

Rapport Seine-Aval 4



PERHICLES

Projet d'étude des réservoirs hydrologiques
sous influence climatique
en estuaire de Seine.



Fritier N., Massei N., Jardani A., Hannah D.M., Mouhri A.,
Deloffre J., Laignel B., Dupont J.P.



Octobre 2012



GIP Seine-Aval
Pôle Régional des Savoirs
115 Bd de l'Europe
76 100 - Rouen

tel : 02 35 08 37 64
<http://www.seine-aval.fr>



PROJET D'ETUDE DES RESERVOIRS HYDROLOGIQUES SOUS INFLUENCE CLIMATIQUE EN ESTUAIRE DE SEINE (PERHICLES)

Liste des contributeurs : N. Fritier^{1,2}, N. Massei^{1,2}, A. Jardani^{1,2}, D.M. Hannah³, A. Mouhri^{1,2}, J. Deloffre^{1,2}, B. Laignel^{1,2}, J.P. Dupont^{1,2}.

1 : CNRS, UMR 6143 M2C, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

2 : SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

3 : School of Geography Earth & Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Brmtingham B15 2TT, UK

Table des matières

1 Démarche analytique, méthodes, données	4
1.1 Methodologie	4
1.1.1 Analyse spectrale des séries temporelles hydroclimati- tiques	4
1.1.2 Analyse des champs climatiques	5
1.1.3 Analyse des extrêmes hydrologiques	7
1.2 Données hydroclimatiques régionales ou locales utilisées	8
1.3 Indices climatiques	9
1.3.1 L'indice NAO	9
1.4 Les 2 autres régimes dominants de la variabilité du climat de l'Atlantique Nord : régimes de dorsale et de blocage	11
1.4.1 L'East Atlantic (EA) pattern	12
2 Analyse des données hydroclimatiques locales et des champs climatiques de la région Atlantique Nord	12
2.1 Échelles de variabilité temporelles des variables hydroclima- tiques dans le bassin versant de la Seine aval	12
3 Analyse des relations champs climatiques/débits de la Seine	23
4 Approche fréquentielle pour l'analyse des extrêmes appli- quées aux événements rapides	33
4.1 Extraction de la variabilité haute fréquence (= échelle évène- mentielle)	34
4.2 Application d'une méthode sup-seuil avec distribution de Pa- reto généralisée (GPD) pour la modélisation des dépassements	35
5 Modélisation distribuée de simulation des écoulements de la nappe vers l'estuaire de la Seine	39

Introduction

Dans le contexte de changement climatique actuel, les problématiques concernant son impact ou plus généralement celui des fluctuations du climat sur les environnements naturels constituent une préoccupation majeure tant sur le plan scientifique que sociétal. Au niveau de l'estuaire de Seine, les préoccupations sont orientées vers le devenir des écosystèmes (évolution/modifications des habitats), les évolutions de la dynamique physique du milieu (niveau de la Seine, débits, pénétration du front de salinité, transfert de matières en suspension du continent vers la mer et évolution spatio-temporelle du bouchon vaseux, de la température de l'eau...) ainsi bien évidemment que vers les incidences de ces changements sur les activités humaines (aménagement portuaires, industriels, urbains...). L'impact des fluctuations du climat s'exprime au travers de modifications des processus géophysiques naturels, et notamment dans les variables impliquées dans le cycle de l'eau : ceci nous amène à considérer particulièrement au travers de PERHICLES la variabilité hydrologique caractérisant les différentes masses d'eau à l'échelle du bassin versant intra-estuarien (rivières affluentes, nappe de la Craie, débit de la Seine, niveau marin). Parmi les points d'intérêts relevés par le projet d' « Expertise collective sur l'impact du changement climatique sur l'estuaire de Seine », figurent, en ce qui concerne la dynamique hydrologique du bassin versant intra-estuarien, les aspects liés à l'influence de l'élévation du niveau marin, ainsi qu'à la caractérisation des événements extrêmes locaux et de leur évolution dans le temps.

Le projet « Hydroclimat » avait pour objectif de concentrer les efforts sur l'analyse et la caractérisation de la variabilité hydrologique dans certains compartiments hydrologiques de la zone intra-estuarienne en relation avec les fluctuations du régime climatique caractéristique de la région Nord Atlantique. Le débit de la Seine, les précipitations mesurées sur plusieurs dizaines de stations en Europe, sur le bassin versant de la Seine, en Haute Normandie, mais également l'hydrologie de petits bassins versants affluents à la Seine et les variations piézométriques de la nappe de la Craie ont été analysées (Mesquita, 2009; Slimani, 2009; Slimani et al., 2009; Massei et al., 2010). Ces résultats, obtenus dans le cadre du projet Hydroclimat, ont posé les bases d'une connaissance des facteurs de contrôle climatiques sur l'hydrologie locale, notamment en mettant en évidence et en quantifiant l'intensité des liens potentiels avec l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), descripteur pertinent du régime climatique dans l'Atlantique Nord et en Europe de l'Ouest.

Parallèlement, le projet « Quantification de l'évolution spatio-temporelle de la contribution de la nappe de la Craie et des rivières au débit de la Seine aval » s'est attaché à fournir une information quantitative sur les flux hydriques latéraux à la Seine en aval de Poses, en provenance de l'aquifère de la Craie. Ces flux ont été calculés pour chaque bassin versant hydrogéologique (rive droite et rive gauche) par application de la loi de Darcy à la

couverture piézométrique régionale de 2001. Dans l'approche simplifiée utilisée dans ce projet, les variations piézométriques des 20 dernières années ont été intégrées de manière à obtenir des séries chronologiques mensuelles décrivant les variations des flux hydriques latéraux. Ces apports fluctuent évidemment suivant les échelles interannuelles caractéristiques de la piézométrie, clairement héritée des fluctuations climatiques telles que les décrit la NAO (Slimani et al., 2009; Massei et al., 2010). Les résultats ont montré que la contribution de ces flux, en moyenne de l'ordre de 45% du débit de la Seine à Poses sur les 20 dernières années - conformément aux résultats du projet " Apports Latéraux ", peuvent parfois dépasser le débit de la Seine en conditions exceptionnelles (jusqu'à 143% du débit de la Seine en fin d'été 2003). Ceci souligne le rôle majeur du compartiment hydrologique Seine aval dans le soutien des niveaux d'eau en Seine en aval de Poses, et le projet « Quantification des flux latéraux » en fournit des éléments quantitatifs.

Le projet PERHICLES a pour objectif de développer les perspectives de recherches apparues suite aux études précédentes en axant plus spécifiquement sur les aspects quantitatifs dans l'étude de la variabilité impactant l'estuaire, en lien avec les fluctuations climatiques. Une réflexion sera également menée sur l'occurrence et l'évolution des événements haute-fréquence (intensité et occurrence d'événements de court-terme tels que tempêtes, fortes crues, etc.) ainsi que sur l'évolution dans le temps des conditions hydrologiques extrêmes. La distinction est ici faite entre les valeurs absolues atteintes par les variables hydrologiques et la dynamique (réactivité « temporelle ») des réponses.

PERHICLES s'intègre ainsi dans le cadre cohérent de l'étude de la variabilité hydrologique sous l'effet des fluctuations climatiques au sein du bassin versant intra-estuarien de la Seine, problématique dont traiteront les futurs travaux de thèse de N.Fritier. Ce projet s'avère également complémentaire de celui proposé parallèlement par le laboratoire M2C, TideHydrEx, centré quant à lui sur une approche processus des relations entre variations du niveau marin et réservoirs hydrologiques au moyen d'un site expérimental.

Afin d'approfondir l'étude des liens entre variabilité du climat dans l'Atlantique Nord et hydrologie régionale, la démarche consiste à explorer la variabilité spatio-temporelle de champs climatiques, plutôt qu'à analyser la variabilité temporelle d'un indice tel que la NAO. Nous avons pu montrer précédemment, dans le cadre du projet Hydroclimat, que les variables hydrologiques régionales (débit de la Seine à Poses, précipitations moyennes sur le bassin versant de la Seine) et locales (pluie à différentes stations du Nord-Ouest de la France) étaient affectées par des échelles de variabilité interannuelles que l'on pouvait partiellement retrouver dans la NAO. L'indice NAO ne capture pas, toutefois, l'ensemble des variations du champ de pression dans l'Atlantique Nord. La question posée ici, dans la suite du projet Hydroclimat, est donc d'essayer de comprendre dans quelle mesure les liens précédemment établis entre les variations hydrologiques régionales/locales

et la NAO s'expriment spatialement à l'échelle de l'Atlantique Nord. Cette approche nécessite donc de considérer les champs climatiques qui décrivent de façon pertinente la variabilité climatique dans l'Atlantique Nord, en utilisant des données de réanalyses climatiques. Il s'agit dans un premier temps d'étudier les structures spatiales des différents champs climatiques et leurs variations temporelles. Dans un second temps, le travail sera axé sur l'investigation des liens spatiaux et temporels entre ces champs climatiques et les variables hydrologiques régionales ou locales (e.g. débit de la Seine à Poses), de manière à appréhender le forçage climatique sur la variabilité hydrologique à différentes échelles de temps. Un objectif important envisagé sera d'essayer de différencier, dans le débit de la Seine, les variations trouvant leur origine dans des structures climatiques d'emprise spatiale restreinte de celles associées à des phénomènes de plus large échelle spatiale. Par ailleurs, il est connu (e.g. Renard, 2006) que les approches probabilistes pour la modélisation des fréquences d'occurrence des extrêmes ne peuvent pas être appliquées directement dans le bassin-versant de la Seine, et plus généralement dans le Nord de la France. La raison invoquée en est le fort soutien des débits de rivières par les nappes. Nous proposons ici de discuter ce point à la lumière des connaissances apportées par l'étude du déterminisme climatique dans les variations hydrologiques, et proposer des éléments sur l'utilisation optimale des approches stochastiques pour la prédétermination des crues extrêmes de la Seine.

Enfin, afin d'estimer l'intensité des forçages hydrologiques sur l'estuaire de Seine, nous proposons enfin le développement d'un modèle hydrologique distribué d'écoulement de la nappe de la craie vers la Seine. Le modèle sera dans un premier temps construit en régime permanent. Le déploiement d'une modélisation en régime transitoire est en cours, mais n'a pas pu être aboutie dans le cadre de PERHICLES.

1 Démarche analytique, méthodes, données

1.1 Methodologie

1.1.1 Analyse spectrale des séries temporelles hydroclimatiques

Les analyses en ondelettes continues permettent d'étudier la composition spectrale de signaux non-stationnaires (Kaiser, 1994; Torrence and Compo, 1998). Elles sont très utilisées de nos jours, en premier lieu dans les conceptualisations mathématiques, physiques et géophysiques (Maraun and Kurths, 2004; Hassan and Peirce, 2008; Huang and Milkereit, 2009; Li et al., 2009), avant d'avoir été adaptées aux différents domaines des sciences naturelles (Anctil and Coulibaly, 2004; Andreo et al., 2006; Breaker et al., 2001; Chambers et al., 2002; Gaucherel, 2002; Higuchi et al., 1999; Kumar et al., 1996; Kumar and Foufoula-Georgiou, 1993; Labat et al., 2000, 2001; Loboda et al.,

2006; Massei et al., 2006, 2007, 2010; Meyers et al., 1993, 1994; Smith et al., 1998; Szilagyi et al., 1999; Torrence and Compo, 1998; Wilson et al., 2009; Yin et al., 2009).

Pour la transformée en ondelettes continues, il existe de nombreux types d'ondelettes, qui sont utilisés préférentiellement en fonction de ce que l'on cherche à mettre en évidence (ondelettes de Paul pour favoriser la résolution temporelle, de Morlet pour une meilleure résolution fréquentielle, etc.). Une ondelette communément utilisée est l'ondelette de Morlet, qui est un bon compromis pour obtenir une résolution temps/fréquence correcte (Torrence and Compo, 1998); elle sera utilisée comme référence dans cette étude.

1.1.2 Analyse des champs climatiques

A. Données de réanalyses

L'analyse des variations climatiques a été réalisée à l'aide du package `clim.pact` (Benestad et al., 2008) dans R (R Development Core Team, 2010). Le package `clim.pact` permet le traitement de données de réanalyses climatiques et de données climatiques ou hydrologiques locales dans le but d'étudier les variations des champs climatiques de large échelle, et d'investiguer les liens statistiques avec les variables locales. Pour cela, `clim.pact` met à disposition des algorithmes de descente d'échelle statistique empirique permettant de modéliser les variations d'un processus local à partir d'un processus climatique de large échelle.

L'analyse (ou décomposition) en Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF), également appelée analyse en composantes principales (PCA) a été introduite en climatologie par Obukhov (1947, 1960); Fukuoka (2005); Lorenz (1956). Le but de l'EOF est de réduire le nombre de variables d'un jeu de données spatialisées possédant un nombre de variables très important, en perdant le moins d'information possible sur la variance totale du jeu de données. Pour cela, l'analyse en EOF établit une matrice de covariance dont les composantes principales sont indépendantes les unes des autres (et donc orthogonales entre elles). Les EOF sont régulièrement utilisées en climatologie, notamment par Thompson and Wallace (1998, 2000) sur l'Oscillation Arctique. L'interprétation physique des EOF doit cependant être opérée avec prudence, tous les phénomènes physiques étant souvent dépendant les uns des autres (Simmons et al., 1983).

Les données de champs climatiques de géopotentiel, de valeurs de pression au niveau de la mer (SLP) et de vents zonaux (Ouest \rightarrow Est) et méridionaux (Sud \rightarrow Nord) ont été récupérés sous le format PSD standard NetCDF à un pas de temps mensuel de 1950 à 2010 selon une maillage de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ et de coordonnées $-75^\circ - 35^\circ$ E et $15 - 75^\circ$ N issu des réanalyses NCEP de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration/National Centers for

Environmental Prediction - (Kalnay et al., 1996)), dont les particularités sont étudiées dans une autre partie de ce rapport.

Les données de SLP, de géopotentiel et de vents ont d'abord été étudiées à 500 et 850 hPa (soit à des altitudes respectives de l'ordre de 5000 et 1250m au-dessus du niveau de la mer) afin de percevoir les différences existantes dans la circulation atmosphérique à différents niveaux d'altitude.

B. Implémentation de l'analyse spectrale des grilles de réanalyses

L'une des questions fondamentales posées dans PERHICLES est de savoir si les différentes échelles temporelles caractérisant les variabilités climatique et hydrologique sont associées à des structures spatiales distinctes. Dans cet objectif, la procédure suivie a consisté en l'implémentation d'un filtrage en domaine spectral par transformée de Fourier discrète des composantes interannuelles détectées dans les EOFs. Une grande partie du travail a ainsi consisté en l'implémentation de différents types de fonctions pour l'analyse de séries temporelles dans clim.pact à la fois pour les objets de type " champ ", contenant les données spatio-temporelles de réanalyses climatiques et les objets de type " station ", contenant les données de séries hydrométéorologiques locales. Pour les réanalyses, la grille sélectionnée pour la représentation spatiale des champs climatiques a pour coordonnées 75°E-35E en longitude et 15°N-75°N en latitude avec une résolution de 2.5° (environ 278 km), sur la base des travaux de Lavers et al. (2010) pour l'étude des liens hydrologie-climat dans un petit bassin versant en Angleterre. Cette grille correspond donc, pour chaque variable climatique (i.e. chaque type de réanalyse), à un ensemble de 1125 points représentant chacun une série temporelle mensuelle de janvier 1950 à décembre 2007 de la variable considérée. Chacune des 1125 séries temporelles correspondantes de la grille de réanalyse a ainsi été redressée (suppression de tendance) et filtrée, de manière à obtenir un nouveau champ filtré sur l'échelle temporelle de variabilité considérée. Lorsque nécessaire (figure 1), la désaisonnalisation des données de réanalyses et de la variable locale a été effectuée suivant une procédure différente de celle proposée par défaut dans clim.pact : cette dernière consiste en le calage d'un modèle sinusoïdal représentant une cyclicité annuelle aux données, la variable désaisonnalisée consistant alors au résidu du modèle. Toutefois, l'analyse par ondelettes du premier EOF montre que le cycle annuel n'est pas correctement filtré selon cette approche. A la place, pour chacune des 1125 séries temporelles mensuelles et pour chaque mois, la moyenne mensuelle interannuelle du mois considéré a été retranchée, supprimant ainsi les différences d'amplitude entre les mois d'été et les mois d'hiver. Le spectre en ondelettes du premier EOF du champ désaisonnalisé montre clairement l'absence du cycle annuel et l'expression des échelles de variabilité interannuelles (figure 2).

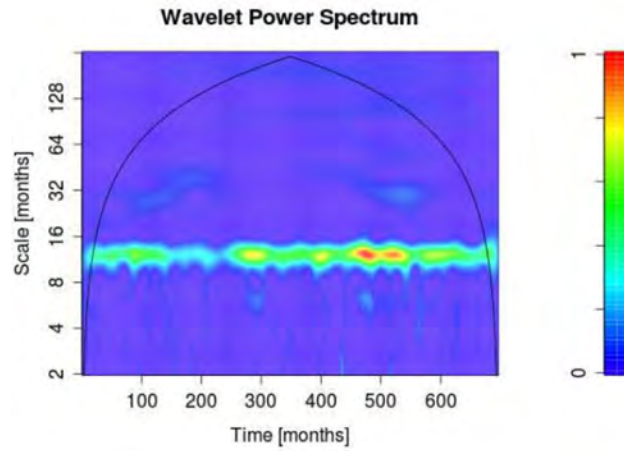


FIGURE 1 – Spectre en ondelettes du premier EOF du champ de SLP non-désaisonné.

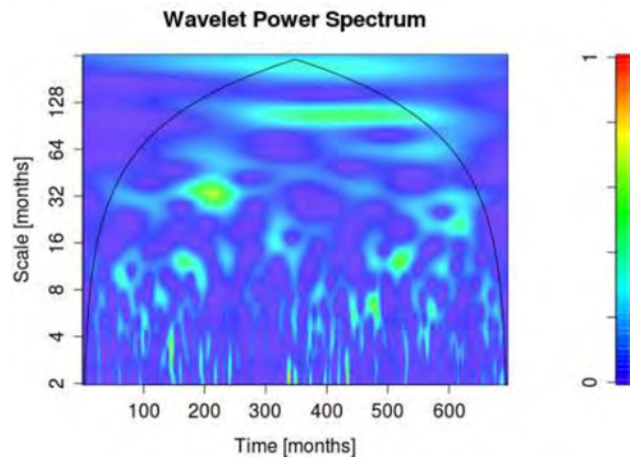


FIGURE 2 – Spectre en ondelettes du premier EOF du champ de SLP désaisonné.

1.1.3 Analyse des extrêmes hydrologiques

Nous nous intéresserons également à l'influence des oscillations interannuelles d'origine climatique, structurant la variabilité des processus hydrométéorologiques, dans l'estimation des probabilités d'occurrence des événements extrêmes susceptibles d'avoir un impact significatif sur la zone estuarienne. En effet, la présence de telles oscillations sont en grande partie à l'origine de la non-linéarité et de la non-stationnarité des signaux hydrologiques. De ce fait, les approches généralement utilisées de modélisation statistique des extrêmes fournissent potentiellement des estimations erronées de la distribution des extrêmes et donc de l'estimation de leurs probabilités d'occurrence.

Nous considérerons le cas du débit de la Seine, qui représente la composante amont de la dynamique hydrologique de l'estuaire, et au vent mesuré au cap de la Hève, qui constitue un indicateur de l'occurrence de tempêtes pouvant générer les phénomènes de surcotes. L'objectif est ici 1) de caractériser l'importance des oscillations de long terme d'ordre climatique dans ces processus hydrométéorologiques, 2) de discuter les résultats de modèles d'ajustement des valeurs extrêmes en considérant seulement les variations événementielles dans les processus hydrométéorologiques.

L'analyse des extrêmes hydrologiques a été réalisée à l'aide du package `extRemes` (Gilleland and Katz, 2011) dans R (R Development Core Team, 2010). Les routines utilisées dans ce package ont été adaptées de Coles (2001), livre de référence pour l'étude de la modélisation statistique des valeurs extrêmes.

Les valeurs extrêmes des variables seront analysées par une approche seuil, et l'intensité des dépassements modélisée suivant une distribution de Pareto généralisée (GPD). L'indépendance des valeurs étudiées est assurée par une procédure de déclusterisation, qui permet de ne pas sélectionner plusieurs valeurs successives dépendantes. Pour les variables hydrologiques, la difficulté de cette approche dans le contexte hydroclimatique régional provient du soutien important de la nappe aux débits, qui invalide l'indépendance des observations (Renard, 2006). En fait, nous avons précédemment montré (projet HYDROCLIMAT) que les variations du niveau des nappes enregistraient préférentiellement les variations interannuelles d'origine climatique : ce sont donc les oscillations à grande échelle spatio-temporelles du climat qui invalident les résultats obtenus suite à la représentation statistique de la distribution des extrêmes hydrologiques. Nous proposons ici des éléments pour une approche alternative d'utilisation de la modélisation stochastique appliquée à la prédétermination des extrêmes hydrologiques, en séparant par décomposition spectrale les composantes annuelles à interannuelles des composantes événementielles.

1.2 Données hydroclimatiques régionales ou locales utilisées

Les données de précipitations à l'échelle journalière de 1950 à 2008 mesurées à Rouen proviennent du Global Historical Climatology Network-Monthly (GHCN-M). Le débit de la Seine à l'échelle journalière à Poses a été obtenu auprès du GIP Seine-Aval. Les enregistrements de référence du débit de la Seine sont effectués au niveau du barrage de Poses. Les données de débit des rivières affluentes de la Seine en Haute-Normandie proviennent des services de la DREAL (direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement).

Les données de débits de la Seine seront utilisées dans le cadre de l'étude des relations avec les champs climatiques à l'échelle mensuelle. Elles seront également utilisées dans le cadre de l'étude des valeurs des extrêmes événe-

mentiels.

Les données de vent du Cap de la Hève ont été fournies par le grand port maritime de Rouen à l'échelle horaire de 1938 à 2003, ainsi que les valeurs de direction principale journalière des vents au Cap de la Hève de 1971 à 2009. L'intérêt de l'étude des vents au Cap de la Hève résulte de prendre en compte les effets des tempêtes sur le fonctionnement hydrologique de la Seine.

Les données de vents seront utilisées dans le cadre de l'étude des valeurs des extrêmes événementiels, afin de prendre compte de l'impact des événements de tempête (supérieur à 15 m/s) dans le fonctionnement hydrologique de la Seine. Pour cela, seules les données comprises entre 190° et 280° (correspondant à l'angle de pénétration des vents dans l'estuaire de la Seine) ont été sélectionnées.

1.3 Indices climatiques

1.3.1 L'indice NAO

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) correspond à la redistribution de masses atmosphériques entre les régions arctiques ou subarctiques et les régions subtropicales de l'Atlantique. La NAO lie l'intensité de la dépression d'Islande à la force et l'extension de l'anticyclone des Açores et mesure la différence de pression entre ces deux centres d'action. De par sa localisation géographique, la NAO joue un rôle majeur sur le fonctionnement climatique de la zone Européenne (Hurrell, 1995; Hurrell and van Loon, 1997), en particulier sur les précipitations et tempêtes associées (Keim et al., 2004; Mares et al., 2002; Rogers, 1997; Ulbrich and Christoph, 1999; Ulbrich et al., 1999). Sommairement, une forte différence entre ces deux centres d'action se traduit par des hautes pressions plus élevées que la normale au Sud et des basses pressions plus faibles que la normale au Nord, phénomène qui implique un déplacement du courant jet atmosphérique et du rail de dépression associé vers le Nord (figure 3), et inversement. Cette différence de pression est mesurée par un indice tantôt positif (hautes pressions plus élevées et basses pressions plus faibles que la normale), tantôt négatif (opposé du cas précédent). Plus rigoureusement, l'indice NAO utilisé ici (figure 4) correspond à la différence entre la valeur standardisée de la pression au niveau de la mer (SLP) des stations de Lisbonne (Portugal) et Stykkisholmur/Reykjavik en Islande (Hurrell, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>).

Des travaux précédents (Massei et al., 2010) ont mis en évidence l'existence des mêmes fluctuations climatiques présentes dans tous les signaux hydroclimatologiques régionaux dans la NAO. (figure 5).

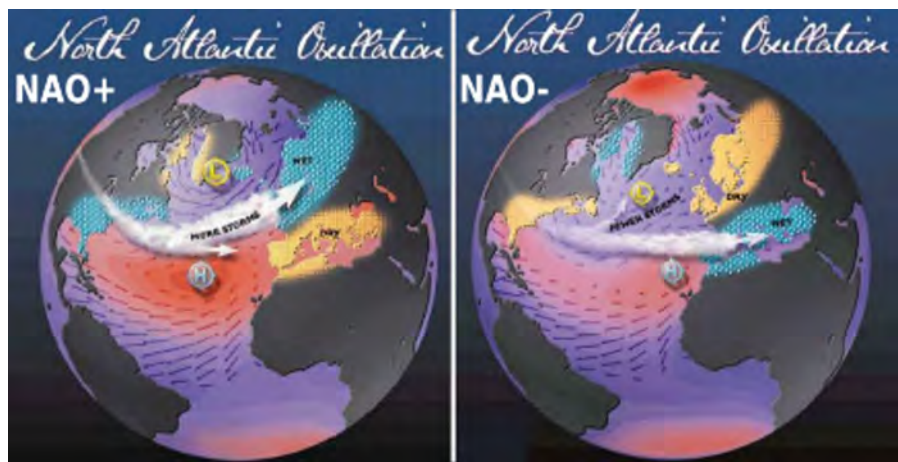


FIGURE 3 – L’oscillation Nord-Atlantique et son incidence sur les conditions hydrologiques en Europe (source : <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO> by Martin Visbeck).

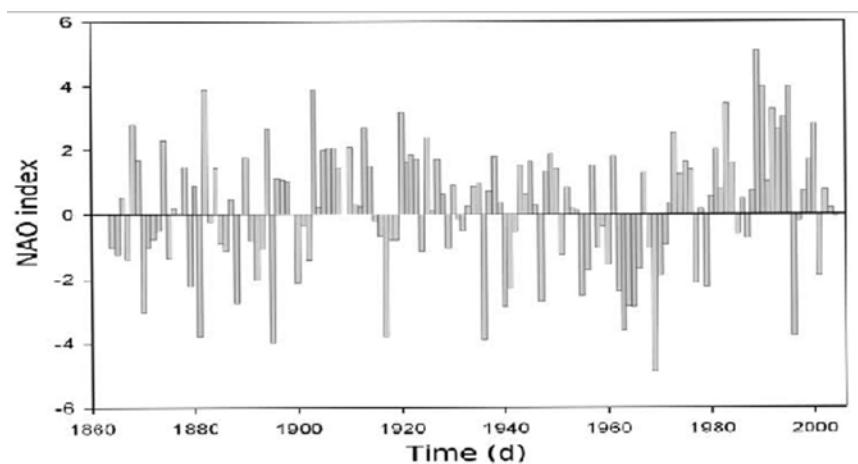


FIGURE 4 – Variations de l’indice NAO annuel calculé sur les mois d’hiver (DJFM : décembre, janvier, février, mars), d’après Massei et al. (2007).

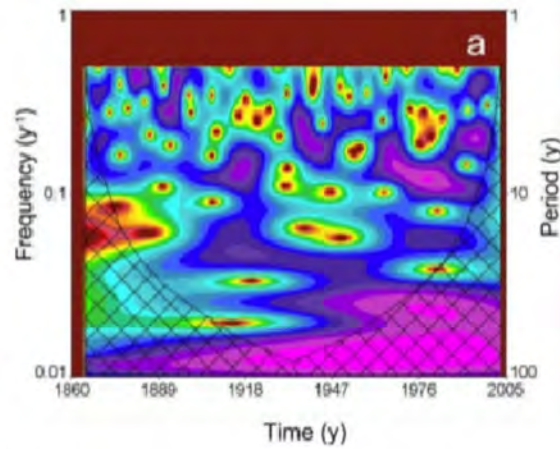


FIGURE 5 – analyse en ondelettes (CWT) de la NAO extrait de Massei et al, 2010). L'échelle de puissance va ici du rouge au violet clair.

1.4 Les 2 autres régimes dominants de la variabilité du climat de l'Atlantique Nord : régimes de dorsale et de blocage

En plus de la NAO, on peut distinguer deux autres régimes sur l'Atlantique Nord liés à la position des centres de haute et basse pression : les régimes de dorsale et de blocage (figure 6).

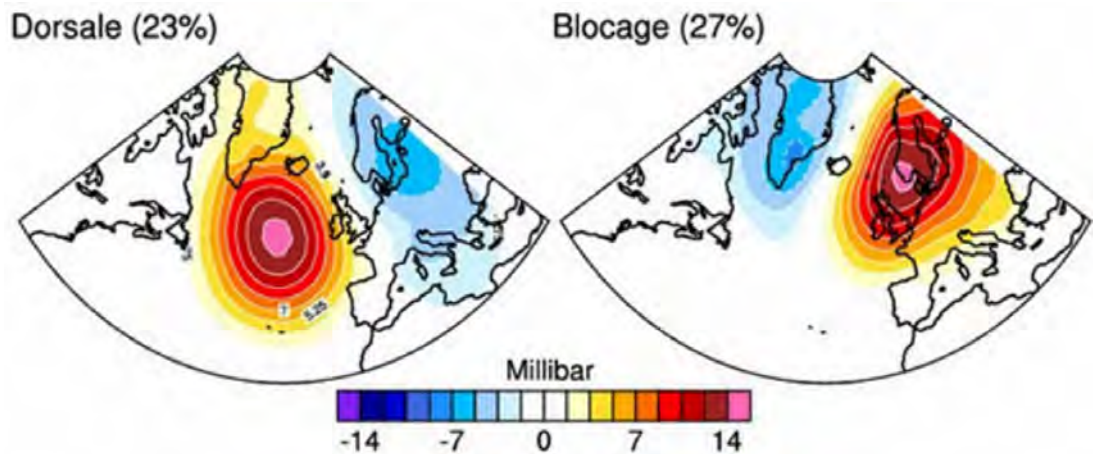


FIGURE 6 – présentation des deux autres régimes climatiques liés à la NAO (source : <http://www.meteobelgique.be/>).

Le régime de dorsale correspond à une situation où un centre de haute pression se retrouve situé à l'Ouest de l'Irlande et un centre de basse pression sur la Scandinavie. Ce régime bloque l'arrivée des dépressions Atlantiques

sur le Nord-Ouest de l'Europe. Le régime de blocage correspond à une situation où un centre de haute pression se situe sur la Scandinavie et un centre de basse pression sur l'Islande. C'est le régime typique des vagues de froid intenses mais généralement sèches quand ces conditions se prolongent.

1.4.1 L'East Atlantic (EA) pattern

L'East Atlantic pattern est un mode de variabilité basse-fréquence présent au niveau de l'Europe. Il est structurellement similaire à la NAO (dipôle Nord-Sud), mais décalé vers le Sud-Est par rapport au dipôle de la NAO. De ce fait, l'EA est régulièrement présenté comme un décalage de la NAO vers le Sud. L'EA tel qu'utilisé ici est présenté dans Barnston and Livezey (1987).

2 Analyse des données hydroclimatiques locales et des champs climatiques de la région Atlantique Nord

Dans cette partie, l'objectif est d'étudier séparément les caractéristiques des variables hydroclimatiques locales et celles des champs climatiques en termes de variabilité temporelles. Les techniques d'analyse et décomposition spectrale de séries temporelles seront donc appliquées à ces 2 types de variables. En ce qui concerne les champs climatiques, une analyse en composantes principales et une représentation des EOFs sera réalisée de manière à visualiser les modes de variabilité spatiaux pertinents à analyser. Par la suite, les caractéristiques spectrales représentatives de la variabilité de ces champs seront déterminées en utilisant la ou les séries temporelles associées aux EOFs identifiés comme les plus pertinents pour décrire les oscillations climatiques dans la région d'intérêt.

2.1 Échelles de variabilité temporelles des variables hydroclimatiques dans le bassin versant de la Seine aval

L'étude par analyse en ondelettes des données de précipitations à Rouen (figure 7) met en évidence l'existence d'échelles de variabilité à 5-9 ans et 15-23 ans significatives par test de Monte-Carlo au seuil 95%, et trois périodicités distinctes : avant 1970, 1970-1985 et après 1985. Ces résultats sont cohérents à ceux obtenus dans des études précédentes sur le Nord-Ouest de la France (Massei et al., 2007; Fritier et al., 2012), précédemment présentés dans le projet Hydroclimat. Le débit de la Seine à l'échelle journalière à Poses a été obtenu auprès du GIP Seine-Aval. Les enregistrements de référence du débit de la Seine sont effectués au niveau du barrage de Poses. Les

données de débit des rivières affluents de la Seine en Haute-Normandie proviennent des services de la DREAL (direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement).

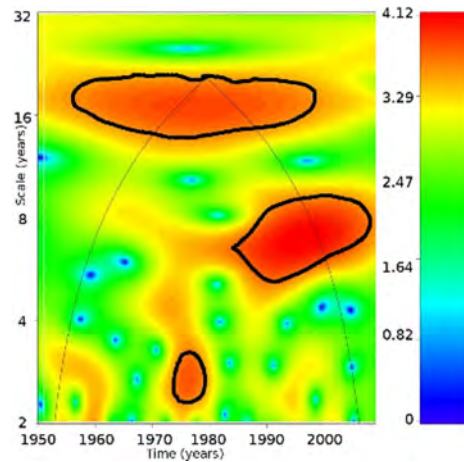


FIGURE 7 – analyse des précipitations de Rouen en ondelettes (CWT) de 1950 à 2008.

De même, l'étude du débit de la Seine par analyse en ondelettes (Massei et al., 2010) (figure 9 a)) montre l'existence des mêmes échelles de variabilités (5-9 ans et 17 ans environ) sur les mêmes périodicités que celles observées dans les précipitations (figure 2). Plus en particulier, le renforcement de la variabilité à 5-9 ans à partir de 1985 se caractérise par une augmentation de la variance dans ces deux signaux climatiques (figure 8). L'étude du débit de l'Austreberthe, un des affluents intra-estuarien de la Seine, par analyse en ondelettes (Mesquita, 2009) permet de montrer que ces mêmes fluctuations, présentes dans les données du débit de la Seine, se retrouvent également dans ses affluents (figure 9 b)).

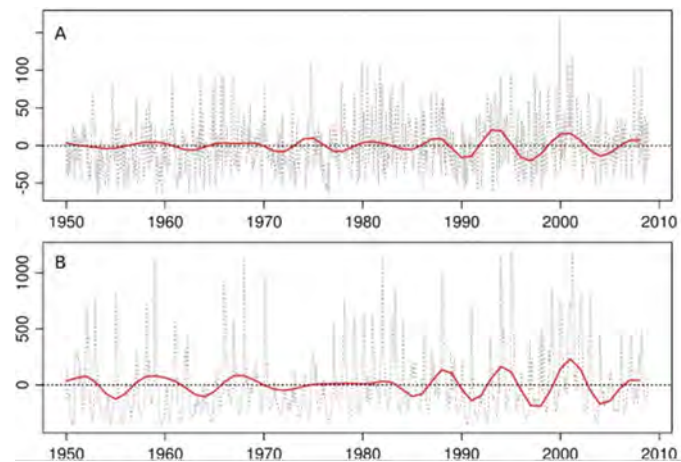


FIGURE 8 – Précipitations mensuelle à Rouen (A) et débit de la Seine mesuré à Poses (B). En ligne rouge continue l'échelle de variabilité 4-10 ans.

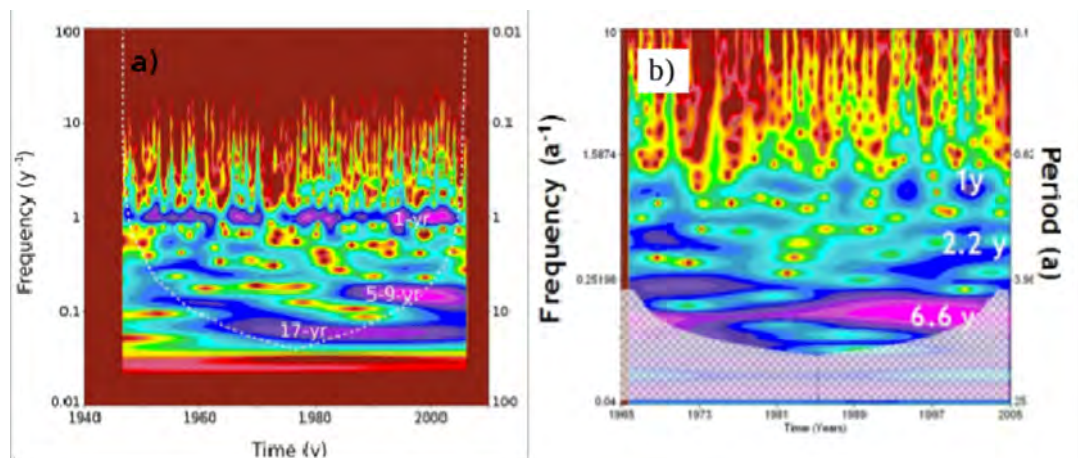


FIGURE 9 – analyse du débit journalier de la Seine (a), extrait de Massei et al, 2010) et du débit journalier de l'Austreberthe (b), extrait de Mesquita, 2009) en ondelettes (CWT). L'échelle de puissance va ici du rouge au violet clair.

Les valeurs maximales journalières des vents au Cap de la Hève ont été étudiées par analyse en ondelettes dans le but d'identifier les différentes échelles de variabilité et les échelles temporelles présentes dans ce signal (figure 10). Il en résulte que celles-ci sont communes à celles déjà mises en évidence dans les données de précipitations et de débits de la Seine et de ses affluents.

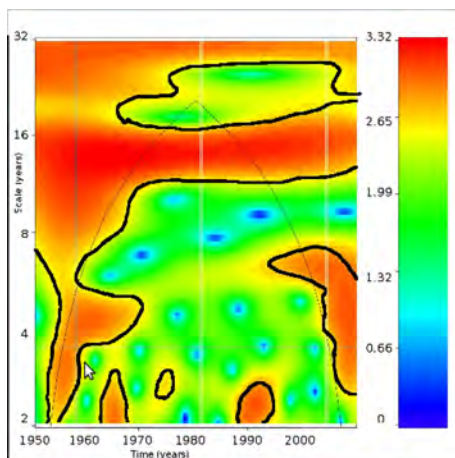


FIGURE 10 – analyse en ondelettes (CWT) des vents à l’échelle horaire de la Cap de la Hève de 1951 à 2009. Caractéristiques des champs et principaux modes de variabilité (EOFs).

Les résultats des précédentes études, telles que présentées dans HYDROCLIMAT et basées seulement sur l’analyse des oscillations de l’indice NAO, ne permettent pas de rendre compte des différentes téléconnexions existant dans l’Atlantique Nord, ni de comprendre comment se traduisent spatialement l’existence de différentes échelles temporelles de variabilité au cours du temps. Nous nous sommes donc intéressés à différents champs climatiques de l’Atlantique Nord grâce aux réanalyses NCEP sur la période 1950-2010. L’étude des données de géopotentiel et de la valeur de pression au niveau de la mer (SLP), ainsi que la force et la direction de vents zonaux (Ouest → Est) et méridionaux (Sud → Nord) ont été privilégiés, ces données permettant de décrire efficacement les différents états de l’atmosphère (Lavers et al., 2010).

Comme le montre la figure 11, il est rapidement apparu que les centres de haute et basse pression que l’on identifie sur les différents champs climatiques d’EOF restent identiques, quel que soit l’altitude étudiée (850 ou 500 hPa). Cette constatation est également faite par Lavers et al. (2010) qui indiquent que le fonctionnement global des composantes principales de ces différentes variables est quasi-identique, quelque soit l’altitude atmosphérique étudiée. Aussi par la suite concentrerons-nous notre étude sur le fonctionnement des SLP, des vents zonaux et méridionaux à 850 hPa.

De même, bien qu’il existe des différences entre les EOF d’Hiver (figure 12 a) et d’Été (figure 12 B), les fluctuations climatiques sur l’Atlantique Nord s’expriment le plus intensément en Hiver, c’est pourquoi nous focaliserons dans toute la suite de l’étude sur les mois d’hiver pour l’identification des caractéristiques des champs climatiques.

Enfin, les vents zonaux et méridionaux, correspondant à la résultante directionnelle des zones de haute pression vers les zones de basse pression, ne fournissent pas pour les objectifs de notre étude de résultats et d'interprétation complémentaires par rapport à ce qui est décrit en se basant sur les cartes de SLP. Pour ces raisons, seules les représentations spatiales en EOF des SLP seront discutées ici.

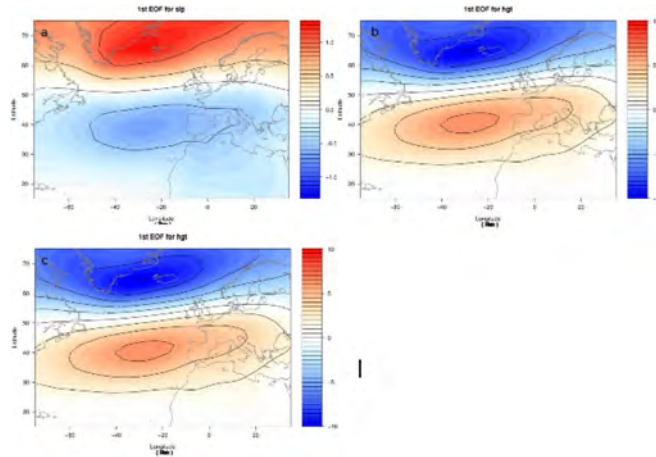


FIGURE 11 – représentation spatiale des EOF d’hiver (décembre à mars) des SLP (a), du géopotiel à 850hPa (b) et du géopotiel à 500 hPa (c) de 1950 à 2010.

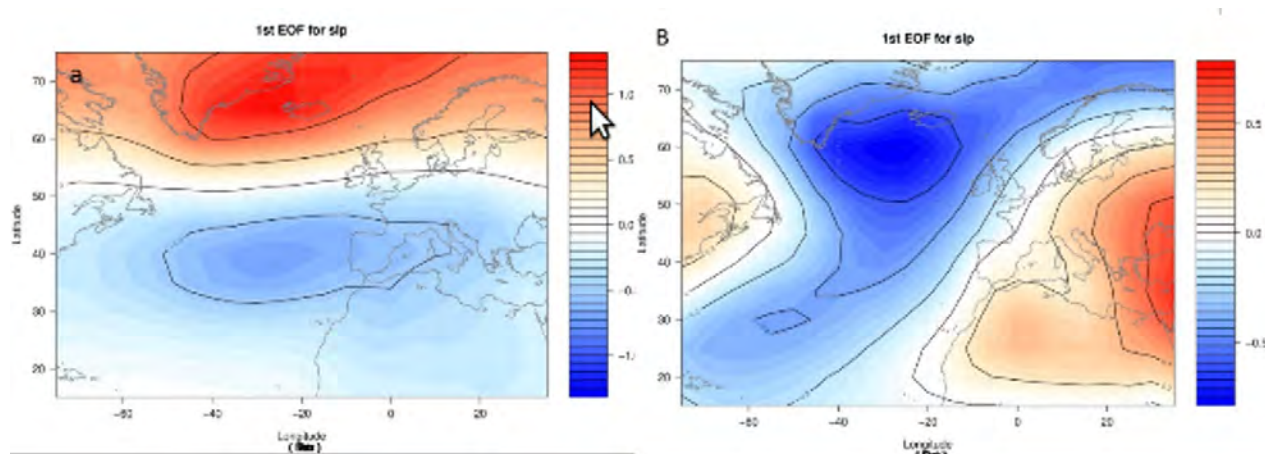


FIGURE 12 – représentation spatiale de l’EOF des SLP d’hiver (Décembre à Mars) (a) et des SLP d’été (Juin à Septembre) (B).

Le choix du nombre d’EOF étudiés est déterminé en deux étapes : les EOF doivent représenter un pourcentage de variance total supérieur à 10% (figure 13) et doivent pouvoir être physiquement reliés à une manifestation

climatique compréhensible. Il en a résulté que, pour les SLP la prise en compte des trois premiers EOF était nécessaires. Ceux-ci représentent respectivement 33, 18 et 16 % du signal total, représentant respectivement le régime de l'oscillation nord-Atlantique (NAO) (correspondant aux pôles de dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores figure 14 a), le régime de dorsale (figure 14 b) et le régime de blocage (correspondant à une situation où les masses d'air se déplace très lentement et font peu d'échanges).

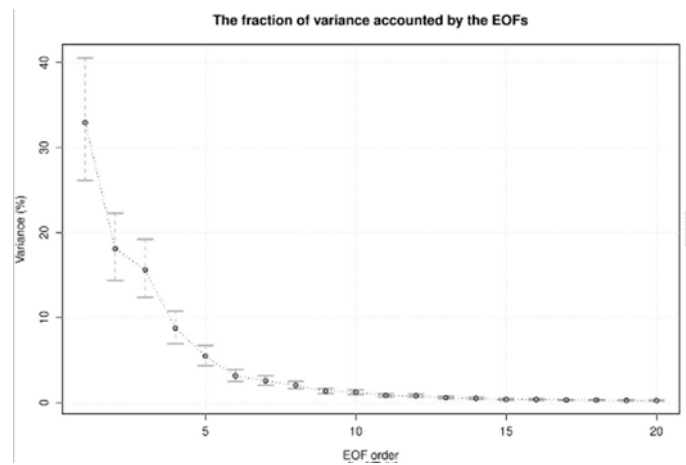


FIGURE 13 – représentation des pourcentages de variance expliquée par les 20 premiers EOF des SLP sur la période 1950-2010.

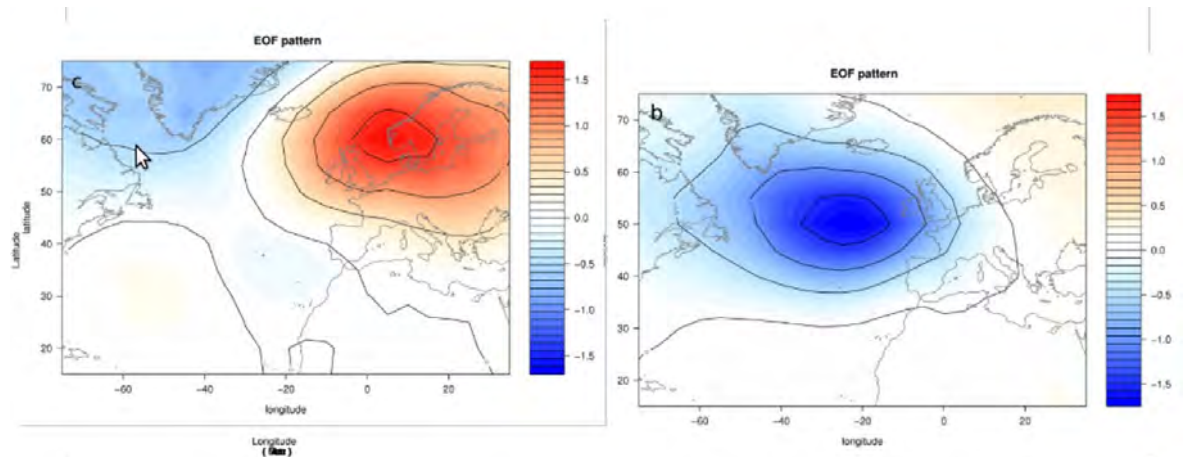


FIGURE 14 – représentation spatiale du premier (a), deuxième (b) et troisième (c) EOF des SLP d'hiver (décembre à mars) de 1950 à 2010.

Afin de mieux décrire la variabilité temporelle de ces différentes variables climatiques, une analyse en ondelettes continue a été effectuée sur la série

temporelle associée à l'ensemble des 3 premiers EOF, qui représentent le plus de variance dans l'oscillation du champ (figures 13 et 14). Le spectre en ondelettes obtenu met en évidence des structures interannuelles marquées (figure 15), similaires à celles décrites dans les spectres des précipitations, des débits et du vent enregistré au Cap de la Hève (deux échelles de variabilité interannuelles principales à 4-10 ans et 14-20 ans, avec un renforcement de l'échelle de variabilité 4-10 ans à partir de 1985 environ).

Sur le plan pratique, cette variabilité a ainsi contribué à intensifier les écarts entre hauts et bas niveaux pour le débit de la Seine. D'un point de vue des oscillations à grande échelle du climat, il est possible de savoir si cette fluctuation interannuelle particulière est associée à un schéma spatial particulier. Pour cela, un composite de la pression au niveau de la mer est réalisé entre les périodes 1970-1980 et 1990-2000 : il s'agit en fait d'une comparaison des situations climatiques les plus fréquentes l'hiver dans la région atlantique nord entre ces 2 périodes. Le composite pour les SLP (figure 16 A) montre une augmentation des pressions entre les latitudes de 40 à 50°N, presque centrée sur la France, alors que les pressions semblent avoir globalement diminué au-delà de 60°N. On retrouve un schéma spatial de type NAO, avec des centres d'actions localisés toutefois plus vers le Nord-Est.

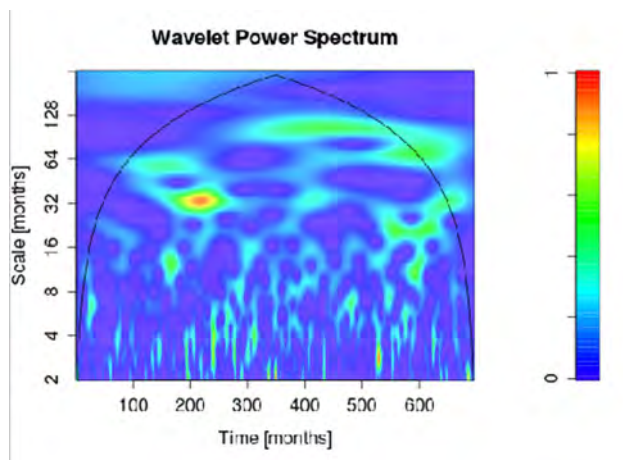


FIGURE 15 – analyse par ondelettes (CWT) des EOF 1, 2 et 3 des SLP sur la période 1950-2010. Sur l'axe des abscisses, le temps est compté en mois depuis 1950 (e.g., l'abscisse 300 est l'année le mois de janvier 1975).

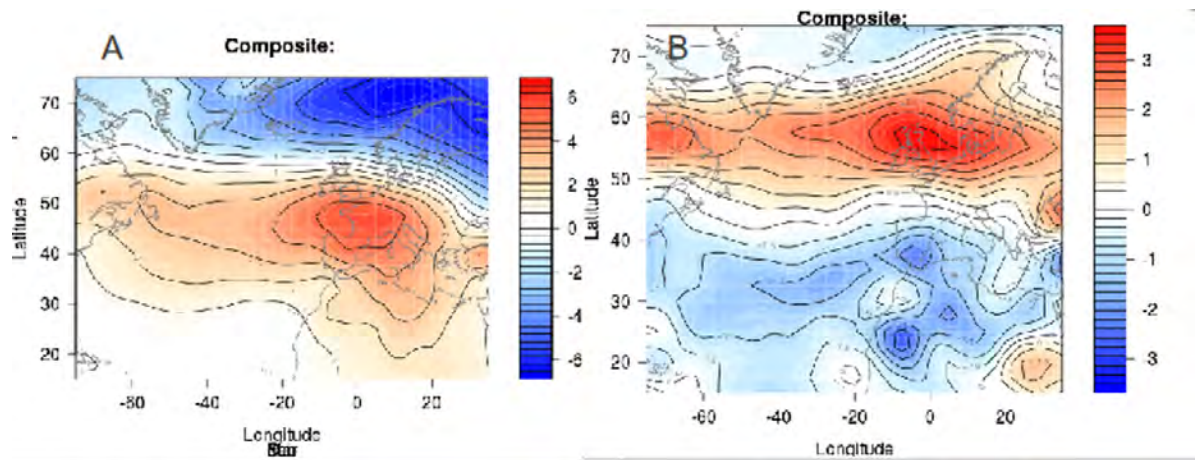


FIGURE 16 – composite SLP (A) et composite vents zonaux (B) entre les périodes 1970-1980 et 1990-2000.

Pour le composite des vents zonaux, on assiste à un renforcement des vents d'Ouest à une latitude d'environ 50 à 60°N, spécialement centré sur le Nord de la Grande-Bretagne, de même que les flux d'Est entre les latitudes 30 à 40°N, à l'ouest du pourtour méditerranéen. Les flux d'Ouest semblent donc déviés davantage vers le Nord de l'Europe, ce qui est en accord avec l'augmentation des pressions mentionnée précédemment, avec l'occurrence de phases particulièrement positives de NAO dans les années 90 (i.e., induisant un déplacement du rail de dépression vers le Nord de l'Europe).

Dans la mesure où il s'agit bien d'une composition spectrale fortement structurée autour des échelles interannuelles qui caractérise la fin des années 80, il est possible de vérifier que ces oscillations sont bien responsables de la différence observée sur les composites des figures 16 A et 16 B. Pour cela, le contenu spectral des champs climatiques est filtré de manière à ne conserver que la part de variabilité associée à ces oscillations interannuelles. L'exercice est présenté ici pour les SLP entre 1950 et 2010. La première EOF, qui représente presque toute la variance du champ filtré, montre que la distribution spatiale obtenue présente les mêmes caractéristiques que celle représentée dans la figure 16 A (figure 17). Ceci confirme que cette échelle de variabilité, caractéristique des pressions au niveau de la mer, des vents zonaux, des précipitations et du débit de la Seine, et associée à une augmentation de la variabilité interannuelle de ces variables, semble liée à un déplacement vers le Nord-Est des centres d'actions de type NAO, très marqué pour le centre de basse pression (dépression d'Islande).

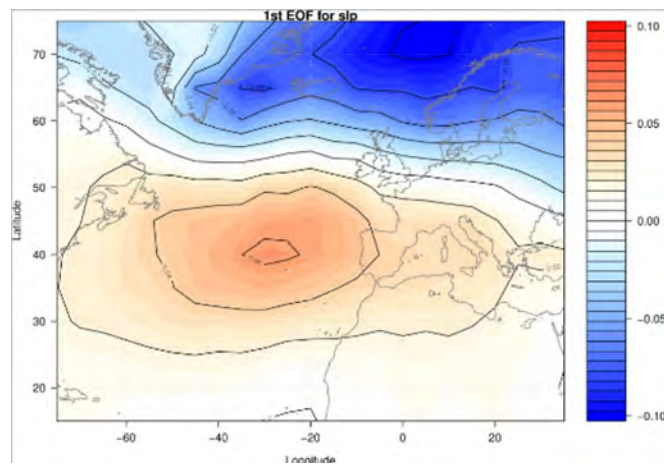


FIGURE 17 – Représentation spatiale du premier EOF de l'échelle de variabilité 4-10 ans des SLP pour la période 1950-2010.

Afin de mettre en évidence plus précisément encore la structuration spatiale de cette oscillation, des composites sont réalisés dans le but de comparer les périodes extrêmes associées, que l'on retrouve par exemple dans le débit de la Seine (figure 8 B, courbe rouge) : les composites sont ainsi construits en comparant les SLP entre bas et hauts niveaux hydrologiques, tels que 2004-2001, 2001-1997, 1997-1994... Les caractéristiques spatiales entre ces périodes sont ainsi clairement identifiées (figure 18). Entre 2004 et 2001 par exemple (i.e., un bas et un haut niveau interannuel, respectivement), le composite montre, au niveau du centre de basse pression situé au Nord de la Grande-Bretagne, une augmentation des pressions pendant les mois d'hiver de janvier à mars. Au contraire, une diminution des pressions au Sud de l'Europe et en méditerranée est constatée. Ainsi en 2004, la situation dépressionnaire globalement moins prononcée en hiver en Europe du Nord induirait un déplacement du rail de dépression vers le Sud, conformément aux phases négatives de NAO, avec pour conséquence un déficit hydrique au Nord de l'Europe. Dans le cas du composite 2001-1997, le même raisonnement permet de conclure cette fois-ci à un excédent hydrique au Nord, expliquent les hauts niveaux exceptionnels de 2001 dans le Nord-Ouest de la France avec des hauts niveaux piézométriques dans l'aquifère de la Craie, des débits élevés pour la Seine et la Somme. Les composites suivants montrent, depuis la fin des années 1980, ce même phénomène osciller sous la forme d'un dipôle constitué par deux centres d'action correspondant approximativement aux centres d'action NAO. Toutefois, on retrouve ici encore, logiquement un décalage spatial du centre d'action Nord, correspondant à la dépression d'Islande, vers l'Est, i.e. vers la mer du Nord et la Scandinavie. Ceci est en accord avec le phénomène connu de décalage du centre de basse pression de la NAO vers l'Est depuis les années 1980 (Jung and Hilmer, 2001; Murphy

and Washington, 2001; Ulbrich and Christoph, 1999).

Nos résultats mettent ici en évidence que ce phénomène serait lié à une échelle de variabilité bien précise du climat Atlantique Nord, de l'ordre de 4-10 ans, dont l'amplitude est en effet particulièrement prononcée depuis la fin des années 1980. Cette oscillation est quasiment directement retranscrite dans les fluctuations des précipitations dans l'Ouest de la France, dans le débit de la Seine et dans les variations piézométriques de l'aquifère de la craie en Haute-Normandie (Massei et al., 2007; Slimani, 2009; Massei et al., 2010).

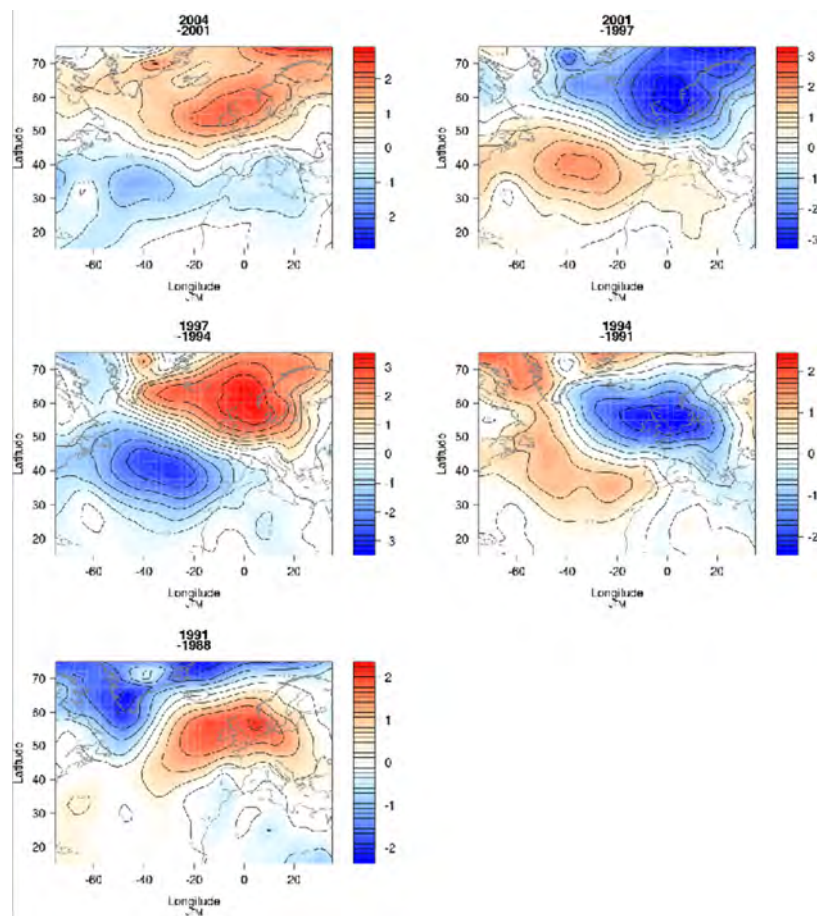


FIGURE 18 – Composite SLP entre des hauts et bas niveau interannuels du débit de la Seine mesuré à Poses de périodicité 4-10 ans (échelle verticale en millibars).

En résumé : Il a pu être montré ici que les variables hydrologiques locales, conformément aux résultats obtenus dans le cadre du projet HYDROCLIMAT, étaient affectées par une oscillation interannuelle de l'ordre de 4-10 ans. Cette oscillation, qui caractérise plus précisément l'hydrologie depuis la fin des années 1980, induit des variations significatives dans les précipitations, le débit de la Seine, mais également les niveaux de la nappe de la craie, et est notamment liée à des périodes de déficits hydriques prononcés. On retrouve ainsi au travers de cette oscillation des périodes de sécheresse reconnues de façon plus ou moins généralisée en France, comme une lecture précise de la figure 8 B le montre : 1976 (l'oscillation disparaît et aucun excédent hydrique n'est enregistré pendant plusieurs années après une phase de déficit), 1992 et 2003 (bas niveaux de l'oscillation).

L'étude de la variabilité spatio-temporelle des champs climatiques a permis d'identifier les structures spatiales liées à ce type d'oscillation. Ainsi, bien que les premières composantes principales de la pression au niveau de la mer permettent de retrouver des « patterns » (ou schémas spatiaux) climatiques connus tels que les régimes NAO, dorsale ou blocage, d'autres types de variabilité intrinsèques à ces champs montrent des structures spatiales différentes. Ces échelles de variabilité semblent correspondre à des oscillations interannuelles caractérisant la variabilité hydroclimatique régionale ou locale. Elles montrent des structures spatialement décalées vers l'Est ou le Nord-Est par rapport aux centres d'actions NAO, et correspondent à une variabilité de forte amplitude apparaissant depuis la fin des années 1980. Il est important de souligner ici que de précédents travaux ont montré que l'influence du changement climatique pourrait se traduire sur le pattern NAO par une intensification du phénomène et un décalage général vers le Nord-Est des centres d'action, ce qui semble correspondre aux résultats mis en évidence dans ce travail pour la fin du siècle dernier. Ce phénomène semble relié à l'intensification en amplitude (voire l'apparition à partir de la fin des années 80) d'une échelle de variabilité interannuelle de l'ordre de 4 à 10 ans également très marquée dans le débit de la Seine. Une conséquence du changement climatique pour le débit de la Seine pourrait donc correspondre, au moins pour la période historique, à une intensification de la variabilité interannuelle conduisant à de hauts et bas niveaux exceptionnels. Toutefois, nos résultats ne permettent à ce stade aucune conclusion prospective.

Une première étape est donc achevée vers la caractérisation du forçage climatique à grande échelle sur la variabilité hydrologique et climatique locale. Afin de préciser les liens potentiels ainsi dégagés entre variations climatiques à grande échelle et hydrologie locale, il reste nécessaire de procéder à des études de corrélations opérées directement entre ces variables, dans un premier temps à partir des données brutes, puis plus finement en ciblant les parties du contenu spectral des signaux identifiées, i.e. les échelles interannuelles. Ceci fait l'objet de la suite de l'étude, présentée ci-après.

3 Analyse des relations champs climatiques/débits de la Seine

Nous avons décrit précédemment quels étaient les composantes principales des champs climatiques de l'Atlantique Nord et mis en évidence leurs différentes structures spatiales en fonction du temps. Nous avons également mis en évidence la structure spatiale correspondant à l'échelle de variabilité 4-10 ans. Aussi cherchons-nous désormais à mettre en évidence les liens qui caractérisent les relations entre ces différentes structures spatiales et le débit de la Seine.

Les liens entre débit de la Seine à Poses et variabilité climatique ont été investigués, au pas mensuel, par corrélation spatiale avec le champ de pression (SLP) et les vents zonaux à 850hPa. Pour générer ces cartes, une simple corrélation linéaire est calculée entre la série hydrologique mensuelle locale (point noir sur la carte) et chacune des 1125 séries mensuelles de pression ou de vent zonal.

La figure 19 représente la corrélation entre le débit à Poses et les SLP, pour chaque mois de l'année pour la période 1950-2007. Les cartes de corrélation montrent sans surprise que les seuls mois d'automne, d'hiver et début de printemps (figure 19 a,b,c,d,h,i,j,k,l) présentent des coefficients de corrélation supérieurs à 0.3 (ou inférieurs à -0.3). Le mois de mars (figure 19 c), correspondant au maximum mensuel interannuel de débit, présente les coefficients de corrélation les plus importants. Globalement, le débit est négativement corrélé avec une aire géographique globalement située sur l'Europe du Nord, mais pouvant également englober une grande partie de l'Europe de l'Est. Cette aire géographique correspond donc à une zone de basse pression, le débit étant d'autant plus fort que la pression au niveau de ce centre d'action diminue. D'août à décembre (figure 19 h, i, j, k, l), un système dépressionnaire semble se développer progressivement vers l'Est, depuis la côte Nord-Est des Etats-Unis vers l'Europe du Nord. Le débit est corrélé positivement avec un centre d'action localisé au Sud de l'Espagne, s'étendant jusqu'aux côtes marocaines.

En termes de corrélations entre champ de pression et débit de la Seine, il ne semble pas évident de retrouver le positionnement de la structure dipolaire de type NAO. Les centres d'action semblent plutôt décalés vers l'Est, voire légèrement vers le Sud, suivant un schéma se rapprochant davantage d'une téléconnexion de type East Atlantic (EA). Ces résultats démontrent ainsi que la NAO n'est pas nécessairement le meilleur prédicteur des variations de débit de la Seine.

En revanche, suivant les résultats précédemment présentés et également publiés dans (Massei et al., 2010), il paraît d'intérêt particulier de répéter cette procédure d'analyse corrélatoire à l'échelle de variabilité interannuelle de

l'ordre de 4-10 ans, qui semble caractériser une signature climatique dans le débit de la Seine que l'on pouvait également retrouver dans les variations de l'indice NAO. Dans ce but, le champ de pression a été filtré suivant la bande 4-10 ans en effectuant une décomposition spectrale par transformée de Fourier sur chacune des 1125 séries de la grille. La corrélation est alors effectuée entre ce champ et la composante 4-10 ans de la série de débit mensuel de la Seine. Le résultat obtenu est identique quel que soit le mois considéré, dans la mesure où seules les variations de basse fréquence sont conservées par ce filtrage. La structure résultante (figure 20) montre des intensités de corrélation (positive ou négative) plus importante sur cette échelle de variabilité, et précise la localisation d'un centre d'action centré sur la Grande-Bretagne négativement corrélé au débit de la Seine, alors que deux centres d'actions sont positivement corrélés au débit et situés d'une part au Sud-Ouest de l'Espagne, d'autre part dans le bassin méditerranéen. Il est important de rappeler ici que les fluctuations interannuelles d'environ 4-10 ans pouvaient expliquer plus de 90% de la variabilité piézométrique dans l'aquifère de la Craie en Haute-Normandie. Ce résultat confirme l'analyse des composites du champ de pression sur l'oscillation 4-10 ans (figure 18). Il est par ailleurs connu que la Seine se situe dans une zone de transition d'un point de vue latitudinal par rapport à l'influence de phénomène de type NAO : la corrélation positive avec un centre d'action localisé en méditerranée pourrait montrer une influence non négligeable de la dynamique climatique du bassin méditerranéen sur les variations hydrologiques dans le bassin de la Seine.

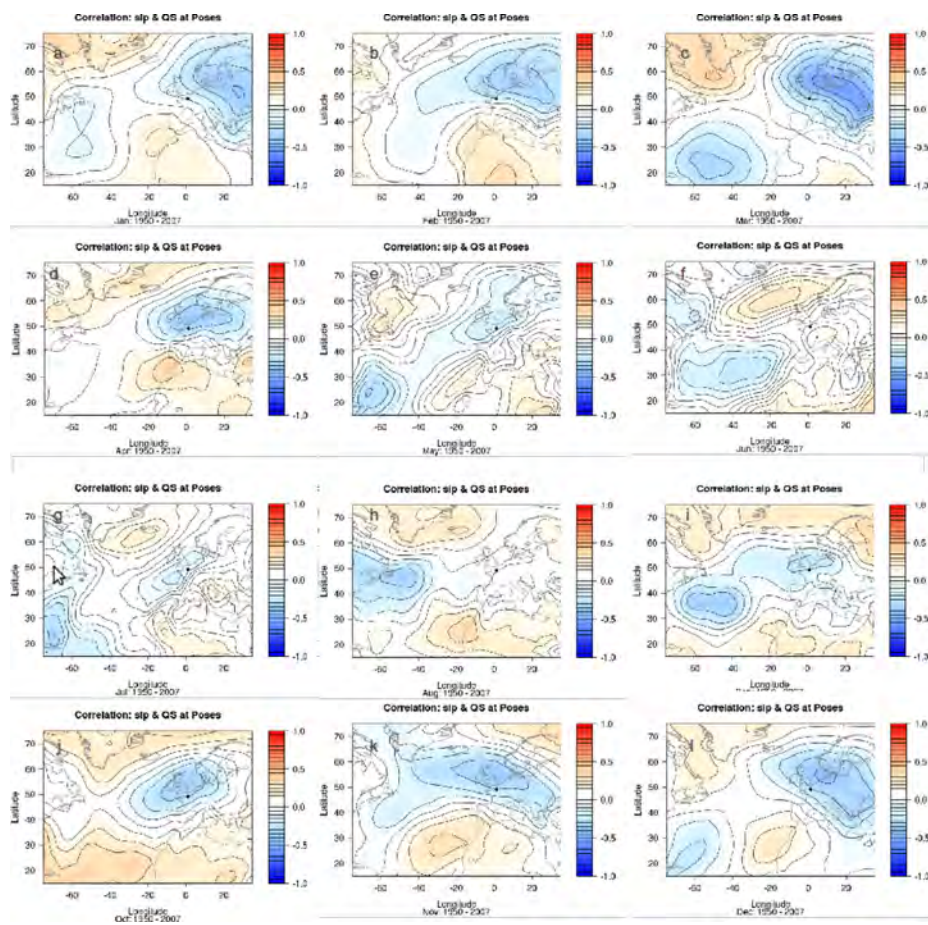


FIGURE 19 – Corrélations SLP/débits de la Seine à Poses mensuelles sur la période 1950-2007.

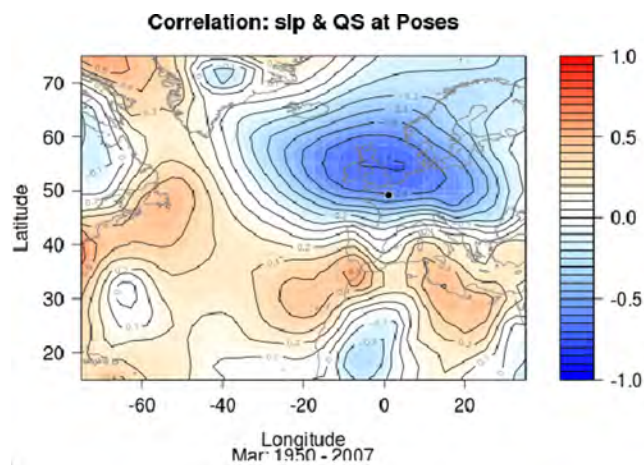


FIGURE 20 – Corrélacion SLP/débits de la Seine à Poses sur la période 1950-2007 pour l'échelle de variabilité 4-10 ans.

Le même type de démarche peut être appliqué à l'étude du vent zonal à 850 hPa (figure 21). Les résultats des corrélations entre débit de la Seine à Poses et vent zonal montrent la présence de zones positivement corrélées avec le débit entre le début de l'automne et le printemps (figure 21 a, b, c, d, i, j, k, l). Ces zones correspondent à des flux d'Ouest, les valeurs positives de vent zonal étant par convention associées aux vents d'Ouest. Ce flux d'Ouest lié à des augmentations de débit semble s'établir progressivement de septembre à décembre entre la côte Sud-Est de l'Amérique du Nord et l'Europe (figure 21 i, j, k, l). Ceci indiquerait la trajectoire et l'origine des masses d'air et de l'humidité influençant les conditions hydrologiques en Seine. En automne et hiver, particulièrement, une zone négativement corrélée au débit de la Seine est approximativement localisée entre la Scandinavie et l'Islande et au Nord de la Grande-Bretagne marque une zone de flux d'Est. En été, les corrélations deviennent globalement plus faibles, et il est difficile de voir émerger une quelconque structure spatiale, ce qui est évidemment à relier à la relative absence de variation du débit pendant cette période. Le mois d'août (figure 21 h) semblerait toutefois marquer le début de l'établissement du flux d'Ouest à l'origine des apports d'humidité et induisant des augmentations de débit, comme cela a été mentionné plus haut.

Comme pour les SLP, une représentation spatiale des conditions de vent zonal à l'échelle interannuelle 4-10 ans (figure 22) montre simplement une forte corrélation entre les flux d'Ouest et le débit de la Seine. Sur cette échelle de variabilité, il semblerait en outre que ce flux d'Ouest soit particulièrement cohérent avec la trajectoire globale du courant-jet polaire. Bien qu'il semble évident que les conditions hydrologiques humides puissent être liées à des flux d'Ouest, il apparaît ici important de remarquer que ce résultat, par-delà cette évidence, confirme bien physiquement que l'échelle de variabilité 4-10

ans détectée dans les précédentes études dans les précipitations, débits et piézométrie, trouve bien son origine dans une dynamique climatique typique de l'Atlantique Nord.

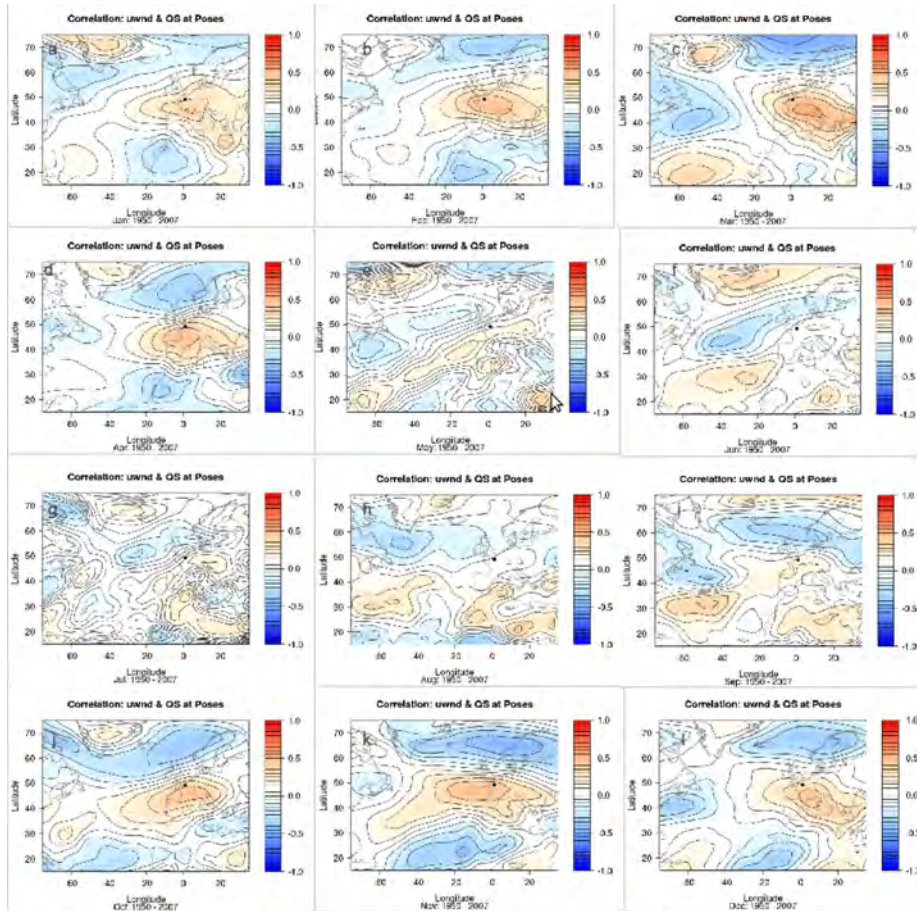


FIGURE 21 – Corrélations Vents zonaux/débits de la Seine à Poses au pas mensuel sur la période 1950-2007.

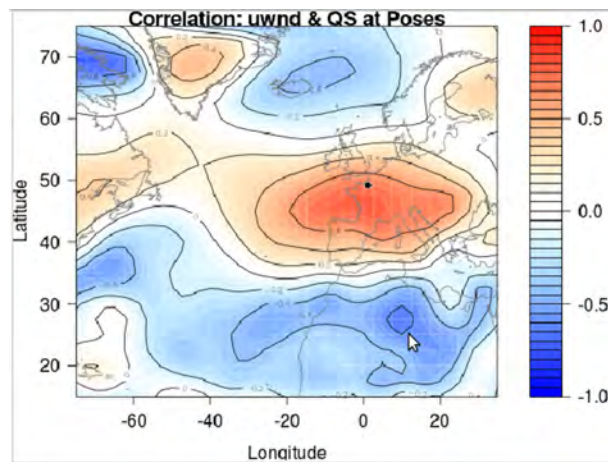


FIGURE 22 – Corrélation Vents zonaux/débits de la Seine à Poses sur la période 1950-2007 pour l'échelle de variabilité 4-10 ans.

Afin de généraliser la procédure de corrélation entre débit de la Seine et champs climatiques en fonction de leur contenu spectral, une approche plus systématique a également été engagée au moyen d'une analyse par transformée en ondelettes discrètes dans un cadre multirésolution, pour décomposer suivant une échelle dyadique (i.e. échelles temporelles s'accroissant suivant une base 2) d'une part le champ climatique (i.e., chacune des 1125 séries mensuelles de la grille de réanalyse) et d'autre part la série temporelle de débit de la Seine. Dans les résultats présentés ci-après, le champ climatique choisi est celui des pressions au niveau de la mer. Techniquement, les fonctions d'ondelette et d'échelle choisies font partie de la famille « symmlet » d'ordre 8, pour laquelle la reconstruction ne produit pas de déphasage important par rapport au signal d'origine. La décomposition produit pour toutes les séries 7 détails et 1 approximation. De façon similaire à l'approche précédente, des cartes de corrélation entre variable locale et champ climatique sont produites pour chaque niveau d'échelle de la décomposition ; 8 cartes de corrélation sont ainsi générées (figure 23). La dernière composante (l'approximation) correspondant ici à une tendance, la carte de corrélation correspondante ne porte que peu de sens et n'est donc pas montrée ici. Seules les régions statistiquement significatives au seuil de 5 % sont représentées. Les différentes composantes extraites de l'analyse multirésolution du débit de la Seine et du champ de pression au niveau de la mer ne montrent pas les mêmes schémas spatiaux en fonction de l'échelle temporelle considérée, exprimée ici en période de Fourier. Certaines échelles montrent ainsi des centres de corrélation d'emprise spatiale relativement restreinte (figure 23 A, B, C, E) ; la cyclicité annuelle fait partie de ce groupe de composantes. D'autres semblent plutôt correspondre à des liens à grande échelle entre les variations du champ climatique et les variations de débit à Poses, avec des centres de

corrélations plus étalées sur l'Atlantique Nord à sub-tropical, la méditerranée et l'Afrique du Nord (figure 23 D, F, G). Suivant les grandes échelles de variabilité (i.e. sur le long terme 14,5 ans, figure 23), une large zone de corrélation négative s'étend de l'Ouest de l'Atlantique Nord subtropical jusque vers le Nord-Ouest de l'Europe et la Scandinavie. En d'autres termes, une grande zone de basse (resp. haute) pression liée à des anomalies positives (resp. négatives) de débits, s'étend du Sud-Ouest vers le Nord-Est au travers de l'Atlantique Nord, qui pourrait être associée à de grandes dynamiques de la circulation océanique de type gyre nord-atlantique, dont le gulf stream est une composante.

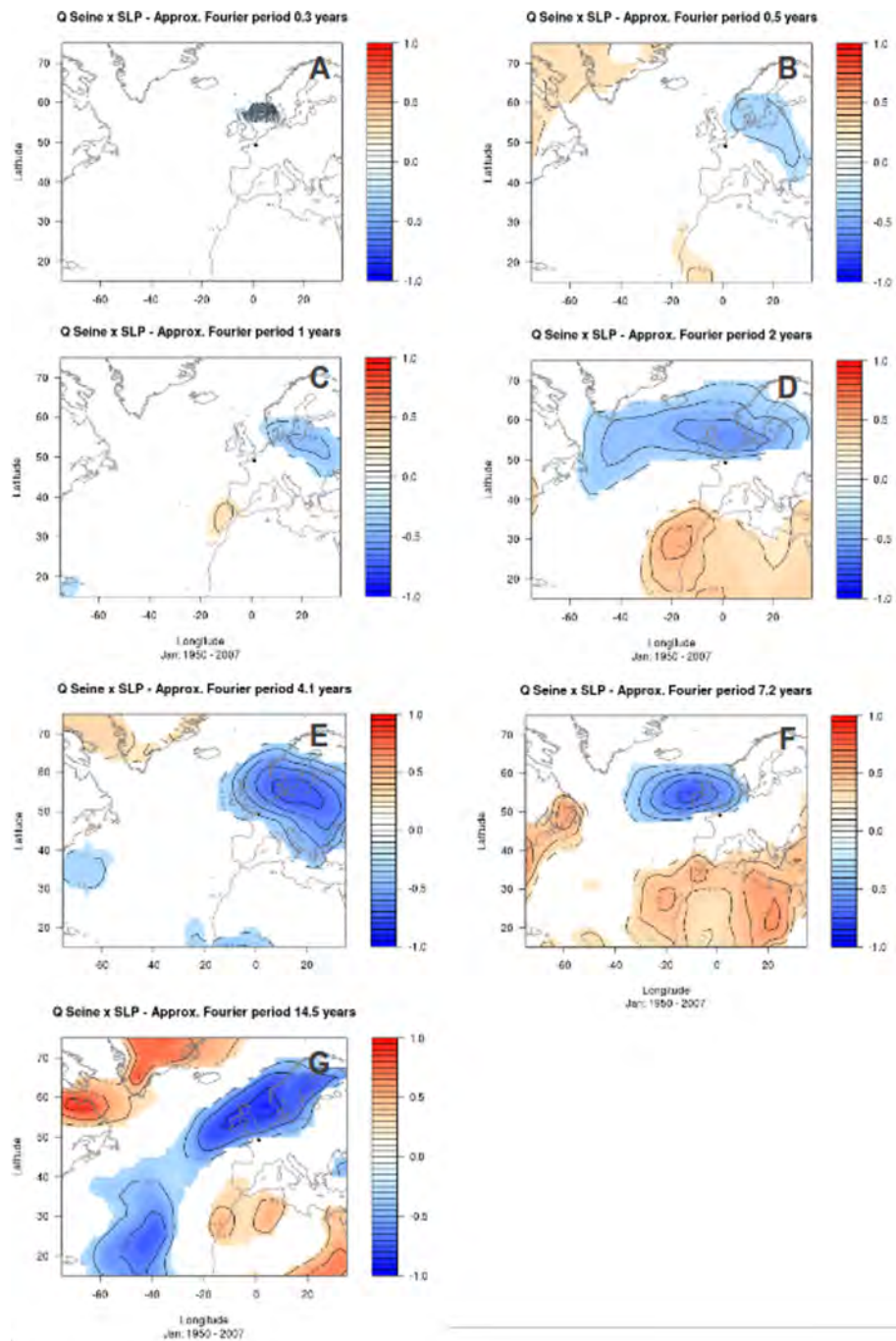


FIGURE 23 – Cartes de corrélation entre les composantes issues de l’analyse multirésolution du débit de la Seine et du champ de SLP entre 1950 et 2007.

Compte-tenu du déterminisme climatique interprété d’après les résultats précédents, il est possible d’identifier dans les variations du débit de la Seine

différentes composantes en fonction de cette interprétation. Pour cela, nous regroupons entre elles d'une part les composantes du débit correspondant à des structures spatiales assez bien localisées et peu étendues autour du Nord-Ouest de la France, et d'autre part celles associées à des structures de large échelle dans l'Atlantique Nord. Il est intéressant de relever ici que certains épisodes exceptionnels (ex : crue de 2001) semblent davantage liés à ces oscillations interannuelles (figure 24 C) et à des phénomènes climatiques de large échelle qu'à des situations climatiques plus locales (figure 24 B).

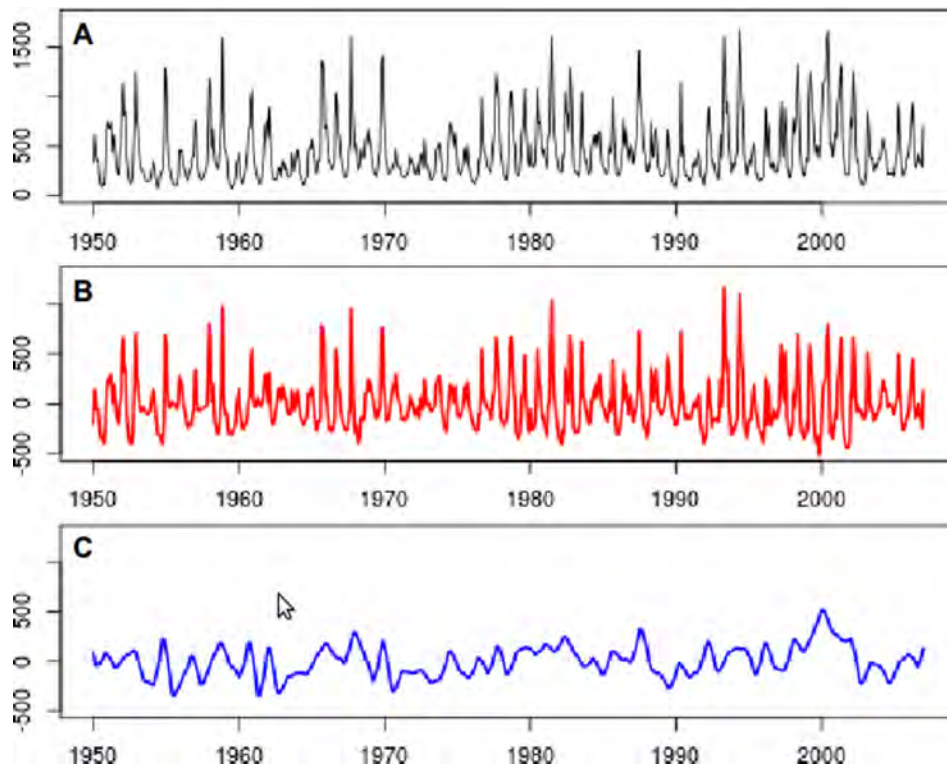


FIGURE 24 – Reconstruction des composantes du débit correspondant à des structures climatiques d'ampleur spatiale restreinte (B) ou à des forçages climatiques à grande échelle (B). La somme des 2 composantes reconstitue le débit total (A).

En résumé : L'étude des corrélations entre débit de Seine et champs climatiques confirme l'existence de liens clairs entre oscillations climatiques à grande échelle et variations du débit de la Seine. Cependant, les centres de corrélation (positive ou négative) n'apparaissent pas correspondre parfaitement avec les centres d'action NAO. Notamment, une structure climatique nette caractérise cette relation pour la variabilité interannuelle de 4-10 ans avec des centres de corrélation localisés vers le Sud-Est des centres NAO, ce qui semble très en accord avec la structuration spatiale de l'East Atlantic pattern. Pour la région concernée (bassin de la Seine, Nord de la France), l'indice NAO n'apparaît alors pas comme le meilleur prédicteur des variations de débit, alors que l'EA pourrait s'avérer plus pertinent.

L'analyse multirésolution croisée entre débit et SLP permet d'affiner la compréhension du déterminisme climatique dans la variabilité hydrologique de la Seine. En effet, certains niveaux d'échelle apparaissent associés à des structures climatiques d'emprise spatiale relativement restreinte aux environs du Nord de l'Europe : des zones de basse pression localisées entre la Scandinavie et le centre de l'Europe de l'Ouest (massif des Alpes) selon un axe Nord-Ouest/Sud-Est sont liées à des anomalies positives de débit. D'autres niveaux d'échelle correspondent à des structures climatiques de bien plus large échelle, se développant à travers l'Atlantique Nord, qui semblent davantage en lien avec la circulation générale de l'atmosphère. La possibilité d'une influence de la circulation océanique, contrôlée par le gyre nord-atlantique, sur les grandes échelles temporelles de la variabilité hydrologique de la Seine (i.e. variations lentes) constitue une piste de recherche intéressante à explorer dans le futur. Ces 2 types de structures climatiques forçant apparemment le débit de la Seine, soit plutôt locales, soit plus globales, peuvent être différenciées au sein même de la variabilité du débit, que l'on peut ainsi séparer en 2 composantes selon l'origine du contrôle climatique sur l'hydrologie régionale.

4 Approche fréquentielle pour l'analyse des extrêmes appliquées aux événements rapides

Les résultats de cette étude et des précédentes (projet HYDROCLIMAT) (Massei et al., 2010; Fritier et al., 2012) ont montré que des structures temporelles interannuelles pouvaient être significativement exprimées dans les signaux hydrométéorologiques (précipitations, débits, vents...) à l'échelle locale. Dans les sections précédentes, il a également pu être mis en évidence que ces structures temporelles sont bien associées à des structures climatiques spatiales relativement nettes, et potentiellement variables sur des périodes de temps interannuelles à pluridécennales. D'un point de vue de l'analyse de stochastique des processus hydrologiques, par exemple pour l'analyse des valeurs extrêmes de débit, la présence de ces structures temporelles interannuelles induit nécessairement une forte non-linéarité des signaux considérés, en ce sens qu'une valeur (de débit, par exemple) atteinte ou dépassée peut correspondre à la superposition dans différentes proportions de composantes de différentes périodes, par exemple interannuelle, annuelle ou infra-annuelle, telles qu'identifiées précédemment. Par exemple, pour un débit de $935 \text{ m}^3/\text{s}$ atteint le 9 juillet 2011 et le 10 décembre 2007, la variabilité haute-fréquence a expliqué respectivement 42 % et 5 % du débit dans l'un et l'autre cas. En outre, la présence de ces composantes, dont le déterminisme a été finement étudié dans les parties précédentes de cette étude, est susceptible d'induire une forte autocorrélation des valeurs extrêmes. Dans le cadre d'une approche d'analyse des extrêmes hydrologiques dans un cas de fort soutien des nappes, la modélisation statistique séparée de la part « long-terme » et de la part « court-terme » d'un même signal hydrologique, pourrait constituer une voie d'investigation pertinente : en effet, étant données les différentes origines et caractéristiques associées aux composantes identifiées du signal hydrologique, il est très possible que différentes lois de probabilité doivent être considérées pour décrire la variabilité de ces processus. Bien que cette approche soit encore en cours de réalisation à ce stade, une application à la partie haute-fréquence du signal de débit a été tentée dans cette étude. Nous proposons ici de nous intéresser à la représentation stochastique des événements de petite échelle temporelle, indépendamment des oscillations de plus long terme, contrôlées par des mécanismes climatiques à plus grande échelle. En illustration, nous avons choisi d'étudier plus précisément le vent mesuré au cap de la Hève et le débit de la Seine, au pas journalier ; ces deux variables représentent respectivement l'un des facteurs déclenchant les phénomènes de surcote (tempêtes), et l'occurrence d'événements de crue soudains en réponse aux événements pluvieux à l'amont.

Les questions posées ici sont : 1- quelle est la contribution quantitative de ces événements rapides en termes de variabilité du débit de la Seine ou du vent au cap de la Hève ?, 2- peut-on trouver un modèle stochastique permettant la

prédétermination des extrêmes de ce type d'événement ?, 3- considérant les changements mis en évidence par l'analyse en ondelettes continue des signaux hydroclimatiques, quel impact peut-on identifier sur l'évolution de cette variabilité à haute fréquence et sur les valeurs extrêmes correspondantes ?

4.1 Extraction de la variabilité haute fréquence (= échelle événementielle)

Il s'agit ici de filtrer le contenu spectral du signal considéré (débit ou vent) jusqu'à un seuil de fréquence donnée (i.e. jusqu'à une certaine longueur d'onde/durée d'événement). Pour le vent, ce seuil est choisi en référence au maximum synoptique, c'est à dire à une durée d'événement de l'ordre d'une quinzaine de jours au maximum pour les processus météorologiques (vent, pluie). Cette durée représente, en moyenne, la durée de vie maximale des événements synoptiques (e.g. systèmes dépressionnaires). Pour le débit, le seuil choisi correspond à une durée un peu plus importante en raison de la modulation opérée par le bassin versant (la réponse de crue à une pluie donnée est étalée dans le temps). Le seuil ainsi fixé représente la durée moyenne d'une crue « événementielle », c'est à dire la réponse rapide à une pluie journalière sur le bassin versant. Cette valeur est obtenue par intercorrélation pluie/débit au pas journalier, donnant une estimation de la réponse impulsionnelle du bassin au niveau de Poses (figure 25).

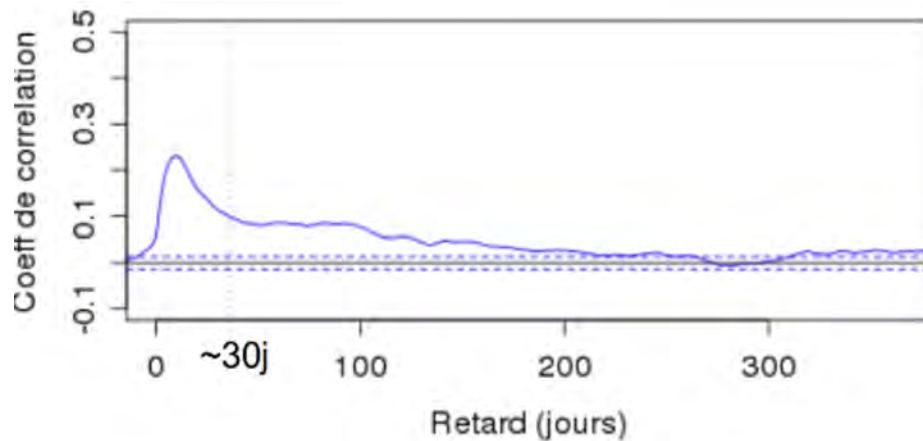


FIGURE 25 – Réponse impulsionnelle du bassin-versant de la Seine à une pluie régionale.

Dans le cas du bassin-versant de la Seine, cette valeur peut-être évaluée à 30 jours. On notera qu'au-delà de 30 jours, la réponse impulsionnelle du bassin-versant de la Seine continue à décroître lentement. Cet effet-mémoire est caractéristique du soutien par la nappe des débits régionaux. En termes quantitatifs, la série haute-fréquence ainsi extraite explique des variations

d'amplitude du débit de plusieurs centaines de m^3/s (figure 26 C). Dans le cas des vents mesurés au Cap de la Hève, le seuil choisi correspond à la durée maximale liée à l'activité synoptique, de l'ordre de 15 jours.

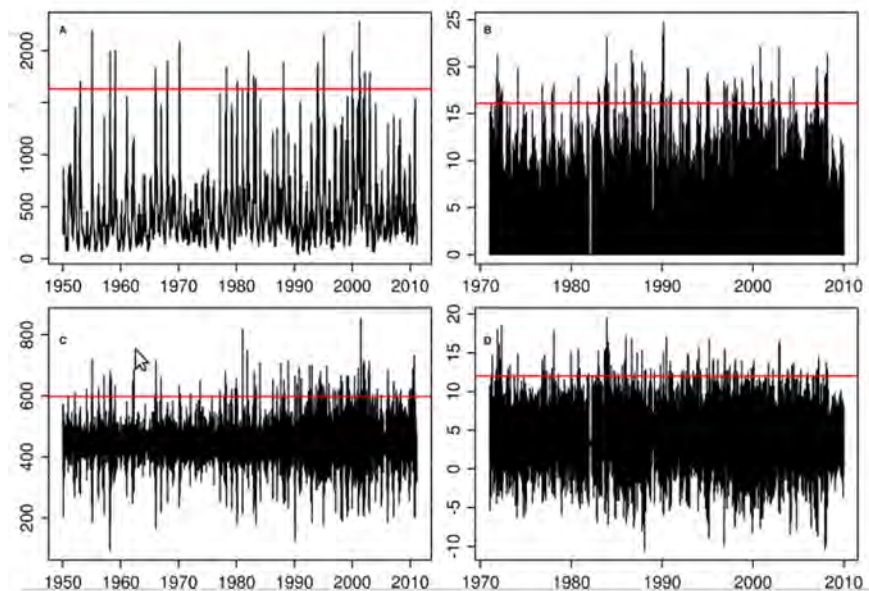


FIGURE 26 – Chroniques brutes du débit de la Seine de 1950 à 2011 (A), des vents mesurés au Cap de la Hève dans la direction $190-280^\circ$ de 1971 à 2009 (B), des échelles de variabilité inférieures à 30 jours du débit de la Seine de 1950 à 2011 (C) et des échelles de variabilité inférieures à 15 jours des vents mesurés au Cap de la Hève dans la direction $190-280^\circ$ (D). En rouge le seuil de sélection des extrêmes à 99%.

4.2 Application d'une méthode sup-seuil avec distribution de Pareto généralisée (GPD) pour la modélisation des dépassements

La distribution de Pareto généralisée est souvent appliquée selon trois seuils : 75%, 95% et 99% des valeurs. Ici, nous utiliserons le seuil à 99% (figure 26). Nous noterons que le seuil retenu pour les valeurs brutes des vents mesurés au Cap de la Hève est de $16,1m/s$, proche du seuil théorique de $15m/s$ choisi habituellement pour qualifier les tempêtes sur la base d'observations.

L'ajustement des extrêmes à une distribution de Pareto est très bon pour les séries de vent et les séries haute-fréquence du vent (i.e., variabilité inférieure à 15 jours) et du débit (i.e., variabilité inférieure à 30 jours) (figure 27 A, B et C). Par exemple, le niveau de retour correspondant à la période de retour 100 ans pour les variations haute-fréquence de débit est de l'ordre de

820 m^3/s , soit 37 % du débit de la Seine maximal enregistré sur la période 1950-2010.

Comme nous avons pu le voir dans les parties précédentes de cette étude, la variabilité du débit augmente de façon notable à partir de 1985, de même que celle des oscillations climatiques. C'est pourquoi nous avons également étudié de possibles changements des niveaux de retour suivant les périodes pré- et post-1985 (tableau 1). Il en résulte une augmentation des valeurs obtenues à une période de retour T de l'ordre de 5 à 10% pour la période comprise entre 1985 et 2010 par rapport à la période 1950-1985, traduisant une augmentation des valeurs extrêmes de débit et vent sur cette période.

Ce résultat n'est cependant pas suffisant en soi pour la prédétermination des extrêmes du débit de la Seine. En effet, comme mentionné précédemment, d'autres processus doivent être pris en compte, des échelles interannuelles aux échelles pluridécennales, appelant potentiellement à la définition d'autant de nouvelles lois de probabilités ; ce travail n'est donc pas achevé et reste en cours de réalisation.

En particulier, la difficulté à définir une loi de probabilité pour chaque processus est liée à la longueur des données. En effet, plus la fréquence recherchée est basse, plus elle requiert un nombre de données conséquent pour pouvoir obtenir des valeurs indépendantes dépassant un seuil fixé. Les résultats des parties précédentes, qui mettent en évidence la bonne modélisation des données basse fréquence des débits, couplés à des chroniques de SLP longues de plus d'un siècle et demi et des méthodes de descente d'échelle, nous permet toutefois d'espérer pouvoir atteindre cet objectif : l'existence d'un proxy enregistré ou recalculé sur le long terme (jusqu'à 200 ans) de la variabilité interannuelle des débits, telles que les pressions au niveau de la mer, pourraient permettre une analyse fréquentielle robuste de cette partie du signal. Bien que l'étude des valeurs brutes des vents au Cap de la Hève soit possible (figure 27 B), on notera toutefois que la loi de probabilité obtenu à partir des échelles de variabilité inférieures à 15 jours (figure 27 C) produit un meilleur ajustement au modèle. Aussi l'approche par filtrage des basses fréquences utilisée pour le débit est-elle également appliquée aux vents. Pour les mêmes raisons, nous avons également étudié l'évolution des niveaux de retour de vitesse des vents pour les périodes 1970-1985 et 1985-2009 (tableau 2). Il en résulte une diminution des valeurs obtenues à une période de retour T de 5 à 10% pour la période comprise entre 1985 et 2009 par rapport à la période 1970-1985, traduisant une diminution des valeurs extrêmes de vents pour 1985-2009.

Période T	1950-2010	1950-1985	1985-2010
1 an	$620m^3/s$	$620m^3/s$	$620m^3/s$
2 ans	$660m^3/s$	$640m^3/s$	$660m^3/s$
5 ans	$710m^3/s$	$680m^3/s$	$720m^3/s$

TABLE 1 – Débits pour différentes périodes de retour.

Période T	1950-2010	1950-1985	1985-2010
1 an	$14m^3/s$	$14.5m^3/s$	$13.5m^3/s$
2 ans	$15m^3/s$	$15.5m^3/s$	$14.5m^3/s$
5 ans	$16.5m^3/s$	$18m^3/s$	$16.5m^3/s$

TABLE 2 – Valeur des périodes de retour des variations du vent maximum de période inférieure à 15 jours.

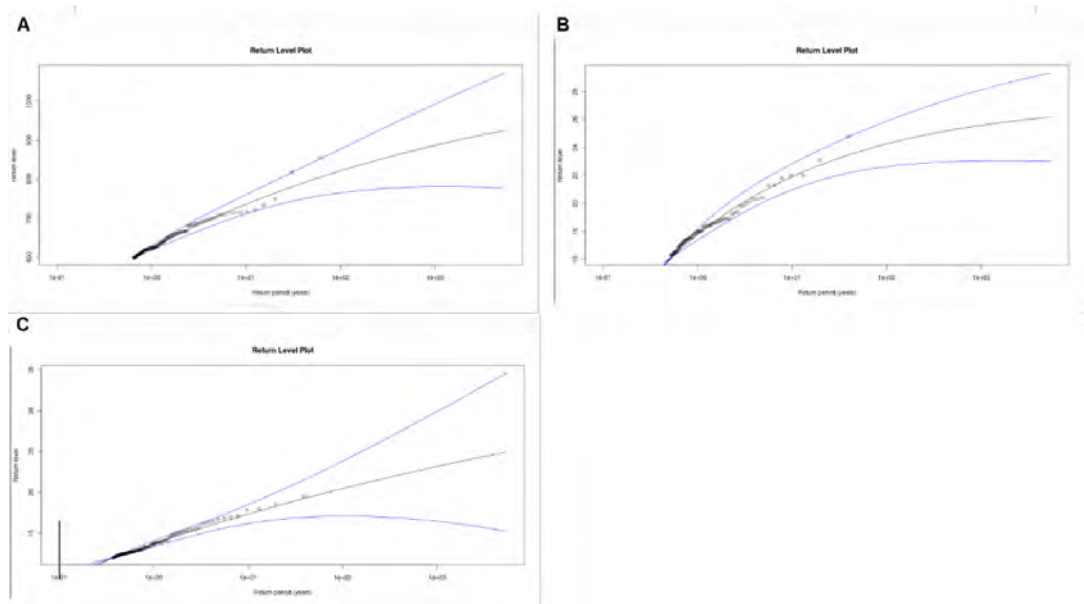


FIGURE 27 – Chroniques brutes du débit de la Seine de 1950 à 2011 (A), des vents mesurés au Cap de la Hève dans la direction 190-280° de 1971 à 2009 (B), des échelles de variabilité inférieures à 30 jours du débit de la Seine de 1950 à 2011 (C) et des échelles de variabilité inférieures à 15 jours des vents mesurés au Cap de la Hève dans la direction 190-280° (D). En rouge le seuil de sélection des extrêmes à 99%.

En résumé : Dans cette section, la problématique de la prédétermination des crues est abordée dans un cas où des oscillations de long terme affectent les signaux hydrologiques. Dans le cas de la Seine, le soutien des débits de base sur le bassin versant est à l'origine de cette variabilité à long terme d'amplitude non négligeable. Un moyen classiquement utilisé pour prendre en compte cet aspect dans une optique d'analyse des extrêmes est de traiter l'autocorrélation des signaux hydrologiques, liée à l'existence de tendances ou variations à long terme. Nous suggérons ici de traiter la non-linéarité du signal en utilisant des outils de décomposition spectrale, dans le but d'analyser séparément la variabilité haute-fréquence et la variabilité interannuelle.

Dans l'étude présentée ici, l'analyse s'est concentrée sur l'étude des événements rapides pour le débit de la Seine, ainsi que pour le vent au cap de la Hève, l'un des paramètres déterminants pour l'analyse des phénomènes de surcote. L'intérêt de focaliser l'analyse spécifiquement sur la variabilité rapide est de traiter la problématique de la part synoptique du forçage climatique (influence directe des phénomènes de dépression, tempêtes, etc.) sur les signaux hydro-météorologiques, indépendamment de la part « long terme » des oscillations climatiques, grandement relayée par les nappes dans les débits. Les résultats obtenus montrent que : 1- les réponses rapides du débit expliquent une part non négligeable de la variabilité totale du débit (jusqu'à plusieurs centaines de m³/s pour une amplitude maximale de débit d'environ 2000 m³/s pour la période 1950-2010), 2- les niveaux de retour associés aux événements rapides semblent augmenter sensiblement sur la période 1985-2010, en raison de la non-stationnarité également observée dans la variabilité climatique sur les dernières décennies, 3- les niveaux de retour pour les vitesses de vent semblent au contraire diminuer pour la période 1985-2009 par rapport à la période 1970-1985. Ce résultat reste à approfondir, en inspectant notamment les variations des niveaux d'eau dans l'estuaire, en particulier les phénomènes de surcotes.

En perspectives de cette étude, le développement d'une approche probabiliste pour la caractérisation de la part hydrologique de long terme (interannuelle et supérieure) liée aux oscillations du climat à l'échelle globale (ou au moins de la région Nord-atlantique) semblerait une piste intéressante, dans le but de pouvoir affiner la modélisation statistique des extrêmes hydrologiques, en tenant compte de la forte non-linéarité de ces signaux.

5 Modélisation distribuée de simulation des écoulements de la nappe vers l'estuaire de la Seine

La gestion des ressources en eau nécessite une connaissance précise de la géométrie des aquifères et la distribution de leurs propriétés physiques, en particulier la perméabilité hydraulique. La méthode classique de caractérisation de la transmissivité hydraulique (la perméabilité hydraulique multipliée par l'épaisseur de l'aquifère) et le coefficient d'emmagasinement est basée sur les essais de pompage (Theis, 1935). Cette dernière n'offre qu'une estimation locale de ces paramètres en question. Récemment, la reconstruction de la transmissivité hydraulique a été développée afin de caractériser l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques des aquifères à partir de l'inversion des variations piézométriques. Dans ce projet nous nous sommes intéressés à la reconstruction du champ de la transmissivité hydraulique du bassin-versant intra-estuarien de la Seine dans l'objectif de quantifier les contributions latérales de chaque bassin versant. Dans ce cadre, la méthode des points pilotes a été employée pour cartographier les variations spatiales de la transmissivité à partir des enregistrements piézométriques moyennes collectées durant l'année 2001.

Cette méthode réduit le nombre des paramètres à estimer, en identifiant en quelques- endroits dans l'aquifère les valeurs de la transmissivité hydraulique avec le processus de l'inversion. Le champ de la transmissivité du domaine étudié est obtenu par le krigeage de la transmissivité hydraulique des points pilotes. Dans cette approche, les valeurs et les positions des points pilotes sont utilisés pour perturber le champ de la transmissivité d'un modèle a priori qui est le résultat de krigeage des données observées de la transmissivité avec des tests de pompage. Les valeurs et les positions optimales des points pilotes sont traditionnellement déterminées par un algorithme d'optimisation déterministe pour reconstruire les variations piézométriques observées. Par conséquent, les valeurs et les emplacements des points pilotes sont considérés comme paramètres de calibration. Ce processus, associant les caractéristiques géostatistiques des aquifères (comme les longueurs de corrélation) et les données piézométriques, a été appliquée avec succès à divers problèmes hydrogéologiques (Lavenue and Pickens, 1992; Lavenue et al., 1995; Rama-Rao et al., 1995). Alors que les précédentes études utilisent des méthodes déterministes pour estimer les valeurs des points pilotes, nous avons choisi ici de distribuer les points pilotes sur une grille régulière et nous avons utilisé une méthode stochastique (basé sur un algorithme de chaîne de Markov Monte Carlo, MCMC) pour prendre en compte de la non unicité de la solution du problème inverse.

Dans ce projet, nous avons utilisé la méthode des éléments finis comme méthode numérique pour résoudre l'équation de Darcy en régime permanent et l'algorithme d'adaptive metropolis pour reconstruire la transmissivité hy-

draulique à partir des observations piézométriques moyennée de l'année de 2001. Un maillage triangulaire dense a été employé (Figure 28). Le maillage triangulaire a été particulièrement soigné autour des rivières en prenant compte les variations spatiale de la recharge annuelle (Figure 29).

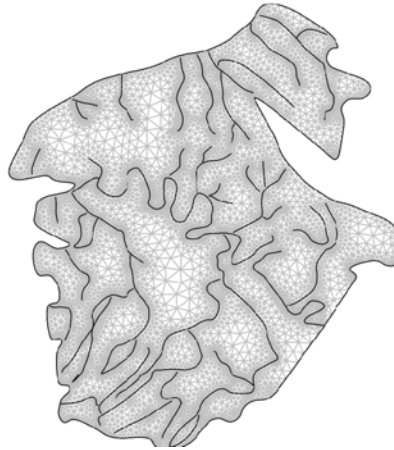


FIGURE 28 – Maillage triangulaire en éléments finis appliqué à la Haute-Normandie.

La reconstruction du champ de la transmissivité hydraulique permet de mettre en évidence les flux hydrodynamiques (Figure 30). Un modèle distribué d'écoulement de la nappe a été réalisé et est opérationnel en régime permanent. Le modèle est encore en cours d'élaboration pour le régime transitoire. Cependant, le calage du modèle sur la piézométrie de 2001 permet de restituer de manière correcte les débits moyens des différentes rivières du bassin estuarien. L'apport total de la nappe à la Seine a été estimé par cet intermédiaire à $420 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'année 2001, soit 42% du débit de la Seine pour la même période. Ce modèle permet également de valider une approche précédemment utilisée d'estimation des flux latéraux à la Seine. Cette approche utilisait la loi de Darcy à des bassins hydrogéologiques individualisés un à un par SIG (Figure 31). Elle intégrait le régime transitoire par l'utilisation des chroniques piézométriques disponibles dans le bassin estuarien. Dans ce cadre il avait pu être estimé que les apports latéraux totaux de la nappe de la Craie à la Seine pouvaient atteindre presque jusqu'à 1.5 fois le débit de la Seine à Poses en période de minimum hydroclimatique suivant les oscillations climatiques interannuelles (32). Ceci démontre l'importance de la compréhension des liens entre les phénomènes climatiques de large échelle et le comportement hydrologique régional.

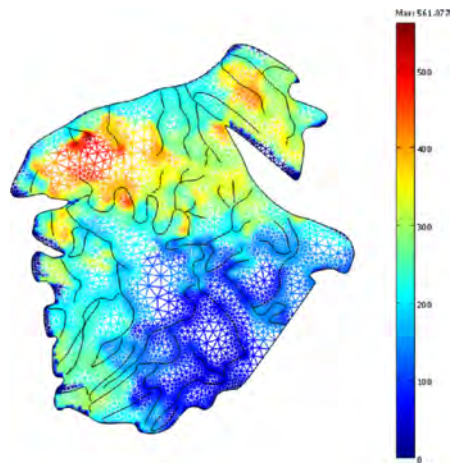


FIGURE 29 – La recharge annuelle de l’aquifère karstique introduit dans le modèle.

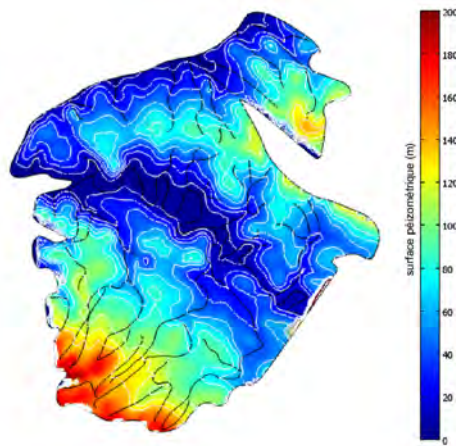


FIGURE 30 – La reconstruction de niveau piézométrique.



FIGURE 31 – Carte de contribution des débits des apports latéraux à la Seine en période de niveau piézométrique moyen et leur exutoire (mai 2002).

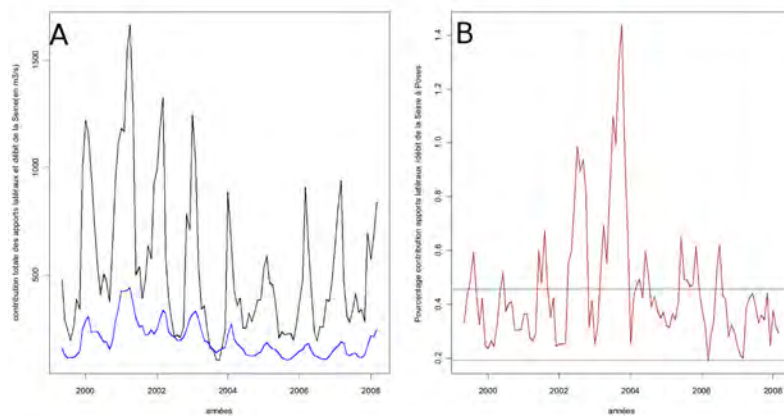


FIGURE 32 – A : Evolution de l'importance du débit des apports latéraux totaux (ligne bleue continue) et du débit de la Seine mesuré à Poses (ligne noire continue) de 1999 à 2008 ; B : Importance relative du débit des apports latéraux totaux par rapport au débit de la Seine mesuré à Poses de 1999 à 2008. En pointillé la valeur minimale et moyenne du rapport Apports latéraux/Seine.

En résumé : Un modèle distribué d'écoulement de la nappe de la craie a été réalisé en régime permanent. Le modèle résout l'équation de Darcy par méthode des éléments finis et a été calé sur la piézométrie de l'année 2001 ; plus précisément, la piézométrie correspond aux mois d'avril et mai 2001, période de la campagne piézométrique. La reconstruction de la piézométrie est très satisfaisante, et les débits des principales rivières de la région pour l'année 2001 sont correctement restitués. Le modèle évalue pour 2001 une contribution moyenne de la nappe de la craie à l'estuaire de $420\text{m}^3/\text{s}$, ce qui représente 42% du débit moyen annuel de la Seine mesuré à Poses pour cette même année. Une version du modèle en régime transitoire est en cours de réalisation.

Néanmoins, le modèle numérique en régime permanent a permis de valider une approche utilisée dans un précédent projet du programme Seine-Aval, sur l'estimation des flux latéraux à la Seine. Suivant cette approche, une évolution temporelle des apports latéraux entre 1999 et 2008 a pu être calculée, et permet de compenser, temporairement, l'absence de modèle en régime transitoire. La série temporelle des flux latéraux à l'estuaire de Seine montre que ces apports suivent les mêmes fluctuations interannuelles que celles définies dans l'étude du forçage climatique de large échelle. L'importance de ces fluctuations à mettre en exergue particulièrement dans les périodes de faible débit de la Seine : ainsi, en fin d'été 2003, nous montrons que les apports latéraux à l'estuaire dépassent le débit de la Seine mesuré à Poses, représentant plus de 140% du débit de la Seine.

Conclusions

Dans le projet PERHICLES, les objectifs principaux étaient de préciser les liens entre les fluctuations hydrologiques interannuelles dans l'estuaire de Seine et les oscillations du climat en Atlantique Nord. Dans un second temps, il s'agissait de discuter de l'impact des oscillations hydrologiques de long-terme dans la caractérisation statistique de certaines variables hydro-météorologiques à l'échelle événementielle (crues liées aux augmentations rapides du débit de la Seine et vents au cap de la Hève).

De précédents résultats, notamment dans le cadre du projet Seine-Aval Hydroclimat, avait établi l'existence de fluctuations interannuelles dans les précipitations sur le bassin de la Seine, dans le débit de la Seine à Poses, mais également dans des séries de précipitations et des débits de petits bassins versants dans le bassin estuarien de la Seine. Ces fluctuations affectaient également les précipitations journalières dans le Nord-Ouest de la France, ce qui suggérait un contrôle climatique de large échelle. Cette hypothèse avait été testée par l'analyse du contenu spectral de la NAO (oscillation Nord-Atlantique) qui affichait des échelles de variabilité interannuelles similaires. La NAO est un indice climatique qui ne capture qu'une partie de la variabi-

lité climatique, puisqu'il est calculé le plus souvent à partir de deux stations de mesure (Açores ou Gibraltar et Reykjavic en Islande) où à partir des champs de pressions au niveau de la mer dans des zones géographiques définies autour de ces stations. Dans PERHICLES, des variables climatiques issues de réanalyses NCEP entre 1950 et 2007 ont été étudiées sur une zone géographique centrée sur l'Atlantique Nord de 75°E-35E en longitudes et 15°N-75°N en latitudes avec une résolution de 2.5° (278 km). Les variables choisies sont les pressions au niveau de la mer (SLP), le géopotentiel Z à une altitude de 850 hPa et les vents zonaux (composante Est-Ouest du vent) à 850 hPa. Le géopotentiel et la SLP donnant systématiquement les mêmes résultats, seuls ceux de la SLP ont été retenus. Chaque variable consiste en un ensemble de 1125 séries temporelles mensuelles de 1950 à 2007 répartie dans la grille choisie.

L'analyse des EOFs des différentes variables a permis de mettre en évidence les localisations des centres d'actions principaux associés à chaque variable. Ces centres d'action correspondent relativement bien, de 1950 à 2007, à la structure du dipôle NAO, avec deux centres d'action localisés respectivement sur l'Islande et sur les Açores. L'étude de la variabilité temporelle de ces EOFs par analyse en ondelettes a par ailleurs révélé un contenu spectral relativement similaire à celui des processus hydrologique régionaux et locaux tel que débit de la Seine ou pluie à Rouen, avec des échelles de variabilité de l'ordre de 4-10 ans, qui dont l'amplitude se renforce à partir des années 80, plus encore à partir de 1990. En fonction de ces périodes, la comparaison des conditions de pression et de vent zonal entre les décennies 1970-1980 et 1990-2000 a montré un déplacement des centres d'action de type NAO vers le Nord-Est, conformément aux observations relatées dans la littérature climatologique de ces 10 dernières années. Nos résultats apportent vraisemblablement un éclaircissement nouveau sur ce phénomène, puisqu'ils montrent que la dynamique climatique associée à ce phénomène trouverait son origine dans la variabilité interannuelle 4-10 ans du champ de pression : la représentation spatiale du premier EOF des SLP filtré suivant cette bande spectrale montre clairement ce déplacement vers l'Est, plus spécifiquement pour le centre de basse pression, comme exposé dans la littérature.

Des composites réalisés sur la bande interannuelle 4-10 ans du champ de SLP montrent clairement une oscillation de ce champ, complètement en accord avec les successions interannuelles de hauts et bas niveaux hydroclimatiques dans les précipitations, le débit de la Seine et la piézométrie de la nappe de la Craie.

L'étude la corrélation du champ de SLP et des vents zonaux a fourni une information additionnelle d'intérêt particulier : les cartes de corrélations réalisées pour chaque mois de l'année sur la période 1950-2007 montrent que les variations de débit pendant les mois d'hiver sont clairement corrélées à 2 centres d'actions. Le centre de corrélation négative (i.e., faible pression pour les forts débits) est situé de la Grande-Bretagne et s'étend jusqu'au Sud-Est

de l'Allemagne, tandis que le centre de corrélation positive est globalement localisé vers le Sud de l'Espagne. Ces centres ne correspondent donc pas tout à fait aux centres d'actions NAO, mais à l'Eastern Atlantic pattern, téléconnexion dont les centres d'action sont légèrement décalés vers le Sud-Est par rapport aux centres NAO. Pour les échelles interannuelles 4-10 ans, les corrélations spatiales entre débit et SLP confirment ce résultat, avec des coefficients de corrélation encore plus élevés, mais montrent également un lien possible avec un centre d'action en méditerranée. Nos résultats montrent donc que la NAO n'est pas le meilleur prédicteur de la variabilité interannuelle des processus hydrologiques en zone estuarienne, et que la dynamique climatique en zone méditerranéenne pourrait également jouer un rôle dans cette variabilité.

Les oscillations interannuelles d'origine climatique compliquent grandement l'application de modèles stochastiques pour la prédétermination des crues, notamment en raison des apports de nappe qui exacerbent l'expression de ces fluctuations basse-fréquence. Les séries de débit dans le bassin de la Seine et dans le Nord de la France sont des processus non linéaires, puisqu'à un quantile donné peuvent correspondre différentes contributions d'événementiel et de variabilité interannuelle. L'échelle événementielle a été définie par la durée de la réponse journalière du débit à Poses par intercorrélation entre pluie moyenne journalière sur le bassin de la Seine et débit de la Seine à Poses. Cette durée a été fixée à 30 jours. Nos résultats ont montré, par ajustement d'une loi de Pareto généralisée aux fluctuations haute-fréquence de débit (i.e. $<30j$), une augmentation des valeurs obtenues à une période de retour T de 5 à 10% pour la période comprise entre 1985 et 2010 par rapport à la période 1950-1985, traduisant une augmentation des débits de crues " rapides " sur cette période. Il semblerait intéressant, compte-tenu de l'existence de processus différents aux différents niveaux d'échelle (événementiel, interannuel, pluridécennal) de pouvoir associer des lois de probabilité différentes en fonction des échelles caractéristiques de variabilité. Un processus stochastique de variabilité interannuelle nécessiterait toutefois un échantillon relativement long. Un moyen est envisagé dans une perspective proche pour avancer vers cet objectif, consistant à définir par descente d'échelle statistique un prédicteur large-échelle climatique fiable, et disponible sur une grande période de temps, des oscillations interannuelles de débit, pour lequel un modèle stochastique pourrait être défini. De tels essais sont actuellement en cours de réalisation et de premiers modèles de débit mensuel en hiver obtenus par descente d'échelle à partir des pressions au niveau de la mer semblent donner des résultats satisfaisants.

Afin de préciser une précédente approche de quantification des flux latéraux continentaux à l'estuaire, et en vue de modéliser les flux hydrologiques suivant différents scénarios climatiques, nous avons développé un modèle distribué d'écoulement de la nappe de la Craie dans le bassin estuarien. La reconstruction du champ de la transmissivité hydraulique du bassin versant

intra-estuarien de la Seine a été réalisée à l'aide de la méthode des points pilotes. Les variations spatiales de la transmissivité ont été cartographiées à partir des enregistrements piézométriques et de la piézométrie moyenne de l'année 2001. Le modèle d'écoulement de la nappe a été réalisé et est opérationnel en régime permanent. Le modèle en régime transitoire est encore en cours d'élaboration. Cependant, le calage du modèle sur la piézométrie de 2001 permet de restituer de manière correcte les débits moyens des différentes rivières du bassin estuarien. Ce modèle permet également de valider une approche précédemment utilisée d'estimation des flux latéraux à la Seine. Cette approche utilisait la loi de Darcy à des bassins hydrogéologiques individualisés un à un par SIG. Elle intégrait le régime transitoire par l'utilisation des chroniques piézométriques disponibles dans le bassin estuarien. Dans ce cadre il avait pu être estimé que les apports latéraux totaux de la nappe de la Craie à la Seine pouvaient atteindre presque jusqu'à 1.5 fois le débit de la Seine à Poses en période de minimum hydroclimatique suivant les oscillations climatiques interannuelles. Ceci démontre l'importance de la compréhension des liens entre les phénomènes climatiques de large échelle et le comportement hydrologique régional.

Références

- Anctil, F. and Coulibaly, P. (2004). Wavelet analysis of the interannual variability in southern québec streamflow. *Journal of Climate*, 17 :163 – 1733.
- Andreo, B., Jiménez, P., Duran, J., Carrasco, F., Vadillo, I., and Mangin, A. (2006). Climatic and hydrological variations during the last 117-166 years in the south of the iberian peninsula, from spectral and correlation analyses and continuous wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 324 :24–39.
- Barnston, A. and Livezey, R. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115 :1083–1126.
- Benestad, R. E., Hassen-Bauer, I., and Chen, D. (2008). *Empirical-Statistical Downscaling*. World Scientific Publishing.
- Breaker, L., Liu, P., and Torrence, C. (2001). Intraseasonal oscillations in sea surface temperature, wind stress, and sea level off the central california coast. *Continental Shelf Research*, 21(6-7) :727–750.
- Chambers, D., Mehlha, C., Urban, T., and Nerem, R. (2002). Analysis of interannual and low-frequency variability in global mean sea level from altimetry and tide gauges. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27 :1407–1411.

- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extremes Values*. Springer-Verlag.
- Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., and Deloffre, J. (2012). Links between nao fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the seine river watershed (north-western france). *Comptes Rendus Geoscience*, 344(8) :396–405.
- Fukuoka, A. (2005). A study of 10-day forecast (a synthetic report). *The Geophysical Magazine*, 22.
- Gaucherel, C. (2002). Use of wavelet transform for temporal characterisation of remote watersheds. *Journal of Hydrology*, 269 :101–121.
- Gilleland, E. and Katz, R. W. (2011). New software to analyze how extremes change over time. *Eos*, 92 :13–14.
- Hassan, H. and Peirce, J. (2008). Empirical mode decomposition (emd) of potential field data : airborne gravity data as an example. *CSEG Recorder*, pages 25–30.
- Higuchi, K., Jianping, H., and Shabbar, A. (1999). A wavelet characterisation of the north atlantic oscillation variation and its relationship to the north atlantic sea surface temperature. *International journal of climatology*, 19(10) :1119–1129.
- Huang, J. and Milkereit, B. (2009). Empirical mode decomposition based instantaneous spectral analysis and its applications to heterogeneous petrophysical model construction. *Frontiers + Innovation*, pages 205–210.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the north atlantic oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269 :676–679.
- Hurrell, J. W. and van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36 :301–326.
- Jung, T. and Hilmer, M. (2001). The link between the north atlantic oscillation and arctic sea ice export through fram strait. *Journal of Climate*, 14 :3932–3942.
- Kaiser, G. (1994). *A friendly Guide to Wavelets*. Birkhäuser.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis projet. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 :437–470.

- Keim, B., Muller, R., and Stone, G. (2004). Spatial and temporal variability of coastal storms in the north atlantic basin. *Marine Geology*, 210 :7–15.
- Kumar, K., Rajagopalan, B., and Cane, M. (1996). Role of coherent structure in the stochastic dynamic variability of precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 101 :393–404.
- Kumar, P. and Foufoula-Georgiou, E. (1993). A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields. segregation of large and small scale features using wavelet transform. *Water Resource Research*, 29 :2515–2532.
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2000). Rainfall runoff relations for karstic springs : continuous wavelet and multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, 238 :149–178.
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2001). Introduction of wavelet analyses to rainfall-runoffs relationship for karstic basins : the case of licq-atherey karstic system (france). *Ground Water*, 39 :605–615.
- Lavenue, A. and Pickens, J. (1992). Application of a coupled adjoint sensitivity and kriging approach to calibrate a groundwater flow model. *Water Resources Research*, 28(6) :1543–1569.
- Lavenue, A., RamaRao, B., de Marsily, G., and Marietta, M. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields : 2. application. *Water Resources Research*, 31(3) :495–516.
- Lavers, D., Prudhomme, C., and Hannah, D. H. (2010). Large-scale climatic influences on precipitation and discharge for a british river basin. *Hydrological Processes*, 24 :2555–2563.
- Li, K., Gao, P., and Zhan, L. (2009). Synchronization of sunspot numbers and sunspot areas. *Solar Physics*, 255(2) :289–300.
- Loboda, N., Glushkov, A., Khokhlov, V., and Lovett, L. (2006). Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of north atlantic oscillation, eddy kinetic energy, and ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*, 322(1-4) :14–24.
- Lorenz, E. (1956). *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Cambridge.
- Maraun, D. and Kurths, J. (2004). Cross wavelet analysis. significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11 :505–514.
- Mares, I., Mares, C., and Mihailescu, M. (2002). Nao impact on the summer moisture variability across europe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27 :1013–1017.

- Massei, N., Dupont, J.-P., Mahler, B. J., Laignel, B., Fournier, M., Valdés, D., and Ogier, S. (2006). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329(1-2) :244–257.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D., and Laignel, B. (2007). Investigating possible links between the north atlantic oscillation and rainfall variability in northwestern france over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., and Durand, A. (2010). Long-term hydrological changes of the seine river flow(france) and their relation to the north atlantic oscillation over the period 1950 2008. *International Journal of Climatology*, 29 :2146–2154.
- Mesquita, J. (2009). *Facteurs de contrôle des modalités de la réponse hydrologique des bassins versant en substrat carbonaté : comparaisons entre la Haute Normandie et la région d’Austin au Texas*. Thèse de doctorat, Université de Caen.
- Meyers, S., Kelly, B., and O’Brien, J. (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology with application to the dispersion of yanai waves. *Monthly Weather Review*, 121 :2858–2866.
- Meyers, S., Kelly, B., and O’Brien, J. (1994). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology with application to the dispersion of yanai waves. *Geophysical Research Letters*, 21 :777–780.
- Murphy, S. and Washington, R. (2001). United kingdom and ireland precipitation variability and the north atlantic sea-level pressure field. *International Journal of Climatology*, 21 :939–959.
- Obukhov, A. (1947). Statistically homogeneous fields on a sphere. *Uspekhi Matematicheskikh Nauk*, 2 :196–198.
- Obukhov, A. (1960). The statistically orthogonal expansion of empirical functions. *Izvestiya Academy of Sciences USSR*, pages 288–291.
- R Development Core Team (2010). *R : A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing.
- RamaRao, B., Lavenue, A., de Marsily, G., and Marietta, M. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields : 1. theory and computational experiments. *Water Resources Research*, 31(3) :475–493.
- Renard, B. (2006). *Détection et prise en compte d’éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

- Rogers, J. C. (1997). North atlantic storm track variability and its association to the north atlantic oscillation and climate variability of northern europe. *Journal of Climate*, 10 :1635–1647.
- Simmons, A., Branstator, G., and Wallace, J. (1983). Barotropic wave propagation, instability and atmospheric teleconnection patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40 :1363–1392.
- Slimani, S. (2009). *Les fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie : conséquences des contextes morphologiques et structuraux*. Thèse de doctorat, Université de Rouen.
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., and Dupont, J.-P. (2009). Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of upper normandy (france) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*, 17(8) :1823–1832.
- Smith, L., Turcotte, D., and Isacks, B. (1998). Streamflow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrological Processes*, 12 :233–249.
- Szilagyi, J., Parlange, M., Katul, G., and Albertson, J. (1999). An objective method for determining principal time scales of coherent eddy structures using orthonormal wavelets. *Advances Water Resource*, 22 :561–566.
- Theis, C. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *American Geophysical Union*, 16 :519–524.
- Thompson, D. and Wallace, J. (1998). The arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25 :1297–1300.
- Thompson, D. and Wallace, J. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. part I : Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13 :1000–1016.
- Torrence, C. and Compo, G. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79 :61–78.
- Ulbrich, U. and Christoph, M. (1999). A shift of the nao and increasing storm track activity over europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 15 :551–559.
- Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J., and Corte-Real, J. (1999). Dependence of winter precipitation over portugal on nao and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*, 19 :379–390.

- Wilson, D., Ott, S., Goedecke, G., and Ostashev, V. (2009). A practical guide to wavelet analysis. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(3) :237–252.
- Yin, Y., Xu, Y., and Chen, Y. (2009). Relationship between flood/drought disasters and enso from 1857 to 2003 in the taihu lake basin, china. *Quaternary International*, 208 :93–101.

Crédit photo couverture : GIP Seine-Aval, C. Dégremont
Pour tout renseignement, veuillez contacter la coordination scientifique : cdegremont@seine-aval.fr

Le GIP Seine-Aval ne saurait être tenu responsable d'évènements pouvant résulter de l'utilisation et de l'interprétation des informations mises à disposition.

Le GIP Seine-Aval est financé par :

