de hautes eaux.

Pour chaque mois et année de la période 1965-2004, nous avons calculé la valeur de ces indices uniquement lorsque les données journalières étaient complètes et ce, pour chacune des 15 stations hydrologiques retenues.



FIG. II.8: Séries chronologiques des données de débits. Les couleurs noires, grises et blanches représentent les données brutes, les données comblées et l'absence de données, respectivement.

II.3. Données climatiques à grande échelle

Le dernier rapport du GIEC mentionne que « beaucoup de changements climatiques régionaux peuvent être décrits en terme de modèles tendanciels de variabilité climatique et donc comme des changements de l'occurrence des indices qui caractérisent la force et la phase de ces modèles » (Solomon et al., 2007). Ces « modèles tendanciels » correspondent en fait aux modes dominants de la variabilité de la Circulation Atmosphérique à Grande Echelle (CAGE). La plupart des modes dominants de la CAGE dans l'hémisphère nord sont connus et étudiés depuis plusieurs décennies (Wallace & Gutlzer, 1981; Barnston et Livezey, 1987), certains d'entre eux ne se manifestant qu'au cours de saisons particulières (Barnston et Livezey, 1987). Cependant, ils peuvent avoir des liens très forts avec le climat régional, ce qui en fait un outil d'analyse du climat régional intéressant (par ex. Hurrel, 1995). Nous avons choisi de ne retenir que les principaux modes/variables relatives à la CAGE susceptibles d'influencer le plus le climat de surface dans notre zone d'étude.

II.3.1. Indices de la circulation atmosphérique

II.3.1.1. L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA)

L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) est reconnu depuis plus de 70 ans comme le mode atmosphérique dominant de la variabilité basse-fréquence de la CAGE en Atlantique Nord (*Walker, 1924*). Néanmoins, c'est seulement depuis les 2 dernières décennies que son étude connaît un fort regain intérêt (e.g. *van Loon & Rogers, 1978; Rogers, 1984; Barnston & Livezey, 1987; Lamb & Peppler, 1987; Hurrell, 1995; Hurrell & van Loon, 1997; Wanner et al., 2001*), en particulier du fait que la signature spatiale du réchauffement observé au cours du siècle dernier (avec une accélération marquée au cours des trois dernières décennies) présente de grandes similitudes avec les anomalies de température de surface associées à l'ONA.

L'ONA représente une redistribution de masse atmosphérique entre les régions arctiques ou subarctiques et les régions subtropicales de l'Atlantique. Le champ de pression de surface au niveau de la mer, pour lequel on dispose de séries chronologiques relativement longues, est souvent utilisé pour caractériser l'oscillation. L'indice ONA est ainsi défini comme la

différence de pression de surface normalisée entre l'Anticyclone des Açores et la Dépression d'Islande. Les moyennes mensuelles hivernales sont traditionnellement retenues (décembre à mars) car c'est durant cette saison que la signature de l'ONA est la plus importante.

La structure spatiale de l'ONA hivernale est présentée sur la Figure II.9. L'ONA est caractérisée par la présence de deux centres d'anomalies de pression de signe opposé, qui s'étirent respectivement de l'Islande au Spitzberg et du centre du bassin Atlantique Nord à la péninsule Ibérique et la France. On parle de phase positive lorsque les deux centres d'action se renforcent (creusement de la dépression d'Islande et gonflement/intensification de l'Anticyclone des Açores) ou de phase négative lorsque les deux s'affaiblissent simultanément. La phase positive correspond donc à un renforcement du gradient de pression méridional qui contribue à intensifier la circulation d'ouest sur le nord-est atlantique et le continent européen. Dans cette configuration, l'axe du rail des dépressions est orienté sud-ouest – nord-est et migre vers le nord du continent européen (*Hurrel, 1995; Wanner et al., 2001*). A l'inverse, la phase négative correspond à un affaiblissement du gradient de pression méridional dans l'Atlantique Nord induisant une diminution de l'intensité des vents d'ouest. L'axe du rail des dépressions est allantique pression de sur set allantique vers le nord induisant une diminution de l'intensité des vents d'ouest.

Les phases positives et négatives de l'indice ONA sont associées à différentes structures spatiales des précipitations. En phase positive, les précipitations sont généralement plus importantes qu'en moyenne sur l'Ecosse et la Scandinavie et moins importantes en Europe du Sud et au nord du continent africain (*Wanner et al., 2001*). En phase négative, on observe la situation inverse.

L'indice ONA est donc un signal important et robuste pour expliquer les variations des précipitations hivernales en Méditerranée. De nombreuses études ont effectivement montré que les fluctuations de l'indice ONA sont anti-corrélées avec les variations des précipitations hivernales en Méditerranée Occidentale (*Hurrell, 1995; Dai et al., 1997, Rodó et al., 1997; Xoplaki, 2002; Trigo et al., 2004*), principalement dans sa partie occidentale. Ainsi, il a été montré que la baisse significative des précipitations hivernales en Méditerranée constatée depuis 1960 est due, au moins partiellement, à la prépondérance des phases positives de l'ONA (e.g. *Dünkeloh et Jacobeit, 2003; Xoplaki et al., 2004*).


FIG. II.9: Représentation schématique des conditions météorologiques en Europe associées aux phase positives (à gauche) et négatives (à droite) de l'Oscillation Nord-Atlantique. Adapté de *Visbeck (2007)*.

L'influence de l'ONA sur les températures hivernales en Méditerranée est moins importante que sur les précipitations (*Giorgi, 2002a; Lionello et al., 2006*), particulièrement dans sa partie occidentale. *Pozo-Vàsquez et al. (2001)* ont montré en outre que l'influence de l'ONA sur les températures hivernales en Europe est à la fois non-linéaire et non-stationnaire.

L'indice ONA qui a été utilisé dans cette étude a été téléchargé à partir du site web du Climatic Research Unit (<u>http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm</u>).

II.3.1.2. L'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (OMO)

Dans une publication récente, *Martin-Vide et Lopez-Bustins (2006)* présentent un indice caractéristique d'un mode dominant de la CAGE en Méditerranée Occidentale: il s'agit de l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (OMO). Sa création résulte du constat selon lequel les variations de l'indice ONA expliquent une faible variabilité des précipitations automnales et hivernales dans la partie orientale de la péninsule ibérique, voire le long de la côte méditerranéenne française. Les auteurs de cette étude ont alors cherché un indice relatif à la CAGE qui soit le plus pertinent possible pour expliquer la variabilité des précipitations de la saison pluvieuse le long du littoral méditerranéen joignant le sud-est de l'Espagne au sud-est de la France.

L'indice OMO a été définit comme la différence des pressions de surface normalisées entre les stations de San Fernando (Espagne) et Padua (Italie). Il est caractérisé dans sa phase positive par le renforcement de l'Anticyclone des Açores et son extension sur le quart sudouest de la péninsule ibérique associés à de faibles pressions au niveau du Golfe de Ligure (Figure II.10a), induisant une circulation générale nord-ouest – sud-est des masses d'air en surface. A l'inverse, sa phase négative correspond à une zone de basses pressions centrée sur le quart sud-ouest de la péninsule ibérique associée au renforcement de l'Anticyclone central européen et à son extension sur le Golfe Ligure, induisant une circulation générale est – ouest des masses d'air en surface (Figure II.10b). La phase neutre de l'indice OMO correspond soit à l'existence d'un faible gradient de pression sur l'ensemble du bassin méditerranéen occidental soit à une advection d'air de direction nord-est le long d'une isobare de même orientation.

Les précipitations mensuelles des stations situées sur le littoral oriental de l'Espagne sont significativement anti-corrélées avec les valeurs de l'indice OMO, bien plus qu'avec l'ONA, particulièrement durant la saison hivernale (*Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006*). Cet indice caractérise ainsi une partie de la variabilité de la cyclogénèse dans le bassin méditerranéen occidental et des pluies associées le long du littoral méditerranéen.

L'indice OMO a été téléchargé à partir du site web du Group of Climatology de l'Université de Barcelone (<u>http://www.ub.es/gc/English/wemo.htm</u>). Notons que les valeurs de cet indice sont disponibles jusqu'à l'année 2000.



FIG. II.10: Représentation schématique des anomalies de circulation atmosphérique associées aux phase positives (a) et négatives (b) de l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale. H (Hautes) et B (Basses) correspondent aux anomalies de pression de surface positives et négatives, respectivement. Adapté de *Lopez-Bustins et Sanchez-Lorenzo* (2007).

II.3.1.3. Autres indices de la CAGE

Les indices ONA et OMO ne sont représentatifs que d'une partie des modes dominants de la CAGE au sein de la zone nord-est atlantique et méditerranéenne. Plusieurs auteurs ont montré que des modes autres que l'ONA expliquent une variabilité importante des températures et des précipitations en Europe, incluant notamment une partie du bassin méditerranéen (*Zorita et al., 1992; von Storch et al., 1993; Qian et al., 2000; Quadrelli et al., 2001; Krichak et al., 2002; Xoplaki, 2002*).

A titre d'exemple, on peut mentionner les études de *Sàenz et al. (2001) et Frìas et al. (2005)* qui suggèrent que la variabilité des températures hivernales moyennes mensuelles sur la partie occidentale du bassin méditerranéen serait principalement contrôlée par les fluctuations de la structure dipolaire Est-Atlantique (EA), tandis que l'ONA ne jouerait qu'un rôle secondaire. A l'inverse de celle-ci cependant, les autres modes de la circulation atmosphérique présentent une image moins nette du fait que ces modes ne laissent leur signature dans la CAGE que durant une partie de l'année (*Lionello et al., 2006*).

Pour une description détaillée de ces différents modes, le lecteur intéressé est invité à se référer à l'abondante bibliographie reportée dans l'ouvrage de *Lionello et al. (2006)*. Nous avons choisi de retenir les indices relatifs à la variabilité de la CAGE dans le secteur atlantique nord – Europe disponibles sur le site web du Climatic Prediction Center (<u>http://www.cpc.noaa.gov/</u>). Ces derniers ont été déterminés à partir d'une ACP avec rotation Varimax appliquée aux anomalies des hauteurs moyennes mensuelles du géopotentiel à 500hPa normalisées sur la période 1950-2000 (données NCEP), sur une fenêtre couvrant la région 20°N-90°N. Les modes retenus dans cette étude sont les suivants (Figure II.11):

la structure Est-Atlantique (EA) ou régime dit de « dorsale » (Figure II.11a): il s'agit du second mode dominant de la variabilité basse-fréquence de la CAGE sur l'Atlantique nord. De manière similaire à l'ONA, sa structure consiste en un dipôle nord-sud d'anomalies mais elle est plus fortement liée au régime des hautes pressions subtropicales. Dans sa phase positive, l'EA se manifeste par un creusement de la cellule située à l'ouest des Iles Britanniques et par la présence d'anomalies de hautes pressions dans la bande située à plus basse latitude. Dans une telle situation, les températures sont généralement plus élevées et les précipitations moins importantes par rapport à la normale en Europe du Sud.



FIG. II.11: Représentation schématique des anomalies positives (H) et négatives (B) des hauteurs des géopotentiels 500 hpa associées aux phases positives des modes (a) EA, (b) EA/WR et (c) SCAND sur l'Atlantique Nord et l'Europe. Adapté du site web du Climatic Prediction Center (http://www.cpc.noaa.gov/).

- la structure Est-Atlantique/ Ouest-Russie (EAOR; Figure II.11b): c'est l'une des 2 structures qui influencent le plus l'Eurasie durant une grande partie de l'année. Sa phase positive est associée à des conditions de subsidence et de stabilité au nord-ouest de la Méditerranée, conduisant à des températures plus élevées et des précipitations en dessous de la normale (*Xoplaki, 2002*). Cette structure est proéminente toute l'année à l'exception des mois de juin à août (*Barnston et Livezey, 1987*).
- la structure scandinave (SCAND): cette structure consiste en une cellule principale centrée sur la Scandinavie et qui s'étend jusqu'au nord de la Sibérie (*Xoplaki, 2002*). Un centre d'anomalies moins prononcées et de signe opposé est situé à l'ouest de l'Europe. Cette structure constitue un mode prédominant de la variabilité basse-fréquence de la CAGE pour tous les mois à l'exception de juin-juillet (*Barnston et Livezey, 1987*). Dans sa phase positive, elle est associée un flux de sud-est au-dessus de la Méditerranée qui conduit à des températures de surface moins élevées et des précipitations plus importantes que la normale sur la côte méditerranéenne française. La structure SCAND révèle une structure spatiale similaire à celle dite de blocage, habituellement décrite dans des études effectuées à des échelles journalières (par ex. dans *Tibaldi et al., 1997*). Son indice est donc considéré comme adéquat pour décrire les conditions de blocage ainsi que celles associés au mode SCAND lui-même.

En Méditerranée Occidentale ainsi que dans les régions nord-atlantique/européennes, il est en général difficile d'identifier les signaux de l'Oscillation Australe (OA) en utilisant les techniques statistiques classiques tels que les analyses de corrélations, principalement à cause de la nature très ponctuelle des événements ENSO (*Giorgi, 2002a*). Les signaux de l'OA se perdent ici face aux modes dominants de la dynamique atmosphérique des moyennes latitudes (*Rodò, 2001*). Nous avons donc choisi de ne pas étudier les relations entre la variabilité des conditions climatiques de surface et celle de l'OA.

II.3.2. Données de Réanalyses

II.3.2.1. Qu'est ce qu'une réanalyse ?

Face aux interrogations portant sur d'éventuels changements climatiques, la communauté des climatologues a exprimé le besoin de disposer d'archives fiables du climat actuel. De

nombreuses ruptures sont en effet présentes dans les séries climatiques disponibles dues à des changements de position d'un capteur, à des changements dans l'analyse de la variable considérée ou tout simplement du fait de l'abandon de mesures trop coûteuses. Ces ruptures artificielles masquent les évolutions réelles dans les séries de données, empêchant ainsi la détection d'un changement climatique. Aussi, afin de remédier aux problèmes liés à l'hétérogénéité des données, plusieurs centres météorologiques ont décidé de mettre en place de grands projets de réanalyses des données climatiques.

L'objectif principal d'une réanalyse est d'augmenter la quantité de données climatiques disponibles initialement mais aussi leur qualité. Son principe consiste à assimiler des données de sources internationales différentes (données bateaux, bouées, avions, satellites, radiosondages, etc.), à recouper ces données entre-elles puis à les tester à partir d'un modèle numérique de prévision météorologique. Les donnés observées sont d'abord vérifiées puis introduites dans le modèle météorologique, qui effectue alors une interpolation spatiale des données manquantes en respectant les contraintes dues aux lois physiques régissant les phénomènes atmosphériques. A chaque pas de temps, on vérifie en outre la cohérence entre données observées et modélisées. De cette manière, les mesures aberrantes peuvent être corrigées, les données manquantes reconstituées et l'interpolation en point de grille effectuée de manière satisfaisante même dans des régions relativement pauvres en données mesurées.

Au final, la réanalyse permet d'obtenir une couverture spatio-temporelle continue des champs atmosphériques complets, cohérents entre eux et répartis en points de grille à l'échelle du globe et à différents niveaux de géopotentiels (champs d'égale pression).

L'avantage principal des réanalyses est l'élimination des erreurs d'estimation des paramètres atmosphériques grâce au recalage systématique du modèle avec les observations. Cependant, même si elles représentent un net progrès par rapport aux données existantes, ces archives ne sont pas parfaites. D'une part, les réseaux de mesures ont évolué: les réseaux classiques diminuent, alors que sont apparus de nouveaux capteurs tels que les satellites et leurs nouveaux types de données. Les mesures sur lesquelles s'appuient les réanalyses ne sont donc pas homogènes dans le temps. Ainsi, pour une région donnée du globe, la qualité des réanalyses est variable dans le temps en fonction de l'évolution des réseaux de mesure, même si l'utilisation d'un modèle météorologique minimise cette variabilité. Les réanalyses sont donc aussi homogènes que possible.

D'autre part, il convient de différencier les variables qui dépendent peu du modèle utilisé de celles qui en dépendent fortement. Ainsi, les variables liées à la partie dynamique atmosphérique du modèle, telles que les géopotentiels, sont quasiment indépendantes de celuici car plus ou moins imposées par les mesures disponibles. A l'inverse, les variables reliées à la partie physique du modèle, telles que l'humidité et les précipitations par exemple, sont partiellement dépendantes des observations mais majoritairement déterminées à partir des schémas de paramétrisation du modèle utilisé.

II.3.2.2. Les Réanalyses NCEP

Le NCEP (National Center for Environmental Prediction) et le NCAR (National Center for Atmospheric Research) se sont associés dès 1991 afin de produire aujourd'hui 60 années de réanalyses (de 1948 à 2008). Ces réanalyses sont produites avec un modèle météorologique correspondant à l'état de l'art des modèles opérationnels tel qu'il était en 1995 (modèle Medium Range Forecasting ou MRF; *Kalnay et al., 1996*). C'est un modèle spectral global ayant une troncature horizontale T62 (\approx 210 km) et 28 niveaux verticaux. Les variables disponibles sont extrêmement nombreuses et couvrent tous les aspects des processus atmosphériques, depuis les variables dynamiques jusqu'à l'ensemble des éléments du bilan radiatif. Certaines variables dépendent essentiellement des observations (pression, température) tandis que d'autres dépendent à des degrés divers des schémas de paramétrisation du modèle (humidité, nébulosité, précipitations).

Pour notre étude, nous nous sommes limités à l'extraction des hauteurs des géopotentiels 500 hpa, qui correspondent aux conditions de pression à environ la moitié de la hauteur de la troposphère (5500 mètres environ sous nos latitudes). Ce choix a été motivé par le fait que les variations des hauteurs des géopotentiels 500hpa sont étroitement associées à celles des conditions climatiques dans le sud-est méditerranéen français (*Bontron, 2004 ; Norrant, 2004; Xoplaki et al., 2003; Xoplaki et al., 2004*). Ces données ont été acquises à l'échelle mensuelle sur la période 1965-2004 selon un domaine spatial de résolution 2.5°×2.5° allant de 20°W à 40°E en longitude et de 20°N à 60°N en latitude (Figure II.12). Cette fenêtre spatiale a été choisie dans le but d'étudier les variations des conditions climatiques de surface en lien avec la dynamique de la CAGE sur la zone nord-est atlantique et le bassin méditerranéen.



FIG. II.12: Domaine d'extraction et points de grille des données NCEP recueillies.

II.3.2.3. Les Réanalyses ERA-15 et ERA-40

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) a mis en place deux projets successifs de réanalyses. Le premier, le projet ERA-15, a pris place au milieu des années 1990 et couvre la période 1979-1994. Il est contemporain aux analyses NCEP/NCAR mais le modèle employé fait d'autres choix en matière de paramétrisation des processus physiques et utilise un modèle global spectral de résolution légèrement supérieure: troncature T106 (\approx 125 km) et 31 niveaux verticaux (*Gibson et al., 1997*). Le projet ERA-40, qui couvre la période, 1957-2001, a succédé aux réanalyses ERA-15. Le modèle utilisé a été amélioré, notamment au niveau de l'introduction de nouvelles mesures et de nouvelles techniques d'assimilation. La résolution a par ailleurs été augmentée: le modèle utilise maintenant une troncature T159 (soit 1°×1° de résolution spatiale) sur 60 niveaux verticaux (*Uppala et al., 2005*).

Dans ces 2 projets, les périodes de réanalyses étaient trop courtes pour pouvoir nous intéresser ici. Les données ERA-40 ne permettaient pas d'intégrer la période 2002-2004, pourtant très intéressante à prendre en compte en raison de ses caractéristiques climatiques (caractère exceptionnellement chaud de 2003). Nous avons donc préféré nous limiter aux données NCEP.

II.4. Analyses des relations entre paramètres

Nous avons eu recours à plusieurs outils statistiques afin de quantifier les liens existant entre la variabilité des paramètres climatiques de surface dans notre zone d'étude (température et précipitations) et celle des indices/variables NCEP retenues d'une part et des séries hydrologiques d'autre part. Notons que toutes ces méthodes statistiques ont été implémentées à l'aide des logiciels XL-Stat et Matlab.

II.4.1. Comment étudier l'influence de la CAGE sur les conditions climatiques de surface ?

Différentes techniques ont été utilisées au cours des dernières décennies afin d'identifier et d'estimer l'impact des variations des différents modes de la CAGE sur le climat européen et méditerranéen, et plus particulièrement sur les températures et les précipitations. De manière générale, 3 types de méthode sont couramment employés:

(1) la première méthode est basée sur la construction et l'utilisation d'indices calculés à partir de la différence des pressions de surface normalisées observées entre deux stations météorologiques situées au coeur des principaux centres d'action de la CAGE, comme par exemple l'Anticyclone des Açores ou la Dépression d'Islande. On obtient ainsi un signal caractéristique de la variabilité basse fréquence de la CAGE dont les valeurs évoluent selon un comportement oscillatoire entre une phase positive et une phase négative. C'est le cas des indices ONA (Hurrel, 1995; Jones et al., 1997) et OMO (Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006) décrits dans la section II.3.1. On évalue ensuite les valeurs de corrélation entre les valeurs prises par ces indices et celles des variables climatiques de surface de la zone étudiée afin de quantifier les liens entre les fluctuations des modes dominants correspondants et celles des variables climatiques de surface (e.g. Hurrell, 1995). Cette méthode est assez simple et rapide à appliquer mais elle présente l'inconvénient majeur d'associer occasionnellement les mêmes valeurs d'un indice à des configurations spatiales de la CAGE très différentes (Slonosky et Yiou,. Par conséquent, cette méthode s'avère limitée à évaluer l'influence réelle de la dynamique de la CAGE sur les variables climatiques de surface.

(2) le second type de méthodes s'appuie sur le paradigme selon lequel le système climatique possède un certain nombre d'états préférentiels caractérisés par des structures spatiales cohérentes à grande échelle, ou régimes, généralement caractérisés par leurs propriétés de récurrence, de persistance ou d'occurrence (Michelangeli, 1995). Les fluctuations du temps peuvent alors s'interpréter comme la transition temporelle entre ces régimes (Vautard, 1990). Ces derniers sont en général déterminés à l'aide d'Analyses en Composantes Principales (ACP) ou d'Algorithmes de Classification Automatique (ACA) appliqués aux séries temporelles d'une variable caractéristique de la CAGE mesurée en plusieurs points d'un espace géographique. Dans le cas d'une analyse par ACP, on effectue ensuite une analyse de corrélation entre les scores des composantes principales représentant un mode de variabilité de la CAGE physiquement cohérent et les valeurs prises par les variables climatiques de surface de la zone étudiée. Dans le cas d'une analyse par ACA, on calcule la valeur moyenne des variables climatique de surface sur l'ensemble des jours/mois/saisons inclus dans chaque classe/régime (analyse composite). On peut ainsi évaluer l'influence d'un régime de temps particulier sur les variables climatiques de surface: le gain d'information potentiel relatif à l'influence de la CAGE sur les variables climatiques de surface peut donc être important comparé à l'utilisation de simples indices. Cependant, dans ce paradigme de régimes des temps, un changement de circulation atmosphérique peut s'expliquer par des modifications de fréquences d'occurrence des régimes (Molteni et Corti., 1998) sans que ces régimes soient modifiés; hypothèse contestable dans la mesure où des changements de circulation atmosphérique à l'intérieur même des régimes (intra-régimes) peuvent se produire. Une deuxième limitation de ce groupe de méthode est l'hypothèse sous-jacente selon laquelle les états préférentiels de la dynamique atmosphérique sont les plus adaptés pour décrire l'influence de la CAGE sur les variables climatiques de surface de la zone étudiée, ce qui n'est pas nécessairement le cas. Un moyen de contourner cette limitation consiste à effectuer une classification des valeurs prises par la variable climatique de surface considérée avant de procéder à une ACP ou ACA sur les valeurs prises par la variable représentative de la CAGE au sein de chaque classe de la variable climatique de surface (e.g. Maheras et al., 1999a, b). Enfin, des étapes de validation climatologique sont nécessaires dans une analyse effectuée par ACP, car les composantes principales, à l'exception en général de la première, peuvent ne pas avoir de réelle signification physique. Ainsi, la plupart des études basées sur ce groupe de méthodes privilégient l'utilisation des ACA plutôt que des ACP (par ex. Cassou et al., 2004).

(3) la dernière approche consiste à prendre en compte à la fois la CAGE et les variables climatiques de surface dans l'analyse statistique. L'objectif est alors d'identifier les modes de la CAGE qui expliquent au mieux les variations des conditions climatiques de surface. Deux outils sont idéalement adaptés à ce type d'étude: les Analyses de Corrélations Canoniques (ACC) et la Décomposition en Valeurs Singulières (SVD). Ces techniques ont notamment été utilisées à maintes reprises pour étudier les relations entre la CAGE et les variables climatiques de surface en Méditerranée (e.g. Corte-Real et al., 1995; Dünkeloch & Jacobeit, 2003; Xoplaki et al., 2000, 2003, 2004; Valero et al., 2004). Elles présentent l'avantage d'identifier les modes de CAGE qui expliquent le mieux la variabilité des variables climatiques de surface pour des zones/saisons où les modes dominants intrinsèques à la CAGE n'ont que peu d'influence. Les limitations quant à l'utilisation de ces deux outils statistiques en climatologie diagnostique sont proches du groupe précédent, à savoir qu'un changement de circulation atmosphérique ne peut s'expliquer que par des modifications des fréquences d'occurrence des régimes et non des changements de circulation atmosphérique à l'intérieur même des régimes (intra-régimes). De plus, comme pour l'ACP, il convient de vérifier la cohérence physique des racines canoniques et des vecteurs singuliers produits dans l'ACC et la SVD, respectivement, ce qui implique le recours quasi-systématique à une procédure de validation climatologique des racines et vecteurs singuliers obtenus.

Cette classification des groupes de méthodes est loin d'être exhaustive mais permet néanmoins d'illustrer la diversité des outils statistiques utilisés en climatologie diagnostique pour tenter de relier les variations de la CAGE à celles des variables climatiques de surface observées dans la zone étudiée. En outre, de nombreux autres mécanismes physiques indépendants de la CAGE peuvent expliquer les variations des paramètres climatiques de surface. Il faut donc garder à l'esprit que l'ensemble de ces méthodes sont utilisées afin d'évaluer l'intensité des relations existantes entre la CAGE et les variables climatiques de surface. Dans le cadre de changements climatiques constatés à l'échelle régionale, elles permettent de déterminer si ces derniers peuvent être imputables partiellement aux changements de la CAGE, comme le recommande le GIEC pour une meilleure compréhension des changements climatiques observés à l'échelle régionale (*Solomon et al.,* 2007).

II.4.2. Analyses de corrélation

L'intérêt d'une analyse de corrélation est de déterminer si les valeurs d'une variable tendent à augmenter ou diminuer lorsque les valeurs d'une autre variable augmentent, ou si les variations entre les deux variables sont totalement indépendantes (*Helsel et Hirsch, 1992*). La corrélation mesure donc l'intensité des co-fluctuations observées entre les valeurs de deux variables. Elle ne fournit en revanche aucune information sur les relations de cause à effet. Par exemple, les deux variables peuvent être corrélées parce qu'elle subissent l'effet des variations d'un facteur commun, comme les températures et précipitations si les deux sont affectés par les variations de la dynamique atmosphérique. Les preuves pour établir une relation de cause à effet entre deux variables corrélées doivent donc être déterminées en dehors de l'analyse statistique, notamment à partir de la connaissance des processus impliqués.

Les mesures de corrélation sont adimensionnelles et situées dans une échelle de valeurs comprises entre -1 et +1, avec une valeur de 0 en l'absence de corrélation entre les 2 variables. La significativité d'une valeur de corrélation est évaluée en utilisant un test d'hypothèse:

H₀: $\rho = 0$ vs H₁: $\rho \neq 0$ avec ρ la valeur de la corrélation estimée.

Quand une des variables est le temps ou la position, la corrélation devient respectivement un test de tendance temporelle ou spatiale.

Lorsque la variable *y* augmente ou diminue quand la variable *x* augmente, les 2 variables sont dites posséder une corrélation monotonique. Cette corrélation peut être linéaire, exponentielle, de puissance, etc. La structure de la corrélation entre 2 variables détermine le choix de la méthode de calcul utilisée dans la mesure de corrélation. Nous avons sélectionné 2 mesures de corrélation différentes afin de relier les variations de deux variables hydroclimatiques entre-elles et avec celles des indices relatifs aux principaux modes dominants de la CAGE:

- La corrélation de Pearson (*r*):

Il s'agit de la mesure de corrélation la plus couramment utilisée, parfois de manière abusive car son utilisation nécessite le respect de certaines conditions d'application. *r* est également

appelé coefficient de corrélation linéaire car il mesure l'association linéaire entre 2 variables. Son calcul est donné par la formule suivante :

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{x_i - \overline{x}}{\sigma_x} \right) \times \left(\frac{y_i - \overline{y}}{\sigma_y} \right)$$
EQ. II.3

avec σ_x et σ_y les écart-types des variables x et y, respectivement. La procédure de standardisation utilisée dans le calcul de r (soustraction par la moyenne et division par l'écarttype pour chaque variable) rend cette mesure de corrélation invariante aux changements d'échelle. Toutefois, elle implique nécessairement que les variables étudiées suivent une loi de distribution normale: la corrélation de Pearson est donc une mesure paramétrique et, en ce sens, elle ne peut être utilisée si la loi de distribution statistique d'une des 2 variables au moins est largement différente d'une loi normale. De plus, cette mesure de corrélation n'est valable que si la structure de corrélation entre les 2 variables est linéaire. Ceci nécessite de vérifier la linéarité de la relation entre la variable x et y à l'aide d'une représentation graphique.

La significativité de r peut être testée en comparant la statistique du test t_r à une table de la distribution du t de Student avec n-2 degrés de liberté:

$$t_r = \frac{r\sqrt{n-2}}{1-r^2}$$
EQ. II.4

- La corrélation de Spearman (rho):

Cette mesure, qui constitue une alternative à la mesure de corrélation de Pearson, est utilisée lorsque les lois de distribution statistique d'au moins une des 2 variables s'écartent significativement de la normalité ou que la relation entre les 2 variables n'est pas linéaire. *rho* est un coefficient de corrélation non-paramétrique, son utilisation ne nécessite donc pas de conditions d'application particulières. Son calcul repose sur le remplacement des valeurs des 2 variables par le rang qu'elles occupent dans les séries respectives de chaque variable. Le calcul de *rho* est donné par la formule suivante:

$$rho = \frac{\sum_{i=1}^{n} (R_{xi}R_{yi}) - n\left(\frac{n+1}{2}\right)^2}{n(n^2 - 1)/12}$$
EQ. II.5

avec R_{xi} et R_{yi} les séries de rangs déterminées pour les variables x et y, respectivement et (n+1)/2 le rang moyen de x et y. Si une corrélation positive existe, les rangs supérieurs de x sont appariés avec les rangs supérieurs de y, le produit de leurs séries donnant une valeur importante. Si une corrélation négative existe, les rangs supérieurs de x sont appariés avec les rangs inférieurs de y, le produit de leurs séries donnant une valeur faible. En l'absence de corrélation, le produit de leurs séries donne une valeur proche de leurs rangs moyens, qui correspond au second terme dans le numérateur de l'équation ci-dessus. Par comparaison avec le coefficient de corrélation linéaire de Pearson's r, rho peut être considéré comme un coefficient de corrélation linéaire calculé sur les rangs des variables.

Bhattacharyya et Johnson (1977) présente les versions exactes et d'approximations pour les grands échantillons du test d'hypothèse visant à tester la significativité des valeurs de *rho*.

II.4.3. Analyses en composantes principales

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode de synthèse et de simplification des données, c'est-à-dire une méthode permettant de réduire le nombre de variables tout en minimisant la perte d'information. Cette méthode peut être résumée dans une première étape par le théorème suivant: soit \bar{X} un vecteur de dimension *m* ayant pour moyenne $\bar{\mu}$ et sa matrice de covariance Σ . Soit $\lambda_1 \ge \lambda_2 \ge ... \ge \lambda_m$ les valeurs propres de Σ et $\vec{e}^1, \vec{e}^2..., \vec{e}^m$ les vecteurs propres correspondants. Les valeurs propres sont non-négatives et les vecteurs propres sont orthogonaux.

Les k vecteurs propres qui correspondent à $\lambda_1, ..., \lambda_m$ minimisent:

$$\boldsymbol{\vartheta}_{k} = \boldsymbol{\varepsilon}(\left\| (\vec{X} - \vec{\mu}) - \sum_{i=1}^{k} \left\langle \vec{X} - \vec{\mu}, e^{i} \right\rangle \vec{e}^{i} \right\|^{2})$$
EQ. II.6

$$\boldsymbol{\vartheta}_{k} = Var(\vec{X}) - \sum_{i=1}^{k} \lambda_{i}$$
 EQ. II.7

$$Var(\vec{X}) = \sum_{i=1}^{m} \lambda_i$$
 EQ. II.8

La variance totale de \vec{X} est partagée en *m* composantes. Chacune de ces composantes est obtenue par la projection de \vec{X} sur un des vecteurs \vec{e}^i . La contribution de variance de la $k^{\hat{e}me}$ composante à la variance totale $\sum_i \lambda_i$ est juste λ_k . En termes relatifs, la proportion de la variance totale représentée par le vecteur k est juste $\lambda_k \sum_j \lambda_j$. Cette proportion peut être donnée en pourcentage. Si les composantes sont ordonnées selon leurs valeurs propres alors la 1^{ère} composante est la plus importante en part de variance expliquée et ainsi de suite pour les autres composantes. La première équation donne l'erreur moyenne au carré ϑ_k qui survient quand on fait une approximation du vecteur \vec{X} de dimension m dans un sous-espace de dimension k délimité par les premiers k vecteurs. La construction des vecteurs assure une approximation optimale; l'utilisation de n'importe quel autre sous-espace de dimension kconduira à des erreurs moyennes au carré au moins aussi grandes que ϑ_k (von Storch et Zwiers, 1998).

La question cruciale est de déterminer combien de facteurs il faut extraire. Le choix est arbitraire mais cependant 3 méthodes peuvent être recoupées pour déterminer un seuil plus rigoureux (*O'Lenic et Livezey, 1988*) :

- valeur propre du facteur supérieure à 1 (méthode que nous avons choisi).
- un facteur explique plus qu'une variable en théorie.
- rupture dans l'histogramme des valeurs propres (méthode graphique).

Deux formes de résultats sont exprimés: les premiers concernent les variables et se nomment saturations. Il s'agit de la corrélation de la variable au facteur. Le deuxième type de résultats concerne les observations et se nomme les scores ou histoire propre du facteur. Il donne pour chaque facteur l'évolution standardisée du paramètre étudié tout au long de la série d'étude. Les scores des facteurs représentent l'histoire propre au sein de chaque facteur du paramètre étudié au cours de la période. Ils indiquent également la part d'importance que revêt chaque année au sein du facteur.

II.4.4. Analyses des corrélations canoniques

L'Analyse des Corrélations Canoniques (ACC) est relativement peu utilisée en climatologie et de façon récente (*Xoplaki et al., 2000, 2003 et 2004, Dünkeloh et Jacobeit, 2003*). Son objectif est de réaliser une modélisation conjointe de deux champs de paramètres climatiques (*von Storch et Zwiers, 1998*). Une excellente description et illustration de la méthode est donnée par *Palm (1990)*.

Le principe d'une ACC est de dégager les relations linéaires existant entre 2 tableaux de variables quantitatives ayant le même nombre d'observations. Sachant que des corrélations existent à l'intérieur de chacun des 2 tableaux et entre les variables des 2 tableaux, il est possible de constituer une matrice de corrélations globale pour extraire les corrélations linéaires entre les 2 tableaux sous forme de composantes (*von Storch et Zwiers, 1998*).

Pour mieux saisir le principe d'une ACC, prenons le cas d'une régression simple dans un espace à 2 dimensions. L'ajustement consiste à définir dans la configuration de 2 vecteurs (chacun étant relatif à une variable) un axe sous la contrainte de minimisation de la somme totale des carrés des écarts à la droite de régression.

Ce principe de définition d'axes à travers un espace à 2 dimensions et sous une contrainte bien précise peut être étendu aux analyses multivariées dans un espace à *n* dimensions. Cette méthode a été développée à l'origine à partir d'un modèle d'interdépendance (*Hotelling*, *1936*). Dans l'ACC, dont le but est de chercher les liaisons entre 2 ensembles distincts de variables, il s'agit de définir des axes dans 2 catégories de vecteurs propres orthogonaux. Chaque axe doit prendre le maximum de variance de l'ensemble dont il relève, mais aussi le maximum de covariation entre les 2 ensembles. Des paires de configuration spatiales (racines) sont donc dérivées de 2 types de variable de telle sorte que la corrélation de leurs séries chronologiques soit maximale. Chaque paire de configurations couplées représente la part de variance dans les 2 groupes qui sont significativement corrélées (*von Storch et Zwiers, 1998*).

Le théorème qui résume cette analyse est le suivant: soit un vecteur \vec{X} de dimension m_X et un vecteur \vec{Y} de dimensions m_Y . Considérons un vecteur \vec{f}_X de dimensions m_X et un vecteur \vec{f}_Y de dimensions m_Y de telle sorte que les produits internes $\beta^X = \langle \vec{X}, \vec{f}_X \rangle$ et $\beta^Y = \langle \vec{Y}, \vec{f}_Y \rangle$ aient une corrélation maximale. Ceci considéré, nous voulons maximiser

$$\rho = \frac{Cov(\beta^{X}, \beta^{Y})}{\sqrt{Var(\beta^{X})Var(\beta^{Y})}} = \frac{\vec{f}_{X}^{T}Cov(\vec{X}, \vec{Y})\vec{f}_{Y}^{T}}{\sqrt{Var(\langle \vec{X}, \vec{f}_{X} \rangle)Var(\langle \vec{Y}, \vec{f}_{Y} \rangle)}}$$
EQ. II.9

Notons que si une paire de vecteurs \vec{f}_x et \vec{f}_y maximise l'équation ci-dessus, alors tous les vecteurs $\alpha_x \vec{f}_x$ et $\alpha_y \vec{f}_y$ font de même pour tout α_x et α_y différent de zéro. Ainsi les configurations \vec{f}_x et \vec{f}_y sont sujettes à une normalisation arbitraire. En particulier on peut choisir des configurations de telle sorte que

$$Var(\left\langle \vec{X}, \vec{f}_{X} \right\rangle) = \vec{f}_{X}^{T} \sum_{XX} \vec{f}_{X} = 1 \text{ et } Var(\left\langle \vec{Y}, \vec{f}_{Y} \right\rangle) = \vec{f}_{Y}^{T} \sum_{YY} \vec{f}_{Y} = 1$$
EQ. II.10

où \sum_{xx} et \sum_{yy} sont les matrices de covariance de \vec{X} et \vec{Y} . Un argument similaire à celui utilisé dans l'ACP prouve que les 2 matrices partagent les mêmes valeurs propres non-négatives (*von Storch et Zwiers, 1998*).

Comme pour l'ACP, une rotation de type Varimax appliquée à l'ACC permet de mieux répartir la variance sur les différentes racines canoniques (*Cliff et Krus, 1976*). Cependant les avis divergent à ce sujet et certains auteurs ne voient aucun avantage à l'application d'une rotation à l'ACC (*von Storch et Zwiers, 1998*). Ici, nous avons choisi de retenir la méthode sans rotation pour l'analyse des relations entre les variations des conditions climatiques de surface (précipitations et températures) et celles des géopotentiels 500 hPa à l'échelle mensuelle (cf. section III.3.2). Avant de procéder à une ACC, il faut simplifier les 2 jeux de variables en appliquant à chacun une ACP (sans rotation).

Les formes de résultats de l'ACC sont les mêmes que pour l'ACP, à savoir d'une part les corrélations entre les variables aux différentes racines canoniques identifiées (saturations) et les scores des racines canoniques représentant l'histoire propre de la racine. Ce sont ces derniers qui permettent de suivre l'évolution d'une configuration donnée dans le temps et son influence sur la répartition des températures/précipitations.

II.5. Analyses des évolutions temporelles

Des tendances linéaires ont été calculées sur de nombreux paramètres climatiques et hydrologiques (cf. chapitre III). La tendance indique une augmentation, une diminution ou une stagnation. La tendance linéaire, seule retenue ici, peut se modifier au cours du temps car elle est étroitement dépendante des bornes de la série choisie pour l'étude (*Sneyers, 1990*). Le test de significativité mis en œuvre pour les analyses de tendance a été celui du *tau* de Kendall (appelé *ktest* par la suite), se référant à la courbe progressive du test de Mann-Kendall (*Mann, 1945; Kendall, 1975*). D'autres tests étaient accessibles, comme par exemple celui de Spearman, mais le test de Kendall nous a paru le plus satisfaisant car il est plus restrictif et recommandé à l'heure actuelle par l'OMM. Les tests de rupture utilisés pour la détection d'inhomogénéités au sein des séries climatiques (section II.3.3) pouvaient également servir à tester la significativité des tendances, mais ils s'avèrent en général moins puissants que le test de Mann-Kendall (*Lemaitre, 2002*).

Le test de Kendall est un test non paramétrique sur les rangs permettant de détecter la significativité d'une tendance (*Helsel et Hirsch, 1992*), pour lequel on calcule pour chaque élément y_i le nombre n_i d'éléments y_j qui le précèdent (*i*>*j*) tels que $y_i>y_j$. La statistique *t* du test est alors donnée par la relation:

$$t = \sum_{i} n_i$$
EQ. II.11

et sa loi de répartition, sous l'hypothèse nulle, est asymptotiquement une loi normale de moyenne et de variance:

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \text{ et } \operatorname{var}(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$
EQ. II.12

Il est clair qu'en l'absence de toute présomption quant à l'existence d'une tendance dans un sens déterminé, le test n'est correct que sous sa forme bilatérale. L'hypothèse nulle doit donc être rejetée pour les valeurs élevées de |u(t)| sachant que:

$$u(t) = [t - E(t)]\sqrt{\operatorname{var}(t)}$$
EQ. II.13

En particulier, si on détermine la probabilité α_1 à l'aide d'une table de la loi normale réduite telle que:

$$\alpha_1 = P(|u| > |u(t)|$$
EQ. II.14

L'hypothèse nulle est rejetée au niveau α_0 selon que l'on a $\alpha_1 > \alpha_0$ ou $\alpha_1 < \alpha_0$. Nous avons considéré le test comme significatif au niveau 0.1, soit $\alpha_0=1.6449$. Lorsque les valeurs de |u(t)| sont significatives, on conclut à une tendance croissante ou décroissante selon que |u(t)| > 0 ou |u(t)| < 0, respectivement. Il est alors possible de quantifier le changement du paramètre étudié entre 1965 et 2004. Pour cela, nous avons utilisé un modèle de régression linéaire ajusté entre les valeurs prises par le paramètre (en ordonnée) et le temps (en abscisse) afin de déterminer les valeurs théoriques de 1965 et 2004, la différence (absolue ou relative en fonction du paramètre) entre ces 2 valeurs nous donnant une estimation du taux de changement.

II.6. Caractérisation des bassins versants

II.6.1. Morphologie et limites des bassins versants

L'United States Geological Survey (USGS) fournit un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de résolution 30 secondes d'arc pour l'ensemble des zones terrestres du globe. Ce MNT a été créé à partir du traitement des élévations enregistrées par les satellites au cours des années 1990. La zone correspondante au Languedoc-Roussillon a été extraite à partir du fichier englobant l'Europe Occidentale (fichier W02090N, *USGS (2000)*), puis traitée à l'aide du logiciel ArcGIS afin d'extraire les contours des sous-bassins versants correspondants aux 15 stations hydrologiques retenues dans cette étude (Figure II.13). Pour cela, nous avons digitalisé et géoréférencé le réseau hydrographique de la région disponible sur le site web de l'*Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse (RMC, 2006)*. Ce support nous a aidé à corriger manuellement les erreurs d'élévation du MNT. Des procédures automatiques disponibles sous ArcGIS ont ensuite permises de déterminer le réseau de drainage le plus réaliste possible et d'extraire un certain nombre de paramètres morphologiques caractérisant les sous-bassins versants étudiés.

On peut noter que les sous-bassins étudiés sont, d'un point de vue morphologique, très différents les uns des autres (Tableau II.7). Ainsi, leur superficie varie entre 201 et 3079 km² avec une moyenne de 790 km², leurs élévation moyenne entre 233 et 1729 m avec une moyenne de 677 m et la pente moyenne entre 2.4 et 10.8° avec une moyenne de 5.8°. De manière générale, les sous-bassins situés en amont des fleuves considérés sont de taille réduite et caractérisés par une plus grande pente par rapport à ceux situés en aval.

II.6.2. Natures des roches et des sols

II.6.2.1. Lithologie

La Base de Données sur le Référentiel Hydrogéologique Français (BDRHF version 1; http://sandre.eaufrance.fr) fournit un aperçu des différents types de roches présentes dans les sous-bassins (Figure II.14). Par souci de simplicité, nous les avons regroupé en 4 grands ensembles lithologiques:



FIG. II.13: Modèle Numérique de Terrain (GTOPO30) utilisé pour la délimitation et la caractérisation des paramètres morphologiques des sous-bassins étudiés.

Sous-bassin	Surface (km ²)	Périmètre (km)	Elévation (m)	Pente (°)
Laroque	837	184	612	5.3
Agde	1740	320	238	2.8
Vieussan	891	220	531	5.5
Béziers	432	132	233	3.0
Puyvalador	201	96	1101	5.9
Belvianes	533	138	1412	9.1
Carcassonne	1143	191	406	3.7
Moussan	3079	405	271	2.4
Planezes	433	115	657	6.4
Estagel	472	142	346	4.9
Serdinya	418	148	1729	10.8
Rodes	546	144	1070	10.0
Perpignan	393	132	276	3.0
Reynes	480	130	1009	9.4
Argeles	250	103	265	4.3

TAB. II.7: Caractéristiques morphologiques principales des sous-bassins.



FIG. II.14: Principaux ensembles lithologiques présents dans les sous-bassins. Données issues de http://sandre.eaufrance.fr

- roches plutoniques et métamorphiques (granites, gneiss et schistes) héritées de la chaîne hercynienne, présentes dans les Pyrénées, la Montagne Noire et les Cévennes.
- roches calcaires, dolomitiques et marneuses couvrant une bonne partie des bassins versants de l'Hérault et de l'Agly et la moyenne vallée de l'Aude.
- roches calcaires, gréseuses et schisteuses couvrant le pourtour de la Montagne Noire.
- roches alluvionnaires présentes dans la section avale de tous les cours d'eaux.

II.6.2.2. Sols

Les données sur les sols ont été extraites à partir de la base de données géographique des sols de l'Eurasie disponible à l'échelle 1:1 000 000 (*ESBNEC*, 2004). Sa création résulte d'un projet collectif impliquant l'Union européenne et les pays voisins et visant à obtenir une représentation simplifiée de la diversité et de la variabilité spatiale des sols. La méthodologie utilisée pour différencier et nommer les principaux types de sols est basée sur la terminologie de la légende de la carte mondiale des sols de la Food and Agriculture Organization (FAO) disponible à l'échelle 1:5 000 000 (*FAO*, 1981). Cette terminologie, qui a été affinée et adaptée pour tenir compte des spécificités des paysages en Europe, est fondée sur la distinction des principaux processus pédogénétiques conduisant à la différenciation des sols: brunification, lessivage, podzolisation, hydromorphie, etc.

La base de données contient une liste des Unités Typologique des Sols (UTS). Outre les noms de sol qu'elles représentent, ces unités sont décrites par des variables (attributs) qui précisent la nature et les propriétés des sols: texture, régime des eaux, pierrosité, etc. Ces variables ont été estimées par un jugement d'experts plutôt que mesurées directement sur des échantillons de sol; elles sont donc entachées d'incertitudes importantes. Des indices reflétant la qualité de l'information pour chaque variable (niveau de confiance) ont donc été inclus dans la base de données. Certaines variables secondaires ont été dérivées à partir de Fonctions de Pédo-Transfert continues (FPT) appliquées aux variables décrivant les propriétés des sols, comme par exemple les capacités de rétention en eau. Ces FPT sont typiquement des équations de régression issues de grands jeux de données de profil de sol qui donnent des niveaux de confiance statistiques entre deux ou plusieurs paramètres du sol. La méthode développée pour estimer la capacité de rétention en eau s'appuie sur des variables décrivant la texture, la densité et la profondeur des sols.

A une échelle de 1:1 000 000, il n'était pas possible de délimiter les UTS. Par conséquent, ils ont été regroupés en Unités de Cartographie des Sols (UCS) qui forment des associations de sols et illustrent le fonctionnement des différents systèmes pédologiques à l'intérieur des paysages. Chaque UCS correspond à une partie du territoire et est représentée par un ou plusieurs polygones stockés dans une base de données géométriques géoréférencées.

En nous référant à la carte des UCS et aux classes de capacité de rétention en eau, nous avons évalué les capacités en eau pour chaque unité. Pour chaque classe de sol, nous avons

Classe	Smin (mm)	Smoy (mm)	Smax (mm)
Très élevée	190	245	300
Elevée	140	165	189
Moyenne	100	120	139
Faible	50	75	99
Très Faible	0	25	49

retenu 3 valeurs: limite inférieure, limite supérieure et moyenne arithmétique des limites de la classe considérée (Tableau II.8).

TAB. II.8: Répartition des classes de valeurs de capacité en eau.

La figure II.15 présente la cartographie des UCS correspondant aux bassins versants étudiés ainsi que la gamme de valeurs de la capacité de rétention en eau pour 2 niveaux de profondeur distincts (superficiel et profond, la ligne de séparation entre ces niveaux étant définie en fonction des changements verticaux de la texture des sols). A partir de ces cartes, nous avons déterminé pour chaque sous-bassin les valeurs de capacité de rétention en eau minimales, moyennes et maximales des sols superficiels et profonds. Puis nous avons sommé les valeurs des 2 niveaux de profondeur pour le réservoir sol en entier (cf section IV.4.2.1 pour les valeurs minimales, moyennes et maximales et maximales spatialisées pour chaque bassin).



FIG. II.15: Capacités en eau des Unités de Cartographie des Sols (UCS) au niveau des horizons superficiels (a) et profonds (b) en mm. Source: *ESBNEC* (2004).

II.6.3. Végétation et occupation des sols

II.6.3.1. Les données CORINE Land Cover

La base de données géographiques CORINE Land Cover est produite dans le cadre du programme européen CORINE (COoRdination de l'INformation sur l'Environnement), mise en place en 1985 et assuré par l'Agence Européenne pour l'Environnement (AEE). Cet inventaire biophysique de l'occupation des terres fournit une information géographique de référence pour 29 Etats européens et pour les bandes côtières du Maroc et de la Tunisie. En France, c'est l'IFEN (Institut Français de l'Environnement; *IFEN, 2007*) qui est chargé d'en assurer la production, la maintenance et la diffusion.

Cette base de données géographiques a été créée afin de fournir une information homogène, strictement comparable pour tous les pays concernés et susceptible d'être mise à jour périodiquement. Afin de satisfaire cette condition, plusieurs choix ont été effectués:

- (1) l'échelle, fixée à 1/100 000, est bien adaptée aux besoins nationaux et européens de suivi et de gestion de l'environnement ou d'aménagement de l'espace. Elle est par ailleurs compatible avec les contraintes de coût de production et d'actualisation ainsi qu'avec les délais de réalisation et permet d'envisager une mise à jour régulière. De plus, la plupart des pays européens disposent d'une cartographie régulière à cette échelle.
- (2) l'unité spatiale choisie correspond à une zone dont la couverture peut être considérée comme homogène, ou être perçue comme une combinaison de zones élémentaires qui représente une structure d'occupation. Elle doit présenter une surface significative sur le terrain et se distinguer nettement des unités qui l'entourent. De plus, sa structure doit être suffisamment stable pour servir d'unité de collecte pour des informations plus précises. La plus petite surface cartographiée (seuil de description) a donc été fixée à 25 hectares. Ce choix a été fait pour faciliter la digitalisation des documents d'auteur et l'impression de cartes lisibles, représenter les éléments essentiels de la réalité du terrain et conduire à un rapport coût du projet/satisfaction des besoins compatibles avec les contraintes financières du projet.
- (3) la nomenclature, hiérarchisée en 3 niveaux, permet de couvrir l'ensemble du territoire.
 Elle comprend 5 classes au niveau 1, 15 au niveau 2 et 44 au niveau 3. Le 1^{er} niveau

correspond aux grandes catégories d'occupation du sol repérables à l'échelle de la planète, le second niveau est utilisable pour les échelles 1/500 000 et 1/ 1 000 000 et le 3^{ème} niveau est utilisé au 1/100 000. L'élaboration de cette nomenclature a été orientée sur l'occupation biophysique du sol et non sur son utilisation; elle privilégie donc la nature des objets (forêts, cultures, surfaces en eau, roches affleurantes..) plutôt que leur fonction socio-économique (agriculture, habitat).

A l'échelle de la France, la couverture d'occupation des sols CORINE Land Cover a été produite à partir de photo-interprétation visuelle d'images satellitaires assistée de données d'appui telles que les photographies aériennes, cartes topographiques ou thématiques diverses. Le projet ayant débuté en 1985, les données sont disponibles pour 2 années différentes: 1990 et 2000, nommées respectivement CLC90 et CLC00. Un 3^{ème} jeu de données existe, reflétant les changements d'occupation des sols entre ces 2 dates. L'IFEN propose l'acquisition des données au niveau régional, sous format vectoriel facilement utilisable au sein d'un Système d'Informations Géographiques. Nous avons donc acquis l'ensemble des 3 jeux de données pour la région Languedoc-Roussillon que nous avons ensuite traité à l'aide du logiciel ArcGIS afin de déterminer les superficies des différentes classes d'occupation des sols au sein des sous-bassins. La figure II.16 présente, à titre d'illustration, la couverture d'occupation des sols CORINE Land Cover 2000 (CLC00) pour notre zone d'étude. Le tableau II.9 fournit une estimation des superficies relatives des différentes classes d'occupation des sols pour l'année 2000.

On peut noter que les formations végétales semi-naturelles (forêts et autres milieux seminaturels) occupent entre 41.3 et 94.2% de la superficie des sous-bassins, avec une moyenne d'environ 70.3%. Les terres agricoles quant à elles occupent entre 4.6 et 56.2% de la surface des sous-bassins, avec une moyenne de 27.3%. Enfin, les terres artificialisées occupent entre 0.4 et 7.6% de la surface des sous-bassins, avec une moyenne d'environ 2.2%. La superficie recouverte par les étendues d'eaux est en général infime comparé aux autres types de surface. De manière générale, les sous-bassins situés en amont des cours d'eaux étudiés sont essentiellement recouverts de forêts et autres formations végétales tandis que ceux situés en aval voient une plus grande partie de leur surface occupée par les terres agricoles et artificielles (Tableau II.9).



FIG. II.16: Carte d'occupation des sols selon la nomenclature définie dans Corine Land Cover 2000. Données issues de l'*IFEN* (2007).

Sous-bassin	Terres artificialisés	Terres agricoles	Formations végétales	Surface en eau
Laroque	0.9	12.1	87.0	0.0
Agde	3.3	42.5	53.8	0.5
Vieussan	1.8	15.7	82.2	0.3
Béziers	2.5	42.0	55.4	0.1
Puyvalador	0.4	23.7	75.9	0.0
Belvianes	0.8	7.9	90.7	0.6
Carcassonne	1.8	45.0	53.1	0.0
Moussan	2.3	56.2	41.3	0.1
Planezes	1.0	19.7	78.8	0.4
Estagel	1.1	29.3	69.6	0.0
Serdinya	0.6	4.6	94.2	0.7
Rodes	1.1	10.8	87.8	0.3
Perpignan	7.6	49.9	42.5	0.0
Reynes	1.1	7.0	91.9	0.0
Argeles	6.8	43.6	49.7	0.0

TAB. II.9: Superficies (en %) des classes d'occupation des sols définies selon le 1^{er} niveau hiérarchique de la nomenclature Corine Land Cover (*IFEN*, 2007).

II.6.3.2. Les données de l'Institut Forestier National

Les données CORINE Land Cover, bien que fort utiles pour déterminer le pourcentage en superficie des différentes classes d'occupation des sols au sein des sous-bassins, ne nous permettaient pas d'étudier l'évolution de l'occupation des sols sur la période 1965-2004. Or, il est généralement admis que le phénomène de déprise agricole qui touche le pays depuis plus d'une cinquantaine d'année a engendré une recolonisation du territoire métropolitain par la forêt, notamment dans notre zone d'étude (*Debusche et al., 1987; Rambal, 1987; Lepart et al., 1996; Debusche et al., 1999*).

Afin de prendre en compte ce phénomène, nous avons récupéré les archives départementales des inventaires forestiers de l'Institut Forestier National (*IFN*, 2007). Ces inventaires sont disponibles depuis le début des années 1970 et sont effectués environ tous les 10 ans au sein des différents départements de la région. Chaque archive comprend une cartographie de la délimitation de Régions Forestières distinguées au sein de chaque département uniquement en fonction de la topographie. Pour chacune de ces Régions Forestières, une estimation du taux de boisement relevé au cours des différents inventaires est fournie. A noter que ces estimations résultent d'un échantillonnage de points uniformément répartis dans le territoire inventorié et en aucun cas d'une cartographie précise effectuée sur l'ensemble de chaque Région Forestière, travail bien évidemment trop complexe à réaliser.

L'ensemble des cartes départementales représentant les Régions Forestières a été géoréférencé à l'aide du logiciel ArcGIS. Nous avons alors délimité manuellement les contours de chaque Région Forestière au sein des différents sous-bassins versants (Figure II.17). Enfin, nous avons calculé une valeur moyenne du taux de boisement pour chaque sous-bassin versant par pondération avec la surface du taux de boisement de chaque Région Forestière et ce, pour l'ensemble des inventaires réalisés. Cette procédure a permis de quantifier l'évolution du taux de boisement moyen des sous-bassins versants étudiés pour la période 1965-2004 (cf. section III.4.2. pour l'ensemble des résultats).



FIG. II.17: Représentation des fonds de carte géoréférencés des Régions Forestières des départements du Gard, de l'Hérault, de l'Aude et des Pyrénées-Orientales (fonds de carte grisés) et des délimitations de ces Régions Forestières dans les 15 sous-bassins étudiés (traits verts). Source: *IFN* (2007).

II.6.4. Pressions anthropiques

II.6.4.1. Population

Depuis le milieu des années 1970, le nombre de résidants dans la région Languedoc-Roussillon a nettement augmenté, avec une croissance annuelle moyenne de 1.1%, ce qui est plus important que la croissance estimée pour l'ensemble du territoire métropolitain (0.5%; *INSEE, 2007*). Il s'agit par ailleurs de l'unique région métropolitaine à dépasser les 10% d'accroissement démographique depuis 1999, phénomène qui résulte essentiellement de l'apport migratoire.

Pour rendre compte de l'évolution de la population dans les sous-bassins versants étudiés au cours de la période 1965-2004, nous avons fait appel à 2 types de données. Les premières correspondent aux résultats des recensements démographiques effectués par les agents de l'INSEE au cours des années 1962, 1968, 1975, 1982, 1990 et 1999 pour la région Languedoc-Roussillon. Ces données sont en accès libre sur le site web de l'*INSEE (2007)*. Les secondes correspondent au fichier contenant les coordonnées géographiques des communes françaises disponibles sur un site web de connexion GPS et de conversions multiformats (*WDGPS, 2007*). Le traitement de ces 2 fichiers nous a permis, à l'aide du logiciel ArcGIS, de déterminer l'évolution des populations communales pour chacun des 15 sous-bassins au cours de la période 1965-2004.

La figure II.18 présente la répartition de la population sans double compte dans les communes situées au sein des 15 sous-bassins versants étudiés pour l'année 1999. On remarque que la population est spatialement inégalement répartie, le plus grand nombre d'habitants étant concentré le long des cours d'eaux. De manière générale, les sous-bassins situés en amont sont les moins peuplés et les moins denses (en nombre d'habitants/km²). Si on considère l'ensemble de notre zone d'étude, la population était de 614 447 habitants et la densité de population de 51.9 habitants/km² en 1999. A titre de comparaison, la densité de population sur le territoire national était d'environ 106.57 habitants/km² la même année (*INSEE*, 2007).

La figure II.19 donne, pour chaque sous-bassin, l'évolution de la population au cours des différents recensements réalisés sur la période 1965-2004. Pour l'ensemble de notre zone d'étude, la population a eu tendance à augmenter de 15.8%. Cette évolution masque toutefois des tendances inégales entre les sous-bassins. Ainsi, les sous-bassins situés en amont enregistrent une tendance à la baisse tandis que ceux situés en aval voient au contraire leur population augmenter. Les diminutions les plus importantes sont observées dans les sous-bassins de Puyvalador, Planèzes et Estagel avec -52%, -35% et -28% respectivement entre l'année 1965 et 2004. A l'inverse, les sous-bassins d'Agde, Perpignan et Argeles enregistrent un accroissement de la population d'environ +20%, +40% et +76% au cours de cette même période. Les contrastes spatiaux en terme de peuplement ont eu tendance à s'accentuer entre amont et aval durant les dernières décennies, ce qui peut sans doute être expliqué par le développement important des activités socio-économiques dans les plaines du Roussillon et du Languedoc.



FIG. II.18: Population sans double compte (en nombre d'habitants) pour l'année 1999 des communes situées dans les sous-bassins étudiés. Données issues de l'*INSEE* (2007).

II.6.4.2. Barrages et prélèvements d'eaux

Les fleuves de la région Languedoc-Roussillon sont caractérisés par la présence de nombreux barrages. Le rôle principal de ces ouvrages est de :

- réguler les apports saisonniers des fleuves afin de garantir les besoins estivaux en eau des activités agricoles et touristiques,
- assurer l'écrêtement des ondes de crues associées aux événements de pluies extrêmes, particulièrement intenses dans la région,
- assurer la production d'énergie hydroélectrique.



FIG. II.19: Evolution du nombre d'habitants au cours des inventaires réalisés sur la période 1965-2004. Source: *INSEE (2007)*.

Une consultation de divers sites web (*Agence de l'Eau RMC, 2006; BRL, 2007; Conseil Général 34, 2007; Conseil Général 66, 2007; Pyrenees-Pyreneus, 2007*) nous ont permis de collecter les données relatives aux caractéristiques des barrages de la région (Tableau II.10).

Nom	Sous-bassin	Date de mise en	Capacité de stockage	Superficie régulée du
		eau	(en Mm3)	sous-bassin
Salagou	Agde	1969	102	4%
Olivettes	Agde	1989	44	2%
Avene	Vieussan	1962	33	14%
Matemale	Puyvalador	1959	0.56	22%
Puyvalador	Puyvalador	1932	0.04	100%
Caramany	Planezes	1994	27.5	94%
Les Bouillouses	Serdinya	1910	0.05	13%
Vinça	Rodes	1976	24.2	96%

TAB. II.10: Caractéristiques des principaux barrages présents le long des cours d'eaux étudiés. Source: Agence de l'Eau (2006), BRL (2007), Conseil Général 34 (2007), Conseil Général 66 (2007), Pyrenees-Pyreneus (2007).

Les données de prélèvements d'eaux superficielles (correspondant aux extractions d'eau par canaux d'irrigation ou autres dans les fleuves) ont été acquises sur le site web de l'*Agence de l'Eau RMC (2006)* qui fournit une estimation des redevances forfaitaires payées par les différents usagers. Ces données couvrent la période 1987-2004 et sont basées sur les déclarations annuelles des usagers de l'eau, leurs évolutions dans le temps doivent par conséquent être considérées avec précaution. Les prélèvements de chaque année sont regroupés dans un fichier contenant les noms des points de prélèvements ainsi que leurs coordonnées géographiques, les quantités d'eau forfaitaire prélevées et le type d'usage. Les 17 fichiers de prélèvements ont donc été traités successivement afin d'estimer pour chaque année les quantités d'eau superficielles prélevées dans les différents sous-bassins.

La figure II.20 présente, à titre d'exemple, la carte des prélèvements d'eaux superficielles spatialisés pour l'année 2004. On peut noter l'existence d'une variabilité spatiale importante des quantités d'eaux prélevées dans les fleuves étudiés. Les prélèvements sont ainsi particulièrement importants (en valeurs absolues) dans la Têt et le Tech. Il faut cependant garder à l'esprit que la quantité d'eau réellement consommée est loin d'atteindre la quantité d'eau prélevée dans les fleuves et que la majorité de l'eau extraite (plus de 70% environ suivant les estimations effectuées par la compagnie BRL-Ingénierie (*BRL, 2007*)) est restituée au milieu naturel, par retour direct dans les fleuves ou infiltration dans les nappes superficielles.

La région Languedoc-Roussillon est également caractérisée par de nombreux prélèvements effectués par des particuliers pour répondre à des besoins divers (arrosage de jardins, piscine, etc.). Ces prélèvements semblent en croissance constante et peuvent avoir une influence non-négligeable sur les ressources en eau de surface disponibles. Ils peuvent être réalisés soit dans les nappes superficielles soit dans les nappes souterraines profondes mais demeurent cependant difficiles à quantifier. Les études concernant la quantification de ces prélèvements sont réalisées par les services du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).



FIG. II.20: Carte des prélèvements en eaux superficielles (en millions de m³) pour l'année 2004. Données issues de l'*Agence de l'Eau (2006)*.

Synthèse

Quelle est l'approche générale suivie pour étudier l'impact du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon ?

Cette étude a pour but de reconstituer l'évolution détaillée des conditions climatiques et hydrologiques de la région Languedoc-Roussillon au cours de la période 1965-2004 et de comprendre les mécanismes physiques associés.

Afin de répondre à cet objectif, une attention particulière a été portée sur la constitution d'un jeu de données qui soit le plus fiable et le plus complet possible et couvrant l'ensemble des aspects climatiques, hydrologiques et l'influence des activités humaines. Les données climatiques de surface en particulier (températures, précipitations) ont fait l'objet d'un traitement particulier afin de parvenir à un jeu de données optimal.

Quels sont les principaux outils utilisés pour collecter/traiter l'ensemble des données recueillies ?

La collecte et le traitement des données géographiques ont en grande partie été réalisés à l'aide d'un puissant système d'informations géographiques, mais aussi à partir de nombreux autres logiciels (Matlab, Hydrolab, Kronostat) nécessaires à la reconstitution du climat régional. Plusieurs méthodes statistiques ont été utilisées pour combler les lacunes dans les séries hydroclimatiques, procéder à la vérification des séries climatiques ou encore pour spatialiser ces dernières.

• Quelles sont les principales caractéristiques des bassins étudiés ?

Les bassins étudiés couvrent un large panel de conditions géographiques très différentes. De manière générale, les sous-bassins situés en amont des fleuves étudiés sont caractérisés par la présence de fortes pentes, d'un substrat rocheux imperméable, d'une couverture forestière importante et d'un peuplement faible. A l'inverse, les sous-bassins situés en aval ont des pentes peu marquées, une couverture sédimentaire perméable et sont influencées de manière importante par les activités humaines.

CHAPITRE III - EVOLUTION RECENTE DES CONDITIONS HYDROCLIMATIQUES

Préambule

Ce chapitre est consacré à l'analyse détaillée des conditions climatiques et hydrologiques dans les sous-bassins étudiés au cours de la période 1965-2004. Après la description des conditions hydroclimatiques moyennes, nous présentons les tendances qui ont pu être observées sur l'ensemble des paramètres hydroclimatiques retenus. Une analyse portant sur l'interaction entre les fluctuations de la circulation atmosphérique et la variabilité du climat régional nous aidera à comprendre les tendances climatiques observées. Enfin, nous apportons des éléments d'explication sur les évolutions hydrologiques constatées, à partir des changements des conditions climatiques et de l'influence des activités humaines.
III.1. Conditions hydroclimatiques moyennes

III.1.1. Climat

III.1.1.1. Températures

Les sous-bassins étudiés couvrent une large gamme de conditions climatiques, reflet de la variabilité spatiale importante des caractéristiques géographiques de la région. Le plus haut sous-bassin (Serdinya; Tableau II.7) se situe dans les Pyrénées au sud-ouest de notre zone d'étude où une importante couverture neigeuse est présente en hiver. A l'inverse, le sous-bassin le moins élevé (Béziers) est situé dans la partie avale de l'Orb, où les chutes de neige sont rares. Les différences des températures annuelles moyennes entre les sous-bassins sont essentiellement dépendantes de leur élévation moyenne (R²=0.98, n=15 ; Tableau III.1), avec un gradient altimétrique estimé à environ -0.54°C/100m. Le contraste thermique saisonnier est relativement prononcé avec une amplitude thermique annuelle d'environ 15°C pour l'ensemble des sous-bassins.

Sous-bassin	Annuel	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Tmax-Tmin
Laroque	10.9	4.1	9.4	18.5	11.5	15.9
Agde	13.4	6.5	12.0	21.0	13.9	16.0
Vieussan	11.6	4.9	10.1	19.0	12.2	15.6
Beziers	13.5	6.8	12.1	21.0	14.1	15.8
Puyvalador	8.7	2.5	6.9	15.6	9.5	14.5
Belvianes	7.1	1.2	5.3	14.0	8.0	14.1
Carcassonne	12.4	5.9	11.0	19.7	13.2	15.4
Moussan	13.1	6.4	11.6	20.5	13.8	15.6
Planezes	11.5	5.2	9.9	18.6	12.2	14.9
Estagel	13.3	6.8	11.8	20.5	14.0	15.2
Serdinya	5.7	0.0	3.7	12.4	6.6	13.7
Rodes	9.3	3.3	7.6	16.1	10.1	14.2
Perpignan	13.9	7.6	12.4	21.1	14.6	15.0
Reynes	9.8	3.9	8.1	16.6	10.6	14.1
Argeles	14.1	7.9	12.6	21.2	14.9	14.8

TAB. III.1: Températures annuelles et saisonnières moyennes. Les saisons sont celles conventionnellement définies par l'OMM (hiver=décembre-janvier-février; printemps=mars-avril-mai; été=juin-juillet-août; automne=septembre-octobre-novembre). Tmax-Tmin: amplitude thermique annuelle moyenne (différence de T°C entre le mois le plus chaud et le mois le plus frais).

III.1.1.2. Précipitations

Les précipitations annuelles moyennes sont spatialement très hétérogènes mais suivent de manière générale un gradient croissant avec l'altitude et la latitude (Figure III.1). Les sousbassins les plus humides sont ainsi situés à l'amont des fleuves Hérault et Orb (Laroque et Vieussan, respectivement) tandis que les plus secs occupent la plaine alluviale du Roussillon (Estagel, Perpignan et Argeles; Tableau III.2).



FIG. III.1: Isohyètes des précipitations annuelles moyennes sur la période 1965-2004 (contours noirs) et valeurs annuelles moyennes sur l'ensemble de la zone étudiée (couleurs).

Retenons que les valeurs des précipitations annuelles moyennes sont probablement sousestimées dans les sous-bassins pyrénéens, en raison de l'absence de stations pluviométriques

Sous-bassin	P annuel (mm)	Pmax / Pmin	Indice de Fournier	Indice de De Martonne
Laroque	1377	5.2	14.6	66
Agde	950	5.2	14.4	41
Vieussan	1121	4.7	13.8	52
Beziers	811	4.9	14.8	35
Puyvalador	1016	2.0	10.9	55
Belvianes	875	1.7	10.9	51
Carcassonne	877	2.5	11.5	39
Moussan	822	3.0	11.8	36
Planezes	864	2.8	12.7	40
Estagel	788	3.8	14.6	34
Serdinya	801	1.9	11.3	51
Rodes	801	1.8	13	42
Perpignan	727	3.2	15.7	30
Reynes	937	2.0	13.7	47
Argeles	765	35	15.9	32

TAB. III.2: Caractéristiques pluviométriques et d'aridité des sous-bassins versants. P annuel: précipitations annuelles moyennes. Pmax/Pmin: rapport entre les précipitations moyennes du mois le plus pluvieux sur celles du mois le plus sec. Indice de Fournier: moyenne de (somme des précipitations mensuelles² / précipitations annuelles), exprimés ici en % des précipitations annuelles moyennes (*Corine, 1992*). Indice de De Martonne: moyenne des précipitations annuelles (mm) / (température annuelle (°C) + 10) (*De Martonne, 1941*).

situées à haute altitude. En prenant en compte plusieurs postes totalisateurs de précipitations du bassin de la Têt, *Ludwig et al. (2004)* ont estimé à 830 mm les précipitations annuelles moyennes dans le sous-bassin de Serdinya sur la période 1980-2000, contre 786 mm selon nos estimations sur la même période.

La répartition intra-annuelle des précipitations est également très hétérogène entre les différents sous-bassins (Figure III.2a). De manière générale, les constrastes saisonniers augmentent du sud vers le nord et de l'amont vers l'aval. Si on considère l'indice de Fournier moyen sur la période 1965-2004, la variabilité intra-annuelle des précipitations est la plus faible dans les sous-bassins pyrénéens tandis qu'elle la plus importante pour Béziers, Perpignan et Argeles (Tableau III.2). Le rapport des précipitations mensuelles moyennes entre le mois le plus humide et le mois le plus sec suit la même tendance. Des valeurs supérieures à 4.5 sont typiques pour les sous-bassins de l'Hérault et de l'Orb tandis que des valeurs inférieures à 2 sont trouvées pour les sous-bassins amont de l'Aude et pour l'ensemble des sous-bassins de la Têt et du Tech. Pour le premier groupe, les précipitations sont surtout abondantes en automne et en hiver. A l'inverse, pour le 2^{ème} groupe, elles dominent au printemps où elles peuvent même dépasser les fortes valeurs hivernales. Notons également que le pic de précipitations du mois d'octobre est absent dans les sous-bassins du sud-ouest.





- 110 -

La figure III.2b montre, pour chaque sous-bassin, les différences entre les précipitations mensuelles moyennes (Figure III.2a) et les précipitations mensuelles moyennes calculées sur l'ensemble de la zone étudiée. Elle permet de mettre en évidence les contrastes saisonniers du régime des précipitations entre les sous-bassins. En règle générale, les précipitations hivernales et automnales sont plus abondantes dans les sous-bassins situés au nord (Laroque, Agde et Vieussan) que dans ceux situés au sud (Belvianes, Serdinya, Rodes, Perpignan, Reynes et Argeles). Au printemps, la quantité moyenne de précipitations est relativement homogène, excepté dans le sous-bassins versants pyrénéens sont en moyenne légèrement plus grande quantité. En été, les sous-bassins versants pyrénéens sont en moyenne légèrement plus arrosés que les autres, ce qui peut traduire la présence d'une activité orageuse plus importante.

Selon la définition du climat méditerranéen proposée par Köppen (dans *Trewartha, 1943*), le rapport des précipitations mensuelles moyennes entre le mois le plus humide et le mois le plus sec doit être supérieure à 3 (P max / Pmin \geq 3). En considérant ce rapport, seulement 8 des 15 sous-bassins étudiés peuvent être considérés comme des sous-bassins méditerranéens proprement dits. Il s'agit de tous les sous-bassins de l'Orb et de l'Hérault, ainsi que ceux du Tech, de la Têt, de l'Agly et de l'Aude situés à proximité de la côte (Tableau III.2). Moussan ne remplit la condition exigée que de justesse (Pmax / Pmin = 3), tandis que les 3 autres sous-bassins de l'Aude montrent une saisonnalité des précipitations bien plus lisse. Le climat dans le bassin versant de l'Aude, qui occupe la plus grande surface dans notre zone d'étude, est donc le plus éloigné du climat méditerranéen.

Les valeurs relatives à l'indice de De Martonne, le plus utilisé des indices d'aridité, sont toutes supérieures à 30, ce qui correspond à la classe humide. Elles permettent néanmoins de distinguer les sous-bassins versants les plus arides (Estagel, Perpignan et Argeles) des plus humides (Laroque, Vieussan et Puyvalador), résumant assez bien la variabilité spatiale des conditions climatiques dans notre zone d'étude.

III.1.1.3. Indices pluviométriques

L'annexe E1 présente les valeurs annuelles et mensuelles moyennes des totaux de précipitations $\geq 0.1 \text{ mm}$, $\geq 10 \text{ mm}$ et $\geq 95^{\text{ème}}$ centile calculées à partir des données journalières. La contribution moyenne des totaux des précipitations $\geq 10 \text{ mm}$ et $\geq 95^{\text{ème}}$ centile aux totaux de précipitations $\geq 0.1 \text{ mm}$ est également fournie. Retenons que les différences entre les précipitations mensuelles évoquées à la section précédente et les totaux

mensuels de précipitations ≥ 0.1 mm sont minimes. On peut donc confondre les 2 dans la section qui suit.

A l'échelle annuelle, les totaux de précipitations ≥ 10 mm représentent entre 53 et 80% des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm, avec une moyenne de 65%. La contribution des événements de fortes précipitations est cependant spatialement hétérogène: elle est la plus élevée dans les sous-bassins de l'Hérault, de l'Orb et du Tech tandis qu'elle est la plus faible dans les sous-bassins de l'Aude et dans ceux situés en amont de la Têt. Saisonnièrement, la contribution des totaux de précipitations ≥ 10 mm est généralement la plus forte en automne tandis qu'elle est la plus faible en été.

La contribution des totaux de précipitations $\ge 95^{\text{ème}}$ centile aux totaux de précipitations ≥ 0.1 mm est comprise, en moyenne annuelle, entre 27% et 42% suivant le sous-bassin considéré, avec une moyenne de 36% (Annexe E1). Là encore, la contribution des événements de très fortes précipitations est plus importante dans les sous-bassins de l'Hérault et de l'Orb, tandis qu'elle est la plus faible dans les sous-bassins de l'Aude et dans ceux situés en amont de la Têt. Les contrastes saisonniers en terme de contribution des précipitations $\ge 95^{\text{ème}}$ centile sont en revanche peu marqués.

Le tableau III.3 donne les valeurs du coefficient de corrélation de Pearson calculées entre les séries annuelles des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm et celles correspondant aux autres indices (cf. section II.2.1.4). Toutes les valeurs de corrélation sont significatives. Les meilleures d'entre-elles sont obtenues avec les totaux de précipitations ≥ 10 mm puis avec la moyenne des précipitations ≥ 0.1 mm. Dans quelques sous-bassins cependant (Béziers, Reynes, Argeles), les corrélations obtenues avec les totaux de précipitations $\geq 95^{\text{ème}}$ centile arrivent au second rang derrière les corrélations obtenues avec les totaux de précipitations ≥ 10 mm.

L'annexe E2 fournit les valeurs de corrélation calculées entre les séries mensuelles des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm et les indices pluviométriques retenus. On peut noter que, à de rares exceptions près, les meilleures valeurs de corrélations sont obtenues avec les totaux de précipitations ≥ 10 mm. Les corrélations de second rang peuvent ensuite varier en fonction du sous-bassin/mois considéré. Ainsi, la contribution du nombre de jour de précipitations ≥ 10 mm et des précipitations $\geq 95^{\text{ème}}$ centile arrivent au second rang pour les mois de janvier, février, avril, pour les mois de la saison estivale (juin-juillet-août) et en octobre dans la plupart des sous-bassins. En revanche, en mai, novembre et décembre, la contribution de la

	$p \ge 0$	0.1 mm	_	$p \ge 10 mm$	n	$p \ge 95^{em}$ centile
	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	somme
Laroque	0.92	0.36	0.99	0.54	0.89	0.82
Agde	0.93	0.63	0.99	0.56	0.92	0.89
Vieussan	0.94	0.52	0.99	0.65	0.86	0.92
Beziers	0.94	0.67	0.99	0.68	0.93	0.95
Puyvalador	0.91	0.76	0.98	0.57	0.85	0.84
Belvianes	0.93	0.71	0.96	0.63	0.86	0.90
Carcassonne	0.89	0.59	0.95	0.48	0.85	0.80
Moussan	0.93	0.63	0.96	0.26	0.85	0.83
Planezes	0.95	0.71	0.98	0.56	0.85	0.88
Estagel	0.94	0.77	0.98	0.63	0.80	0.91
Serdinya	0.83	0.67	0.95	0.51	0.83	0.82
Rodes	0.93	0.62	0.98	0.65	0.77	0.92
Perpignan	0.94	0.77	0.99	0.65	0.84	0.91
Reynes	0.86	0.66	0.98	0.74	0.74	0.89
Argeles	0.91	0.64	0.99	0.72	0.85	0.93

TAB. III.3: Corrélations de Pearson entre les totaux annuels de précipitations ≥ 0.1 mm et les autres indices pluviométriques (cf. section II.2.1.4).

moyenne des précipitations ≥ 0.1 mm arrive plus souvent au second rang derrière la contribution les totaux de précipitations ≥ 10 mm. Enfin, la situation est plus hétérogène pour les mois de mars et septembre, pour lesquelles les corrélations de second rang sont obtenues soit pour la moyenne des précipitations ≥ 0.1 mm, soit pour le nombre de jour de précipitations ≥ 10 mm, soit pour les totaux de précipitations $\geq 95^{\text{ème}}$ centile.

Cette analyse met en évidence la forte dépendance des totaux de précipitations annuels et mensuels aux événements de fortes (≥ 10 mm) et très fortes ($\geq 95^{\text{ème}}$ centile) précipitations. Cette tendance est particulièrement prononcée dans les sous-bassins de l'Hérault et de l'Orb, tandis qu'elle est la moins accentuée dans les sous-bassins de l'Aude, confirmant le fait que ces derniers sont les plus éloignés des caractéristiques du climat méditerranéen.

III.1.2. Hydrologie

Les valeurs de débits indiquées dans cette section correspondent aux débits spécifiques (ou nets) de chaque sous-bassin versant. Ces derniers ont été calculés en soustrayant les valeurs de débits mensuels moyens relevées dans chaque station hydrologique par celles mesurées à la station hydrologique située immédiatement en amont, le cas échéant. Nous avons ensuite converti les débits mensuels nets en mm à partir de la formule suivante:

$$Q - net(mm) = \frac{Q - net(m^3/s) \times N \times 24 \times 3.6}{S}$$
EQ. III.1

avec N le nombre de jours du mois considéré et S la superficie du sous-bassin versant (en km²).

En moyenne annuelle, les plus fortes valeurs de débits spécifiques correspondent aux sousbassins versants situés en amont des fleuves étudiés (Laroque, Vieussan et Belvianes; Tableau III.4). Les précipitations y sont abondantes, l'évapotranspiration et les prélèvements anthropiques réduits. Ces derniers constituent de ce fait les « châteaux d'eau » des fleuves côtiers étudiés. L'intensité de drainage de 809 mm dans le sous-bassin versant de Vieussan semble cependant particulièrement importante eu égard aux précipitations annuelles moyennes, qui sont de l'ordre de 1121 mm (Tableau III.2). En réalité, une partie de l'alimentation en eau de ce sous-bassin provient de la résurgence des eaux du Thoré, rivière appartenant au bassin Atlantique. En outre, des lâchers en provenance du barrage de Laouzas, situé sur le Vèbre (bassin versant atlantique également), sont effectués par EDF via une galerie souterraine pour alimenter l'usine hydroélectrique de Montahut, située en amont de la station de Vieussan. Cette contribution artificielle dans le bilan hydrologique de cette dernière est remarquable: environ 25% du débit annuel moyen (*DIREN*, 2004).

A l'inverse, les plus faibles valeurs du débit spécifique annuel moyen se trouvent majoritairement dans les stations situés en aval des fleuves étudiés, où les précipitations sont moins élevées et les prélèvements d'eaux importants. Le cas le plus extrême est la station de Perpignan qui possède une valeur négative du débit spécifique annuel moyen (-51 mm). Ici, les prélèvements anthropiques excèdent la production d'eau naturelle (Tableau III.4). Les fleuves côtiers de la région Languedoc-Roussillon constituent donc des hydrosystèmes complexes à étudier, en raison à la fois de la variabilité spatiale importante des conditions climatiques et des activités humaines qui peuvent modifier leurs bilans hydrologiques.

La variabilité saisonnière des débits spécifiques moyens est spatialement très hétérogène (Figure III.3), reflétant à la fois celles des caractéristiques climatiques et morphologiques de notre zone d'étude. De manière générale, on peut regrouper les régimes hydrologiques des sous-bassins retenus en 3 classes:

Sous-bassin	Q annuel (mm) Qmax-Qmin (mm) 106		Prélèvements (mm)	Karst (%)	Sols (mm)
Laroque	778	106	1	56	291
Agde	384	54	2	36	313
Vieussan	809	92	1	16	302
Beziers	305	59	39	-	356
Puyvalador	445	72	-	92	318
Belvianes	625	60	-	16	253
Carcassonne	223	35	5	3	319
Moussan	219	36	5	-	327
Planezes	340	45	-	51 *	232
Estagel	121	30	6	45 *	251
Serdinya	414	44	-	-	278
Rodes	353	47	84	-	275
Perpignan	-51	47	221	-	271
Reynes	521	49	28	-	304
Argeles	274	62	70	-	265

TAB. III.4: Principales caractéristiques hydrologiques des sous-bassins versants. Q annuel: débit spécifique annuel moyen. Qmax-Qmin: amplitude intra-annuelle des débits spécifiques mensuels moyens. Prélèvements : prélèvements en eau superficielle pour l'année 2004 (*Agence de l'eau RMC, 2006*). % karst: % en superficie des principaux aquifères karstiques; * indique que les aquifères karstiques sont mélangés à d'autres roches sédimentaires (*Agence de l'eau RMC, 2006*). Sols: capacité moyenne de rétention en eau (*ESBNEC, 2004*).

- régime nival: il concerne les sous-bassins de Puyvalador, Serdinya et Rodes, où une grande partie des précipitations tombe sous forme de neige. Ce régime est caractérisé par une fonte progressive de la neige, qui commence d'abord aux altitudes les plus basses et provoque de forts débits au printemps, et des basses eaux en été (températures élevées et faibles précipitations).
- régime pluvial: il concerne la plupart des sous-bassins étudiés, et plus précisément ceux appartenant aux fleuves Hérault (Laroque et Agde), Orb (Vieussan et Béziers) et Agly (Planèzes et Estagel) ainsi que ceux situés à l'aval de l'Aude (Carcassonne et Moussan), de la Têt (Perpignan) et du Tech (Argeles). Ce régime est caractérisé par des hautes eaux en hiver (avec un maximum plus ou moins marqué) et des basses eaux en été.
- régime nivo-pluvial: il correspond aux sous-bassins de Belvianes et Reynes, pour lesquels on observe 2 maxima, un premier assez prononcé vers avril-mai (à la fonte des neiges) et un second en décembre beaucoup plus modéré. Un étiage principal s'observe à la fin de l'été - début automne et un second, moins marqué, en janvier.



FIG. III.3: Distribution des débits spécifiques mensuels moyens sur la période 1965-2004. Les couleurs reflètent la saison d'appartenance (hiver=bleu; printemps=vert; été=jaune; automne=rouge).

Les Coefficients d'Ecoulement annuel moyen (CE = Q-net annuel / précipitations annuelles) ainsi que les corrélations entre les séries temporelles des débits et des précipitations annuelles fournissent davantage d'information quant au fonctionnement hydrologique des sous-bassins. Tous deux ont été calculés sur la base de l'année hydrologique, qui s'étend du mois de septembre au mois d'août de l'année suivante dans notre zone d'étude. Les niveaux des réservoirs sols et neiges atteignant leurs valeurs minimales à la fin de la période estivale, les faibles différences de leurs niveaux respectifs entre 2 années hydrologiques consécutives sont susceptibles de ne pas affecter les relations pluie-débit à cette échelle.

Les valeurs du CE sont les plus élevées dans les sous-bassins situés en amont des fleuves étudiés et décroissent vers l'aval (Figure III.4a). Ce gradient altimétrique est dû aux pertes en

eau par évapotranspiration, plus importantes sous des températures plus élevées (rho de Spearman entre les valeurs du CE et la température annuelle moyenne dans les sous-bassins est égal à -0.69; n=15), auxquelles s'ajoutent les prélèvements anthropiques. A côté de la valeur exceptionnelle du CE du sous-bassin de Vieussan (0.70) liée en partie aux contributions artificielles (cf. ci-dessus), la plus forte valeur du CE est obtenue pour Belvianes (0.69), situé au second rang des sous-bassins les plus élevés. Il est par conséquent surprenant que dans le sous-bassin le plus élevé (Serdinya), CE soit seulement égal à 0.51. Ceci pourrait être dû à une sous-estimation des débits mesurés à la station de Serdinya en raison de prélèvements d'eau pour l'irrigation et la production d'énergie hydroélectrique autour de cette station (*Ludwig et al., 2004*). Les plus faibles valeurs du CE est même négative (-0.11). L'Agly est en fait le seul fleuve étudié qui peut être presque complètement à sec près de son exutoire en été, en raison de pertes karstiques importantes dans le sous-bassin d'Estagel (*Salvayre et Teisseire-Dufour, 2002*).

Les valeurs du coefficient de corrélation de Spearman (rho) entre les précipitations annuelles et les débits spécifiques annuels moyens suivent une structure similaire à celles du CE (Figure III.4b). Elles sont les plus importantes dans les sous-bassins situés en amont des fleuves Hérault et Orb (Laroque et Vieussan, respectivement), où les valeurs de débits sont fortement liées à celles des précipitations. De manière générale, les valeurs de rho tendent à diminuer vers l'aval des cours d'eau, probablement sous l'influence à la fois des prélèvements et des interactions avec les réservoirs sols et souterrains, plus importants en plaine alluviale (Tableau III.4). Seuls les sous-bassins d'Estagel et de Perpignan font exception à cette règle, avec des valeurs de rho égales à 0.95 et 0.83, respectivement. D'un point de vue hydrologique, ces derniers sont caractérisés par de faibles capacités de rétention en eau (Tableau III.4) et ne sont principalement actifs qu'au cours d'années marquées par l'avènement de précipitations intenses. Enfin, les valeurs de rho sont plutôt faibles dans les sous-bassins versants d'Argeles et de Béziers (0.49 et 0.51, respectivement). Pour le premier, nos estimations de précipitations pourraient être entachées d'incertitudes importantes liées à l'absence de stations météorologiques le long de la frontière franco-espagnole. Pour Béziers, les relations pluiedébits sont probablement affectées par la forte tendance générale à la diminution des débits dans la station hydrologique correspondante (cf. section III.2.3).



III.2. Tendances

III.2.1. Températures

Sur l'ensemble de notre zone d'étude, l'évolution de la température moyenne annuelle a suivi deux phases successives: une première phase qui débute en 1965 et s'achève à la fin des années 1970 où la température annuelle moyenne a légèrement diminué, suivie d'une période au cours de laquelle celle-ci a augmenté de manière importante et ce, jusqu'en 2004 (Figure III.5). Ce réchauffement a été accompagné d'une augmentation de la variabilité interannuelle de la température. La résultante de ces deux phases contrastées est une augmentation de la température annuelle moyenne d'environ 1.5°C sur l'ensemble des 40 années, ce qui est remarquable comparé au réchauffement global enregistré au cours de la même période. A titre de comparaison, *Brohan et al. (2006)* estiment à 0.33°C/décade (hémisphère nord) et à 0.27°C/ décade (les 2 hémisphères) le réchauffement des surface continentales au cours de la période 1979-2005. Ces estimations à l'échelle planétaire sont bien moins importantes que le réchauffement enregistré dans notre zone d'étude, qui est de l'ordre de 0.46°C/ décade sur la période 1979-2004.



FIG. III.5: Evolution de la température annuelle moyenne au cours de la période 1965-2004 sur l'ensemble de la zone étudiée.



FIG. III.6: Tendances linéaires de la température annuelle moyenne sur la période 1965-2004. Le dégradé de couleur jaune à rouge reflète l'intensité du réchauffement. Toutes les tendances sont significatives (p < 0.1).

A l'échelle des sous-bassins, l'augmentation de la température annuelle moyenne est hétérogène (Figure III.6). Elle suit globalement un gradient altimétrique négatif (rho = -0.91, significatif à 99%). La tendance au réchauffement est donc moins importante dans les sous-bassins situés en amont que dans ceux situés à l'aval des fleuves étudiés.

L'évolution des températures moyennes mensuelles indique que le réchauffement a été inégalement réparti entre les différentes saisons. Les plus fortes augmentations de température ont été enregistrées au cours des saisons printanières et estivales (Tableau III.5). En hiver, les températures moyennes ont généralement augmenté mais de manière beaucoup moins importante tandis qu'en automne, aucune évolution significative n'a été observée. Mars et

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	0.9	-	2.7	1.0	<u>2.2</u>	2.4	2.0	3.2	-	-	-	1.4
Agde	1.1	-	2.7	1.0	2.1	2.3	2.1	3.1	-	-	-	1.5
Vieussan	-	-	2.9	-	2.1	2.3	1.8	3.0	-	-	-	1.5
Beziers	<u>1.1</u>	-	2.9	-	2.2	2.2	<u>1.9</u>	3.0	-	-	-	1.5
Puyvalador	-	-	3.0	-	1.8	<u>2.1</u>	-	2.6	-	-	-	-
Belvianes	-	-	2.8	-	-	<u>2.0</u>	-	2.3	-	-	-	-
Carcassonne	-	-	2.8	-	2.1	2.1	1.4	3.0	-	-	-	-
Moussan	-	-	2.9	0.9	2.2	2.2	1.6	3.1	-	-	-	-
Planezes	-	-	2.5	-	1.8	2.1	-	2.8	-	-	-	-
Estagel	-	-	2.8	1.0	2.1	2.2	1.4	2.9	-	-	-	1.2
Serdinya	-	-	<u>2.7</u>	-	-	1.9	-	2.0	-	-	-	-
Rodes	-	-	2.6	-	1.6	<u>2.1</u>	-	2.5	-	-	-	-
Perpignan	-	-	2.8	1.0	2.0	2.3	1.6	3.0	-	-	-	1.2
Reynes	-	-	2.8	-	1.6	<u>2.2</u>	-	2.6	-	-	-	-
Argeles	1.0	-	2.9	1.0	2.0	2.3	1.6	3.0	-	-	-	1.3

TAB. III.5: Tendances linéaires des températures moyennes mensuelles sur la période 1965-2004. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Août sont les deux mois durant lesquels l'augmentation de la température a été la plus importante, de l'ordre de 2.8°C en moyenne sur l'ensemble de notre zone d'étude. Le réchauffement a été également important en Juin (2.2°C) et en Mai (un peu moins de 2°C). Etant donné que les températures estivales ont augmenté de manière plus importante que les températures hivernales, l'amplitude thermique annuelle a également augmenté.

III.2.2. Précipitations

III.2.2.1. Précipitations annuelles et mensuelles

Sur l'ensemble de notre zone d'étude, les précipitations annuelles ont été fortement variables mais sont restées quasi-stationnaires sur la période 1965-2004 (Figure III.7). De même, à l'échelle des sous-bassins, aucune tendance significative n'a été détectée (Annexe F).

Peu de tendances significatives apparaissent à l'échelle mensuelle (Tableau III.6): seuls les sous-bassins versants situés les plus au nord-est de notre zone d'étude (Laroque, Agde et Vieussan) ont enregistré une diminution significative des précipitations en janvier et février. Pour les autres mois, les tendances détectées sont la plupart du temps positives mais non significatives. Avril est le seul mois pour lequel les précipitations ont augmenté dans la quasi-totalité des sous-bassins mais de manière faiblement significative (p-valeurs comprises entre 0.09 et 0.44).



FIG. III.7: Evolution des précipitations annuelles au cours de la période 1965-2004 sur l'ensemble de la zone étudiée.

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	<u>-51</u>	-62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Agde	-45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vieussan	-37	-29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Beziers	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Puyvalador	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Belvianes	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carcassonne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Moussan	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	79	-
Planezes	-	-	-	42	-	-	-	-	-	-	-	-
Estagel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Serdinya	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rodes	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	-	-	-	-35	-	-	-	-	-
Argeles	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.6: Tendances linéaires des précipitations mensuelles sur la période 1965-2004. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Si on considère les saisons conventionnellement définies par l'OMM, on constate que les précipitations automnales ont augmenté de manière significative dans les sous-bassins d'Agde et Vieussan (d'environ + 62% et 59%, respectivement, avec p < 0.1). Il semble donc qu'une redistribution intra-annuelle des précipitations se soit produite dans les sous-bassins du nordest sur la période 1965-2004 et que l'on s'oriente vers des hivers plus secs et des automnes plus humides. En réalité, la différence entre précipitations automnales et précipitations hivernales suit une tendance positive significative uniquement dans les sous-bassins de Laroque et Agde, d'environ +240% (+369 mm) et +306% (+185 mm), respectivement. La tendance est moins significative pour Vieussan (p = 0.12) avec toutefois une augmentation estimée à +182% (+155 mm) au cours de la période étudiée.

III.2.2.2. Indices pluviométriques

Afin d'avoir une image plus précise des changements éventuels sur le régime des précipitations, nous avons étudié l'évolution des indices pluviométriques présentés à la section II.2.1.4.

A l'échelle annuelle, peu de changements apparaissent: le nombre de jours pluvieux est en baisse significative dans quelques sous-bassins, à l'exception de Laroque où s'observe une augmentation associée à une diminution de la moyenne des quantités de précipitations ≥ 0.1 mm (Tableau III.7). Aucune tendance n'est détectée sur les totaux de précipitations supérieures au 95^{ème} centile, à l'exception du sous-bassin de Belvianes où ces derniers ont diminué de manière significative.

		$p \ge 0.1$ 1	mm		p ≥ 10 i	nm	$p \ge 95^{eme}$ centile
	totaux	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	-	<u>-23</u>	18	-	-	-	-
Agde	-	-	-	-	-	-	-
Vieussan	-	-	-	-	<u>25</u>	-	-
Beziers	-	-	-	-	-	-	-
Puyvalador	-	-	-	-	-	-	-
Belvianes	-	-	-	-	-13	-	-19
Carcassonne	-	-	<u>-11</u>	-	-	-	-
Moussan	-	-	-7	-	-	-	-
Planezes	-	-	-	-	-	-	-
Estagel	-	-	-	-	-	-	-
Serdinya	-	-	-15	-	-	-	-
Rodes	-	-10	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	-	-	-	-
Argeles	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.7: Tendances linéaires (en %) des indices pluviométriques à l'échelle annuelle. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

De même, à l'échelle mensuelle, peu de tendances ont été détectés. Nous présentons les résultats uniquement pour les mois/sous-bassins où les totaux de précipitations ≥ 0.1 mm suivent une tendance significative dans au moins 2 sous-bassins.

- Janvier: cinq sous-bassins versants sont caractérisés par des tendances significatives des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm: 3 sont à la baisse et 2 à la hausse (Tableau III.8). Ces résultats sont à comparer avec ceux du tableau III.6 qui montre les tendances des séries homogénéisées des précipitations mensuelles. Les différences entre les 2 tableaux proviennent du traitement des données des précipitations mensuelles et quotidiennes. Les premières ont été comblées par la technique proposée par *Laborde (2000a)* tandis que les secondes ont été utilisées telles quelles. En outre, les techniques de spatialisation utilisées sont différentes (section II.2.1.5), ce qui peut également être à l'origine des écarts d'estimation des précipitations.

Malgré ces traitements distincts, la tendance à la diminution des précipitations ≥ 0.1 mm reste robuste dans les sous-bassins du nord-est (Laroque, Agde et Vieussan), où s'observe également une tendance négative significative de la plupart des autres indices retenus. On note également une augmentation significative des précipitations dans les deux sous-bassins du Tech, qui avait été détectée comme faiblement significative dans les séries homogénéisées des précipitations mensuelles (p = 0.13 pour les deux). Pour Reynes, on observe également une augmentation du nombre de jours pluvieux et de fortes précipitations, tandis que pour Argelès on assiste à la fois à une augmentation de la moyenne des précipitations ≥ 0.1 mm, des totaux et du nombre de jours de fortes précipitations (≥ 10 mm).

		$p \ge 0.1$	mm		$p \ge 10$ m	$p \ge 95^{em}$ centile	
	totaux	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	somme
Laroque	<u>-54</u>	-76	-	<u>-64</u>	-54	-49	-45
Agde	<u>-46</u>	-64	-	-56	<u>-35</u>	<u>-48</u>	-35
Vieussan	-41	-46	-	-57	-	<u>-63</u>	-
Reynes	114	-	<u>71</u>	-	-	131	-
Argeles	88	139	-	104	-	143	-

TAB. III.8: Tendances linéaires (en %) des indices pluviométriques en janvier. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Pour ces cinq sous-bassins, les meilleures corrélations entre les totaux de précipitations ≥ 0.1 mm et les autres indices pluviométriques sont obtenues avec les totaux et le nombre de jours de fortes précipitations, puis avec les totaux de précipitations supérieures au 95^{ème} centile (Annexe E2). Ces résultats indiquent que la baisse (l'augmentation) significative des précipitations en janvier dans les sous-bassins de Laroque, Agde et Vieussan (Reynes et Argeles) est probablement liée à la diminution (l'augmentation) du nombre de jours de fortes précipitations.

- Février: trois sous-bassins présentent des tendances négatives significatives des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm (Tableau III.9) : il s'agit des sous-bassins de Laroque, Agde et Vieussan avec des diminutions d'environ 64%, 52% et 29%, respectivement. Pour Agde, la série homogénéisée des précipitations mensuelles indiquait également une tendance négative (d'environ 51%) mais moins significative (p = 0.11). Les tendances associées aux autres indices retenus sont peu cohérentes entre les sous-bassins, ce qui indique que la baisse significative des précipitations en février est liée à différents facteurs suivant le sous-bassin considéré. Ainsi, pour Laroque il semble que ce soit la diminution du nombre de jours de fortes précipitations qui soit à l'origine de la baisse des précipitations mensuelles. Pour Agde, c'est la baisse du nombre de jours pluvieux qui explique le mieux cette tendance tandis que pour Vieussan, c'est la diminution des quantités de précipitations extrêmes (p $\geq 95^{eme}$ centile) qui semble être à l'origine de la diminution des précipitations.

		$p \ge 0.1$	mm		$p \ge 10$:	$p \ge 95^{eme}$ centile	
	totaux	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	<u>-64</u>	<u>-61</u>	-	-71	-31	-55	-44
Agde	-52	-	<u>-30</u>	-	-	-	-
Vieussan	-29	-	-	-	-	-	-23

TAB. III.9: Tendances linéaires (en %) des indices pluviométriques en février. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

- Autres mois: le tableau III.10 présente les résultats des analyses de tendances effectuées sur les séries chronologiques des indices pluviométriques pour les autres mois. Par souci de concision, nous indiquons uniquement les indices/mois pour lesquelles des tendances significatives ont été détectées dans au moins 3 sous-bassins. Il apparaît que le mois d'avril présente des augmentations significatives de plusieurs indices pour les sous-bassins de l'Aude ainsi que pour Planezes, Serdinya et Argeles. A l'exception de Planezes, les totaux de précipitations mensuelles présentent pour ces mêmes sous-bassins des tendances positives mais faiblement significatives (Tableau III.6). Notons également que pour ce mois, les meilleurs corrélations entre les totaux de précipitations ≥ 0.1 mm et les autres indices pluviométriques sont obtenues avec les totaux et le nombre de jours de fortes précipitations puis avec les totaux de précipitations supérieures au $95^{\text{ème}}$ centile (Annexe E2). L'augmentation du nombre de jours de fortes précipitations ainsi que l'augmentation des totaux de précipitations supérieures au $95^{\text{ème}}$ centile semble donc responsable de l'augmentation des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm.

		p ≥ 0.1 r	nm			$p \ge 10$	mm	$p \ge 95^{eme}$ centile
	moyenne	no	mbre jou	urs	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
	Avril	Mars	Oct	Nov	Avril	Avril	Avril	Avril
Laroque	-	-	102	<u>51</u>	-	-	-	-
Agde	-	-	52	-	-	-	32	-
Vieussan	-	-29	-	-	-	-	-	-
Beziers	-	-	-	-	-	-	-	-
Puyvalador	<u>57</u>	-33	-	-	-	<u>29</u>	-	-
Belvianes	64	<u>-27</u>	-	-	<u>78</u>	-	<u>117</u>	-
Carcassonne	111	-36	39	-	<u>186</u>	<u>58</u>	<u>126</u>	68
Moussan	59	-31	45	-	81	-	-	-
Planezes	<u>108</u>	<u>-25</u>	46	-	<u>78</u>	-	<u>48</u>	39
Estagel	-	-33	-	-	-	114	-	132
Serdinya	<u>62</u>	<u>-37</u>	-	-	-	-	-	-
Rodes	-	-	-	<u>51</u>	-	-	-	-
Perpignan	-	-38	-	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	40	-	-	-	-
Argeles	112	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.10: Tendances linéaires (en %) des indices pluviométriques pour les autres mois. Seuls sont présentés les indices/mois pour lesquels des tendances significatives ont été détectées dans au moins 3 sous-bassins. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Au mois de Mars, le nombre de jours de pluie a diminué de manière significative pour une majorité de sous-bassins tandis qu'aux mois d'octobre et de novembre il a eu tendance à augmenter. Ces tendances se traduisent par une diminution des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm en mars et par une augmentation des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm en novembre dans les sous-bassins concernés. Toutefois, ces diminutions/augmentations sont faiblement significatives.

Dans l'ensemble, l'absence de tendances significatives prédomine largement au pas temps annuel et mensuel. Les tendances significatives représentent des exceptions. Elles ne revêtent une réelle importance que dans les sous-bassins situés au nord-est de notre zone d'étude en janvier et février. Pour ces cas particuliers, on constate une diminution des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm probablement engendrée par une diminution des totaux et du nombre de jours de fortes précipitations.

III.2.3. Débits

III.2.3.1. Débits spécifiques moyens

A l'échelle annuelle, des diminutions significatives des débits ont été détectées pour les stations de Serdinya, Puyvalador, Belvianes, Béziers et Agde au cours de la période 1965-2004 (Figure III.8).



FIG. III.8: Tendances linéaires des débits spécifiques annuels moyens (en %) sur la période 1965-2004. Les couleurs marron (bleu foncé) et jaune (bleu clair) reflètent les tendances négatives (positives) significatives et non significatives, respectivement. En gras sont indiquées les valeurs de tendances significatives (au seuil p = 0.1).

Les stations de Serdinya, Puyvalador et Belvianes sont situées au sein de la chaîne pyrénéenne et sont occupés par une couverture forestière importante (Tableaux II.7 et II.9). Agde et Béziers sont situées dans les parties avales de l'Orb et de l'Hérault, où l'altitude est faible et la végétation semi-naturelle occupe un peu plus de 50 % de la superficie totale. Pour ces 5 stations, les corrélations entre les précipitations annuelles et les débits spécifiques annuels moyens sont en général inférieures à celles des autres stations (Figure III.4b), ce qui est probablement dû aux évolutions différentes des deux paramètres. Perpignan est le seul sous-bassin pour lequel le débit spécifique annuel moyen a suivi une tendance positive. Si on prend en compte uniquement les changements estimés pour les 6 sous-bassins qui présentent des tendances significatives, on peut estimer que la ressource en eau de surface a diminué d'environ 20% au cours de la période 1965-2004.

A l'échelle mensuelle, sur les 180 séries temporelles des débits spécifiques mensuels moyens, 51 ont enregistré une diminution significative et 8 une augmentation significative (Tableau III.11). La plupart des tendances négatives ont été enregistrées au cours des saisons printanières et estivales. Les mois de mars, juillet et août en particulier ont enregistré le plus grand nombre de tendances négatives significatives (8, 7 et 7, respectivement). En hiver et en automne peu de tendances significatives existent, à l'exception des stations de Laroque, Agde et Rodes qui ont enregistré une diminution significative des débits en janvier et février.

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	-65	-82	-55	-	-	-63	<u>-43</u>	<u>-49</u>	-	-	-	-
Agde	-93	-97	-83	<u>-77</u>	-	-	<u>-64</u>	<u>-81</u>	<u>-66</u>	-	-	-
Vieussan	-	<u>-29</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Beziers	-	-62	-	-	-	-149	-206	-156	<u>-108</u>	-	-	-
Puyvalador	-	-	-	-26	-32	-47	-57	-46	<u>-43</u>	-	-	-
Belvianes	-51	-	<u>-41</u>	-56	<u>-45</u>	<u>-44</u>	-39	-12	-	-	-46	-45
Carcassonne	-	-	<u>-73</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Moussan	-	-57	<u>-81</u>	-	-	-	-	365	-	-	640	-
Planezes	-	-	-70	-	-	-	69	443	<u>104</u>	-	<u>-85</u>	-
Estagel	-	-	-	-	-	-	-	-58	-390	-126	-	-
Serdinya	-	-	-	-	-	-44	-45	-25	<u>-67</u>	-	-	-
Rodes	-41	-69	-78	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-	-	-	58	-	223	<u>254</u>
Reynes	-	-	-49	-	-	-	<u>-52</u>	-	-	-	-	-
Argeles	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.11: Tendances linéaires (en %) des débits spécifiques mensuels moyens. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

III.2.3.2. Indices d'écoulements extrêmes

Les séries d'indices d'écoulements extrêmes définis dans la section II.2.4.3 ont également suivi des tendances significatives. A l'échelle annuelle, toutes sont négatives à l'exception du débit minimum mesuré à Puyvalador (Tableau III.12) et concernent majoritairement les stations qui ont enregistré une diminution significative des débits annuels (Figure III.9). La plupart des tendances négatives sont enregistrées pour les indices d'écoulements relatifs aux périodes d'étiage (minimum, 1^{er}, 5^{ème} et 10^{ème} centile). Seul Puyvalador fait exception à cette règle, avec des tendances négatives enregistrées pour tous les indices relatifs aux périodes de hautes eaux.

Sous-bassin	min	1 ^{er} cont	5 ^{ème} cont	$10^{\text{ème}}$	90 ^{ème}	95 ^{ème}	99 ^{ème}	mov
Sous-Dassiii		i cent.	5 cent.	cent.	cent.	cent.	cent.	max.
Laroque	-	-	-	-	-	-	-	-
Agde	-77	-76	-66	-63	-70	-67	-	-
Vieussan	-30	-	-	-27	-	-	-	-
Beziers	-92	-91	-89	-85	-	-	-	-
Puyvalador	105	-	<u>-24</u>	-22	-30	-34	-35	-47
Belvianes	-28	<u>-29</u>	<u>-29</u>	-33	-40	<u>-38</u>	-	-41
Carcassonne	-48	-48	<u>-37</u>	-37	-	-	-	-
Moussan	-	-	-	-	-	-	-42	-66
Planezes	-	-	-	-	-	-	-	-
Estagel	-	-	-	-	-	-	-	-
Serdinya	-42	-43	-46	-40	-32	-41	<u>-55</u>	<u>-71</u>
Rodes	-34	-	-	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	-	-	-	-	-
Argeles	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.12: Tendances linéaires (%) des indices d'écoulements extrêmes à l'échelle annuelle. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

La répartition saisonnière des tendances des indices d'écoulements extrêmes est hétérogène. Nous ne présentons ici que les résultats des tendances détectées sur les niveaux des 5^{eme} et 95^{eme} centiles des séries journalières de débit, représentatifs des périodes de basses et hautes eaux. Pour les niveaux des 5^{eme} centiles, on note une abondance de tendances négatives qui apparaissent surtout entre les mois de mars et octobre et concernent essentiellement les sousbassins des fleuves Hérault, Orb et Aude et, dans une moindre mesure, Serdinya (Tableau III.13). Mars, juin et août révèlent le plus grand nombre de tendances négatives significatives (8, 10 et 8, respectivement). Notons que Puyvalador et Estagel sont les seules stations où l'on observe des tendances positives significatives des niveaux du 5^{eme} centile, en janvier-février et

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	-	-71.9	-55.3	-51.3	-	-54.1	<u>-38.8</u>	<u>-35.1</u>	<u>-47.6</u>	-	-	-
Agde	-	-78.3	-68.8	<u>-49.8</u>	-	<u>-62.5</u>	-61.4	-52.2	-60.2	<u>-60.4</u>	-	-
Vieussan	-	-	-27.7	-	-	-	-	<u>-22.4</u>	-	<u>-35.2</u>	-	-
Beziers	-	<u>-44.6</u>	-45.0	<u>-43.5</u>	-39.2	-72.3	-85.6	-78.3	-85.1	-53.6	-	-
Puyvalador	-	<u>42.7</u>	<u>60.2</u>	-	-	-56.8	-61.1	<u>-38.2</u>	<u>-40.5</u>	-	-	-
Belvianes	-51.7	-	<u>-29.2</u>	-53.3	-44.0	-62.1	-41.1	<u>-24.2</u>	<u>-30.2</u>	-22.3	-51.5	<u>-50.1</u>
Carcassonne	-	-	-	-57.2	<u>-45.8</u>	<u>-54.9</u>	<u>-44.8</u>	-24.9	-57.0	<u>-40.5</u>	-50.3	-
Moussan	-	-	-38.7	-43.4	-	<u>-54.1</u>	-38.3	-	-	-	-	-
Planezes	-	-	<u>-53.8</u>	-57.5	-	-	199.2	1534.5	168.7	-	-	-35.8
Estagel	-	-	-44.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Serdinya	-	-	-	-	-	-55.6	-	-44.5	-76.2	-25.6	-	-
Rodes	-	-	-	-	-	<u>-55.0</u>	-	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Argeles	-	-38.6	-	-	-	-69.2	-	-	-	-	-	-

TAB. III.13: Tendances linéaires (%) du niveau du 5^{eme} centile à l'échelle mensuelle. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

de juillet à septembre.

L'évolution du niveau du 95^{ème} centile a montré un faible nombre de tendances significatives (Tableau III.14). A l'exception de Planèzes en août, les tendances détectées sont négatives et concernent pour la plupart les saisons printanières et estivales.

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	-	-	-	-	-	-	-45.0	-	-	-	-	-
Agde	-	-95.0	-	-50.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Vieussan	-	-16.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Beziers	-	<u>-21.3</u>	-	-	-	-	<u>-37.5</u>	-58.0	-	-	-	-
Puyvalador	-	-	-	-	-44.7	-37.2	-56.5	-48.2	-	-	-	-
Belvianes	<u>-48.7</u>	-	-	<u>-48.8</u>	<u>-40.1</u>	-24.9	-44.5	-24.3	-17.6	-	-	-
Carcassonne	-	-	<u>-67.5</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Moussan	-	-	-	-	-	-26.6	-	-	-	-	-	-
Planezes	-	-	-	-	-	-	-	183.8	-	-	-	-
Estagel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Serdinya	-	-	-	-	-53.9	-	-43.6	-	-62.5	-	-	-
Rodes	-	-40.8	-	-	-	-45.1	<u>-53.5</u>	-	-	-	-	-
Perpignan	-	-	-	-	-	-61.0	<u>-82.5</u>	-	-	-	-	-
Reynes	-	-	-	-	-	-	<u>-61.0</u>	-	-	-	-	-
Argeles	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. III.14: Tendances linéaires (%) du niveau du $95^{\text{ème}}$ centile à l'échelle mensuelle. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des tendances détectées par le test de Mann-Kendall: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Ces résultats indiquent une tendance à l'intensification des périodes d'étiage sur la période 1965-2004 pour une majorité de stations hydrologiques. Le niveau d'écoulement des périodes

de hautes eaux semble également avoir diminué, mais de manière moins significative. Ces résultats sont en accord avec ceux de *Renard (2006)* qui a rapporté une tendance à l'intensification des périodes d'étiages et à la baisse de l'intensité des crues pluviales et des débits annuels moyens dans plusieurs stations pyrénéennes au cours du siècle dernier.

III.3. Relations avec la circulation atmosphérique

Dans cette partie, nous étudions les relations entre la variabilité des conditions climatiques de surface (température et précipitations) et celle de la dynamique atmosphérique. L'objectif est d'apporter des éléments de connaissance sur l'origine des changements des conditions climatiques observées au cours de la période 1965-2004.

III.3.1. Relations avec les indices de la circulation atmosphérique

Nous analysons tout d'abord les relations entre les variations des températures/précipitations et celles des indices relatifs aux modes dominants de la Circulation Atmosphérique à Grande Echelle (CAGE) présentés dans la section II.3.1. Ces relations sont explicitées au moyen de corrélations, ce qui permet d'évaluer le degré de connexion entre les variations des modes dominants de la CAGE et celles du climat de surface.

III.3.1.1. Indices relatifs au champ de pression en surface

Les corrélations entre les séries des températures moyennes mensuelles et l'indice relatif à l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) sont présentées dans la figure III.9a. Toutes les corrélations significatives sont positives et concernent principalement les mois de janvier à mars, septembre et octobre. Février et mars en particulier revêtent les plus fortes corrélations. Ces résultats sont en accord avec ceux de *Hurrell (1995)*, *Trigo et al. (2002)* et *Xoplaki (2002)* qui avaient déjà montré qu'en hiver, les phases positives de l'ONA sont généralement associées à des températures plus élevées dans la partie septentrionale de la Méditerranée Occidentale.

A partir d'une analyse par composites, *Trigo et al. (2002)* ont étudié les champs d'anomalies de plusieurs variables climatiques relatives aux phases positives et négatives de l'ONA sur l'ensemble de l'Europe. Ils ont ainsi mis en évidence une asymétrie importante en terme de réponse des températures minimales et maximales aux phases de l'ONA (Tmin et Tmax respectivement). En particulier, les différences sont plus importantes (en terme d'intensité et d'extension spatiale) pour Tmax que pour Tmin entre les phases positives et négatives de l'ONA sur le sud de l'Europe et la Péninsule Ibérique. A partir du jeu des 16 stations pour lesquelles nous disposions des données de températures minimales et maximales et maximales et maximales complètes



sur la période 1965-2004, nous avons calculé les corrélations entre les valeurs mensuelles de l'indice ONA et les températures minimales et maximales. Pour tous les mois, les corrélations significatives sont positives mais bien moins élevées pour les minimales que pour les maximales (non montré), confirmant les résultats de *Trigo et al. (2002)*. En phase positive de l'ONA hivernale, le sud de l'Europe et la péninsule ibérique connaissent des situations synoptiques de type anticyclonique associées à une faible couverture nuageuse. La différence de réponse de Tmax et Tmin aux phases positives de l'ONA s'explique par le fait que le flux radiatif solaire additionnel reçu pendant la journée favorise un réchauffement de la surface tandis que l'émission de radiations de grandes longueurs d'onde durant les nuits de ciel clair contribue plutôt à la refroidir (*Trigo et al., 2002*).

Les corrélations entre l'indice ONA et les séries de précipitations mensuelles sont pour la plupart négatives et significatives en automne, en hiver et au début du printemps (Figure III.9b). Ce résultat est également en accord avec la plupart des études portant sur l'influence de l'ONA sur les précipitations en Europe du Sud (*Hurrel, 1995; Wanner et al., 2001; Trigo et al., 2002*). Dans notre zone d'étude, cette influence semble plus marquée dans les sousbassins du nord-est où l'on observe les valeurs de corrélations les plus élevées. A l'échelle annuelle, seules les séries des précipitations des sous-bassins de Laroque, Agde, Vieussan et Béziers révèlent par ailleurs des corrélations significatives avec l'indice ONA (de -0.33, -0.34, -0.27 et -0.30, respectivement).

La figure III.10a montre des corrélations négatives significatives entre les séries des températures moyennes mensuelles et l'indice relatif à l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (OMO). A l'échelle annuelle, les corrélations négatives sont également significatives pour les sous-bassins situés au sud-ouest de notre zone d'étude (Puyvalador, Belvianes, Carcassonne, Planezes, Serdinya, Rodes et Reynes, non montré). Ce résultat est en accord avec le fait que les phases négatives de l'OMO correspondent à des situations synoptiques favorisant l'entrée de masses d'air chaudes et humides provenant de la Mer Méditerranée selon une direction est-ouest. Les mesures de corrélations entre l'indice OMO et les 16 séries complètes des températures minimales et maximales révèlent cependant une réponse complexe: suivant les mois considérés, les corrélations les plus importantes sont trouvées soit pour les minimales soit pour les maximales (non montré).





Les corrélations entre les séries mensuelles des précipitations et l'indice OMO sont généralement négatives et significatives uniquement pour les mois d'Octobre et Novembre dans les sous-bassins de l'Hérault, de l'Orb et du Tech et dans ceux situés à l'aval de la Têt (Figure III.10b). L'influence de ce mode est en revanche peu visible dans les sous-bassins amont de l'Aude et de la Têt et dans les sous-bassins de l'Agly, où l'on détecte peu de corrélations significatives. A l'inverse, on détecte même des corrélations significatives positives dans les sous-bassins de l'Aude. *Martin-Vide et Lopez-Bustins (2006)* ont trouvé des corrélations positives entre les précipitations mensuelles de plusieurs stations ibériques et l'indice OMO le long d'une petite bande côtière située en Cantabrie, au nord-ouest de la péninsule ibérique. Cette zone est d'un point de vue géographique soumise davantage à l'influence des masses d'air atlantiques, donc à l'advection de masses d'air de nord-ouest qui est caractéristique des phases positives de l'OMO. Le bassin versant de l'Aude est situé le plus à l'ouest de notre zone d'étude et pourrait donc être davantage soumis à l'influence des masses d'air humides provenant de l'Océan Atlantique que de celle provenant de la Mer Méditerranée.

III.3.1.2. Indices relatifs au champ de pression à mi-altitude

Les valeurs de corrélations significatives entre l'indice relatif à la structure Est-Atlantique (EA; cf. section II.3.1.3) et les températures moyennes mensuelles sont indiquées dans la figure III.11a. Toutes sont positives et plus abondantes que celles obtenues avec l'indice ONA fournit par le Climatic Prediction Center, notamment en hiver et en automne (non montré). Ce résultat témoigne de la plus forte influence de la structure EA par rapport à l'ONA sur les températures dans notre zone d'étude, comme suggéré par d'autres études (*Sàenz et al., 2001; Frias et al., 2005*). Les corrélations entre les séries complètes des températures minimales et maximales et l'indice EA ne montrent en revanche pas de meilleures corrélations pour l'une ou l'autre des deux températures extrêmes.

Les séries mensuelles des précipitations ne sont que faiblement corrélées avec l'indice EA (Figure III.11b), à l'exception du mois de mai pour lequel des corrélations négatives sont détectées pour un grand nombre de sous-bassins.

Ces résultats sont cohérents avec le fait qu'en phase positive de l'EA, un régime dit de dorsale prédomine et favorise les conditions de stabilité et de ciel clair dans notre zone d'étude.





Les séries mensuelles des températures et des précipitations ne sont que faiblement corrélées avec l'indice relatif à la structure Est-Atlantique/Ouest-Russie (EA/OR) et ne concernent que quelques mois isolés (non montré).

Enfin, les corrélations significatives entre les séries de températures mensuelles moyennes et l'indice relative à la structure Scandinavie (SCAND) sont toutes négatives et concernent les mois de février à septembre, à l'exception du mois d'avril (Figure III.12a). Comme pour l'EA, les corrélations entre les séries des températures minimales et maximales et celles de l'indice SCAND ne sont pas différentes. Les corrélations entre les séries de précipitations mensuelles et l'indice SCAND sont toutes positives mais leur degré de significativité dépend largement du sous-bassin considéré (Figure III.12b): les corrélations significatives sont plus abondantes dans les sous-bassins du nord-est que dans ceux situés au sud-ouest de notre zone d'étude. Les situations synoptiques associées aux phases positives de la structure SCAND favorisent un flux de sud / sud-est en Méditerranée Occidentale (cf. section II.3.1.3), pouvant entraîner l'advection de masses d'air humides méditerranéennes au-dessus des bassins versants de l'Hérault et de l'Orb. Dans une telle situation synoptique, les sous-bassins amont de l'Aude, de la Têt et du Tech peuvent se retrouver isolés par rapport au flux dominant.

L'analyse des corrélations entre les séries climatiques et les indices atmosphériques retenus a permis de révéler la complexité de l'influence de la dynamique atmosphérique sur la variabilité des conditions climatiques dans les sous-bassins étudiés. Pour les températures, la zone étudiée est trop restreinte pour voir apparaître des différences entre sous-bassins en réponse aux variations des différents schémas de circulation. Néanmoins, certains indices décrivent mieux que d'autres l'influence de la CAGE sur les températures de surface selon la saison considérée. Si on prend en compte les indices relatifs au champ de pression en surface, l'indice ONA décrit mieux l'influence de la variabilité de la CAGE sur celle des températures hivernales comparé à l'OMO. C'est l'inverse durant les saisons printanières et automnales. Notons qu'aucun des deux modes ne paraît performant pour expliquer la variabilité des températures estivales. Si on considère maintenant les indices de la circulation à mi-altitude, il semble que l'EA soit le plus approprié pour expliquer la variabilité des températures hivernales et automnales. Celles-ci sont donc largement influencées par l'influence des systèmes de hautes pressions subtropicales plutôt que par la variabilité de l'ONA. L'indice SCAND semble le plus à même d'expliquer la variabilité des températures estivales, probablement en raison du fait qu'il reflète les situations de blocage associées aux vagues de chaleur en cette saison.



Pour les précipitations, il apparaît que les sous-bassins ne réagissent pas de la même façon aux variations de la dynamique atmosphérique. Si on considère les indices relatifs au champ de pression en surface, les fluctuations de l'ONA sont plus étroitement associées aux précipitations hivernales des sous-bassins situés au nord-est qu'à celles des autres sousbassins. Ce résultat suggère que le passage de perturbations en provenance de l'Atlantique joue un rôle important sur la pluviométrie hivernale des bassins versants de l'Orb et de l'Hérault. En ce qui concerne l'OMO, les corrélations obtenues distinguent les sous-bassins recevant des précipitations associées à un flux de sud - sud-est (tous les sous-bassins de l'Hérault et l'Orb ainsi que ceux situés en aval des autres fleuves) de ceux qui se retrouvent isolés par rapport au flux dominant. Saisonnièrement, cet indice semble adéquat pour expliquer la variabilité des précipitations en automne, les circulations de type sud - sud-est étant fréquentes en cette saison. Les corrélations positives entre l'indice OMO et les précipitations dans les sous-bassins de l'Aude indiquent au contraire que ce sont les régimes de temps associés à un flux de nord - ouest (en provenance de l'Atlantique donc) qui favorisent les précipitations dans ces derniers. Si on considère maintenant les indices de la circulation à mi-altitude retenus, seul l'indice SCAND se révèle très performant pour caractériser l'influence de la CAGE sur la variabilité des précipitations dans les sous-bassins du nord-est, sur une période allant de janvier à mai et de septembre à novembre. Ce résultat révèle que les précipitations hivernales dans les sous-bassins du nord-est sont également favorisées par les régimes de temps associés à un flux de sud - sud-est, entraînant l'advection de masses d'air humides d'origine méditerranéenne. Aucun indice ne paraît satisfaisant en revanche pour caractériser l'influence de la CAGE sur la variabilité des précipitations dans les sous-bassins de l'Aude, de l'Agly, de la Têt et du Tech).

Cette analyse, bien que très schématique, illustre la complexité de la variabilité spatiale des conditions climatiques de notre zone d'étude en réponse aux variations de la dynamique atmosphérique. D'autres modes ou la combinaison des différents modes retenus ici pourraient être utilisées afin de mieux comprendre l'influence réelle de la CAGE sur la variabilité des températures/précipitations dans les bassins étudiés. D'autre part, certains indices suivent des tendances significatives au cours de la période 1965-2004. Il serait donc tentant d'expliquer les tendances observées sur les séries mensuelles de température/précipitations à partir de celles observées sur les indices de la CAGE. Il faut cependant rappeler que chaque indice ne représente qu'une partie de la variabilité de la circulation et que d'autres régimes de temps peuvent expliquer la variabilité des températures/précipitations dans notre zone d'étude. En

outre, l'étude d'une simple corrélation entre les valeurs d'un indice et celles correspondant aux températures /précipitations permet de rendre compte d'un lien dans l'évolution temporelle, mais ne dit pas s'il y a compatibilité en terme d'amplitude du signal. Nous avons donc eu recours à des Analyses des Corrélations Canoniques (ACC) qui ont permis d'identifier les régimes de temps qui expliquent le mieux la variabilité et les tendances des températures/précipitations dans notre zone d'étude.

III.3.2. Relations avec la circulation atmosphérique à mi-altitude

III.3.2.1. Principe de l'utilisation des Analyses de Corrélations Canoniques

Des ACC ont été réalisées afin de mettre en relation les géopotentiels 500 hPa avec les températures/précipitations mensuelles pour les mois présentant des tendances significatives dans au moins 2 sous-bassins. L'objectif était de comprendre si ces tendances pouvaient être attribuées à des changements de la circulation atmosphérique. Afin d'établir un tel diagnostic nous avons utilisé des ACC avec en variables dépendantes les températures/précipitations et en variables indépendantes les géopotentiels 500 hPa et le temps en observations. En préalable à ces analyses, nous avons simplifié les champs de variables au moyen d'ACP.

Nous ne présentons que les racines susceptibles d'expliquer les températures (précipitations) dans les sous-bassins et pour les mois concernés par une tendance significative. Pour les températures, nous nous intéressons seulement aux saisons printanières et estivales, dans la mesure où il s'agit de la période qui a enregistré le réchauffement le plus important. Pour les précipitations, nous nous limitons aux mois de janvier et février pour lesquels plusieurs sous-bassins ont montré des tendances significatives.

Nous examinons ensuite les tendances des séries chronologiques (scores) associées au températures/précipitations et géopotentiels 500 hPa des racines retenues. Des tendances linéaires ont été calculées sur les scores des températures/précipitations et sur les scores des géopotentiels 500 hPa issus des racines de l'ACC. Afin de contrôler la validité des tendances des scores des géopotentiels 500 hPa, nous avons également calculé la tendance du champ de géopotentiel en chaque point de grille de la fenêtre NCEP retenue, à l'instar de *Schönwiese et al. (1993)*.

Enfin, nous vérifions la validité climatologique des racines retenues à partir d'une analyse composite, utilisée couramment comme méthode d'investigation des relations entre deux paramètres climatologiques (*Nicholls, 1987*). Pour cela, nous avons déterminé les années de

maximum et de minimum des températures/précipitations à partir des scores de la racine considérée. Puis nous avons réalisé une carte des géopotentiels 500 hPa correspondant à chacune de ces situations extrêmes afin de proposer une interprétation en terme de circulation atmosphérique. Ce choix d'une seule année dans les deux cas extrêmes, alors que plusieurs cas sont examinés dans une analyse composite classique, est motivé par les séries chronologiques des racines canoniques. Malgré les bonne corrélations entre les deux séries d'une même racine, il est rare de trouver de nombreuses années pendant lesquelles les scores des pressions d'altitude et des températures/ précipitations atteignent en même temps des valeurs extrêmes. Le choix de plusieurs années aurait mélangé des situations moyennes de pression d'altitude ou de températures/précipitations, ce qui aurait ôté leur côté atypique aux cas extrêmes, et ainsi rendue moins évidente l'explication qui en découle (*Xoplaki et al., 2000*).

A partir de l'analyse composite effectuée en prenant en compte les années extrêmes de température/précipitations, chaque configuration atmosphérique (mode canonique) a été caractérisée à la fois par ses activations (positives ou négatives) dans la circulation d'altitude à 500 hPa et par ses conséquences sur les températures/précipitations dans notre zone d'étude. Cette démarche permet de mieux comprendre les liens entre le développement d'une anomalie dans le champ de pression à mi-altitude et ses impacts sur les températures/précipitations.

III.3.2.2. Températures

Les ACC effectuées sur les séries concomitantes des températures mensuelles et des hauteurs du géopotentiel 500hPa ont toute abouties à la création d'une racine canonique unique. Une seule composante principale a été retenue dans les ACP préliminaires réalisées sur les séries de température, les autres composantes principales ne représentant qu'un infime pourcentage de variance des températures. Les variations spatiales de la température sont en effet relativement homogènes, probablement en raison de la taille réduite de notre zone d'étude.

Selon les mois étudiés, la racine canonique unique explique entre 12.6 et 18.7% de la variance des géopotentiels 500 hPa (Z500) sur la fenêtre NCEP retenue et entre 92 et 97.1% de la variance des températures de surface dans notre zone d'étude (Tableau III.15). Dans sa phase positive, ce mode canonique est associé à une zone d'anomalies positives des géopotentiels 500 hPa centrées sur le sud de l'Europe, non loin de notre zone d'étude (Figure III.13a et b). Un second pôle d'anomalies négatives apparaît au-dessus de la région nord-est
	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Z500	18.7	12.6	15.8	16.3	14	18
T°C	97.1	92	96.2	95.1	94.6	96.9
Corrélations	0.94	0.92	0.95	0.94	0.92	0.93

TAB. III.15: Variances expliquées (en %) des géopotentiels 500 hPa sur la fenêtre NCEP retenue et des températures sur la racine canonique unique de l'ACC et leurs corrélations en mars, avril, mai, juin, juillet et août.

africaine, centré sur la Libye et l'Egypte. Enfin, une bande d'anomalies négatives s'étend depuis le nord-ouest du Royaume-Uni jusqu'à la Russie en passant par la Scandinavie. Dans cette configuration dynamique, l'Europe Occidentale méditerranéenne (Portugal, Espagne, Sud de la France, Italie) est dominée par la présence de hautes pressions en altitude. Celles-ci agissent comme une sorte de « couvercle » qui impose chaleur et sécheresse par la subsidence généralisée et la compression de la masse d'air (*Cantat, 2005*). Ce mode canonique ressemble fortement au premier mode canonique décrit par Xoplaki et al. (2003). Ces auteurs ont étudié la variabilité des températures estivales de surface en Méditerranée et leurs relations avec la circulation atmosphérique à différents niveaux d'altitude ainsi qu'avec d'autres indicateurs thermiques (épaisseur de la troposphère inférieure et températures de surface de la mer Méditerranée). Ils ont ainsi montré que les étés chauds en Méditerranée Occidentale sont associés à des anomalies positives des géopotentiels en Europe Centrale induisant des conditions de subsidence et de stabilité de la masse d'air. Ces situations synoptiques de type « blocage » dévient le flux d'humidité provenant de l'Atlantique vers l'Europe du Nord, empêchant ainsi la pénétration d'air marin sur le bassin méditerranéen occidental et créant une circulation d'est - nord-est au-dessus de celui-ci, ce qui favorise des conditions de ciel clair et une insolation maximale.

Dans notre zone d'étude, les précipitations moyennes mensuelles sont négativement corrélées avec les hauteurs moyennes des géopotentiels 500 hPa mesurées au point de grille le plus proche ($42.5^{\circ}N - 2.5E$), particulièrement pendant les saisons printanières et estivales (non montré). Ce résultat est en accord avec l'absence de nuages et une relative stabilité de la masse d'air associées à la présence des hautes pressions en altitude. *Xoplaki et al. (2003)* suggère que le « bonus radiatif » favorisé par ces conditions de blocage pourrait être le principal facteur responsable de températures plus élevées au sein des zones de hautes pressions. *Boé (2007)* a notamment montré, à partir d'une approche statistique par régimes de temps du champ de pression journalier en surface, que les conditions de blocage en été provoquent généralement une hausse des températures en Europe de l'Ouest. Cet auteur indique également que ce sont les températures maximales qui ont surtout tendance à



FIG. III.13a: Corrélations entre les géopotentiels 500 hPa aux points de grille et les scores des géopotentiels 500 hPa de la racine canonique en mars (a), avril (c) et mai (e). Corrélations entre les températures dans les sous-bassins et les scores de températures de la racine canonique en mars (b), avril (d) et mai (f). Le dégradé de couleur rouge à bleu foncé reflète les valeurs de corrélations positives et négatives, respectivement.



FIG. III.13b: Corrélations entre les géopotentiels 500 hPa aux points de grille et les scores des géopotentiels 500 hPa de la racine canonique en juin (a), juillet (c) et août (e). Corrélations entre les températures dans les sous-bassins et les scores de températures de la racine canonique en juin (b), juillet (d) et août (f). Le dégradé de couleur rouge à bleu foncé reflète les valeurs de corrélations positives et négatives, respectivement.

augmenter, tandis que les températures minimales restent quasi-stationnaires. Cette asymétrie maximales/minimales reflète la modulation importante de la couverture nuageuse: le blocage correspondant à des conditions de ciel clair, il engendre une augmentation du flux solaire atteignant la surface durant la journée, donc des maximales. Durant la nuit, le soleil n'intervenant pas, la diminution de la nébulosité fait baisser la température (diminution de l'effet de serre).

En phase négative du mode canonique, c'est la situation inverse qui se produit: des conditions de faibles pressions (températures) en altitude engendrent une instabilité de la masse d'air. Cette situation favorise l'augmentation de la couverture nuageuse qui tend à faire baisser les températures diurnes.

La figure III.14 montre les séries des scores des géopotentiels et des températures de la racine canonique unique pour les mois printaniers et estivaux. Les scores des températures augmentent sur l'ensemble de la période 1965-2004, ce qui est cohérent avec les tendances positives des températures moyennes dans les sous-bassins étudiés (Tableau III.5). Les augmentations sont significatives pour tous les mois à l'exception d'avril. Les scores des géopotentiels 500 hPa sont en augmentation significative en mars, mai, juin et août et non significative en avril et juillet.

De manière générale, la première moitié de la période étudiée est caractérisée par des scores négatifs des températures et des géopotentiels sur le sud de l'Europe tandis que la seconde moitié de la période 1965-2004 est marquée par des scores positifs des températures et des géopotentiels (Figure III.14). Cette évolution correspond essentiellement aux mois pendant lequel le réchauffement en surface a été le plus important, à savoir en mars, mai, juin et août (Tableau III.5). En avril, l'évolution des chroniques de la racine canonique indique que l'ensemble de la période étudiée a été marqué par une prédominance d'années chaudes associées à des anomalies positives des géopotentiels. En juillet, les années chaudes et caractérisées par des hautes pressions d'altitude apparaissent au début des années 80 jusqu'au début des années 90, le début et la fin de la période 1965-2004 ayant été marquée par une alternance d'années chaudes et froides.

Les cartes des tendances des géopotentiels 500 hPa sur la période 1965-2004 révèlent que les pressions à mi-altitude ont augmenté significativement en Europe du Sud (notamment dans le sud-est de la France) en mars, mai, juin et août et non significativement en avril et juillet (Figure III.15).



FIG. III.14: Scores des géopotentiels 500 hPa et des températures de la racine canonique unique en mars (a), avril (b), mai (c), juin (d), juillet (e) et août (f). R est la valeur de corrélation entre les 2 séries.

Les valeurs de corrélation entre les scores des températures et des géopotentiels sont relativement élevées, comprises entre 0.92 et 0.95 (Figure III.14), ce qui indique que la tendance à l'influence croissante des phases positives du mode canonique unique - donc des conditions de hautes pressions en altitude - a principalement contribué au réchauffement enregistré au cours de la période 1956-2004 au printemps et en été. Cette évolution est confirmée par l'analyse des tendances sur les 16 séries complètes des températures maximales et minimales: les premières ont augmenté de manière plus importante que les secondes au printemps et en été (non montré).

Cette évolution se traduit également au niveau des rayonnements solaires directs et diffus parvenant à la surface terrestre. Le premier correspond à l'éclairement énergétique par le rayonnement solaire direct tandis que le second correspond au rayonnement qui atteint



FIG. III.15: Tendances des géopotentiels 500 hPa (en m) par point de grille en mars (a), avril (b), mai (c), juin (d), juillet (e) et août (f) sur la période 1965-2004. Les contours rouge et bleu correspondent aux tendances positives et négatives, respectivement. La zone grisée indique les tendances significatives ($p \le 0.1$).

indirectement la surface terrestre après avoir été réfléchi ou diffusé dans l'atmosphère. Les données de 2 stations mesurant ces paramètres ont pu être récupérées sur l'ensemble de la région Languedoc-Roussillon sur une période couvrant un peu plus des 20 dernières années. Il s'agit des stations de Carcassonne (ID 11069001) et de Perpignan (ID 66136001). En moyenne annuelle, le flux radiatif solaire descendant révèle une augmentation significative tandis que le flux infrarouge descendant présente une diminution significative (Figure III.16). La somme totale des 2 flux (correspondant au rayonnement global incident) n'augmente de manière significative qu'à la station de Perpignan. A noter que ces évolutions concernent



FIG. III.16: Evolution des rayonnements solaires directs (en rouge) et diffus (en bleu) au cours des 2 dernières décennies dans les stations de Carcassonne (a; ID: 11069001) et Perpignan (b; ID: 66136001; b). Les lignes pointillées représentent les tendances linéaires des rayonnements directs et diffus.

seulement la 2^{ème} moitié de la période 1965-2004, qui a enregistré le réchauffement le plus important.

L'ensemble de ces analyses indique que l'influence croissante des systèmes de hautes pressions subtropicales au-dessus de notre zone d'étude a favorisé une augmentation du flux radiatif solaire descendant et donc des températures durant les saisons printanières et estivales. Ces résultats sont en accord avec ceux de *Casty et al. (2007)* qui ont détecté une influence croissante de l'Anticyclone des Açores en été sur l'Europe Centrale et la Méditerranée au cours des dernières décennies. Ils corroborent également ceux de *Chen et al. (2002)* qui, à partir de mesures de rayonnements enregistrés par plusieurs satellites à l'échelle globale, ont conclut à une intensification de la Cellule de Hadley depuis 1985.

Les figures III.17a et III.17b présentent les cartes correspondant au champ moyen des géopotentiels 500hPa des années extrêmes déterminées à partir des chroniques des scores de températures sur la racine canonique unique. Le tableau III.16 fournit quant à lui les valeurs des températures moyennées sur l'ensemble de la zone d'étude pour ces situations de minimum et de maximum.

La figure III.17a montre que les situations de minimum des températures (années les plus froides) en mars, avril et mai sont associées à la présence d'un talweg en altitude qui correspond à une descente d'air froid sur le continent européen et à une intensification du flux zonal au-dessus de la Méditerranée (Mars 1971, Avril 1986 et Mai 1984). Les situations de maximum des températures correspondent à des conditions de hautes pressions d'altitude audessus de notre zone d'étude. En Mars 1994, la couverture de la Méditerranée Occidentale par un Anticyclone des Açores renforcé et très étendu vers l'ouest repousse l'essentiel du flux zonal au nord. Avril 1997 est caractérisé par une dorsale d'altitude qui tend à faire remonter



FIG. III.17a: Situations extrêmes de minimum (à gauche) et de maximum (à droite) des températures de la racine canonique unique en mars, avril et mai.

les masses d'air chaudes du sud de la Méditerranée et à repousser les perturbations atlantiques au nord de l'Europe. Enfin, Mai 1990 est caractérisé par la présence d'isobares lâches et très élevées sur l'ensemble du continent européen, synonyme de stabilité dans toute la région.

La figure III.17b montre les situations de minimum et de maximum des températures en juin, juillet et août. Les situations à l'origine des minimums de température sont dues à la présence d'un flux tendu d'ouest sud-ouest sur le front oriental d'une onde cyclonique centrée sur l'Europe de l'Ouest. Cette circulation entraîne les perturbations atlantiques au-dessus de notre



FIG. III.17b: Situations extrêmes de minimum (à gauche) et de maximum (à droite) des températures de la racine canonique unique en juin, juillet et août.

zone d'étude avec une régénération possible au-dessus de la Méditerranée (Juin 1992, Juillet 1997 et Août 1997). Les situations de maximum de températures sont associées à la présence d'une dorsale en altitude recouvrant l'ensemble de l'Europe méditerranéenne occidentale. Cette situation synoptique crée des conditions de subsidence et de stabilité de la masse d'air, avec une insolation maximale et des températures élevées (Tableau III.16).

	Μ	ars	Av	vril	Μ	ai	Ju	in	Jui	llet	Ac	oût
Année	1971	1994	1986	1987	1984	1990	1992	2003	1977	1983	1977	2003
T°C	3.5	11.0	7.3	11.3	10.5	15.8	15.1	22.2	17.9	23.0	17.3	24.6

TAB. III.16: Température mensuelle moyennée sur l'ensemble de la zone étudiée pour les situations de minimum et de maximum des scores de température de la racine canonique unique.

III.3.2.3. Précipitations

En janvier, nous avons retenu de l'ACP préliminaire 13 facteurs de géopotentiels 500 hPa expliquant 99% de la variance totale des géopotentiels sur la fenêtre NCEP retenue et 3 facteurs de précipitations expliquant 95.9% de la variance totale des précipitations dans notre zone d'étude. Nous avons ensuite retenu 3 racines de l'ACC expliquant 35.3% de la variance totale des géopotentiels et 95.9% de la variance totale des précipitations (Tableau III.17).

	Racine 1	Racine 2]	Racine	3
Z500	13.4	16.6		5.2	
Précipitations	16.1	21.2	58.6		
Corrélations	0.92	0.85		0.65	
TAB. III.17	7: Variances	expliquées	(en	%)	des

géopotentiels 500 hPa (Z500) et précipitations sur les racines de l'ACC et leurs corrélations en janvier.

Les racines qui expliquent le mieux les précipitations dans les sous-bassins de Laroque, Agde et Vieussan sont dans l'ordre décroissant les racines 1 et 2 soit au total 82.5% de la variance totale des précipitations (Tableau III.18).

	Racine 1	Racine 2	Total
Laroque	43.5	43.1	86.5
Agde	42.3	43.2	85.5
Vieussan	38.6	37.0	75.6
Moyenne	41.4	41.1	82.5

TAB. III.18: Variances expliquées (en %) des précipitations dans les sous-bassins de Laroque, Agde et Vieussan par les racines les représentant en janvier.

La configuration de géopotentiels associés à la racine 1 est un dipôle d'orientation méridienne (Figure III.18) dont le pôle le plus fort est situé sur l'Atlantique à l'ouest du Portugal et le plus faible probablement en Scandinavie (la taille réduite de la fenêtre NCEP retenue ne permettant pas de localiser précisément le centre de ce dernier). Cette configuration est très proche du mode SCAND (cf. section II.3.1.3).



FIG. III.18: (a) corrélations entre les géopotentiels 500 hPa aux points de grille et les scores des géopotentiels 500 hPa de la 1^{ère} racine canonique en janvier (b) idem pour les précipitations et les scores de précipitations. Le dégradé de couleur rouge à bleu foncé reflète les valeurs de corrélations positives et négatives, respectivement. En blanc sont indiqués les sous-bassins avec des valeurs de corrélations non significatives.

La configuration de géopotentiels associés à la racine 2 est un dipôle d'orientation ouest/est localisé sur l'Atlantique et la Russie avec un pôle occidental vers 45°N – 5°E et un pôle situé au nord-est, dont le centre est situé en dehors de notre fenêtre d'étude (Figure III.19). On peut partiellement reconnaître la configuration Est-Atlantique / Ouest-Russie (*Wallace et Gutlzer, 1981; Barnston et Livezey, 1987*).



FIG. III.19: (a) corrélations entre les géopotentiels 500 hPa aux points de grille et les scores des géopotentiels 500 hPa de la $2^{\text{ème}}$ racine canonique en janvier (b) idem pour les précipitations et les scores de précipitations. Le dégradé de couleur rouge à bleu foncé reflète les valeurs de corrélations positives et négatives, respectivement. En blanc sont indiqués les sous-bassins avec des valeurs de corrélations non significatives.

Tandis que les scores des précipitations de la racine 1 ne présentent aucune évolution particulière, ceux de la racine 2 révèlent une tendance négative significative sur la période 1965-2004 (Figure III.20). Les scores des géopotentiels 500 hPa des racines 1 et 2 montrent le même comportement. Les scores de précipitations de la racine 2 montrent une période excédentaire pendant la première moitié de la période et une période déficitaire ensuite, alors que les géopotentiels sont plutôt inférieurs à la moyenne pendant la 1^{ère} moitié de la période d'étude et supérieurs ensuite.



FIG. III.20: Scores des géopotentiels 500 hPa et des précipitations de la 1^{ere} (a) et 2^{eme} (b) racine canonique en janvier. R est la valeur de corrélation entre les 2 séries.

Les tendances du champ du niveau des géopotentiels 500hPa en points de grille sont positives sur une grande partie de la fenêtre NCEP retenue, avec une zone d'augmentation significative en Europe du sud et en Méditerranée orientale ainsi que sur l'Anticyclone des Açores (Figure III.21).



FIG. III.21: Tendances des géopotentiels 500 hPa (en m) par point de grille en janvier sur la période 1965-2004. Les contours rouge et bleu correspondent aux tendances positives et négatives, respectivement. La zone grisée indique les tendances significatives ($p \le 0.1$).

Les situations extrêmes de précipitations pour la racine 1 ont lieu en Janvier 1996 (minimum de précipitation, Figure III.22a) et 1997 (maximum de précipitations, Figure III.22b). La situation à l'origine du minimum de précipitations est associée à un flux tendu de nord-ouest qui peut entraîner des perturbations atlantiques sur les contreforts pyrénéens (Figure III.22a). Les sous-bassins de Laroque, Agde, Vieussan et Béziers se situent alors en position d'abri par rapport au flux dominant, derrière le Massif Central.

La situation à l'origine du maximum de précipitations correspond à un flux d'ouest – sudouest qui entraîne des perturbations atlantiques en Méditerranée Occidentale où une ondulation les mène sur la côte méditerranéenne française (Figure III.22b). Les sous-bassins de l'Orb et de L'Hérault connaissent alors des précipitations importantes, avec des valeurs maximales dans les sous-bassins de Laroque et Vieussan.



FIG. III.22: Situations extrêmes de minimum (a) et de maximum (b) des précipitations de la 1^{ère} racine canonique en janvier. Niveaux des géopotentiels 500 hPa en m (à gauche) et total des précipitations en mm (à droite).

Les situations extrêmes de précipitations pour la racine 2 ont lieu en Janvier 1982 (minimum de précipitations, Figure III.23a) et 1972 (maximum de précipitations, Figure III.23b). La situation à l'origine du minimum de précipitations est la présence d'isobares lâches au-dessus

de notre zone d'étude, l'axe principal des perturbations se situant plus au nord (Figure III.23a). Cette situation synoptique peut favoriser l'entrée d'air maritime en provenance de la Méditerranée le long du littoral, engendrant ainsi des précipitations dans les sous-bassins de l'Agly, de la Têt et du Tech.

La situation à l'origine du maximum de précipitations est associée à la présence d'une onde cyclonique centrée sur le Golfe de Gênes, qui marque la présence d'une vaste zone dépressionnaire en surface (Figure III.23b). Cette situation est responsable d'un temps pluvieux dans les sous-bassins situés au nord-est de notre zone d'étude.



FIG. III.23: Situations extrêmes de minimum (a) et de maximum (b) des précipitations de la 2ème racine canonique en janvier. Niveaux des géopotentiels 500 hPa en m (à gauche) et total des précipitations en mm (à droite).

En février, nous avons retenu de l'ACP préliminaire 12 facteurs de géopotentiels 500 hPa expliquant 98.9% de la variance totale et 3 facteurs de précipitations expliquant 90.8% de la variance totale. Nous avons ensuite retenu 3 racines de l'ACC expliquant 42.9% et 90.8% de la variance des géopotentiels et des précipitations, respectivement (Tableau III.19).

	Racine 1	Racine 2	Racine 3	
Z500	17.4	7.7	17.9	
Précipitations	52.4	24.0	14.4	
Corrélations	0.82	0.72	0.61	

TAB. III.19: Variances expliquées (en %) des géopotentiels 500 hPa et précipitations sur les racines de l'ACC et leurs corrélations en février.

La racine qui explique le mieux les précipitations dans les sous-bassins de Laroque et Vieussan (en moyenne 50.6% de la variance totale des précipitations) est la racine 1 (Tableau III.20).

	Racine 1
Laroque	42.2
Vieussan	58.9
Moyenne	50.6

TAB. III.20: Variances expliquées (en %) des précipitations dans les sous-bassins de Laroque et Vieussan par la racine les représentant en janvier.

La configuration de géopotentiels associés à cette racine est une structure tripolaire avec un pôle occidental situé au sud-ouest de la péninsule ibérique, un pôle d'orientation zonale situé au nord de l'Europe et un pôle oriental situé au Moyen-orient (Figure III.24). On peut reconnaître partiellement la structure SCAND (cf. section II.3.1.3).

Les scores des géopotentiels et des précipitations sont en diminution sur la période 1965-2004 (Figure III.25). Le test de Mann-Kendall révèle cependant que seuls les scores des géopotentiels sont en diminution significative (p = 0.0.9) tandis que ceux des précipitations diminuent de manière non significative (p = 0.32). Il faut néanmoins considérer que la racine 1 représente également la plupart des précipitations dans les autres sous-bassins, qui eux ne révèlent aucune tendance significative. En outre, la diminution des précipitations dans les sous-bassins de Laroque et de Vieussan n'est que faiblement significative (Tableau III.6). De manière générale, la configuration des géopotentiels associés à la racine 1 a été activée dans sa phase positive plus souvent au début de la période d'étude, tandis que la fin des années 1990 et le début des années 2000 ont été marqués par la persistance de phases négatives (Figure III.25).



FIG. III.24: (a) corrélations entre les géopotentiels 500 hPa aux points de grille et les scores des géopotentiels 500 hPa de la 1^{ère} racine canonique en février (b) idem pour les précipitations et les scores de précipitations. Le dégradé de couleur rouge à bleu foncé reflète les valeurs de corrélations positives et négatives, respectivement. En blanc sont indiqués les sous-bassins avec des valeurs de corrélations non significatives.



FIG. III.25: Scores des géopotentiels 500 hPa et des précipitations de la 1^{ère} racine canonique en février. R est la valeur de corrélation entre les 2 séries.

Les tendances du champ du niveau des géopotentiels 500 hPa en point de grille montrent une augmentation significative et très importante à l'ouest de l'Europe et une diminution non significative sur une zone s'étendant du nord-ouest des îles britanniques à la Russie en passant par le nord de l'Europe (Figure III.26).

Les situations extrêmes de précipitations pour la racine 1 ont lieu en Février 1999 (minimum des précipitations, Figure III.27a) et 2003 (maximum des précipitations, Figure III.27b). La situation de minimum des précipitations est un flux tendu de nord – nord-ouest qui entraîne l'advection d'un air continental sec au-dessus de notre zone d'étude. Quelques perturbations



FIG. III.26: Tendances des géopotentiels 500 hPa (en m) par point de grille en Février sur la période 1965-2004. Les contours rouge et bleu correspondent aux tendances positives et négatives, respectivement. La zone grisée indique les tendances significatives ($p \le 0.1$).





FIG. III.27: Situations extrêmes de minimum (a) et de maximum (b) des précipitations de la 1^{ère} racine canonique en Février. Niveaux des géopotentiels 500 hPa en m (à gauche) et total des précipitations en mm (à droite).

atlantiques ont néanmoins pu être entraînées par le flux dominant, engendrant alors des précipitations dans les sous-bassins les plus exposés au nord (Figure III.27a). La situation de maximum de précipitations est associée à la rencontre entre un flux d'ouest nord-ouest et un flux d'est entraînant avec lui de l'air frais au sud de l'Europe. Au contact des airs chauds et froids se créent des perturbations qui engendrent des précipitations sur l'ensemble des sous-bassins (Figure III.27b). Les perturbations pouvant prendre naissance au-dessus du bassin méditerranéen, on parle de cyclogénèse méditerranéenne.

En janvier, les précipitations dans les sous-bassins du nord-est sont bien expliquées par les configurations de circulation à basse fréquence du niveau des géopotentiels 500 hPa (82.5% en moyenne). Les 2 racines qui représentent le mieux les précipitations dans les sous-bassins de Laroque, Agde et Vieussan représentent l'arrivée de perturbations venant de l'Atlantique pouvant partiellement se régénérer au-dessus de la Méditerranée en combinaison avec la cyclogénèse locale. Les scores en diminution sur la racine 2 indiquent que la diminution des précipitations dans les sous-bassins du nord-est est probablement associée à la diminution du passage de perturbations atlantiques et à un affaiblissement de la cyclogénèse locale.

En février, les précipitations dans les sous-bassins de Laroque et Vieussan sont plus faiblement expliquées par les configurations de circulation à basse fréquence du niveau des géopotentiels 500 hPa (50.6% en moyenne). La racine qui représente le mieux les précipitations dans ces sous-bassins semble caractéristique à la fois de l'influence des perturbations venant de l'Atlantique que d'une cyclogenèse locale. Les scores en diminution sur cette racine indique donc que la diminution des précipitations dans les sous-bassins du nord-est peut être liée à la fois à la diminution du passage de perturbations provenant de l'Atlantique que d'une cyclogenèse locale.

Xoplaki et al. (2004) ont étudié la variabilité des précipitations de la saison pluvieuse (octobre à mars) sur le pourtour méditerranéen et leur lien avec la circulation atmosphérique au cours du siècle dernier. Ils ont ainsi mis en évidence un mode canonique proche de la racine 2 du mois de janvier identifiée ici (Figure III.19) qui explique les fluctuations multidécennales des précipitations de la saison pluvieuse en Méditerranée. Ces auteurs ont en outre démontré que les variations de ce mode sont principalement contrôlées par les variations de l'Oscillation Nord-Atlantique et que par conséquent la diminution des précipitations observées depuis les années 1960 serait imputable à l'augmentation en fréquence des phases positives de l'ONA.

Dans notre cas, la meilleure corrélation entre les scores des géopotentiels de la racine 2 du mois de janvier et les indices de la circulation à mi-altitude retenus est obtenue avec l'indice relatif au mode SCAND (R = 0.66; Tableau III.21). Les meilleures corrélations sont ensuite obtenues avec l'indice relatif au mode EA/WR (R = -0.56) puis enfin avec l'ONA (R = -0.31). Des valeurs de corrélations similaires sont obtenues entre les scores des géopotentiels de la racine 1 du mois de février et les séries des indices de circulation retenus. L'indice SCAND reflète en partie la variabilité de la cyclogénèse en Méditerranée Occidentale (section II.3.1.3). Il est en outre caractérisé par l'abondance des phases négatives au début de période 1965-2004 et de phases positives en fin de période (non montré). Ce résultat indique que la cyclogénèse en Méditerranée Occidentale pourrait avoir été affaiblie en lien avec la diminution en fréquence/intensité des régimes de temps associés à un flux de sud - sud-est. Les systèmes précipitants à méso-échelle qui s'observent dans un tel contexte seraient devenus moins fréquents au cours de notre période d'étude, ce qui expliquerait la baisse du nombre de jours de fortes précipitations dans les sous-bassins du nord-est. Une analyse plus approfondie est nécessaire afin de valider cette hypothèse, mais en tout état de cause les variations de l'ONA ne suffisent pas à elles seules pour expliquer la diminution des précipitations observées en janvier et février dans les sous-bassins du nord-est.

	ONA	EA	EA/WR	SCAND
racine 2 Z500 janvier	-0.31	-0.14	-0.56	0.66
racine 1 Z500 février	-0.11	-0.16	0.08	0.78

TAB. III.21: Corrélations entre les scores des racines des géopotentiels 500 hpa et les séries des indices de la CAGE retenus.

III.4. Mécanismes associés aux évolutions hydrologiques

Les sections précédentes ont permis de constater que les conditions hydroclimatiques ont évolué de manière importante au cours de la période 1965-2004. Un des résultats principaux de notre étude est la diminution générale des ressources en eau en région Languedoc-Roussillon: un tiers des sous-bassins ont enregistré une diminution significative de leur débit spécifique annuel. Dans cette partie, nous tenterons d'apporter des éléments d'explication sur l'origine de cette évolution en étudiant en premier lieu l'influence des changements climatiques avant d'aborder ensuite celle relative aux activités humaines.

III.4.1. Influence de l'évolution des conditions climatiques

L'évolution climatique la plus marquée sur la période 1965-2004 est la hausse des températures printanières et estivales. D'un point de vue hydrologique, l'augmentation du flux radiatif parvenant à la surface favorise un réchauffement de celle-ci et/ou une augmentation de l'évapotranspiration (si l'eau est disponible dans le sol), contribuant d'autant à limiter les processus de ruissellement et d'infiltration. En l'absence de changement sur les précipitations, cette évolution mène nécessairement à la diminution des écoulements.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons étudié dans un premier temps l'évolution du bilan hydrique (E=P-Q) et celle du coefficient d'écoulement (Figure III.28). Comme attendu, le déficit hydrique a augmenté de manière significative dans une majorité de sous-bassins, de plus de 95% notamment dans les sous-bassins d'Agde, de Béziers, de Belvianes et d'Argeles (Figure III.28a). Les sous-bassins des fleuves Hérault et Orb semblent particulièrement touchés par cette tendance. Le tableau III.22 révèle cependant que, pour une large majorité de sous-bassins, la variabilité interannuelle des précipitations explique mieux celle du déficit hydrique que la variabilité des températures, à l'exception toutefois de Béziers, Belvianes, Reynes et Argeles. Ceci traduit le fait que les pertes en eau par évaporation sont, toute chose étant égale par ailleurs, plus étroitement associées à la quantité de précipitations qu'à la variabilité des températures.





Sous-bassin	rho (E - T)	rho (E - P)	rho (CE - T)	rho (CE - P)
Laroque	<u>0.39</u>	0.55	<u>-0.43</u>	0.71
Agde	-	-	-	<u>0.43</u>
Vieussan	-	-	-	0.44
Beziers	0.44	-	<u>-0.37</u>	0.40
Puyvalador	-	0.69	-0.43	-
Belvianes	0.53	-	-0.64	<u>0.39</u>
Carcassonne	-	0.49	-	0.75
Moussan	-	0.69	-	0.59
Planezes	-	-	-	0.77
Estagel	-	0.76	-	0.87
Serdinya	-	0.41	-0.44	0.33
Rodes	-	0.49	-0.54	0.63
Perpignan	-	0.55	-	0.80
Reynes	0.23	-	-0.29	0.58
Argeles	0.40	-	<u>-0.42</u>	0.43

TAB. III.22: Corrélations de Spearman (rho) entre les séries de déficit hydrique (E) / coefficient d'écoulement (CE) et les séries des températures annuelles moyennes (T) et des précipitations annuelles (P). Le calcul a été effectué sur la base de l'année hydrologique. Le format des valeurs fait référence au degré de significativité des corrélations: normal pour $0.05 , souligné pour <math>0.01 et gras pour <math>p \le 0.01$.

Le coefficient d'écoulement a, d'un autre côté, diminué de manière significative et importante dans les sous-bassins de l'Hérault et de l'Orb ainsi que dans ceux situés à l'amont des fleuves Aude, Têt et Tech (Figure III.28b). Notons que le coefficient d'écoulement est en général négativement corrélé avec la température et positivement corrélé avec les précipitations (Tableau III.22). Pour Puyvalador, Belvianes et Serdinya, les 3 sous-bassins montagneux qui ont enregistré une diminution significative du débit spécifique sur la période 1965-2004, la variabilité des températures explique mieux celle du coefficient d'écoulement que la variabilité des précipitations. Ce résultat suggère que la diminution de la capacité de ces sous-bassins à produire de l'écoulement semble davantage liée à l'augmentation de l'évapotranspiration qu'à la variabilité des précipitations.

Une influence de la variabilité des températures sur celle des écoulements de surface est également révélée par l'analyse des tendances effectuée sur les séries de débit mensuels (Tableau III.11). La majorité des tendances négatives significatives concernent les saisons printanières et estivales. Mars, juillet et août notamment ont enregistré le plus grand nombre de tendances décroissantes significatives (8, 7 et 7, respectivement). Ces mois ont également été caractérisés par des augmentations de température relativement importantes (Tableau III.5), sans changements des précipitations (Tableau III.6). En considérant la période où le réchauffement en surface a été le plus important (mars à août), on remarque que les séries de débits sont négativement corrélées avec celles des températures, traduisant le fait que les années chaudes sont généralement associées à de faibles débits (Figure III.29a). On peut noter également que les séries de débits spécifiques moyennés de mars à août sont corrélées de manière plus importante avec celles des températures qu'avec celles des précipitations dans les sous-bassins de Béziers, Puyvalador et Belvianes. En hiver et en automne, les tendances négatives sont moins abondantes (Tableau III.11). Seuls font exception les sous-bassins de Laroque et Agde, avec des diminutions significatives de janvier à mars; mais pour ces derniers, les précipitations ont également diminué de manière significative au cours des mêmes mois, ce qui pourrait être directement enregistré dans les mesures de débits.

Nos résultats et conclusions sur la diminution des débits dans les bassins versants montagneux des Pyrénées Françaises sont en accord avec les résultats récents de *Lòpez-Moreno et al. (2007a)*, qui ont étudié l'évolution hydroclimatique de plusieurs bassins versants méditerranéens du côté espagnol des Pyrénées. Ces auteurs ont rapporté une tendance nette à la diminution des débits annuels moyens au cours de la période 1955-1995. Ils ont attribué cette évolution à l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle (dérivée de données de température et de rayonnements), à la diminution des précipitations durant certaines périodes de l'année (tandis que les précipitations annuelles sont restées quasistationnaires), à la diminution du couvert neigeux de moyenne altitude ainsi qu'à la recolonisation par la végétation d'anciennes terres cultivées. Ce dernier facteur a été proposé comme un des mécanismes principaux pour expliquer la diminution des ressources en eau de surface dans les zones montagneuses.

Puyvalador, Belvianes et Serdinya sont situés à plus de 1000 mètres d'altitude et sont essentiellement occupés par la forêt et autres milieux semi-naturels. Durant la seconde moitié du dernier siècle, la reforestation a été un phénomène largement répandu dans notre zone d'étude mais elle semble cependant avoir concerné davantage les sous-bassins situés en aval que ceux situés en amont (cf. section III.4.2). Les sous-bassins de Puyvalador, Belvianes et Serdinya ont une couverture neigeuse importante en hiver: il est donc probable que les évolutions hydrologiques constatées dans ces derniers soient plus étroitement liées aux modifications du manteau neigeux. Le faible nombre d'enregistrement que nous avons pu trouver sur les précipitations neigeuses dans la partie sud-ouest de notre zone d'étude suggère que le nombre de jours de neige a fortement diminué dans les parties élevées des Pyrénées, beaucoup plus qu'à faible altitude (Figure III.30).







FIG. III.30: Evolution du nombre de jours de précipitations neigeuses observées à 2 stations météorologiques situées dans les Pyrénées: (a) Hospitalet à 1425 m (à l'ouest de Serdinya); (b) Fillols à 725 m (dans le sous-bassin de Rodes). Se reporter à la Figure II.6 pour la localisation de ces stations.

L'analyse des débits spécifiques mensuels moyens calculés sur les 4 décennies successives de la période 1965-2004 révèle en outre que les débits moyens correspondant à la période des hautes eaux associée à la fonte des neiges (printemps) ont diminué de manière importante dans les stations de Puyvalador, Belvianes et Serdinya (Annexe G), sans pour autant que les débits hivernaux n'augmentent. Les précipitations neigeuses associées à une couverture neigeuse permanente limitent les processus d'évapotranspiration, mais lorsque la température augmente et que les précipitations neigeuses diminuent au bénéfice des précipitations liquides, l'eau peut s'infiltrer dans les sols et devenir ainsi disponible pour l'évaporation. Celle-ci a alors pu fortement augmenter en hiver, notamment sous l'effet de l'augmentation du rayonnement global.

Il est également remarquable que le réchauffement affecte moins les sous-bassins montagneux que les aux autres (section III.3.2.1). Dans une étude basée sur un réseau de stations météorologiques plus dense portant sur la Têt, *Ludwig et al. (2004)* ont aussi trouvé une augmentation moindre des températures dans la partie amont de la Têt comparé à l'aval sur la période 1980-2000. Les auteurs de cette étude ont attribué ce phénomène à la présence possible d'artefacts dans les enregistrements de température et/ou à l'existence de microclimats locaux. Mais la tendance spatialement cohérente révélée dans notre étude semble contraire à ces arguments et identifie ces anomalies de réchauffement comme une structure régionale bien réelle. Notons également que les différences spatiales du réchauffement sont principalement enregistrées au cours de la saison automne-hiver (Figure III.31a), au moment où les précipitations neigeuses sont abondantes. Au printemps et en été, les anomalies sont beaucoup moins nettes et le réchauffement s'est produit de manière quasihomogène sur l'ensemble de la zone étudiée (Figure III.31b). Il est donc possible que l'augmentation de l'évaporation dans les sous-bassins montagneux pyrénéens durant les





saisons automne-hiver ait pu avoir un effet refroidissant susceptible de contrebalancer le réchauffement général. A titre de comparaison, des études d'observations et de modélisation sur l'effet de l'irrigation de sols secs en Californie suggèrent que l'humidité croissante des sols peut induire une rétroaction négative sur les températures de surface observées à des échelles spatiales importantes (par ex. *Bonfils et Lobell, 2007; Kueppers et al., 2008*). Nos données ne permettent cependant pas une distinction générale de l'évolution des précipitations solides et liquides, il est donc nécessaire d'effectuer des recherches complémentaires afin de déterminer si les anomalies spatiales du réchauffement sont réellement dues à des différences d'évaporation.

Les deux sous-bassins situés à l'aval des cours d'eaux qui ont enregistré une diminution significative du débit spécifique annuel sont Béziers et Agde. Pour ces derniers, l'influence des variations des conditions climatiques sur celles des débits est moins évidente. Dans le cas de Béziers, le tableau III.22 montre que la variabilité interannuelle du déficit hydrique est significativement corrélée avec celle de la température et que la variabilité interannuelle du coefficient d'écoulement est significativement corrélée avec celles de la température et des précipitations. Pour Agde cependant, une influence claire de la variabilité de la température sur celle du coefficient d'écoulement n'a pu être mis en évidence. Agde et Béziers sont tous deux situés à très basse altitude. Ils sont relativement plats et susceptibles d'être largement connectés avec les réservoirs d'eaux souterraines (BRGM, 2002; Petelet-Giraud et Negrel, 2007), ce qui suppose une importante non-linéarité et complexité du cycle hydrologique dans ces derniers. A l'échelle annuelle et mensuelle, l'analyse des tendances des indices d'écoulement extrêmes relatifs aux périodes d'étiages révèlent les diminutions les plus importantes dans les stations hydrologiques correspondantes (Tableaux III.12 et III.13). Ces résultats peuvent refléter une baisse générale du niveau d'eau des réservoirs souterrains/nappes alluviales dans les sous-bassins correspondants. Deux facteurs climatiques peuvent expliquer cette évolution:

- une moindre recharge en eau des réservoirs d'eaux souterraines du à l'augmentation de l'évaporation et à la diminution des précipitations hivernales (Tableau III.6).
- 2) des situations d'étiages devenues plus fréquentes durant les saisons printanières et estivales du fait de l'augmentation des pertes en eau par évaporation. Dans ce cas, les nappes d'accompagnement des fleuves auraient été de plus en plus sollicitées, ce qui

serait aussi responsable d'une baisse générale de leur niveau d'eau.

Au final, la réduction du soutien des débits d'étiages des fleuves Hérault et Orb par les réservoirs d'eaux souterraines a pu conduire à une diminution importante des débits spécifiques annuels moyens enregistrés aux stations d'Agde et de Béziers.

III.4.2. Influence des activités humaines

De nombreux barrages sont présents le long de la plupart des fleuves étudiés (Tableau II.10). Certains d'entre eux ont notamment été construits au cours de la période 1965-2004 et sont donc susceptibles d'avoir influencé les évolutions hydrologiques observées: c'est le cas des barrages du Salagou (1969), des Olivettes (1989), de Caramany (1994) et de Vinça (1976). Le barrage de Vinça, par exemple, est rempli durant les saisons printanières et estivales et vidé au début de l'automne, ce qui pourrait expliquer l'augmentation significative des débits spécifiques à la station de Perpignan en septembre (Tableau III.11). Le barrage de Caramany, d'un autre côté, assure le soutien des débits d'étiage de l'Agly en été. Il n'est donc pas surprenant que les débits mensuels aient augmenté de manière significative de juillet à septembre à la station de Planèzes, située immédiatement en aval du barrage. D'ailleurs, l'analyse des hydrogrammes de cette station révèle une augmentation abrupte des débits mensuels moyens au cours de ces mêmes mois entre les années 1994 et 1995, date de la mise en eau du barrage, suivie par une stabilisation des débits jusqu'à l'année 2004. La présence des barrages de Vinça et de Caramany pourrait également expliquer l'absence de tendances négatives significatives des indices d'écoulements relatifs aux périodes d'étiages dans les stations de Perpignan et de Planèzes, respectivement (Tableaux III.12 et III.13).

Aussi, les prélèvements d'eaux superficielles pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable sont susceptibles d'influencer les ressources en eau. Le bilan hydrologique des sousbassins de Béziers, Rodes, Perpignan et Argeles en particulier est influencé de manière non négligeable par les prélèvements d'eaux superficielles (Tableau III.23). Les fleuves les plus concernés sont la Têt et le Tech pour lesquels l'irrigation intensive des terres agricoles datent depuis près d'un millénaire (*Ruf, 2001*). Les quantités d'eaux superficielles prélevées excèdent, et de loin, celles des autres fleuves. Les quantités d'eaux extraites semblent cependant être restées relativement constantes au cours de la période 1987-2004, à l'exception des sous-bassins d'Agde, de Béziers, de Rodes et de Reynes où elles ont eu tendance à

Sous-bassin	1987 - 1992	1993 - 1998	1999 - 2004	Q-net (1987-2004)
Laroque	2	2	2	750
Agde	6	14	18	342
Vieussan	2	1	1	815
Beziers	30	32	39	197
Puyvalador	0	0	0	405
Belvianes	1	1	0	501
Carcassonne	8	7	6	202
Moussan	5	4	8	226
Planezes	10	6	1	330
Estagel	2	2	5	137
Serdinya	1	0	0	380
Rodes	57	59	113	330
Perpignan	226	167	195	-10
Reynes	17	20	26	499
Argeles	59	42	69	262

TAB. III.23: Prélèvements superficiels moyens (en mm) sur les années 1987-1992, 1993-1998 et 1999-2004 (données issues de l'*Agence de l'Eau, 2006*). La colonne de droite correspond au débit spécifique annuel moyen calculé sur la période 1987-2004.

augmenter. Pour Agde et Béziers, l'augmentation des quantités d'eaux superficielles extraites est toutefois négligeable comparé au débit spécifique annuel moyen enregistré dans les stations hydrologiques correspondantes (Tableau III.23). Elle ne saurait donc expliquer la diminution significative des débits spécifiques annuels moyens enregistrée dans ces dernières (de l'ordre de -338 et -280 mm sur la période 1965-2004 pour Agde et Béziers, respectivement). On peut avoir aussi un effet indirect de l'irrigation: même si les prélèvements n'augmentent pas (ou peu), le retour de l'eau vers les fleuves peut être réduit à cause de l'augmentation de l'évaporation. Il est en revanche remarquable que la station de Perpignan soit la seule à avoir enregistré une augmentation significative du débit spécifique annuel, compte tenu du fait que son sous-bassin fait l'objet des prélèvements d'eaux superficielles les plus importants. Pour ce cas particulier, il est probable que les quantités d'eaux prélevées et/ou réellement consommées aient diminué, notamment depuis la mise en place du barrage de Vinça en 1976 qui permet une meilleure gestion de l'eau pour l'irrigation.

D'autres formes d'extraction d'eau, comme le pompage non contrôlé des eaux souterraines pour l'irrigation ou encore l'arrosage des jardins privés, peuvent avoir contribués à réduire le niveau des nappes d'accompagnement des fleuves Hérault et Orb (*Montginoul et al., 2005*). En outre, les prélèvements importants de matériaux alluvionnaires (extractions de granulats) dans la section avale de l'Orb ont localement conduit à la baisse significative du niveau de la nappe alluviale dans le sous-bassin de Béziers (*DIREN, 2004*). Il n'est par conséquent pas

exclu que les activités humaines aient également contribué à la diminution des ressources en eau dans les sous-bassins d'Agde et de Béziers.

Enfin, la reforestation, phénomène largement répandu en Europe à partir de la fin de la Seconde Guerre Mondiale, pourrait également avoir contribué à la diminution des ressources en eau dans notre zone d'étude (*Rambal, 1987; Andréassian, 2004*). Le tableau III.24 et la figure III.32 révèlent cependant que l'augmentation de la couverture forestière s'est produite de manière quasi-homogène et continue sur l'ensemble de notre zone d'étude. Notons que les plus fortes augmentations relatives du taux de boisement ne se situent pas dans les sous-bassins où l'on a enregistré une diminution significative du débit spécifique annuel moyen. A l'inverse, les sous-bassins pyrénéens ont enregistré les taux de reboisement les plus faibles, tandis que les sous-bassins d'Agde et de Béziers ont vu leur couverture forestière augmenter approximativement au même rythme que celui enregistré en moyenne sur l'ensemble de la zone étudiée. La reforestation, bien qu'ayant pu contribuer à favoriser l'intensification des nappes d'accompagnement des fleuves, ne semble donc expliquer à elle seule la diminution générale de la ressource en eau sur la période 1965-2004.

Sous-bassin	1970 (1974)	1980 (1983)	1991 (1996)
Laroque *	38	42	52
Agde *	21	24	31
Vieussan *	33	44	50
Beziers *	19	27	30
Puyvalador	57	60	67
Belvianes	50	54	61
Carcassonne	26	34	40
Moussan	13	18	22
Planezes	15	23	30
Estagel	6	11	16
Serdinya	31	37	46
Rodes	35	42	52
Perpignan	10	15	20
Reynes	56	59	69
Argeles	23	31	34

TAB. III.24: Evolution du taux de boisement (données issues de *l'IFN*, 2007). Les sous-bassins marqués d'un astérisque indiquent ceux pour lesquels les inventaires forestiers ont été effectués aux dates indiquées entre parenthèses.



FIG. III.32: Evolution du taux de boisement (en %) sur la période 1965-2004.

Synthèse

Quelles sont les principales caractéristiques des hydrosystèmes étudiés ?

En dépit de la taille réduite de notre zone d'étude, les sous-bassins étudiés couvrent une large gamme de conditions hydroclimatiques, reflet de la variabilité des caractéristiques géographiques et morphologiques de la région. De manière générale, du fait de pentes plus aigues, de la nature imperméable du substratum rocheux, de précipitations importantes, de températures relativement peu élevées et de prélèvements en eaux négligeables, les sous-bassins situés en amont des fleuves étudiés forment l'essentiel des ressources en eau du Languedoc-Roussillon. A l'inverse, les sous-bassins situés le plus à l'aval connaissent des précipitations moins élevées, sont caractérisés par la présence d'une plus grande concentration de terres cultivables et font l'objet des prélèvements en eaux les plus importants. Ils contribuent donc de manière moins importante au bilan hydrologique des fleuves étudiés. Enfin, retenons que la présence d'un couvert neigeux important dans les sous-bassins pyrénéens et de nappes alluviales relativement développées dans les parties avales de certains fleuves est à l'origine d'une importante complexité et non-linéarité des processus hydrologiques dans cette région.

Quelles sont les principales évolutions climatiques détectées sur la période 1965-2004 ? Quels sont les mécanismes physiques associés ?

Le signal climatique le plus important est l'augmentation de la température annuelle moyenne d'environ 1.5°C sur l'ensemble de la zone étudiée, résultat remarquable comparé au réchauffement enregistré à l'échelle globale sur la même période. La tendance au réchauffement est principalement liée à l'augmentation importante des températures printanières et estivales (de l'ordre de 2°C en moyenne si on considère la période mars-août). Cette évolution est la conséquence d'une extension vers le nord du domaine des hautes pressions subtropicales qui a favorisé une augmentation du flux d'énergie solaire parvenant en surface.

Les précipitations ont été fortement variables mais sont restées quasi-stationnaires sur l'ensemble de la période considérée. Seuls les sous-bassins situés au nord-est ont enregistré une diminution importante des précipitations hivernales qui semble être liée à l'affaiblissement de la cyclogénèse locale.

Quelles sont les principales évolutions hydrologiques enregistrées sur la période 1965-2004 ? Quels sont les principaux facteurs responsables de cette évolution ?

Cinq des sous-bassins étudiés ont enregistré une tendance significative à la baisse du module annuel tandis qu'un seul a enregistré une tendance à la hausse, conduisant au final à une réduction des ressources en eau dans notre zone d'étude d'environ 20%. Cette évolution semble principalement liée à l'intensification des périodes d'étiages, même si les niveaux de débits relatifs aux périodes de hautes eaux enregistrent également une tendance à la baisse.

L'augmentation des précipitations liquides au détriment des précipitations solides semble avoir contribué à l'augmentation des pertes en eau par évapotranspiration dans les sousbassins pyrénéens, conduisant ainsi à une diminution significative des débits. La situation est plus complexe dans le cas d'Agde et de Béziers, où une diminution du niveau d'eau des nappes d'accompagnement des fleuves Hérault et Orb semble être responsable d'un moindre soutien des débits d'étiage.

Les activités humaines ont également pu contribuer à la diminution générale des ressources en eau, en particulier pour les sous-bassins d'Agde et Béziers où les prélèvements anthropiques et la reforestation peuvent avoir participé à la diminution du niveau des nappes d'accompagnement des fleuves Hérault et Orb.

CHAPITRE IV – APPLICATION D'UN MODELE PLUIE-DEBIT POUR ETUDIER L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU

Préambule

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la ressource en eau a eu tendance à diminuer en région Languedoc-Roussillon au cours de la période 1965-2004, principalement sous l'effet de l'augmentation de l'évaporation et de la diminution des précipitations hivernales dans certains sous-bassins. La reforestation ne semble avoir joué qu'un rôle mineur dans les évolutions hydrologiques constatées tandis que certaines activités humaines (pompages d'eaux souterraines, extraction de granulats) sont susceptibles d'avoir contribué à l'abaissement du niveau des nappes d'accompagnement des fleuves Hérault et Orb. La question se pose alors de savoir si cette tendance risque de se poursuivre au cours du XXI^{ème} siècle, compte tenu de l'augmentation prévue des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

Une approche largement utilisée pour apporter des éléments de réponse consiste à coupler modèles climatiques et modèles hydrologiques. Les premiers fournissent au second les données qui permettent d'évaluer la variabilité des écoulements des fleuves étudiés à celle des conditions climatiques. Les modèles pluie-débit sont des outils particulièrement adaptés pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, à condition d'être robustes et correctement calés pour simuler les débits des fleuves étudiés. Ce chapitre a pour but de tester la performance d'un modèle hydrologique et d'évaluer sa sensibilité aux données d'entrées et aux variations sur ses paramètres avant de l'utiliser pour générer des scénarios d'impact du changement des conditions climatiques futures.

IV.1. Présentation du modèle

IV.1.1. Choix du type de modélisation

Les modèles hydrologiques sont relativement nombreux. Il existe une multitude de classification des modèles dans la littérature qui, au final, opposent essentiellement les modèles à base physique (par ex. le système SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM; *Habets et al. 2008*) aux modèles conceptuels (par ex. GR2M; *Mouelhi et al. (2006*). Ces deux types de modèles peuvent être implémentés soit à l'échelle globale, avec des relations pluies-débits calculées à l'échelle du bassin versant en entier (comme le modèle GR2M), soit en mode distribué (simulant les écoulements à l'échelle d'un maillage régulier), soit en mode semi-distribué (simulant les écoulements à l'échelle d'unités spatiales considérés comme homogène de par leurs caractéristiques morphologiques, de végétation, etc.; par ex. TOPMODEL; *Beven et Kirby, 1979*).

Les modèles à base physique sont les plus ambitieux car ils visent à exprimer selon des lois physiques chacune des phases du cycle de l'eau. En France, le système de modélisation hydro-météorologique à base physique le plus utilisé pour fournir des scénarios d'impacts du changement climatique est le système SAFRAN-ISBA-MODCOU (cf. section I.4.2). Le coût de calcul important et la nécessité de disposer d'un grand nombre de variables constituent cependant deux obstacles majeurs à l'utilisation de ce type de modèle. En outre, dans les modèles à base physique comme dans les autres, la bonne simulation des débits ne prouve pas la validité des hypothèses hydrologiques qui sous-tendent le modèle (*Cosandey et Robinson, 2000*).

Par défaut, il nous reste les modèles hydrologiques conceptuels. Ce type de modèle tend à s'approcher de la réalité des fonctionnements hydrologiques, sans pour autant prétendre le faire d'aussi près que les modèles physiques. Les modèles conceptuels ont l'avantage d'être consommateurs de peu de données hydroclimatiques autres que celles habituellement enregistrées par les services nationaux. Ils sont d'une utilisation aisée et permettent, pour les plus robustes d'entre eux, d'aboutir à des simulations d'hydrogrammes de qualité tout à fait satisfaisante. Leur ambiguïté repose sur le fait que la schématisation du cycle de l'eau correspond globalement à ce qui se passe dans la réalité alors que les valeurs des différents

paramètres d'ajustement des modèles sont généralement « optimisées », ce qui leur fait perdre tout sens physique. L'optimisation consiste à établir des jeux de paramètre qui assure le meilleur ajustement entre les valeurs de débits simulées par le modèle et les valeurs observées, sans référence à la réalité. Ce type de modèle est donc davantage considéré comme des modèles de type empirique que comme des modèles conceptuels proprement dits (*Edijatno et al., 1999*). De plus, il existe généralement plusieurs solutions aux procédures d'optimisation, plusieurs combinaisons de paramètres pouvant constituer des solutions acceptables au problème posé, en accord avec le principe d'équifinalité (*Lumadjeng, 1989, Perrin, 2000*). Enfin, des problèmes liés à l'efficacité réelle des procédures d'optimisation utilisées et à l'influence de la longueur et de la nature des périodes de calages et de validation rendent difficile l'utilisation de tels modèles sur des bassins versants pour lesquels ils n'ont pas été calés et pour des périodes autre que celles de calage et de validation initialement retenues.

Conscients de ces limitations, nous avons cependant choisi de travailler à partir de ce dernier type de modèle, compte tenu de la disponibilité des données recueillies. De nombreuses études ont en outre montré que les simulations hydrologiques sont entachées d'incertitudes qui tiennent davantage aux imperfections des modèles climatiques / scénarios utilisés que du modèle hydrologique retenu (*Arnell et Reynard, 1996; Wilby et al., 1999; Kamga, 2001; Guo et al., 2002; Menzel et Bürger, 2002; Dibike et Coulibaly, 2005*). De ce fait, l'utilisation d'un modèle sophistiqué ne donnera pas nécessairement de meilleurs résultats quant à l'élaboration de scénarios d'impact du changement climatique.

IV.1.2. Le modèle GR2M

La particularité du modèle GR2M, développé par le CEMAGREF, réside dans sa simplicité: ce modèle conceptuel global fonctionne au pas de temps mensuel et ne comporte que 2 paramètres à caler (d'où l'appellation GR2M - GR pour <u>G</u>énie <u>R</u>ural, <u>2</u> pour nombre de paramètres à caler et M pour fonctionnement au pas de temps <u>M</u>ensuel).

D'un point de vue historique, le modèle GR2M a fait l'objet de nombreux développements depuis sa création: les premiers essais de modélisation à pas de temps mensuel avec un modèle pluie-débit simple avaient été effectués par *Rifaat (1980)* sur le bassin d'Orgeval. Par la suite, *Kabouya (1990)* a mis au point un modèle mensuel avec une version à 3 paramètres pour l'évaluation de la ressource en eau en Algérie septentrionale (*Kabouya et Michel, 1991*). *Makhlouf (1994)* a également travaillé sur un modèle mensuel en proposant une version à
deux paramètres, le modèle GR2M (*Makhlouf et Michel, 1994*), qui a été largement utilisé pour l'estimation de la ressource en eau de plusieurs bassins versants situés dans le quart sudest de la France (*Lavabre et al., 1999, 2002*). *Mouelhi (2003)* a alors repris la chaîne de modélisation au pas de temps mensuel, annuel et pluriannuel en essayant d'identifier l'adaptation des structures des modèles au pas de temps de fonctionnement, et en recherchant les cohérences de structures entre ces différents pas de temps. Nous avons choisi d'utiliser cette nouvelle version du modèle GR2M (*Mouelhi et al., 2006*).

Le modèle GR2M est constitué d'un réservoir sol qui régit la fonction de production et est caractérisé par son remplissage maximal, X_1 . Il comporte également un réservoir eau gravitaire qui régit la fonction de transfert. Son schéma conceptuel est présenté en figure IV.1 et décrit ci-dessous:

Du fait de la pluie P, le niveau S dans le réservoir de production devient S_1 définit par:

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{avec} \quad \varphi = \tanh(\frac{P}{X_1})$$
EQ. IV.1

Le paramètre X_I , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en excès P_I est donnée par:

$$P_1 = P + S - S_1$$
EQ. IV.2

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau S_1 devient S_2 :

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi(1-\frac{S_1}{X_1})} \quad \text{avec } \psi = \tanh(\frac{E}{X_1})$$
EQ. IV.3

E est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation P_2 et son niveau *S*, prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par:

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}}$$
 EQ. IV.4



FIG. IV.1: Structure du modèle GR2M. Adapté de Mouelhi et al. (2006).

Une partie de l'eau du réservoir sol percole:

$$P_2 = S_2 - S$$
EQ. IV.5

La pluie totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par:

$$P_3 = P_1 + P_2$$
 EQ. IV.6

Le niveau R dans le réservoir devient alors R_1 :

$$R_1 = R + P_3$$
 EQ. IV.7

Un terme d'échange en eau est alors calculé par:

$$F = (X_2 - 1) \cdot R_1$$
 EQ. IV.8

Le paramètre X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient:

$$R_2 = X_2 \cdot R_1$$
 EQ. IV.9

Le réservoir de routage, de capacité égale à X_3 , se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est alors donné par:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + X_3}$$
 EQ. IV.10

Dans la conception du modèle, F représente la résultante des flux d'eau échangés entre la partie souterraine du bassin versant et sa partie externe, considérée comme complexe et par conséquent difficile à estimer avec une approche globale de modélisation hydrologique. Une valeur de X_2 supérieure à 1 représente un gain d'eau pour le bassin tandis qu'une valeur inférieure à 1 correspond à une perte d'eau. En pratique, X_2 agit en fait comme un paramètre correcteur permettant d'équilibrer les volumes de débits observés et simulés.

IV.1.3. Choix de la résolution spatiale

Pour chacun des 6 fleuves considérés dans cette étude, nous avons choisi de travailler à l'échelle de l'ensemble du bassin versant en considérant la station hydrologique située le plus à l'aval. Ce choix a été motivé par le fait que:

- le modèle GR2M a été développé pour être implémenter à l'échelle d'un bassin versant et non au niveau de sous-bassins.
- des tests préliminaires effectués à partir de la version antérieure du modèle GR2M (*Makhlouf et Michel, 1994*) sur les 15 sous-bassins versants du chapitre précédent ont donné des résultats médiocres: le critère de Nash tombait ainsi en dessous de 50% en période de calage (1965-1990) pour les sous-bassins de Béziers, Puyvalador, Perpignan et Argeles. A noter que pour ces essais, nous avions choisi de travailler à partir des séries de température, d'évapotranspiration potentielle, de précipitations et de débits spécifiques à chaque sous-bassin. Or, les séries de débits spécifiques peuvent être beaucoup plus affectées par les effets anthropiques que les séries de débits bruts. C'est le cas pour la station de Perpignan par exemple qui subit l'influence de la régulation des écoulements par le barrage de Vinça. De plus, aux erreurs de mesures de débits des stations situées en aval viennent s'ajouter celles correspondant à la station située immédiatement en amont dans le calcul de débits spécifiques. Tous ces facteurs peuvent être responsables de la mauvaise performance du modèle dans

certains sous-bassins, ce qui remettait en cause l'applicabilité du modèle à cette échelle. Les simulations hydrologiques effectuées en considérant le bassin versant drainé par la station hydrologique située le plus en aval de chaque fleuve se sont en revanche révélées satisfaisantes, avec un critère de Nash toujours supérieur à 70%.

 La résolution spatiale des scénarios climatiques utilisés était de l'ordre d'un peu plus de 2000 km² environ (cf. chapitre suivant). Une modélisation hydrologique au niveau des sous-bassins souffrirait donc nécessairement de l'absence des paramètres climatiques à cette échelle spatiale

La méthode consiste alors à estimer les débits mensuels sur l'ensemble des 6 bassins versants considérés en fonction de la température, de l'évapotranspiration potentielle, de la pluie et de la capacité en eau du sol. Les simulations seront effectuées sur la période 1965-2004 pour lesquelles nous disposons des informations hydroclimatiques nécessaires.

IV.2. Optimisation des paramètres

Cette section décrit le protocole utilisé pour « optimiser » les paramètres du modèle de façon à ce que le(s) jeu(x) de paramètres retenus permet de rapprocher l'hydrogramme simulé par le modèle de celui réellement observé, la similitude des deux hydrogrammes étant quantifiée par une fonction objective.

IV.2.1. Technique d'optimisation

L'optimisation des paramètres des systèmes non-linéaires que sont les modèles pluie-débit est une étape délicate et la plupart des auteurs s'accordent à dire que la qualité des paramètres d'un modèle dépend notamment de la puissance et de la robustesse – capacité à converger vers une solution optimale - de l'algorithme utilisé (*Duan et al., 1992*).

Des progrès considérables ont été réalisés au cours des dernières décennies afin de développer des méthodes d'optimisation de plus en plus complexes et efficaces qui soient capables de résoudre des problèmes non-linéraires à plusieurs paramètres. Les raisons qui ont poussé à l'amélioration de ces méthodes reposent sur des problèmes inhérents aux modèles conceptuels, à savoir l'interaction des paramètres, la faible sensibilité des modèles aux valeurs prises par ces derniers ou encore la présence d'un optimum local (*Johnston et Pilgrim, 1976; Duan et al., 1992*). Dans ce dernier cas, les méthodes classiques d'optimisation sont limitées dans leur efficacité. Avec l'augmentation de la puissance de calcul se sont développées des méthodes d'optimisation globale qui permettent d'explorer une partie plus importante de la surface du critère d'optimisation (par ex. l'« Algorithme Génétique » appliquée par *Wang, 1991*, où encore le *Shuffled Complex Evolution* - méthode de l'Université d'Arizona développée par *Duan et al., 1992*).

Bien que ces méthodes aient un avantage sur les méthodes d'optimisations locales et se soient révélées plus efficaces que ces dernières dans de nombreux cas (par ex. dans *Tanakamaru, 1995*), elles n'en demeurent pas moins confrontées aux problèmes récurrents inhérents à la structure des modèles hydrologiques conceptuels. En particulier celui de la non-unicité de l'optimum, qui correspond au fait que plusieurs jeux de paramètres peuvent produire des résultats équivalents en terme de qualité de simulation sur la base du critère d'optimisation retenu (*Wang, 1991; Gan et Biftu, 1996*). Dans notre cas, le modèle GR2M ne

comporte qu'un faible nombre de paramètres, limitant de ce fait les problèmes d'optimisation (*Charles Perrin, com. pers.*).

Le modèle GR2M ayant fait l'objet au cours de cette thèse d'une programmation sous le logiciel Matlab, nous disposions de routines d'optimisations automatiques fournies avec ce dernier. La valeur de certains paramètres devant se situer dans une gamme de valeurs limites (par ex. capacité du réservoir de routage supérieur ou égal à 0, etc.), nous étions confrontés à un problème d'« optimisation locale sous contraintes ». L'algorithme fourni par Matlab pour résoudre ce type de problème s'appuie sur une méthode de recherche « quasi-newtonienne », qui explore l'espace de recherche en utilisant un point unique et exploite toutes les informations locales pour progresser vers un meilleur point. Une description détaillée de l'algorithme utilisé étant trop lourde à présenter ici, nous renvoyons le lecteur intéressé à l'ouvrage de référence *MarthWorks Inc. (2007)*.

IV.2.2. Fonction objective

La fonction objective nommée également critère d'optimisation ou encore critère numérique de calage constitue « l'objet » numérique de référence lors de la procédure de calage automatique d'un modèle. Cette fonction doit tendre vers une valeur donnée (minimum, maximum ou constante locale donnée) lorsque les valeurs de débits simulées tendent vers les valeurs de débits observées. La fonction critère que nous avons retenue est celle proposée par *Nash et Sutcliffe (1970)* calculée sur les racines carrées des débits:

$$Na(\sqrt{Q}) = 100 * (1 - \frac{\sum_{i} (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{sim,i}})^2}{\sum_{i} (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\overline{Q}})^2})$$
EQ. IV.11

avec $Q_{obs,i}$ et $Q_{sim,i}$ le débit mensuel moyen observé et simulé pour le mois *i* et \overline{Q} le débit moyen observé sur l'ensemble de la période de calibration. $Na(\sqrt{Q})$ est communément appelé « critère de Nash » et varie entre -∞ et 100% pour une simulation parfaite. Ce critère adimensionnel permet de juger de la qualité d'ajustement d'un modèle et facilite la comparaison entre les bassins dont les écoulements sont d'ordre de grandeur différent. Nash et Sutcliffe (1970) indiquent qu'il n'y a eu aucun essai objectif pour estimer le degré de significativité de leur critère puisqu'on ne connaît pas les degrés de liberté du modèle. Cependant, on admet couramment qu'un critère de Nash d'une valeur de moins de 60% ne donne pas une concordance satisfaisante entre les hydrogrammes observés et simulés par le modèle (*Folton et Lavabre, 2001; Ardoin-Bardin, 2004*). Nous avons préféré calculer le critère de Nash à partir des séries des racines carrées des débits, dans la mesure où le critère de Nash calculé à partir des séries de débits bruts tend à être influencé par les erreurs se produisant aux cours des mois marqués par des événements de crues. L'utilisation des séries des racines carrées des débits permet d'obtenir un critère de Nash « universel » (*Perrin, 2001; Folton et Lavabre, 2003; Oudin et al., 2005a*), garantissant en théorie une meilleure simulation des débits d'étiage.

IV.2.3. Critères d'efficacité

Cinq critères ont été retenus pour estimer l'efficacité du modèle GR2M à reproduire les écoulements observés, à la fois pour les périodes de calage et de validation. Le premier est le critère de Nash standard calculé à partir des séries de débits bruts:

$$Na(Q) = 100 * (1 - \frac{\sum_{i} (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i} (Q_{obs,i} - \overline{Q})^2})$$
EQ. IV.12

Le second est le critère de Nash calculé à partir des séries des racines carrées des débits bruts (Eq. IV.11). Ces deux critères mesurent la part de variance des écoulements expliquée par le modèle, c'est à dire sa capacité à reproduire les débits observés comparé à un modèle de référence simulant un débit constant égal au débit moyen observé. La comparaison du critère de Nash calculé à partir des débits bruts et du critère de Nash calculé à partir des racines carrés des débits bruts permet d'évaluer si les différences en terme de volume d'eau entre l'hydrogramme simulé et celui observé concernent plutôt les périodes de hautes eaux que les périodes de basses eaux.

Utiliser seulement le critère de Nash pour juger de la performance d'un modèle hydrologique n'est pas toujours suffisant. Aux deux critères de Nash nous avons donc ajouté trois critères d'appréciation du bilan volumique, élément essentiel lorsque l'on s'intéresse à la ressource en eau plus qu'aux valeurs extrêmes.

Le 1^{er} critère, nommé *Bilan_TOT*, est calculé selon la formule suivante:

$$Bilan_TOT = 100 * \left(\frac{\sum_{i} Q_{sim,i}}{\sum_{i} Q_{obs,i}}\right)$$
EQ. IV.13

Bilan_TOT mesure la capacité du modèle à reproduire correctement les volumes de débits sur les périodes de calage/validation. La valeur de ce critère est égale à 100% lorsque le bilan en eau est parfaitement reproduit par le modèle. Elle est supérieure ou inférieure à 100% lorsque le bilan volumique est surestimé ou sous-estimé par le modèle, respectivement. *Bilan_TOT* est différent du critère de Nash dans le sens où il compense des erreurs faites sur les volumes écoulés à chaque étape de la simulation.

Deux autres coefficients d'appréciation du bilan volumique ont été retenus afin d'apprécier la proximité des hydrogrammes observés et simulés:

$$Bilan_BE = 100 * \left(\frac{\sum_{i}^{i} Q_{sim,i}}{\sum_{i}^{i} Q_{obs,i}}\right) \quad si \quad Q_{obs,i} < \overline{Q}$$
EQ. IV.14

$$Bilan_{HE} = 100 * \left(\frac{\sum_{i}^{i} Q_{sim,i}}{\sum_{i}^{i} Q_{obs,i}}\right) si \quad Q_{obs,i} > \overline{Q}$$
 EQ. IV.15

Bilan_BE et *Bilan_HE* quantifient l'erreur relative faite sur les volumes de débits en période de basses eaux et de hautes eaux, respectivement.

IV.3. Adaptation du modèle GR2M aux bassins versants de la région Languedoc-Roussillon

IV.3.1. Constitution des donnés d'entrée

Le modèle GR2M nécessite plusieurs données d'entrée: pluie, évapotranspiration potentielle (ETP), débit et capacité du réservoir sol. Les précipitations mensuelles totales pour chacun des 6 bassins versants étudiés ont été estimées à partir des grilles d'interpolation réalisées sur l'ensemble de la période 1965-2004 (section II.2). Les valeurs d'évapotranspiration potentielles n'étaient en revanche pas disponibles directement, compte tenu du très faible nombre de stations météorologiques mesurant ce paramètre dans notre zone d'étude. Nous les avons donc estimé à partir des températures moyennes mensuelles spatialisées pour chaque bassin. Pour ce faire, nous avons utilisé les relations mises au point de façon empirique par *Folton et Lavabre (2004)* à partir des valeurs mensuelles de température et d'évapotranspiration potentielle relevées dans 68 stations météorologiques couvrant la moitié sud de la France. Ces relations mensuelles se présentent sous la forme d'une formule unique:

$$ETP(mm/month) = a.(\frac{T+20}{10})^{b} + (\frac{Z}{100})^{c}$$
 EQ. IV.16

avec *T* la température moyenne mensuelle, *Z* l'élévation moyenne du bassin versant et *a*, *b* et *c* les valeurs des coefficients mensuels (Tableau IV.1). Il est évident que l'estimation des valeurs d'évapotranspiration potentielle uniquement à partir des températures mensuelles et de l'altitude est approximative, particulièrement en hiver lorsque d'autres facteurs (vent, humidité) contrôlent une partie importante des variations d'évapotranspiration. Carcassonne (ID: 11069001) et Perpignan (ID: 66136001) sont les seules stations météorologiques de notre zone d'étude pour lesquelles les données d'ETP, calculées selon la formule de Penman-Monteith, sont quasiment complètes sur la période 1965-2004. Les corrélations trouvées entre les séries mensuelles d'ETP mesurées à ces stations et modélisées à partir de l'équation l'équation IV.14 révèlent une meilleure corrélation entre la température et l'ETP en période chaude qu'en période hivernale (Tableau IV.2). On note cependant que les valeurs d'ETP modélisées sont proches de celles réellement observées (Figure IV.2).

Mois	а	b	с
Jan.	0.21	4.70	1.00
Fev.	0.29	4.70	1.00
Mar.	2.54	3.10	1.30
Avr.	2.65	3.10	1.30
Mai.	2.62	3.10	1.30
Jui.	2.19	3.10	1.30
Jui.	1.96	3.10	1.30
Aoû.	1.73	3.10	1.30
Sep.	0.16	4.70	1.30
Oct.	0.15	4.70	1.00
Nov.	0.15	4.70	1.00
Déc.	0.18	4.70	1.00

TAB. IV.1: Coefficients mensuels de l'équation Eq. IV.16 (issus de Folton et Lavabre, 2004).

Mois	Carcassonne	Perpignan
Jan.	0.38	0.08
Fev.	0.32	0.23
Mar.	0.36	0.34
Avr.	0.52	0.34
Mai.	0.62	0.29
Jui.	0.80	0.70
Jui.	0.75	0.57
Aoû.	0.83	0.56
Sep.	0.72	0.50
Oct.	0.48	-0.11
Nov.	0.03	-0.11
Déc.	-0.01	-0.09

TAB. IV.2: Coefficients de corrélation mensuels entre les valeurs d'ETP observées et modélisées aux stations de Carcasonne et Perpignan.



FIG. IV.2: Comparaison des ETP mensuelles observées et estimées aux stations de Perpignan et Carcassonne.

Les données de débits fournies au modèle sont celles observées aux stations hydrologiques d'Agde (Hérault), Béziers (Orb), Moussan (Aude), Estagel (Agly), Perpignan (Têt) et Argeles (Tech).

La capacité en eau des sols (X_i) constitue une véritable variable d'entrée du modèle hydrologique retenu, au même titre que la pluie ou l'ETP. Trois valeurs par bassin ont été estimées - minimale, moyenne et maximale (cf. section II.6.2.2) - et seront successivement testées afin de déterminer celle qui conduit aux meilleurs résultats en terme de qualité de simulation (cf. section IV.4.2.1).

Enfin, *Mouelhi et al.* (2006) fixent la capacité maximale du réservoir de routage (X_3) à 60 mm, ce qui correspond à la valeur médiane issue d'un calage effectué sur un échantillon de 410 bassins versants se situant en France, aux Etats-Unis, en Côte d'Ivoire, au Brésil et en Australie. Dans notre cas, nous avons choisi de considérer ce paramètre comme « libre » et par conséquent de le caler d'un bassin versant à l'autre.

IV.3.2. Mise au point d'un module neige

Dans sa version originale, le modèle GR2M ne considère pas l'existence d'une couverture neigeuse durant certains mois, ce qui peut avoir des conséquences importantes sur la qualité des simulations hydrologiques réalisées pour des bassins situés à haute altitude. Etant donné que les parties amont de l'Aude, de la Têt et du Tech sont régulièrement recouvertes d'un manteau neigeux durant les saisons automnales et hivernales, nous avons tenté de mettre au point un « module neige » qui soit susceptible d'améliorer la simulation des débits observés, surtout pour les stations de Moussan (Aude), Perpignan (Têt) et Argeles (Tech).

Nous avons dans un 1^{er} temps testé le module neige mis au point par l'équipe du CEMAGREF d'Aix-en-Provence dans le cadre de l'évaluation des ressources en eau de plusieurs bassins versants situés dans le quart sud-est de la France (*Folton et Lavabre, 2001*). L'algorithme de ce module prévoit de stocker une partie des précipitations sous forme neigeuse lorsque la température est inférieure à une valeur critique Tec, paramètre calé pour chaque bassin. Inversement, il restitue une partie du stock de neige de manière progressive lorsqu'à nouveau la température repasse au dessus de cette température critique. Les essais effectués sur nos bassins ont cependant révélé que le module neige ne s'activait quasiment jamais au cours de notre période d'étude et que la qualité des simulations n'en était que peu affectée (le plus mauvais résultat concernant la station de Perpignan, avec un critère de Nash sur les racines carrés des débits de 66% en période de validation). Ceci nous a conduit à mettre au point le module neige de la façon suivante:

Pour chaque mois, la superficie (en %) de chaque bassin situé en dessous d'une valeur de température critique Tec (par ex. 0°C) a été calculée et ce, à partir du gradient altimétrique thermique mensuel (Equation II.2) et du MNT. Ce pourcentage constitue la part de précipitations stockées sous forme de neige. Lorsque cette valeur diminue d'un mois à l'autre commence alors le déstockage progressif de la neige dont la vitesse est fonction de la température et d'un coefficient à optimiser, X_{SNM} (pour X, paramètre à optimiser et $_{SNM}$ pour

SNow Melting). L'algorithme est donc simple dans sa conception mais nécessite toutefois le calcul du % de surface de chaque bassin situé en dessous de la température critique Tec pour chaque mois. Une autre difficulté consiste à définir la valeur de la température critique Tec. Ce point est abordé dans la section IV.4.2.1.

IV.4. Phase de calage

IV.4.1. Influence du point de départ

IV.4.1.1. Choix des limites et des points de départ

Les méthodes d'optimisation locales requièrent le choix d'un jeu de paramètres initial comme point de départ du calage. Plusieurs études ont montré que plus le jeu de paramètres initial est éloigné du jeu de paramètres optimum, plus ce dernier est difficile à atteindre par une méthode d'optimisation locale (*Gupta et Sorooshian, 1985; Hendrickson et al., 1988*). *Perrin (2000)* indique cependant que l'utilisation de deux points de départ au lieu d'un seul ne permet qu'une faible amélioration des performances moyennes en calage et que dans la plupart des cas la valeur de la fonction objective reste inchangée. Cette constance de la valeur de la fonction objective sous-entend l'existence de plusieurs jeux de paramètres aboutissant à des solutions équivalentes en terme de performance.

L'influence du point de départ dans l'optimisation a été testée sur les six bassins étudiés. Pour cela, nous avons divisé pour chaque bassin la période d'observation des débits en 2 souspériodes de longueurs égales et procédé au calage du modèle uniquement sur la 1^{ère} période. La capacité du réservoir sol a été fixée à sa valeur moyenne et la température critique à 0°C pour ces tests. Le calage n'a donc concerné que les paramètres X_2 , X_3 et X_{SNM} avec les contraintes suivantes: $0 \le X_2 < 2$, $0 < X_3 < 200$ et $0 < X_{SNM} < 100$. Certaines contraintes sont imposées par la structure du modèle tandis que d'autres ont été fixées arbitrairement afin de limiter la gamme de variations possible des paramètres tout en restant assez souple. Ainsi, X_2 est obligatoirement supérieur ou égal à 0 (sinon on aurait un écoulement négatif, ce qui n'a pas de sens) mais sa borne supérieure a été fixée à 2 (ce qui signifie que l'écoulement serait au maximum issu pour moitié d'apports externes au bassin), X_3 doit être strictement positif tandis que sa limite supérieure a été fixée à 200 mm (pour rappel, la valeur médiane obtenue par *Mouelhi et al. (2006)* sur un échantillon de 410 bassins était de 60 mm). Enfin, X_{SNM} doit être strictement supérieur à 0 et sa valeur supérieure a été arbitrairement fixée à 100.

Alors qu'une méthode multidépart sélectionne au hasard les points de départ, nous avons choisi de tester les points couvrant la gamme de variations des paramètres avec un pas de 0.1 pour le paramètre X_2 (commençant à 0) et un pas de 10 pour les paramètres X_3 et X_{SNM} (commençant à 10). Au final, compte tenu des contraintes, 4200 jeux de paramètres ont été retenus comme points de départ représentant au total 25200 calages (4200 * 6 bassins). On analyse alors la valeur des paramètres calés par la méthode d'optimisation retenue (cf. section IV.2.2).

IV.4.1.2. Analyse des paramètres calés

La figure IV.3 présente le nuage des 4200 paramètres calés dans l'espace des paramètres pour l'ensemble des bassins versants étudiés. On remarque que la procédure d'optimisation a une grande capacité à converger vers le même optimum et ce, quel que soit le point de départ. Ainsi, pour la Têt, l'optimum trouvé dans 98.6% des cas correspond au jeu de paramètres $[X_2=1.06; X_3=34; X_{SNM}=17]$ et dans 0.4% des cas la valeur de X_3 fluctue autour de 34 tandis que les valeurs des autres paramètres restent inchangées par rapport au jeu précédent, soit au total près de 99% des 4200 jeux de paramètres initiaux aboutissant aux points situés en bas à droite de la figure IV.3e. Dans un cas unique, le jeu de paramètres optimisés est $[X_2=1.06;$ $X_3=39$; $X_{SNM}=80$] (point situé en haut à droite de la figure IV.3e) et pour 6 cas on atteint le jeu de paramètres [X_2 =1.01; X_3 =138; X_{SNM} =1] (points situés au milieu de la figure IV.3e). Pour ces 2 derniers optimums locaux les valeurs de départ d'au moins un des paramètres étaient situées près des valeurs limites de la gamme de variations. Enfin, 0.8% des jeux de paramètres initiaux ont conduit à un échec de la procédure d'optimisation, avec des valeurs de paramètres optimisés situées à la limite de la gamme de variations (ici, le paramètre X_2 est égal à 0 pour tous les points dispersés à gauche de la figure IV.3e) associées à des valeurs de critère anormalement élevées (supérieures à 100).

Des remarques similaires peuvent être faites pour les autres bassins. En particulier, les nuages de points situés à gauche des figures IV.3c, d et f correspondent aux échecs de la procédure d'optimisation. Notons également la forte dispersion des valeurs optimisées du paramètre X_{SNM} pour l'Hérault, l'Orb, l'Aude et l'Agly. Pour ces derniers, les valeurs optimisées de X_{SNM} sont en fait assez proches de celles du point de départ, ce qui peut s'expliquer par l'influence limitée du module neige dans ces bassins et par la faible sensibilité du modèle aux valeurs prises par ce paramètre (cf. section IV.5.1).

Le tableau IV.3 présente, pour chaque bassin, le taux de fréquence de « l'optimum global » qui correspond au nombre de cas (en %) où la méthode d'optimisation atteint le jeu de paramètres vers lequel elle tend le plus fréquemment, ainsi que le taux d'échec de la procédure d'optimisation. La variabilité des valeurs optimisées du paramètre X_{SNM} a été



FIG. IV.3: Paramètres X2, X3 et X_{SNM} optimisés sur la 1^{ère} moitié de la période d'observation des débits de chaque bassin à partir des 4200 jeux de paramètres initiaux.

négligée dans ces calculs pour les bassins de l'Hérault, l'Orb et l'Agly, pour lesquels le module neige n'est que très rarement activé. Ces résultats tendent à montrer une certaine influence du point de départ sur l'optimisation des paramètres du modèle GR2M, principalement pour les bassins de l'Aude, de l'Agly et du Tech où l'on constate un nombre important de jeux de paramètres optimaux. Ceci peut-être synonyme d'interdépendance et

Bassin	Tx optim. glob. (%)	Tx échec (%)
Hérault	99.1	0.1
Orb	96.8	0.0
Aude	56.1	0.8
Agly	61.7	1.3
Têt	98.6	0.8
Tech	57.0	0.2

TAB. IV.3: Fréquence de l'optimum global et de l'échec de la procédure d'optimisation du modèle GR2M.

donc de compensation entre les paramètres (*Perrin, 2000*). Notons que les écarts entre les jeux de paramètres optimaux restent néanmoins très limités (Figure IV.3). Le taux d'échec est plutôt faible pour tous les bassins, compris en 0 et 1.3%, ce qui souligne la forte capacité de la méthode d'optimisation à converger vers un optimum local acceptable.

IV.4.1.3. Analyse des performances

Considérons maintenant les valeurs de la fonction objective (critère de Nash calculé sur les racines carrées des débits) obtenues à la suite de la procédure d'optimisation. La figure IV.4 présente, pour chaque bassin, l'évolution des fréquences cumulées des valeurs du critère de calage obtenues pour l'ensemble des points de départ ayant abouti à un succès de la méthode d'optimisation. On peut constater qu'une très large majorité de jeux différents de paramètres initiaux conduisent à des optima similaires en terme de performance de la fonction objective, renforçant l'idée qu'il existe plusieurs combinaisons de paramètres pouvant constituer des solutions acceptables. Notons cependant qu'un certain nombre de jeux de paramètres optimisés induit des valeurs faibles du critère d'optimisation pour le bassin de l'Aude et du Tech. Pour ces cas particuliers, les points de départ étaient situées proches des valeurs limites de la gamme de variations des paramètres X_2 et X_3 .

En conclusion, le choix du point de départ modifie de façon négligeable les résultats en terme de performance de la fonction objective, à condition de ne pas être situé trop proche des valeurs limites de la gamme de variations des paramètres. Il faut également souligner qu'il existe plusieurs combinaisons possibles de paramètres aboutissant à des performances similaires.

Afin de ne pas être confrontés à des jeux de paramètres « hors limite » ou aboutissant à des performances médiocres, nous avons retenu comme point de départ le jeu suivant: [X_2 =1; X_3 =60; X_{SNM} =50].



FIG. IV.4: Distributions des valeurs du critère d'optimisation obtenues sur les calages réussis.

IV.4.2. Options optimales de modélisation

Dans cette section, le but est d'optimiser la procédure de calage pour trouver le ou les jeux de paramètres optimaux pour chaque bassin versant. Nous avons pour cela testé deux options de calage, à savoir le choix des données d'entrées et des périodes de calage/validation du modèle.

IV.4.2.1. Meilleure combinaison de données d'entrées

La section IV.3 a permis de constater que les valeurs de deux paramètres pouvaient être testées afin de définir le meilleur jeu de variables à utiliser pour la suite de cette étude:

- . la capacité du réservoir sol, pour laquelle nous disposons des valeurs minimales, moyennes et maximales.
- la valeur de température critique qui fixe le pourcentage de précipitations stockées sous forme de neige.

Les valeurs que pouvaient prendre ces 2 variables ont été croisées afin de réaliser des tests sur l'ensemble des bassins versants, en utilisant successivement des valeurs de températures critiques de -2°C, -1°C, 0°C, 1°C et 2°C. Au final, 90 simulations-tests ont été réalisées: 6 bassins * 3 valeurs de capacité du réservoir sol * 5 valeurs de température critiques. Dans toutes les simulations effectuées, le calage du modèle n'a concerné que l'optimisation des paramètres X_2 , X_3 et X_{SNM} sur la 1^{ère} moitié de la période d'observation des débits de chaque station. La comparaison de l'efficacité du modèle entre les différents jeux de variables s'appuie sur les valeurs prises par le critère d'optimisation (Tableau IV.4). On peut remarquer que, dans l'ensemble, le critère de Nash reste à peu près constant entre les différentes combinaisons de données d'entrées, ce qui suggère que l'optimisation des paramètres du modèle est capable de compenser des erreurs faites sur ces dernières. Notons toutefois que la Têt est particulièrement sensible à la valeur de la température critique, ce qui n'est pas surprenant compte tenu du fait qu'une partie importante de ce bassin est recouvert d'un manteau neigeux en automne et hiver.

Dessin	Sol (mm) –	Tec				
Dassin		-2°C	-1°C	0°C	1°C	2°C
	251	88.5	88.5	88.5	88.4	88.4
Hérault	306	88.5	88.5	88.5	88.4	88.3
	357	88.5	88.5	88.5	88.4	88.4
	264	83.1	83.1	83.3	83.5	84.0
Orb	320	83.0	83.0	83.1	83.4	83.9
	372	82.9	82.9	83.0	83.3	83.8
	262	85.8	86.0	86.2	86.4	86.5
Aude	317	85.9	86.1	86.4	86.5	86.7
	368	86.1	86.3	86.5	86.6	86.8
	194	86.3	86.4	86.6	86.8	87.0
Agly	242	86.7	86.8	87.0	87.2	87.4
	288	86.9	86.9	87.1	87.3	87.4
Têt	227	72.7	76.0	78.5	79.9	79.3
	275	73.0	76.3	78.7	80.0	79.3
	320	73.4	76.6	79.0	80.1	79.2
Tech	242	78.9	79.7	80.6	81.1	80.3
	291	79.0	79.8	80.6	81.0	80.2
	338	79.0	79.7	80.5	80.8	79.9

TAB. IV.4: Valeurs du critère d'optimisation obtenues à partir de différentes combinaisons de données d'entrée.

Pour chaque bassin et pour chaque terme de la combinaison « Tec \times Sol » nous avons établi un classement des performances du critère de Nash auquel nous avons établi un rang (rang 1 pour le meilleur, rang 15 pour le plus mauvais). Les rangs obtenus pour chaque terme de la combinaison et pour l'ensemble des calages effectués ont ensuite été sommés afin d'obtenir un « score » du terme correspondant. Ainsi, plus le score est faible, plus le terme correspondant a engendré des valeurs de critères élevées. Le total des scores pour chaque terme était de 215, 186, 123, 93 et 103 pour Tec = -2° C, -1° C, 0° C, 1° C et 2° C, respectivement et de 251, 244 et 225 pour les valeurs de sol minimales, moyennes et maximales. La combinaison [Tec = 1° C; Sol = valeur maximale] semble donc être la plus performante puisqu'elle conduit aux valeurs les plus élevées du critère d'optimisation. Cette combinaison est retenue et utilisée dans les prochains tests de modélisation.

IV.4.2.2. Choix des périodes de calage/validation

Il est généralement admis que les séries hydroclimatiques qui servent au calage d'un modèle hydrologique peuvent avoir une influence sur la détermination des paramètres (*Gupta et Sorooshian, 1985; Perrin, 2000*). Ainsi, si les périodes les plus longues incluent généralement une variabilité d'événements hydrologiques suffisamment représentative de la gamme de variations des conditions climatiques, les périodes les plus courtes, en revanche, peuvent être caractérisées par des conditions climatiques plus extrêmes, avec une réponse hydrologique particulière des bassins.

Les longueurs des séries de débits utilisés dans cette étude sont assez variables avec des mesures couvrant 28 années pour la station d'Argeles (Tech) jusqu'à 40 années pour les stations de Béziers (Orb) et de Moussan (Aude). Etant donnée que cette période d'observation est plutôt longue, il est difficile de faire abstraction du changement des conditions climatiques qui peut avoir un impact non négligeable lors de la procédure de calage.

La performance du modèle GR2M a donc été évaluée selon le principe du *differential split*sample test (Kleměs, 1986). Ce test consiste à séparer la période disponible en 2 sous-périodes indépendantes et présentant un caractère non-stationnaire (caractéristiques climatiques différentes d'une période à l'autre), de caler le modèle sur la $1^{\text{ère}}$ période et de le valider sur la $2^{\text{ème}}$, puis inversement. Nous avons procédé au découpage des séries en deux sous-périodes de part et d'autre de 1985, date à laquelle le test de Pettit révèle une rupture de la série de température annuelle moyennée sur l'ensemble de notre zone d'étude au cours de la période 1965-2004. Puis les schémas de calage/validation suivants ont été testés pour chacun des 6 bassins:

 (1) calage sur la « période froide » (jusqu'à 1985) et validation sur la période « chaude » (après 1985).

- (2) calage sur la « période chaude » (après 1985) et validation sur la « période froide » (avant 1985).
- (3) calage sur les 2/3 de l'échantillon de données disponibles et validation sur le derniers tiers de la « période froide ».
- (4) calage sur les 2/3 de l'échantillon de données disponibles et validation sur le derniers tiers de la « période chaude ».

Les 2 derniers découpages de calage/validation se conforment au split-test de *Kleměs (1986)*, aux recommandations de *Gupta et Sorooshian (1985, 1995)* et aux résultats de *Perrin (2000)*: on procède aux découpages des séries de débits en plusieurs sous-périodes indépendantes caractérisées par des conditions climatiques identiques et on évalue le modèle sur chacune d'elles. Les 4 schémas de calage/validation ont été testés pour les 6 bassins versants avec la combinaison de données d'entrées identifiée précédemment, ce qui représente au total 24 calages/validations.

Une des difficultés inhérentes à la simulation des débits à partir d'un modèle à réservoirs est de définir le niveau de remplissage initial de ces derniers. Etant donné que les erreurs faites sur les états initiaux tendent à s'atténuer avec le temps, nous avons choisi de fixer au 1^{er} mois de chaque sous-période le niveau des réservoirs sol et de routage à la moitié de leurs contenances maximales et le niveau du réservoir neige à 0. Puis nous avons utilisé 1 année complète de mise en route du modèle, ce qui a permis d'atténuer ou d'effacer totalement les effets de cette première initialisation grossière.

La figure IV.5 présente les performances moyennes de la fonction objective pour les 4 découpages, en calage et en validation. Nous pouvons ainsi comparer les résultats obtenus en calage sur la période froide (découpage 1 *vs* 3) et sur la période chaude (découpage 2 *vs* 4). Globalement, les performances moyennes obtenues en calage sont plutôt satisfaisantes et proches entre les découpages, avec un critère de Nash moyen variant entre 83.5% et 85%. Les découpages 1 et 4 apparaissent légèrement supérieures aux découpages 2 et 3, mais les différences sont négligeables. Les écarts de performances sont également minimes au niveau de la validation, avec un critère de Nash moyen compris entre 77.1% et 81.8%. Le découpage 4 apparaît alors comme le plus mauvais, l'écart entre le critère de Nash moyen en calage et en validation étant le plus élevé comparé aux autres (de l'ordre de 7.9%). A l'inverse, le



FIG. IV.5: Valeurs moyennes du critère de Nash obtenues en calage et en validation sur l'ensemble des 6 bassins avec les 4 schémas de calage-validation testés.

découpage 3 apparaît comme le meilleur et le plus stable, le Nash moyen étant le plus élevé au niveau de la validation (81.8%), différant de seulement 2.5% de celui obtenu en calage. A noter cependant que ce découpage correspond à des conditions climatiques plutôt stables.

En plus des variations moyennes du critère de Nash, nous pouvons nous intéresser aux variations de ce critère par rapport aux bassins versants. Le tableau IV.5 reporte le nombre de bassins où l'on observe une augmentation de la fonction critère (\uparrow), celui où l'on observe une diminution (\downarrow) et celui où elle est identique (-) (c'est-à-dire pour lequel 2 valeurs de la fonction objective diffèrent de moins de 0.1%) entre les découpages 1 *vs* 3 et 2 *vs* 4. En terme de calage, le découpage 4 améliore le critère de Nash pour une majorité de bassins tandis que le découpage 3 n'améliore celui-ci que pour 2 bassins. En validation, c'est la situation inverse qui se produit avec une augmentation du critère de Nash pour 5 bassins avec le découpage 3 et une diminution de celui-ci pour 4 bassins avec le découpage 4. Ces résultats montrent que le découpage des périodes de calage-validation dans les proportions 2/3-1/3 sur chacune des sous-périodes (avant 1985 et après 1985) n'améliore pas significativement les performances de la fonction objective. Les fortes valeurs prises par celle-ci en calage et validation avec les découpages 1 et 2 révèlent au contraire une certaine robustesse du modèle GR2M en contexte d'instationnarité climatique. Nous avons donc retenu le découpage 1 pour la suite de nos travaux.

	Calage			V	Validation		
	↑	\downarrow	-	1	\downarrow	-	
1 -> 3	2	3	1	5	1	0	
2 -> 4	5	1	0	2	4	0	

TAB. IV.5: Nombre de bassins pour lesquels la fonction objective augmente, diminue ou reste identique entre les découpages de la période froide (1 vs 3) et chaude (2 vs 4).

IV.4.3. Calage/validation du modèle

Les résultats des sections précédentes nous ont conduit à caler le modèle GR2M avec les options de modélisation suivantes:

- point de départ $[X_2=1; X_3=60; X_{SNM}=50]$,
- . valeur maximale du réservoir Sol,
- . Tec=1°C,
- . calage sur la période 1965-1985 et validation sur la période 1986-2004.

De manière générale, le calage du modèle GR2M s'avère satisfaisant sur l'ensemble des bassins étudiés, avec un critère de Nash sur les racines carrées des débits compris entre 80.2% et 88.2% (Tableau IV.6). En validation, la valeur du critère se dégrade légèrement, avec des valeurs comprises entre 74.1% et 86.5%, ce qui s'avère tout à fait acceptable. Les meilleurs résultats sont obtenus pour l'Aude à Moussan, avec un critère de Nash de 86.8% en calage et de 86.5% en validation. A l'inverse, les plus mauvais résultats sont obtenus pour la Têt à Perpignan, avec un critère de Nash de 81.2% en calage et de 74.1% en validation. Les mêmes remarques peuvent être faites si on considère les valeurs du critère de Nash calculé à partir des séries de débits bruts.

En ce qui concerne les valeurs des paramètres, X_2 varie de 0.775 à 1.382 avec une moyenne de 1.091, X_3 de 15.9 à 108.2 avec une moyenne de 54.2 et X_{SNM} de 15.0 à 50.6 avec une moyenne de 32.0 (Tableau IV.6). Les valeurs prises par certains paramètres appellent à quelques remarques: la forte valeur de X_2 pour l'Orb (1.240) peut sans doute être mise en relation avec l'apport d'eau artificiel dans la partie amont du bassin, qui contribue de manière importante à l'écoulement observé à la station de Béziers (cf. section III.1.2). A l'inverse, la faible valeur de 0.775 pour l'Agly peut être expliquée par les pertes karstiques importantes situées en amont de la station d'Estagel (cf. section III.1.2). A noter également la valeur particulièrement élevée de X_2 dans le bassin du Tech, qui est probablement engendrée par la

Bassin —	Na	$Na(\sqrt{Q})$		Na(Q)		V2	YOMA
	calage	validation	calage	validation	$\Lambda 2$	AJ	ASIVIN
Hérault	88.2	78.5	89.6	74.9	1.079	76.5	50.6
Orb	83.6	85.0	87.2	89.1	1.240	108.2	50.2
Aude	86.8	86.5	85.5	84.7	0.966	75.0	26.3
Agly	87.3	79.5	87.5	76.2	0.775	31.7	15.0
Têt	81.2	74.1	83.1	76.0	1.105	17.8	18.2
Tech	80.2	76.7	78.5	69.5	1.382	15.9	31.7

TAB. IV.6: Critères de Nash obtenus en calage (1965-1985) et validation (1986-2004) et valeurs des paramètres optimisés.

sous-estimation des précipitations dans notre jeu de données (cf. chapitre III). Pour le paramètre X_3 , on peut noter les faibles valeurs trouvées pour l'Agly, la Têt et le Tech comparées à celles des autres bassins. Ce résultat indique que les nappes d'accompagnement de ces 3 fleuves sont probablement peu développées. Enfin, les valeurs de X_{SNM} sont proches de celle du point de départ pour l'Hérault et l'Orb, ce qui est en accord avec le fait que le module neige n'est que très rarement activé pour ces bassins.

Le tableau IV.7 présente les valeurs des critères de bilan volumique obtenues en calage et validation. En calage, les valeurs de *Bilan_TOT* sont pour la plupart inférieures à 100%, la valeur la plus faible concernant l'Agly avec *Bilan_TOT* = 88.9%, ce qui indique que le modèle tend généralement à sous-estimer les volumes d'eaux écoulés. Les deux autres critères permettent d'appréhender la répartition de ces différences par rapport à un hydrogramme moyen. Ainsi, les valeurs de *Bilan_BE* et *Bilan_HE* sont toutes supérieures à 100% et inférieures à 100%, respectivement, ce qui signifie que le modèle tend à surestimer les débits en période d'étiage et à les sous-estimer en période de crue. Les plus grandes différences entre l'hydrogramme moyen observé et simulé concernent l'Agly à Estagel, ce qui pourrait être expliqué par le fait que ce bassin est principalement activé lors d'événements de pluies intenses: lors de ces événements, la fraction de pluie parvenant à la station d'Estagel est nettement plus élevée que durant le reste de l'année, où une fraction quasi-constante de l'écoulement se perd dans le réseau karstique.

Il est intéressant de constater que les performances du modèle en terme de critères de bilans volumiques ont tendance à se dégrader sur la période de validation. Ainsi, *Bilan_TOT* augmente pour tous les bassins entre les périodes de calage et de validation, à l'exception de l'Agly où il diminue légèrement: la différence en terme de bilan volumique total entre les 2 périodes atteint plus de 21% pour l'Hérault et l'Orb, 8.4% pour l'Aude, 14.5% pour la Têt et 17.5% pour la Tech. Ainsi, alors que le modèle a tendance à sous-estimer le volume d'eau total écoulé sur la période de calage, il surestime celui-ci sur la période de validation.

Bassin –	Bilan_TOT (%)		Bilan_BE (%)		Bilan_	Bilan_HE (%)	
	calage	validation	calage	validation	calage	validation	
Hérault	99.2	120.7	113.3	152.1	94.3	109.0	
Orb	100.4	121.5	108.1	144.5	96.6	112.4	
Aude	98.3	106.7	106.9	114.3	95.0	103.6	
Agly	88.9	87.6	132.6	158.9	78.2	74.1	
Têt	96.4	110.9	117.1	138.0	86.8	100.1	
Tech	96.9	114.4	119.2	154.0	87.3	98.6	

TAB. IV.7: Critères d'appréciation du bilan volumique obtenus en calage (1965-1985) et en validation (1986-2004).

La même remarque peut être faite concernant l'évolution des deux autres critères de bilan volumique, avec toutefois des augmentations plus prononcées sur le terme de bilan volumique correspondant aux périodes d'étiages. A titre d'exemple, le critère *Bilan_BE (%)* passe de 108.1 à 144.5% entre les périodes de calage et de validation pour l'Orb à Béziers, soit une augmentation de 36.4% alors que le critère *Bilan_HE (%)* passe lui de 96.6% à 112.4%, soit une augmentation de 15.7%. Ces résultats suggèrent que le modèle GR2M n'est pas capable de reproduire de manière satisfaisante la tendance à la diminution des débits constatés au chapitre précédent. Ce point sera développé dans la section IV.6.

De manière générale, le modèle GR2M conduit à une bonne reproduction de la forme des hydrogrammes observés, tant en période de calage qu'en période de validation (Figure IV.6a et b). Les débits de pointe sont bien reproduits dans le temps même s'ils souvent sous-estimés, comme par exemple pendant les années à fort débit 1982 ou 1986. Les étiages ont également tendance à être légèrement sous-estimés, par exemple dans les années 1987, 1989 et 1990. Au final, la variabilité des écoulements mensuels semble insuffisamment reproduite. Malgré ces défauts, retenons la relative bonne performance du modèle à simuler les écoulements des fleuves étudiés, compte tenu notamment des incertitudes qui pèsent sur les données d'entrée: erreurs d'estimations des lames d'eaux et des ETP spatialisées, influence des activités humaines sur les écoulements mesurés, incertitudes de mesure, etc.



FIG. IV.6a: Hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M pour les bassins versants de l'Hérault, l'Orb et l'Aude entre janvier 1979 et décembre 1992.



FIG. IV.6b: Hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M pour les bassins versants de l'Agly, la Têt et le Tech entre janvier 1979 et décembre 1992.

IV.5. Analyses de sensibilité

Cette section est consacrée à l'analyse de la sensibilité des sorties du modèle GR2M aux variations des paramètres ou/et des données d'entrée, aussi bien en terme de performance qu'en terme de volumes écoulés. L'objectif est de déterminer les variations des sorties du modèle en fonction des variations des paramètres et des données d'entrée.

IV.5.1. Sensibilité du modèle aux variations sur les paramètres optimisés

Plusieurs méthodes d'analyse de sensibilité ont été mises au point (*Beven, 2001*) pour le développement et la validation de modèles hydrologiques, dans un souci de réduction des incertitudes (*Hamby, 1994*). La méthode la plus couramment utilisée est de faire varier, pour chaque bassin, la valeur des paramètres en fixant un pourcentage de la valeur initiale de ces derniers, dans une gamme encadrant les valeurs des paramètres optimisés. Cette approche comporte néanmoins 2 limitations importantes: d'une part, si la réponse du modèle aux variations des paramètres n'est pas linéaire, alors les résultats dépendent essentiellement des valeurs obtenues lors du calage de ces derniers. D'autre part, si la valeur initiale des paramètres est localisée près de la limite supérieure ou inférieure de l'espace des paramètres, elle peut conduire à des valeurs situées en dehors de ces limites.

Des approches alternatives ont été testées, comme par exemple celle qui consiste à faire varier les paramètres par un pourcentage fixé de la gamme de valeur des paramètres, mais qui ne semblent pas apporter d'informations supplémentaires sur la sensibilité d'un modèle aux variations sur les paramètres (par ex. *Lenhardt et al., 2002*). Nous avons donc retenu la méthode classique pour tester la sensibilité du modèle GR2M aux variations sur les paramètres, en modifiant la valeur de ces derniers par pas de 1% de -10% à +10%, à l'instar de l'étude de *Nandakumar et Mein (1997*).

IV.5.2.1. Performances de la fonction objective

Pour chaque bassin, nous avons généré 9260 nouveaux jeux de paramètres en appliquant des variations de -10% à +10% par pas de 1% aux jeux de paramètres optimaux. Puis nous avons représenté les valeurs de la fonction objective dans l'espace des paramètres afin de quantifier

l'impact de leurs variations sur la qualité des simulations. Par souci de clarté, nous ne montrons le tracé de la fonction objective qu'en fonction des variations de 2 paramètres, le 3^{eme} étant fixé à sa valeur optimale, ce qui représente 440 jeux de paramètres figurés par des croix dans les figures suivantes. Les meilleures valeurs du critère de Nash correspondent aux zones les plus claires sur les tracés.

La figure IV.7 montre que la forme de la fonction objective suit une forme allongée dans les l'espace des paramètres $[X_2, X_3]$ et $[X_2, X_{SNM}]$, indiquant qu'il existe une sensibilité de la fonction objective qui diffère selon le paramètre optimisé. Ainsi, si l'on considère l'isovaleur de Nash de 81%, la projection de cette forme allongée sur les axes montre que la gamme de variations du paramètre X_2 est beaucoup plus réduite que celle des autres paramètres, indiquant que le modèle est plus sensible aux variations sur le paramètre X_2 . Celui-ci corrige des erreurs faites sur les données d'entrée du modèle et simule en même temps les échanges d'eaux entre le bassin et son milieu environnant. On voit donc l'importance de ce paramètre pour parvenir à une bonne reproduction des hydrogrammes observés, comme déjà souligné par *Mouelhi et al. (2006)*.

A l'inverse, le modèle semble peu sensible aux variations sur les paramètres X_3 et X_{SNM} . D'ailleurs, les variations des valeurs de la fonction objective dans le plan $[X_3, X_{SNM}]$ sont parfaitement négligeables, au point que nous ayons choisi de ne pas les représenter sur la figure IV.7. *Mouelhi et al. (2006)* avaient déjà souligné la faible sensibilité du modèle GR2M aux variations sur le paramètre X_3 , les autres paramètres pouvant compenser des erreurs faites sur l'estimation de celui-ci. Retenons également la très faible sensibilité du modèle aux variations sur le paramètre X_{SNM} , notamment pour le bassin de la Têt où la composante nivale joue un rôle prépondérant comparé aux autres bassins.

Des observations similaires peuvent être faites pour les autres bassins en ce qui concerne l'impact des variations des valeurs des paramètres sur la qualité des simulations.

IV.5.2.2. Bilans volumiques

Cette analyse de sensibilité souligne le problème d'équifinalité (*Beven, 1993; Hreiche, 2003*), à savoir que plusieurs jeux de paramètres peuvent conduire à des Nash équivalents. La diversité des causes de l'équifinalité rend le problème du choix d'un jeu de paramètres extrêmement difficile. Nous avons donc utilisé les 3 critères de bilan volumique pour comparer les volumes d'eau simulés par le modèle GR2M à ceux observés, ceci afin d'observer si pour un critère de Nash équivalent, un jeu de paramètres différent de l'optimum



FIG. IV.7: Surfaces du critère de Nash pour le bassin de la Têt à Perpignan sur la période 1970-1985.

obtenu par calage permet de mieux reproduire les volumes écoulés, tant en période de crue qu'en période d'étiage.

La figure IV.8 montre les surfaces des critères de bilan superposées aux courbes d'isovaleurs de Nash en fonction des variations de $\pm 10\%$ des valeurs des paramètres optimisés pour la Têt à Perpignan. Les variations des critères de bilan sont représentées uniquement sur les plans $[X_2, X_3]$ et $[X_2, X_{SNM}]$, les variations sur le plan $[X_3, X_{SNM}]$ étant parfaitement négligeables. On peut ainsi remarquer que les modifications des paramètres initiaux impliquent des différences entre l'hydrogramme observé et simulé par le modèle, qui vont de 81.7 % à 112.5% pour *Bilan_TOT*, de 96.3% à 141% pour *Bilan_BE* et de 74.4% à 99.7% pour le *Bilan_HE*. Dans l'espace des paramètres modifiés, *Bilan_TOT* présente des valeurs supérieures à 100 lorsque le paramètre X_2 est surestimé de 2% à 10%. Inversement, *Bilan_BE* présente des valeurs inférieures à 100 lorsque le paramètre X_2 est sous-estimé de -8% à -10%. Enfin, *Bilan_HE* présente des valeurs systématiquement inférieures à 100 pour toute variation du paramètre X_2 comprise entre -10% et +10%.

Les zones situées entre les isovaleurs de Nash les plus élevées (81%), représentées par des contours noirs sur la figure IV.8, sont caractérisées par de faibles variations des critères de bilan, de 93.2% à 99.6% pour *Bilan_TOT*, de 112.2% à 122.2% pour *Bilan_BE* et de 84.1% à 89.5% pour *Bilan_HE*. Ce résultat indique que plusieurs jeux de paramètres conduisent à des



FIG. IV.8: Surfaces des critères de bilans volumiques et de Nash dans l'espace des paramètres $[X_2, X_3]$ et $[X_2, X_{SNM}]$ pour la Têt à Perpignan sur la période 1970-1985.

critères de Nash équivalents (supérieurs à 81% pour la Têt à Perpignan) sans modifications majeures des hydrogrammes reconstitués. Les résultats sont similaires pour les autres bassins versants.

L'analyse de sensibilité du modèle GR2M aux variations sur les paramètres optimisés a révélé que celui-ci présente la plus forte sensibilité aux variations sur les valeurs du paramètre X_2 . On peut en revanche considérer comme négligeable la sensibilité du modèle aux variations sur les valeurs du paramètre X_{SNM} . Les tracés de la fonction objective et des critères d'appréciations du bilan volumique dans l'espace des paramètres modifiés révèlent en outre qu'il existe plusieurs jeux de paramètres conduisant à des critères de Nash équivalents sans altération majeure des hydrogrammes reconstitués. Cette analyse a donc permis de révéler la robustesse de l'algorithme utilisé, qui converge vers une solution optimale tant en terme de performance (critère de Nash) qu'en terme de volumes d'eau écoulés.

IV.5.2. Sensibilité du modèle aux variations sur les données d'entrée

Deux approches sont couramment utilisées afin d'étudier la sensibilité d'un modèle hydrologique empirique/conceptuel aux variations sur les données d'entrée (*Andréassian et al., 2004; Oudin et al., 2006*):

(1) Approche statique: On procède d'abord au calage/validation du modèle hydrologique avec les données d'entrées considérées comme « optimales », ce qui permet d'obtenir une simulation dite « de référence ». On alimente alors le modèle en modifiant les données d'entrée tout en utilisant le jeu de paramètres optimal afin de générer une nouvelle simulation. L'évaluation de la sensibilité du modèle consiste alors à comparer la simulation issue du jeu de données d'entrées modifiées avec la simulation de référence. On réitère alors le processus avec différents jeux de données d'entrée modifiées. La philosophie intimement liée à cette approche repose sur le fait que l'on considère le modèle comme une représentation physique des processus hydrologiques s'observant en milieu réel et que, par conséquent, le jeu de paramètres optimal correspond d'une certaine manière à la réalité de ces processus. Les travaux de *Pamele (1972), Nandakumar et Mein (1997)* et *Ardoin-Bardin (2004)* par exemple s'inscrivent dans cette approche.

(2) Approche dynamique: comme pour l'approche statique, on procède au calage/validation du modèle hydrologique avec les données d'entrées considérées comme optimales. On obtient également une simulation de référence servant d'élément de comparaison pour les simulations générées à partir des données d'entrées modifiées. La seule différence par rapport à l'approche statique est que l'on autorise la recalibration du modèle hydrologique avec les données d'entrées modifiées, ce qui a généralement pour effet de limiter l'impact des erreurs introduites dans les données d'entrées sur la qualité des simulations réalisées. Dans cette approche, l'idée sous-jacente est que le modèle est considéré comme une représentation purement conceptuelle/empirique du monde réel et qu'il n'y a par conséquent aucune raison pour qu'un jeu de paramètres « réel » existe. Les études de *Dawdy et Bergman (1969), Troutman (1982, 1983), Xu et Vandewiele (1994), Andréassian et al. (2001, 2004)* et *Oudin et al. (2006)* suivent cette approche.

Dans le cadre de ce travail, le modèle GR2M a été considéré comme une représentation physiquement cohérente des processus hydrologiques s'observant dans le monde réel. Ainsi, la capacité maximale du réservoir sol a été estimée en fonction de la base de données géographique des sols de l'Eurasie (*ESBNC, 2004*), tandis que les valeurs optimales prises par le paramètre X_2 ont été expliquées par le contexte géologique, l'influence des activités humaines, etc. des bassins étudiés (cf. section IV.4.3). Nous avons donc considéré l'approche statique afin d'évaluer la sensibilité du modèle GR2M aux variations sur les données d'entrées. Pour cela, nous avons fait varier, de manière systématique et pour chaque type de données d'entrées (Précipitations, ETP et capacité du réservoir sol), les valeurs prises par ces dernières de -30% à +30% par pas de 5% et évalué l'impact de ces modifications en terme de qualité de simulation (*critère de Nash*) et de bilan volumique (*Bilan_TOT*).

IV.5.2.1. Sensibilité du modèle aux précipitations

De manière générale, les erreurs systématiques faites sur les valeurs de précipitations induisent une perte de performance du modèle sur l'ensemble des bassins étudiés (Figure IV.9). La diminution du critère de Nash est fonction du taux d'erreur relative et devient importante lorsque celui-ci dépasse $\pm 15\%$. A titre d'exemple, la valeur du critère d'optimisation passe de 81.2% à 59.2% pour la Têt à Perpignan lorsque les précipitations sont surestimées de 20%.



FIG. IV.9: Impact des erreurs relatives de précipitations sur le critère de Nash (période de calage).

On peut noter que les pertes de performance diminuent de manière plus importante pour l'Aude, la Têt et le Tech que pour les autres bassins lorsque le taux d'erreur relative (en valeur absolue) augmente. L'influence du module neige dans ces 3 bassins peut être un élément d'explication: les erreurs faites sur le stockage de la neige pourraient ainsi se répercuter aussi bien sur les débits d'hiver que sur ceux correspondant à la fonte des neiges. Une analyse plus approfondie serait néanmoins nécessaire afin de valider cette hypothèse.

Remarquons également la légère asymétrie des pertes de performances du modèle entre les erreurs relatives positives et négatives. Les premières induisent généralement une diminution des performances moins importante que les secondes pour un même taux d'erreur relative (en valeur absolue). La capacité du modèle à mieux faire face à une surestimation des précipitations provient sans doute du comportement des fonctions de production et d'échanges en eau: la première simule des pertes en eau par évaporation plus importantes lorsque les précipitations sont surestimées; de même, le terme régissant les échanges d'eaux souterraines permet au modèle d'ajuster au mieux le bilan en eau, qui est ici fortement modifié par rapport à la simulation de référence réalisée à partir des données initiales. Le raisonnement inverse est valable lorsque les précipitations sont sous-estimées, le pouvoir tampon des fonctions de production et d'échange en eau contribuant également à limiter la diminution des performances du modèle, mais de manière moins efficace. La sous-estimation des précipitations conduit en effet à sous-estimer davantage les volumes d'eau observés en

période de hautes eaux, ce qui fait diminuer de manière importante les valeurs du critère de Nash, même si celui-ci est calculé à partir des séries des racines carrées des débits. La figure IV.10 montre que les erreurs induites sur le bilan volumique total varient de manière quasilinéaire avec le taux d'erreur relative des précipitations. Dans tous les cas, la pente de variation du bilan volumique est supérieure à 1, ce qui indique que l'erreur initiale faite sur les valeurs de précipitations est amplifiée par le modèle. Si on considère uniquement les erreurs relatives positives de précipitations, la pente de variation du bilan volumique est comprise entre 1.54 et 2.20 avec une moyenne de 1.93. Ainsi, pour une surestimation de 20% des valeurs de précipitations pour la Têt, le modèle surestime de 39.4% le volume d'eau écoulé au total tandis qu'il le sous-estime de 3.6% dans la simulation de référence (différence de bilan égal à 43%).



FIG. IV.10: Impact des erreurs relatives de précipitations sur le bilan volumique total (période de calage).

A l'inverse, sous-estimer les précipitations conduit à sous-estimer les volumes d'eaux écoulés, le bilan volumique total étant alors systématiquement inférieur à 100. Dans ce cas, la pente de variation du bilan volumique en fonction de l'erreur relative des précipitations est comprise entre 1.42 et 1.80 avec une moyenne de 1.64. Ainsi, pour une sous-estimation de 20% des valeurs de précipitations pour la Têt, le modèle sous-estime le volume d'eau écoulé de 40% environ contre 3.6% avec les données initiales (différence de bilan égal à 37.4%). L'algorithme du modèle tend donc à amplifier une surestimation des précipitations plus

qu'une sous-estimation, bien que dans les 2 cas les erreurs induites en terme de bilan volumique total soient du même ordre de grandeur.

L'ensemble de ces résultats est cohérent avec la plupart des études de sensibilité réalisées à partir d'autres modèles conceptuels / bassins / échelles de temps (par ex. *Paturel et al., 1995; Nandakumar et Mein, 1997; Ardoin-Bardin, 2004; Oudin et al., 2006*).

IV.5.2.2. Sensibilité du modèle à l'ETP

Les erreurs systématiques faites sur les valeurs d'ETP induisent également une diminution des valeurs du critère de Nash proportionnelle au taux d'erreur relative (Figure IV.11). La dégradation des performances du modèle est cependant moins importante que dans le cas des erreurs relatives des précipitations, ce qui est en accord avec la plupart des études de sensibilité réalisées à partir d'autres modèles hydrologiques conceptuels/empiriques (par ex. *Paturel et al., 1995; Nandakumar et Mein, 1997; Ardoin-Bardin et al., 2004; Oudin et al., 2006).* Ainsi, la valeur du critère de Nash passe de 81.2% à 76.2% pour la Têt à Perpignan pour une surestimation de 20% des valeurs d'ETP.

La moindre sensibilité du modèle à l'ETP pourrait provenir de la structure du modèle (*Paturel et al., 1995*): en effet, l'ETP influence le calcul des débits indirectement, à travers le niveau du réservoir sol, qui détermine la part de précipitations alimentant le réservoir de routage. En revanche, les précipitations sont prises en compte 2 fois dans le calcul de l'écoulement: de manière indirecte, à travers le calcul du niveau du réservoir sol, et de manière directe, comme la quantité de précipitations alimentant le réservoir de routage.

L'Aude, la Têt et le Tech semblent particulièrement sensibles aux erreurs faites sur les valeurs d'ETP, les pentes de diminution du critère de Nash étant les plus fortes pour ces bassins lorsque les valeurs d'ETP sont sous-estimées au-delà de -15% (Figure IV.11). La performance du modèle reste toutefois acceptable sur l'ensemble des simulations réalisées, avec un critère de Nash toujours supérieur à 60%.

A partir d'une erreur relative de $\pm 15\%$, on peut noter également que les performances du modèle se dégradent de manière asymétrique, la sous-estimation des valeurs d'ETP entraînant généralement une plus forte diminution du critère de Nash que la surestimation. Ce résultat est en accord avec les résultats de *Nandakumar et Mein (1997)* qui ont effectué le même type d'analyse sur 5 bassins versant forestiers australiens, bien que la plupart des études théoriques et de modélisation semblent indiquer que les performances des modèles pluie-débits sont généralement plus sensibles aux surestimations qu'aux sous-estimations des valeurs d'ETP



FIG. IV.11: Impact des erreurs relatives d'ETP sur le critère de Nash (période de calage).

(*Morton, 1983; Oudin et al., 2005a,b* cités dans *Oudin et al., 2006*). Du fait de sa structure, le modèle GR2M surestime l'écoulement lorsque les valeurs d'ETP sont sous-estimées. On peut donc supposer que les fortes sous-estimations des valeurs d'ETP ont entraîné un surplus de volumes d'eau que les fonctions de production et d'échanges d'eau du modèle ont été incapables de gérer correctement. A l'inverse, la structure du modèle semble mieux faire face à la surestimation des valeurs d'ETP.

La figure IV.12 montre que les erreurs induites sur le bilan volumique total varient presque linéairement avec le taux d'erreur relative des valeurs d'ETP. Dans la plupart des cas, la pente de variation du bilan volumique est supérieure à -1, ce qui indique que l'erreur initiale faite sur les valeurs d'ETP est amortie par le modèle. Si on considère uniquement les erreurs relatives positives des valeurs d'ETP, la pente de variation du bilan volumique est comprise entre -0.80 et -0.43 avec une moyenne de -0.59. Ainsi, pour une surestimation de 20% des valeurs d'ETP pour la Têt, le modèle sous-estime de 20.9% le volume d'eau écoulé au total tandis qu'il le sous-estime de 3.6% dans la simulation de référence (différence de bilan égal à 17.3%).

A l'inverse, la sous-estimation des valeurs d'ETP conduit le modèle à surestimer les volumes d'eaux écoulés, le bilan volumique total étant alors supérieur à 100 (à l'exception de l'Agly, pour lequel le modèle surestime le bilan volumique total lorsque l'erreur relative sur


FIG. IV.12: Impact des erreurs relatives d'ETP sur le bilan volumique total (période de calage).

les valeurs d'ETP est inférieure à -15%). Dans ce cas, la pente de variation du bilan volumique en fonction de l'erreur relative des ETP est comprise entre -1.30 et -0.65 avec une moyenne de -0.94. Ainsi, pour une sous-estimation de 20% des valeurs d'ETP pour la Têt, le modèle surestime de 20.3% le volume d'eau écoulé contre une sous-estimation de 3.6% avec les données initiales (différence de bilan égal à 23.9%). Notons que les pentes du bilan volumique sont inférieures à -1 pour les bassins de l'Aude, de la Têt et du Tech, pour lesquels on constate également les pertes de performance du modèle les plus importantes lorsque les valeurs d'ETP sont largement sous-estimées (Figure IV.11).

L'algorithme du modèle semble donc amortir de manière plus efficace une surestimation des valeurs d'ETP qu'une sous-estimation. Rappelons cependant que les bassins versants sont devenus de moins en moins productifs au cours des dernières décennies: il est donc probable qu'une surestimation des valeurs d'ETP ait pu conduire à une moindre dégradation des performances du modèle comparé à une sous-estimation.

IV.5.2.3. Sensibilité à la capacité du réservoir sol

Les erreurs faites sur la capacité du réservoir sol n'induisent qu'une très faible perte de performance du modèle (Figure IV.13). La diminution du critère de Nash la plus importante est enregistrée pour l'Aude où la valeur du critère passe de 86.8% à 84.5% pour une



FIG. IV.13: Impact des erreurs relatives de la capacité du réservoir sol sur le critère de Nash (période de calage).

sous-estimation de 30%, soit une perte de performances du modèle de 2.3%. Comme dans le cas des erreurs relative d'ETP, les performances du modèle pour les bassins de l'Aude, de la Têt et du Tech diminuent de manière plus importante pour des sous-estimations élevées que pour des surestimations de même valeur. Les différences sont cependant négligeables en terme de critère de Nash.

La figure IV.14 révèle que les erreurs induites sur le bilan volumique total varient de manière quasi-linéaire avec le taux d'erreur relative de la capacité du réservoir sol. Dans tous les cas, la pente de variation du bilan volumique est supérieure à -0.3, ce qui indique que l'erreur initiale faite sur la capacité du réservoir sol est fortement amortie par le modèle. Si on considère uniquement les erreurs relatives positives de capacité du réservoir sol, la pente de variation du bilan volumique est comprise entre -0.20 et -0.05 avec une moyenne de -0.11. Ainsi, pour une surestimation de 20% de la capacité du réservoir sol pour la Têt, le modèle sous-estime de 4.9% le volume d'eau écoulé au total tandis qu'il le sous-estime de 3.6% dans la simulation de référence (différence de bilan égal à 1.3%).

A l'inverse, la sous-estimation de la capacité du réservoir sol induit une augmentation du bilan volumique total par rapport à la simulation de référence. Dans ce cas, la pente de variation du bilan volumique est comprise entre -0.29 et -0.15 avec une moyenne de -0.20.



FIG. IV.14: Impact des erreurs relatives de la capacité du réservoir sol sur le bilan volumique total (période de calage).

Ainsi, pour une sous-estimation de 20% de la capacité du réservoir sol pour la Têt, le modèle sous-estime le volume d'eau écoulé de 1.1% contre une sous-estimation de 3.6% avec les données initiales (différence de bilan égal à 2.5%). Notons le cas atypique de l'Agly pour lequel le modèle révèle la plus forte sensibilité à l'estimation de la capacité du réservoir sol en terme de critère de bilan volumique total. Pour ce fleuve, *Bilan_TOT* est étroitement dépendant des volumes d'eaux écoulés en période de hautes eaux. Or, *Bilan_HE* est le plus faible pour l'Agly (78.2% cf. tableau IV.7), le moindre changement de la capacité du réservoir sol aura donc pour effet de faire varier de manière importante le volume d'eau écoulé en période de hautes eaux et donc au final, le volume d'eau écoulé au total.

L'algorithme du modèle tend donc à amortir de manière plus efficace une surestimation de la valeur de capacité du réservoir sol qu'une sous-estimation, bien que les différences en terme de performances et de bilan volumique soient très faibles. Ces résultats sont qualitativement cohérents avec l'analyse de sensibilité effectuée sur les erreurs relatives des valeurs d'ETP: augmenter la capacité du réservoir sol ou les valeurs d'ETP conduit dans les 2 cas à sous-estimer les volumes d'eaux écoulés et inversement. Néanmoins, la comparaison des résultats montre que le modèle GR2M est plus sensible aux erreurs faites sur les valeurs d'ETP que sur la capacité du réservoir sol.

IV.5.2.4. Conclusions sur la sensibilité du modèle aux données d'entrée

Avec l'objectif d'utiliser le modèle GR2M pour simuler les écoulements dans un contexte d'instationnarité climatique, l'analyse de sa sensibilité aux données d'entrée est essentielle. Celle-ci a permit de révéler que le modèle est particulièrement sensible aux erreurs faites sur les précipitations, aussi bien en terme de qualité de simulations que de bilans volumiques. Le modèle semble cependant mieux faire face aux surestimations de précipitations qu'aux sousestimations en terme de qualité de simulation, ce qui est probablement dû au comportement des fonctions de production et d'échanges d'eau.

La sensibilité du modèle GR2M aux valeurs d'ETP est également importante mais moindre comparé à celle des précipitations, ce qui pourrait être relié à la structure du modèle ainsi qu'aux conditions climatiques particulières des bassins modélisés. L'essentiel de l'écoulement observé provient effectivement des événements de fortes précipitations, qui représentent la majorité des précipitations totales dans notre zone d'étude (cf. section III.1.1.3). Il semble également que le modèle parvienne à faire face de manière plus efficace aux surestimations qu'aux sous-estimations des valeurs d'ETP, ce qui pourrait traduire le fait que l'évaporation réelle soit sous-estimée dans le modèle.

Enfin, l'impact négligeable des erreurs relatives à la valeur de capacité du réservoir sol confirme les résultats de la section IV.4.2.1. sur la faible sensibilité du critère de Nash entre les valeurs maximales, moyennes et minimales estimées du réservoir sol.

IV.6. Capacité du modèle à reproduire les tendances

Les sections précédentes ont montré que la performance du modèle GR2M à simuler les écoulements dans les bassins étudiés est satisfaisante, même s'il comporte quelques défauts comme par exemple sa faible capacité à reproduire correctement les débits de crues et d'étiages. Un autre problème provient du fait que le modèle tend à sous-estimer le volume d'eau écoulé au total sur la période de calage (1965-1985) tandis qu'il tend, à l'inverse, à le surestimer sur la période de validation (1986-2004; section IV.4.3). Ce constat nous a incité à vérifier si le modèle est capable de reproduire convenablement les tendances observées sur l'évolution générale des ressources en eau au cours de la période 1965-2004. La validation de cette étape est cruciale, dans la mesure où l'applicabilité du modèle à des scénarios d'impact du changement climatique pourrait être compromise dans le cas inverse.

IV.6.1. Tendances observées sur la période 1965-2004

La figure IV.15 présente l'évolution des débits annuels moyens mesurés aux stations d'Agde, Béziers, Moussan, Estagel, Perpignan et Argelès au cours de la période 1965-2004. On peut constater la tendance générale à la baisse du niveau des écoulements sur l'ensemble des stations retenues, avec les plus fortes diminutions observées aux stations d'Agde, Moussan et Perpignan. Le test de Mann-Kendall révèle toutefois que seule la diminution des écoulements annuels à Agde est significative (p < 0.01) tandis que les diminutions aux stations de Moussan et Perpignan ne sont que faiblement significatives (p = 0.11 et 0.34, respectivement).

Ces tendances sont à prendre avec précaution, notamment pour l'Hérault à Agde où les données présentées n'incluent pas les années 1977, 1978, 1986, 1993, 1995 et l'année 1996, exceptionnellement humide. Pour l'Aude également, les années manquantes 1979, 1998 et 1999 font défaut quant à l'estimation de la tendance des débits à Moussan. Enfin, rappelons que les valeurs de débits de cette station ont été partiellement reconstituées à partir de stations voisines.

Les années de débits manquantes provenant de l'absence de valeurs mesurées pour certains mois, nous avons estimé celles-ci à partir des valeurs de débits simulées par le modèle (cf. section IV.6.2), à l'instar de l'étude de *Lòpez-Moreno et al. (2007)*. À noter que pour toutes les simulations effectuées dans cette section, nous avons fixé le paramètre X_{SNM} à la valeur



FIG. IV.15: Débit annuel (en mm) mesuré aux 6 stations hydrologiques situées les plus en aval des fleuves étudiés au cours de la période 1965-2004.

médiane des valeurs optimisées pour l'Aude, l'Agly, la Têt et le Tech sur la période 1965-1985 (cf. section IV.4.3). Ce choix a été motivé par le fait le modèle est très peu sensible aux variations sur le paramètre X_{SNM} (cf. section IV.5.1). Les valeurs optimisées ont été ignorées pour les bassins de l'Hérault et de l'Orb, dans la mesure où l'activation du module neige est très rare dans ces derniers. Les valeurs de X_{SNM} étant de 26.3, 15.0, 18.2 et 31.7 pour les autres bassins (Tableau IV.6), sa valeur médiane a été estimée à 22 (valeur arrondie à l'entier le plus proche). Les valeurs des paramètres optimisés et des critères de performances du modèle sont présentées dans le tableau IV.10. Nous ne reviendrons pas sur ces résultats qui sont sensiblement les mêmes que ceux obtenus lorsque les paramètres X_2 , X_3 et X_{SNM} sont optimisés (cf. section IV.4.3).

		Hérault	Orb	Aude	Agly	Têt	Tech
X2		1.079	1.240	0.965	0.775	1.116	1.370
X3		76.4	108.2	75.6	31.1	14.8	16.9
$Na(\sqrt{Q})$	calage	88.2	83.6	86.7	87.2	80.7	79.9
	validation	78.5	85.0	86.5	79.4	74.8	77.1
Na(O)	calage	89.6	87.1	85.5	87.4	82.8	78.2
114(Q)	validation	74.9	89.2	84.6	76.2	77.1	69.4
Bilan_TOT(%)	calage	99.2	100.5	98.4	88.9	96.1	97.1
	validation	120.7	121.5	106.7	87.6	110.6	114.4
Bilan_BE(%)	calage	113.3	108.0	106.5	132.6	118.2	118.8
	validation	152.1	144.4	113.8	159.5	138.8	153.1
Bilan_HE(%)	calage	94.3	96.7	95.3	78.1	86.0	87.7
	validation	109.0	112.4	103.9	74.1	99.4	99.0

TAB. IV.10: Valeurs des paramètres optimisés et des critères d'efficacité du modèle GR2M obtenues en calage (1965-1985) et validation (1986-2004) avec X_{SNM} fixé à sa valeur médiane.

L'analyse des tendances sur les séries de débit annuel calculées à partir des séries comblées révèle que la diminution des débits annuels à Moussan devient plus significative (p = 0.08). Si on tient compte uniquement des tendances significatives observées à Agde et Moussan, on estime la diminution des ressources en eau dans notre zone d'étude à 14% au cours de la période 1965-2004, soit un peu moins que celle estimée dans le chapitre III à l'échelle des sous-bassins (20%).

IV.6.2. Tendances simulées sur la période 1965-2004

Nous avons comparé l'évolution des séries de débits annuels observés et simulés par le modèle sur la période 1965-2004. Pour cela, nous avons soustrait les valeurs de débits annuels observées à celles simulées par le modèle. Notons que pour ce calcul, nous avons utilisé les données observées partiellement comblées par les sorties du modèle pour l'Hérault et l'Aude, les 2 séries (observées et simulées) n'étant donc pas entièrement indépendantes pour ces 2 bassins (le comblement des données de débit observées par les sorties du modèle a concerné 23 mois et 7 mois pour Agde et Moussan, respectivement). La figure IV.16 présente, pour tous les bassins, l'évolution des différences entre les séries des débits annuels observées et simulés par le modèle.

Force est de constater que le modèle tend progressivement à surestimer les débits annuels, à l'exception toutefois de l'Agly à Estagel. Un test de Mann-Kendall appliqué aux séries des différences indique qu'elles sont toutes caractérisées par une instationnarité significative (sauf celle de l'Agly; Tableau IV.11). Ces résultats suggèrent que le modèle est incapable de



FIG. IV.16: Evolution des différences (en mm) entre les séries de débits annuels observés et simulés par le modèle sur la période 1965-2004. Qobs est marqué d'un astérisque pour les séries observées partiellement comblées par les sorties du modèle.

	Hérault	Orb	Aude	Agly	Têt	Tech
p-valeurs	0.000	0.000	0.003	0.421	0.003	0.002
tendance (mm)	219	232	73	12	86	214

TAB. IV.11: p-valeurs du test de Mann-Kendall et tendance linéaire (en mm) des séries des différences entre les débits annuels observés et simulés par le modèle sur la période 1965-2004.

reproduire correctement les tendances des débits annuels au cours de la période 1965-2004. L'observation des hydrogrammes annuels simulés par le modèle révèle ainsi une légère augmentation des volumes d'eau écoulés sur la période 1967-2004 pour l'Orb et sur la période 1977-2004 pour le Tech, alors que c'est la situation inverse qui se produit en réalité. Ces résultats mettent en question la capacité du modèle GR2M à reproduire de manière satisfaisante l'évolution des ressources en eau dans notre zone d'étude dans un contexte d'instationnarité climatique, ce qui peut être relié à la structure même du modèle. Celui-ci estime en effet les pertes en eau par évapotranspiration uniquement à partir de l'évapotranspiration potentielle, des précipitations et du niveau du réservoir sol, ce qui est une simplification considérable des processus physiques se produisant en réalité. Ce défaut peut s'avérer un handicap important pour l'applicabilité du modèle à des scénarios d'impact du changement climatique, notamment dans un contexte où l'évaporation joue un rôle majeur. Le cas particulier de l'Agly conforte notre hypothèse dans la mesure où il s'agit de l'unique bassin pour lequel on a pu constater l'absence de changements hydrologiques significatifs, avec une dépendance plus forte du débit annuel aux quantités de précipitations qu'aux phénomènes d'évapotranspiration (cf. chapitre III).

IV.6.3. Ajustement du modèle aux tendances observées

Une des raisons qui peut expliquer la mauvaise capacité du modèle à reproduire les tendances observées est que les valeurs des paramètres optimisés sont fixes dans le temps. Cela suppose que les relations pluie-débit n'ont pas évolué sur la période 1965-2004, hypothèse contestable au regard des résultats de la section précédente. Nous avons alors tenté de faire évoluer certains paramètres pour tester si l'on peut ainsi mieux reproduire les tendances, ce qui permettra également de donner des informations sur l'origine des tendances constatées dans le chapitre III.

IV.6.3.1. Relations entre paramètres et conditions climatiques

Nous avons tenté, à titre purement expérimental, de voir si un lien pouvait être établi entre les valeurs des paramètres du modèle et les conditions climatiques. Pour ce faire, nous avons calé le modèle sur des périodes successives de 10 années, en commençant par l'année où l'on dispose des données hydrologiques pour chaque bassin, avec les options de modélisation quasiment identiques à celles de la section précédente. La seule différence (hormis la période de calage) est que nous avons fixé, pour chaque bassin, le paramètre X_3 à sa valeur optimisée dans la simulation précédente et ce, pour 2 raisons:

- l'idée étant que les erreurs faites sur les volumes d'eau écoulés pouvaient être compensées par les paramètres du modèle, il semble logique de faire varier le paramètre X₂ qui agit comme paramètre correcteur des erreurs faites sur les données d'entrée (*Mouelhi et al., 2006*).
- . la philosophie de notre travail de modélisation reposant sur une approche conceptuellement réaliste du cycle de l'eau dans les bassins étudiés, il nous a paru en revanche peu logique de caler le paramètre X_3 pour chaque période de calage. En effet, la capacité maximale du réservoir de routage dépend avant tout du contexte géologique des bassins, qui est peu susceptible d'avoir évolué sur une échelle de temps aussi courte.

Ainsi, les calages successifs ont concerné les périodes 1965-1974, 1966-1975 etc. jusqu'à 1995-2004 pour l'Hérault à Agde par exemple. Pour chaque période de calage, nous avons extrait la valeur optimisée du paramètre X_2 ainsi que la température et les précipitations annuelles associées. La figure IV.17 met en évidence la tendance à la diminution des valeurs optimisées du paramètre X_2 au cours des périodes de calage successives pour tous les bassins à l'exception de l'Agly. On peut également remarquer le lien étroit entre les fluctuations des valeurs optimisées du paramètre X_2 et celles de la température annuelle moyenne, particulièrement pour les bassins de l'Hérault, l'Orb et la Têt pour lesquels les 2 paramètres covarient de manière opposée. Ainsi, les valeurs du paramètre X_2 diminuent à partir du début des années 1980 pour l'Hérault et l'Orb tandis que la température annuelle moyenne augmente à partir de la même période.

Dans la conception du modèle, le paramètre X_2 gère la quantité d'eau échangée entre la partie souterraine du bassin versant et la partie externe de celui-ci. En pratique, il permet d'assurer l'équilibre entre les volumes de débits observés et simulés (cf. section IV.1.2). L'interprétation de la diminution des valeurs de X_2 au cours des périodes de calage successives s'avère ainsi délicate. En accord avec les résultats du chapitre précédent, elle pourrait refléter une diminution de la capacité des bassins versants à produire de l'écoulement due à l'augmentation de l'évaporation et/ou à la baisse générale du niveau des nappes d'accompagnement de certains fleuves (elle-même due aux activités humaines et/ou à l'augmentation de l'évaporation). Le lien étroit entre les valeurs optimisées du paramètre X_2 et la température annuelle permet toutefois de privilégier l'augmentation de l'évaporation plutôt que la hausse des prélèvements anthropiques pour expliquer la diminution de la capacité des bassins à produire de l'écoulement.



FIG. IV.18: Evolution du paramètre X_2 optimisé et de la température annuelle moyenne au cours des différentes périodes de calage. L'axe des abscisses indique l'année médiane de la période de calage.

A l'inverse des températures, les précipitations annuelles moyennes n'ont révélé aucun lien avec les variations des valeurs optimisées du paramètre X_2 (non montré).

Afin d'établir un lien statistique entre les valeurs du paramètre X_2 et les conditions climatiques, nous avons procédé au calage du modèle sur des périodes successives et indépendantes d'une durée de 4 années chacune. Puis, nous avons extrait de nouveau les valeurs optimisées du paramètre X_2 et celles des températures et précipitations moyennes sur les différentes périodes de calage avant de procéder à une analyse de corrélation (*Rho* de Spearman) sur ces séries.

Les résultats sont présentés dans le tableau IV.12. On peut constater une forte relation entre les valeurs du paramètre X_2 lors des différentes périodes de calage et:

	Température	Précipitations
Hérault	-0.75	-
Orb	-0.89	-
Aude	-	-
Agly	-	0.75
Têt	-0.82	-
Tech	-	-

TAB. IV.12: Corrélations de Spearman entre les séries de température et de précipitations annuelles moyennes et les valeurs optimisées du paramètre X_2 . Sont représentées uniquement les valeurs de corrélation significatives (p \leq 0.1).

- . la température annuelle moyenne pour les bassins de l'Hérault, l'Orb et la Têt.
- . les précipitations annuelles moyennes pour le bassin de l'Agly.

Les relations entre les valeurs du paramètre X_2 et les températures annuelles sont toutes négatives, indiquant que le modèle a tendance à surestimer les volumes d'eaux écoulés lors des périodes de calage chaudes et inversement à les sous-estimer lors des périodes froides. La procédure d'optimisation ajuste ainsi la valeur du paramètre X_2 afin de réduire les erreurs relatives à la fonction de production.

L'absence de relation significative entre les valeurs du paramètre X_2 et la température annuelle moyenne dans les autres bassins peut être expliquée par de multiples facteurs. Pour l'Aude et le Tech, rappelons que l'augmentation de la température est quasiment nulle durant les saisons automnales et hivernales dans ces bassins, où l'on constate pourtant une diminution du couvert neigeux probablement associée à une augmentation de l'évaporation. La complexité des processus physiques en jeu rend donc une simple analyse de corrélation entre les valeurs du paramètre X_2 et la température annuelle difficile à interpréter. Pour la Têt, il est assez surprenant que les valeurs du paramètre X_2 soient significativement anti-corrélées avec les valeurs de la température annuelle moyenne alors que ce n'est pas le cas pour les autres bassins pyrénéens. La Têt fait l'objet de prélèvements importants pour l'irrigation (cf. section III.4.2). Aussi, même si les quantités d'eau prélevées n'ont pas beaucoup évolué, ce phénomène peut avoir contribué à l'augmentation de l'évaporation, avec une réduction des retours au fleuve de l'eau irriguée et ainsi une baisse de la production d'écoulement.

Pour l'Agly, les valeurs optimisées du paramètre X_2 varient proportionnellement avec la quantité de précipitations annuelles moyennes. Le modèle simule ainsi des pertes moins importantes pendant les périodes de calage humides, ce qui traduit probablement un

coefficient d'écoulement plus élevé lors d'années marquées par des événements de crues. Ce résultat confirme la dépendance plus forte de l'écoulement dans le bassin versant de l'Agly aux précipitations qu'à l'évapotranspiration potentielle.

Notons enfin que les bassins de l'Hérault et de l'Orb sont caractérisés par l'absence d'un manteau neigeux durant les saisons automnales et hivernales et par de fortes relations négatives entre les valeurs optimisées du paramètre X_2 et la température annuelle moyenne. Ce résultat indique que les pertes par évapotranspiration sont probablement sous-estimées lors des années chaudes dans ces bassins et que la procédure d'optimisation réagit en conséquence, en diminuant la valeur du paramètre X_2 .

IV.6.3.2. Modélisation avec paramètres évolutifs

Les résultats de la section précédente nous ont encouragé à tester une approche alternative de modélisation des écoulements, qui consiste à faire varier les valeurs de certains paramètres au cours de la période de simulation. 3 approches ont été testées:

- (1) Evolution linéaire du paramètre X_1 depuis sa valeur maximale estimée pour 1965 jusqu'à +50% de sa valeur initiale en 2004. Cette approche traduit l'hypothèse d'un impact possible de la reforestation sur la capacité maximale du réservoir sol, qui doit nécessairement augmenter lorsque la couverture forestière augmente. A noter que l'augmentation de 50% a été choisie arbitrairement.
- (2) Evolution du paramètre X_2 estimé pour chaque mois à partir des variables climatiques. Les résultats du tableau IV.11 ont permis de choisir les variables climatiques à prendre en compte dans l'établissement de modèles de régression linéaire de type $X_2 = f(T)$ ou f(P). Ces derniers ont été établis à partir des valeurs du paramètre X_2 et des moyennes des variables climatiques obtenues lors des calages effectués sur les périodes successives de 4 ans (cf. section précédente). Pour chaque mois de la période 1965-2004, la valeur de X_2 est alors estimée à partir des températures (Hérault, Orb, Têt) ou des précipitations moyennes (Agly) calculées sur les 11 derniers mois + celui correspondant au mois modélisé (12 mois au total donc).
- (3) Evolution simultanée des paramètres X_1 et X_2 de la même façon que celle décrite dans les approches (1) et (2).

Notons que pour l'ensemble des simulations réalisées ici, la valeur du paramètre X_3 a été maintenue constante et égale à sa valeur optimisée pour chaque bassin dans la « simulation standard » (cf. section IV.6.2). Ce choix permet ainsi de comparer les performances du modèle obtenues avec les jeux de paramètres évolutifs dans le temps avec celles résultant de la « modélisation standard ».

Le tableau IV.13 permet de constater que les performances du modèle en terme de critère d'optimisation sont approximativement similaires sur la période de calage entre toutes les approches considérées, la perte de performance la plus importante étant de -1.3% pour la Têt avec la 3^{em} approche. Les performances du modèle en terme de critère d'optimisation sont en revanche nettement améliorées sur la période de validation avec les 2 dernières approches, l'augmentation la plus importante étant enregistrée pour l'Hérault (+6.3%) lorsque le paramètre X_2 est estimé à partir des variables climatiques. De manière générale, la 3^{em} approche donne des résultats qualitativement similaires à la 2^{em} avec une performance légèrement réduite. L'option qui consiste à faire évoluer la capacité du réservoir sol au cours du temps conduit à une amélioration peu importante des performances du modèle en terme de Nash, voire à une dégradation de celles-ci dans certains cas. Les mêmes remarques peuvent être faites en terme de critère de Nash calculé à partir des séries de débits bruts.

Les performances du modèle en terme de critères de bilan volumique total ont tendance à se dégrader sur la période de calage, les écarts entre le volume d'eau écoulé au total simulé et observé s'accentuant pour l'Hérault, l'Orb et la Têt avec les 3 hypothèses testées (Tableau IV.14). Les différences restent toutefois peu importantes et on enregistre même une amélioration de la reconstitution du bilan volumique total pour l'Agly. Les performances du modèle toujours en terme de *Bilan_TOT* sont en revanche significativement améliorées sur la période de validation avec la 2^{ème} approche, principalement pour l'Hérault et l'Orb, où l'on observe même une légère tendance à la sous-estimation des volumes d'eau écoulés.

Les résultats obtenus en faisant évoluer simultanément les valeurs des paramètres X_1 et X_2 sont en général moins bons que ceux obtenus lorsque l'on fait évoluer uniquement la valeur du paramètre X_2 , avec une tendance à une trop grande sous-estimation des volumes d'eaux écoulés. Enfin, les résultats obtenus en faisant augmenter progressivement la capacité du réservoir sol sont globalement moins bons comparé aux autres hypothèses: le surplus de volume d'eau simulé avec l'approche standard n'est pas suffisamment rééquilibré.

Les 2^{ème} et 3^{ème} hypothèses ont un impact positif sur les performances du modèle en terme de critère de *Bilan_BE*, aussi bien en période de calage qu'en validation, les volumes d'eau

Critère	Période	Param. évolutifs	Hérault	Orb	Aude	Agly	Têt	Tech
Na((calage	Aucun	88.2	83.6	86.7	87.2	80.7	79.9
		X_{l}	-0.1	-0.5	+0.1	-0.1	-0.2	-0.3
		X_2	-0.9	-1.1	-	+0.8	-0.9	-
		$X_1 + X_2$	-1.0	-1.8	-	+0.5	-1.3	-
$Ma(\sqrt{Q})$		Aucun	78.5	85.0	86.5	79.4	74.8	77.1
	validation	X_{I}	-0.2	+0.0	+0.7	-0.1	-0.9	-0.3
		X_2	+6.3	+5.2	-	+2.5	+2.7	-
		$X_1 + X_2$	+4.9	+4.1	-	+2.2	+0.9	-
		Aucun	89.6	87.1	85.5	87.4	82.8	78.2
ca	calaga	X_{I}	+0.1	-0.9	+0.2	0.0	-0.2	-1.1
	catage	X_2	-0.6	-0.9	-	+0.6	-1.3	-
Na(O)		$X_1 + X_2$	-0.5	-1.8	-	0.0	-2.1	-
$\operatorname{Iu}(\mathfrak{Q})$		Aucun	74.9	89.2	84.6	76.2	77.1	69.4
	validation	X_{l}	+3.0	+1.4	+0.6	-3.8	-1.2	+0.2
		X_2	+9.8	+3.6	-	+1.8	+0.7	-
		$X_1 + X_2$	+8.4	+1.6	-	-1.4	-3.1	-

TAB. IV.13: Critères de Nash obtenus en calage/validation pour différents jeux de paramètres évolutifs dans le temps.

Critère	Période	Param. évolutifs	Hérault	Orb	Aude	Agly	Têt	Tech
		Aucun	99.2	100.5	98.4	88.9	96.1	97.1
		X_{I}	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.4	-0.7
	calage	X_2	-1.3	-2.0	-	+3.8	-1.4	-
Bilan_TOT		$X_1 + X_2$	-3.2	-3.9	-	+0.6	-2.7	-
(%)		Aucun	120.7	121.5	106.7	87.6	110.6	114.4
	validation	X_{I}	-4.3	-3.7	-4.9	-5.5	-3.0	-2.9
	vanuation	X_2	-22.5	-24.8	-	+4.9	-17.7	-
		$X_1 + X_2$	-27.8	-29.4	-	-3.2	-21.3	-
		Aucun	113.3	108.0	106.5	132.6	118.2	118.8
	calage	X_{I}	+2.2	+2.3	+2.2	+0.2	+2.1	+2.8
		X_2	-1.8	-2.8	-	-8.8	-1.4	-
Bilan_BE		$X_1 + X_2$	-1.8	-2.5	-	-13.5	-0.8	-
(%)		Aucun	152.1	144.4	113.8	159.5	138.8	153.1
	validation	X_{I}	+4.0	+2.5	-0.1	-6.5	+4.7	+5.7
	vanuation	X_2	-37.6	-40.6	-	-10.7	-31.1	-
		$X_1 + X_2$	-36.9	-40.8	-	-21.5	-28.5	-
		Aucun	94.3	96.7	95.3	78.1	86.0	87.7
	ممواوي	X_{I}	-1.4	-1.9	-1.6	-0.8	-1.6	-2.3
Bilan_HE	Calage	X_2	-1.2	-1.7	-	+6.9	-1.3	-
		$X_1 + X_2$	-3.7	-4.6	-	+4.1	-3.6	-
(%)		Aucun	109.0	112.4	103.9	74.1	99.4	99.0
	volidation	X_{I}	-7.4	-6.2	-6.8	-5.4	-6.1	-6.3
	vanuation	X_2	-16.9	-18.4	-	+7.9	-12.4	-
		$X_1 + X_2$	-24.4	-24.8	-	+0.2	-18.5	-

TAB. IV.14: Critères de bilans volumiques obtenus en calage/validation pour différents jeux de paramètres évolutifs dans le temps.

écoulés lors des périodes d'étiages étant dans l'ensemble mieux restitués. Cette situation est loin d'être le cas avec la 1^{ère} approche, qui tend à accentuer les écarts entre hydrogrammes observés et simulés.

Enfin, les performances du modèle en terme de *Bilan_HE* ont tendance à diminuer avec la 2^{em} approche sur la période de calage et à augmenter légèrement en période de validation, à l'exception de la Têt où les volumes d'eau sont en général trop sous-estimés. La 1^{er} approche conduit aux meilleurs résultats sur la période de validation tandis que la 3^{em} approche conduit généralement à une trop large sous-estimation des débits de crue.

L'ensemble de ces résultats révèle que l'approche visant à faire évoluer le paramètre X_2 en fonction des conditions climatiques conduit dans l'ensemble à de meilleurs résultats comparé aux autres hypothèses: les écarts entre hydrogrammes observés et simulés par le modèle sont réduits, particulièrement pour les débits d'étiages qui étaient trop largement surestimés dans la simulation standard. Augmenter la capacité du réservoir sol s'avère en revanche avoir un impact limité en terme d'amélioration des performances du modèle, ce qui est cohérent avec l'analyse de sensibilité effectuée sur les erreurs faites sur sa valeur (cf. section IV.5.2.3). Notons toutefois que cette approche conduit à de meilleurs résultats en terme de volume d'eau écoulé lors des périodes de hautes eaux sur la période de validation, ce qui pourrait indiquer que l'augmentation du réservoir utile a pu limiter l'amplitude des événements de crue. Cette interprétation reste cependant à prendre avec beaucoup de précaution. Enfin, l'approche visant à faire évoluer les paramètres X_1 et X_2 simultanément conduit généralement à des résultats moins bons que celle visant à faire évoluer X_2 uniquement.

La figure IV.8 confirme ces résultats: les séries des différences entre les débits annuels simulés par le modèle en faisant évoluer uniquement le paramètre X_2 et ceux réellement observés ne montrent plus de dérive dans le temps ou, dans le cas de l'Hérault, une dérive moins importante comparée à l'approche standard. Les dérives subsistent en revanche lorsque l'on fait évoluer uniquement la capacité du réservoir sol (non monté).

Les résultats des tests de modélisation effectués ici apportent des éléments de réponse sur l'importance des divers facteurs qui sont à l'origine des évolutions hydrologiques constatées dans le chapitre précédent, en particulier pour l'Hérault et l'Orb. De manière générale, les mauvais résultats des simulations réalisées en tenant compte d'un impact possible de la reforestation sur la capacité du réservoir sol permettent de suggérer que ce phénomène n'a joué qu'un rôle mineur sur la tendance à la diminution des débits. L'hypothèse testée est



FIG. IV.18: Evolution des différences (en mm) entre les séries de débits annuels observés et simulés par le modèle en faisant évoluer X_2 en fonction des conditions climatiques sur la période 1965-2004. Qobs est marqué d'un astérisque pour les séries observées partiellement comblées par les sorties du modèle. L'Aude et le Tech ne sont pas représentés, l'hypothèse consistant à faire évoluer le paramètre X_2 n'ayant pu être testée pour ces bassins.

cependant très simplificatrice, car l'augmentation du couvert forestier n'affecte pas seulement la capacité du réservoir sol mais peut également contribuer à favoriser l'interception (non représentée dans le modèle). Faire évoluer le paramètre X_2 en fonction de la température conduit à de meilleures performances du modèle comparé à l'approche standard pour les bassins de l'Hérault, l'Orb et la Têt. Pour les 2 premiers, ce résultat indique que l'augmentation de l'évaporation pourrait être responsable de l'intensification des périodes d'étiages, même si les prélèvements anthropiques peuvent également avoir eu tendance à augmenter sous l'effet de la température. On ne peut en revanche pas vraiment conclure sur la diminution du niveau des nappes d'accompagnement dans ces fleuves, compte tenu de l'ambiguïté qui pèse sur les interprétations possibles du paramètre X_2 . Toutefois, si la diminution du niveau des nappes d'accompagnement est à l'origine de la baisse des débits, celle-ci est pourrait être en lien avec l'augmentation de l'évaporation, même si la diminution des précipitations hivernales a également pu contribué à la baisse de la recharge des nappes au cours de la période 1965-2004. Pour les bassins pyrénéens, il était impossible de vérifier l'hypothèse d'une augmentation de l'évaporation associée à l'augmentation des précipitations sous forme liquide durant les saisons automnales et hivernales, car la différenciation des précipitations liquides et neigeuses est mal reproduite par le modèle. Ainsi, le réservoir neige simule une quantité de précipitations stockées sous forme neigeuse quasiment constante sur la période 1965-2004 (non montré), alors que les observations indiquent plutôt que celles-ci ont tendance à diminuer de manière importante. Une modélisation à base physique et à une résolution spatiotemporelle plus fine serait nécessaire afin de tester cette hypothèse. Le cas de la Têt reste assez singulier, les prélèvements pouvant constituer une rétroaction positive à l'augmentation de la demande climatique en eau dans ce bassin.

En terme de modélisation hydrologique, il semble au final que la fonction de production sous-estime l'augmentation de l'évapotranspiration réelle sur l'ensemble des fleuves étudiés au cours de la période 1965-2004, à l'exception de l'Agly. Ceci peut-être lié à plusieurs facteurs: incertitudes sur la formule d'évapotranspiration potentielle, structure du modèle, sous-représentation des processus physiques associés aux phénomènes d'évapotranspiration, etc. Même si la performance du modèle GR2M est globalement satisfaisante pour la reproduction des écoulements observés dans les bassins étudiés, cette étude soulève les limitations importantes qui pèsent sur l'utilisation de ce type de modèle dans un contexte d'instationnarité climatique en zone méditerranéenne.

Synthèse

Quel modèle hydrologique utiliser pour des scénarios d'impact du changement climatique ?

Les modèles hydrologiques sont nombreux et variés d'un point de vue de leur structure, de leur complexité et de leur conceptualisation/paramétrisation physique du cycle de l'eau. Compte tenu de la limitation des données disponibles et des incertitudes relatives aux scénarios climatiques projetés pour le futur, il nous a paru suffisant d'utiliser un modèle hydrologique de type conceptuel fonctionnant au pas de temps mensuel et à l'échelle globale. Le choix du modèle GR2M repose sur le fait qu'il est actuellement largement utilisé dans l'estimation des débits de référence des bassins du quart sud-est de la France.

• Quelle est la stratégie de modélisation retenue ?

Une attention particulière a été portée sur l'optimisation la plus réaliste possible de l'algorithme du modèle aux bassins étudiés dans cette thèse, notamment à travers la mise au point d'un module neige qui soit capable de restituer l'hydrogramme saisonnier moyen des bassins pyrénéens. Le choix des données d'entrées, des périodes de calage/validation a également été testé afin d'aboutir aux meilleures performances possibles du modèle.

• Qu'a permis de révéler l'analyse de sensibilité du modèle ?

L'analyse de la sensibilité du modèle aux variations sur les paramètres a permit de révéler le rôle primordial du paramètre X_2 , dont la fonction est de corriger des erreurs faites sur les données d'entrée afin d'ajuster au mieux les volumes d'eau simulés sur ceux réellement observés. Le rôle des paramètres X_3 et X_{SNM} est en revanche apparu comme secondaire, voire négligeable pour ce dernier, ce qui nous a conduit à fixer la valeur du paramètre X_{SNM} dans la version finale du modèle.

Les précipitations constituent la donnée d'entrée pour lequel le modèle s'est révélé le plus sensible, soulignant le rôle clé de cette variable dans la modélisation pluie-débit. Les valeurs d'ETP arrivent au second rang en terme de degré de sensibilité du modèle aux données d'entrée, tandis que les erreurs faites sur la capacité maximale du réservoir sol ont un impact négligeable en terme de performances du modèle.

Le modèle est-il capable de reproduire les tendances observées sur la période 1965-2004 ?

Globalement, la tendance à l'augmentation du déficit hydrique n'est pas suffisamment bien reproduite par le modèle, ce qui est probablement dû à la faible représentation des mécanismes physiques associés à l'évapotranspiration. Les débits d'étiage en particulier semblent trop largement surestimés par le modèle sur la fin de la période. Des essais de modélisation visant à faire évoluer certains paramètres ont permis de mettre en évidence le rôle principal de l'augmentation de l'évaporation sur l'intensification des débits d'étiages dans les bassins de l'Hérault et de l'Orb. La reforestation et les prélèvements anthropiques ne semblent avoir joué qu'un rôle secondaire dans les évolutions hydrologiques constatées. Pour les bassins pyrénéens, il nous était malheureusement impossible de vérifier l'hypothèse d'une augmentation de l'évaporation associée au changement de phase des précipitations automnales et hivernales, compte tenu de la sous-représentation des processus physiques simulés par le modèle.

Les simulations obtenues sous scénarios climatiques futurs doivent donc être considérés avec précaution, allant dans le sens de scénarios plutôt optimistes des conditions d'écoulement futures si on s'en réfère à l'incapacité du modèle à reproduire de manière fiable les tendances déjà observées.

CHAPITRE V – IMPACTS POTENTIELS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU A LA FIN DU XXI^{ème} SIECLE

Préambule

Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'adaptation du modèle GR2M aux bassins versants étudiés permettait de parvenir à une reproduction satisfaisante des hydrogrammes observés sur la période 1965-2004. Le seul bémol est que, dans sa version standard, il semble sous-estimer la tendance générale à l'augmentation du déficit hydrique. La modification de la relation pluie-débit en fonction des conditions climatiques permet néanmoins de réduire voire d'annuler complètement la dérive des sorties du modèle dans certains bassins. Ces résultats nous ont encouragé à utiliser le modèle GR2M afin de donner une première évaluation des conditions d'écoulements qui pourraient être observés d'ici la fin du siècle et ce, à partir de scénarios climatiques régionaux.

La première section est consacrée à un rappel des techniques permettant d'aboutir à des scénarios de changement climatique à l'échelle régionale, étape indispensable afin de générer les variables d'entrée nécessaires à tout modèle hydrologique. La description des modèles et des scénarios climatiques utilisés est ensuite abordée, avec un point concernant la comparaison des conditions climatiques observées et simulées sur la période de référence 1961-1990. La méthodologie suivie pour adapter les scénarios climatiques à notre étude sera ensuite présentée, de même que les hypothèses faites sur la modélisation hydrologique quant à l'implémentation de ces scénarios. Enfin, les résultats obtenus sur les écoulements simulés à partir des scénarios climatiques considérés seront présentés et discutés.

V.1. Régionalisation du changement climatique

V.1.1. Problématique

V.1.1.1. Les modèles climatiques globaux

Les modèles climatiques constituent à l'heure actuelle les seuls outils pour évaluer l'impact des changements climatiques futurs. Ces programmes informatiques tentent de fournir une représentation numérique du système climatique fondée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes et leurs processus d'interaction et de rétroaction, et qui tient compte de la totalité ou d'une partie de ses propriétés connues (*Solomon, 2007*). La complexité des modèles climatiques est variable: ainsi, pour une composante ou une combinaison de composantes donnée, on peut définir une hiérarchie de modèles différant par le nombre de dimensions spatiales, le degré de représentation explicite des processus physiques, chimiques ou biologiques, le degré d'inclusion de paramétrages empiriques, etc. Les modèles climatiques sont des outils de recherche pour l'étude et la simulation du climat, mais ils sont également utilisés en mode opérationnel, notamment pour les prévisions météorologiques mensuelles, saisonnières et interannuelles.

A l'heure actuelle, ce sont les Modèles de Circulation Générale couplés Atmosphère Océan (MCGAO) qui fournissent une des représentations les plus complètes du système climatique. Ces modèles comprennent des composants dynamiques qui retracent les processus atmosphériques, océaniques et terrestres. Une évolution se dessine progressivement vers des modèles encore plus complexes à chimie et biologie interactive.

La structure conceptuelle d'un MCGAO peut être vue comme une grille tridimensionnelle discrétisant l'espace en un maillage plus ou moins régulier de cubes couvrant l'ensemble de la planète (Figure V.1). Chaque cube est caractérisé par un ensemble de variables qui décrivent les différentes composantes du climat: pression, température, précipitations, humidité, végétation, etc. Toutes ces composantes interagissent les unes avec les autres, à la fois à l'intérieur d'un cube et avec les cubes voisins, et évoluent temporellement et spatialement sous l'effet du forçage radiatif notamment.

Les lois physiques qui régissent ces évolutions sont connues de manière plus ou moins précises et sont appliquées aux variables contenues dans chaque cube, avec une résolution temporelle qui est généralement de l'ordre de la demi-heure environ. Les choix de résolution



FIG. V.1: Structure conceptuelle d'un Modèle de Circulation Générale couplé Atmosphère Océan. (Adapté de *Viner et Hulme, 1997*).

spatiale et temporelle, ainsi que de la fréquence d'archivage des résultats finaux, sont cependant fonction des objectifs des simulations réalisées, de la capacité informatique disponible ainsi que de la stabilité numérique du modèle.

Le nombre de MCGAO est en nette progression dans le monde depuis les 2 dernières décennies. On compte actuellement plus de 20 modèles climatiques globaux issus de différents centres de recherche disponibles pour effectuer des simulations climatiques.

V.1.1.2. Limitations des MCGAO

Les MCGAO sont très complexes et très coûteux en temps de calcul, ce qui fait qu'ils ne peuvent actuellement tourner qu'à des résolutions spatiales limitées, de l'ordre de 250 km environ pour la composante atmosphérique. Cette résolution spatiale est suffisante pour représenter de manière explicite les mouvements de grande échelle associés aux processus synoptiques se déroulant à l'échelle de milliers de kilomètres (cellules de Hadley-Walker, dépressions et anticyclones des moyennes latitudes, etc.; *Le Treut, 2003*). Elle est en revanche insuffisante pour représenter les phénomènes d'échelle inférieure à quelques dizaines de kilomètres, bien que leur rôle dans le fonctionnement du climat soit primordial. Ces derniers sont alors « paramétrisés », approche qui consiste à utiliser des formules simplifiées afin de simuler les phénomènes à partir de variables déterminées selon la physique du modèle. A titre d'exemple, la couverture nuageuse dans les MCGAO est déterminée à partir de la température et de l'humidité.

Ainsi, les dynamiques à grande échelle des MCGAO sont reproduites à partir des lois connues de la physique alors que plusieurs processus tels que la formation des nuages et des précipitations, le mélange des eaux océaniques par les ondes et la formation de masses d'eau, etc. y sont paramétrisées. Les schémas de paramétrisation pouvant varier d'un modèle climatique à un autre, ils constituent une des sources principales d'incertitudes des projections climatiques.

V.1.1.3. Implications pour notre étude

La faible résolution spatiale des MCGOA comparée à celle nécessaire au modèle GR2M pose plusieurs problèmes: tout d'abord, elle est largement insuffisante. Le modèle GR2M nécessitant des données d'entrée déterminées à l'échelle des bassins étudiés dont la surface varie de 730 à près de 5000 km² tandis que les mailles des MCGAO couvrent une surface de 625000 km² en moyenne (variant en fait avec la latitude). De plus, une variable moyennée sur une maille de 250 km de côté ou à l'échelle d'un bassin versant de taille réduite constitue 2 entités physiques différentes, n'ayant pas les mêmes propriétés. Notons également que les phénomènes se produisant à l'échelle sous-maille, comme les précipitations, sont calculées à l'échelle d'une maille entière, ce qui peut également induire des biais importants à l'échelle régionale. Enfin, et c'est sans doute le problème le plus important, le climat régional résulte en partie de l'interaction d'un état atmosphérique de grande échelle et de contraintes physiographiques locales (von Storch, 1995, 1999). Or, un MCGAO est actuellement parfaitement incapable de reproduire finement les caractéristiques physiographiques locales, particulièrement dans notre zone d'étude où la complexité du relief est importante. Cette mauvaise représentation de l'orographie a nécessairement un impact sur la simulation du climat dans notre zone d'étude.

Une étape déterminante de la plupart des études d'impact du changement climatique consiste à dériver l'information climatique contenue dans les scénarios globaux à basse résolution en scénarios régionaux à haute résolution nécessaire au modèle d'impact (*Boé, 2007*). C'est l'essence même de que l'on nomme plus communément « désagrégation » des modèles climatiques illustrée par la figure V.2.



FIG. V.2: Problématique de la désagrégation

(Source: David Viner, Climatic Research Unit, University of East-Anglia. http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/).

Pour notre étude, la désagrégation constitue une étape cruciale, compte tenu des caractéristiques physiographiques particulièrement complexes des bassins étudiés. Les précipitations notamment, variables majeures du cycle hydrologique, sont parmi les plus difficiles à modéliser et donc les plus biaisées, les paramétrisations et la représentation du relief ayant un fort impact sur elles (*Boé, 2007*). Simuler correctement les débits de si petits bassins versants implique nécessairement de disposer de variables météorologiques représentées à une échelle spatiale fine.

Une étude des impacts du changement climatique débute donc par le choix d'une méthode de désagrégation. Un effort important a été entrepris au cours des dernières décennies afin de développer des méthodes de désagrégation (nommées « downscaling methods» en anglais) qui permettent d'accéder à l'information climatique régionale. Ces méthodes sont classiquement regroupée en deux grandes familles: désagrégation dynamique et désagrégation statistique (*Mearns et al., 1999*) même si ce classement est en fait parfois artificiel.

V.1.2. Désagrégation dynamique

Cette technique consiste à augmenter la résolution spatiale des modèles climatiques afin de mieux reproduire les caractéristiques climatiques régionales. Deux approches sont couramment utilisées qui consistent soit à augmenter la résolution spatiale de la composante atmosphérique des modèles climatiques globaux (de manière homogène ou variable dans l'espace) soit à « emboîter » un modèle climatique régional à l'intérieur d'un modèle climatique global.

V.1.2.1. Modèles climatiques à haute résolution

Cette technique consiste à augmenter la résolution spatiale de la composante atmosphérique d'un MCGAO et d'utiliser seulement celle dernière, sans couplage avec un modèle d'océan (on parle alors de MCGA à haute résolution). Le modèle atmosphérique est alors forcé par les Température de Surface Océaniques (TSO) et la concentration en glace de mer issues du MCGAO, d'un autre MCGAO ou des observations (dans le cas des simulations dites « de contrôle »). Notons que le MCGA à haute résolution intègre généralement le même schéma de surface que celui du MCGAO dont il est originaire.

Les simulations climatiques réalisées à partir de MCGA à haute résolution s'accordent mieux avec les observations même si le degré d'amélioration varie en fonction des régions considérées (*Duffy et al., 2003*). Elle comporte néanmoins quelques défauts: d'abord, son coût de calcul est très élevé, ne permettant d'effectuer des simulations à haute résolution que sur quelques décennies seulement. De plus, l'absence de rétroactions entre les composantes atmosphériques et océaniques peut engendrer une altération de la variabilité climatique (*Bretherton et Battisti, 2000*). La résolution des grilles des MCGA utilisés à haute résolution atteint actuellement environ 100 km et l'on prévoit que 50 km sera probablement la norme dans un futur proche (*May et Rockner, 2001; Déqué et Gibelin, 2002, Govindasamy et al., 2003*).

Une approche alternative à l'utilisation des MCGA à haute résolution consiste à augmenter la résolution de la composante atmosphérique uniquement sur la zone d'intérêt et à la dégrader progressivement à mesure qu'on s'en éloigne. On parle alors de MCGA à Résolution Variable (MCGARV) (*Fox-Rabinovitz et al., 2001; McGregor et al., 2002, Gibelin et Déqué, 2003*). Cette approche est attractive car elle permet d'augmenter la résolution spatiale sur une région choisie tout en conservant l'interaction avec les autres zones de l'atmosphère, avec un coût en temps de calcul moins important comparé à celui des MCGA à haute résolution fixe. Les problèmes numériques dus à l'étirement semblent également minimes lorsque les facteurs d'étirement restent faibles (par ex. *Lorant et Royer, 2001*). Les résultats des simulations réalisées à partir des MCGARV indiquent que ces derniers sont capables de mieux reproduire les caractéristiques climatiques sur les zones à haute résolution que les MCGAO, tandis qu'il n'y a pas de pertes de performances sur les autres zones du globe. Météo-France a opté pour ce type d'approche afin de réaliser des simulations climatiques à partir du modèle climatique à résolution horizontale variable ARPEGE-VR.

V.1.2.2. Modèles climatiques régionaux « emboîtés »

Cette possibilité consiste à utiliser un modèle atmosphérique à haute résolution sur une zone géographique choisie. Le modèle est alors forcé à ses frontières (atmosphériques sur toute la verticale et océaniques) par les sorties d'un MCGAO (*Giorgi et al., 1990*): on parle alors de Modèles Climatiques Régionaux (MCR) à aires limitées dont les conditions aux limites sont fournies par un MCGAO. La résolution spatiale typique des MCR pour effectuer des simulations climatiques est actuellement de l'ordre de 50 km environ, bien que certaines simulations climatiques soient réalisées sur des grilles d'espacement plus réduites (par ex. *Christensen et Christensen, 2004; Kleinn et al., 2005*).

Dans cette approche, l'idée sous-jacente est que le climat soit reproduit à échelle fine sur la zone d'intérêt tout en étant en accord avec la circulation atmosphérique générale fournie par le MCGAO. La capacité des MCR à reproduire le climat régional dépend donc fortement du réalisme de la circulation à grande échelle simulée par le MCGAO (par ex. *Pan et al., 2001*). Néanmoins, la plupart des études s'accordent à reconnaître la capacité des MCR à recréer avec un certain réalisme les caractéristiques climatiques régionales même si elles sont absentes des conditions aux limites fournies par le MCGAO (*Antic et al., 2005; Dimitrijevic et Laprise, 2005*). Cette technique est la plus souvent utilisée en raison de son faible coût numérique, même si elle est plus compliquée à mettre en place en raison du forçage par les conditions aux limites latérales.

A noter que toutes ces tentatives d'amélioration de la simulation du climat à fine échelle conduisent à une résolution spatiale qui reste encore limitée (de l'ordre de 50 km environ), ce qui n'est pas toujours satisfaisant dans le cadre des études d'impact. La représentation de la variabilité sous-maille peut s'avérer nécessaire et des techniques statistiques complémentaires de spatialisation peuvent alors être mises en œuvre (*Onibon et al., 2004*).

D'autre part, l'augmentation de la résolution d'un modèle climatique ne résout pas tous les problèmes, notamment ceux liés aux paramétrisations et aux biais importants sur les températures, précipitations etc. qui peuvent subsister à l'échelle régionale. Ainsi, corriger les biais d'un MCR est une étape indispensable pour étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique (*Wood et al., 2004*). Nous reviendrons sur ce point dans la section V.3.2.

V.1.3. Désagrégation statistique

V.1.3.1. Principe

La désagrégation statistique repose sur le concept que le climat régional est la résultante de l'interaction entre l'état climatique de grande échelle et les propriétés physiographiques locales, telles que la topographie, l'usage des sols, les contrastes terre-mer, etc. (*von Storch, 1995, 1999*). Selon ce principe, un modèle statistique reliant une ou des variables caractérisant l'état de l'atmosphère à grande échelle (variables prédictives) aux variables climatiques locales ou régionales (variables prédites) est construit en se basant sur des observations (ou pseudo-observations, comme les réanalyses par exemple pour la circulation générale). Ce

modèle statistique est ensuite utilisé pour dériver les variables climatiques régionales à partir de la circulation générale simulée par un MCGAO. Cette méthode repose sur 3 grandes hypothèses:

- Hyp.1: Les prédicteurs sont des variables adéquates pour le problème étudié (climat régional/local), leur lien avec le climat régional est fort et la zone sur laquelle on les considère est pertinente. Les prédicteurs doivent de plus être simulés de façon réaliste par les modèles climatiques, les projections climatiques régionales pouvant être faussées le cas échéant.
- Hyp.2: Le Modèle de Désagrégation Statistique (MDS) entre variable(s) prédictive(s) et prédite(s) établi pour le climat actuel reste valable dans le climat futur perturbé par les forçages anthropiques. Cette hypothèse de stationnarité est parfaitement invérifiable, ce qui constitue le défaut principal de cette méthode. Un moyen de contourner cette limitation serait de disposer de données observées couvrant une large palette de conditions climatiques incluant les modifications futures des prédicteurs climatiques. Ceci n'est malheureusement pas le cas, compte tenu de la période limitée sur laquelle on dispose d'observations fiables. On peut néanmoins justifier l'hypothèse de stationnarité lorsque le MDS repose sur une bonne compréhension des mécanismes physiques en jeu.
- Hyp.3: Les prédicteurs doivent représenter le signal du changement climatique. Par exemple, la circulation atmosphérique peut être un bon et suffisant prédicteur de la température de surface régionale pour le climat présent. Néanmoins, dans le climat futur, le changement de température ne sera selon toute vraisemblance pas dominé par les changements associés à la dynamique, mais plutôt par les changements radiatifs liés à l'augmentation de la concentration en GES. En l'absence de prédicteurs portant ce signal radiatif, le MDS ne sera pas adapté au climat futur.

V.1.3.2. Méthodes de désagrégation statistique

Plusieurs méthodes de désagrégation statistiques ont été mises au point, qui sont d'ailleurs aussi bien utilisées en prévision météorologique opérationnelle à court et moyen terme que comme techniques de régionalisation des scénarios climatiques basse résolution. On peut regrouper ces MDS en 3 familles:

- Analogues / Classification en types de temps

La méthode des analogues est sans doute la plus intuitive car elle se base sur l'idée que les mêmes causes (en terme de CAGE) produisent les mêmes effets (pour le climat régional). Le principe est que, connaissant pour un jour donné la CAGE, on recherche dans une archive climatique le jour avec la structure de circulation atmosphérique la plus proche. Cette méthode est à la fois simple et performante et est couramment utilisée pour régionaliser les scénarios climatiques basse résolution fournis par les MCGAO (*Martin et al., 1997; Timbal, 2004*). Elle reste cependant une méthode de type « boîte noire », car on ne peut expliquer en terme physique les mécanismes en jeu sans recourir à des analyses plus approfondies.

Une autre option consiste à regrouper les jours observés en un nombre finis de types de temps discrets, selon la similarité de leur situation synoptique. Ensuite, les propriétés du climat régional sont assignées en fonction de l'appartenance de la circulation d'un jour donné à tel ou tel type de temps, par rééchantillonnage par exemple (*Boé et al., 2006*). L'avantage des méthodes basées sur les types de temps est leur puissance explicative, car les types de temps traduisent de manière simple les liens entre la CAGE et le climat local/régional.

- Régressions

Il s'agit d'une des méthodes les plus simples pour relier linéairement ou non-linéairement les variables locales aux prédicteurs de grande échelle. Peuvent être employées aussi bien les techniques de régression multiple (*Murphy, 1999*) que les analyses de corrélations canoniques (*Xoplaki et al., 2003, 2004; Hertig et Jacobeit, 2008*) pour les méthodes linéaires et les méthodes basées sur les réseaux de neurones (*Crane et Hewitson, 1998*) ou les algorithmes génétiques (*Liu et al., 2007*) pour les approches non-linéaires.

Les méthodes de désagrégation basées sur la régression permettent souvent d'obtenir les meilleures corrélations entre variables observées et reconstituées, mais sous-estiment en général la variance temporelle. Des difficultés existent également pour maintenir la cohérence entre de multiples variables locales, ce qui fait qu'elles sont rarement utilisées dans le cadre de problèmes de désagrégation multi-variée.

- Générateurs de temps

Il s'agit d'un modèle statistique dont l'objectif est de produire des séries temporelles respectant les propriétés statistiques de la variabilité climatique locale considérée, sans chercher néanmoins à en reproduire la séquence observée (*Wilks et Wilby, 1999*). Cette technique est également performante, son principal problème étant de sous-estimer la variabilité temporelle basse fréquence des précipitations (*Mearns et al., 1996*). Elle peut également devenir très complexe dans le cas où plusieurs variables spatialement distribuées doivent être désagrégées, en raison de la modélisation des dépendances statistiques spatiales et inter-variables.

Les méthodes de désagrégation statistiques ont fait l'objet de nombreux développements et applications au cours de la dernière décennie et il semble que les meilleurs MDS en terme de performance soient ceux qui combinent fonctions de transferts déterministes et composants stochastiques (par ex. *Wilby et al., 2003; Hewitson et Crane, 2006*). Concernant les prédicteurs, ils semblent que les meilleurs résultats soient obtenus en combinant variables dynamiques (anomalies de hauteur des géopotentiels par ex.) et d'humidité, particulièrement dans le cas où les précipitations sont les variables à prédire (*Wilby et al., 2003; Hertig et Jacobeit, 2008*).

La figure V.3, inspirée de *Boé (2007)*, résume de façon schématique les différentes étapes d'une étude classique des impacts du changement climatique suivant la (les) technique(s) de régionalisation adoptée.

V.1.4. Avantages et inconvénients des deux approches

Les deux techniques de régionalisation sont considérées comme complémentaires par la communauté des climatologues, chacune des méthodes possédant ses propres qualités et défauts (Tableau V.1). Ainsi, alors que la désagrégation dynamique ne nécessite pas de disposer impérativement des observations, celles-ci sont en revanche nécessaires à la désagrégation statistique, aux échelles spatio-temporelles compatibles avec le modèle d'impact. Notons cependant que si l'on souhaite corriger les biais d'un MCR, ce qui s'avère presque toujours nécessaire en pratique, la disponibilité d'observations s'avère également indispensable.

En terme de résolution spatiale, la désagrégation statistique n'a aucune limite mais elle correspond à celle des observations utilisées pour bâtir le MDS. L'approche dynamique est limitée à la résolution spatiale du MCR utilisé. Une interpolation à plus petite échelle est possible, mais la variabilité sous-maille n'existera pas, à moins d'employer des techniques de



FIG. V.3: Etapes d'une étude de régionalisation des impacts du changement climatique.

	Désagrégation dynamique	Désagrégation statistique	
Disponibilité d'observations	Pas obligatoire	Indispensable	
Résolution spatiale	Limitée à celle du MCR	Illimitée	
Difficulté de mise en place	Difficile	Facile	
Coût numérique	Important	Faible	
Variables de sortie	Toutes	Limitées à celle du MDS	

TAB. V.1: Avantages et inconvénients des 2 techniques de régionalisation des scénarios climatiques basse résolution.

spatialisation compliquant encore la tâche.

La désagrégation statistique demande un travail préalable important afin de comprendre les mécanismes physiques reliant la CAGE et le climat régional et ensuite de les traduire sous forme statistique. Cependant, une fois mise en place, le MDS peut être utilisée simplement et rapidement pour régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques basse résolution. La

désagrégation dynamique est en revanche beaucoup plus complexe à implémenter, en raison de la nécessité de coupler plusieurs MCGAO/MCR afin d'évaluer (entre autres) l'incertitude sur la paramétrisation des processus physiques non résolus (*Rowell, 2006*; *Wilby et al., 2006*).

L'avantage majeur de la désagrégation dynamique est que l'on peut avoir accès à toutes les variables météorologiques possibles, ce qui permet des études de mécanismes bien plus fines et poussées que celles permises par la désagrégation statistique, qui se limite aux quelques variables nécessaires au modèle d'impact.

Enfin, la désagrégation dynamique prend en compte la majeure partie des processus physiques qui vont jouer avec le changement climatique ainsi que leurs interactions complexes. De ce point de vue, les variables climatiques simulées par un MCR semblent avoir un degré de confiance et de cohérence entre-elles plus élevé que celles issues de la désagrégation statistique. Les paramétrisations de certains processus et la nécessité d'appliquer une fonction de correction aux biais du MCR constituent cependant 2 points faibles de la désagrégation dynamique. L'hypothèse de stationnarité des paramétrisations et de la fonction de correction appliquées aux scénarios climatiques est nécessaire et, de ce fait, équivalente à celle de la désagrégation statistique concernant la relation entre prédicteur(s) et climat régional. De ce point de vue, aucune des 2 méthodes de désagrégation ne peut réellement être considérée comme plus fiable.

Notons enfin que la désagrégation statistique peut également s'appliquer aux variables de sorties d'un MCR, ce qui rend la distinction entre désagrégation statistique et désagrégation dynamique artificielle.

V.1.5. Méthodologie de régionalisation adoptée

Il était hors de portée dans cette thèse d'effectuer une régionalisation de scénarios climatiques basse résolution par désagrégation statistique et ce, en raison de contraintes purement matérielles. La récupération des scénarios climatiques basse résolution du GIEC mais surtout la mise au point d'un MDS performant nécessitait un temps de travail considérable, particulièrement pour notre zone d'étude où la complexité physiographique induit une variabilité spatiale importante des conditions climatiques. *Boé (2007)*, qui a développé une technique de désagrégation statistique à l'échelle de la France, précise notamment que les plus mauvais résultats de sa méthode sont obtenus dans la région de Perpignan. Notons que les résultats des analyses de corrélations canoniques effectuées entre

les géopotentiels 500hpa et les températures/précipitations dans notre zone d'étude s'avèrent intéressants à exploiter pour le développement futur d'un MDS adapté à la région Languedoc-Roussillon (cf. section III.3.2).

Nous avons donc opté pour la désagrégation dynamique afin de travailler à partir de scénarios climatiques à haute résolution spatiale. Pour cela, les simulations climatiques régionales réalisées dans le cadre du récent projet européen PRUDENCE ont été récupérés, les sorties de modèles climatiques régionaux étant facilement accessibles et donc plus rapidement utilisables pour forcer le modèle GR2M. Le détail du projet ainsi que la méthode utilisée pour implémenter les scénarios climatiques régionaux sont présentés dans les sections suivantes.

V.2. Projections climatiques du projet PRUDENCE

V.2.1. Description du projet

V.2.1.1. Objectifs

Le projet PRUDENCE (<u>P</u>redition of <u>R</u>egional scenarios and <u>U</u>ncertainties for <u>D</u>efining <u>E</u>uropea<u>N</u> <u>C</u>limate change risks and <u>E</u>ffects; *Déqué et al.*, 2005) est l'un des tout premiers programmes à avoir impliqué la collaboration de plus de 20 centres de recherche européens travaillant sur la modélisation du climat. Ses principaux objectifs ont été de fournir des scénarios de changement climatique à haute résolution à l'échelle du continent européen pour la fin du $21^{\text{ème}}$ siècle et d'explorer les incertitudes associées à ces projections.

Pour cela, plusieurs MCR ont été utilisés, dont les conditions aux limites ont été fournies par 2 MCGA (pour rappel Modèle de Circulation Atmosphérique à haute résolution sans couplage avec un modèle océanique) eux-mêmes forcés par un unique MCGAO (Modèle de Circulation couplés Atmosphère - Océan à basse résolution).

Plusieurs sources d'incertitude ont été étudiées:

- (1) Incertitudes d'échantillonnage du à la variabilité naturelle du climat, qui est la conséquence de la nature chaotique du comportement de l'atmosphère et de l'océan. Comme les propriétés statistiques du climat simulé sont estimés sur un nombre limité d'années (30 au total), plusieurs simulations ont été réalisées à partir du même MCR et des mêmes conditions aux limites afin d'évaluer cette incertitude (on parle alors de « membres » appartenant au même « ensemble »).
- (2) Incertitudes liées à la modélisation du climat, en utilisant plusieurs MCR qui utilisent différentes techniques de discrétisation des équations et de paramétrisation des processus sous-maille.
- (3) Incertitudes de concentration en GES, en utilisant plusieurs scénarios d'émission.
- (4) Incertitudes des conditions aux limites, en utilisant les sorties de 2 MCGA pour forcer les MCR.

Chaque expérience a consisté en une simulation de contrôle représentant la période 1961-1990 et une simulation d'un scénario futur représentant les années 2071-2100. La plupart des simulations ont utilisé des conditions aux limites identiques fournies par le *Hadley Centre Atmospheric Model (HadAM3H)* pour le scénario A2 et ce, afin de fournir une meilleure compréhension des incertitudes dus aux paramétrisations distinctes des MCR. Certaines simulations ont également été réalisées à partir du scénario B2, de conditions aux limites fournies par un deuxième MCGA (*ECHAM4/OPYC3*) et de conditions aux limites issues de plusieurs simulations effectuées à partir du même MCGA et pour un même scénario d'émission (dans le but d'évaluer également les incertitudes du à l'échantillonnage de la CAGE simulée par le MCGA). Enfin, quelques modèles climatiques ont été utilisés dans leur version à très haute résolution (jusqu'à 12 km pour le modèle *HIRHAM*), afin de tester l'incertitude sur la résolution spatiale.

Une description exhaustive des MCR et MCGA utilisés ainsi que du projet dans son intégralité peut être trouvée dans *Déqué et al (2005)*, *Christensen et Christensen (2007)* et sur le site web <u>http://prudence.dmi.dk</u>.

Les deux scénarios d'émission A2 et B2 couvrent, en terme d'étendue de concentration en GES, 50% de la gamme de concentration en GES des neufs scénarios proposés par le GIEC pour la fin du $21^{\text{ème}}$ siècle (*Déqué et al., 2007*). La description de l'évolution socio-économique associés à ces scénarios est donnée ci-dessous, reprenant celle du $4^{\text{ème}}$ rapport du GIEC (*GIEC, 2007*):

A2: ce scénario décrit un monde très hétérogène. Le thème sous-jacent est l'autosuffisance et la préservation des identités locales. Les schémas de fécondité entre régions convergent très lentement, avec pour résultat un accroissement continu de la population mondiale. Le développement économique a une orientation principalement régionale, et la croissance économique par habitant et l'évolution technologique sont plus fragmentés et plus lentes que dans les autres scénarios.

B2: ce scénario correspond à un monde où l'accent est placé sur des solutions locales dans le sens de la variabilité économique, sociale et environnementale. La population mondiale s'accroît de manière continue mais à un rythme plus faible que dans le scénario A2, il y a des niveaux intermédiaires de développement économique et l'évolution technologique est moins rapide et plus diverse que dans les autres scénarios. Le scénario B2 est également orienté vers la protection de l'environnement et l'équité sociale, mais sur des niveaux locaux et régionaux.
V.2.1.2. Critiques

La plupart des simulations réalisées ont intégré les forçages provenant d'un seul MCGA *(HadAM3H)*, à l'exception de rares cas où ceux du MCGA *ECHAM4/OPYC3* ont également été utilisés. Or, *Déqué et al. (2007)* ont montré que l'incertitude majeure des projections climatiques issues du projet PRUDENCE provient essentiellement des conditions aux limites fournies par le MCGA. La seule exception concerne les changements de précipitations estivales, pour lesquelles le choix du MCR semble être à l'origine d'une incertitude toute aussi importante que celui du MCGA utilisé.

En outre, les modèles *HadAM3H* et *ECHAM4/OPYC3* simulent des changements de la circulation à grande échelle plutôt atypiques comparés à ceux simulé en moyenne d'ensemble par les modèles climatiques intégrés dans le dernier rapport du GIEC (*Déqué et al., 2007; Boé, 2007*).

Le choix du scénario d'émission n'est responsable que d'une incertitude limitée comparée à celles issues des MCR et des MCGA, à l'exception toutefois des changements sur les températures estivales (*Déqué et al., 2007*). Enfin, l'incertitude relative à l'échantillonnage dû à la variabilité naturelle du climat semble minime par rapport à celles émanant des autres sources d'incertitudes.

Eu égard à ces résultats, il faut garder à l'esprit que les scénarios climatiques utilisés dans notre étude sous-estiment fortement l'incertitude liée aux changements de la circulation atmosphérique et du climat de grande échelle. Une meilleure prise en compte de cette incertitude consisterait à prendre en compte les forçages issus d'autres MCGA, ce qui fait actuellement l'objet du programme ENSEMBLE dont les résultats ne seront pas disponibles avant l'année 2009 (au plus tôt).

V.2.2. Choix des scénarios climatiques

Compte tenu du nombre important de simulations réalisées dans le cadre du projet PRUDENCE, nous avons choisi de limiter notre étude à quelques scénarios jugés représentatifs de l'étendue des projections climatiques présentés dans *Christensen et Christensen (2007)*.

Dans un premier temps, nous avons choisi de ne tenir compte que d'un seul membre d'ensemble lorsque plusieurs étaient disponibles, étant donné que l'incertitude sur l'échantillonnage est minime comparée aux autres sources d'incertitude (*Déqué et al., 2007*).

Puis, nous avons choisi de travailler uniquement à partir des MCR pour lesquels les 2 scénarios A2 et B2 avaient été pris en compte, de manière à considérer l'incertitude sur les concentrations en GES en plus de celle correspondant à la modélisation du climat. Ce choix est justifié par le fait que l'incertitude sur les scénarios d'émissions est importante dans le sud de la France pour les températures estivales (*Déqué et al., 2007*).

Les simulations réalisées à partir des conditions aux limites fournies par le modèle *ECHAM4/OPYC3* ont également été prises en compte, dans le but d'évaluer les incertitudes sur les conditions aux limites.

Enfin, les simulations réalisées à partir des quelques modèles climatiques régionaux utilisés dans leur version à très haute résolution ont été ignorés, dans la mesure où leurs projections différaient très peu de celles simulées à haute résolution (*Christensen et Christensen, 2007*).

Au final, parmi les 35 scénarios climatiques disponibles dans le projet PRUDENCE, nous avons choisi de travailler à partir de 16 d'entre-eux et des simulations de contrôle associées (Tableau V.2). A noter que pour le modèle *HadRM3P*, les conditions aux limites sont issues d'une version plus récente du *Hadley Centre Atmospheric Model (HadM3P)* que celle utilisé dans les autres simulations (*HadM3H*). *Arpège* étant lui un MCGA à résolution variable, ses conditions aux limites ont été fournies directement par le MCGAO *HadCM3*.

Toutes les simulations ont été extraites à l'échelle mensuelle sur la grille de référence du *Climatic Research Unit*, dont la résolution spatiale est de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, sur une région englobant notre zone d'étude (Figure V.4). Le choix d'extraire les simulations sur la grille du CRU plutôt que sur celle correspondant spécifiquement à chaque MCR est purement pratique: l'extraction des scénarios climatiques est facilitée sans que la perte d'information relative à la résolution spatiale originelle des MCR (qui varie de 0.44° à 0.5°) soit importante. A noter que seules les températures de surface et les précipitations ont été récupérées pour chaque pointgrille.

Modèle régional	Modèle régional Institut		Acronymes A2, B2	
HIRHAM	DMI	HadAM3H	HS1, HB1	
	Divit	ECHAM4/OPYC3	ecsA2, ecsB2	
HadRM3P	HC	HadAM3P	adhfa, adhfd	
RCAO	SMHI	HadAM3H	HCA2, HCB2	
	SWITH	ECHAM4/OPYC3	MPIA2, MPIB2	
PROMES	UCM	HadAM3H	a2, b2	
RegCM	ICTP	HadAM3H	A2, B2	
Arpège	CNRM	HadCM3	DE6, DE5	

TAB. V.2: Scénarios climatiques issus du projet PRUDENCE.



FIG. V.4: Points de grille extraits des simulations PRUDENCE (grille de référence du CRU).

V.2.3. Validation des simulations de contrôle: période 1961-1990

Afin d'évaluer la capacité des MCR à reproduire le climat actuel dans notre zone d'étude, les températures et précipitations mensuelles simulées par ces derniers ont été comparées à celles observées sur la période 1961-1990.

Pour cela, nous avons dans un premier temps complété notre jeu de données des variables climatiques (qui débutait en 1965) avec les observations disponibles sur la période 1960-1964. Le choix de remonter jusqu'à 1960 plutôt qu'à 1961 s'est avéré nécessaire pour la modélisation hydrologique (cf. section V.3.3). Puis, les mêmes techniques de comblement des lacunes et d'interpolation que celles utilisées pour la reconstitution des conditions climatiques sur la période 1965-2004 ont été appliquées (cf. section II.2). Les couches climatiques mensuelles de la période 1960-1964 ont alors été moyennées pour chaque bassin versant.

Les séries climatiques mensuelles simulées par les MCR en chaque point-grille ont été interpolées à partir du krigeage ordinaire puis moyennées pour les différents bassins versants et ce, pour chaque simulation de contrôle. De ce fait, la comparaison entre les séries simulées et observées a été effectuée à l'échelle des bassins versants étudiés. Des techniques de spatialisation plus efficaces auraient pu être employées afin de mieux reproduire la variabilité sous-maille, qui puissent notamment tenir compte de l'effet orographique. La mise au point de telles techniques aurait cependant nécessité un travail supplémentaire important qui sortait du cadre de cette thèse.

Nous ne nous sommes intéressés qu'aux biais moyens des MCR par rapport aux observations. La figure V.5 présente les différences mensuelles entre les températures moyennes simulées par chaque MCR et celles observées sur la période 1961-1990. Les différences mensuelles entre les valeurs moyennes de toutes les simulations de contrôle (multi-modèle) et les valeurs observées sont également représentées. On peut noter en premier lieu qu'en moyenne multi-modèle, la température annuelle moyenne est à peu près bien reproduite sur l'ensemble de notre zone d'étude, à l'exception des bassins de la Têt et du Tech où elle est surestimée de 1.5°C et 1.2°C, respectivement. Les biais plus importants pour ces bassins pourraient être liés à la mauvaise représentation du relief pyrénéen dans les modèles.

A l'échelle mensuelle, les biais sur la température moyenne multi-modèle sont rarement supérieurs à 1°C en valeur absolue, à l'exception encore une fois des bassins de la Têt et du Tech. Les biais sur les MCR pris individuellement peuvent par contre être beaucoup plus important, jusqu'à près de +5°C pour le modèle HC pour la Têt en août. Globalement, si on ramène l'erreur faite sur la température annuelle moyenne à 0°C, on peut constater que les modèles ont tendance à surestimer les températures en été et à les sous-estimer au printemps et en automne. Les températures hivernales simulées sont en revanche, en moyenne multi-modèle, assez proche des observations. Enfin, la dispersion des biais entre les simulations de contrôle est plus importante au printemps et en été qu'en automne et en hiver.

La figure V.6 présente les différences mensuelles entre les précipitations moyennes simulées par chaque MCR et celles observées sur la période 1961-1990. En moyenne multi-modèle, on peut constater que les précipitations annuelles sont généralement assez bien reproduites, à l'exception de l'Hérault et l'Orb pour lesquelles elles sont sous-estimées de 26% et 24%, respectivement, et de la Têt où elles sont surestimées de 23%. Pour les autres bassins, les valeurs annuelles sont très proches des valeurs observées, avec des biais inférieurs à 5% en



FIG. V.5: Différences (en °C) entre les températures moyennes mensuelles simulées par les MCR et celles observées sur la période 1961-1990. L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. « Moyenne » correspond aux différences entre les valeurs moyennes de toutes les simulations de contrôle et les valeurs observées.

valeur absolue.

A l'échelle mensuelle, les biais des précipitations simulées sont généralement importants, avec une tendance à la sous-estimation des précipitations en hiver, surtout dans les bassins de l'Hérault et de l'Orb (de l'ordre de 40% environ), et à la surestimation en été. Les biais relatifs importants sur les précipitations estivales proviennent en partie du fait que celles-ci sont plus faibles par rapport aux autres saisons: ainsi, pour une valeur de biais identique en valeur absolue en été et en hiver, l'erreur relative est plus importante en été.



FIG. V.6: Différences (relatives) entre les précipitations moyennes mensuelles simulées par les MCR et les précipitations observées sur la période 1961-1990. L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. « Moyenne » correspond aux différences entre les valeurs moyennes de toutes les simulations de contrôle et les valeurs observées.

Les précipitations automnales sont généralement sous-estimées pour l'Hérault et l'Orb tandis qu'elles sont, à l'inverse, surestimées dans les autres bassins, suggérant des biais dans la circulation atmosphérique simulée par les MCR. Les fréquences d'occurrence des types de temps associés à un flux de sud – sud-est pourraient être sous-estimées par les modèles. Une analyse plus approfondie de la CAGE simulée par les MCR serait nécessaire afin de valider cette hypothèse.

La forte dispersion des biais des précipitations entre les MCR dans les bassins de la Têt et du Tech souligne la difficulté de modéliser correctement la répartition saisonnière des précipitations dans les Pyrénées (*Lõpez-Moreno et al., 2007b*). Ces différences pourraient provenir de la mauvaise représentation du relief, qui conduit à des biais importants sur l'interaction entre l'état atmosphérique de grande échelle et les Pyrénées. De même, la sous-estimation quasi-systématique des précipitations hivernales et automnales dans les bassins de l'Hérault et de l'Orb pourrait provenir de la mauvaise représentation du Massif Central, étant donné que les événéments de fortes précipitations se produisent essentiellement dans les parties amont de ces bassins (cf. section III.1.1.2).

Enfin, la dispersion des biais est plus importante en été que pour les autres saisons. Ce constat témoigne de la difficulté à reproduire les précipitations d'origine convective par les MCR, ce qui peut être due à de multiples facteurs: incertitudes sur la résolution des processus climatiques à l'échelle sous-maille, erreurs sur le contenu en eau des sols, etc.

Une comparaison des performances des modèles à reproduire le climat régional doit s'appuyer sur une procédure objective. Pour chaque bassin/mois/paramètre, classement des biais (en valeur absolue) des simulations de contrôle a été effectué auquel nous avons établi un rang (rang 1 pour la meilleure, rang 8 pour la plus mauvaise). Puis, nous avons sommé les rangs obtenus pour chaque simulation de contrôle sur l'ensemble des bassins/mois/paramètres afin d'obtenir un « score » total de la simulation de contrôle correspondante. Ainsi, plus le score est élevé, plus la simulation de contrôle a engendré des biais importants comparés aux autres. Le tableau V.3 indique le score total obtenu pour chaque simulation de contrôle. On peut ainsi constater que les meilleures performances en terme de reproduction du climat régional moyen sur notre zone d'étude sont obtenues avec la simulation effectuée à partir du modèle HIRHAM forcé par les conditions aux limites fournies par le MCGA HadAM3H. A l'inverse, les plus mauvais résultats sont obtenus avec le modèle RCAO qui a intégré les forçages du modèle ECHAM4/OPYC. Notons toutefois que les différences de performance restent limitées en terme de différences de somme des rangs si l'on exclut la plus mauvaise simulation, une simulation présentant un biais systématiquement inférieur aux autres aurait hérité d'un score total de 144 tandis que celle qui aurait conduit systématiquement aux biais les plus importants aurait hérité d'un score total de 1152.

Cette analyse a permis de révéler que les températures sont généralement mieux reproduites par les modèles climatiques que les précipitations, comme déjà indiqué dans d'autres études

Modèle régional Institut		Conditions aux limites	Somme rangs	
HIRHAM	DMI	HadAM3H	531	
	Divit	ECHAM4/OPYC	585	
HadRM3P	HC	HadAM3P	620	
RCAO	SMHI	HadAM3H	667	
	SIVITI	ECHAM4/OPYC	824	
PROMES	UCM	HadAM3H	580	
RegCM	ICTP	HadAM3H	662	
Arpège	CNRM	Observed SST	715	

TAB. V.3 : Somme des rangs obtenus sur le classement des biais des simulations de contrôle pour l'ensemble des bassins/mois/paramètres (températures, précipitations).

portant sur l'estimation des biais des MCR du projet PRUDENCE (*Déqué et al., 2007; Lõpez-Moreno et al., 2007b*). Aucune simulation de contrôle ne paraît nettement plus performante comparée aux autres, ce qui souligne la nécessité de recourir à une approche multi-modèle dans l'estimation des changements climatiques futurs possibles. La moyenne multi-modèle permet à cet égard de lisser d'une certaine manière les incertitudes sur la modélisation du climat, mais il s'agit dans notre cas d'une approche probabiliste basée sur un nombre limité de couples MCR/MCGA.

V.2.4. Changements simulés sur la période 2071-2100

Les changements des conditions climatiques moyennes entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 ont été estimés pour chaque scénario climatique de la manière suivante: pour chaque point-grille, les différences des températures et précipitations mensuelles et annuelles moyennes entre la simulation correspondant à la période 2071-2100 et celle correspondant à la période de contrôle associée (1961-1990) ont été calculées. Puis, ces différences calculées en chaque point-grille ont été interpolées afin de générer les couches climatiques des changements de température et de précipitations mensuelles et annuelles entre les 2 périodes. Enfin, chacune de ces couches climatiques a été moyennée sur les 6 bassins versants étudiés.

Le tableau V.4 présente, pour chaque bassin, la gamme des changements de température et de précipitations annuelles projetées par les scénarios climatiques considérés entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100. De manière cohérente, tous les scénarios climatiques prédisent un réchauffement qui, en moyenne d'ensemble, est compris entre 4.3 et 4.5°C et entre 3.1 et 3.2°C pour les hypothèses A2 et B2 de concentration en GES, respectivement. A noter que les écarts entre scénarios climatiques peuvent être importants, allant par exemple de 3.5 à 5.8°C pour l'Hérault pour le scénario A2. Ces incertitudes sont essentiellement dues

Variable	Scénario	Statistique	Hérault	Orb	Aude	Agly	Têt	Tech
T (°C)	A2	Moy.	4.3	4.3	4.5	4.4	4.4	4.3
		Min.	3.5	3.6	3.6	3.5	3.6	3.5
		Max.	5.8	6.0	6.3	6.1	6.0	5.8
	B2	Moy.	3.1	3.1	3.2	3.2	3.2	3.2
		Min.	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3
		Max.	4.4	4.6	4.7	4.6	4.5	4.4
P (%)	A2	Moy.	-10.0	-11.9	-15.5	-14.6	-15.6	-14.9
		Min.	-20.9	-22.9	-25.9	-25.7	-27.8	-28.9
		Max.	-3.1	-3.2	-6.6	-6.9	-8.7	-5.6
	B2	Moy.	-6.1	-7.9	-11.0	-10.9	-11.6	-10.7
		Min.	-13.9	-17.4	-25.1	-22.6	-23.0	-21.9
		Max.	1.5	-1.2	-0.1	0.4	-1.6	-1.4

TAB. V.4: Changements de température et de précipitations annuelles moyennes projetés par les 16 scénarios climatiques entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100.

aux incertitudes sur les MCGA qui ont servi à forcer les MCR, les modèles des instituts DMI et SMHI ayant été forcés par le MCGA *ECHAM4/OPYC* prédisant les valeurs de réchauffement les plus importantes.

Saisonnièrement, le réchauffement le plus important est simulé pour la période estivale tandis qu'il est le moins important en hiver (Figure V.7). Un modèle simule ainsi une augmentation de la température jusqu'à près de +10°C en août sous l'hypothèse A2 ! En moyenne multi-modèle, le réchauffement projeté en été est cependant de près d'environ +6°C sous l'hypothèse A2. Ces résultats sont en accord avec ceux de *Christensen et Christensen (2007)* qui précisent en outre que le sud de la France est, avec la Péninsule Ibérique, la région où les MCR du projet PRUDENCE simulent le réchauffement estival le plus important comparé au reste de l'Europe. Au printemps et en automne, le réchauffement est également important mais moindre qu'en été, tandis qu'en hiver il est de l'ordre d'environ +3°C sous l'hypothèse A2. Les changements saisonniers de température sous l'hypothèse B2 sont qualitativement similaires à ceux obtenus sous l'hypothèse A2, bien qu'un peu moins importants en terme d'intensité (Annexe H).

Malgré une plus grande incertitude sur les précipitations, la quasi-totalité des scénarios climatiques s'accordent sur une diminution des précipitations annuelles comprises, en moyenne d'ensemble, entre 10 et 15.6% et entre 6.1 et 11.6% pour les hypothèses A2 et B2, respectivement (Tableau V.4). La diminution des précipitations annuelles est plus importante pour les bassins pyrénéens et l'Agly que pour l'Hérault et l'Orb. Quelques scénarios suggèrent toutefois l'absence d'évolution significative des précipitations, voire une très légère augmentation dans certains cas, tandis que les plus pessimistes d'entre eux prévoient des



FIG. V.7: Changements des températures mensuelles (en °C) entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous l'hypothèse A2. L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. « Moyenne » correspond aux différences entre les valeurs moyennes de toutes les simulations de contrôle et les valeurs observées.

diminutions de plus de 25%.

Saisonnièrement, la tendance à la diminution des précipitations est robuste à la fin du printemps et en été pour le scénario d'émission A2 tandis qu'elle est plus incertaine pour les autres saisons (Figure V.8), comme déjà constaté par *Christensen et Christensen (2007)*. En moyenne multi-modèle, la diminution des précipitations atteint ou dépasse ainsi les 40% de mai à août sur l'ensemble des bassins versants étudiés, ce qui suggère que les sécheresses devraient substantiellement augmenter à la fin du 21^{ème} siècle dans notre zone d'étude. Au printemps, la majorité des scénarios climatiques prévoient une diminution des précipitations de l'ordre de 20% sur l'ensemble de notre zone d'étude, tandis qu'en automne et en hiver, aucune tendance ne peut réellement être dégagée.



FIG. V.8: Changements des précipitations mensuelles (en %) entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous l'hypothèse A2. L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. « Moyenne » correspond aux différences entre les valeurs moyennes de toutes les simulations de contrôle et les valeurs observées.

Comme pour les températures, les changements saisonniers de précipitations sous l'hypothèse B2 sont qualitativement similaires à ceux obtenus sous l'hypothèse A2, bien qu'un peu moins importants en terme d'intensité (Annexe H).

En résumé, la comparaison des conditions climatiques simulées par les MCR entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 révèle que la température devrait continuer à augmenter de manière importante dans notre zone d'étude, principalement en été, ce qui est en accord avec les tendances observées sur la période 1965-2004. Cette évolution sera très probablement associée à une diminution des précipitations. Il est donc fort probable que l'aridification des conditions climatiques détectée sur les dernières décennies pourrait se prolonger tout au long

du 21^{ème} siècle. Il est intéressant de constater que les changements de températures et de précipitations projetés sont proportionnels au taux de concentration en GES, ce qui avait déjà été souligné par *Giorgi et al. (2004)* et *Raïsanen et al. (2004)*. Notons néanmoins que les différences en terme d'intensité sont peu importantes entre les scénarios A2 et B2. Enfin, on constate que même si les différences entre climat observé et modélisé sont importantes entres les MCR sur la période de contrôle, les changements simulés pour la fin du 21^{ème} siècle sont relativement cohérents entre eux. Ce résultat peut sans doute s'expliquer par le fait que tous les MCR, au MCGAO près, ont intégré les mêmes forçages.

V.3. Impact sur les ressources en eau

V.3.1. Construction des scénarios climatiques

Comme nous l'avons vu dans la section V.2.3, les différences entre les conditions climatiques simulées par les MCR sur la période 1961-1990 et celles réellement observées peuvent être importantes, surtout sur les précipitations. Ce constat nous permet difficilement d'utiliser directement les scénarios climatiques régionaux qui, par conséquent, doivent être corrigés avant d'être implémentés dans le modèle GR2M.

Différentes approches plus ou moins complexes de correction des sorties de modèles climatiques existent, qui sont détaillées dans *Déqué (2007)* et *Boé (2007)* par exemple. Nous avons opté pour la méthode du delta (appelée également méthode des perturbations) qui consiste à superposer le changement climatique moyen simulé entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 aux observations. Cette méthode, qui est à la fois simple et robuste, est la plus utilisée à l'heure actuelle, notamment dans l'évaluation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie de grands bassins versants français (*Etchevers et al., 2002; Ducharne et al., 2004; Caballero et al., 2007*).

L'estimation des changements des températures et des précipitations mensuelles moyennes entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 a été effectuée dans la section précédente. Nous avons alors construit, pour chaque bassin et pour chaque scénario climatique, les séries climatiques suivantes:

$$T^{\circ}C_scenario, j, m = T^{\circ}C_obs, i, m + \Delta T_m_mcR$$
 EQ. V.1.

$$P_scenario, j, m = P_obs, i, m \times (1 + \Delta P_m_mcR \times P_obs, i, m)$$
 EQ. V.2.

avec *j* correspondant à l'année 2070, 2072,... 2100, *i* correspondant à l'année 1960, 1961,... 1990 et *m* correspondant au mois. $T^{\circ}C_{obs}$, *i*, *m* et P_{obs} , *i*, *m* font référence aux valeurs de températures et de précipitations observées au mois *m* de l'année *i*. ΔT et ΔP correspondent aux changements des températures (en valeurs absolues) et des précipitations (en valeurs relatives, du fait des incertitudes plus importantes sur ce paramètre) mensuelles moyennes simulés par les MCR entre les périodes 1961-1960 et 2071-2100. Les années 1960 et 2070 ont été utilisées comme période de mise en route du modèle hydrologique dans les simulations correspondant aux périodes 1961-1990 et 2071-2100, respectivement (cf. section V.3.3). Les séries climatiques des températures mensuelles moyennes ont ensuite été utilisées afin de générer les séries mensuelles des valeurs d'ETP à partir de l'équation IV.16. Enfin, les changements mensuels des températures moyennés sur l'ensemble de notre zone d'étude ont été ajoutés à la valeur de l'ordonnée à l'origine du gradient altimétrique déterminé pour chaque mois de la période 1960-1990. Cette étape nous a permis de calculer le % de précipitations tombantes sous forme de neige pour chaque mois de la période 2070-2100.

V.3.2. Hypothèses sur la modélisation hydrologique

Les scénarios climatiques élaborés dans la section précédente ont été utilisés pour forcer le modèle hydrologique GR2M adapté à notre zone d'étude (cf. Chapitre IV). Cette étape suppose que les valeurs des paramètres du modèle hydrologique restent inchangées dans le futur, hypothèse nécessaire mais parfaitement invérifiable.

Ainsi, les valeurs de capacité du réservoir sol pourraient augmenter si la tendance à la reforestation se poursuit dans les prochaines décennies. On peut également imaginer que l'augmentation du stress hydrique dans le futur contribuera à accroître l'intensité des feux de forêts, phénomène qu'il est à ce jour difficile d'évaluer. Ces 2 facteurs jouant de façon inverse sur la capacité du réservoir sol, on peut supposer en 1^{ère} approximation que celle-ci ne sera pas significativement différente sur la période 2071-2100 par rapport à 1961-1990. L'évolution de la surface des terres agricoles et des pratiques pourrait également contribuer à modifier la capacité des réservoirs sols, mais là encore aucune étude ne nous permet d'anticiper ce phénomène. Notons toutefois que l'analyse de la sensibilité du modèle GR2M aux variations sur les données d'entrée a révélé que celui-ci semble plus sensible aux variations sur les conditions climatiques que sur celles relatives à la capacité du réservoir sol (section IV.5). Forts de ce constat et de l'amplitude du changement climatique prévu pour la fin du siècle (cf. section V.2.4), nous pouvons préjuger que celui-ci sera majoritairement responsable des modifications sur la ressource en eau comparée à celles relatives au changement éventuel sur la capacité en eau des sols. Nous avons par conséquent considéré comme acceptable l'hypothèse de stationnarité de la capacité du réservoir sol dans les bassins étudiés entre la période 1961-1990 et 2071-2100.

De la même façon, nous supposons que les valeurs des paramètres X_2 , X_3 et X_{SNM} restent inchangées entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100. L'hypothèse de stationnarité concernant les valeurs de ces paramètres peut paraître plus problématique, particulièrement pour X_2 dont la valeur est probablement influencée par une évapotranspiration potentielle grandissante et par les prélèvements/ajouts d'eau artificiels (cf. chapitre IV). Les relations établies entre X_2 et les conditions climatiques dans la section IV.6.3 étaient difficilement extrapolables pour l'avenir, compte tenu de la mauvaise compréhension de la tendance à la baisse de ce paramètre. Il était également impossible de prévoir à si long terme l'évolution des prélèvements anthropiques ou des échanges d'eau entre les bassins et le milieu extérieur. On doit donc considérer les scénarios hydrologiques présentés dans la section suivante comme des scénarios probables si le fonctionnement des hydrosystèmes étudiés n'est pas profondément altéré.

L'hypothèse de stationnarité des paramètres X_3 et X_{SNM} peut en revanche être considérée comme acceptable: d'une part, le contexte géologique des bassins est peu susceptible d'être modifiée sur une échelle de temps aussi courte. L'hypothèse de stationnarité de la capacité maximale des réservoirs souterrains des bassins peut donc être difficilement remise en cause. D'autre part, le modèle GR2M présente un degré de sensibilité infime aux variations sur le paramètre X_{SNM} (cf. section IV.5.2).

V.3.3. Impact sur les ressources en eau

Pour chaque bassin, une première simulation dite de « référence » a été effectuée à partir des données observées sur la période 1960-1990. Puis, les séries climatiques construites pour la période 2070-2100 (cf. section V.3.1) ont été utilisées pour forcer le modèle GR2M. Cette procédure nous a permis d'extraire, pour chaque bassin, 16 séries de débits mensuels correspondant à l'ensemble des scénarios retenus. A noter que pour toutes les simulations hydrologiques, les valeurs des paramètres X_2 , X_3 et X_{SNM} ont été maintenues constantes et égales aux valeurs calées sur la période 1965-1985 (cf. Tableau IV.10).

Dans cette section, nous comparons les séries de débits simulées à partir des 16 scénarios climatiques à celles simulées sur la période 1961-1990. Les années 1960 et 2070 n'ont pas été pris en compte dans la mesure où elles n'ont été utilisées que comme période de mise en route du modèle hydrologique.

La figure V.9 présente les changements relatifs des débits annuels moyens simulés entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 pour l'ensemble des séries climatiques correspondant au scénario d'émission A2 (en haut) et B2 (en bas). On peut noter en premier lieu la forte dispersion des changements de débits annuels simulés par le modèle GR2M en fonction des



FIG. V.9: Changements du débit annuel moyen simulé par le modèle GR2M entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 pour les scénarios climatiques correspond au scénario d'émission A2 (en haut) et B2 (en bas). L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. Moyenne correspond à la différence relative entre la moyenne des débits annuels moyens simulés pour tous les scénarios climatiques et celle simulée sur la période 1961-1990.

scénarios climatiques considérés. A titre d'exemple, le débit annuel moyen pour la Têt à Perpignan diminue de 24% à 58% pour le scénario d'émission A2 et de 4% à 43% pour le

scénario B2. Globalement, la plupart des scénarios climatiques conduisent à une diminution du débit annuel moyen comprise, en moyenne multi-modèle, entre -22% et -38% pour les scénario A2 et entre -11% et -26% pour le scénario B2 sur l'ensemble des bassins considérés. Quelques scénarios climatiques suggèrent une augmentation des débits annuels, comme par exemple le scénario climatique généré à partir des sorties du modèle de l'institut DMI sous l'hypothèse B2 pour l'Agly. De manière générale, les bassins de l'Aude, de l'Agly, de la Têt et du Tech sont plus touchés par la diminution des débits que l'Hérault et l'Orb, en accord avec la diminution des précipitations plus importante pour les premiers (Tableau V.4). Le fait que la baisse des débits annuels de l'Agly soit quasiment équivalente à celle des bassins pyrénéens indique que la diminution du couvert neigeux joue un rôle négligeable dans la diminution des écoulements annuels.

Notons également que l'incertitude concernant les MCGA ayant servi à forcer les MCR est importante sur les changements des débits annuels moyens simulés. Ainsi, les scénarios climatiques établis à partir des modèles des instituts DMI et SMHI forcés par le MCGA *ECHAM4/OPYC3* conduisent à des diminutions de débit plus importantes comparé aux autres. Ce constat est probablement à mettre en lien avec l'augmentation de température (et donc de l'ETP) plus importante simulée par le modèle *ECHAM4/OPYC3* (Figure V.7).

A l'échelle saisonnière, la quasi-totalité des modèles s'accorde sur une diminution importante des débits en été sous l'hypothèse A2, de l'ordre de 58 % en moyenne sur l'ensemble des bassins étudiés (Figure V.10). Au printemps et en automne, la diminution des débits est également importante (de l'ordre de 34 % environ pour les 2 saisons) tandis qu'en hiver, les tendances à la baisse sont de moindre amplitude (de l'ordre de 17 %). Quelques scénarios suggèrent une légère augmentation des débits hivernaux pour l'Hérault, la Têt et le Tech, ce qui est probablement lié à l'augmentation des précipitations hivernales associée à un surcroît de précipitations sous forme liquide dans le cas de la Têt et du Tech.

Les diminutions de débits sont cohérentes en signe pour le scénario d'émission B2, avec néanmoins des différences en terme d'intensité (Annexe I). Ainsi, les débits estivaux, automnaux, printaniers et hivernaux diminuent en moyenne multi-modèle d'environ 48%, 31%, 19% et 3% sur l'ensemble des bassins, respectivement. Seuls les bassins de l'Hérault et de la Têt montrent une augmentation des débits hivernaux.

Notons enfin que les simulations effectuées à partir du modèle *HIRHAM* forcé par le MCGA *HadAM3H*, qui était les plus proches des conditions observées sur la période 1961-1990, sont assez proches des valeurs obtenues en moyenne multi-modèle.



FIG. V.10: Changements relatifs des débits mensuels moyens entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous l'hypothèse A2. L'astérisque signifie que le MCR a été forcé à partir des sorties du modèle *ECHAM4/OPYC3*. Moyenne correspond à la différence relative entre la moyenne des débits annuels moyens simulés pour tous les scénarios climatiques et celle simulée sur la période 1961-1990.

Ces résultats indiquent que la disponibilité de la ressource en eau de surface devrait continuer à décroître d'ici la fin du 21^{ème} siècle, avec des périodes d'étiages plus longues et plus sévères. Les bassins pyrénéens en particulier semblent les plus vulnérables au changement climatique simulé par les MCR du projet PRUDENCE, compte tenu d'une diminution plus importante des précipitations.

V.3.4. Impact sur les autres variables du cycle hydrologique

D'autres variables relatives au cycle hydrologiques peuvent êtres intéressantes à étudier, comme l'humidité des sols qui est un facteur déterminant pour la végétation, l'agriculture ou bien encore le couvert neigeux pour le tourisme. A titre d'exemple, la figure V.11 présente les changements mensuels de l'évaporation et du niveau du réservoir sol estimées entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 en moyenne multi-modèle pour le scénario d'émission A2.



FIG. V.11: Changements mensuels (en %) de l'évaporation (haut) et du niveau du réservoir sol (bas) entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous le scénario d'émission A2. Seule la moyenne multi-modèle est représentée pour chaque bassin, les fluctuations autour de ces valeurs moyennes étant négligeables entre les scénarios climatiques.

Les changements sont très cohérents entre les bassins, avec une tendance générale à l'augmentation de l'évaporation en hiver, au printemps et en automne et à la diminution en été. Comme on le voit dans la figure V.11 du bas, c'est la diminution importante du niveau du réservoir sol qui est responsable de la diminution de l'évaporation en été, celle-ci étant ellemême liée à la diminution générale des précipitations. Ainsi, même si la demande climatique en eau augmente entre les deux périodes, l'évapotranspiration réelle tend à diminuer en été à cause de l'assèchement des sols. En moyenne annuelle multi-modèle, l'évaporation réelle augmente seulement pour l'Hérault (+8%) et l'Orb (+7%) tandis qu'elle reste quasiment inchangée pour les autres bassins.

Enfin, compte tenu de l'augmentation de la température prévue pour tous les mois, le modèle GR2M simule une diminution des précipitations neigeuses au profit des précipitations liquides. Cette évolution conduit nécessairement à la diminution du couvert neigeux, particulièrement pour les bassins situés à basse altitude (figure V.12): les hauteurs de neige diminuent fortement tandis que la période d'enneigement est réduite.



FIG. V.12: Niveau mensuel moyen du réservoir neige (en mm) sur la période 1961-1990 (en traits pointillés) et sur la période 2071-2100 pour les scénarios climatiques correspondant au scénario d'émission A2. Les bassins de l'Hérault et de l'Orb ne sont pas représentés, le réservoir neige n'étant quasiment jamais activé dans ces bassins.

Ces changements sont donnés à titre purement indicatif, compte tenu du fait que le cycle de l'eau est très simplifié dans le modèle GR2M.

Les résultats des deux dernières sections indiquent que les impacts du changement climatique pourraient être sévères à la fin du 21^{ème} siècle, avec une diminution importante des débits durant les saisons printanières, estivales et automnales, un assèchement général des sols et une diminution considérable du couvert neigeux. Les bassins pyrénéens pourraient être les plus affectés, en raison d'une diminution plus importante des précipitations.

V.3.5. Critiques

La méthode delta comporte plusieurs défauts: tout d'abord, elle suppose implicitement que la variabilité et la distribution statistique restent inchangée dans le climat futur et donc que le changement climatique ne se manifeste que par un décalage de la moyenne. Cette hypothèse est très simplificatrice, notamment dans les scénarios PRUDENCE pour lesquels des changements dans la variabilité des températures et des précipitations sont attendues dans le sud de la France (*Beniston et al., 2007*).

Cette méthode ne permet donc pas d'étudier les impacts liés aux changements de variabilité, qui peuvent être très importants. Un changement de moyenne des débits pourrait en effet très bien résulter d'un simple changement de la variabilité des températures et des précipitations compte tenu de la non-linéarité des processus hydrologiques. Certains auteurs proposent à cet effet de tenir également compte du changement de la variabilité des conditions climatiques simulées par les modèles climatiques (par ex. *Ardoin-Bardin, 2004*).

Dans notre étude, nous nous sommes seulement limités à l'évaluation de l'impact du changement des conditions climatiques moyennes sur les débits des fleuves considérés. D'autres approches peuvent être envisagées, mais qui ne devraient pas conduire à des conclusions très différentes quand aux impacts du changement climatique projeté pour la fin du 21^{ème} siècle sur l'hydrologie des fleuves côtiers de la région Languedoc-Roussillon.

Synthèse

Quelle est la stratégie de régionalisation des scénarios du changement climatique adoptée ?

Des efforts importants ont été entrepris ces dernières décennies afin de développer des méthodes de régionalisation des scénarios de changement climatique. Le choix de l'utilisation d'une méthode de régionalisation dépend essentiellement des données disponibles, des objectifs suivis ainsi que de diverses contraintes matérielles (puissance de calcul, etc.). Le manque de temps nous a contraint à privilégier une approche dynamique plutôt que statistique afin de travailler à partir de scénarios à haute résolution spatiale. Nous avons choisi comme première approche d'utiliser les sorties de modèles climatiques réalisées dans le cadre du projet PRUDENCE, simulant des avenirs climatiques possibles pour la région Languedoc-Roussillon à la fin du 21^{ème} siècle.

Quels sont les changements climatiques projetés pour la fin du 21^{ème} siècle ?

La plupart des scénarios climatiques s'accordent sur une augmentation importante de la température, comprise entre 3 et 4°C en moyenne annuelle, avec un réchauffement plus prononcé en été que durant les autres saisons. Cette évolution sera vraisemblablement associée à une diminution des précipitations au cours de la période fin printemps - été.

Quelles sont les conséquences attendues sur l'hydrologie des cours d'eau de la région ?

Le forçage du modèle hydrologique à partir des scénarios climatiques considérés révèle que les écoulements devraient continuer à diminuer d'ici la fin du 21^{ème} siècle dans les fleuves étudiés. Les débits de la période fin printemps – début automne en particulier diminueront de façon importante. Cette évolution sera probablement associée à un assèchement important des sols et à une diminution considérable du couvert neigeux dans les parties amont des fleuves pyrénéens. Ces derniers pourraient en outre être les plus affectés par la diminution des écoulements, en raison d'une diminution plus importante des précipitations.

CONCLUSIONS GENERALES

Objectifs de la thèse

Ce travail de thèse avait pour objectif d'étudier l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau dans les 6 bassins versants principaux de la région Languedoc-Roussillon, à la fois d'un point de vue rétrospectif et prospectif. La problématique sous-jacente était d'apporter des connaissances sur les relations existantes entre la variabilité du climat et celle de la ressource en eau à l'échelle de petits bassins versants méditerranéens, représentatifs d'un grand nombre d'autres fleuves dans le bassin versant de la Méditerranée.

Synthèse des résultats principaux

1) Les conditions hydroclimatiques sont très hétérogènes entre les bassins étudiés, malgré la faible taille de la zone d'étude

La complexité de la physiographie du relief de la région et l'interaction entre celle-ci et la circulation atmosphérique sont en grande partie responsable de la variabilité des conditions hydroclimatiques entre les différents bassins versants de la région LR. Cette variabilité se manifeste également à l'intérieur des bassins versants eux-mêmes. Dans cette étude, les bassins des fleuves côtiers on pu être divisés en un ensemble de 15 sous-bassins, ce qui a considérablement augmenté la compréhension de leur fonctionnement hydroclimatique.

L'Hérault et Orb sont les bassins les plus proches des caractéristiques du climat méditerranéen proprement dit, avec un régime pluvial très contrasté entre des saisons automnales et hivernales marquées par des événements de fortes précipitations et des étés secs. La pluviométrie dans ces bassins est largement influencée par le passage de perturbations en provenance de l'Atlantique ainsi que par des configurations de la circulation atmosphérique associées à un flux de sud – sud-est. Le régime hydrologique de ces fleuves suit globalement celui des précipitations, avec de forts débits durant les périodes automnales, hivernales et printanières et de basses eaux en été.

Le bassin de l'**Aude** est le plus éloigné des caractéristiques du climat méditerranéen: le contraste saisonnier du régime des précipitations est peu prononcé tandis que la contribution des événements de fortes précipitations au totaux de précipitations est moins élevée comparée aux autres bassins. Cette caractéristique provient du fait que la pluviométrie dans ce bassin est davantage soumise à l'influence des masses d'air atlantiques qu'à la cyclogénèse dans le bassin méditerranéen occidental. Le régime hydrologique de l'Aude est complexe, caractérisé par un régime nival dans sa partie amont, nivo-pluvial dans sa partie médiane et pluvial dans sa partie avale.

L'**Agly** a un régime pluviométrique caractérisé par des précipitations abondantes durant les saisons automne-hiver-printemps et faibles en été. D'un point de vue hydrologique, ce fleuve à un comportement atypique comparé aux autres: l'essentiel de l'écoulement se produit lors des événements de pluie.

Enfin, les bassins de la **Têt** et du **Tech** ont un régime pluviométrique saisonnièrement peu contrasté, avec des précipitations estivales plus élevées que dans les autres bassins en raison d'une activité orageuse plus intense. Le régime hydrologique de ces deux fleuves est marqué par une forte composante nivale. Il est également très influencé par des prélèvements d'eau pour l'irrigation et, dans le cas de la Têt, par l'implantation d'un barrage en aval. La Têt est donc le fleuve le plus concerné par une artificialisation de son écoulement lié aux activités humaines.

2) La période 1965-2004 a été marquée par une forte augmentation de la température et une quasi-stationnarité des précipitations

La température annuelle moyenne a augmenté d'environ 1.5°C au cours de la période 1965-2004 sur l'ensemble de la zone étudiée. La tendance au réchauffement est principalement enregistrée au cours des saisons printanières et estivales, avec des valeurs maximales de presque 3°C pour les mois de mars et août. Cette évolution de la température est liée à l'influence croissante des systèmes de hautes pressions subtropicales, qui favorisent des conditions de stabilité, de subsidence et de stabilité de la masse d'air et une insolation maximale.

Les précipitations annuelles sont restées quasi-stationnaires sur l'ensemble de la région. A l'échelle mensuelle, seules les précipitations ont diminué dans les sous-bassins de l'Hérault et de l'Orb aux mois de janvier et février. L'affaiblissement de la cyclogénèse dans le bassin méditerranéen occidental lié à une diminution en fréquence des régimes de temps associés à

un flux de sud - sud-est semble être à l'origine de la baisse des précipitations hivernales. Cette évolution est confirmée par l'analyse des tendances sur les indices pluviométriques retenus, qui indique que la diminution des totaux et du nombre de jours de fortes précipitations est responsable de la diminution des précipitations hivernales dans ces bassins.

L'analyse des relations entre les séries chronologiques de multiples indices relatifs aux modes dominants de la CAGE et celles des paramètres climatiques a contribué à une meilleure compréhension de la variabilité spatiale du climat au sein de la région LR. Elle a souligné également le rôle primordial des processus advectifs (déplacements horizontaux des masses d'air) dans la répartition des précipitations entre les différents sous-bassins, particulièrement pour les saisons automnales et hivernales.

L'utilité de ces indices était néanmoins limitée pour comprendre l'évolution de la dynamique atmosphérique et les analyses des corrélations canoniques se sont révélées particulièrement adaptées pour la compréhension des mécanismes physiques associés au changement des conditions climatiques. Cet outil a permis d'identifier les régimes de temps les plus adéquats pour expliquer les tendances observées sur les températures et les précipitations dans notre zone d'étude. L'aspect novateur de ce travail est que l'ACC a été utilisé afin de relier les variations paramètres climatiques moyennés à l'échelle de sous-bassins avec les hauteurs des géopotentiels à 500 hpa. Ce résultat souligne l'intérêt de son utilisation dans des régions à topographie complexe et pour lesquelles la signature des différents modes de variabilité intrinsèques à la CAGE est parfois peu marquée.

La période 1965-2004 a été marquée par une diminution de la ressource en eau de 14 à 20% dans la région LR, principalement liée à l'augmentation de l'évaporation dans les bassins de haute montagne et de basse plaine

Les débits annuels moyens ont diminué de manière significative dans un tiers des sousbassins étudiés, localisés dans les contreforts pyrénéens et en aval des fleuves Hérault et Orb. La tendance à la diminution des débits est principalement enregistrée au cours des saisons printanières et estivales pour lesquelles on constate également une intensification des périodes d'étiages.

Nos résultats indiquent que l'augmentation de l'évaporation a joué un rôle sur la diminution des débits. Pour les bassins pyrénéens, l'analyse des relations entre les paramètres climatiques et les débits suggère que la variabilité de la température contrôle en grande partie la variabilité

du coefficient d'écoulement. De plus, une diminution des précipitations neigeuses au bénéfice des précipitations liquides semble s'être produite en haute altitude, ce qui a pu favoriser une augmentation de l'évaporation durant les saisons automnales et hivernales. Cette hypothèse est confirmée par la tendance à la diminution des débits de hautes eaux associées à la fonte des neiges ainsi que par un réchauffement moindre en altitude au cours des mêmes saisons. L'identification des régions de haute montagne comme particulièrement sensibles au changement climatique dans la région LR a été rendue possible grâce à la décomposition des 6 bassins versants étudiés en 15 sous-bassins. Ce résultat souligne l'intérêt d'effectuer une analyse à haute résolution spatiale dans les bassins versants côtiers méditerranéens si l'on veut comprendre les mécanismes physiques à l'origine des modifications des conditions d'écoulements.

Pour l'Hérault et l'Orb, l'analyse des relations entre les paramètres climatiques et les débits n'a pu clairement mettre en évidence le rôle de l'augmentation de l'évaporation sur la diminution des débits. Le recours à la modélisation hydrologique nous a cependant permis de valider cette hypothèse: les sorties du modèle GR2M calé sur les écoulements des bassins étudiés ont révélé une légère dérive par rapport aux séries de débits observés, malgré une performance globalement satisfaisante dans la reconstitution des hydrogrammes observés. Faire évoluer le paramétrage gérant la production d'eau en fonction de la température conduit à améliorer les performances du modèle en terme de volumes d'eau écoulés, particulièrement pour les périodes d'étiages. Ce résultat confirme l'hypothèse d'une augmentation de l'évaporation sur la diminution de l'écoulement dans ces fleuves. Cette étude a ainsi montré que les analyses statistiques entre paramètres climatiques et hydrologiques d'une part et la modélisation hydrologique d'autre part se révèlent complémentaires pour expliquer l'évolution de la ressource en eau dans la région LR.

Les scénarios climatiques indiquent que les impacts du changement climatique sur la ressource en eau pourront être sévères à la fin du 21^{ème} siècle

La modélisation hydrologique est le seul moyen de produire des scénarios sur l'évolution probable de la ressource en eau dans les années à venir, sous condition que des scénarios climatiques soient disponibles pour alimenter les modèles. Dans cette étude, les sorties de plusieurs modèles climatiques régionaux intégrés au projet PRUDENCE ont permis d'élaborer 16 scénarios à haute résolution spatiale pour la région LR à la fin du 21^{ème} siècle.

La plupart de ces scénarios climatiques s'accordent sur une augmentation importante de la température, comprise entre 3 et 4°C en moyenne annuelle, avec un réchauffement plus prononcé en été que durant les autres saisons. Cette évolution sera vraisemblablement associée à une diminution des précipitations au cours de la période fin printemps - été.

Le forçage du modèle hydrologique à partir des scénarios climatiques simule une diminution importante des débits durant les saisons printanières, estivales et automnales, un assèchement général des sols et une diminution considérable du couvert neigeux. Les bassins pyrénéens pourraient être les plus affectés, en raison d'une diminution plus importante des précipitations.

La fiabilité des résultats est naturellement dépendante de la fiabilité des simulations climatiques. Les modèles climatiques régionaux prédisent une gamme très large en ce qui concerne les évolutions possibles et il est impossible de choisir le scénario le plus réaliste. Nous nous sommes donc appuyés sur la moyenne multi-modèle des simulations, dont la comparaison avec les valeurs observées indique qu'elle est proche du modèle qui parvient le mieux à reproduire les conditions climatiques actuelles dans la région LR. Cette approche ne permettait cependant pas de prendre en compte l'incertitude importante liée aux changements de la circulation atmosphérique, en raison du fait que les forçages des modèles régionaux ne provenaient que de deux modèles climatiques globaux basse résolution.

Les incertitudes sur la modélisation hydrologique ne sont pas négligeables non plus. Les hypothèses de stationnarité faites sur les relations pluie-débit sont obligatoires mais invérifiables: d'ici la fin du 21^{ème} siècle, les stratégies d'adaptation au changement climatique pourraient très bien faire évoluer les pratiques d'irrigation, l'occupation des sols ou encore les aménagements hydrauliques. Les modifications sur la physionomie de la végétation ne sont également pas prises en compte dans ces projections.

Limites et perspectives

1) D'autres études s'avèrent nécessaire afin d'approfondir le rôle de la neige sur la diminution des écoulements observée dans les stations pyrénéennes

Nos données ne permettent pas une distinction générale de l'évolution des précipitations solides et liquides dans notre zone d'étude. Les quelques informations que nous avons pu trouver dans la banque de données de Météo France ne concernent que quelques stations isolées et ne sont que semi-quantitatives. Il est donc nécessaire de consulter d'autres archives

et, si possible, d'effectuer des recherches sur ce point. Il serait également intéressant de tester si une modélisation hydrométéorologique à base physique et à résolution spatio-temporelle fine, comme par exemple le modèle SIM, pourrait confirmer l'hypothèse selon laquelle, dans les sous-bassins pyrénéens, les anomalies spatiales du réchauffement durant les saisons automnales et hivernales sont réellement dues à des différences d'évaporation.

2) Les analyses des corrélations canoniques pourraient être utilisées afin de bâtir un modèle de désagrégation statistique spécifique à la région LR

Les résultats encourageants obtenus sur la mise en évidence des relations entre la variabilité du climat régional et celle de la CAGE à partir des ACC suggèrent que cet outil pourrait être utilisés afin de bâtir un MDS performant spécifique à la région LR. Un travail supplémentaire est néanmoins nécessaire, comme l'optimisation de la taille de la fenêtre NCEP et l'ajout d'autres prédicteurs de la CAGE susceptibles d'améliorer la puissance du MDS (comme la pression réduite au niveau de la mer ou encore l'humidité pour les précipitations). *Boé (2007)* a montré qu'une approche de désagrégation statistique implémentée à l'échelle de la France conduisait à des résultats très satisfaisants sur une majeure partie du territoire, à l'exception toutefois de la région LR. Nos résultats ont ainsi fondé les bases d'un MDS spécifique à la région LR qui pourrait être utilisé ensuite afin de régionaliser les scénarios climatiques basses résolution du GIEC ou encore ceux des MCR du projet PRUDENCE.

3) Une analyse des données à une résolution journalière permettrait d'étudier l'évolution des phénomènes de crues dans le contexte du changement climatique

Cette étude a permis d'évaluer la relation entre la variabilité du climat et celle de la ressource en eau à l'échelle des bassins versants du LR. Elle est essentiellement basée sur une analyse à l'échelle mensuelle. Cette échelle n'a pas permis d'aborder l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues, dont les conséquences humaines et matérielles peuvent parfois être dramatiques. Une poursuite logique de ce travail consisterait donc à aborder l'échelle journalière tant du point de vue de la régionalisation des scénarios climatiques que de la modélisation hydrologique. Plusieurs méthodes de régionalisation des scénarios climatiques basse résolution pourraient être testées, reprenant les travaux de *Bontron (2004), Boé (2007)* ou de cette étude. En ce qui concerne la modélisation hydrologique, d'autres types de modèles seraient nécessaires pour reproduire les débits journaliers comme celles basés sur

les réseaux de neurones par exemple. *Thiery et al.* (2008) ont montré la validité de ces approches pour la modélisation des débits de la Têt à Perpignan.

4) La modélisation hydrologique de l'écoulement dans les bassins versants de la région LR pourrait bénéficier d'une amélioration des modèles

Notre approche de modélisation hydrologique repose sur l'utilisation d'un seul modèle, le modèle GR2M. La performance de ce dernier est globalement satisfaisante, en se référant au critère de Nash qui est généralement utilisé pour tester la performance des modèles hydrologiques. Néanmoins, nos résultats montrent aussi une légère dérive dans les tendances entre les séries modélisées et observées pour la plupart des bassins étudiés. Cette dérive n'affecte que faiblement le critère de Nash, mais elle pourrait avoir des conséquences importantes lorsqu'on alimente le modèle avec des scénarios climatiques. Ce point mérite donc un effort de recherche supplémentaire, compte tenu du fait que ce type de modèle est largement utilisé pour générer des scénarios hydrologiques dans des études d'impact du changement climatique. Certaines pistes peuvent être explorés pour trouver l'origine de cette dérive, comme par exemple la modification de la formulation de l'ETP et/ ou celle de la fonction de production du modèle GR2M. D'autres modèles conceptuels à reproduire les tendances observées sur les écoulements est généralisable ou spécifique au modèle GR2M utilisé.

5) La naturalisation des séries hydrologiques permettrait une amélioration des analyses statistiques et de la modélisation hydrologique

Dans cette étude, les séries de débits utilisés peuvent être affectées par les activités anthropiques tels que la rétention d'eau dans les barrages, les prélèvements pour l'irrigation, etc. Corriger les séries hydrologiques des effets anthropiques (« naturalisation des débits ») permettrait d'affiner les résultats de ce travail, à la foi en ce qui concerne l'analyse statistique des données et la modélisation hydrologique. La forte anthropisation des débits dans certains fleuves était une des raisons pour lesquelles le modèle GR2M n'a pu être appliqué à l'échelle des sous-bassins. Une approche de naturalisation des débits reste néanmoins soumise à la disponibilité des données sur les barrages et les prélèvements, qui n'est pas nécessairement assurée pour l'ensemble des bassins étudiés et pour la totalité de la période d'étude.

6) Nos données climatiques et hydrologiques à haute résolution spatiale peuvent servir comme référence dans d'autres études sur l'impact du changement climatique

Les conséquences du changement climatique peuvent être très diverses et touchent quasiment tous les secteurs. Notre travail a produit pour la première fois une banque de données climatiques et hydrologiques à haute résolution spatiale qui retrace fidèlement les évolutions hydroclimatiques dans la région LR. Ces données peuvent être confrontées à d'autres études dans de nombreux domaines scientifiques, tels que l'écologie, la qualité de l'eau et les pratiques agricoles, afin de détecter des co-évolutions qui peuvent traduire une modification des systèmes environnementaux et socio-économiques. Une question qui intéresse particulièrement les chercheurs au CEFREM et qui a contribuer à initier ce travail est celle de l'impact d'une éventuelle modification des apports fluviaux sur le fonctionnement hydrosédimentaire et biochimique de la zone côtière. A l'état actuel de l'avancement de ce travail, nous pouvons fournir les premiers scénarios en ce qui concerne les apports en eau à la mer pour la fin du 21^{ème} siècle. Mais à fur et à mesure que ce travail pourrait être élargi sur la question de la fréquence et l'intensité des crues, un couplage avec les apports sédimentaire par les fleuves serait également possible, ce qui pourrait aboutir aux premiers scénarios futurs sur les bilans sédimentaires dans la zone côtière.

BIBLIOGRAPHIE

Agence de l'Eau RMC – Rhône Méditerranée Corse – 2006 : Le site de l'Agence de l'Eau RMC. http://www.eaurmc.fr/

Alexander L.V., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A.M.G., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Rupa Kumar K., Revadekar J., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D.B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M. et Vazquez-Aguirre J.L., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, doi: 10.1029/2005JD006290.

Alpert P., Ben-Gai T., Baharad A., Benjamini Y., Yekutieli D., Colacino M., Diodato L., Ramis C., Homar V., Romero R., Michaelides S. et Manes A., 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(**11**), 31-1-31-4.

Andréassian V., Perrin C., Michel C., Usart-Sanchez I., Lavabre J., 2001: Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **250**(1-4), 206-223.

Andréassian V., Perrin C., Michel C., 2004: Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **286(1-4)**, 19-35.

Andréassian V., 2004: Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *J. Hydrol.*, **291**, 1–27.

Antic S., Laprise R., Denis B. et de Elia R., 2005: Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Clim. Dyn.*, 23, 473-493.

Ardoin-Bardin S., 2004: Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de l'Université de Montpellier II, 437 p.

Arnell N.W., Reynard N.S., 1996: The effects of climate change due to global warming on rivers flows in Great Britain. *J. Hydrol.*, 183, 397-424.

Barnett T.P., Pierce D.W. et Schnur R., 2001: Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, **292**, 270-274.

Barnston A.G. et Livezey R.E., 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115(1-2)**, 1083-1127.

Bénichou P. et Le Breton O., 1987: Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7^{ème} série, **19**, 23-34.

Beniston M., Stephenson D.B., Christensen O.B., Ferro C.A.T., Frei C., Goyette S.,
Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T. and Woth
K., 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim. Change*, 81, 71-95.

Berthelot M., Genin A. et Gourdon D., 2004: Variabilité interannuelle des précipitations dans les Alpes du Sud pour la période 1951-2000: Analyse statistique des séries. Université de Tours, Météo-France, CDM Indre et Loire, Tours, 15 p. Disponible sur: <u>http://pagesperso-orange.fr/alexandre.letort/berthelot/alpessud.htm</u>

Beven K.J., 2001: *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. Ed. By Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK, 372p.

Beven K.J., 2003: Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Wat. Res.*, **16**, 41-51.

Beven K.J. et Kirkby M.J., 1979: A physical based, variable contributing areas model of basin hydrology. *Hydrol. Sc. Bull.*, **21**(1), 43-69.

Bhattacharyya G.K. et R.A. Johnson, 1977: Statistical Concepts and Methods: John Wiley, New York, 639 p.

Boé J., Terray L., Habets F. et Martin E., 2006: A simple statistical-dynamic downscaling sheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, **111**, D23106. doi: 10.1029/2005JD006889.

Boé J., 2007: Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France. Mémoire de thèse. Université Paul Sabatier, 253 p, Toulouse.

Bois P., 1971: Une méthode de contrôle des séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. Laboratoires de Mécanique des Fluides, Université de Grenoble, « Section hydrologie », 49p.

Bois P., 1986: Contrôle des séries chronologiques corrélées par étude du cumul des résidus. 2^{èmes} journées hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, 89-100.

Bolle H.-J., 2003: Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean area: an overview. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. *Springer Verlag*, 5-86.

Bonfils C. Lobell D., 2007: Empirical evidence for a recent slowdown in irrigation-induced effect cooling. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, doi:10.173/pnas.0700144104.

Bontron G., 2004: Prévision quantitative des précipitations: adaptation probabiliste par recherches d'analogues. Utilisation des Réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-est de la France. Thèse de l'Institut Polytechnique de Grenoble, 264 p.

Bony S. et Dufresne J.L., 2007: Processus régissant la sensibilité climatique. La Météorologie, 56.

Boyer J.F., 2002: Kronostat 1.01: Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques. Disponible sur http://www.hydrosciences.org/mytech/khronostat.html

Bretherton C.S. et Battisti D.S., 2000: An intercomparison of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 767-770.

BRGM, 2002: Projet Pactes – Module: contribution des eaux souterraines aux crues et inondations; site de l'Hérault. BRGM/RP-51718-FR, 97 p.

BRL, 2007: Carte des ouvrages gérés par BRL et des territoires ou périmètres irrigués desservis. <u>http://www.brl.fr</u>.

Brohan P., Kennedy J., Harris I., Tett S.F.B. et Jones P.D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi: 10.1029/2005JD006548.

Brunet M., Aguilar E., Saladie O., Sigrò J. et Lòpez D., 2001: The Spanish diurnal warming: a different pattern to the observed on a global scale. *Geophys. Res. Abstracts*, **3**, 5332.

Brunetti M., Maugeri M. et Nanni T., 2000: Variations of temperature and precipitations in Italy from 1866 to 1995. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 165-174.

Buishand T.A., 1982: Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.*, **58**, 11-27.

Buishand T.A., 1984: Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.*, **73**, 51-69.

Caballero Y., Voirin-Morel S., Habets F., Noilhan J., LeMoigne P., Lehenaff A. et Boone A., 2007: Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change. *Wat. Res. Res.*, **43**, W07448. doi: 10.1029/2005WR004192.

Cantat O., 2005: Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême: la canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest. *Annales de l'Assoc. Int. Climat.*, **2**, 99-136.

Cassou C., Terray L., Hurrell J.W. et Deser C., 2004: North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Climate*, **17**, 1055-1068.

Casty C., Raible C.C., Stocker T.F., Wanner H., Luterbacher J., 2007: A European pattern climatology 1766–2000. *Clim. Dyn.*, **29**, 791–805.

Chen J., Carlson B.E., Del Genio A.D., 2002: Evidence for strenghtening of the tropical general circulation in the 1900's. *Science*, **295**, 838-841.

Christensen O.B. et Christensen J.H., 2004: Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Glob. Planet. Change*, **44**, 107-117.

Christensen J.H. et Christensen O.B., 2003: Climate modelling: severe summertime flooding in Europe. *Nature*, **421**, 805-806.

Christensen J.H. et Christensen O.B., 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of the century. *Clim. Change*, **81**, 7-30.

Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R.K., Kwon W.-T., Laprise R., Magaña Rueda V., Mearns L., Menèndez C.G., Raïsanen J., Rinke A., Sarr A. et Whetton P., 2007: Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis? Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. et Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

Cliff N. et Krus D.J., 1976: Interpretation of Canonical Analysis: Rotated vs unrotated solutions. *Psychometrika*, **41**, 35-42.

Conseil Général 34: Environnement – Les barrages. Disponibles sur le site web http://www.cg34.fr/environnement/eau/hydrolique/barrage/barrage.html

Conseil Général 66: Environnement – Les barrages. Disponible sur le site web <u>http://www.cg66.fr/environnement/barrages/vinca_agly/index.html</u>

Corine, 1992: Soil Erosion Risk and Important Land Resources in the Southern Regions of the European Community. Rapport EUR 13233, Office for Official Publications of the European Communities, Bruxelles, 99p.

Corte-Real J., Zhang X. et Wang X., 1995: Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **20**, 853-863.

Cosandey C., Robinson M., 2000: Hydrologie continentale. Ed. Armand Colin, 360 p.

Crane R.G. et Hewitson B.C., 1998: CO2 precipitation changes for the Susquehanna basin: downscaling from the GENESIS general circulation model. *Int. J. Climatol.*, **18**, 65-76.

Creutin J.D., Obled C., 1982: Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Wat. Res. Res.*, **18** (2), 413-431.

Cullen H.M. et deMenocal P.B., 2000: North-Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *Int. J. Climatol.*, **20**, 853.

Curry R., Dickson R.R. et Yashayaev I., 2003: A change in the fresh water balance of the Atlantic over the past four decades. *Nature*, **426(6968)**, 826-829.

Dai A., Fung I.Y. et DelGenio A.D., 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900-88, *J. Climate*, **10**, 2943-2962.

Dawdy D.R., Bergman J.M., 1969: Effect of rainfall variability on streamflow simulation. *Wat. Res. Res.*, **5**(**5**), 958-966.

Debussche M., Lepart J., Dervieux A., 1999: Mediterranean landscapes changes: evidence from old postcards. *Global Ecology and Biography letters*, **8**, 3-15.

Debussche M., Rambal S., Lepart J., 1987: Les changements d'occupation des terres en région méditerranéenne humide: évaluation des conséquences hydrologiques. *Acta Oecologia*, **8**(4), 317-332.

Dechemi N., Ait Mouhoub D. et Souag D., 2000: Contribution à l'analyse du régime pluviométrique sur le littoral algérien. *Sécheresse*, **11**, 5-10.

De Martonne E., 1941: Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. Météorol., 3-26.

Déqué M., Marquet P. et Jones R.G., 1998: Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution General Circulation Model. *Clim. Dyn.*, **14**, 173-189.

Déqué M. et Gibelin A.L., 2002: High versus variable resolution in climate modelling. In: *Research Activities in Atmopsheric and Oceanic Modelling* [Ritchie H., ed.]. WMO/TD 1105, Rapport 32, World Meteorological Organization, Genève, 74-75.

Déqué M., Jones R.G., Wild M., Giorgi F., Christensen J.H., Hassell D.C., Vidale P.L.,
Rockel B., Jacob D., Kjellström E., de Castro M., Kucharski F. et van den Hurk B.,
2005: Global high resolution versus Limited Area Model climate projections over Europe :
quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim. Dyn.*, 25(6), 653-670.

Déqué M., 2007: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Glob. Plan. Change*, **57**, 16-26, doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.030.

Déqué M., Rowell D.P., Lüthi D., Giorgi F., Christensen J.H., Rockel B., Jacob D., Kjellström E., de Castro M. et van den Hurk B., 2007: An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change*, **81**, 53-70.

Dibike Y.B., Coulibaly P., 2005: Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *J. Hydrol.*, **307**, 145-163.

Dimitrijevic M. et Laprise R., 2005: Validation of the nesting technique in a regional climate model through sensitivity tests to spatial resolution and the time interval of lateral boundary conditions during summer. *Clim. Dyn.*, **25**, 555-580.

DIREN - Direction Régionale de l'Environnement, 2004: Atlas des zones inondables du bassin versant de l'Orb: Méthode hydrogéomorphologique. 9p. Disponible sur <u>http://www.languedoc-</u>

roussillon.ecologie.gouv.fr/zi/hydrogeomorphologie/orb/CDROM/RapportORB.pdf

Douguédroit A., 1997 : « Climat du Bassin méditerranéen » dans *Le climat, l'eau et les hommes. Ouvrage en l'honneur de Jean Mounier*. Presses Universitaires de Rennes, Rennes, 251-280.

Douguédroit A. et Norrant C., 2003: Annual and seasonal century-scale trends of the precipitation in the Mediterranean area during the twentieth century. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag, 159-163.

Douville H. et Terray P., 2007: Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques. *La Météorologie*, **57**, 31-36.

Duan Q., Sorooshian S., Gupta V.K., 1992: Effective and global optimisation for conceptual rainfall-runoff models. *Wat. Res. Res.*, 28(4), 1015-1031.

Ducharne A., Théry S., Billen G., Benoit M., Brisson N., Garnier J., Kieken H., Ledoux
E., Mary B., Mignolet C., Poux X., Schott X. et Viennot P., 2004: Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine, rapport technique, Projet GICC-Seine.

Duffy P.B., Govindasamy B., Iorio J.P., Milovich J., Sperber K.R., Taylor K.E., Wehner M.F., Thompson S.L., 2003: High resolution simulations of global climate, part. 1: present climate. *Clim. Dyn.*, **21**, 371-390.

Dünkeloh A., et Jacobeit J., 2003: Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *Int. J. Climatol.*, 23, 1843.

Edijtano, Nascimento, N.O., Yang X., Makhlouf Z. et Michel C., 1999: GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrol. Sci. J.*, **44**(2), 263-278.
European Soil Bureau Network and European Commission (ESBNEC), 2004: The European Soil Database distribution version 2.0, CD-ROM, EUR 19945 EN. Disponible sur: http://eusoils.jrc.it/ESDB_Archive/ESDB/index.htm

Esteban-Parra M.J., Pozo-Vasquez D., Rodrigo F.S., Castro-Diez Y., 2003: Temperature and precipitation variability and trends in Northern Spain in the context of the Iberian peninsula climate. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag, 2003, 259-276.

Etchevers P., Golaz C., Habets F. et Noilhan J., 2002: Impact of climate change on the Rhone river catchment hydrology. *J. Geophys. Res.*, **107(0)**, 4293. doi: 10.1029/2001JD000490.

FAO, 1981: Digital Soil Map of the World, UNESCO.

Folton N., Lavabre J., 2001: Estimation des débits de référence d'étiage. Régions Auvergne, Languedoc-Roussillon, Provence-Alpes-Côte d'Azur, Rhône-Alpes, Corse et Département de l'Aveyron. 3^{ème} partie: modélisation des écoulements mensuels. Rapport interne CEMAGREF, 23 p.

Folton N., Lavabre J., 2003: Estimation des débits de référence d'étiage. 4^{ème} partie : complément à la régionalisation du modèle des écoulements mensuels et incertitudes de la méthode. Rapport interne CEMAGREF, 23 p.

Folton N., Lavabre J., 2004: Estimations des débits de référence d'étiage. Application aux régions Limousin, Rhône-Alpes, Languedoc-Roussillon, Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Corse, Auvergne et département de l'Aveyron. Rapport interne CEMAGREF, 42 p.

Fox-Rabinovitz M.S., Takacs L.L., Govindaraju R.C. et Suarez M.J., 2001: A variableresolution stretched-grid general circulation: Regional climat simulation. *Mon. Wea. Rev.*, **129(3)**, 453-469.

Frias M.D., Fernàndez J., Sàenz J. et Rodriguez-Puebla C., 2005: Operational predictability of monthly average maximum temperature over the Iberian Peninsula using DEMETER simulations and downscaling. *Tellus*, **57A**, 448-463.

Frich P., Alexander L.V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Tank A. et Peterson
T., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, 19, 193:212.

Galàn E., Cañada R., Fernãndez F. et Cervera B., 2001: Annual temperature evolution in the Southern Plateau of Spain from the reconstruction of regional climatic time serie. In: M. Brunet et Lòpez (Eds), *Detecting and Modelling Regional Climate Change*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 119-131.

Gan T.Y. et Biftu G.F., 1996: Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimisation algorithms, catchments conditions, and model structure. *Wat. Res.*, **32(12)**, 3513-3524.

Gao X., Pal J.S., Giorgi F., 2006: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from high resolution double nested RCM simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03706.

Gedney N., Cox P.M., Betts R.A., Boucher O., Huntingford C. et Stott P.A., 2006: Detection of a direct effect in continental river runoff records. *Nature*, **439**, 835-838, doi: 10.1038/nature04504.

Gibelin, A.L. et Déqué M., 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.*, **20**, 327-339.

Gibson J.K., Kallberg P., Uppala S., Hernandez A., Nomura A. et Serrano E., 1997: ERA description. *ECWMF re-Analysis project report series*, **1**, ECWMF, Reading, UK.

Gillet N.P., Zwiers F.W., Weaver A.J. et Stott P.A., 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422**, 292-294.

Gillet N.P., Weaver A.J., Zwiers F.W. et Wehner M.F., 2004: Detection of volcanic influence on global precipitation. *Geophys. Res. Let.*, **31**, L12217, doi:10.1029/2004GL020044.

GIEC, 2007: Résumé à l'intention des décideurs. In: Bilan 2007 des changements climatiques : Les bases scientifiques physiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. [Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. et Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

Giorgi F., Marinucci M.R. et Visconti G., 1990: Use of a limited-area model nested in a general circulation for regional simulation over Europe. *J. Geophys. Res.*, **95(D11)**, 18413-18431, doi: 10.1029/90JD016.

Giorgi F. et Francisco R., 2000: Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1295-1298.

Giorgi F., 2002a: Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Clim. Dyn.*, **18**, 675-691.

Giorgi F., 2002b: Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part II: AOGCM simulations. *Clim. Dyn.*, **18**, 693-708.

Giorgi F., Whetton P.H., Jones R.G., Christensen J.H., Mearns L.O., Hewitson B., von Storch H., Francisco R., Jack C., 2001: Emerging patterns of simulated regional changes for the 21st century due to anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3317-3320.

Giorgi F., Bi X. et Pal J., 2004: Mean interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II climate change scenarios (2071-2100). *Clim. Dyn.*, 23, 839-858.

Giorgi F., 2006: Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08707. doi:10.1029/2006GL025734.

Giorgi F. et Lionello P., 2007: Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change* (sous presse), doi:10.1016/j/glopacha.2007.09.005.

Goodess C.M. et Jones P.D., 2002: Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int. J. Climatol.*, **22**, 2593.

Goovaerts P., 1997: Geostatistics for Natural Ressources Evaluation. Oxford University Press, New York, 477 p.

Goovaerts P., 2000: Geostatistical approachs for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.*, **228**, 113 – 129.

Govindasamy B., Duffy P.B. et Couard J., 2003: High resolution simulations of global climate, part 2: Effects of increased greenhouse gas. *Clim. Dyn.*, **21**, 391-404.

Groisman P.Y., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C. et Razuvaev
V.N., 2005: Trends in intense precipitation in the climate records. *J. Climate*, 18, 1326-1350.
Guo S., Wang J., Xiong L., Ying A., Li D., 2002: A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *J. Hydrol.*, 268, 1-15.

Gupta V.K., Sorooshian S., 1985: The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *J. Hydrol.*, **81**, 57-77.

Gupta VK., Sorooshian S., 1995: Model calibration. Dans: *Computer Models of Watersheds Hydrology* (ed. by V.P. Singh), Water Resources Publications, 23-68.

Habets F., Boone A., Champeaux J.L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E.,
Ledoux E., Le Moigne E., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Segui P., RoussetRegimbeau F. et Viennot P., 2008: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological
model applied over France. J. Geophys. Res., 113, D06113, doi: 10.1029/2007JD008548.

Hamby D.M., 1994: A review of techniques parameter sensitivity analysis of environmental models. *Env. Mon. Assess.*, **32**, 135-154.

Hegerl G.C., Zwiers F.W., Braconnot P., Gillett N., Marengo J., Nicholls N., Penner J., Stott P. et Lou Y., 2007: Understanding and attribution climate change. In: Climate Change 2007: The physical science basis, the Intergovernmental on Climate Change Working Group I contribution to the 4th Assessment Report, Cambridge University Press.

Heino R., 1996: Metadata and their role in homogenization. Proc. Seminar on Homogenization of surf. Instrum. Data, Budapest, 5-8.

Helsel D.R. et Hirsch R.M., 1992: Statistical Methods in Water Resources. *Studies in Environmental Science*, **49**, Elsevier, Amsterdam, 522 p.

Hendrickson J.D., Sorooshian S. et Brazil L.E., 1988: Comparison of Newton-type and direct search algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Wat. Res. Res.*, 24(5), 691-700.

Hertig E. et Jacobeit J., 2008: Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1025-1045.

Hewitson B.C. et Crane R.G., 2006: Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over South Africa. *Int. J. Climatol.*, 26, 1315-1337.

Hotelling H., 1936: Relations between two sets of variates. *Biometrika*, 28, 321-377.

Hreiche A., 2003: Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II et Université Saint-Joseph, Beyrouth, 256 p.

Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989: Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.*, **110**, 349-367.

Hurrell J.W., 1995: Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - regional temperature and precipitation, *Science*, **269** (**5224**), 676-679.

Hurrell J.W. et van Loon H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, **36**, 301-326.

IFEN (Institut Français de l'Environnement), 2007: http://www.ifen.fr/

IFN (Inventaire Forestier National), 2007: Résultats des inventaires départementaux (1998-2004). Disponible sur <u>http://www.ifn.fr/spip/</u>.

IMFREX – IMpacts des changements anthropiques sur la Fréquence des phénomènes EXtrêmes de vent, de température et de précipitations – 2008: Disponible sur http://medias.dsi.cnrs.fr/imfrex/web/projet/index

INSEE, 2007: Recensement de la population 1999. Disponible sur: http://www.insee.fr

Johnston P.R., Pilgrim D.H., 1976: Parameter optimization for watershed models. *Wat. Res. Res.*, **12(3)**, 477-486.

Jones, P.D., Jónsson, T. and Wheeler, D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433-1450.

Kabouya M., 1990: Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuels en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347p.

Kabouya M., Michel C., 1991: Monthly water resources assessment, application to a semiarid country. *Revue des sciences de l'Eau*, **4(4)**, 569-587.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin M., Iredell M.,
Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M. et Ebisuzaki W., Higgins W.,
Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetma A., Reynolds R., Jenne R. et
Joseph D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*,
77(3), 437-471.

Kamga F.M., 2001: Impact of greenhouse gas induced climate change on the runoff of the Upper Benue River (Cameroon). *J. Hydrol.*, **252**, 145-156.

Karl T.R. et Trenberth K.E., 2003: Modern global climate change, *Science*, **302** (5261), 1719-1723, doi:10.1126/science.1090228.

Karoly D.J., Braganza K., Stott P.A., Arblaster J.M., Meehl G.A., Broccoli A.J. et Dixon K.W., 2003: Detection of a human influence on North American climate, *Science*, 302, 1200-1203, doi:10.1126/science.10902228.

Kendall M.G., 1975: Rank Correlation Measures. Charles Griffin, London, 202 p.

Kharin V., Zwiers F.W., Zhang X. et Hegerl G.C., 2007: Changes in temperature and precipitations extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulation. *J. Climate*, **20(8)**, 1419-1444, doi:10.1175/JCLI4066.1.

Kielh J.T. et Trenberth K.E., 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 197-208.

Kittel T.G.F., Giorgi F. et Meehl G.A., 1998: Intercomparison of regional biases and doubled CO_2 sensitivities of coupled atmosphere-ocean general circulation model experiments. *Clim. Dyn.*, **14**, 1-15.

Klein Tank A.M.G., Wijngaard J.B., Können G.P., Böhm R., Demarée G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Müller-Westermeir G., Tzanakou M., Szalai S., Palsdottir T., Fitzgeralg D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A.F.V., Forland E., Mietus M., Coelho F., Mares S., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Antonio-Lopez J., Dahlström B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L.V. et Petrovic P., 2002: Daily dataset of 20th century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1441-1453.

Kleinn J., Frei C., Gurtz J., Lüthi D., Vidale P.L., Schär, C., 2005: Hydrologic simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D04102, doi: 10.1029/2004JD005143.

Kleměs V., 1986: Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrol. Sci. J.*, **31**(1), 13-24.

Köppen W., 1936: Das geographische System der Klimate. Dans: Köppen W. et Geiger R., (Eds), *Handbuch der Klimatologie* 3. Gebrueder Borntraeger, Berlin, 46p.

Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. et Rubel F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, **15**, 259-263. doi: 10.1127/0941-2948/2006/0130.

Krasovskaia I., Gottschalk L. et Leblois E., 2002: Signature of changing climate in river flow regimes of Rhone-Mediterranean-Corsica region. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'Eau*, 25-30.

Krichak S.O., Kishcha P. et Alpert P., 2002: Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Eastern Mediterranean precipitation. *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 209-220.

Kueppers L.M., Snyder M.A., Sloan L.C., Cayan D., Jin J., Kanamaru H., Kanamitsu M., Miller N.L., Tyree M., Du H. et Weare B., 2008: Seasonal temperature responses to land-use change in the western United States. *Glob. Planet. Change.*, 60, 250-264.

Labat D., Goddéris Y., Probst J-L, Guyot JL., 2004: Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Adv. Wat. Res.*, 27, Elsevier, 631-642.

Laborde J.P., Mouhous N., 1998: Notice d'utilisation du logiciel Hydrolab. 43 p. Disponible sur: <u>http://www.unice.fr/hydroprotech/download/download.htm</u>

Laborde J.P., 2000a: Eléments d'hydrologie de surface. 192p. Disponible sur: http://www.cig.ensmp.fr/~hhgg/docu.htm.

Laborde J.P., 2000b: Méthodes d'interpolation et géostatistiques pour la cartographie automatique. Université de Nice, 29p.

Lamb P. et Peppler R., 1987: The North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 68, 1218-1225. Lambert F.H., Stott P.A., Allen M.R. et Palmer M.A., 2004: Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Let.*, **31**, L10203, doi:10.129/2004GL019545.

Lana X. et Burgeño A., 2000a: Some statistical characteristics of monthly and annual pluviometric irregularity for the Spanish Mediterranean coast. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 79-97.

Lana X. et Burgeño A., 2000b: Statistical distribution and spectral analysis of rainfall anomalies for Barcelona (NE Spain). *Theor. Appl. Climatol.*, **66**, 211-227.

Lavabre J., Arnaud P., Masson J.M. et Folton N., 1999: Apport de la modélisation pluie en débit pour la connaissance de la ressource en eau et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, **3**, 67-71.

Lavabre J., Folton N. et Fouchier C., 2002: Connaissance régionale de la ressource en eau de surface: application au quart sud-est français. Hydrology of mediterranean and semi-arid regions. IAHS Publ., **278**, 94-100.

Lee A.F.S. et Heghinian S.M., 1977: A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables – A Bayesian approach. *Technometrics*, **19** (**4**), 503-506.

Lemaitre F., 2002: Recensements des tests de détection de tendances ou ruptures adaptés à l'analyse de stationnarité des régimes de crues en France. Rapport de fin d'étude ENTPE Cemagref., Lyon, 94p.

Lenhardt T., Eckhardt K., Fohrer N., Frede H.G., 2002: Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Phys. Chem. Earth*, **27(9-10)**, 645-654.

Lepart J., Dervieux A., Debussche M., 1996: Photographie diachronique et changement des paysages. Un siècle de dynamique naturelle de la forêt à Saint-Bauzille-de-Putois, vallée de l'Hérault. *Forêt Méditerranéenne*, **XVII** (2), 63-80.

Le Treut H., 2003: Les scénarios globaux de changement climatique et leurs incertitudes. *C.R. Géoscience*, **335**, 525-533.

Lloyd C.D., 2005: Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *J. Hydrol.*, **308**, 128-150.

Lionello P., Malanotte P. et Boscolo R. (eds), 2006: Mediterranean Climate Variability, *Elsevier B.V.*, 421 p.

Liu X., Coulibaly P. et Evora N., 2007: Comparison of data-driven methods for downscaling ensemble weather forecasts. *Hydrol. Earth Syt. Sci.*, **4**, 189-210.

Lopez-Bustins J.A. et Sanchez-Lorenzo A., 2007: Western Mediterranean Oscillation (WeMO). Disponible sur: <u>http://www.ub.es/gc/English/wemo.htm</u>

Lòpez-Moreno J.I., Beniston M., Garcìa-Ruiz J.M., 2007a: Environmental change and water management in the Pyrenees: Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Glob. Planet. Change*, doi:10.10106/j.gloplacha.2007.10.004.

Lõpez-Moreno J.I., Goyette S. et Beniston M., 2007b: Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models. *Int. J. Climatol.*, doi: 10.1002/joc. 1645.

Lorant V. et Royer J-F., 2001: Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aquaplanet simulations with a variable resolution GCM. *Mon. Wea. Rev.*, **129(11)**, 2730-2745.

Ludwig W., Serrat P., Cesmat L. et Garcia-Esteves J., 2004: Evaluating the impact of the recent temperature increase on the hydrology of the Têt River (Southern France). *J. Hydrol.*, 289, 204-221.

Ludwig W., Dumont E., Meybeck M. et Heussner S., 2008: River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades. *En révision à Proc. Ocean.*

Lumadjeng H., 1989: Modelling of hydrological processes. Frend. Rep., *Hydrol. Studies*, **1**, 254-270.

Luterbacher J. et Xoplaki E., 2003: 500-year winter temperature and precipitation variability over the Mediterranean area and its connection to the large-scale atmospheric circulation. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag, 2003.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M. et Wanner H., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**, 1499-1503, doi: 10.1126/science. 1093877.

Maheras P., Xoplaki E., Davies T., Martin-Vide J., Bariendos M., Alcoforado M.J., 1999a: Warm and cold anomalies across the Mediterranean Basin and their relationship with circulation; 1860-1990. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1697-1715.

Maheras P., Xoplaki E. et Kutiel H., 1999b: Wet and Dry Monthly Anomalies Across the Mediterranean Basin and their Relationship with Circulation, 1860-1990. *Theor. Appl. Climatol.*, **64**, 189-199.

Makhlouf Z., 1994: Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI Orsay / Cemagref (Antony), 228 p.

Makhlouf Z., Michel C., 1994: A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *J. Hydrol.*, 162, 299-318.

Mann H.B., 1945. Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.

Margat J. et Treyer S., 2004: L'eau des méditerranéens: situation et perspectives. *MAP Technical Report Series*, **158**, 366 p.

Mariotti A., Struglia M.V., Zeng N. et K.-Lau M., 2002: The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *J. Climate*, **15**, 1674-1690.

Martin E., Timbal B. et Brun E., 1997: Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change, *Clim. Dyn.*, **13**, 45-56.

Martin-Vide, J., Lopez-Bustins, J.A., 2006: The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1455-1475.

MathWorks Inc., 2007: Optimisation ToolboxTM User's Guide, version 4. 550p.

May W. et Roeckner E., 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, **22**, 389-414.

McGregor J.L., Nguyen K.C. et Katzfey J.J., 2002: Regional climate simulations using a stretched-grid model. In: *Research Activities in Atmosphere and Oceanic Modelling* [Ritchie H., (ed.)]. Rapport 32, WMO/TD 1105, World Meteorological Organisation, Genève, 15-16.

Mearns L.O., Rosenzweig C. et Goldberg R., 1996: The effect of changes in daily and interannual climatic variability on CERES-wheat: a sensitivity study. *Clim. Change*, **32**, 257-292.

Mearns L.O., Bogardi I., Giorgi F., Matyasovsky I. et Palecki M., 1999: Comparison of climate change scenarios generated from regional climate models experiments and statistical downscaling. *J. Geophys. Res.*, **104(D6)**, 66036621. doi: 10.1029/1998JD200042.

Meehl G.A., Stocker W.D., Collins W.D., Friedlingstein P., Gaye A.T., Gregory J.M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J.M., Noda A., Raper S.C.B., Watterson I.G., Weaver A.J. and Zhao Z.-C., 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA. Menzel L., Bürger G., 2002: Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). *J. Hydrology*, **267**, 53-64.

Mestre O., 2000: Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques. Mémoire de thèse. Université Paul Sabatier, 229 p., Toulouse.

Meteorological Office, 1962: "Weather in the Mediterranean", vol. 1: "General Meteorology". *Her majesty's Stationery Office*, London, 362 p.

Michelangeli P.-A., Vautard R. et Legras B., 1995: Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. J. Atmosph. Sci., 52(8), 1237-1256.

Milly P.C.D., Dunne K.A. et Vecchia A.V., 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, **438**(**7066**), 347-350.

Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002: Les changements climatiques en France au 20^{ème} siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, **38**, 45-56.

Molteni F. et Corti S., 1998: Long-term fluctuations of the statistical properties of lowfrequency variability: Dynamical origin and predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 495-526.

Montginoul M., Rinaudo J.D., Lunet de Lajonquiere Y., Garin P. et Marchal J.P., 2005: Simulating the impact of water pricing on households behaviour: the temptation of using untreated water. *Water Policy*, **7**, 523-541.

Morton F.I., 1983: Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrology*, **66**(**1-4**), 1-76.

Mouelhi S., 2003: Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Anthony, France, 323 p.

Mouelhi S., Michel C., Perrin C., Andréassian V., 2006: Stepwise development of a twoparameter monthly water balance model. *J. Hydrology*, **318**, 200-214.

Murphy J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *J. Climate*, **12**, 2256-2284.

Nandakumar N., Mein R.G., 1997: Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrological effects of land-use change. J. Hydrology, 192, 211-232.

Nash J.E. et Sutcliffe J.V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282-290.

Neppel L., Bouvier C., Vinet F., Desbordes M., 2003: A possible origin for the increase in floods in the Mediterranean region. *Revue des sciences de l'eau*, **16/3**, 475-494.

New M.G., Hulme M. et Jones P.D., 2000: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, **13**, 2217-2238.

New M., Todd M., Hulme M. et Jones P.D., 2001: Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1899-1922.

Nicholls N., 1987: The use of canonical correlation to study teleconnections. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 393-399.

Nicholls N. et Murray W., 1999: Workshop on indices and indicators for climate extremes: Asheville, NC, USA, 3-6 Juin 1997, Breakout Group B: Precipitation. *Clim. Change*, **42**, 23-29.

Norrant C., 2004: Tendances pluviométriques indicatrices d'un changement climatique dans le bassin méditerranéen de 1950 à 2000. Etude diagnostique. Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille I, 261 p.

Norrant C. et Douguédroit A., 2004: Tendances des précipitations mensuelles et quotidiennes dans le sud-est méditerranéen français (1950-51/1999-2000). Annales de l'Assoc. Int. Climatol., 1, 45-64.

Norrant C. and Douguédroit A., 2005: Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theor. Apll. Climatol.*, **83**, 89-106.

O'Lenic E.A. et Livezey R.E., 1988: Practical considerations in the use of rotated principal components analysis (RCPA) in diagnostics of upper-air height fields. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1682-1689.

Onibon H., Lebel T., Afouda A. et Guillot G., 2004: Gibbs sampling for conditional spatial disaggregation of rain fields. *Wat. Res. Res.*, 40, W08401, doi: 10.1126.

Oudin L., Michel C., Anctil F., 2005a: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part I – Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *J. Hydrology*, **303**, 275-289.

Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andréassian V., Anctil F., Loumagne C., 2005b: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part II

– Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *J. Hydrology*, **303(1-4)**, 290-306.

Oudin L., Perrin C., Mathevet T., Andréassian V., Michel C., 2006: Impact of biaised and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **320**, 62-83.

Palm R., 1990: La corrélation canonique: principes et applications. Notes Stat. Inform.(Gembloux)90/1,28p.Disponiblesurlesitewebhttp://www.fsagx.ac.be/SI/NotesdeStatetInfo.htm

Pan Z., Takle E.S. et Otieno F., 2001: Evaluation of uncertainties in regional climate simulations. J. Geophys. Res., 106(D16), 17735-17752.

Parmele L.H., 1972: Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration. *Wat. Res. Res.*, **3**(2), 348-359.

Parey S.F., Malek C., Laurent C. et Dacunha-Castelle, 2007: Trends and climate evolution: statistical approach for very high temperatures in France. *Clim. Change*, **81**, 331-352.

Paturel J.E., Servat E., Vassiliadis A., 1995: Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data – case of the GR2M model. *J. Hydrol.*, **168**, 111-125.

Pauling A., Luterbacher J., Casty C. et Wanner H., 2005: 500 years of gridded high resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Clim. Dyn.*, **26(4)**, 387-405. doi:10.1007/s00382-005-0090-8.

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. 276 p.

Perrin C., Michel C., Andréassian V., 2001: Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.*, **242(3-4)**, 275-301.

Pettitt A.N., 1979: A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Stat.*, **28** (2), 126-135.

Petelet-Giraud E., Negrel P., 2007: Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Hérault, France) by Sr isotopes, major and trace elements. *J. Hydrol.*, **337**, 224-241, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.037.

Planton S., Déqué M., Douville H. et Spagnoli B., 2005: Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *C.R. Geophys.*, **337(1-2)**, 193-202.

Planton S. et Terray L., 2007: Détection et attribution à l'échelle régionale: le cas de la France. *La Météorologie*, **58**, 25-29.

PNUE/PAM/PLAN BLEU, 2004: L'eau des Méditerranéens: situations et perspectives. No 158 de la Série des rapports techniques du PAM, PNUE/PAM. Athènes, 336p.

Pozo-Vàsquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. et Castro-Diez Y., 2001: A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Clim. Dyn.*, **17**, 701-715.

Pyrenees-pireneus, 2007: Les Barrages des Pyrénées Orientales. <u>http://www.pyrenees-</u> pireneus.com/Barrages_PyreneesOrientales.htm

Qian B., Corte-Real J. et Xu H., 2000: Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? *J. Geophys. Res.*, **105**, 11901-11910.

Quadrelli R., Pavan V. et Molteni F., 2001: Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its link with large-scale circulation anomalies. *Clim. Dyn.*, **17** (**5-6**), 457-466.

Raïsanen J., 2002: CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *J. Climate*, **15**, 2395-2411.

Raïsanen, U., Hanson J., Ullerstig U., Doscher A., Graham R., Jones L., Meier C.,
Samuelsson H.E.M. et Willen P., 2004: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.*, 22, 13-32.

Rambal S., 1987: Evolution de l'occupation des terres et ressources en eau en régions méditerranéennes karstiques. *J. Hydrology*, **93**, 339-357.

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.

Rifaat S., 1980: Comparaison de plusieurs techniques de reconstitution de débits moyens mensuels, Rapport de stage, 66 p., EPFL (Lausanne), Cemagref (Anthony).

Rodò X., Baert E. et Comin F.A., 1997: Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present country: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Nino Southern Oscillation. *Clim. Dyn.*, **13(4)**, 275-284.

Rodò X., 2001: Reversal of three global atmospheric fields linkings changes in SST anomalies in the Pacific, Atlantic and Indian oceans at tropical latitudes and midlatitudes. *Clim. Dyn.*, **18**, 203-217.

Rogers J.C., 1984: The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1999-2015.

Rowell D.P., 2006: A demonstration of the uncertainty in projections of UK climate change resulting from regional model formulation. *Clim. Change*, **79(3-4)**, 243-257. doi: 10.1007/s10584-006-9100-z.

Ruf T., 2001: Droits d'eau et institutions dans les Pyrénées-Orientales. *Histoire et Sociétés Rurales*, 16, 11-44.

Sadourny R., 1994: Le climat de la Terre, Flammarion, collection Dominos, Paris.

Sàenz J., Rodriguez-Puebla C., Fernàndez J. et Zubillaga J., 2001: Interpretation of interannual winter temperature variations over Southwestern Europe. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20461-20651.

Salvaire H. et Teisseire-Dufour P., 2002: La spéléologie catalane dans un siècle de spéléologie pyrénéenne. Ed. Trabucaire, 101-126.

Santer B.D., Wehner M.F., Wigley T.M., Sausen R., Meehl G.A., Taylor K.E., Ammann C., Arblaster J., Washington W.M., Boyle J.S. et Brüggeman W., 2003: Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, **301**(5632), 479-483, doi:10.1126/science.1084123.

Sauquet E. et Haond M., 2003: Examen de la stationnarité des écoulements du Rhône en lien avec la variabilité climatique et les actions humaines. Actes du colloque « Barrages et développement durable en France », 18 Novembre 2003, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, Paris, France, Cemagref Ed., 261-270.

Schar C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M.A. and Appenzeller C., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.

Scheffé H., 1959: The analysis of variance. Wiley ed., New-York, 447 p.

Schönwiese C.D., Rapp J., Fuchs T. et Denhard M., 1993: Klimatrend-Atlas, Europa 1891-1990. Berichte des Zentrums für Umweltforschung, 20, 218 p.

Slonosky V. et Yiou P., 2002: Does the {NAO} represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature. *Clim. Dyn.*, **19**, 17-30.

Sneyers R., 1990: On the statistical analysis of series of observations. WMO, Technical Note n°143, Geneve.

Solomon, S., Qin D., Manning M., Alley R.B., Berntsen T., Bindoff N.L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J.M., Hegerl G.C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B.J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T.F., Whetton P., Wood R.A. et Wratt D., 2007: Résumé technique. In: *Bilan 2007 des*

changements climatiques 2007: Les bases scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

Spagnoli B., Planton S., Déqué M., Mestre O., Moisselin J.-M., 2002: Detecting climate change at a regional scale: the case of France. *Geophys. Res. Let.*, **29**, N°10.

Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Ingram W.J. et Mitchell J.F.B., 2001: Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes, *Clim. Dyn.*, **17**, 1-21.

Srinivasan M., 2006: http://sealevel.jpl.nasa.gov/overview/climate-climatic.html.

Tanakamaru H., 1995: Parameter estimation for the Tank Model using global optmisation. Transactions of JSIDRE, **178**, 103-112.

Thiery F., Grieu S., Traoré A., Barreau M., Polit M., 2008: Integration of neural networks in a geographical information system for the monitoring of a catchment area. *Math. Comp. Sim.*, **76**, 388-397.

Tibaldi S., D'Andrea F., Tosi E. et Roeckner E., 1997: Climatology of Northern Hemisphere blocking in the ECHAM model. *Clim. Dyn.*, **13**, 649-666.

Timbal B., 2004: Southwest Australia past and future rainfall trends. *Clim. Res.*, **26(3)**, 233-249.

Trewartha G.T., 1943: Köppen's classification of climates, an introduction to weather and climate. Mc Graw Mill, New York, 517-520.

Trenberth K.E., Smith L., Qian T., Dai A. et Fasullo J., 2006: Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *J. Hydrometeor.*, GEWEX issue, **8**, 758-769.

Trenberth K.E., Jones P.D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P., 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

Trigo I.F., Trevor T.D. et Bigg G.R., 2000: Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2913-2916.

Trigo R.M., Osborn T.J. et Corte-Real J., 2002: The North-Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim. Res.*, **20**, 9-17.

Trigo R.M., Pozo-Vasquez D., Osborn T.J., Castro-Diez Y., Gàmis-Fortis S. et Esteban-Parra M.J., 2004: North-Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **24**, 925-944.

Troutman B.M., 1982: An analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Wat. Res. Res.*, **18(4)**, 947-964.

Troutman B.M., 1983: Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Wat. Res. Res.*, **19**(**3**), 791-810.

Ulbrich U., May W., Li L., Lionello P., Pinto J.G. et Somot S., 2006: The Mediterranean climate change under global warming. Dans: Bolle H.-J. (Ed): Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag, 2003, 398-415.

Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. et Woollen J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012.

USGS – **United States Geological Survey**, 2000: GTOPO30: A global 30 Arc-Second Elevation data set. Developed at the US Geological Survey EROS Data Centre. Disponible sur le site web : <u>http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html</u>.

Valero F., Luna M.Y., Martin M.L., Morata A. et Gonzàles-Rouco J.F., 2004: Coupled modes of large scale climate variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Clim. Dyn.*, **22**, 307-323.

van Loon H. et Rogers J.C., 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, Part I: general description. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.

Vautard R., 1990: Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors. *Mon. Wea. Rev.*, **118**(10), 2056-281.

Viner D., Hulme M., 1997: The Climate Impacts LINK Project: applying results from the Hadley Centre's climate change experiments for climate change impacts assessment. Climatic Research Unit, Norwich, UK, 17 p.

Visbeck M., 2007: North Atlantic Oscillation. http://www.ldeo.columbia.edu/NAO

von Storch H., 1995: Inconsistencies at the surface of climate impact studies and global climate research. *Meteorol. Zeitschschrift*, **4**, 72-80.

von Storch H., 1999: On the use in "inflation" in statistical downscaling. J. Climate, 12(12), 3505-3506.

von Storch H., Zorita E. et Cusbach U., 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, **6**, 1161-1171.

von Storch H. et Zwiers F.W., 1998: Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press, UK.

Walker G.T., 1924: Correlations in seasonal variations of weather. IX Mem. *Ind. Meteorol. Dept.*, 24, 275-332.

Wallace J.M., et Gutlzer D.S., 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.

Wang Q.J., 1991: The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Wat. Res. Res.*, **27**(**9**), 2467-2471.

Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B. et Xoplaki E, 2001: North-Atlantic Oscillation – concepts and studies. *Survey in Geophys.*, **22**, 321-381.

WDGPS, 2007: Base de données des communes de France. Disponible sur le site web http://www.wdgps.net/joomla1/

Wilby R.L., Hay L.E., Leavesley G.H., 1999: A comparison of downscaled and raw GCM output: implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *J. Hydrol.*, **225**, 67-91.

Wilby R.L., Tomlinson O.J. et Dawson C.W., 2003: Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling. *Clim. Res.*, 23, 183-194.

Wilby R.L., Whitehead P.G., Wade A.J., Butterfield, Davis R.J. et Watts G., 2006: Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet, UK. *J. Hydrol.*, **330**, 204-220.

Wilks D.S. et Wilby R.L., 1999: The Weather Generation Game: A review of Stochastic Weather Models. *Prog. Phys. Geo.*, 23, 329-357.

Wood A., Leung L.R., Sridar V. et Lettenmaier D.P., 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate outputs. *Clim. Change*, **62**, 189-216.

Xoplaki E., 2002: Climate variability over the Mediterranean. PhD Thesis, University ofBern,Switzerland.Disponiblesur lesitewebhttp://sinus.unibe.ch./klimet/docs/phd_xoplaki.pdf.

Xoplaki, E., Gonzales-Roucoz J.F., Luterbacher J. et Wanner H., 2003: Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim. Dyn.*, **20**, 723-739.

Xoplaki E., Gonzàlez-Rouco J.F., Luterbacher J. et Wanner H., 2004: Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Clim. Dyn.*, 23, 63-78, doi: 10.1007/s00382-004-0422-0.

Xoplaki E., Luterbacher J., Burkard R., Patrikas I., Maheras P., 2000: Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Clim. Res.*, **14**, 129-146.

Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H., Dietrich D., Steiner N., Grosjean M. et Wanner
H., 2005: European spring and autumn temperature variability and change of extremes over
the last half millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15713, doi: 10.1029/2005GL023424.

Xu C.-Y. et Vandewiele G.L., 1994: Sensitivity of monthly rainfall-runoff models to input errors and data length. *Hydrol. Sci. J.*, **39(2)**, 157-176.

Zorita E., Kharin V. et von Storch H., 1992: The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic in winter. Their interaction and relevance for Iberian rainfall. *J. Climate*, **5**, 1097-1108.

Zhang X., Zwiers F.W., Hegerl G.C., Lambert F.H., Gillett N.P., Solomon S., Stott P.A. et Nozawa T., 2007: Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, **461-465**, doi:10.1038/nature06025.

Zwiers F.W. et Zhang X., 2003: Toward regional-scale climate change detection, J. *Climate*, 16, 793-797.

ANNEXES

Annexe A: Stations climatiques Météo-France. P % et T% indiquent le % de données mensuelles disponibles sur la période 1965-2004 pour les précipitations et températures, respectivement. Les chiffres en gras indiquent les séries de références élaborées par *Mestre (2000)*.

Type fait référence au type de station:

- 0: Station synoptique professionnelle, avec observation sur place.
- 1: Station synoptique non professionnelle ou observation à distance.
- 2: Station automatique, temps réel.
- 3: Station automatique, temps différé.
- 4: Poste climatologique.

Code MF	Nom usuel	Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Туре	Р%	Τ%
09047001	BELESTA	489	42.90	1.94	4	100.0	
09139001	HOSPITALET	1425	42.59	1.80	3	100.0	92.5
09194001	MIREPOIX	310	43.09	1.87	4	100.0	99.0
09220001	ORLU	908	42.69	1.91	3	100.0	
09252002	ROUZE USSON	735	42.75	2.09	3	84.6	
11004001	ALAIGNE	293	43.11	2.10	2		85.0
11012001	ARGELIERS	31	43.31	2.91	4	99.8	99.0
11015001	ARQUES	357	42.95	2.37	4	99.6	
11021002	AXAT	415	42.80	2.23	4	94.6	
11028001	BELCAIRE	1000	42.82	1.96	2	100.0	
11033003	BELPECH	242	43.19	1.75	4	100.0	
11044001	BOUISSE	640	42.99	2.45	4	95.0	
11049001	BRAM	134	43.24	2.13	4	87.5	
11056001	CABRESPINE	310	43.36	2.46	4	97.5	
11069001	CARCASSONNE	126	43.21	2.31	0	100.0	100.0
11075001	CASTANS	650	43.41	2.49	4	99.0	
11076001	CASTELNAUDA	170	43.31	1.95	2	100.0	100.0
11099001	CONQUES SUR	120	43.28	2.40	4	100.0	
11103001	COUIZA	222	42.94	2.26	4	96.7	
11110001	COUSTOUGE	260	43.05	2.74	4	100.0	
11140001	FERRALS LES	65	43.15	2.73	4	85.0	82.5
11144001	FITOU	10	42.89	3.00	4	99.0	85.0
11149001	FONTERS DU	370	43.23	1.94	4	95.8	
11155001	FOURTOU	666	42.91	2.43	4	94.2	
11159002	GAJA	288	43.19	1.90	4	85.6	
11170001	GRUISSAN	1	43.15	3.14	2	100.0	87.5
11177001	JOUCOU	600	42.83	2.09	4	100.0	
11179001	LABASTIDE E	206	43.08	2.47	4	92.5	
11185001	LAGRASSE	130	43.09	2.62	4	99.8	85.0
11198001	LAURE-MINER	80	43.27	2.52	4	99.8	86.5
11206003	LIMOUX	230	43.05	2.20	4	96.7	85.6
11242001	MONTCLAR	220	43.14	2.25	4	99.0	
11243001	MONTFERRAND	190	43.35	1.82	4	99.8	87.5
11253001	MONTOLIEU	280	43.31	2.24	4	100.0	
11262002	NARBONNE-EG	5	43.18	3.02	2	99.4	100.0
11266001	PORT LA NOU	5	43.01	3.05	4	99.8	
11271001	PALAIRAC	364	42.96	2.66	4	98.3	
11295001	PORTEL	29	43.04	2.95	4		82.5
11296001	POUZOLS-MIN	80	43.29	2.83	4	97.3	
11301001	PUICHERIC	57	43.23	2.63	4	90.4	
11303001	PUIVERT	610	42.88	2.05	4	96.5	
11304001	QUILLAN	282	42.87	2.18	4	97.5	
11321003	ROQUEFORT-S	1030	42.75	2.19	4	94.4	
11329001	ROUVENAC	310	42.94	2.15	4	97.5	
11352001	ST LOUIS ET	680	42.85	2.34	4	99.6	
11367001	SAISSAC	630	43.39	2.17	4	97.7	87.5

Code MF	Nom usuel	Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Туре	Р%	T%
11371001	SALLES-SUR-	210	43.30	1.78	4	97.3	
11388001	TERMES VILL	330	43.00	2.57	4	100.0	
11401001	TUCHAN	160	42.89	2.72	4	96.0	82.9
11412001	VILLARDEBEL	550	43.02	2.40	4	83.8	
11427001	VILLELONGUE	320	43.06	2.09	4	98.8	
12063001	LA CAVALERI	790	44.01	3.15	4	100.0	
12145001	MILLAU	715	44.12	3.02	0		100.0
12212001	ST BEAULIZE	525	43.90	3.11	4	100.0	
30009001	ALZON	595	43.97	3.44	3	100.0	
30068001	CARDET	115	44.03	4.08	2		90.0
30129001	GENERARGUES	138	44.08	3.98	2		100.0
30140001	LASALLE	278	44.04	3.86	4	100.0	
30200002	POMPIGNAN	175	43.89	3.86	4	99.6	
30231001	ST ANDRE DE	450	44.16	3.68	4	100.0	
30263001	ST HIPPOLLY	190	43.96	3.85	4	100.0	
30297001	CAMPRIEU	1100	44.12	3.48	2	100.0	
30332001	TREVES	560	44.08	3.38	4	98.8	
30339001	MONT AIGOUA	1567	44.12	3.58	0	100.0	100.0
30349001	VIC LE FESQ	45	43.87	4.07	2		96.9
30350001	LE VIGAN	250	43.99	3.60	2	100.0	100.0
31451001	REVEL	334	43.44	2.02	4	100.0	100.0
31540001	SEGREVILLE	210	43.49	1.74	4	100.0	100.0
34010001	ANIANE	68	43.68	3.59	4	99.0	
34026001	BEAUFORT	86	43.30	2.76	4	85.6	
34032002	BEZIERS-COU	21	43.34	3.15	2	88.5	87.5
34038001	BOUSQUET D'	280	43.71	3.17	4	99.4	
34040001	BRENAS	370	43.65	3.26	4	99.4	
34046005	CAMBON ET S	900	43.62	2.86	3	99.8	
34051001	CANET	50	43.60	3.48	4	95.0	
34064002	LE CAYLAR	730	43.86	3.33	2	99.8	
34079001	CLERMONT-L'HERAULT	98	43.64	3.44	4	89.6	
34086001	COURNIOU	500	43.50	2.70	2		85.0
34101001	FLORENSAC	6	43.39	3.48	4	99.4	
34114001	GIGNAC	58	43.66	3.56	2	99.6	87.1
34142001	LODEVE	180	43.74	3.32	4	100.0	
34144001	LUNAS	280	43.71	3.20	3	99.8	
34172001	MONTPELL-EN	45	43.62	3.86	3	99.8	84.4
34186001	OCTON	195	43.66	3.31	2	99.4	
34187001	OLARGUES	182	43.56	2.91	4	98.8	
34199001	PEZENAS-DDE	34	43.46	3.42	4	99.6	
34200003	PEZENES Mas	400	43.62	3.25	4	98.5	
34212001	POUJOLS	420	43.76	3.33	4	100.0	
34232001	ROQUEBRUN	94	43.50	3.03	4	100.0	
34233001	ROQUEREDOND	681	43.80	3.22	4	100.0	
34245001	ST CHINIAN	130	43.42	2.95	4	97.5	
34258001	ST GENIS DE FONTEDIT	93	43.47	3.18	4	94.0	81.5

242C0001 ST CEDVAIS 210 42 CF 2.05 4	00.0
54200001 51 UEKVAIS 518 45.65 5.05 4	99.8
34274001 ST MARTIN D 200 43.79 3.73 2	98.3 97.5
34277001 ST MAURICE 581 43.85 3.52 4	99.2
34284001 ST PONS 332 43.49 2.76 4	100.0
34293001 LA SALVETAT 685 43.60 2.71 4	100.0
34301002 SETE 80 43.40 3.69 1	100.0 100.0
34302001 SIRAN 140 43.33 2.68 4	99.8
48061002 FLORAC 550 44.32 3.60 4	99.8
48096001 MEYRUEIS 706 44.18 3.43 3	100.0
66002001 ALENYA 5 42.64 2.97 2	85.6
66005001 ESCALDES(LE 1384 42.49 1.95 4	96.9 95.6
66016001 BANYULS-SUR 80 42.47 3.12 4	99.4 100.0
66024001 BOULOU(LE) 88 42.52 2.82 4	98.5 97.7
66026001 BROUILLA 50 42.57 2.91 4	100.0
66029001 CAIXAS 450 42.60 2.66 4	99.2
66037001 CANET-VILLA 35 42.70 3.01 4	98.1 90.0
66038003 CANOHES 73 42.65 2.83 4	99.6 100.0
66048001 CERBERE 26 42.44 3.17 4	98.5
66049001 CERET 139 42.50 2.75 4	99.6
66052001 CODALET 450 42.60 2.42 4	89.2 89.2
66062001 DORRES 1450 42.49 1.94 4	97.5
66078001 FILLOLS 725 42.56 2.41 4	100.0 100.0
66095001 LAT-CAROL 1250 42.46 1.89 4	98.3
66096001 LAT-FRANCE 110 42.77 2.65 4	99.8
66117001 MONT-LOUIS 1600 42.51 2.12 4	100.0 98.5
66119002 MOSSET 750 42.68 2.32 4	97.9
66122001 NOHEDES 1000 42.63 2.28 4	99.4 99.4
66127001 OPOUL 180 42.87 2.88 4	100.0
66136001 PERPIGNAN 42 42.74 2.87 0	100.0 100.0
66136002 PONT-JOFFRE 29 42.71 2.89 4	97.1
66147001 PORTE-PUYMO 1620 42.55 1.83 4	99.8
66148001 CAP BEAR 82 42.52 3.14 1	100.0 100.0
66155001 PY 1040 42.50 2.35 4	99.2
66157001 RAILLEU 1340 42.59 2.18 4	99.8
66179001 ST LAURENT 725 42.39 2.61 4	90.0
66183001 ST MARSAL 717 42.54 2.62 4	99.0
66187001 ST PAUL FEN 205 42.81 2.51 2	91.3
66198001 SOURNIA 515 42.73 2.45 4	99.8 94.2
66206001 LE TECH 548 42.41 2.54 4	100.0 99.8
66206002 LA LLAU 900 42.44 2.52 3	87.5 83.5
66220002 VALCEBOLLER 1420 42.39 2.04 4	99.8
81014001 ANGLES 750 43.57 2.57 4	100.0
81163001 MAZAMET 683 43.46 2.35 4	100.0
81124001 LACAUNE 805 43.71 2.70 2	100.0
81192001 MURAT/VEB-M 850 43.68 2.87 4	100.0

Annexe B: Méthode de comblement des lacunes dans des séries pluviométriques proposée par *Laborde (2000a)*.

Soit une matrice de données [x] de *no* observations (précipitations ou températures) mesurées sur *nv* stations climatiques:

	x(1,1)	inconnu	 x(1,j)	 x(1,nv)
	<i>x</i> (2,1)	x(2,2)	 x(2,j)	 inconnu
[<i>x</i>] =	x(i,1)	x(i,2)	 x(i,j)	 x(i,nv)
	inconnu		 inconnu	
		inconnu	 	 •••
	<i>x</i> (<i>no</i> ,1)	x(no,2)	 <i>x(no, j)</i>	 x(no,nv)

La première étape consiste à calculer les moyennes expérimentales Mxo(j) et les écart-types expérimentaux Sxo(j) des observations pour chaque station j et sur les années réellement observées:

$$\begin{bmatrix} Mxo] = & Mxo(1) & Mxo(2) & \dots & Mxo(j) & \dots & Mxo(nv) \\ \begin{bmatrix} Sxo] = & Sxo(1) & Sxo(2) & \dots & Sxo(j) & \dots & Sxo(nv) \end{bmatrix}$$

On peut alors évaluer la matrice des valeurs centrées réduites: $u(i, j) = \frac{x(i, j) - Mxo(j)}{Sxo(j)}$ et calculer pour chaque observation la moyenne des valeurs centrées réduites disponibles: u(i)

$$[u] = \begin{bmatrix} u(1,1) & inconnu & \dots & u(1,j) & \dots & u(1,nv) & \overline{u}(1) \\ u(2,1) & u(2,2) & \dots & u(2,j) & \dots & inconnu & \overline{u}(2) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ u(i,1) & u(i,2) & \dots & u(i,j) & \dots & u(i,nv) & \overline{u}(i) \\ inconnu & \dots & \dots & inconnu & \dots & \dots \\ \dots & inconnu & \dots & \dots & \dots & \dots \\ u(no,1) & u(no,2) & \dots & u(no,j) & \dots & u(no,nv) & \overline{u}(no) \end{bmatrix}$$

On peut alors en première approximation remplacer chaque valeur inconnue x(i,j) par une valeur $xe_0(i,j) = \frac{\overline{u}(i) - Mxo(j)}{Sxo(j)}$ correspondant à la variable réduite moyenne pour cette observation. On obtient alors une première matrice complète $[x_0]$:

 $[x_0] = \begin{array}{cccccc} x(1,1) & xe_0(1,2) & \dots \\ x(2,1) & x(2,2) & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ x(i,1) & x(i,2) & \dots \\ xe_0(i+1,1) & \dots & \dots \\ \dots & xe_0(no-1,2) & \dots \\ x(no,1) & x(no,2) & \dots \end{array}$ x(1,nv)x(1,j)x(2,j) $xe_0(2,nv)$ ••• x(i,j)x(i,nv)... $xe_0(i+1,j)$ ••• ••• ••• ••• ... x(no,j)x(no,nv)...

Nous effectuons alors une Analyse en Composantes Principales sur cette matrice $[x_0]$ et obtenons les projections des variables $[a_1]$ et des observations $[c_1]$ sur les k seules premières composantes pouvant avoir une signification physique:

$$\begin{bmatrix} a_{l} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{l}(1,1) & a_{l}(1,2) & \dots & a_{l}(1,1) & \dots & a_{l}(1,nv) \\ a_{l}(2,1) & a_{l}(2,2) & \dots & a_{l}(2,j) & \dots & a_{l}(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{l}(k,1) & a_{l}(k,2) & \dots & a_{l}(k,j) & \dots & a_{l}(k,nv) \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} c_{l}(1,1) & c_{l}(1,2) & \dots & c_{l}(1,k) \\ c_{l}(2,1) & c_{l}(2,2) & \dots & c_{l}(2,k) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ c_{l}(i,1) & c_{l}(i,2) & \dots & c_{l}(i,k) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ c_{l}(no,1) & c_{l}(no,2) & \dots & c_{l}(no,k) \end{bmatrix}$$

Nous obtenons également les matrices des moyennes et des écarts-types:

$$\begin{bmatrix} Mx_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Mx_1(1) & Mx_1(2) & \dots & Mx_1(j) & \dots & Mx_1(nv) \\ [Sx_1] = \begin{bmatrix} Sx_1(1) & Sx_1(2) & \dots & Sx_1(j) & \dots & Sx_1(nv) \end{bmatrix}$$

Il est alors possible de reconstituer chaque observation manquante x(i,j) par une nouvelle valeur estimée $xe_1(i,j) = Mx_1(j) + Sx_1(j) \times \{a_1(1,j)c_1(i,1) + a_1(2,j)c_1(i,2) + ... + a_1(k,j)c_1(i,k)\}$. Cette

estimation n'est pas très correcte puisque l'ACP a été effectuée sur une matrice « bouchée » à partir de moyennes interannuelles. Cependant, $xe_1(i,j)$ est une meilleure estimation que $xe_0(i,j)$ puisqu'elle tient compte des observations aux autres stations pour cette année j. On peut donc réitérer le processus en remplaçant dans la matrice $[x_0]$ chaque $xe_0(i,j)$ par les $xe_1(i,j)$ adaptés. On obtient ainsi une nouvelle matrice $[x_1]$:

$$[x_1] = \begin{bmatrix} x(1,1) & xe_1(1,2) & \dots & x(1,j) & \dots & x(1,nv) \\ x(2,1) & x(2,2) & \dots & x(2,j) & \dots & xe_1(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x(i,1) & x(i,2) & \dots & x(i,j) & \dots & x(i,nv) \\ xe_1(i+1,1) & \dots & \dots & xe_1(i+1,j) & \dots & \dots \\ \dots & xe_1(no-1,2) & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x(no,1) & x(no,2) & \dots & x(no,j) & \dots & x(no,nv) \end{bmatrix}$$

On effectue alors une deuxième ACP sur la matrice $[x_1]$ permettant d'obtenir de nouvelles matrices $[a_2]$, $[c_2]$, $[Mx_1]$ et $[Mx_2]$ d'où l'on tirera de nouvelles estimations $xe_2(i,j)$. A chaque itération nous modifions les estimations pour les observations manquantes. *Laborde* (2000*a*) a constaté que les écarts des estimations d'une itération à l'autre suivent sensiblement une loi exponentielle décroissante et se stabilisent à partir de la 6-7^{ème} itération.

Annexe C1: Variogrammes omnidirectionnels des projections des stations sur les premières composantes principales des 127 séries de précipitations. Ne sont représentés que les variogrammes obtenus sur les composantes prises en compte dans la méthode de lacunes plus celle qui comblement des leur succède immédiatement.





Annexe C2: Variogrammes omnidirectionnels des projections des stations sur les premières composantes principales des 49 séries de température moyenne. Ne sont représentés que les variogrammes obtenus sur les 3 premières composantes.





Annexe D: Tests statistiques de détection des ruptures dans des séries climatiques.

- Test de *Pettitt (1979)*:

Ce test sur les rangs (non-paramétrique) est réputé pour sa robustesse et dérivé de la formulation du test de Mann-Whitney. L'absence d'une rupture dans la série chronologique X constitue l'hypothèse nulle H₀. La statistique du test est:

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^{t} \sum_{j=t+1}^{N} D_{ij} \text{ avec } i=1, N \text{ et } j=t+1, N$$

où $D_{ij} = sgn(x_i - x_j) \text{ avec } sgn(z) = 1 \text{ si } z > 0; \ sgn(z) = 0 \text{ si } z = 0 \text{ et } sgn(z) = -1 \text{ si } z < 0.$

Pettitt propose de tester l'hypothèse nulle en utilisant la statistique K_N , définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de l à N-l. A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par:

Prob
$$(K_N > k) \approx 2 \exp(-6k^2/(N^3 + N^2))$$

Pour un risque α de première espèce donnée, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment où est observé max $|U_{i,N}|_{i=1,N-1}$.

- Statistique de *Buishand* (1982, 1984):

Ce test d'hypothèse est basé sur les hypothèses de normalité et de constance de la variance de la série. En supposant une distribution à priori uniforme pour la position du point de rupture, la statistique du test est:

$$U = [N(N+1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x}\right)^2 \text{ où } S_k = \sum_{i=1}^{k} (x-\bar{x}) \text{ pour } k=1, 2, 3...N \text{ et } D_x \text{ l'écart-type de la série.}$$

L'hypothèse nulle est l'absence de rupture dans la série. Si l'hypothèse nulle est rejetée, le test ne propose pas une estimation de la date de rupture. Des valeurs critiques de la statistique

U sont données par *Buishand (1982, 1984)* à partir d'une méthode de Monte-Carlo. Cette méthode donne moins de poids aux premières et aux dernières valeurs de la série et s'avère donc plus performante pour tout changement de moyenne intervenant au milieu de la série. La statistique U est une statistique robuste qui reste valide même pour des distributions de la variable étudiée qui s'écartent de la normalité.

En complément du test de Buishand, on peut définir une région de confiance contenant pour un seuil de confiance donné, sous l'hypothèse nulle, la série des S_k (*Bois, 1971, 1986*). Pour un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, la région de confiance (ou ellipse de contrôle) est définie

$$\operatorname{par} \pm U_{(1-\alpha)/2} \sqrt{\frac{k(n-k)}{n-1}}$$

- Procédure bayésienne de *Lee et Heghinian (1977)*:

Cette procédure repose sur le modèle suivant:

$$x_{i} = \begin{cases} \mu + \varepsilon_{i} & avec \quad i = 1, 2, 3, ... \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_{i} & avec \quad i = 1, 2, 3, ... N \end{cases}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 . Les variables τ , μ , δ et σ sont des paramètres inconnus. τ et δ représentent respectivement la position de la rupture et l'amplitude d'un changement éventuel de la moyenne. Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions à posteriori de τ et δ . Cette procédure fournit donc la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose à priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur δ . L'estimation est d'autant plus précise que la dispersion est faible.

- Procédure de segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989):

Cette méthode consiste à découper la série en m segments (m>1) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. La segmentation est définie de la manière suivante:

Toute série x_i , où $i=i_1$, i_2 avec $1 \le i_1 < i_2 \le N$, constitue un segment de la série initiale des (x_i) avec i=1, 2, ...N. Toute partition de la série étudiée initiale en m segments constitue une segmentation de rang m définie par :

- i_k , k=1, 2, ...m le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du k^{ème} segment;
- $n_k = i_k \cdot i_{k-1}$ la longueur du k^{ème} segment;

-
$$\overline{x} = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}$$
 la moyenne du k^{ème} segment.

La quantité $D_m = \sum_{k=1}^{k=m} D_k = \sum_{k=1}^{k=m} \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \overline{x})^2$ est l'écart quadratique entre la série et la

segmentation considérée.

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure est celle qui minimise D_m . Cette condition est nécessaire mais insuffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante, selon laquelle les moyennes de 2 segments contigus doivent être significativement différentes. La pertinence de chaque nouvelle rupture est testée à l'aide du test de *Scheffé (1959)*.

Selon les auteurs, cette procédure de segmentation peut être vu comme un test de stationnarité. « La série étudiée est stationnaire » constitue l'hypothèse nulle de ce test. La stationnarité est en rapport avec la durée des observations. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, alors l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test.

Annexe E1: Totaux et pourcentages des indices pluviométriques calculés à partir des données journalières.

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Annuel	
Laroque	162	125	101	122	108	69	40	67	133	205	155	157	1444	
Agde	97	82	67	79	70	45	26	52	87	142	92	96	935	
Vieussan	121	109	86	107	88	56	32	52	92	155	122	136	1157	
Beziers	71	69	54	68	60	38	23	45	62	118	72	81	760	
Puyvalador	106	85	95	112	104	78	56	72	68	88	97	113	1075	
Belvianes	76	60	66	81	84	63	53	65	56	68	71	84	827	
Carcassonne	87	72	76	90	78	55	36	50	55	81	76	90	847	
Moussan	79	69	65	82	68	49	30	48	54	93	75	86	797	
Planezes	88	75	75	89	75	48	35	47	54	89	87	106	869	
Estagel	80	68	64	77	61	38	25	38	50	98	84	97	780	
Serdinya	60	44	51	70	89	72	64	75	61	67	65	68	786	
Rodes	60	47	55	74	82	58	45	62	54	76	64	78	756	
Perpignan	59	49	49	66	64	41	23	42	51	89	70	76	680	
Reynes	69	54	63	93	112	85	71	90	80	112	90	88	1007	
Argeles	67	56	56	73	73	47	28	54	64	110	77	79	784	

Valeurs moyennes des totaux de pluie ≥ 0.1 mm (mm)

Pourcentage des totaux de pluie ≥ 0.1 mm par rapport au total annuel (%)

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Laroque	10.6	8.4	7.2	9.1	8.0	4.9	2.8	4.8	8.9	14.0	10.7	10.6
Agde	10.0	8.9	7.0	8.7	7.9	5.0	2.8	5.9	9.1	14.6	9.8	10.1
Vieussan	10.2	9.5	7.5	9.7	8.0	5.1	2.8	4.7	7.6	12.9	10.5	11.5
Beziers	8.9	9.4	7.0	9.3	8.6	5.5	3.1	6.2	7.9	14.2	9.6	10.4
Puyvalador	9.7	7.9	8.8	10.6	9.8	7.3	5.3	6.9	6.3	8.0	9.0	10.2
Belvianes	9.0	7.3	7.8	9.8	10.4	7.7	6.5	8.0	6.8	8.0	8.6	10.0
Carcassonne	10.1	8.7	8.9	10.7	9.3	6.5	4.4	6.1	6.5	9.4	9.0	10.4
Moussan	9.7	9.0	8.2	10.4	8.7	6.3	3.8	6.2	6.6	11.2	9.4	10.4
Planezes	10.1	8.7	8.4	10.3	8.8	5.6	4.2	5.7	6.1	10.0	10.2	11.9
Estagel	9.9	9.1	8.1	10.0	8.1	5.0	3.3	5.2	6.3	11.9	10.9	12.2
Serdinya	7.5	5.5	6.3	8.9	11.4	9.2	8.1	9.6	7.9	8.5	8.4	8.8
Rodes	7.7	6.1	6.8	9.6	11.0	8.0	6.2	8.5	7.3	10.0	8.7	9.9
Perpignan	8.2	7.4	6.9	9.7	9.6	6.5	3.6	6.6	7.3	12.6	10.6	11.0
Reynes	6.5	5.2	6.1	9.4	11.4	8.7	7.2	9.1	8.0	10.8	8.9	8.7
Argeles	8.1	7.2	6.9	9.3	9.6	6.6	3.7	7.3	7.8	13.2	10.2	10.1

Valeurs moyennes des totaux de pluie $\geq 10 \text{ mm} (\text{mm})$

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Annuel
Laroque	134	103	78	98	82	49	26	50	114	180	134	131	1179
Agde	74	65	49	58	48	28	14	38	72	123	72	77	719
Vieussan	88	84	60	77	60	35	17	35	74	128	96	106	861
Beziers	47	52	35	48	38	22	13	33	48	99	55	60	550
Puyvalador	69	50	57	71	62	44	30	45	40	55	62	79	666
Belvianes	45	29	34	41	44	30	25	35	29	41	40	55	449
Carcassonne	44	36	38	49	45	29	16	28	30	51	40	53	461
Moussan	40	34	30	43	36	26	11	28	33	64	41	50	435
Planezes	54	44	44	53	43	24	17	27	32	65	57	77	537
Estagel	51	42	40	49	37	19	12	22	33	78	60	73	517
Serdinya	36	23	24	36	51	39	34	43	36	45	43	44	454
Rodes	38	30	33	41	47	28	19	35	33	56	44	57	462
Perpignan	43	38	36	45	41	23	9	27	36	75	56	60	489
Reynes	52	37	41	60	79	55	46	61	58	89	72	72	724
Argeles	54	44	42	48	48	29	13	39	47	95	61	64	583

0		-										·	
Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Annuel
Laroque	64	64	60	68	67	54	49	63	74	77	71	67	80
Agde	57	57	59	60	59	47	35	63	70	75	61	60	75
Vieussan	54	63	51	61	60	45	41	55	69	67	59	62	73
Beziers	41	52	48	58	55	40	36	55	58	62	49	54	70
Puyvalador	55	48	54	60	52	50	43	55	48	49	58	59	61
Belvianes	43	38	42	44	44	40	40	47	38	46	47	56	53
Carcassonne	40	43	41	49	50	42	34	44	38	47	43	47	53
Moussan	37	42	34	46	44	38	27	49	49	53	43	45	53
Planezes	40	45	46	49	44	35	40	45	44	53	50	57	60
Estagel	45	46	46	46	48	28	33	46	45	57	49	57	65
Serdinya	39	40	33	43	52	46	46	49	44	53	49	55	57
Rodes	33	43	40	39	44	38	37	48	44	53	44	50	59
Perpignan	40	53	50	45	45	39	22	48	48	64	48	52	70
Reynes	49	42	49	55	66	54	55	61	58	64	58	64	71
Argeles	53	52	57	46	51	43	29	60	56	63	57	55	73

Pourcentage des totaux de pluie \geq 10 mm par rapport aux totaux de pluie \geq 0.1 mm (%)

Valeurs moyennes des totaux de pluie $\ge 95^{\circ me}$ centile (mm)

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Annuel
Laroque	57	40	40	51	41	30	20	31	61	83	65	63	600
Agde	34	29	26	31	26	21	14	25	38	53	39	36	356
Vieussan	41	37	31	42	33	26	16	23	40	58	49	53	470
Beziers	27	27	21	29	21	19	12	22	31	44	30	34	292
Puyvalador	30	23	26	31	31	22	18	24	21	29	28	31	292
Belvianes	24	19	21	24	27	19	16	21	18	24	22	27	244
Carcassonne	28	21	23	29	24	19	15	20	19	29	23	28	263
Moussan	27	23	21	28	21	19	12	19	22	36	27	29	276
Planezes	29	30	27	31	26	17	15	17	22	34	34	38	326
Estagel	27	30	24	30	22	15	12	17	23	39	36	37	329
Serdinya	21	17	16	23	27	21	18	23	21	24	24	25	244
Rodes	23	21	23	27	27	17	15	21	22	30	27	32	294
Perpignan	23	28	25	29	25	16	11	18	24	37	34	33	287
Reynes	26	24	25	31	33	24	23	28	28	46	41	37	363
Argeles	25	28	25	30	26	18	12	23	27	41	35	33	297

Pourcentage des totaux de pluie $\ge 95^{eme}$ centile par rapport aux totaux de pluie $\ge 0.1 \text{ mm} (\%)$

Sous-bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Annuel
Laroque	38	34	45	44	38	42	50	47	49	43	42	41	42
Agde	40	39	47	45	39	47	55	50	51	43	46	41	38
Vieussan	34	35	39	40	38	46	53	47	48	40	41	38	40
Beziers	40	42	45	45	39	53	60	54	54	45	47	43	38
Puyvalador	31	28	28	28	29	28	36	33	36	32	29	30	27
Belvianes	33	33	32	30	30	30	35	33	35	35	32	34	29
Carcassonne	31	30	31	32	31	36	44	41	39	37	30	31	31
Moussan	33	32	33	35	31	40	45	43	42	40	34	34	35
Planezes	31	37	34	34	34	34	45	39	40	38	38	36	37
Estagel	33	40	37	37	37	42	51	46	48	44	41	39	42
Serdinya	36	40	35	34	29	30	32	32	37	39	38	39	31
Rodes	38	41	41	35	31	32	38	34	42	41	43	43	38
Perpignan	46	54	53	43	38	45	49	47	49	52	53	47	41
Reynes	47	48	43	34	29	31	37	32	37	46	46	48	35
Argeles	47	56	51	41	36	45	49	44	48	47	49	49	37

Annexe E2: Corrélations de Pearson entre les séries mensuelles des totaux de précipitations ≥ 0.1 mm et les autres indices pluviométriques. Pour chaque sous-bassin, les valeurs de corrélation les plus fortes sont indiquées en gras rouge, celles de second rang en gras orange.
janvier	p ≥	0.1 mm		$p \ge 10 mr$	$p \ge 95^{em}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.90	0.49	1.00	0.69	0.95	0.95
Agde	0.91	0.64	0.99	0.70	0.97	0.92
Vieussan	0.93	0.46	0.99	0.85	0.86	0.92
Beziers	0.93	0.56	0.99	0.73	0.86	0.93
Puyvalador	0.84	0.78	0.98	0.50	0.94	0.83
Belvianes	0.90	0.73	0.97	0.48	0.92	0.85
Carcassonne	0.80	0.71	0.94	0.57	0.86	0.93
Moussan	0.80	0.65	0.93	0.58	0.89	0.91
Planezes	0.89	0.64	0.98	0.64	0.88	0.91
Estagel	0.92	0.59	0.98	0.80	0.92	0.89
Serdinya	0.88	0.63	0.96	0.67	0.87	0.85
Rodes	0.89	0.54	0.98	0.79	0.88	0.91
Perpignan	0.92	0.63	0.99	0.80	0.89	0.92
Reynes	0.90	0.64	0.99	0.85	0.89	0.94
Argeles	0.80	0.66	0.99	0.76	0.94	0.92

février	p≥	0.1 mm		$p \ge 95^{eme}$ centile		
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.94	0.41	1.00	0.66	0.91	0.86
Agde	0.86	0.55	0.99	0.47	0.96	0.86
Vieussan	0.84	0.43	0.99	0.43	0.90	0.84
Beziers	0.88	0.59	0.99	0.40	0.92	0.84
Puyvalador	0.84	0.58	0.95	0.41	0.88	0.77
Belvianes	0.75	0.51	0.89	0.62	0.86	0.81
Carcassonne	0.72	0.38	0.91	0.43	0.87	0.72
Moussan	0.76	0.43	0.87	0.30	0.89	0.78
Planezes	0.79	0.42	0.95	0.59	0.89	0.88
Estagel	0.88	0.36	0.97	0.67	0.76	0.93
Serdinya	0.71	0.58	0.92	0.63	0.82	0.90
Rodes	0.84	0.44	0.98	0.68	0.86	0.94
Perpignan	0.90	0.63	0.99	0.76	0.84	0.96
Reynes	0.89	0.63	0.98	0.82	0.88	0.93
Argeles	0.90	0.64	0.99	0.85	0.84	0.95

mars	p≥	0.1 mm		$p \ge 10 mr$	$p \ge 95^{eme}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.90	0.65	0.99	0.68	0.90	0.92
Agde	0.76	0.64	0.98	0.81	0.78	0.91
Vieussan	0.91	0.66	0.99	0.61	0.86	0.82
Beziers	0.86	0.72	0.98	0.59	0.88	0.85
Puyvalador	0.84	0.73	0.96	0.53	0.86	0.85
Belvianes	0.88	0.61	0.94	0.67	0.84	0.87
Carcassonne	0.78	0.57	0.93	0.35	0.86	0.83
Moussan	0.92	0.56	0.93	0.73	0.89	0.90
Planezes	0.93	0.54	0.96	0.71	0.79	0.85
Estagel	0.94	0.47	0.98	0.66	0.90	0.90
Serdinya	0.90	0.60	0.94	0.72	0.89	0.87
Rodes	0.93	0.57	0.98	0.79	0.91	0.90
Perpignan	0.82	0.69	0.98	0.67	0.88	0.90
Reynes	0.86	0.70	0.98	0.76	0.88	0.86
Argeles	0.87	0.67	0.98	0.58	0.87	0.91

avril	p ≥	0.1 mm		p ≥ 10 mi	$p \ge 95^{eme}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.77	0.60	0.99	0.43	0.90	0.83
Agde	0.86	0.68	0.98	0.39	0.91	0.80
Vieussan	0.70	0.49	0.98	0.31	0.85	0.85
Beziers	0.57	0.58	0.98	0.48	0.88	0.86
Puyvalador	0.70	0.70	0.93	0.40	0.86	0.77
Belvianes	0.84	0.65	0.93	0.54	0.85	0.85
Carcassonne	0.70	0.58	0.93	0.35	0.83	0.73
Moussan	0.71	0.61	0.92	0.26	0.85	0.78
Planezes	0.88	0.56	0.96	0.56	0.86	0.90
Estagel	0.83	0.38	0.98	0.60	0.79	0.91
Serdinya	0.89	0.62	0.94	0.47	0.86	0.92
Rodes	0.95	0.64	0.97	0.65	0.88	0.96
Perpignan	0.93	0.60	0.98	0.61	0.83	0.93
Reynes	0.93	0.64	0.97	0.63	0.82	0.87
Argeles	0.88	0.52	0.97	0.62	0.88	0.93

mai	$p \ge$	0.1 mm		$p \ge 95^{eme}$ centile		
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.91	0.57	0.98	0.60	0.77	0.87
Agde	0.87	0.56	0.97	0.60	0.83	0.88
Vieussan	0.85	0.41	0.97	0.74	0.75	0.91
Beziers	0.90	0.57	0.96	0.75	0.81	0.88
Puyvalador	0.88	0.62	0.95	0.51	0.90	0.86
Belvianes	0.90	0.51	0.93	0.64	0.79	0.86
Carcassonne	0.91	0.58	0.96	0.65	0.86	0.88
Moussan	0.91	0.51	0.94	0.47	0.84	0.87
Planezes	0.93	0.49	0.97	0.63	0.73	0.83
Estagel	0.95	0.57	0.96	0.75	0.83	0.90
Serdinya	0.86	0.51	0.93	0.47	0.78	0.83
Rodes	0.94	0.46	0.98	0.63	0.79	0.89
Perpignan	0.90	0.53	0.97	0.58	0.82	0.89
Reynes	0.80	0.56	0.98	0.67	0.78	0.82
Argeles	0.85	0.65	0.97	0.56	0.85	0.83

juin	p ≥	0.1 mm		$p \ge 10 mr$	$p \ge 95^{eme}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.84	0.47	0.98	0.50	0.82	0.87
Agde	0.73	0.60	0.95	0.54	0.78	0.89
Vieussan	0.78	0.52	0.97	0.59	0.83	0.88
Beziers	0.87	0.61	0.94	0.62	0.75	0.85
Puyvalador	0.83	0.56	0.94	0.71	0.78	0.82
Belvianes	0.78	0.49	0.92	0.36	0.85	0.84
Carcassonne	0.86	0.39	0.91	0.51	0.85	0.80
Moussan	0.81	0.50	0.94	0.46	0.88	0.89
Planezes	0.79	0.55	0.95	0.52	0.88	0.89
Estagel	0.84	0.49	0.96	0.69	0.96	0.90
Serdinya	0.79	0.59	0.94	0.42	0.89	0.81
Rodes	0.80	0.55	0.90	0.65	0.85	0.81
Perpignan	0.83	0.64	0.95	0.64	0.94	0.84
Reynes	0.76	0.69	0.97	0.57	0.87	0.82
Argeles	0.83	0.69	0.95	0.57	0.93	0.83

juillet	p ≥	0.1 mm		p ≥ 10 mi	$p \ge 95^{em}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.68	0.53	0.96	0.72	0.75	0.87
Agde	0.75	0.54	0.90	0.81	0.75	0.94
Vieussan	0.39	0.66	0.89	0.50	0.77	0.76
Beziers	0.58	0.79	0.91	0.48	0.83	0.83
Puyvalador	0.87	0.64	0.93	0.28	0.92	0.70
Belvianes	0.78	0.64	0.88	0.24	0.88	0.71
Carcassonne	0.86	0.58	0.89	0.46	0.80	0.78
Moussan	0.84	0.72	0.80	0.48	0.72	0.77
Planezes	0.26	0.61	0.84	0.44	0.77	0.74
Estagel	0.63	0.61	0.86	0.45	0.83	0.84
Serdinya	0.77	0.75	0.87	0.13	0.84	0.67
Rodes	0.83	0.75	0.70	0.50	0.54	0.70
Perpignan	0.84	0.60	0.85	0.86	0.62	0.86
Reynes	0.84	0.63	0.93	0.51	0.86	0.76
Argeles	0.79	0.66	0.92	0.38	0.87	0.86

août	$p \ge$	0.1 mm		$p \ge 95^{eme}$ centile		
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.87	0.48	0.98	0.73	0.70	0.88
Agde	0.77	0.50	0.97	0.57	0.82	0.87
Vieussan	0.83	0.42	0.96	0.64	0.80	0.83
Beziers	0.57	0.55	0.97	0.42	0.91	0.82
Puyvalador	0.77	0.41	0.93	0.24	0.84	0.72
Belvianes	0.76	0.45	0.87	0.25	0.85	0.77
Carcassonne	0.82	0.58	0.93	0.20	0.90	0.80
Moussan	0.87	0.43	0.93	0.23	0.88	0.77
Planezes	0.76	0.46	0.94	0.23	0.91	0.80
Estagel	0.77	0.38	0.93	0.32	0.87	0.73
Serdinya	0.74	0.46	0.93	0.25	0.87	0.76
Rodes	0.79	0.50	0.93	0.35	0.87	0.78
Perpignan	0.81	0.41	0.94	0.45	0.84	0.84
Reynes	0.73	0.52	0.95	0.54	0.86	0.80
Argeles	0.82	0.42	0.96	0.40	0.83	0.82

septembre	p≥	0.1 mm		$p \ge 10 mr$	$p \ge 95^{em}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.88	0.67	1.00	0.71	0.77	0.87
Agde	0.82	0.57	0.99	0.66	0.88	0.87
Vieussan	0.86	0.59	0.99	0.72	0.82	0.85
Beziers	0.68	0.49	0.99	0.65	0.88	0.84
Puyvalador	0.88	0.64	0.93	0.59	0.86	0.75
Belvianes	0.86	0.58	0.93	0.61	0.87	0.82
Carcassonne	0.84	0.68	0.93	0.61	0.82	0.83
Moussan	0.75	0.61	0.95	0.56	0.89	0.81
Planezes	0.92	0.60	0.95	0.78	0.77	0.86
Estagel	0.89	0.48	0.97	0.70	0.82	0.89
Serdinya	0.77	0.45	0.95	0.60	0.84	0.84
Rodes	0.86	0.47	0.94	0.76	0.72	0.86
Perpignan	0.71	0.38	0.98	0.78	0.74	0.85
Reynes	0.89	0.49	0.97	0.67	0.80	0.80
Argeles	0.90	0.46	0.99	0.75	0.74	0.84

octobre	p≥	0.1 mm		$p \ge 10 m$	$p \ge 95^{em}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.80	0.46	0.99	0.44	0.90	0.88
Agde	0.82	0.52	1.00	0.55	0.89	0.87
Vieussan	0.84	0.45	0.99	0.50	0.88	0.83
Beziers	0.82	0.51	1.00	0.53	0.95	0.77
Puyvalador	0.77	0.73	0.98	0.59	0.86	0.91
Belvianes	0.84	0.74	0.97	0.68	0.84	0.89
Carcassonne	0.85	0.60	0.97	0.50	0.81	0.80
Moussan	0.89	0.55	0.98	0.48	0.88	0.89
Planezes	0.92	0.53	0.99	0.54	0.88	0.80
Estagel	0.94	0.51	1.00	0.58	0.88	0.74
Serdinya	0.80	0.73	0.97	0.49	0.86	0.82
Rodes	0.89	0.62	0.99	0.60	0.86	0.82
Perpignan	0.91	0.63	1.00	0.61	0.92	0.69
Reynes	0.85	0.60	0.99	0.70	0.86	0.80
Argeles	0.87	0.60	1.00	0.60	0.92	0.81
0						
novembre	p≥	0.1 mm		$p \ge 10 m$	m	$p \ge 95^{em}$ centile
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.91	0.52	1.00	0.76	0.81	0.93
Agde	0.93	0.45	0.99	0.73	0.90	0.88
Vieussan	0.95	0.40	0.99	0.78	0.85	0.88
Beziers	0.95	0.63	0.99	0.83	0.87	0.92
Puyvalador	0.80	0.62	0.95	0.69	0.84	0.87
Belvianes	0.84	0.55	0.97	0.66	0.89	0.90
Carcassonne	0.92	0.41	0.97	0.71	0.80	0.91
Moussan	0.96	0.36	0.97	0.83	0.57	0.89
Planezes	0.97	0.38	0.99	0.77	0.77	0.88
Estagel	0.95	0.49	0.99	0.67	0.80	0.88
Serdinya	0.87	0.54	0.98	0.49	0.90	0.77
Rodes	0.95	0.41	0.99	0.63	0.91	0.85
Perpignan	0.96	0.51	0.99	0.62	0.84	0.86
Reynes	0.84	0.43	0.99	0.69	0.87	0.87
Argeles	0.81	0.46	0.99	0.76	0.87	0.82
décembre	p ≥	0.1 mm		$p \ge 10 \text{ m}$	$p \ge 95^{eme}$ centile	
Sous-bassin	moyenne	nombre jours	totaux	moyenne	nombre jours	totaux
Laroque	0.91	0.56	0.99	0.69	0.88	0.88
Agde	0.87	0.54	0.99	0.74	0.92	0.95
Vieussan	0.87	0.42	0.99	0.76	0.77	0.95
Beziers	0.88	0.44	0.99	0.88	0.89	0.97
Puyvalador	0.80	0.75	0.98	0.53	0.95	0.86
Belvianes	0.89	0.70	0.96	0.56	0.85	0.85
Carcassonne	0.90	0.69	0.96	0.65	0.90	0.83
Moussan	0.92	0.59	0.96	0.70	0.89	0.91
Planezes	0.88	0.44	0.98	0.52	0.84	0.85
Estagel	0.91	0.43	0.99	0.80	0.87	0.91
Serdinya	0.87	0.54	0.96	0.68	0.84	0.84
Rodes	0.90	0.42	0.98	0.71	0.85	0.90
Perpignan	0.92	0.56	0.99	0.66	0.92	0.92
Reynes	0.89	0.44	0.99	0.78	0.89	0.89
Argeles	0.92	0.53	0.99	0.67	0.93	0.93

Annexe F: Tendances linéaires des précipitations annuelles (en %) sur la période 1965-2004. Les couleurs bleu et jaune reflètent les valeurs de tendance positive et négative, respectivement. Aucune tendance n'est significative (au seuil p = 0.1).









Annexe H: Changements des températures et des précipitations simulés par les modèles climatiques régionaux du projet PRUDENCE entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 (scénario B2). Les MCR marqués d'un astérisque ont été forcés par le MCGA *ECHAM4/OPY3*.





Annexe I: Changements des débits mensuels moyens simulés par le modèle GR2M entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 (scénario B2). Les MCR marqués d'un astérisque ont été forcés par le MCGA EHCHAM4/OPY3.

