

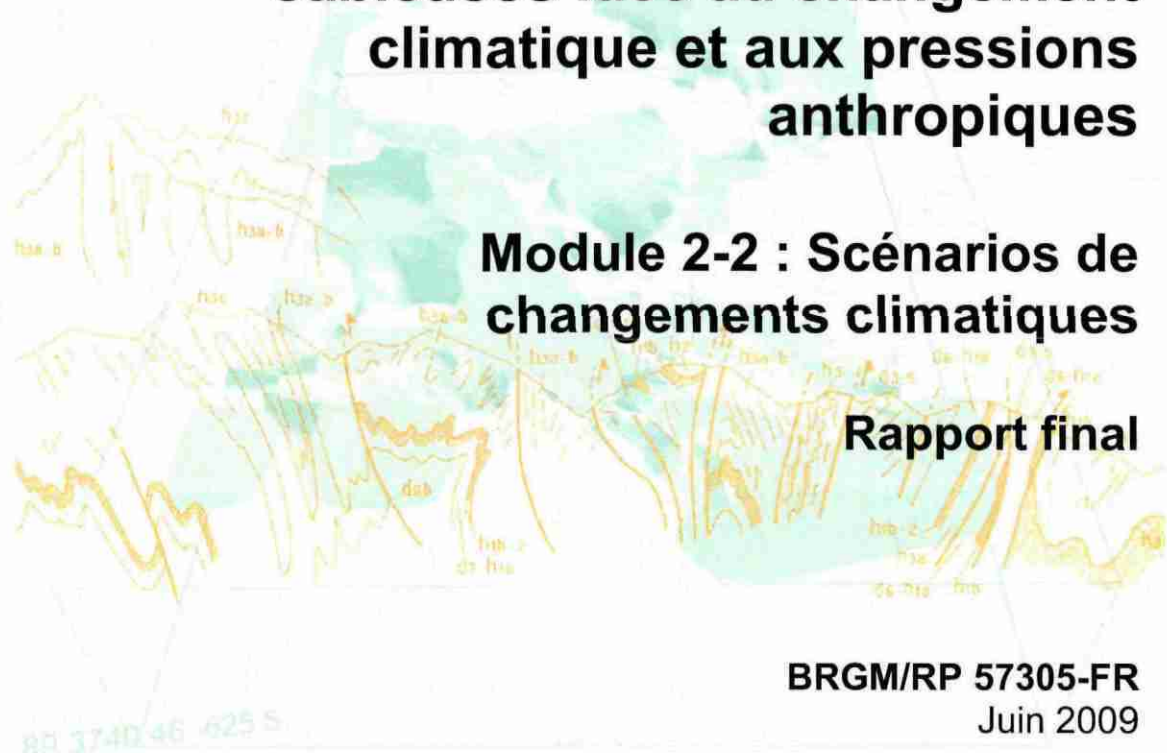
Document public  
à publication différée



# VULSACO - Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques

## Module 2-2 : Scénarios de changements climatiques

### Rapport final



BRGM/RP 57305-FR  
Juin 2009



Institut de Modélisation et d'Analyse  
en Géo-Environnements et Santé



Document public  
à publication différée



# VULSACO - Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques

## Module 2-2 : Scénarios de changements climatiques

### Rapport final

**BRGM/RP 57305-FR**  
Juin 2009

Étude réalisée dans le cadre du programme  
de recherche du BRGM 2008 (Projet cadre RISR18 )

**G. Le Cozannet, O. Brivois, E. Delvallée, S. Lecacheux, D. Idier, C. Oliveros**

**Vérificateur :**

Nom : M. Garcin

Date : 25/08/2009

**Approbateur :**

Nom : H. Modaressi

Date : 25/08/2009

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,  
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

**Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.**

## **Avertissement**

***Le tirage initial de ce rapport, en nombre fixé par convention, est diffusé aux partenaires du projet VULSACO. Sa communicabilité publique est différée à la fin du projet (juin 2010).***

***Passé ce délai, ce rapport devient communicable à tout tiers extérieur qui en ferait la demande ; le BRGM ne peut plus être tenu comme responsable de l'usage qui pourrait en être fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.***

**Mots clés :** changement climatique, vulnérabilité, niveau marin, états de mer.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

G. Le Cozannet, O. Brivois, E. Delvallée, S. Lecacheux, D. Idier, C. Oliveros, Projet VULSACO - Changements climatiques et scénarios de climats côtiers des sites Vulsaco, 2009. Module 2-2 : Scénarios de changements climatiques. Rapport final, BRGM/RP-57 305-FR

© BRGM, 2007, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

**C**e rapport présente les résultats de travaux du module 2.2 « Scénarios de changements climatiques » du projet ANR/Vulsaco. L'objectif de ce module est de faire un état des connaissances sur les différents scénarios de changement climatique vis-à-vis du système côtier étudié dans ce projet, i.e. les plages sableuses linéaires. Il s'agit, préalablement aux travaux de modélisation qui doivent permettre de décrire l'évolution des sites et leur vulnérabilité physique au changement climatique, de disposer d'une base de connaissances sur l'impact du changement climatique sur les forçages de ces côtes sableuses linéaires. Ce rapport se focalise donc sur les changements induits par le changement climatique concernant les variations du niveau de la mer, des climats de tempêtes et des climats de vagues.

Le chapitre 1 introduit le contexte et les objectifs du module 2.2 du projet Vulsaco. Le chapitre 2 présente un état des connaissances sur l'élévation du niveau marin récente et future ainsi que sur ces modes de variabilité spatiales et temporelles. Le chapitre 3 revisite la question de l'évolution des régimes de tempêtes à travers une étude bibliographique et l'analyse de données de modèles climatiques globaux et régionaux. Le chapitre 4 expose un état des connaissances sur les liens entre vagues, variabilité climatique et changement climatique et présente des conditions de vagues représentatives de chacun des sites Vulsaco. Le chapitre 5 conclut sur une synthèse des résultats et des perspectives de recherche.

A la lecture de ce rapport, l'impact du changement climatique sur les différentes façades maritimes de France métropolitaine apparaît documenté de manière hétérogène. En particulier, l'évolution du climat méditerranéen demeure mal modélisée alors que les modes de variabilité climatique et les changements possibles sur la façade Atlantique/mer du Nord sont en revanche mieux documentés. Par ailleurs, des besoins supplémentaires en recherche sont mis en évidence, en particulier pour ce qui concerne l'impact de la hausse du niveau marin actuel et les relations entre changement et variabilité climatique et houle.

Ce rapport ne propose pas de scénario de changement climatique unique pour chacun des sites Vulsaco. Au contraire, des représentations de climats côtiers futurs possibles sont proposées. Elles permettent d'étayer les modélisations de systèmes côtiers sableux et reposent à la fois sur la connaissance des phénomènes observés, sur les apports de la modélisation du climat et sur l'expertise à l'échelle locale.



# Sommaire

<b>1. Introduction.....</b>	<b>11</b>
1.1. CONTEXTE .....	11
1.1.1. Objectifs du projet Vulsaco .....	11
1.1.2. Méthodologie du projet Vulsaco .....	12
1.1.3. Objectifs du module 2.2 « scénarios de changement climatique ».....	12
1.2. DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AUX SYSTEMES COTIERS .....	13
1.2.1. Changement et variabilité climatique.....	13
1.2.2. Scénarios de changement climatique.....	13
1.2.3. Impact du changement climatique sur les forçages côtiers .....	14
1.3. OBJECTIFS DU RAPPORT.....	15
<b>2. Les variations du niveau de la mer .....</b>	<b>16</b>
2.1. INVENTAIRE DES CAUSES DE VARIATION DU NIVEAU DE LA MER.....	16
2.1.1. Eustatisme .....	16
2.1.2. Effets stériques et non stériques .....	17
2.1.3. Instabilité des continents .....	17
2.1.4. Le niveau relatif de la mer et les variations locales .....	17
2.2. LES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER A L'ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES .....	19
2.2.1. L'étude des paléoclimats .....	19
2.2.2. La transgression post-glaciaire (fin pleistocène, début holocène).....	21
2.2.3. Les changements climatiques à l'holocène .....	22
2.3. LES OBSERVATIONS DE L'ELEVATION DU NIVEAU DE LA MER.....	24
2.3.1. Effets stériques .....	24
2.3.2. Effets non stériques .....	25
2.3.3. Répartition géographique des variations du niveau de la mer.....	25
2.3.4. Variabilité géographique de la variation du niveau marin actuelle.....	26
2.3.5. Niveau de la mer et variabilités décennales du système climatique.....	27
2.3.6. Importance relative des différentes causes d'élévation du niveau marin global .....	29
2.4. PREVISIONS POUR LE XXI <sup>EME</sup> SIECLE.....	30
2.4.1. Projections du GIEC .....	30

2.4.2. Projection semi-empirique de Rahmstorf .....	34
2.4.3. Projections proposées par Hansen .....	35
2.5. CONCLUSION .....	36
<b>3. Tempêtes et vent .....</b>	<b>37</b>
3.1. ETAT DES CONNAISSANCES SUR L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES TEMPETES ET LES VENTS .....	37
3.1.1. Observations et reconstructions.....	37
3.1.2. Projections du GIEC.....	38
3.2. MODELISATION GLOBALE .....	40
3.2.1. Les modèles développés par le GFDL.....	40
3.2.2. Réponse du modèle CM2.1 dans un scénario de changement climatique	41
3.2.3. Etude des conditions de vent dans les modèles développés par le GFDL	42
3.3. MODELISATION REGIONALE .....	46
3.3.1. Motivation.....	46
3.3.2. Rose des vents de sites Vulsaco .....	48
3.3.3. Tempêtes .....	51
3.4. CONCLUSION .....	54
<b>4. Climats de vagues.....</b>	<b>55</b>
4.1. CLIMAT DE VAGUES ACTUELS.....	55
4.1.1. Tendances d'évolution des paramètres des vagues.....	58
4.2. EVOLUTION DES PARAMETRES DES VAGUES ET CHANGEMENT CLIMATIQUE .....	60
4.3. CONCLUSION .....	60
<b>5. Conclusion.....</b>	<b>61</b>
<b>6. Remerciements.....</b>	<b>63</b>
<b>7. Bibliographie .....</b>	<b>65</b>

## Liste des illustrations

Figure 1 : Logigramme du Projet. ....	12
Figure 2 : Facteurs expliquant les variations de niveau de la mer en fonctions de leurs échelles spatiales et temporelles (Source : Pugh, 2004 ; Lombard, 2005). ....	19
Figure 3 : séries temporelle issues du forage de Vostok (Antarctique), volume des glaces continentales polaires (c) et forçage radiatif solaire(j) pour les derniers 420 000 ans.Petit et al. (1999). ....	20
Figure 4 : Variations du niveau de la mer en Europe (A), au Brésil (B), au Viet-Nam (C), au nord de la nouvelle Zélande (D) et au Japon (E) ; Mörner ( 1995).....	23
Figure 5 : Carte de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2006) d'après Topex/Poseidon et Jason-1. Source : LEGOS.....	26
Figure 6 : Sites vulsaco et élévation relative du niveau de la mer. (Données : Eurosion) .....	27
Figure 7 : Principales caractéristiques du mode NAO (Source : Heinz Wanner, Institut de géographie climatologie et météorologie, Université de Berne). ....	28
Figure 8 : Somme des contributions climatiques (expansion thermique, glaces et eaux continentales) à la hausse du niveau de la mer pour la période 1993-2003. Source : LEGOS, GOSH. ....	29
Figure 9 : Prédications de hausse de niveau de la mer selon les différents scénarios de changement climatique. Source : Meehl et al. (2007). ....	30
Figure 10 : Projections du niveau moyen de la mer du à l'expansion thermique au cours du XXIème siècle. Source : Meehl et al., 2005. ....	31
Figure 11 : Variations régionales de la hausse du niveau de la mer due à la densité des océans et les changements de circulation au XXIème siècle, calculée comme la différence de la moyenne de 2080 à 2099 par rapport à celle de 1980 à 1999. Les valeurs positives indiquent des changements régionaux plus importants que la moyenne attendue. Les zones en pointillé indiquent les régions dans laquelle l'écart type des résultats des différentes modélisations excède l'écart moyen. Source : Meehl et al. 2007. ....	32
Figure 12 : Taux d'élévation du niveau moyen de la mer (à gauche) et élévation moyenne cumulée (à droite), obtenu à partir de marégraphes (ligne rouge) et calculée à partir de la température moyenne suivant l'équation proposée par Rahmstorf (ligne bleue). La ligne grise indique l'erreur statistique de la prédiction linéaire. Source Rahmstorf (2007). ....	34
Figure 13 : reconstitution du niveau marin de 200 après JC à aujourd'hui et estimation du niveau marin au XXI <sup>ème</sup> siècle. La reconstitution montre une réponse non-linéaire du niveau marin aux élévations de température. (Source : Grinsted, 2009) .....	35
Figure 14 : Reconstruction de l'indice normalisé de la NAO hivernale de 1500 à 1995. D'après Luterbacher et al. (2002). ....	38
Figure 15 : Simulation des changements de la moyenne annuelle du module du vent à 10m, pour les conditions climatiques de 1961 à 1990 et 2071 à 2100. Les résultats sont basés sur un scénario A2. Source : Christensen et al. 2007.....	39
Figure 16 : Moyennes hivernales des vitesses des vents à 10m pour les périodes 2001-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1).....	43

Figure 17 : Moyennes estivales des vitesses des vents à 10m pour les périodes 2001-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1).....	44
Figure 18 : Evolution du vent moyen en hiver en Atlantique entre les périodes 2000-2020 et 2080-2100 (en %), dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1).....	45
Figure 19 : A gauche : tendance d'évolution des précipitations au cours d'une simulation dans un scénario A1FI. A droite : moyenne annuelle des précipitations en Atlantique Nord et précipitations annuelles comparées pour la période 2000-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1).....	45
Figure 20 : Position des points de la maille du modèle CNRM. Les points 335, 308, 251 et 62 sont les plus proches de Dunkerque, Noirmoutier, du Truc Vert et du Lido de Sète respectivement. ....	48
Figure 21 : Rose des vents pour le point 335 de la maille du modèle du CNRM (site de Dunkerque) (Données IMFREX, CNRM, Geodal).....	49
Figure 22 : Rose des vents pour le point 308 de la maille du modèle du CNRM (site de Noirmoutier) (Données IMFREX, CNRM).....	50
Figure 23 : Mode de transport des grains en fonction de la vitesse du vent et du diamètre des particules. (Pye, 1990, avec des données de Bagnold et Chepil).....	52
Figure 24 : Estimations de la tendance linéaire de la hauteur significative des vagues, en cm/décade, pour les régions situées sur les routes maritimes majeures, de 1950 à 2002. (Bindoff et al., 2007)).....	55
Figure 25 : Valeur de retour de 100 ans de Hs. (Caires et Sterl, 2005, données ERA40) .....	56
Figure 26. Evolution de la moyenne mensuelle de SWH moyennée sur l'atlantique nord (Source : KNMI / ERA40) .....	58
Figure 27 : 1 <sup>ère</sup> et 2 <sup>ème</sup> EOF de SWH en Atlantique nord. (Source : ERA40).....	59

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Comparaison entre la transgression post-glaciaire et la période actuelle ; d'après Paskoff (2001).....	22
Tableau 2 : Essai de synthèse sur l'élévation du niveau marin relatif à l'holocène en Europe de l'ouest, Clavé (2001). .....	23
Tableau 3 : Valeurs d'élévation relative du niveau de la mer (données EuroSION) pour chacun des points les plus proches des sites Vulsaco.....	27
Tableau 4 : Projections pour le niveau moyen de la mer pour le 21ème siècle et les contributions de chacun des phénomènes modélisés. La ligne supérieure donne une estimation de l'élévation attendue en moyenne entre les moyennes des périodes 1980 à 1999 d'une part, 2090 à 2099 d'autre part. La ligne inférieure donne une estimation de l'élévation du niveau de la mer (mm/an) pour la période 2090 à 2099. Source : Meehl et al. 2007.....	33
Tableau 5 : paramètres statistiques des tempêtes (vents supérieurs à 10m/s) aux points de la maille du modèle de la simulation effectuée pour IMFREX les plus proches des sites Vulsaco (Données CNRM/GAME).....	52
Tableau 6 : Classification des vagues pour le lido de Sète (données bouée datawell 03404 43°22.261' N ; 3°46.711' E, 30m de profondeur, de février 2006 à avril 2008).....	56
Tableau 7 : Classification des vagues pour le Truc Vert (données bouée triaxis 44°39'01" N 1°26'50" W, 54 m de profondeur, d'août 2001 à avril 2003).....	57
Tableau 8 : Classification des vagues pour Noirmoutier (données ANEMOC, 47.04°N ; - 2.513°E, 29m de profondeur, de janvier 1979 à août 2002).....	57
Tableau 9 : Classification des vagues pour Dunkerque (Données ANEMOC 51.049°N ; +1.896°E, 30m de profondeur, de janvier 1979 à aout 2002).....	58
Tableau 10 : Tendances de Hs en Atlantique nord dans différentes études. (Source : KNMI / ERA40).....	59



# 1. Introduction

## 1.1. CONTEXTE

### 1.1.1. Objectifs du projet Vulsaco

La vulnérabilité induite par les changements climatiques est définie par le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) comme étant la « *combinaison de la sensibilité aux variations climatiques, la probabilité d'un changement climatique adverse et la capacité d'adaptation du système* ». Pour chacune de ces composantes, des indices peuvent être construits et combinés. Des méthodes d'agrégation à travers les domaines et les échelles commencent à être appliquées à la thématique du changement climatique. Cependant, des challenges méthodologiques substantiels restent encore à relever, en particulier l'impact d'un changement climatique adverse et l'interprétation de la vulnérabilité au travers de situations variées.

Les systèmes côtiers devraient être fortement vulnérables aux changements climatiques : dans ces zones, les phénomènes d'érosion et de submersion marine sont parmi les conséquences les plus importantes de la remontée du niveau marin (Nicholls,2007). Les côtes métropolitaines françaises, étant composées à 31% de côtes sableuses, sont donc potentiellement vulnérables.

L'objectif du projet VULSACO est double :

- identifier et estimer des indicateurs de vulnérabilité physique à l'érosion et à la submersion marine pour les côtes sableuses basses, de l'avant-plage à l'arrière pays, face au changement climatique à échéance des années 2030 ;
- identifier le rôle aggravant ou modérateur que peut avoir l'occupation humaine du littoral sur cette vulnérabilité

Le système côtier est défini dans le projet Vulsaco par sa morphologie, ses caractéristiques physiques, l'occupation et l'utilisation de son espace. Les échelles temporelles vont du court-terme (échelle des tempêtes) au long-terme (décennies), tandis que les échelles spatiales vont de quelques dizaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres.

### 1.1.2. Méthodologie du projet Vulsaco

Le projet est basé sur l'étude de quatre sites considérés comme représentatifs du littoral sableux linéaire métropolitain : ces sites sont caractérisés par de longues plages sableuses linéaires et par différents environnements hydrodynamiques et socio-économiques.

Il s'agit de

- la partie Nord Est du lido de Sète dans l'Hérault (site 1)
- la plage du Truc vert ( Nord du Cap ferret) en Gironde (site 2)
- La plage du Tresson sur la côte ouest de l'île de Noirmoutier en Vendée (site 3)
- la Plage de à l'ouest de Zuydcoote à l'est de Dunkerque dans le Nord (site 4)

La méthodologie (Figure 1) adoptée dans le projet Vulsaco a pour objectif de permettre l'identification et la quantification des indicateurs de vulnérabilité physique de zones côtières typiques, face aux changements globaux.

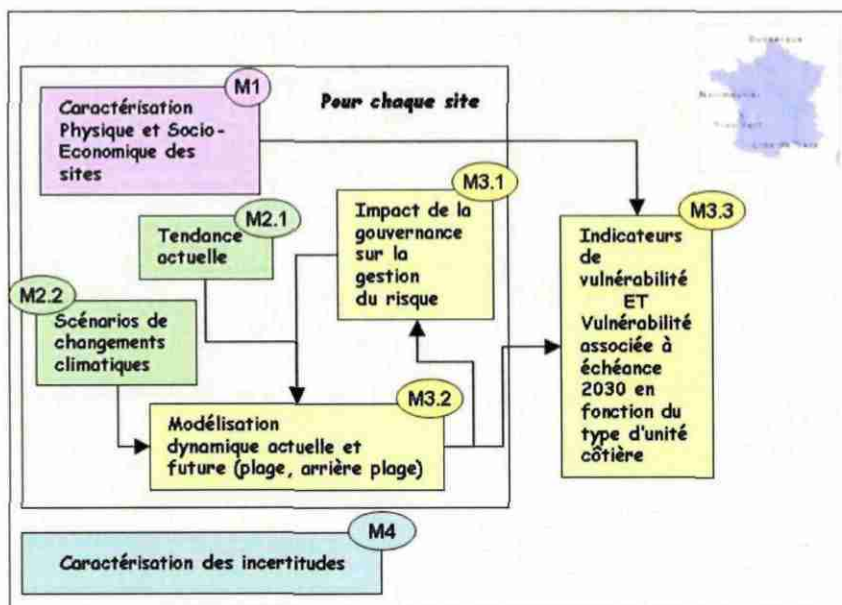


Figure 1 : Logigramme du Projet.

### 1.1.3. Objectifs du module 2.2 « scénarios de changement climatique »

Le module 2.2 du projet Vulsaco a pour objectif d'évaluer l'impact du changement climatique sur le climat côtier de chacun des sites tests : Lido de Sète en Languedoc-Roussillon, Truc Vert en Aquitaine, Noirmoutier en Pays de la Loire et Dunkerque en Nord-Pas de Calais.

## 1.2. DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AUX SYSTEMES COTIERS

### 1.2.1. Changement et variabilité climatique

Le GIEC définit le *changement climatique* comme des *changements de l'état du climat qui peuvent être identifiés par des changements moyens ou bien de la variabilité de ses propriétés, et qui persiste pour une période étendue, typiquement plusieurs décennies ou davantage. Le changement climatique peut être dû à des processus naturels internes ou externes, ou bien à des changements dans la composition de l'atmosphère ou l'occupation des sols dus à l'activité humaine.*

La *variabilité climatique* est une notion différente qui est définie par le GIEC comme les *variations de l'état moyen, de l'écart type, des extrêmes et d'autres paramètres statistiques du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales autres qu'un événement individuel. La variabilité peut être due à des processus naturels du système climatique ou à des variations dans les forçages naturels et anthropiques.*

A l'échéance 2030 choisie pour le projet Vulsaco, l'évolution de nombreux paramètres climatique résultera davantage de modes de variabilité climatiques décennaux que du changement climatique lui-même. Aussi, ce rapport ne se limite pas à l'échéance 2030 et fait un état des connaissances des changements induits en 2100, échéance qui est classiquement utilisée pour les modélisations du climat.

### 1.2.2. Scénarios de changement climatique

Il existe quatre grandes familles de scénarios de changement climatiques pour le XXI<sup>ème</sup> siècle (A1, A2, B1, B2) et une quarantaine de variantes. Chaque famille de scénarios correspond à une évolution du monde différente, et donc à un scénario d'émissions de gaz à effets de serre différent. Les modélisations du climat s'efforcent ainsi de reproduire les tendances pour chacun de ces scénarios. Nous verrons que compte tenu des incertitudes, il est difficile de relier tel ou tel scénario de climat côtier à un scénario de changement climatique proposé par le GIEC. Cependant il est fait référence à ces scénarios tout au long de ce rapport. Ceux-ci sont décrits ci-après :

A1 : la famille de scénarios A1 correspond à un monde dans lequel :

- la croissance économique est très rapide
- la population mondiale croît jusqu'à 9 milliards puis baisse
- les technologies énergétiquement efficaces sont largement utilisées
- les modes de vie entre les régions convergent
- en matière énergétique, cette famille de scénarios a 3 variantes :
  - A1FI : utilisation intensive des énergies fossiles
  - A1T : utilisation des énergies non fossiles
  - A1B : utilisation équilibrée des différentes sources d'énergie

A2 : la famille de scénarios A2 correspond à un monde :

- évoluant d'une manière hétérogène

- dont la population mondiale atteint 15 milliard d'individus en 2100, sans décroître
- les technologies énergétiquement efficaces sont utilisées de manière très hétérogène selon les régions.

B1 : La famille B1 correspond à un monde où

- la population mondiale atteint 9 milliards d'habitants en 2050, puis décroît
- dans lequel les technologies énergétiquement efficaces sont largement utilisées
- les problèmes climatiques ne sont pas davantage pris en compte qu'aujourd'hui par les politiques publiques

B2 : La famille B2 correspond à un monde où

- la population mondiale atteint 10 milliards d'habitants en 2100, sans décroître
- les inégalités de revenus sont comprises entre celles de A1 et celles de A2
- les problèmes climatiques ne sont pas davantage pris en compte qu'aujourd'hui par les politiques publiques
- les technologies énergétiquement efficaces sont utilisées de manière très hétérogène selon les régions.

### 1.2.3. Impact du changement climatique sur les forçages côtiers

La morphologie des systèmes côtiers dépend de paramètres tels que les courants, la marée, la géomorphologie du littoral, les sédiments à disposition, mais aussi d'un certain nombre de variables climatiques qui influent sur le niveau marin moyen, les climats de vagues, ou les régimes de tempêtes. Les paramètres et variables hydrométéorologiques sont communément appelées « forçage du système côtier ».

Afin d'estimer l'impact du changement climatique sur les aléas côtiers, il convient tout d'abord de rechercher, parmi tous les forçages du système côtier, ceux qui sont susceptibles d'être significativement modifiés avec le changement climatique.

Le Groupement Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) s'intéresse à l'évolution des forçages climatiques ayant un impact sur les systèmes côtiers. Le système côtier est défini ici d'une manière très générale, incluant non seulement les processus d'érosion, d'accrétion et de submersion, mais aussi les écosystèmes côtiers. Le GIEC a ainsi identifié les forçages susceptibles d'évoluer avec le changement climatique (Nicholls, 2007) :

- Le niveau de la mer, qui augmente en moyenne, mais avec des variabilités régionales. Cette élévation est susceptible de causer de l'érosion, des intrusions salines dans les aquifères, des changements dans les zones humides côtières, mais aussi d'augmenter la probabilité d'occurrence d'une surcote extrême lors de tempêtes ;
- L'intensité, la fréquence et la trajectoire des tempêtes, qui sont susceptibles d'évoluer avec des variabilités régionales, entraînant des changements de la

probabilité d'occurrence de surcotes extrêmes, de la hauteur des vagues et des crises érosives lors des tempêtes ;

- Le climat de vagues, c'est-à-dire de leur période, hauteur et orientation, qui est susceptible d'évoluer localement, entraînant de possibles réorientations des plages et des changements dans leurs profils ;
- Les changements dans le régime des précipitations, qui sont susceptibles d'entraîner des changements dans les apports de sédiments fluviaux et d'accroître le risque d'inondations côtières ;
- La concentration du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, entraînant une acidification de l'océan, affectant les organismes vivants sensibles au pH ;
- La température de surface de l'eau, qui augmente d'une manière générale mais avec des variabilités régionales. Ce changement entraîne des évolutions dans la circulation océanique, ainsi que la fonte des glaces polaires en contact avec l'eau de mer et impacte les écosystèmes.

Dans le cadre du projet Vulsaco, nous nous intéressons aux trois premiers forçages : le climat côtier est alors caractérisé par le régime des vagues, le régime des tempêtes et le niveau de la mer.

### 1.3. OBJECTIFS DU RAPPORT

Ce rapport a pour objet de traduire l'impact du changement climatique sur les variables du climat côtier, pour chacun des sites Vulsaco. Ainsi, dans les chapitres suivants, nous examinons tout d'abord l'impact du changement climatique sur le niveau marin, puis sur le régime des tempêtes et finalement des vagues.

Ce rapport ne propose pas de scénario de changement climatique unique pour chacun des sites Vulsaco. Au contraire, des représentations de climats côtiers futurs possibles sont proposées. Elles permettent d'étayer les modélisations de systèmes côtiers sableux et reposent à la fois sur la connaissance des phénomènes observés, sur les apports de la modélisation du climat et sur l'expertise à l'échelle locale.

## 2. Les variations du niveau de la mer

L'objectif de ce chapitre est de proposer des scénarios probables d'évolution du niveau marin. Ces scénarios serviront ultérieurement de référence dans le cadre du projet Vulsaco pour justifier les choix de modélisation qui auront été fait. Les scénarios proposés s'appuieront sur les travaux et la bibliographie existante sur le sujet.

Nous examinons ainsi successivement :

- les différentes causes de la variation du niveau de la mer
- les variations du niveau de la mer à l'échelle des temps géologiques
- l'élévation actuelle du niveau de la mer
- les projections d'élévation du niveau de la mer pour l'avenir

### 2.1. INVENTAIRE DES CAUSES DE VARIATION DU NIVEAU DE LA MER

#### 2.1.1. Eustatisme

L'eustatisme est le phénomène de variations générales du niveau moyen des mers. On qualifie d'eustatique toute montée ou baisse de ce niveau lorsqu'elle a même amplitude dans toutes les régions du globe. Plus précisément, on distingue les variations eustatiques suivantes :

- Glacio-eustatisme : il s'agit de la variation des masses d'eau océaniques due à la constitution ou à la fonte de glaces continentales. Le glacio-eustatisme est donc le phénomène prépondérant de variation du niveau marin lors des cycles de glaciation/déglaciation du quaternaire, notamment de la récente transgression post-würmienne<sup>1</sup>.
- Hydro-eustatisme : ce sont les variations des masses d'eau océaniques dues aux échanges d'eau liquide avec les continents. Ces variations sont dues à des phénomènes tels que les variations de la rétention d'eau à la surface ou dans le sol des continents, ou des changements dans le cycle de l'eau.
- Thermo-eustatisme : il s'agit de la variation du niveau de la mer due à la dilatation thermique des océans.

---

<sup>1</sup> Elévation du niveau de la mer ayant suivi le maximum de glaciation du Würm, daté à -18000 ans.

### 2.1.2. Effets stériques et non stériques

Les études d'océanographie font souvent la distinction entre effets stériques, c'est-à-dire la variation du niveau de la mer due à la dilatation thermique des océans et aux variations de salinité, et les effets non stériques qui sont tous les effets liés aux échanges avec les masses d'eau et de glaces continentales ainsi que les échanges avec l'atmosphère.

Ainsi, lors de la transgression post-würmienne, ce sont les effets non stériques qui sont prépondérants. Aujourd'hui, les effets stériques expliquent la moitié de la hausse du niveau marin. Ces effets stériques peuvent causer des variations du niveau de la mer de l'ordre du mm/an, alors que les effets non stériques peuvent causer des variations bien plus importantes : des pics de vitesse d'élévation du niveau marin de 5 cm/an ont été mis en évidence pendant la dernière transgression post-glaciaire. Mais comme nous le verrons plus loin, il est aujourd'hui difficile de faire des prévisions quant à la contribution future des effets non stériques sur la variation du niveau marin.

### 2.1.3. Instabilité des continents

On utilise (abusivement<sup>2</sup>) la notion d'isostasie pour décrire la variation du niveau de la mer due à l'instabilité des continents.

- La glacio-isostasie est la réponse de la croûte continentale aux variations de la charge glaciaire qu'elle supporte. La cinétique de ce phénomène est très lente. Ainsi, les pays Scandinaves sont actuellement dans une phase de rebond postglaciaire dont l'amplitude compense l'élévation du niveau de la mer constatée actuellement.
- L'hydro-isostasie est la réponse de la croûte continentale aux variations de la charge de la colonne d'eau qu'elle supporte. Des modèles de prédiction du trait de côte tenant compte de l'hydro-isostasie sont disponibles depuis les travaux de Johnston et Lambeck (2000).
- La sédimento-isostasie est la réponse de la plateforme continentale au dépôt des sédiments, par exemple à l'embouchure des fleuves.
- La thermo-isostasie est due aux variations de température de la croûte, par exemple près d'un point chaud.

### 2.1.4. Le niveau relatif de la mer et les variations locales

Enfin, il convient de prendre en compte les phénomènes de subsidences à des échelles diverses, d'origine tectonique, sismique, volcanique, ainsi que toute sorte de

---

<sup>2</sup> En réalité, le terme isostasie désigne l'état stable des roches de la croûte terrestre par rapport au manteau.

subsidences locales, liées par exemple à des tassements sédimentaires. Ces tassements peuvent être liés au pompage ou à des tassements sédimentaires d'anciennes zones marécageuses asséchées (Bindoff et al., 2007).

L'une des difficultés liée à ces variations locales est que les marégraphes enregistrent la somme de toutes les variations, y compris locales. Ainsi, pour reconstituer le niveau marin avant l'avènement de l'altimétrie spatiale (années 90), on utilise les données de ces marégraphes auxquels on fait subir des traitements statistiques. Par ailleurs, le fait que les marégraphes soient répartis d'une manière inhomogène sur les côtes induit un biais supplémentaire (Lombard, 2005).

## 2.2. LES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER A L'ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES

### 2.2.1. L'étude des paléoclimats

A des échelles de temps de l'ordre de plusieurs millions d'années, la position des continents a une forte influence sur le climat. Ainsi, au cours du Tertiaire, la coïncidence d'un continent en position polaire a permis la constitution de la calotte glaciaire antarctique, induisant une réduction du niveau marin global. A des échelles de temps de l'ordre de dizaine de milliers d'années, ce sont les cycles glaciaires-interglaciaires et donc les cycles de Milankovitch (1938), liés à l'excentricité de l'orbite terrestre, obliquité et précession de l'axe de rotation, qui gouvernent indirectement la hauteur des océans. Le quaternaire compte ainsi 17 cycles glaciaires-interglaciaires au cours desquels des calottes glaciaires se forment sur les continents (période de régression marine) puis fondent (période de transgression) (Jansen et al. 2007).

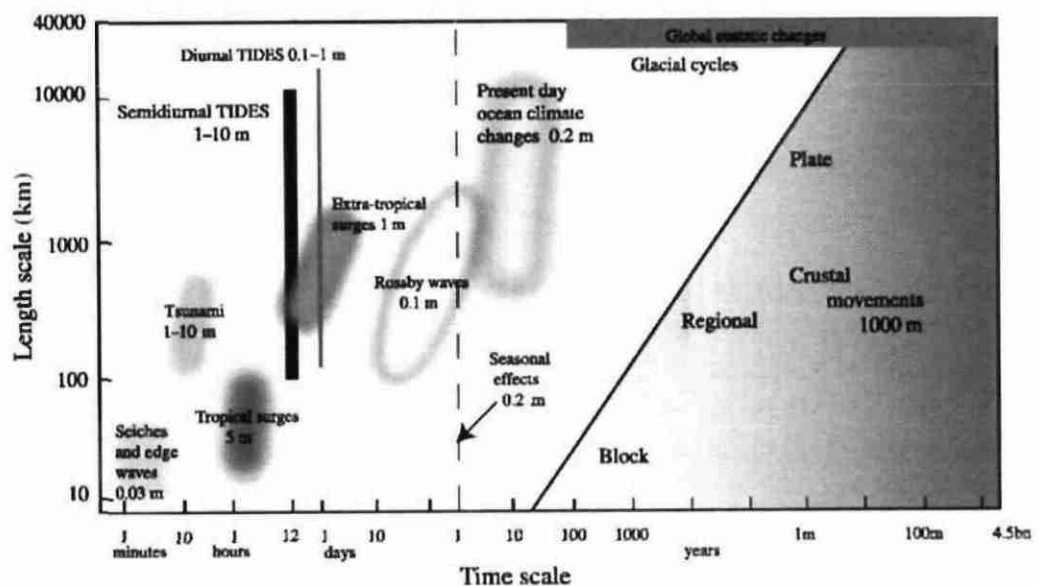


Figure 2 : Facteurs expliquant les variations de niveau de la mer en fonctions de leurs échelles spatiales et temporelles (Source : Pugh, 2004 ; Lombard, 2005).

Les paléoclimats sont étudiés entre autres à partir de carottes de glace permettant d'analyser la composition de l'atmosphère à une époque donnée (Raynaud et al. 1993). Les variations du niveau de la mer au quaternaire sont déduites de la concentration des isotopes  $O^{16}/O^{18}$  dans les organismes unicellulaires marins d'une part et dans les carottes de glace d'autre part. Ces données permettent de reconstruire les variations de masse des calottes glaciaires et les variations du niveau de la mer. Les niveaux marins reconstruits sont confrontés à d'anciennes terrasses marines (Shackelton, 1987).

Dans la Figure, les données issues du forage de Vostok (Antarctique) permettent de comparer :

- la teneur en deutérium de la glace (a)
- la proportion d'isotope  $O^{18}$  de l'atmosphère (b)
- la proportion d'isotope  $O^{18}$  des organismes unicellulaires marins, estimation du niveau des océans (combinant des mesures et des données publiées) (c, i)
- la teneur en sodium (aérosols marins) (d),
- la teneur en poussières (aérosols désertiques) (e)
- la teneur en  $CO_2$  de l'atmosphère (f)
- la température de l'atmosphère (g)
- le forçage radiatif solaire en  $Wm^{-2}$  (e),

Les études des carottes de glaces antarctiques mettent ainsi en évidence la forte corrélation la température de l'atmosphère en Antarctique et la teneur de l'air en dioxyde de carbone et en méthane. Elles mettent aussi en évidence la stabilité et la durée de l'holocène et son caractère unique (Petit et al., 1999). Ces observations ne permettent pour autant pas d'extrapoler quelles pourraient être les implications d'une hausse de la concentration de  $CO_2$  actuelle (au-delà de 400ppmv) en termes d'élévation du niveau marin.

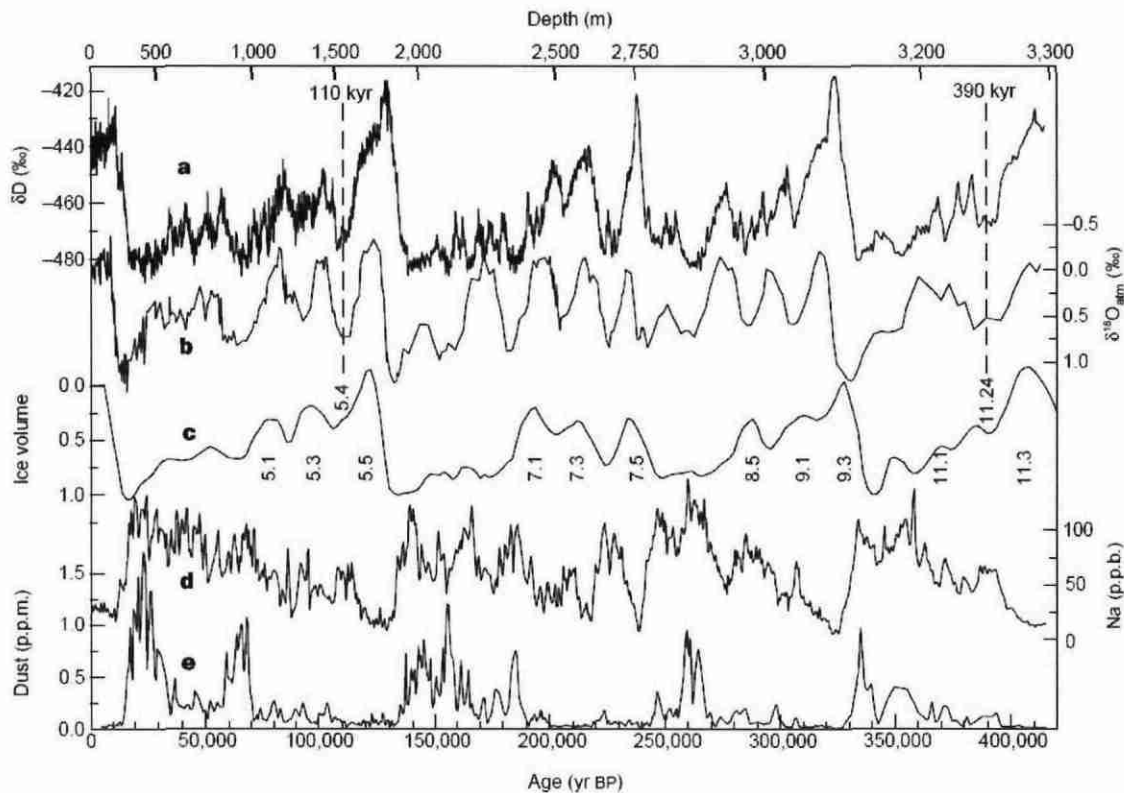


Figure 3 : séries temporelle issues du forage de Vostok (Antarctique), volume des glaces continentales polaires (c) et forçage radiatif solaire(j) pour les derniers 420 000 ans. Petit et al. (1999).

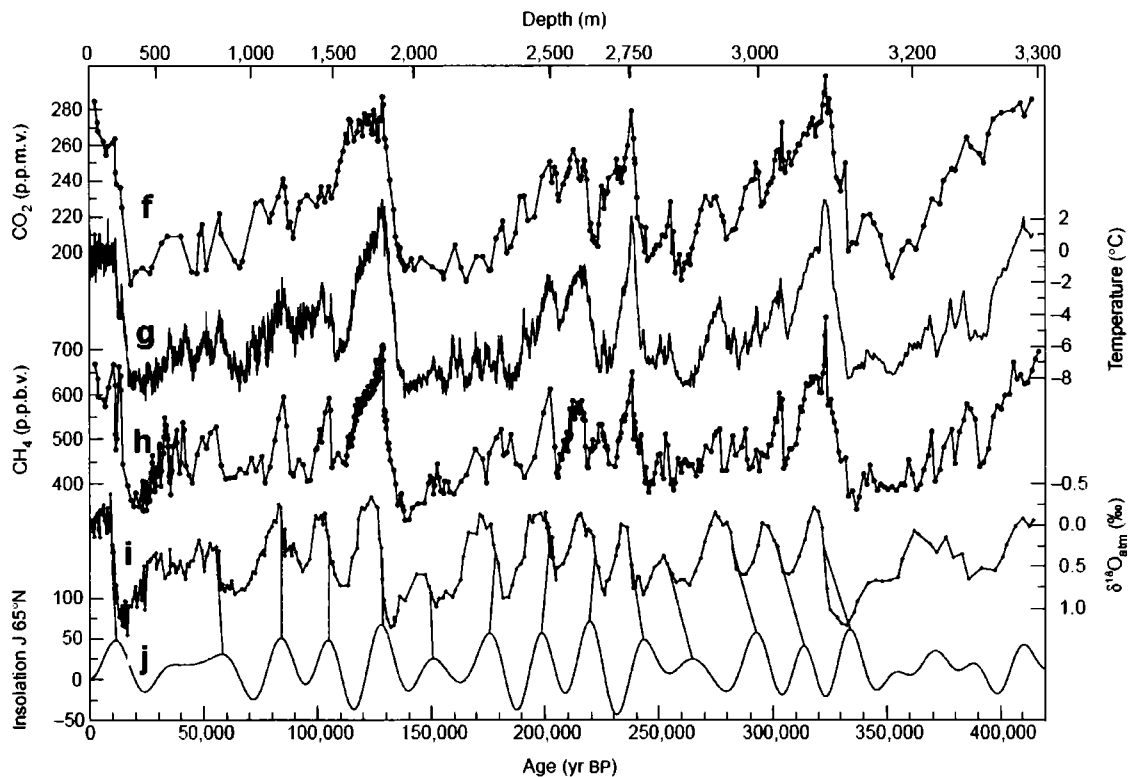


Figure 4 (suite) : séries temporelle issues du forage de Vostok (Antarctique), volume des glaces continentales polaires (c) et forçage radiatif solaire(j) pour les derniers 420 000 ans. Petit et al. (1999).

### 2.2.2. La transgression post-glaciaire (fin pleistocène, début holocène)

Lors de la dernière période glaciaire (Würm dans les Alpes), des calottes se forment sur les continents et atteignent jusqu'à 3km d'épaisseur en Amérique du Nord et en Europe. Au maximum de la dernière période glaciaire, vers 18000 ans BP (Before Present), le niveau de la mer est situé 120 m au dessous du niveau actuel. Les températures moyennes se situent alors à 4-5°C en moyenne au dessous du niveau actuel.

Entre 18000 ans BP et 7000 ans BP, les calottes continentales fondent. La vitesse de la remonté de l'océan atteint un maximum entre 15000 et 7000 ans BP, avec une moyenne de 1 cm/an sur cette période. Il est tentant de comparer les transgressions marines de la transgression post-glaciaire et la montée du niveau de la mer actuelle. Cependant, Paskoff (2001) identifie trois différences majeures entre la transgression post-glaciaire et la période actuelle (voir Tableau 1). Si l'on cherche à estimer l'impact de hausses du niveau marin plus rapides que celles constatées actuellement, il semble donc indiqué que les analogues doivent être trouvés dans les zones ayant subi

récemment de fortes subsidences locales, comme c'est le cas par exemple à l'embouchure du Mississippi, et non dans l'étude de la transgression marine de la fin Pleistocène / début Holocène.

	<b>Transgression post-glaciaire</b>	<b>Montée du niveau de la mer actuel</b>
<b>Sédiments</b>	plages chargées de sédiments	déficit de sédiments
<b>Vitesse de remontée</b>	rapide (moyenne de 1 cm/an entre 15000 et 7000 ans BP)	lente (2 mm/an)
<b>Aménagement des milieux littoraux</b>	/	perturbation du fonctionnement des systèmes côtiers du fait des activités humaines.

Tableau 1 : Comparaison entre la transgression post-glaciaire et la période actuelle ; d'après Paskoff (2001).

### 2.2.3. Les changements climatiques à l'holocène

Entre 7000 ans BP et aujourd'hui, il est beaucoup plus difficile d'établir les variations du niveau de la mer du fait de leur faible amplitude. Ainsi, les variations du niveau marin ne s'expliquent plus uniquement à partir des variations de masses des glaces continentales. En revanche, des données archéologiques sont disponibles.

Selon des données archéologiques, le niveau de la mer aurait continué à monter en moyenne, mais à des vitesses qui s'atténuent jusqu'à +0,2 mm/an au cours des 1000 dernières années (Lambeck et al. 2004). Ce niveau moyen pourrait avoir subi des oscillations périodiques (quelques centaines d'années) avec des amplitudes maximales de 0,5 m. Selon Mörner (1995), les masses d'eaux océaniques se redistribueraient à la surface du globe après 7000 ans BP (Figure 4).

Clavé (2001) a effectué une synthèse bibliographique sur le changement du niveau marin relatif et les variations du climat à l'holocène en Europe (voir Tableau 2). Cette synthèse a été réalisée à partir d'études locales et permet de dégager des tendances différentes en zones méditerranéenne et atlantique. Elle met en particulier en évidence des tendances négatives du niveau marin au petit âge glaciaire (PAG), c'est-à-dire de la moitié du XVI<sup>ème</sup> siècle à la moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle ainsi que des tendances à l'augmentation du niveau marin à l'optimum climatique médiéval (du X<sup>ème</sup> au XIV<sup>ème</sup> siècle). Ces résultats rejoignent ceux de modélisations semi-empiriques (Grinsted, 2009), qui sont présentés plus bas (Figure 13). Si cette synthèse permet de dégager des tendances, sa réalisation s'est heurtée à la multiplicité des témoins de paléoclimats et de variations du niveau de la mer d'une part, à la multiplicité des approches scientifiques d'autre part.

La constitution d'une base de connaissance homogène et fiable sur les variations du niveau marin après 7000 ans BP reste donc un sujet de recherche.

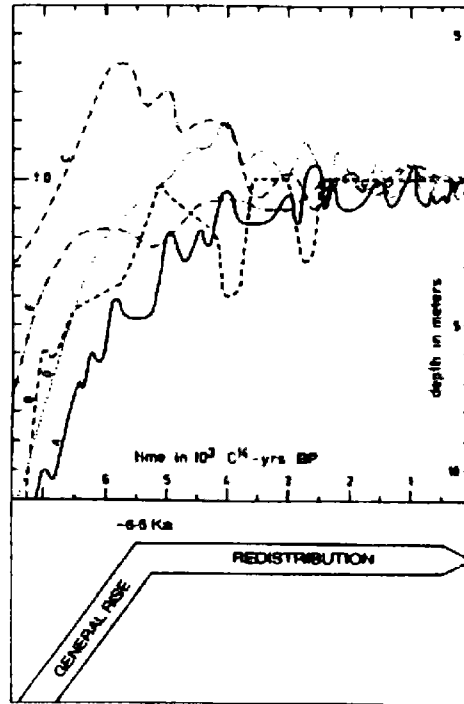


Figure 4 : Variations du niveau de la mer en Europe (A), au Brésil (B), au Viet-Nam (C), au nord de la nouvelle Zélande (D) et au Japon (E) ; Möner ( 1995)

		9000-6000 ans BP	6000-3000 ans BP	3000-2000 ans BP	2000-0 ans BP
Domaine côtier de l'Angleterre au Portugal	Zone atlantique, baltique et nordique	Tendance positive du niveau marin	Tendance globalement nulle (stagnation) ou négative (régression) Mais entrecoupée oscillations positives	Tendance positive du niveau marin	Tendance globalement positive Avec oscillations négatives vers 1500 ans BP et au PAG
	Zone méditerranéenne	Tendance positive du niveau marin	Oscillations entre tendances positives et négatives du niveau marin	Tendance au ralentissement de la remontée du niveau marin (ou stagnation ou régression)	Tendances négatives vers 1200/1000, 500 ans BP et au PAG  Tendances positives pendant l'Ep. Médiév. (vers 1000 ans BP)

Tableau 2 : Essai de synthèse sur l'élévation du niveau marin relatif à l'holocène en Europe de l'ouest, Clavé (2001).

## 2.3. LES OBSERVATIONS DE L'ELEVATION DU NIVEAU DE LA MER

Nous nous appuyons dans cette partie sur la synthèse du GIEC (Bindoff et al. 2007) et les travaux du GOHS<sup>3</sup>. Ceux-ci utilisent des moyens d'observation spatiaux (gravimétrie, altimétrie) et *in-situ* (marégraphes) pour estimer la contribution de chacun des phénomènes stériques et non stériques dans la hausse constatée. Dans cette partie, nous examinons successivement :

- L'expansion thermique des océans (effets stériques) ;
- Les variations de masse d'eau dans les océans (effets non stériques) ;
- La variabilité régionale de l'élévation du niveau de la mer ;
- Une estimation de la hausse locale du niveau de la mer, basée sur les données EuroSION ;
- Le lien entre les phénomènes climatiques régionaux et la hausse régionale du niveau de la mer.

Enfin, nous concluons par une synthèse sur les causes de la hausse du niveau de la mer au XXème siècle.

### 2.3.1. Effets stériques

On utilise des données de température et de salinité *in-situ* pour estimer les variations de hauteur stériques, i.e. dues à l'expansion thermique des océans.

Plus précisément, la variation de la hauteur stérique est donnée par l'équation :

$$H(0, z_{ref}) = \int_0^{z_{ref}} \frac{\rho(z) - \rho_{ref}}{\rho_{ref}} dz$$

Cela correspond à la hauteur d'une colonne d'eau de densité  $\rho(z)$  par rapport à la hauteur qu'aurait une colonne d'eau de densité  $\rho_{ref}$  pour laquelle la salinité est de 35 PSU et la température de 0°C ; dans cette équation,  $z_{ref} = 700m$ .

L'équation d'état de l'eau de mer relie la densité de l'eau de mer à la température, la salinité et la pression,  $\rho = \rho(T, S, p)$  et permet de calculer la densité avec une précision de  $3 \cdot 10^{-5}$ . Notons qu'à l'échelle globale, les effets de la variation de salinité sont d'un ordre de grandeur inférieur aux effets de la dilatation des océans, mais qu'ils doivent être pris en compte dans les études régionales.

---

<sup>3</sup> <http://www.legos.obs-mjp.fr/fr/equipes/gohs/>

### 2.3.2. Effets non stériques

La conservation de la masse d'eau totale dans le système climatique s'écrit :

$$\Delta M_{\text{océan}} + \Delta M_{\text{vapeur.d'eau}} + \Delta M_{\text{eau.continentale}} + \Delta M_{\text{cryosphère}} = 0$$

La contribution de chacun de ces phénomènes est évaluée de la manière suivante :

- La variation de masse des océans est observée à l'aide du gravimètre spatial GRACE depuis 2003.
- Les variations de masse de la cryosphère reposent sur l'observation des glaciers continentaux et sur la gravimétrie spatiale.
- Les variations de masse de vapeur d'eau sont essentiellement liées à des variations interannuelles et ont un bilan nul (Nerem, 1999, Lombard 2005).
- Les variations de masses d'eau continentales font l'objet de grandes incertitudes, notamment en raison de la méconnaissance de l'impact des activités humaines surcelles-ci. Le bilan global de ces variations de masses d'eau continentales est estimé proche de 0 mm/an (Ngo-Duc et al. 2005).
- Les variations de la contribution de la masse des glaciers continentaux sont estimées à partir d'observations satellitaires et *in-situ* des glaciers de montagne continentaux, et d'observations satellitaires des calottes du Groenland et de l'Antarctique. Les contributions du Groenland et des glaciers continentaux sont positives tandis que la contribution de l'Antarctique pourrait être nulle en raison d'une compensation de la fonte des marges par l'augmentation des précipitations (Cazenave, 2006).

### 2.3.3. Répartition géographique des variations du niveau de la mer

Les enregistrements marégraphiques indiquent une hausse du niveau moyen de la mer de 1,5 à 2 mm/an (Bindoff et al., 2007) au cours des dernières décennies. Par ailleurs, les données altimétriques spatiales (Topex/Poseidon puis Jason-1 et Envisat) permettent également de mesurer cette élévation. Ces observations montrent que les variations du niveau de la mer ne se répartissent pas de manière homogène à la surface des océans. Ainsi, dans certaines régions, on observe même une baisse du niveau marin (Figure 5).

L'explication de ces variations régionales est complexe et fait l'objet de recherches, notamment au LEGOS. Cependant, Lombard (2004), montre une forte corrélation entre les effets stériques et ces variations régionales. Les anomalies résiduelles s'expliquent par le forçage du vent, les variations locales de salinité, les apports ou retraits de masses d'eau douce à l'océan et finalement les erreurs dans l'estimation de la hauteur stérique.

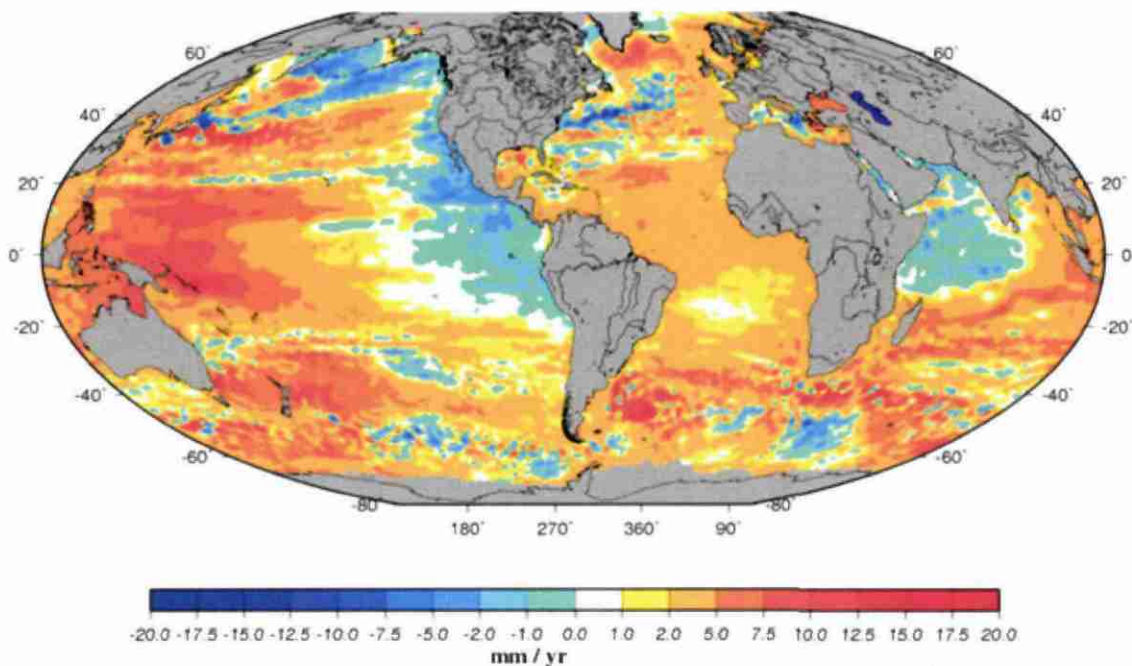


Figure 5 : Carte de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2006) d'après Topex/Poseidon et Jason-1. Source : LEGOS

#### 2.3.4. Variabilité géographique de la variation du niveau marin actuelle

Pour évaluer localement la tendance actuelle de la variation du niveau marin à une échelle régionale, nous disposons en Europe de la base de données EuroSION ([www.euroSION.org](http://www.euroSION.org)) qui donne une information sur la valeur de l'élévation relative du niveau de la mer pour 237 points autour des côtes européennes. Ces points sont situés de 50 à 100km des côtes et espacés de 100 km (Figure 6).

La valeur indiquée sur chacun de ces points résulte essentiellement d'une digitalisation de la carte de Douglas et al. (2001). Les phénomènes pris en compte sont l'hydro-isostasie, la glacio-isostasie, les phénomènes tectoniques d'échelle régionale ainsi que les hausses stériques et non stériques du niveau marin. Les valeurs des points les plus proches de chacun des sites Vulsaco sont indiqués dans le Tableau 3.

Site	Lido de Sète	Truc-Vert	Noirmoutier	Dunkerque
Elévation relative du niveau de la mer pour les points Eurosion les plus proches	1.0 mm/an	1.3 mm/an	1.4 mm/an	1.9 mm/an

Tableau 3 : Valeurs d'élévation relative du niveau de la mer (données Eurosion) pour chacun des points les plus proches des sites Vulsaco.

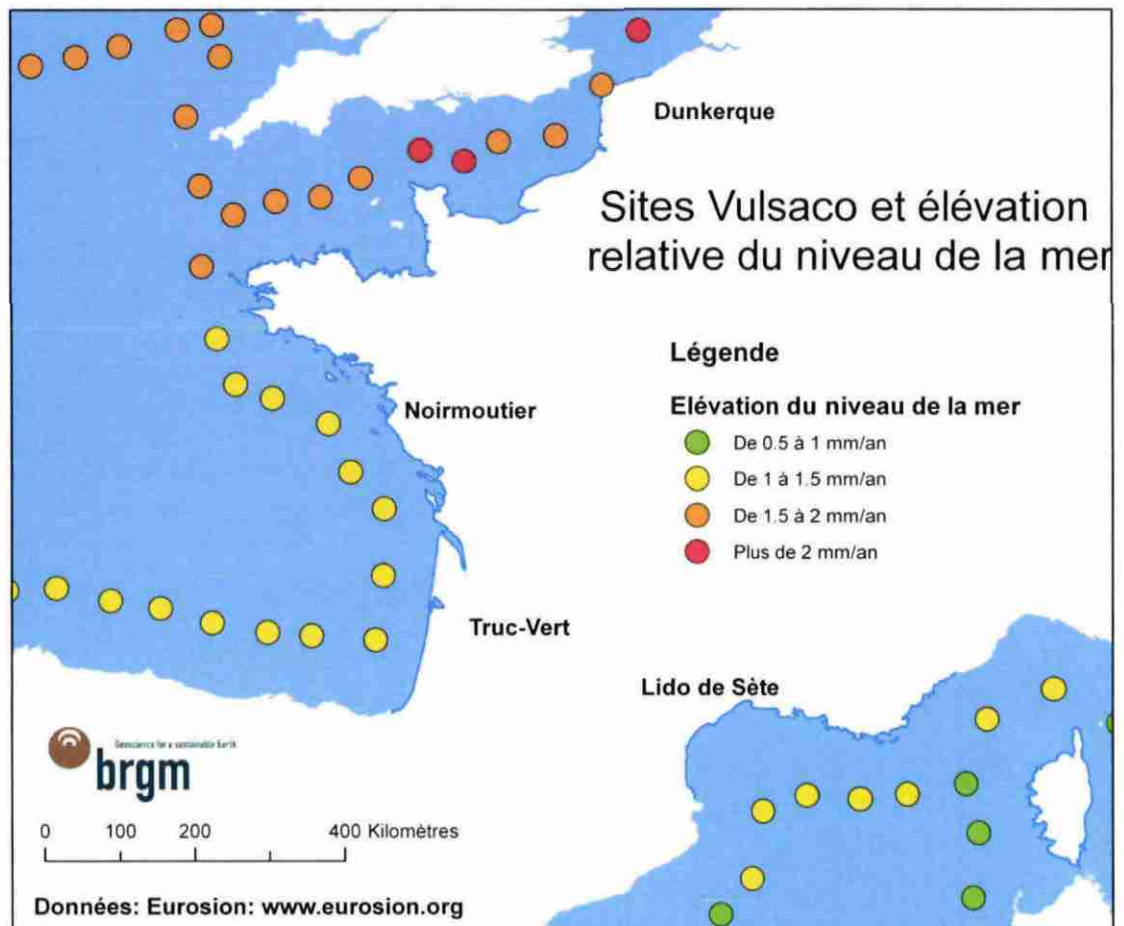


Figure 6 : Sites vulsaco et élévation relative du niveau de la mer. (Données : Eurosion)

### 2.3.5. Niveau de la mer et variabilités décennales du système climatique

Nous rappelons dans ce paragraphe, en nous appuyant sur Lombard (2004) et sur l'exemple de l'oscillation nord Atlantique, les difficultés qui se posent lorsque l'on

s'intéresse à une élévation du niveau de la mer d'ici à 2030 en un point précis du littoral.

L'oscillation nord atlantique est une oscillation de l'atmosphère similaire à El Niño, qui affecte l'océan atlantique nord. L'indice NAO peut être calculé proportionnellement à la différence de pression entre le Portugal et l'Islande et décrit l'intensité du phénomène. Des valeurs négatives de la NAO correspondent à des vents d'ouest plus faibles, tandis que des valeurs positives correspondent à des vents plus forts : l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise sont alors particulièrement développés. L'indice NAO est en outre corrélé aux variations de températures et de précipitations de l'Atlantique Nord.

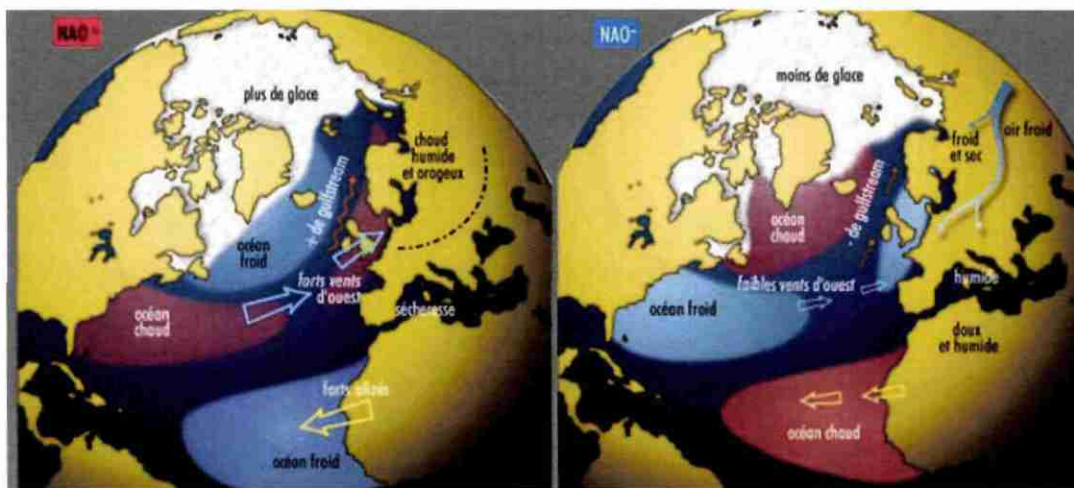


Figure 7 : Principales caractéristiques du mode NAO (Source : Heinz Wanner, Institut de géographie climatologie et météorologie, Université de Berne).

Ainsi, il a été montré que la variabilité régionale de la hauteur thermo-stérique (composante thermique du niveau marin) et la température de la surface océanique étaient fortement corrélées (Lombard et al. 2004). Le mode principal des oscillations régionales de la hausse du niveau de la mer est lui-même corrélé à la NAO, qui oscille de manière très irrégulière, avec des périodes caractéristiques allant de 2 à 10 ans.

En un lieu donné, la tendance décennale de l'expansion thermique peut ainsi varier dans des proportions importantes dans le temps. Aujourd'hui, on dispose de données altimétriques depuis une quinzaine d'années. L'acquisition de données sur une durée plus longue est ainsi nécessaire pour mieux comprendre les oscillations décennales du niveau marin moyen. Dans le Pacifique, cette constatation se fait de manière encore plus évidente avec le phénomène oscillatoire El Niño-la Nina.

La conséquence pour le projet Vulsaco est qu'il est très difficile de produire des données de niveau thermo-stériques pour les années 2030, car cela supposerait en particulier de prédire les cycles à venir de la NAO. Ces incertitudes, ajoutées à celles liées aux effets non stériques ne nous permettent pas d'évaluer la variation du niveau

marin jusqu'en 2030. Ceci nous amène donc à proposer des classes de scénarios d'élévation du niveau de la mer (§ 3.5).

### 2.3.6. Importance relative des différentes causes d'élévation du niveau marin global

Le bilan pour chacune des contributions stériques et non stériques à l'augmentation du niveau de la mer montre trois périodes (Bindoff et al., 2007) :

- Au cours des 50 dernières années, le niveau de la mer moyen a augmenté de 15 cm, à une vitesse de 1,8 mm/an. L'expansion thermique explique 25% de cette hausse et la fonte des glaces polaires et continentales 35%. Le résidu n'est pas expliqué (Lombard, 2005).
- De 1993 à 2003, l'élévation atteint 3 mm/an, dont 50% expliqués par l'expansion thermique et 35% par la fonte des glaces polaires et continentales. La Figure 7 montre le bilan pour cette période (Cazenave et Lombard, 2008)
- Depuis 2003, l'élévation stérique du niveau marin marque une pause. La contribution des glaces et des eaux continentales explique presque totalement la hausse observée (Cazenave et Lombard, 2008)

Ces estimations sont effectuées en utilisant des données gravimétriques et de température des océans. Elles sont en bon accord avec les données altimétriques.

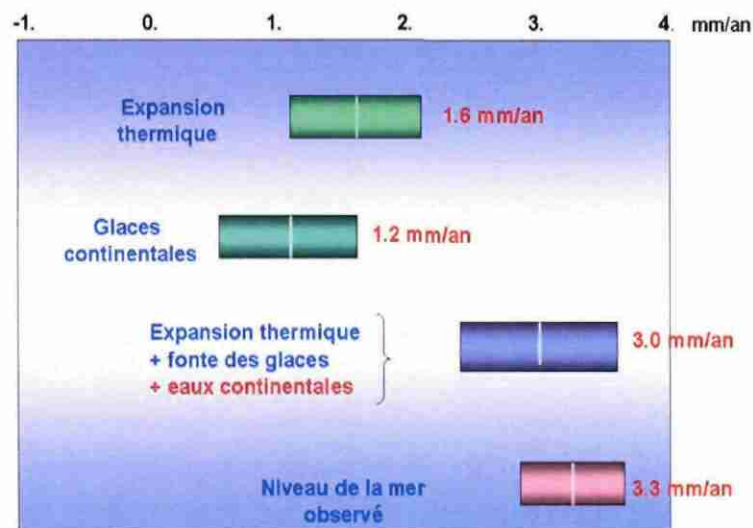


Figure 8 : Somme des contributions climatiques (expansion thermique, glaces et eaux continentales) à la hausse du niveau de la mer pour la période 1993-2003. Source : LEGOS, GOSH.

## 2.4. PREVISIONS POUR LE XXI<sup>ÈME</sup> SIECLE

Une grande partie des incertitudes est liée au devenir des calottes polaires groenlandaises et antarctique. Dans un premier temps, nous rappelons les projections issues du consensus du GIEC. Dans un second temps, nous nous appuyons sur des publications plus récentes qui proposent des élévations du niveau marin substantiellement plus importantes.

### 2.4.1. Projections du GIEC

Le document de référence pour les projections de hausse du niveau de la mer est actuellement le 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC (Meehl et al., 2007). Ces prédictions font l'hypothèse que les changements de masse des calottes du Groenland et d'Antarctique suivent des processus linéaires. Les hausses du niveau de la mer prédites dans ce document sont inférieures à celles publiées antérieurement. Elles sont résumées dans la Figure 9 et le Tableau 4. Les modèles sur lesquels sont basées les données de Meehl et al. (2007) ne prennent pas en compte d'éventuels changements abrupts<sup>4</sup> dans le processus de fonte des calottes du Groenland et de l'Antarctique. Si l'on exclut ces changements abrupts, la température seuil qui enclencherait une fonte des calottes du Groenland et du bassin occidental de l'Antarctique serait dépassée au XXI<sup>ème</sup> siècle, mais la cinétique de ce processus de fonte prendrait plusieurs siècles. Ces projections ont été très discutées, et pour cette raison l'GIEC ne fournit pas de meilleure estimation (« *Best estimates* ») pour les projections d'élévation du niveau de la mer.

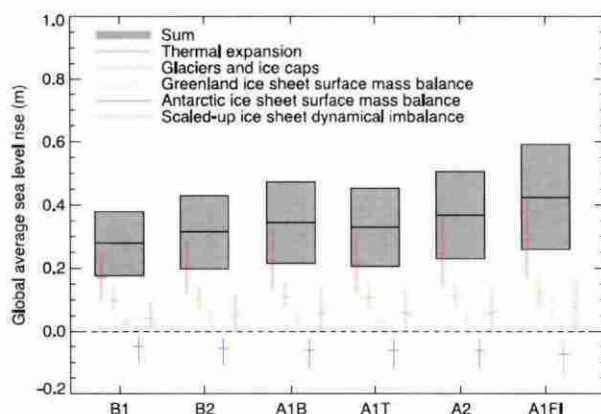


Figure 9 : Prédictions de hausse de niveau de la mer selon les différents scénarios de changement climatique. Source : Meehl et al. (2007).

<sup>4</sup> Le terme « abrupt » est utilisé lorsqu'un changement est plus rapide que le processus qui l'a induit.

## Effets stériques

Un relatif consensus s'est installé en ce qui concerne l'augmentation du niveau de la mer lié aux effets stériques. La Figure 10 montre les résultats de modélisations issus de 17 modèles couplés océan-atmosphère. Ils indiquent la contribution des effets stériques à la hausse du niveau de la mer. On doit cependant noter que les oscillations décennales du niveau marin moyen sont mal comprises : seule l'acquisition de données altimétriques pendant encore quelques années permettra une meilleure modélisation de ces oscillations.

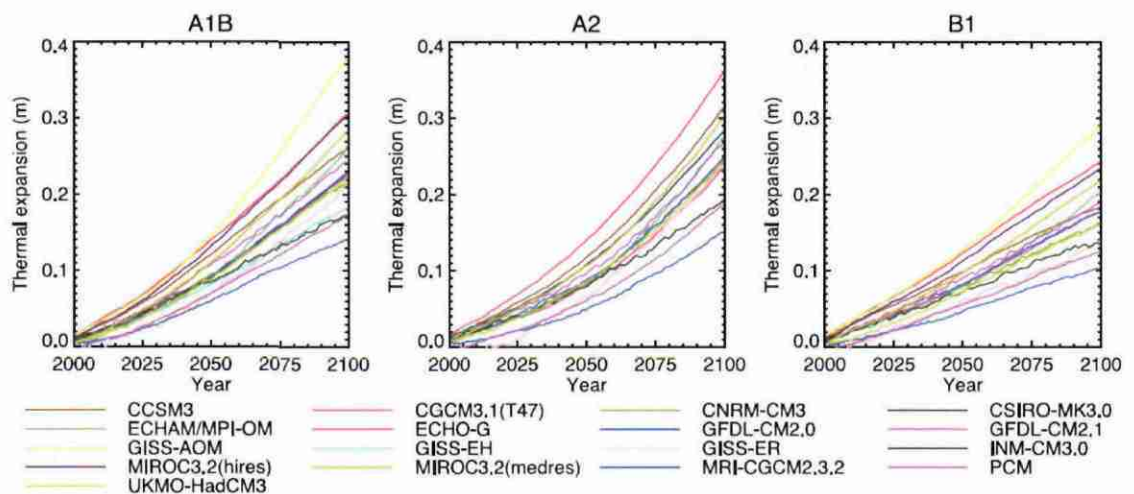


Figure 10 : Projections du niveau moyen de la mer du à l'expansion thermique au cours du XXIème siècle. Source : Meehl et al., 2005.

## Variations régionales

Nous avons vu précédemment qu'il y avait une corrélation remarquable entre les écarts à la moyenne des hausses régionales du niveau de la mer et la modélisation des effets stériques. La formule présentée en 2.3.2 est ainsi appliquée pour obtenir les écarts régionaux à la hausse moyenne. La Figure 11 montre les projections de ces écarts à la moyenne pour la fin du XXIème siècle. Les écarts régionaux peuvent être importants localement. Ils s'expliquent par des changements des flux de chaleur en surface, par l'augmentation d'apports d'eau douce ou enfin par les changements de forçages de vents. Les changements de pressions sont modélisés par les modèles climatiques. Cependant, ces changements sont d'une amplitude inférieure et n'ont pas un impact significatif sur les variations régionales de la hausse moyenne du niveau de la mer (Meehl et al. 2007).

En Méditerranée, une modélisation climatique à l'échelle régionale a montré que la hausse stérique du niveau marin pourrait être inférieure à la moyenne globale (Tsimilis et al. 2008). La modélisation de la hausse du niveau marin en méditerranée demeure cependant une question de recherche en raison de la complexité de sa climatologie régionale.

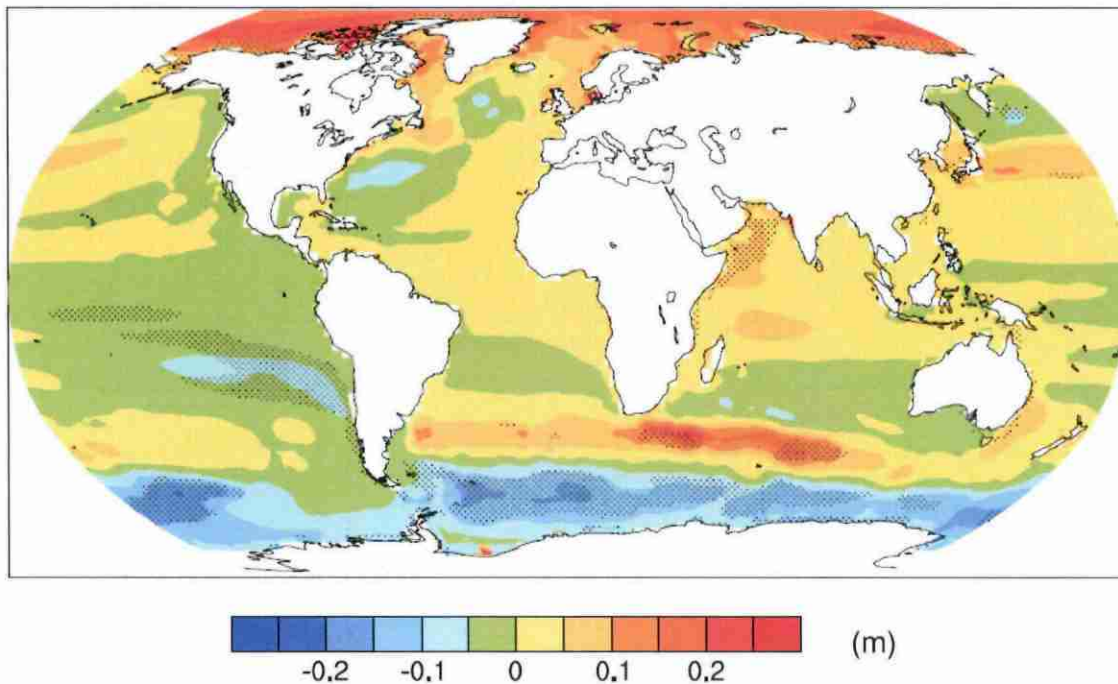


Figure 11 : Variations régionales de la hausse du niveau de la mer due à la densité des océans et les changements de circulation au XXI<sup>ème</sup> siècle, calculée comme la différence de la moyenne de 2080 à 2099 par rapport à celle de 1980 à 1999. Les valeurs positives indiquent des changements régionaux plus importants que la moyenne attendue. Les zones en pointillé indiquent les régions dans laquelle l'écart type des résultats des différentes modélisations excède l'écart moyen. Source : Meehl et al. 2007.

### Effets non stériques

Si les valeurs d'élévation du niveau de la mer constatées actuellement restent faibles, les projections se heurtent à des incertitudes qui demeurent très grandes quant à la dynamique de la fonte des calottes polaires groenlandaises et antarctique. La question de la stabilité de ces calottes n'est pas anecdotique car ce phénomène peut faire changer d'un ordre de grandeur la hausse du niveau de la mer : la fonte de la calotte du Groenland et celle du bassin occidental Antarctique causeraient une hausse du niveau des océans de 7 m et 5 m respectivement. La fonte totale des calottes polaires continentales causeraient une hausse du niveau de la mer de 65m (Gnanadesikan et al. 2006).

Des modélisations climatiques récentes indiquent que des augmentations de précipitations au centre des calottes pourraient compenser les pertes en glaces à leur marges (Krinner et Julien, 2007). Cette opinion n'est généralement pas partagée par la communauté des glaciologues observateurs (Rignot et al., 2008; Alley et al. 2007). Les phénomènes de fonte accélérée sont-ils le signe d'une accélération de la fonte des

calottes polaires ou bien la manifestation d'une variabilité décennale? Il s'agit aujourd'hui d'une question ouverte.

Le GIEC (2007) a retenu des modélisations qui prévoient une augmentation des précipitations qui viendrait compenser la fonte aux marges. Il note cependant que les phénomènes dynamiques restent mal compris. Aussi, le document final ne donne pas de « meilleure estimation » (« *best estimate* ») pour les prévisions d'élévation du niveau de la mer. La valeur proposée par le GIEC pour la contribution de la fonte des calottes continentales découle donc des modélisations publiées par Huybrechts et al., van de Wal et al. (2004) (cités dans Meehl et al. (2007)), à laquelle est ajoutée une contribution indépendante du scénario qui correspond à l'estimation de la contribution à la hausse des océans du Groenland et de l'Antarctique sur la période 1993 à 2003. Enfin, une évaluation de la contribution des effets dynamiques (« *scaled up ice sheet discharge* ») est proposée. Ces projections sont données dans le Tableau 4 (Meehl et al., 2007).

Scénario		B1		B2		A1B		A1T		A2		A1FI	
Thermal expansion	m	0.10	0.24	0.12	0.28	0.13	0.32	0.12	0.30	0.14	0.35	0.17	0.41
	mm yr-1	1.1	2.6	1.6	4.0	1.7	4.2	1.3	3.2	2.6	6.3	2.8	6.8
Glaciers and ice caps	m	0.07	0.14	0.07	0.15	0.08	0.15	0.08	0.15	0.08	0.16	0.08	0.17
	mm yr-1	0.5	1.3	0.5	1.5	0.6	1.6	0.5	1.4	0.6	1.9	0.7	2.0
Greenland Ice Sheet	m	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01	0.08	0.01	0.07	0.01	0.08	0.02	0.12
	mm yr-1	0.2	1.0	0.2	1.5	0.3	1.9	0.2	1.5	0.3	2.8	0.4	3.9
Antarctic Ice Sheet	m	-0.10	-0.02	-0.11	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.03	-0.14	-0.03
	mm yr-1	-1.4	-0.3	-1.7	-0.3	-1.9	-0.4	-1.7	-0.3	-2.3	-0.4	-2.7	-0.5
Land ice sum	m	0.04	0.18	0.04	0.19	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.23
	mm yr-1	0.0	1.8	-0.1	2.2	-0.2	2.5	-0.1	2.1	-0.4	3.2	-0.8	4.0
Sea level rise	m	0.18	0.38	0.20	0.43	0.21	0.48	0.20	0.45	0.23	0.51	0.26	0.59
	mm yr-1	1.5	3.9	2.1	5.6	2.1	6.0	1.7	4.7	3.0	8.5	3.0	9.7
Scaled-up ice sheet discharge	m	0.00	0.09	0.00	0.11	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.17
	mm yr-1	0.0	1.7	0.0	2.3	0.0	2.6	0.0	2.3	-0.1	3.2	-0.1	3.9

Tableau 4 : Projections pour le niveau moyen de la mer pour le 21ème siècle et les contributions de chacun des phénomènes modélisés. La ligne supérieure donne une estimation de l'élévation attendue en moyenne entre les moyennes des périodes 1980 à 1999 d'une part, 2090 à 2099 d'autre part. La ligne inférieure donne une estimation de l'élévation du niveau de la mer (mm/an) pour la période 2090 à 2099. Source : Meehl et al. 2007

### 2.4.2. Projection semi-empirique de Rahmstorf

Dans un article qui a été très commenté, Rahmstorf (2007) note que la dynamique de la réponse du niveau de la mer à un changement de température est mal connue, mais qu'au cours du XXème siècle, la relation suivante a été vérifiée :

$$\frac{dH}{dt} = a(T - T_0)$$

En réaction à une augmentation de température moyenne, le niveau marin s'élève initialement à une vitesse proportionnelle à la différence de température. Ultérieurement, après une période qui peut atteindre quelques siècles d'ajustement, le niveau marin se stabilise, mais à notre échelle de temps, inférieure au siècle, c'est la dynamique initiale du phénomène qui doit être étudiée. En utilisant cette relation, Rahmstorf prédit une élévation du niveau de la mer comprise entre 50 cm et 1,4 m selon les scénarios, c'est-à-dire des valeurs supérieures aux valeurs qui ont été retenues par le GIEC. Il recommande ainsi de ne pas exclure des taux d'élévation du niveau de la mer plus importants que ceux prédits par le GIEC, et de retenir par exemple la valeur de **1 m en 2100** pour les mesures d'adaptation.

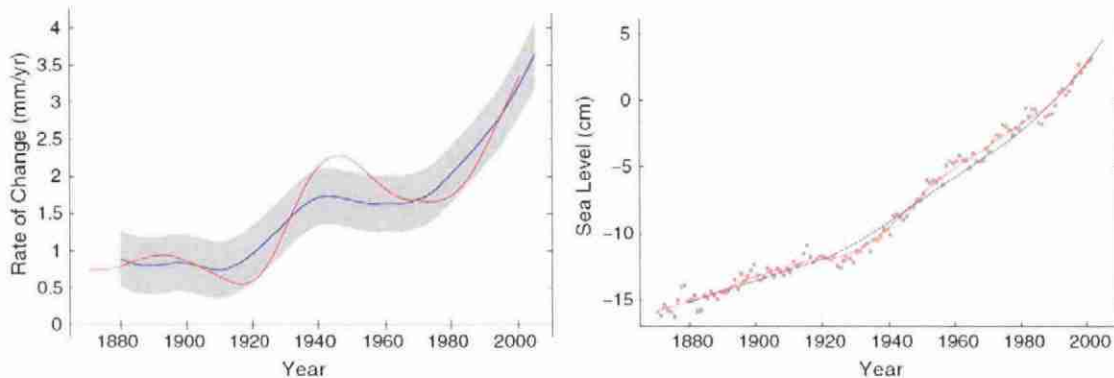


Figure 12 : Taux d'élévation du niveau moyen de la mer (à gauche) et élévation moyenne cumulée (à droite), obtenu à partir de marégraphes (ligne rouge) et calculée à partir de la température moyenne suivant l'équation proposée par Rahmstorf (ligne bleue). La ligne grise indique l'erreur statistique de la prédiction linéaire. Source Rahmstorf (2007).

Grinsted (2009) adopte une démarche semi-empirique similaire. Il améliore le modèle proposé par Rahmstorf en ajustant un modèle comportant davantage de paramètres libres et en l'ajustant sur des reconstructions du niveau marin plus longues. Il propose ainsi des élévations du niveau marin qui atteindraient 0.9 à 1.3m en 2100 (Figure 13).

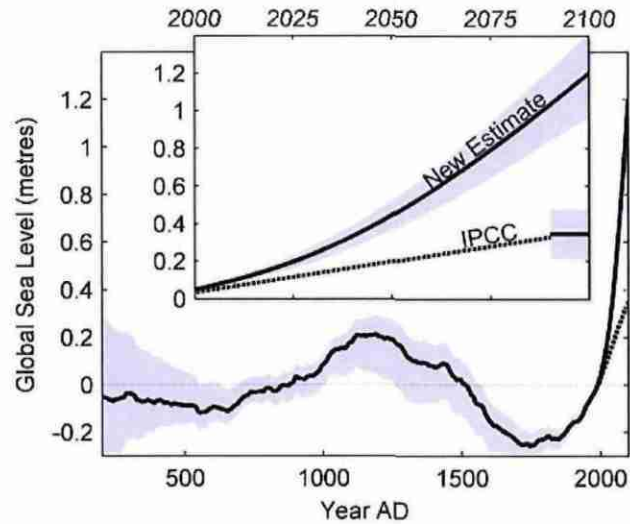


Figure 13 : reconstitution du niveau marin de 200 après JC à aujourd'hui et estimation du niveau marin au XXI<sup>ème</sup> siècle. La reconstitution montre une réponse non-linéaire du niveau marin aux élévations de température. (Source : Grinsted, 2009)

### 2.4.3. Projections proposées par Hansen

En réponse à l'article de Rahmstorf, Hansen (2007) va plus loin en soulignant qu'au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, la hausse du niveau de la mer s'explique principalement par les contributions des glaciers continentaux et la dilatation des océans et il a de plus bien vérifié la loi empirique proposée par Rahmstorf. Cependant, dans un scénario d'émissions de CO<sub>2</sub> « *business as usual* » au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, il estime très probable que cette hausse sera dominée par la fonte des calottes du Groenland et de l'Antarctique.

Pour justifier ce choix, Hansen rappelle quelques phénomènes qui peuvent accélérer la fonte des calottes polaires :

- L'albédo d'une surface recouverte de neige est plus fort que celui d'une surface de glace nue. Le rayonnement solaire incident est donc davantage réfléchi sur une surface de neige que sur une surface de glace. Ainsi, sur la glace nue, le processus de fonte s'accélère, l'eau pénètre dans le glacier par des crevasses, lubrifie sa base, accélérant ainsi sa vitesse d'écoulement. Les observations par satellite ont mis en évidence une augmentation de la surface où le processus de fonte était en place, au Groenland et dans le bassin Antarctique occidental.
- Lorsqu'une banquise est située en aval de ces calottes, elle est réchauffée par l'océan, dont la température a augmenté, et de larges icebergs se détachent de la banquise. Lorsque le socle sur lequel repose le glacier se

situé au dessus du niveau de la mer, sa vitesse d'écoulement augmente alors. De tels phénomènes ont été observés lors de la rupture de l'iceberg Larsen B avec la banquise de l'ouest-Antarctique, en 2002.

- Lorsque la calotte repose sur un socle continental qui se situe en dessous du niveau de la mer (cas d'une grande partie de l'Antarctique occidental), la base du glacier est directement en contact avec une mer plus chaude qui accélère sa fonte.

Sur les 10 dernières années en moyenne, le bilan de masse des calottes continentales est nul, à cause d'une augmentation des précipitations sur le centre de l'antarctique qui vient compenser les pertes de masse dans les marges. Cependant, les observations récentes par InSAR et gravimétrie viennent confirmer une accélération du phénomène de fonte. Comme première estimation quantitative, Hansen propose de considérer que la fonte des calottes causera une hausse de 1 cm entre 2005 et 2015, puis un doublement toutes les décennies. Finalement, cela l'amène à proposer une valeur de hausse du niveau de la mer de l'ordre de **5 m en 2100**, tout en appelant les scientifiques à réduire les incertitudes sur la stabilité des calottes glaciaires antarctiques et du Groenland.

## 2.5. CONCLUSION

Compte tenu des incertitudes sur les projections de hausse du niveau de la mer, nous ne devons donc pas nous limiter aux projections du GIEC mais aussi envisager des élévations du niveau marin plus importantes, de l'ordre du mètre en 2100.

La date choisie pour l'étude d'impact pose généralement des difficultés : en général, les prévisions des modèles climatiques comparent un climat moyen de la période 1980-2000 à un climat moyen de la période 2080-2100. Cela permet de s'affranchir des cycles décennaux qui sont mal modélisés. Or, bien souvent, les études d'impact visent des échéances plus courtes, par exemple 2030 pour le projet Vulsaco. A cette échéance, les changements de niveau marin pourraient être dominés par ces cycles décennaux et la variabilité régionale pourrait induire des variations locales contraires à la tendance moyenne. Une simple lecture des courbes telles que celles présentées à la Figure 13 ne fournit donc pas une valeur fiable de l'élévation du niveau marin pour ces échéances.

## 3. Tempêtes et vent

Le rapport 2007 du GIEC affirme, sans que cela ne soit confirmé de manière satisfaisante par la modélisation, que l'hypothèse selon laquelle les moyennes et les extrêmes des vents s'intensifient en Atlantique Nord, semble plus probable que celle dans laquelle aucun changement n'aurait lieu. Les forçages météorologiques causent des changements importants dans la morphologie côtière. Les paramètres du « climat côtier » auxquels nous nous intéressons dans ce chapitre sont l'intensité, la période de retour et la durée des tempêtes ainsi que la direction des vents.

Nous voyons dans la première partie de ce chapitre que la confiance du GIEC dans la modélisation des futurs régimes de vents, et à plus forte raison de houle, est plus faible que pour d'autres paramètres climatiques tels que la température ou les précipitations. De surcroît, l'analyse des observations montre qu'il est très difficile de discerner, dans la variabilité naturelle de ces paramètres, des changements qui pourraient être reliés à un changement climatique.

Les modèles de climat régionaux (CNRM, IPSL) et globaux (GFDL) fournissent des jeux de données de vents probables dans un climat actuel ou dans un certain nombre de scénarios du GIEC. Nous utilisons ces données de vent pour compléter l'étude bibliographique concernant la réponse du climat côtier (fréquence, intensité des tempêtes, direction des vents) au changement climatique.

### 3.1. ETAT DES CONNAISSANCES SUR L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES TEMPETES ET LES VENTS

#### 3.1.1. Observations et reconstructions

Dans l'Atlantique nord, la variabilité climatique est dominée par le mécanisme de l'oscillation nord Atlantique (NAO) et par l'oscillation atlantique multidécennale. La NAO a été brièvement présentée dans la partie 2.3.5. L'oscillation atlantique multidécennale correspond à un cycle de 65-80 ans, observé sur les températures de surface de l'océan entre 1856 et 1999 (Enfeld, 2001). Des valeurs négatives de la NAO correspondent à des vents d'ouest plus faibles, tandis que des valeurs positives correspondent à des vents plus forts et décalés vers le nord (Voir Figure 7). Les reconstructions de NAO permettent ainsi de se représenter les conditions atmosphériques qui ont eu lieu en Atlantique nord.

Il reste difficile de reconstituer les variations passées de la NAO en raison de la forte non-stationnarité du phénomène. Lutenbacher (2002) reconstruit l'indice NAO hivernal à partir de mesures de températures, de pressions et de précipitations sur un certain nombre de sites en Europe. Avant 1659, les données disponibles sont des indices climatiques de températures, précipitations, conditions d'englacement en Baltique.

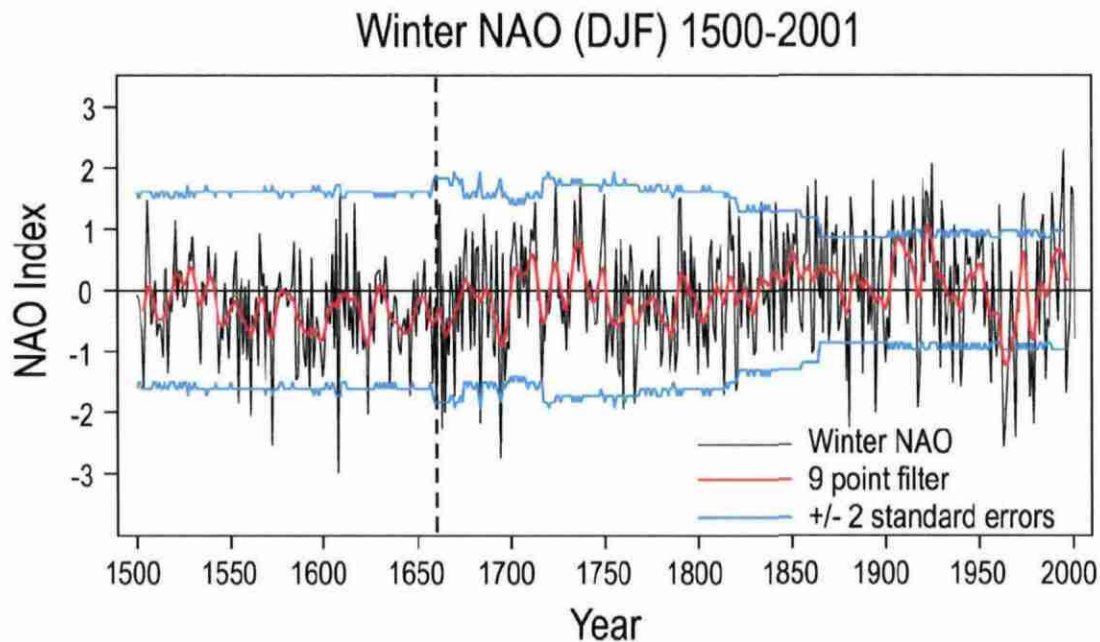


Figure 14 : Reconstruction de l'indice normalisé de la NAO hivernale de 1500 à 1995. D'après Luterbacher et al. (2002).

Pour ce qui concerne les mesures récentes, les tendances d'évolution des vents doivent être prises avec précautions (Trenberth et al. 2007) en particulier en raison du nombre grandissant d'observations par anémomètres et des changements de définitions dans l'échelle de Beaufort. L'analyse des tendances des vents moyens ne révèle pas d'évolutions significatives, mais révèle de tendances régionales : intensification des vents moyens dans le Golfe du Mexique, dans le nord du Pacifique, et tendance à la modération des vents moyens dans l'Atlantique équatorial, l'Atlantique sud tropical et le Pacifique nord subtropical.

### 3.1.2. Projections du GIEC

Christensen et al. (2007) ont effectué une revue des projections régionales de changement climatique, qui inclut une revue des changements induits sur les tempêtes et les vents. Les projections du GIEC quant aux tempêtes extratropicales découlent de résultats de 8 à 15 modèles couplés atmosphère-océan. L'un des changements observé est le déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes en zones tempérées, en particulier dans l'Atlantique nord. Certaines études proposent que les caractéristiques des tempêtes extratropicales pourraient ne pas changer, tandis que d'autres envisagent des extrêmes de vents plus forts. D'autres enfin estiment que le nombre de tempêtes en zone tempérée pourrait décroître avec une augmentation du nombre d'événements de forte intensité et une diminution des événements de faibles intensités. En Méditerranée, plusieurs études ont suggéré une décroissance du nombre total de tempêtes, mais les modélisations ne permettent pas aujourd'hui de prédire l'évolution du nombre de tempêtes intenses. Enfin, il convient de rester très prudent quant à ces modélisations : le rapport GIEC souligne que la confiance que l'on

peut accorder aux projections des changements de régimes de vents est relativement faible.

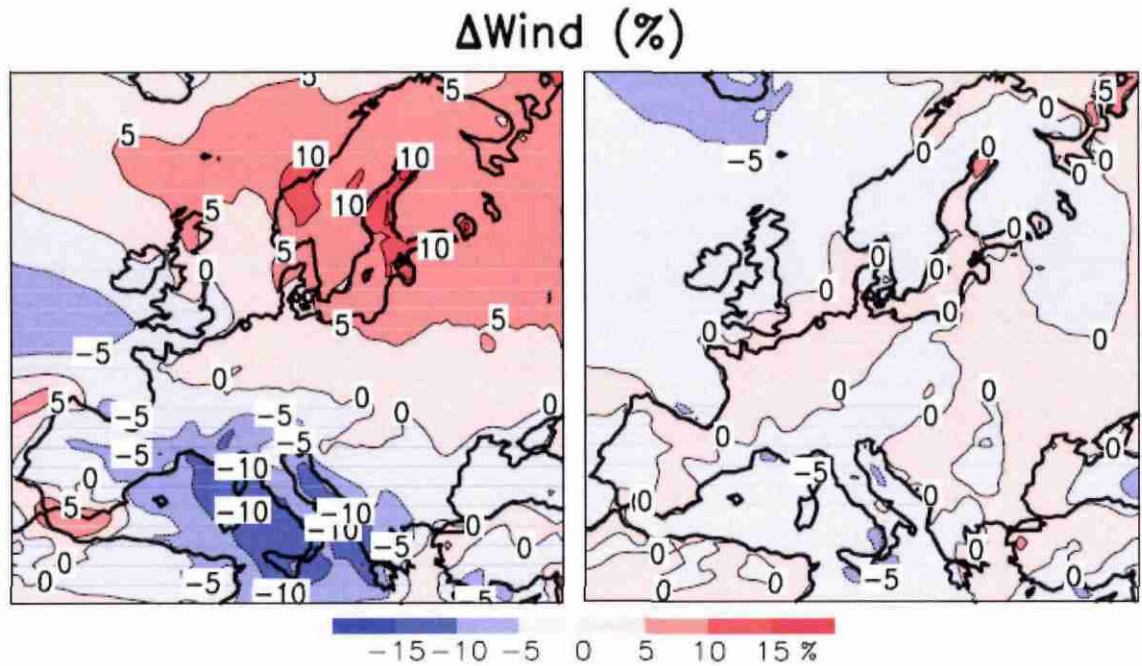


Figure 15 : Simulation des changements de la moyenne annuelle du module du vent à 10m, pour les conditions climatiques de 1961 à 1990 et 2071 à 2100. Les résultats sont basés sur un scénario A2. Source : Christensen et al. 2007.

## **3.2. MODELISATION GLOBALE**

Nous examinons dans ce chapitre les données du modèle global du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) dont les données sont gratuites et disponibles via-internet.

### **3.2.1. Les modèles développés par le GFDL**

Le Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) est rattaché au programme du NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Les données des modèles produits du GFDL (Delworth et al., 2006 ; Gnanadesikan et al. 2006 ; Stouffer et al. 2006 ; Wittenberg et al 2006) ont été largement utilisées par la communauté scientifique. Il s'agit de modèles globaux couplés océan-atmosphère à haute précision (résolution 2° en latitude, 2.5° en longitude pour l'atmosphère et les terres émergées avec 24 niveaux verticaux ; résolution 1° pour l'océan, s'affinant vers l'équateur, avec 50 niveaux verticaux). Certains modèles globaux plus précis ont déjà été développés (au ¼ de degré pour le modèle ORCA025), mais ces derniers n'ont pas fourni de résultats aussi concluants que ceux développés par le GFDL. Par rapport aux anciennes versions développées par ce même groupe de chercheurs (R15 et R30), une rupture nette a été effectuée. Les algorithmes numériques utilisés et la paramétrisation physique ont été modernisés.

Par ailleurs, ces modèles sont composés de plusieurs sous-modèles (continent, océan, glace de mer, atmosphère) qui interagissent par des flux. Pour le forçage radiatif, de nombreux phénomènes, dont certains d'origine humaine, sont pris en compte : nuages, gaz à effet de serre, aérosols, variations de l'albédo... De nombreux cycles biogéochimiques (cycle du carbone, cycle d'eau douce...) sont aussi modélisés, ainsi que différents types de végétations ou de type de sol.

L'une des principales innovations de ces expériences concerne le couplage entre les modèles de continent, d'océan, de glace et d'atmosphère. La plupart des simulations antérieures utilisaient des rappels en salinité ou en chaleur pour maintenir un état réaliste. Pour les modèles CM2, ces ajustements n'existent pas et tous les flux sont conservés avec une haute précision.

En outre, ces modèles sont performants pour les estimations saisonnières et interannuelles, mais aussi pour les prédictions concernant les changements climatiques (ces modèles ont été utilisés par le GIEC pour les expériences de 2007).

En résumé, ces modèles sont à grande précision et très innovants : pas de corrections de flux, nouvelle paramétrisation physique, meilleure résolution, processus ajoutés (aérosols...)

Les études de stabilité ont été concluantes, même si certains biais subsistent (bilan radiatif net au sommet de l'atmosphère déséquilibré, conservation de la chaleur non assurée, tendance à un adoucissement des eaux superficielles).

Quelques différences existent entre les versions 2.0 et 2.1 :

- modification du forçage radiatif (schéma de nuage),
- intensification de la gyre subpolaire (réduction de la viscosité de l'océan),
- modèle de continent amélioré, avec une plus grande diversité de végétations ou de surfaces,
- les modèles ont une atmosphère différente, générant des flux air/mer différents.

Cela explique les améliorations apportées à la version 2.1, surtout aux moyennes latitudes :

- structure et amplitude de la pression de surface des océans mieux simulée,
- structure verticale des vents zonaux compatible avec les observations,
- amélioration du bilan d'eau douce, surtout dans le Nord de l'Atlantique,
- extension de la glace de mer identique aux observations,
- ventilation de l'océan profond mieux respectée,
- structure des courants plus proche des mesures *in situ*.

Les réponses de sensibilité étant satisfaisantes, nous pouvons aisément utiliser les sorties de ce modèle pour des études de prévision sur le XXI<sup>ème</sup> siècle.

### 3.2.2. Réponse du modèle CM2.1 dans un scénario de changement climatique

En réponse à un doublement du CO<sub>2</sub> atmosphérique (une hausse de 1% par an), des évolutions sont observées dans le modèle (Knutson et al. 2006). Nous nous limitons à l'étude du scénario A1FI décrit par le GIEC. Compte tenu des incertitudes quant aux changements des régimes de vents vis-à-vis du changement climatique, il nous a paru en effet préférable de nous intéresser à un scénario particulièrement pénalisant. Dans ces conditions pessimistes un fort recourt aux énergies fossiles (charbon, gaz, pétrole) est nécessaire pour alimenter la croissance globale très rapide. Les réactions du modèle sont les suivantes :

- ralentissement de la circulation thermohaline (que l'on retrouve dans pratiquement tous les modèles de prévision) ; celle-ci est réduite de 29% pour atteindre 17 Sv (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s),
- diminution du transport de chaleur vers le Nord,
- Quelques changements sont observés concernant l'évolution des vents zonaux : un ralentissement proche de 30°S, une accélération vers 50°S
- un déplacement du Courant Antarctique Circumpolaire vers le Sud.
- en Atlantique Nord, une faible tendance au déplacement des courants vers le pôle est aussi observée.
- des vents tropicaux intensifiés.
- réchauffement de l'atlantique Nord
- une augmentation d'événements intenses (type cyclone), et une hausse des précipitations qui leur sont associées (20% sur 100 ans).

En ce qui concerne l'impact du changement climatique sur le vent, les vagues et les tempêtes (influence sur la direction et la force du vent, sur l'intensité, la fréquence et la

durée des tempêtes), il n'y a que très peu de publications à ce sujet utilisant les sorties du modèle CM2.1. Aussi, ces données ont été analysées.

### 3.2.3. Etude des conditions de vent dans les modèles développés par le GFDL

Nous analyserons les sorties de vent GFDL pour le scénario A1FI.

Il s'agit des champs suivants, pour lesquels les données sont disponibles quotidiennement :

eastward_wind uas	m.s <sup>-1</sup>	near-surface (usually, 10 meters) eastward component of wind. The CMOR singleton dimension default value of 10 m can be overridden, if absolutely necessary, by redefining axis "height2".
northward_wind vas	m.s <sup>-1</sup>	near-surface (usually, 10 meters) northward component of wind. The CMOR singleton dimension default value of 10 m can be overridden, if absolutely necessary, by redefining axis "height2".

Les figures ci-dessous sont tracées à partir des données GFDL. La direction est indiquée par l'orientation des traits, l'intensité par la couleur (de vert à rouge : du moins au plus intense des vents orientés vers le nord; de bleu ciel à bleu foncé, vents orientés vers le sud, du moins au plus intense). Notons aussi que les moyennes hivernales correspondent aux mois janvier-février-mars, tandis que les moyennes estivales se réfèrent aux mois de juin-juillet-août.

Les champs de vent sont globalement bien représentés (en position et en norme), et on retrouve les principales structures régissant la circulation des masses d'air de la planète : centre anticyclonique au pôle, dépression subpolaire, anticyclone subtropical, convergence intertropicale près de l'équateur. Cette circulation générale est caractérisée par les vents d'Est polaires, les vents d'Ouest entre 60°N et 30°N, les vents d'Est dit alizés entre les tropiques et l'équateur (sous les latitudes moyennes, le courant qui provient de l'anticyclone subtropical et qui se dirige vers les pôles est dévié au niveau de la mer pour devenir, dans l'hémisphère Nord sous l'influence de la force de Coriolis, un courant d'Ouest. Celui-ci, en rencontrant le courant d'air froid venant du pôle Nord, dévie et se transforme cette fois en un courant d'Est), et les courants zonaux circumpolaires au Nord de l'antarctique.

Les secteurs interzones, où le vent est faible, apparaissent clairement. On les trouve près du pôle Nord, au niveau des tropiques et de l'équateur. La zone de convergence intertropicale est bien représentée. Elle se situe en moyenne vers 10°N, et ses oscillations saisonnières (vers le Nord en été et vers le Sud en hiver) sont respectées dans le modèle. La comparaison entre les moyennes estivales (juin juillet août) et hivernales (janvier février mars) traduit l'existence du phénomène de mousson au niveau de l'océan Indien.

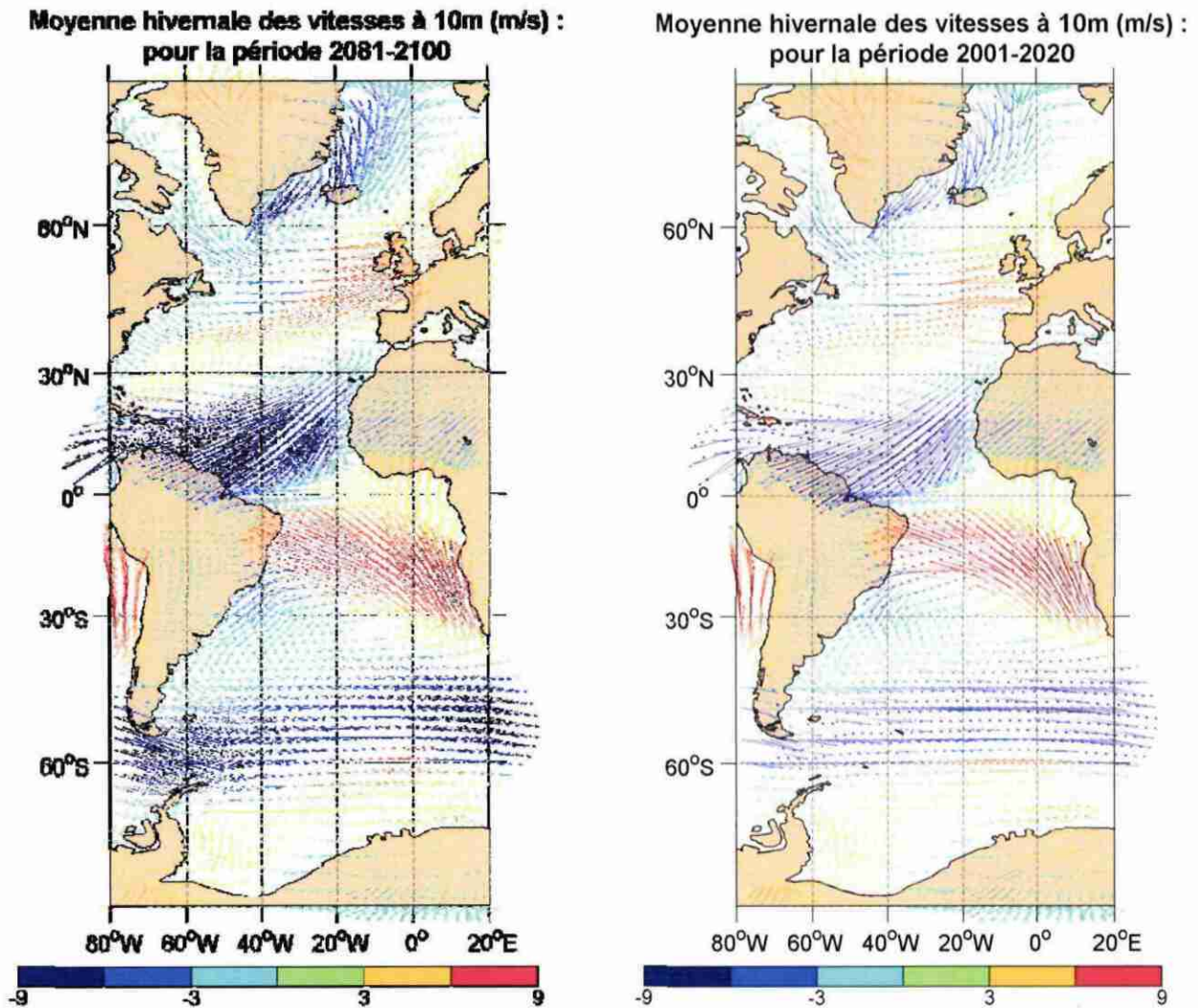


Figure 16 : Moyennes hivernales des vitesses des vents à 10m pour les périodes 2001-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1)

La direction est indiquée par l'orientation des traits, l'intensité par la couleur (de vert à rouge : du moins au plus intense des vents orientés vers le nord ; de bleu ciel à bleu foncé, vents orientés vers le sud, du moins au plus intense).

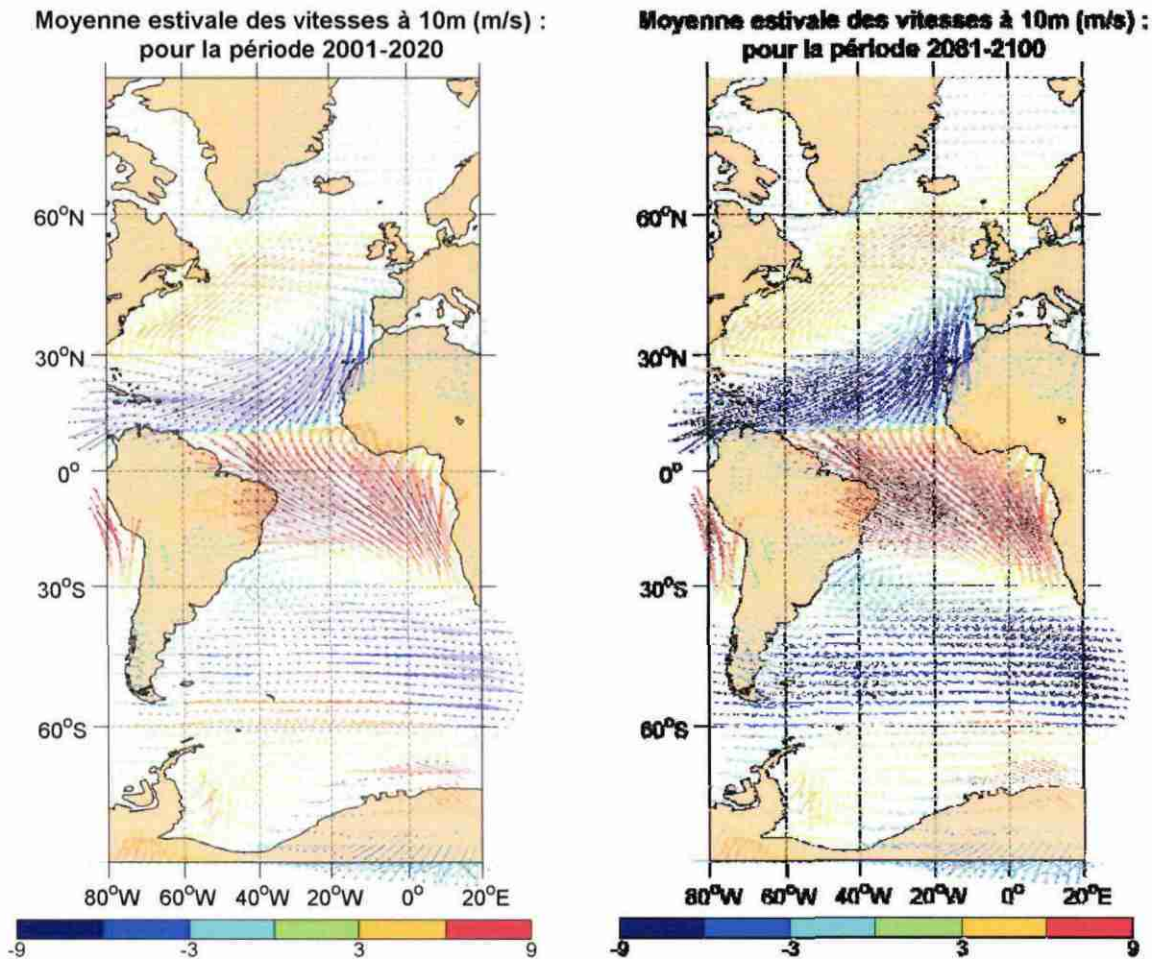


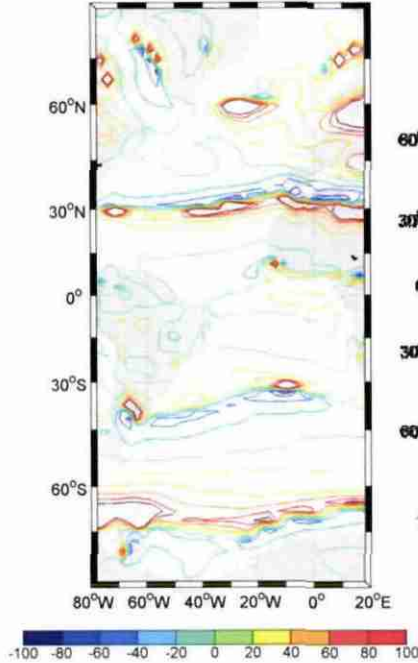
Figure 17 : Moyennes estivales des vitesses des vents à 10m pour les périodes 2001-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1)

La direction est indiquée par l'orientation des traits, l'intensité par la couleur (de vert à rouge : du moins au plus intense des vents orientés vers le nord ; de bleu ciel à bleu foncé, vents orientés vers le sud, du moins au plus intense).

La comparaison des sorties de vent entre le début et la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle ne fournit pas de résultats très concluants (Figure 16,

Figure 17 et Figure 18). On retrouve globalement les mêmes structures de circulation, avec des amplitudes peu différentes. Les principales évolutions observées s'expliquent par un déplacement vers le pôle des vents d'ouest aux moyennes latitudes, déjà noté dans les publications du GFDL. Cette tendance pourrait être associée à un déplacement des trajectoires des tempêtes non tropicales vers les pôles, avec des changements en conséquence sur les répartitions des vents, des précipitations et des températures. Une accélération des courants tropicaux est aussi observée.

Evolution du vent moyen en hiver en Atlantique entre les périodes 2000-2020 et 2080-2100 (en %)



Précipitation moyenne annuelle : différence entre la période 2081/2100 et 2001/2020 (en %)

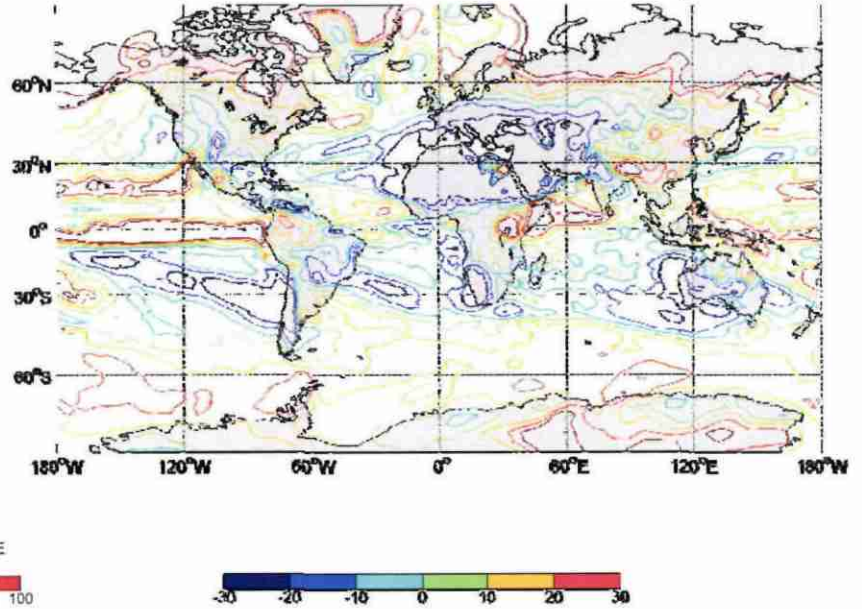


Figure 18 : Evolution du vent moyen en hiver en Atlantique entre les périodes 2000-2020 et 2080-2100 (en %), dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1)

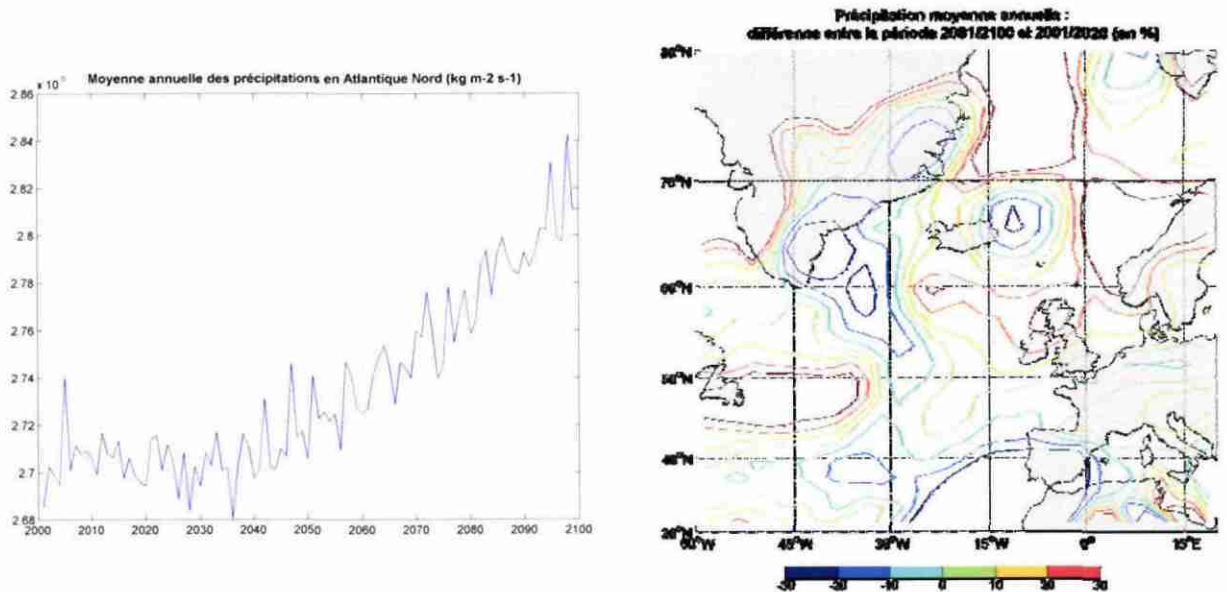


Figure 19 : A gauche : tendance d'évolution des précipitations au cours d'une simulation dans un scénario A1FI. A droite : moyenne annuelle des précipitations en Atlantique Nord et précipitations annuelles comparées pour la période 2000-2020 et 2080-2100, dans un scénario A1FI. (Données GFDL CMX 2.1).

Les précipitations au cours de la simulation augmentent fortement en Atlantique Nord, surtout aux moyennes latitudes comprises entre 40 et 70°N (Figure 18). Ces observations confirment les tendances observées depuis quelques années, ainsi que les interprétations du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC. Des diminutions de précipitations sont par ailleurs fortement probables dans les régions tropicales.

Entre le Groenland et les Iles Britanniques, la prévision d'une hausse des précipitations correspond par ailleurs à des vents plus importants. C'est dans cette même région que des tempêtes extratropicales se forment et se développent avant d'atteindre les côtes britanniques et européennes. Cette tendance suggère une plus forte prédominance d'un régime de temps perturbé dans la deuxième moitié du XXI<sup>ème</sup> siècle sur l'Atlantique nord-ouest.

Notons qu'en Méditerranée, la résolution trop faible du modèle global ne permet pas de proposer des scénarios.

### **3.3. MODELISATION REGIONALE**

Nous nous sommes intéressés à une modélisation régionale réalisée dans le cadre du projet IMFREX (IMPact des changements anthropiques sur la FRéquence des phénomènes EXtrêmes de vent, de température et de précipitations), auquel a participé en particulier le CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques). IMFREX fournit des données pour un scénario A2 pour la période 2070/2100. Ceci ne correspond pas à la période de l'étude Vulsaco. Cependant, il nous est paru préférable de baser notre diagnostic sur ces données pour les raisons suivantes :

- le projet IMFREX a cherché à mettre en évidence l'impact du changement climatique sur des événements extrêmes. Il documente ainsi très bien cet aspect.
- d'autre part, ce projet fournit trois séries temporelles indépendantes, correspondant à des conditions initiales différentes pour des forçages identiques. Ceci permet de bien identifier les incertitudes du modèle.
- enfin, compte tenu des incertitudes quant aux changements des régimes de vents vis-à-vis du changement climatique, il nous a paru préférable de nous intéresser à un scénario pénalisant comme le scénario A2.

Pour autant, le rapport IMFREX incite à la prudence quant à l'interprétation des résultats : « En ce qui concerne les vents et tempêtes, on peut s'attendre à une faible augmentation des fréquences de vent fort sur la moitié nord, et pas d'impact ou un impact faiblement négatif sur le sud ».

#### **3.3.1. Motivation**

Le modèle Arpège-Climat du CNRM est utilisé dans le projet IMFREX. Il est né des modèles de prévision à court terme de Météo-France. Ce modèle a une maille variable, allant de 50km en méditerranée à 450km dans le Pacifique Sud. Le vent local résulte d'une désagrégation statistique, qui est une méthode reposant sur des méthodes

statistiques, consistant à établir, à partir d'observations, une fonction de transfert entre les prédictors issus de modèles climatiques et des variables locales.

A l'échelle nationale, les données d'IMFRET n'ont pas d'équivalent à la date du démarrage du projet Vulsaco, si l'on cherche à tester la robustesse du résultat. En effet, 3 jeux de données de 30 ans pour le scénario A2 sont disponibles, ce qui permet de tester la stabilité de la réponse du paramètre recherché au changement climatique.

Le rapport final d'IMFRET note qu' « *il ressort de cette étude une augmentation modérée du risque de tempêtes sur la partie nord de la France. Aucun impact n'est décelable pour les fortes tempêtes touchant la moitié sud du pays, l'ensemble des systèmes ayant même tendance à voir une diminution de fréquence* ». Plus précisément, deux méthodes ont été testées dans le cadre du projet IMFRET pour mettre en évidence des changements dans les régimes de vent :

- Une méthode basée « sur des techniques d'ajustement linéaire du vent local par des prédictors de grande échelle. Cette méthode permet de reconstituer un champ de vent sur la France à partir des simulations du modèle en meilleur accord avec les observations que le vent à 10 m issu du modèle CNRM. » (Déqué, 2003, p.27).
- Une méthode également basée sur des régressions linéaires multiples, mais consistant à « suivre des perturbations au lieu d'utiliser des structures de grande échelle du vent en altitude » (Déqué, 2003, p.27-28).

Dans les deux cas, le rapport incite à la prudence quant à l'interprétation des changements observés. En effet, ceux-ci sont peu robustes et des désaccords entre les modèles apparaissent.

Des changements de paramètres contrôlant la morphodynamique côtière peuvent-ils être discernés dans les jeux de données issus d'IMFRET ? Les seuils de tempête que nous devons prendre en compte ne sont pas nécessairement les mêmes que ceux utilisés dans le cadre du projet IMFRET d'une part, et d'autre part, des changements de direction des vents, même relativement faible, auraient une incidence sur les milieux côtiers.

Les méthodes d'analyse utilisées dans le cadre d'IMFRET sont trop lourdes à mettre en œuvre dans le cadre du module 2.2 de Vulsaco. En revanche, une analyse simple de certains paramètres issus des données IMFRET nous a semblé suffisante pour identifier d'éventuels changements significatifs dans les jeux de données fournis par ces modèles. Nous nous sommes attachés à mettre en évidence des changements de :

- direction et force moyenne du vent
- intensité, fréquence et durée des tempêtes

entre les données issues du modèle du CNRM basé sur un climat actuel et les données basées sur un climat d'un scénario A2 en 2070-2100.

La Figure 20 montre les points de la maille du modèle CNRM les plus proches des sites étudiés dans le cadre de Vulsaco. Ces points sont :

- Dunkerque : le point 335 ;
- Noirmoutier : le point 308 ;

- Truc Vert : le point 251 ;
- Lido de Sète : le point 62.

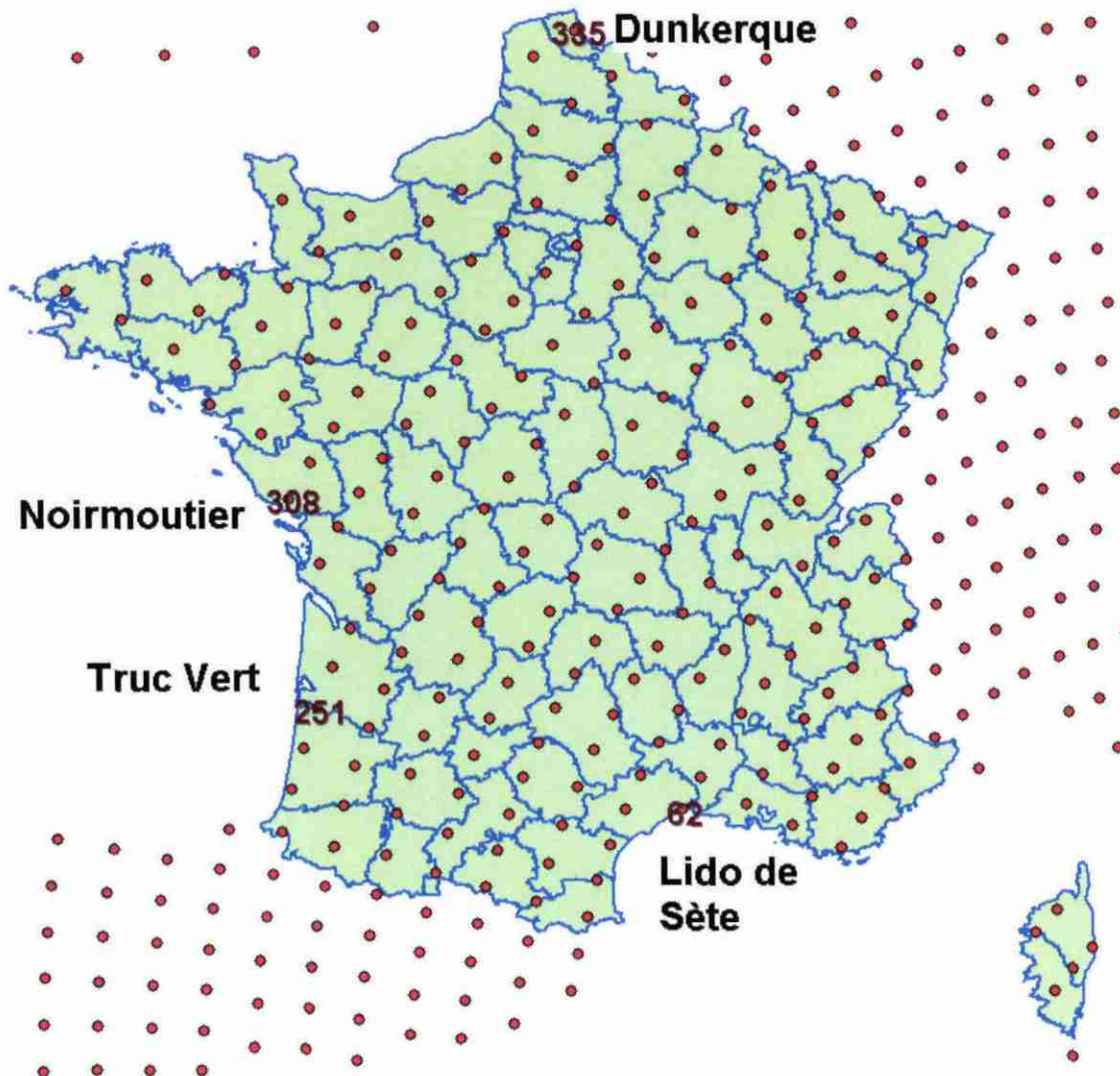


Figure 20 : Position des points de la maille du modèle CNRM. Les points 335, 308, 251 et 62 sont les plus proches de Dunkerque, Noirmoutier, du Truc Vert et du Lido de Sète respectivement.

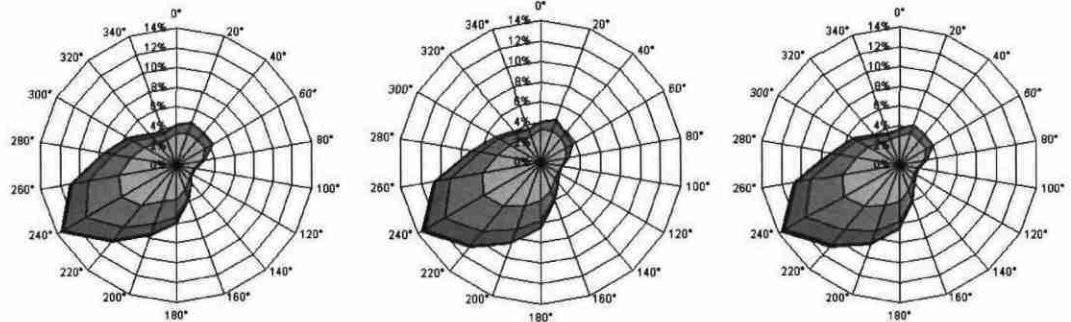
### 3.3.2. Rose des vents de sites Vulsaco

Pour produire une rose des vents à partir de chacun des jeux de données d'IMFLEX, nous avons classifié chacun des vecteurs vents en fonction de leurs directions et de leurs vitesses pour deux sites Vulsaco : Dunkerque et Noirmoutier. Ces sites ont été choisis car ils représentent deux contextes différents (mer du nord et Atlantique) d'une part, d'autre part car les données de vents en Méditerranée sont plus délicates à

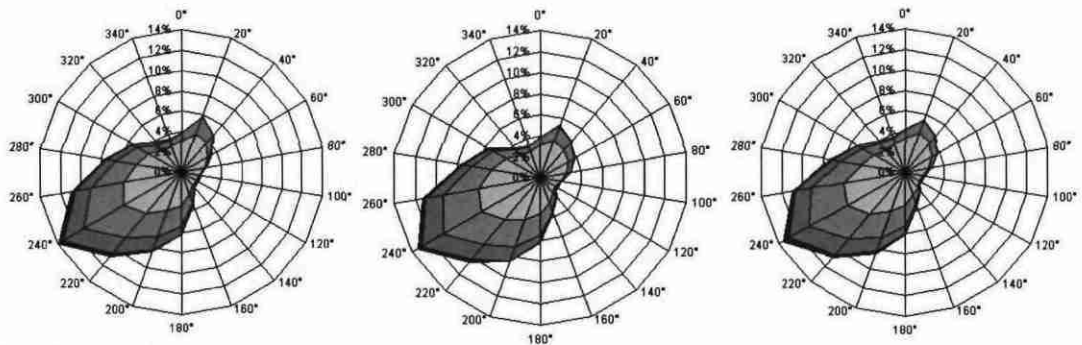
modéliser. Les graphes résultants donnent, en radial, le pourcentage de vecteurs vents dans la direction D (+/-10°) pour la totalité du jeu de données. Les couleurs (niveaux de gris) donnent la proportion de vents d'intensité très faible (moins de 5m/s), faible (de 5m/s à 8m/s), moyenne (de 8m/s à 12m/s), forte (de 12m/s à 16m/s) et très forte (plus de 16m/s).

### Dunkerque

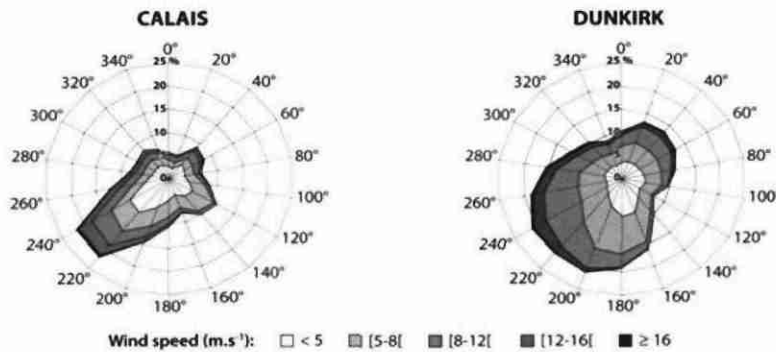
Données des scénarios de référence (1960-1999): DA 9; DE 3; DE 4



Scénarios (2070-2099): DE 6; DE 7; DE 8



Données in-situ



Source:

données de modélisation:  
IMFRET, CNRM

Données *in-situ* : Geodal

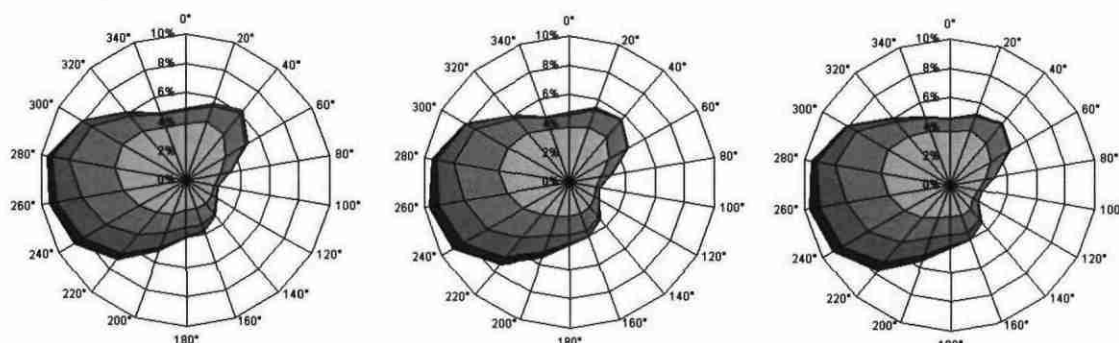
Figure 21 : Rose des vents pour le point 335 de la maille du modèle du CNRM (site de Dunkerque) (Données IMFRET, CNRM, Geodal)

Les scénarios de références (DA 9, DE 3 et DE 4) correspondent à des simulations d'un climat actuel, sous des conditions initiales différentes. De même, les scénarios (DE 6, DE 7 et DE 8) correspondent à des simulations avec des conditions initiales différentes entre 2080 et 2100 dans un scénario A2. La comparaison des résultats pour chacune de ces simulations d'une part, entre les simulations et des mesures *in-situ* d'autre part, permettent d'appréhender certaines sources d'incertitudes.

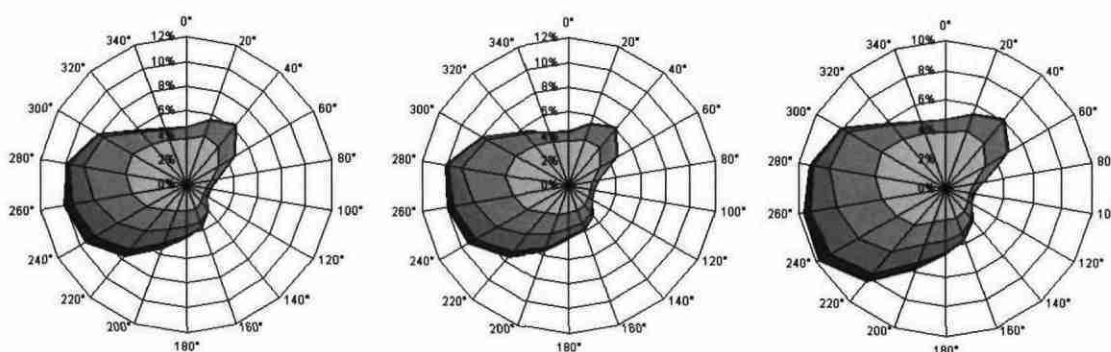
Dans le cas de Dunkerque (Figure 21), les roses des vents des données de simulation et de validation sont remarquablement similaires. On remarque que les scénarios indiquent une direction de vent de 20°(vent soufflant du Nord-Nord-Est) très légèrement plus fréquente que dans le climat actuel. Cependant, cette évolution n'est pas significative au regard des différences avec les données *in-situ*.

### Noirmoutiers

Référence (1960, 1999): DA 9; DE 3; DE 4



Scénarios (2070, 2099): DE 6; DE 7; DE 8



Source: données de modélisation: IMFREX, CNRM

Figure 22 : Rose des vents pour le point 308 de la maille du modèle du CNRM (site de Noirmoutier) (Données IMFREX, CNRM).

De même, les roses des vents des données de simulation et de validation sont remarquablement similaires.

En étudiant les données de simulation du CNRM, nous n'avons pas constaté de différences significatives entre la rose des vents dans un climat actuel et celle d'un climat perturbé par un scénario d'émissions A2 pour deux points de la maille les plus proches des sites Vulsaco Dunkerque et Noirmoutier. L'analyse de ces données ne suggère donc pas que ces roses des vents pourraient être modifiées localement en raison du changement climatique.

### 3.3.3. Tempêtes

#### *Choix d'un seuil*

Nous avons considéré comme seuil de tempête des vents supérieurs à 10m/s (c'est-à-dire un enregistrement d'au moins 10m/s à un instant donné, i.e. pour les 6h du pas de temps en sortie du modèle Arpège-Climat). Cette vitesse a été choisie car elle suffit, par exemple, pour déclencher le processus de transport éolien du sable. En effet, dans le cas d'un écoulement turbulent sur sol plat, la vitesse caractéristique de l'écoulement à l'altitude  $z$  est décrite par une loi logarithmique :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

Où  $k$  est la constante de Von Karman, et  $z_0$  la rugosité du lit de sable de l'ordre d'un trentième de la taille des grains (Pye and Tsoar, 1990). Ainsi, une vitesse de vent à 10m de 10m/s correspond à une vitesse de friction  $u_*$  de l'ordre de 0,5m/s. A cette vitesse de friction, pour un grain de diamètre inférieur à 2mm, on est dans un mode de transport des sédiments par saltation comme l'indique la Figure 23.

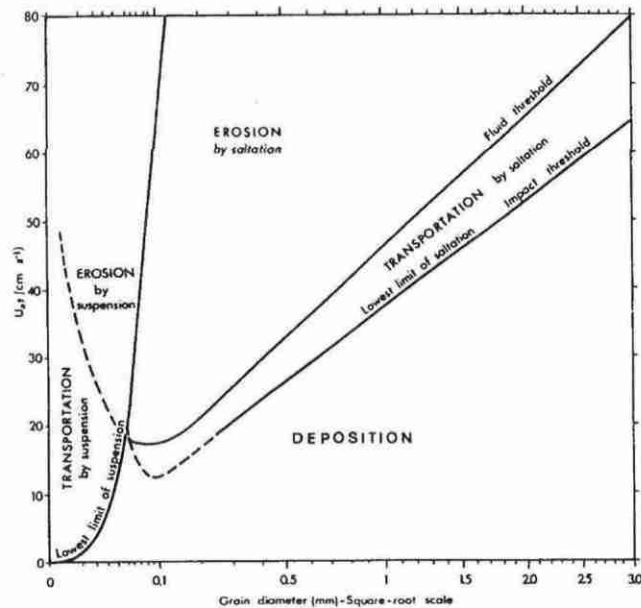


Figure 23 : Mode de transport des grains en fonction de la vitesse du vent et du diamètre des particules. (Pye, 1990, avec des données de Bagnold et Chepil).

### Etude des données IMFREX (CNRM)

Avec ce seuil, nous avons calculé les écarts entre les scénarios et le climat actuel pour les paramètres suivants (Tableau 5) :

- Nombre de tempêtes
- Moyenne de la durée des tempêtes
- Moyenne des vents pendant la tempête
- Moyenne de la vitesse des vents
- Nombre de tempêtes se succédant à moins de 5 jours

Ecarts scénarios par rapport à climat actuel	Dunkerque	Noirmoutier	Truc Vert	Lido de Sète
Nombre de tempêtes	5.6%	-2.4%	-6.1%	-37.8%
Moyenne de la durée des tempêtes	2.9%	2.2%	-6.7%	-3.9%
Moyenne des vents max	0.8%	1.3%	-0.8%	0.6%
Moyenne des vents	2.4%	3.7%	3.1%	-1.8%
Nombre de tempêtes se succédant à moins de 5 jours	8.3%	-9.9%	58.5%	5.1%

Tableau 5 : paramètres statistiques des tempêtes (vents supérieurs à 10m/s) aux points de la maille du modèle de la simulation effectuée pour IMFREX les plus proches des sites Vulsaco (Données CNRM/GAME)

- Nombre de tempêtes

Nous avons observé une forte baisse (-38%) du nombre de tempêtes sur le Lido de Sète dans un climat de fin de siècle dans un scénario A2 par rapport à aujourd'hui. Les différents tirages du modèle CNRM donnent des résultats très similaires, i.e. le modèle donne un résultat stable. Sur les sites de Noirmoutier, du Truc Vert et de Dunkerque, les variations ne sont pas significatives compte tenu de la variance des résultats du modèle. Ceci est cohérent avec le rapport final d'IMFREX.

- Moyenne de la durée des tempêtes

Sur le site du truc Vert, on observe une chute de la durée moyenne des tempêtes dans deux tirages sur trois. Sur les autres sites, la différence entre scénarios de référence et simulation est très faible.

- Moyenne des vents pendant la tempête

Sur chacun des sites, il y a une grande stabilité du modèle qui prédit donc que la moyenne de la vitesse des vents au cours de la tempête ne changera pas.

- Moyenne de la vitesse des vents

Nous n'avons pas observé d'écarts significatifs.

- Nombre de tempêtes se succédant à moins de 5 jours

L'écart important du nombre de tempêtes se succédant à moins de 5 jours sur le site du Truc Vert ne s'explique que par une seule des trois simulations. Les écarts sur les autres sites ne sont pas significatifs compte tenu de l'instabilité de la réponse du modèle. Ainsi, on ne peut pas conclure quant à la pertinence d'augmenter la stabilité de cycles de tempêtes en hiver et de diminuer la probabilité d'entrer dans ce mode.

En conclusion, cette analyse donne des résultats cohérents avec la conclusion des rapports IMFREX quant à l'évolution des régimes de tempêtes : « En ce qui concerne les vents et tempêtes, on peut s'attendre à une faible augmentation des fréquences de vent fort sur la moitié nord, et pas d'impact ou un impact faiblement négatif sur le sud ».

### 3.4. CONCLUSION

Nous avons constaté d'une manière générale qu'il est difficilement envisageable de coupler directement un modèle climatique à un modèle d'impact. Au contraire, l'interprétation et la comparaison de la réponse de nombreux modèles climatiques aux différents scénarios d'émissions permettent de proposer des scénarios d'évolution du climat de vagues, de vent et de tempêtes sur la côte. Le GIEC a effectué ce travail d'interprétation dans le rapport de 2007 et considère comme probable (*likely*) les changements suivants dans le régime des tempêtes :

- Un changement dans la fréquence et la position des tempêtes : avec une décroissance du nombre total de tempêtes dans les climats tempérés, et un déplacement vers le nord des traces des tempêtes, particulièrement des tempêtes hivernales.
- Un changement de l'intensité des vents et des tempêtes : un nombre accru de tempêtes intenses et des vents forts associés, en particulier sur l'Atlantique nord.

Par ailleurs, le GIEC considère comme « plus probable que non » (*more likely than not*) que les vents moyens deviennent plus intenses en Europe du Nord et moins intenses en Méditerranée.

Enfin, en ce qui concerne les vagues, le GIEC considère comme probable (*likely*) une occurrence plus fréquente de vagues hautes sur la façade Atlantique en particulier en Mer du Nord. Nous étudions plus précisément cette problématique dans le chapitre suivant.

## 4. Climats de vagues

Les vagues sont un agent morphogène important des côtes sableuses. Les paramètres des vagues des côtes Atlantique Françaises (hauteur, période et direction) dépendent des vents de l'Atlantique nord. Des modifications dans la circulation atmosphérique impliquent des changements des paramètres de la houle. Dans ce chapitre les changements possibles des paramètres de vagues (hauteur, période et direction) dans le contexte du changement climatique sont examinés.

Ce chapitre s'intéresse principalement aux vagues de l'Atlantique Nord-Est en raison du caractère parcellaire de la documentation et des données existantes en Méditerranée sur ce sujet.

### 4.1. CLIMAT DE VAGUES ACTUELS

Des mesures *in-situ* de la hauteur significative des vagues (c'est-à-dire de la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes) existent depuis plus d'un siècle. Elles sont complétées plus récemment par des données spatiales altimétriques. Dans l'Atlantique, les séries temporelles centennales révèlent des tendances à la baisse ou à la hausse selon les régions. Pour la période 1950-2002, on observe des tendances significativement à la hausse dans l'Atlantique Nord (Figure 20). Des études suggèrent que ces tendances sont liées au déplacement des chemins des tempêtes de l'Atlantique nord vers le nord (Bindoff et al. (2007)).

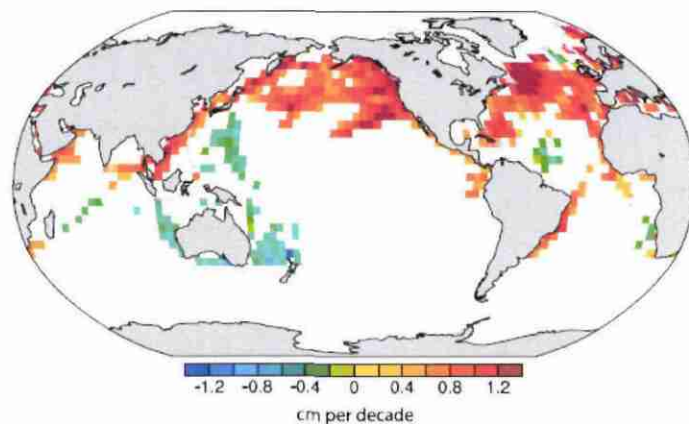


Figure 24 : Estimations de la tendance linéaire de la hauteur significative des vagues, en cm/décade, pour les régions situées sur les routes maritimes majeures, de 1950 à 2002. (Bindoff et al., 2007)

On peut qualifier la climatologie de vagues actuelle par une analyse des extrêmes ou de valeurs moyennes : la hauteur significative centennale des vagues est représentée sur la Figure 25 (Caires et Sterl, 2004). Cette figure met en évidence la zone située au sud de l'Islande, dans laquelle des vagues de tempêtes sont créées et se propagent jusqu'aux côtes Atlantiques Européennes. Les tableaux 6 à 9 présentent, pour chacun des sites Vulsaco, la climatologie locale de vagues (Butel, 2002 ; Le Cozannet et al. 2009). La durée des acquisitions sur le site de Sète et du Truc Vert sont considérées comme très insuffisantes pour constituer une bonne représentation du climat de houle local. Au Truc Vert, elles peuvent être complétées par les travaux de Butel (2002).

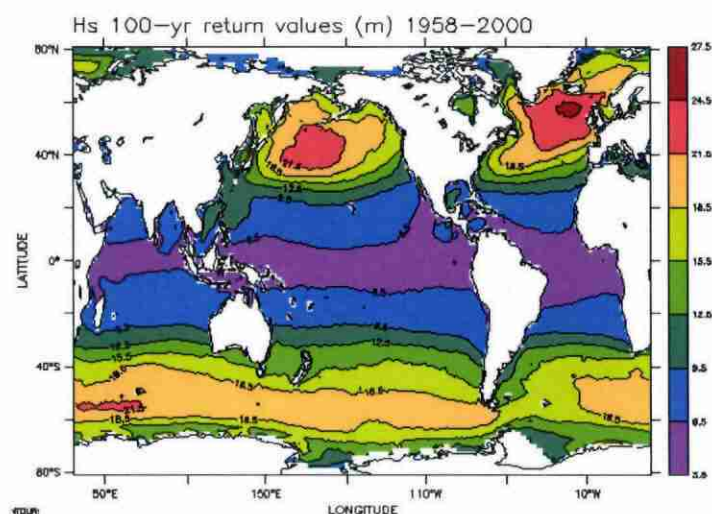


Figure 25 : Valeur de retour de 100 ans de Hs.  
(Caires et Sterl, 2005, données ERA40)

Classe	Hs (m)	Tp (s)	$\Theta$ (°)	%
1	0.54	2.60	293	16.0
2	0.4	3.40	221	14.0
3	0.38	6.60	155	13.2
4	0.4	4.15	150	12.6
5	0.51	3.16	66	10.3
6	0.90	5.79	141	9.7
7	0.76	4.43	226	8.5
8	0.36	9.55	149	6.8
9	1.53	6.32	144	5.1
10	2.42	7.40	142	2.2
11	3.73	8.60	130	1.1
12	0.02	24.55	175	0.5

Tableau 6 : Classification des vagues pour le lido de Sète (données bouée datawell 03404  
43°22.261' N ; 3°46.711' E, 30m de profondeur, de février 2006 à avril 2008)

Classe	Hs (m)	Tp (s)	$\Theta$ (°)	%
1	0,83	3,56	150	1,8%
2	0,93	4,39	232	3,5%
3	4,70	8,99	282	4,2%
4	3,15	10,31	286	4,6%
5	1,95	5,79	315	7,3%
6	1,72	9,56	290	8,1%
7	0,75	3,68	4	8,2%
8	3,04	7,92	290	10,8%
9	1,02	5,33	280	11,0%
10	1,20	7,15	293	11,4%
11	2,14	6,95	286	13,5%
12	0,90	4,70	320	15,7%

Tableau 7 : Classification des vagues pour le Truc Vert (données bouée triaxis 44°39'01" N 1°26'50" W, 54 m de profondeur, d'août 2001 à avril 2003)

Classe	Hs (m)	Tp (s)	$\Theta$ (°)	%
1	0.89	10.33	269	19.9%
2	0.67	8.06	276	15.9%
3	1.13	12.85	265	15.7%
4	2.08	14.21	261	12.1%
5	2.14	10.60	252	10.7%
6	1.08	8.00	252	10.6%
7	3.68	12.72	252	6.0%
8	3.48	16.64	254	3.6%
9	6.06	15.62	251	2.2%
10	1.19	8.04	209	2.0%
11	0.81	5.27	353	0.9%
12	0.67	5.35	82	0.5%

Tableau 8 : Classification des vagues pour Noirmoutier (données ANEMOC, 47.04°N ; - 2.513°E, 29m de profondeur, de janvier 1979 à août 2002)

Classe	Hs (m)	Tp (s)	$\Theta$ (°)	%
1	0.38	5.67	257	15.1%
2	0.39	5.61	9	13.5%
3	0.90	4.94	254	11.1%
4	0.49	3.98	257	10.4%
5	0.44	4.40	16	10.2%
6	1.05	5.92	15	9.0%
7	0.49	6.71	8	8.8%
8	1.39	5.83	252	7.9%
9	0.25	7.07	264	7.7%
10	1.89	7.17	13	2.9%
11	2.24	6.72	251	2.7%
12	0.15	12.23	328	0.6%

Tableau 9 : Classification des vagues pour Dunkerque (Données ANEMOC 51.049°N ; +1.896°E, 30m de profondeur, de janvier 1979 à aout 2002)

#### 4.2. EVOLUTION RECENTE DES HAUTEURS DE VAGUES EN ATLANTIQUE NORD

Les résultats de trois ré-analyses sont présentés ici : le programme WASA (Gunther, 1998), les études du centre canadien météorologique (Swail and Cox, 2000, Wang et al., 2001, 2002, 2004, 2006), et l'atlas des vagues ERA-40 (Sterl et Caires, 2004). Chacune a été effectuée avec une source de vent et des modèles de vague différents.

En Atlantique nord-est, des évolutions significatives des hauteurs de vagues ont été mises en évidence. Depuis l'année 1975 qui marque un minimum, on note une tendance à la hausse de la hauteur significative des vagues. Plus régionalement, les vagues ont augmenté dans le nord-est de l'Atlantique nord et diminué aux moyennes latitudes entre la moitié et la fin du 20ème siècle (Caires et al, 2004). Le Tableau 10 résume les tendances d'évolutions publiées sur l'Atlantique nord-est.

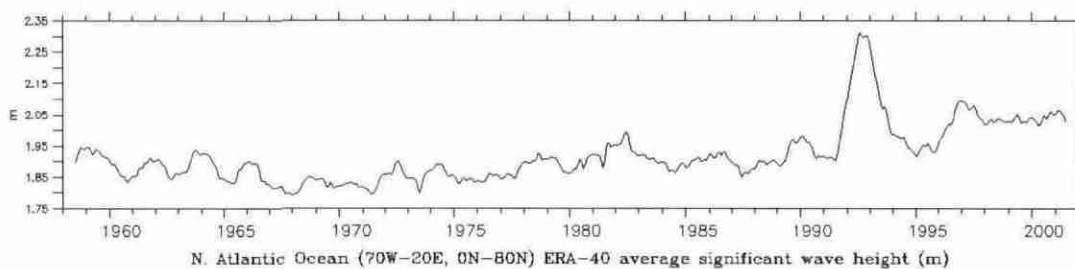


Figure 26. Evolution de la moyenne mensuelle de SWH moyennée sur l'atlantique nord (Source : KNMI / ERA40)

Etude	Zone géographique	Variable	Tendance (cm/ans)
Günther et al. (1998)	Northeast Atlantic	Annual means	1955-1994 0.25-0.75
Wang and Swail (2002)			1958-1997 0.5-2.5
C-ERA40			1958-1997 0.6-1
Günther et al. (1998)	Northeast Atlantic	Annual 90 <sup>th</sup> percentiles	1955-1994 2-3
Wang and Swail (2002)			1958-1997 1-3
C-ERA40			1958-1997 2-3
Günther et al. (1998)	Northeast Atlantic	Annual 99 <sup>th</sup> percentiles	1955-1994 3-4
Wang and Swail (2002)			1958-1997 2-6
C-ERA40			1958-1997 2-4
Günther et al. (1998)	Northeast Atlantic	Annual maxima	1955-1994 7-10
Wang and Swail (2002)			1958-1997 4-7.6
C-ERA40			1958-1997 4-6.7

Tableau 10 : Tendances de Hs en Atlantique nord dans différentes études. (Source : KNMI / ERA40)

Par ailleurs, la variabilité de hauteur significative des vagues en Atlantique nord est fortement corrélée à la NAO. Les modes de variabilité peuvent être étudiés par une analyse en composante principale des champs de vagues : mondialement, la première fonction empirique orthogonale (EOF) des champs de vagues explique 15% de la variabilité et représente la propagation de la houle en provenance des régions cycloniques de l'hémisphère sud. Le coefficient de la deuxième EOF en Atlantique nord explique 24% de la variabilité et a une corrélation de 0.8 avec l'indice NAO (Figure 27). La tendance à l'augmentation des hauteurs de vagues observées depuis 1975 est ainsi généralement reliée à la variabilité de l'indice NAO. Ainsi, Wang et al. (2001 et 2002) trouvent que l'augmentation globale sur la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle est liée à une phase positive de NAO plus marquée.

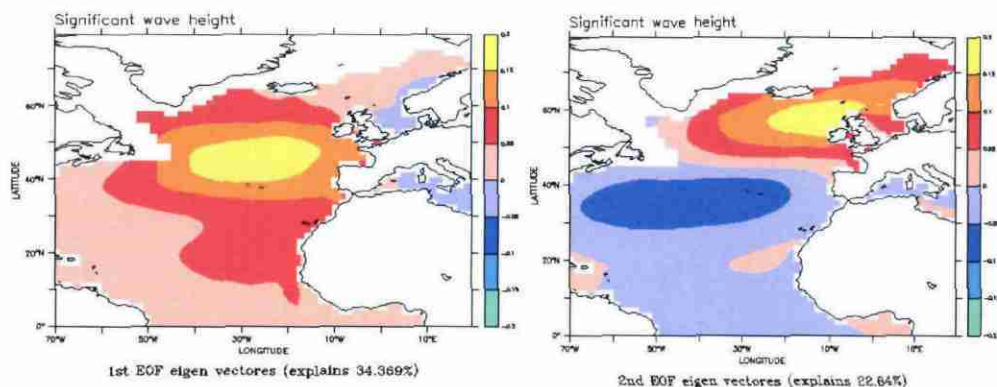


Figure 27 : 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> EOF de SWH en Atlantique nord. (Source : ERA40)

### 4.3. EVOLUTION DES PARAMETRES DES VAGUES ET CHANGEMENT CLIMATIQUE

Pour obtenir des prédictions de vagues, plusieurs solutions sont possibles. La solution naturelle est d'appliquer le champ de vent « futur » à un modèle hydrodynamique pour générer les vagues par le vent. Cette méthode est utilisée systématiquement dans les ré-analyses car les vents sont dans ce cas assez fiables, ayant bénéficié de nombreuses assimilations de données. Une deuxième méthode consiste à passer directement des statistiques de pression au niveau de la mer à celles de hauteur significative des vagues en utilisant des modèles de régression. Cette méthode est privilégiée pour proposer des projections de hauteurs de vagues (Wang et Swail, 2001, 2002).

A l'échelle globale, les variations de hauteurs de vagues modélisées pour la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle sont associées à des modifications des trajectoires de cyclones extratropicaux et tropicaux. En Atlantique du nord est, les changements modélisés sont faibles en 2020 et 2050. Ils sont plus significatifs pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. La moyenne des hauteurs de vagues tend à augmenter en automne et encore plus en hiver. Plus le scénario d'émissions est fort, plus l'augmentation projetée est importante. Les plus fortes augmentations de la hauteur des vagues auraient lieu au nord, dans la mer du nord et la mer de Norvège. Au centre de l'Atlantique, la diminution de la hauteur des vagues est systématique. Au large des côtes françaises, une augmentation de la hauteur des vagues est proposée en automne et en hiver, mais elle n'est significative que pour le scénario A2 en hiver où la moyenne pourrait augmenter de 15 cm. Des tendances similaires sont proposées pour les variations du 90<sup>ème</sup> quantile des hauteurs significatives de vagues. Au large des côtes françaises, en hiver et pour le scénario A2, l'augmentation de la hauteur significative du 90<sup>ème</sup> quantile serait d'environ 35 cm et en automne de 14 cm. En revanche, pour ce qui concerne les vagues extrêmes (hauteur de vague de période de retour 20 ans) aucun résultat n'est significatif au large des côtes françaises (Wang et Swail, 2006).

### 4.4. CONCLUSION

Depuis 1975, la hauteur significative des vagues augmente en Atlantique nord-est. Cette augmentation est associée à une prédominance de la phase positive de la NAO sur la même période. Pour ce qui concerne les projections, les différentes modélisations disponibles indiquent des changements dans les climats de vagues de l'Atlantique nord pour la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle. Au large des côtes françaises, cela pourrait se traduire par une augmentation de la moyenne des hauteurs de vagues et de leur 90<sup>ème</sup> quantile respectivement de 15 et 35 cm en hiver.

## 5. Conclusion

Cette revue de l'état des connaissances des effets du changement climatique sur l'évolution des forçages des zones côtières révèle qu'une étude pleinement déterministe des effets du changement climatique sur un système côtier n'est pas envisageable dans l'état des connaissances actuelles. Au lieu de cela, une représentation du possible, reposant à la fois sur la connaissance des phénomènes observés, sur les apports de la modélisation du climat et sur l'expertise à l'échelle locale est proposée dans ce rapport. Cette approche permettra de tester des évolutions des forçages côtiers plausibles en entrée des modèles qui seront utilisés dans le cadre de la tâche 3.2 du projet Vulsaco.

Des incertitudes importantes demeurent pour ce qui concerne l'élévation du niveau marin, principalement en raison de la méconnaissance de la dynamique de fonte des marges des calottes polaires du Groenland et antarctique. Par ailleurs, cette revue des connaissances a permis de mettre en évidence le besoin de recherches concernant les conséquences de l'élévation du niveau marin actuelle : si le GIEC cite des études dans lesquelles des taux d'érosion sont mis en relation avec une élévation du niveau marin récente, de très nombreuses études menées à l'échelle locale contestent la possibilité d'attribuer localement une érosion à une élévation du niveau marin. Cette piste de recherche serait complémentaire des travaux de modélisation menés dans le projet Vulsaco.

La modélisation climatique n'indique pas de modification importante de l'intensité ou de la fréquence des tempêtes en France métropolitaine. L'aggravation prévisible des effets des tempêtes dans les zones côtières est en réalité une conséquence de l'élévation du niveau marin : une élévation du niveau marin ; même faible, modifiera les périodes de retour des submersions temporaires et aggravera l'érosion. En revanche, la modélisation du climat indique que les précipitations devraient augmenter au XXI<sup>ème</sup> siècle.

Enfin, ce rapport fait apparaître le besoin d'étudier l'impact du changement climatique sur les houles. Les études qui ont été réalisées dans ce domaine mettent en évidence des changements potentiellement importants des paramètres des vagues océaniques. Ces études se limitent souvent à l'étude des hauteurs des vagues alors que des changements de leurs périodes et directions peuvent également induire des modifications importantes de la morphologie des côtes sableuses. Dans ce rapport, des climats de houle (états de la houle) représentatifs de la situation actuelle sont proposés.

Finalement, l'étude de l'impact du changement climatique sur les systèmes côtiers sableux linéaires fait intervenir davantage de paramètres que la seule élévation du niveau marin. Dans d'autres milieux tels que les marais côtiers, l'impact du

changement climatique sur la végétation devrait être également pris en compte. Ceci met en évidence le besoin de recherches multi-disciplinaires sur le sujet de l'impact du changement climatique sur les zones côtières.

## **6. Remerciements**

Nous remercions Michel Déqué (CRNM) pour la mise à disposition de données d'Arpège Climat.



## 7. Bibliographie

### 7.1. PUBLICATIONS ET RAPPORTS

- [1] ALLEY R., SPENCER M. AND ANANDAKRISHNAN S., 2007. Ice sheet mass balance, assessment, attribution and prognosis. *Annals Glaciology*, 46, p. 1-7.
- [2] CAIRES, S. AND A. STERL, 2005, 100-year return value estimates for ocean wind speed and significant wave height from the ERA-40 data. *Journal of Climate*, 18 (7), p. 1032-1048.
- [3] BUTEL R., H. DUPUIS, P. BONNETON, 2002, Spatial variability of wave conditions on the french atlantic coast using in-situ data, , *Journal of Coastal Research*, Special issue 36, p. 96-108
- [4] CAIRES, S., A. STERL, J.-R. BIDLOT, N. GRAHAM, AND V. SWAIL, 2004, Intercomparison of different wind wave reanalyses, *Journal of Climate*, 17(10), p. 1893-1913.
- [5] CAZENAVE A., 2006, How fast are the Ice Sheets melting? *Science*, Vol. 314.
- [6] CAZENAVE A. AND A. LOMBARD.,2008, Present-day sea level rise: a synthesis, *Geosciences C.R.*, Volume 340, Issue 11, p. 761-770
- [7] CLAVE B. , 2001, Evolution des paléo-environnements côtiers à l'holocène : exemple de l'Aquitaine septentrionale. Thèse de doctorat de l'université de Bordeaux I.
- [8] DELWORTH T. L., BROCCOLI A. J., ROSATI A., STOUFFER R.; J., BALAJI V., BEESLEY J. A., COOKE W. F., DIXON K. W., DUNNE J., DUNNE K. A., DURACHTA J. W., FINDELL K. L., GINOUX P., GNANADESIKAN A., GORDON C.T., GRIFFIES S. M., GUDGEL R., HARRISON M. J., HELD I. M., HEMLER R. S., HOROWITZ L. W., KLEIN S. A., KNUTSON T. R., KUSHNER P. J., LANGENHORST A. R., LEE H.-C., LIN S.-J., LU J., MALYSHEV S. L., MILLY P.C. D., RAMASWAMY V., RUSSELL J., M. SCHWARZKOPF D., SHEVLIAKOVA E., SIRUTIS J. J., SPELMAN MICHAEL J., STERN W. F., WINTON M., WITTENBERG A. T., WYMAN B., ZENG F., ZHANG R., 2005, GFDL s CM2 global coupled climate models Part 1: Formulation and simulation characteristics Revised for *Journal of Climate Research*

- [9] DEQUE M., 2003, IMFREX ; Impact des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent de température et de précipitations. Rapport final  
<http://medias.cnrs.fr/imfrex/web/documents/index>
- [10] DOUGLAS B., KEARNEY M. LEATHERMAN S. 2001, Sea level rise, history and consequences, International geophysics series volume 75
- [11] GRINSTED A., MOORE Æ J. C., JEVREJEVA Æ S. , 2009, Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD, *Climate Dynamics*.
- [12] ENFELD, D., MESTAS-NUÑEZ, A., TRIMBLE, P., 2001, The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical research letters*, vol. 28, no. 10, p. 2077-2080.
- [13] GNANADESIKAN A. DIXON K., GRIFFIES S.,BALAJI V., BARREIRO M., BEESLEY J., COOKE W., DELWORTH T., GERDES R., HARRISON M., HELD I., HURLIN W., LEE H., LIANG Z., NONG G., PACANOWSKI R., ROSATI A., RUSSELL J., SAMUELS B., SONG Q., SPELMAN M., STOUFFER R., SWEENEY C., VECCHI G., WINTON M., WITTENBERG A., ZENG F., ZHANG R. AND DUNNE J., 2006, GFDL's CM2 global coupled climate models. Part II: The baseline ocean simulation. *Journal Climate*, 19, p. 675–697.
- [14] GUNTHER H., ROSENTHAL W., STAWARZ M., CARRETERO J. C., GOMEZ M., LOZANO I., SERANO O. AND REISTAD M., 1998, The waves climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA wave hindcast. *Global Atmos. Ocean System*, 6, p. 121-163.
- [15] HANSEN J. E., 2007, Scientific reticence and sea level rise, *Environmental research letter* 2 [http://www.iop.org/EJ/article/1748-9326/2/2/024002/erl7\\_2\\_024002.html](http://www.iop.org/EJ/article/1748-9326/2/2/024002/erl7_2_024002.html)
- [16] KNUTSON T. R., DELWORTH T. L., HELD I. M., STOUFFER R. J., DIXON K. W., SCHWARZKOPF D., STENCHIKOV G. AND RAMASWAMY V., 2006 Assessment of twentieth-century regional surface temperature trends using the GFDL CM2 coupled models. *Journal of Climate*
- [17] KRINNER, G. AND J. JULIEN, 2007, High-resolution simulation of the surface mass balance of Greenland at the end of this century. *The Cryosphere Discuss.*, 1, p. 351-383.
- [18] LAMBECK, K., M. ANZIDEI, F. ANTONIOLI, A. BENINI, A. ESPOSITO, 2004: Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, p. 563–575.

- [19] LE COZANNET G., S. LECACHEUX, E. DELVALLEE, C. OLIVEROS, 2009, Analyse de climats de houle, BRGM/RP 56 878-FR
- [20] LOMBARD A., 2005, Les variations actuelles du niveau de la mer : observations et causes ; Thèse de doctorat de l'université de Toulouse III.
- [21] LOMBARD A., CAZENAVE A., LE TRAON P.-Y., ISHII M., 2004, Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited, Global and planetary change.
- [22] LUTERBACHER J., XOPLAKI E., DIETRICH D., JONES P.D., DAVIES T.D., PORTIS D., GONZALEZ-ROUCO J.F., VON STORCH H., D. GYALISTRAS, C. CASTY AND H. WANNER, 2002, Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500 Atmospheric Science Letters, 2, pp. 114-124.
- [23] MÖRNER, N.-A., 1995, Earth Rotation, Ocean Circulation and Paleoclimate, GeoJournal, 37.4; p. 419-430
- [24] NEREM, R. S., 1999: Measuring very low frequency sea level variations using satellite altimeter data, Global and Planetary Change, 20, p. 157-171.
- [25] NGO-DUC T., LAVAL K., POLCHER Y., LOMBARD A. AND CAZENAVE A., 2005, Effects of land water storage on the global mean sea level over the last half century, Geophys. Res. Lett., Vol.32
- [26] PASKOFF R., 2001, L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers, Ed. Institut océanographique, Coll. Propos, ISBN 2-903581-27-4, 190 p.
- [27] PETIT J. R., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, N. I. BARKOV, J.-M. BARNOLA, I. BASILE, M. BENDER, J. CHAPPELLAZ, M. DAVISK, G. DELAYGUE, M. DELMOTTE, V. M. KOTLYAKOV, M. LEGRAND, V. Y. LIPENKOV, C. LORIUS, L. PEPIN, C. RITZ, E. SALTZMANK & M. STIEVENARD, 1999, Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica, Nature Vol 399, p. 429 - 436
- [28] PUGH, D.T., 2004, Changing sea levels : effects of tides, weather and climate, Cambridge University Press.
- [29] PYE K., TSOAR H., 1990, Aeolian Sand and sand dunes. Unwin Hyman, London.
- [30] RAHMSTORF S. A., 2007, Semi-empirical approach to projecting future sea-level rise; Science, Vol. 215, pp. 368-369.
- [31] RAYNAUD, D., J. JOUZEL, J.M. BARNOLA, J. CHAPPELLAZ, R.J. DELMAS, AND C. LORIUS, 1993. The ice record of green house gases, Science, 259, 926-934.

- [32] RIGNOT E., J. BAMBER, M. VAN DEN BROEKE, C. DAVIS, Y. LI, W.-j. VAN DE BERG AND E. VAN MEIJGAARD, 2008, Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature Geoscience* **1**, p. 106 - 110
- [33] STERL A. AND CAIRES S., 2004, [Climatology, Variability and Extrema of Ocean Waves - The Web-based KNMI/ERA-40 Wave Atlas](#). *Int. J. Climatology*, 25(7), 963-997, doi:10.1029/joc.1175.
- [34] STOUFFER R. J. AND AL., 2006, GFDL's CM2 global coupled climate models. Part IV: Idealized climate response. *J. Climate*, 19, 723–740.
- [35] SWAIL V. R. AND COX A. T., 2000, On the use of NCEP/NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long term Atlantic wave hindcast. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 532-545.
- [36] TSIMPLIS, M., M.MARCOS, S. SOMOT, 2008, 21st century Mediterranean sea level rise: Steric and atmospheric pressure contributions from a regional model, *Global and Planetary Change* Volume: 63 Issue: 2-3 Pages: 105-111
- [37] WITTENBERG, A. T., A. ROSATI, N.-C. LAU, AND J. J. PLOSHAY, 2006, GFDL's CM2 global coupled climate models. Part III: Tropical Pacific climate and ENSO. *Journal of Climate*, 19, 698–722.
- [38] WANG X.L. AND V.R. SWAIL, 2001, Changes of extreme wave heights in northern hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *Journal of Climate*, 14, 2204-2221.
- [39] WANG X.L. AND V.R. SWAIL, 2002, Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-year wave hindcast using kinematically reanalysed wind fields. *Journal of Climate*, 15(9), 1020-1035.
- [40] WANG X.L. AND V.R. SWAIL, 2004, Historical and possible future changes of wave heights in northern hemisphere oceans. In: *Atmosphere Ocean Interactions*, 2, W. Perrie (ed.) Wessex Institute of Technology Press, Southampton, UK.
- [41] WANG X.L., F.W. ZWIERS AND V.R. SWAIL, 2004, North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 17, p. 2368- 2383.
- [42] WANG, X. L. AND V. R. SWAIL, 2006, Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights, *Clim. Dyn.*,26, p. 109-126.

## 7.2. RAPPORTS DU GIEC

- [43] BINDOFF, N.L., J. WILLEBRAND, V. ARTALE, A. CAZENAVE, J. GREGORY, S. GULEV, K. HANAWA, C. LE QUERE, S. LEVITUS, Y. NOJIRI, C.K. SHUM, L.D. TALLEY AND A. UNNIKRIISHNAN (2007) - **Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level**. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [44] CHRISTENSEN, J.H., B. HEWITSON, A. BUSUIOC, A. CHEN, X. GAO, I. HELD, R. JONES, R.K. KOLLI, W.-T. KWON, R. LAPRISE, V. MAGAÑA RUEDA, L. MEARN, C.G. MENÉNDEZ, J. RÄISÄNEN, A. RINKE, A. SARR AND P. WHETTON (2007) - **Regional Climate Projections**. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [45] JANSEN, E., OVERPECK J., BRIFFA K. R., DUPLESSY J.-C., JOOS F., MASSON-DELMOTTE V., OLAGO D., OTTO-BLIESNER B., PELTIER W.R., RAHMSTORF S., RAMESH R., RAYNAUD D., RIND D., SOLOMINA O., VILLALBA R. AND ZHANG D., (2007) - **Palaeoclimate**. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [46] MEEHL G.A., STOCKER T.F., COLLINS W.D., FRIEDLINGSTEIN P., GAYE A.T., GREGORY J.M., KITO A., KNUTTI R., MURPHY J.M., NODA A., RAPER S.C.B., WATTERSON I.G., WEAVER A.J. AND ZHAO Z.-C. (2007) - **Global Climate Projections**. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [47] NICHOLLS, R.J., WONG P.P., BURKETT V.R., CODIGNOTTO J.O., HAY J.E., MCLEAN R.F., RAGOONADEN S. AND WOODROFFE C.D. (2007) - **Coastal systems and low-lying areas**. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

*Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.

- [48] TRENBERTH, K.E., P.D. JONES, P. AMBENJE, R. BOJARIU, D. EASTERLING, A. KLEIN TANK, D. PARKER, F. RAHIMZADEH, J.A. RENWICK, M. RUSTICUCCI, B. SODEN AND P. ZHAI (2007) - **Observations: Surface and Atmospheric Climate Change**. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

### 7.3. SITES INTERNET

Site du GOHS, Laboratoire de Géophysique, océanographie et Hydrologie spatiale du LEGOS, Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale (UMR 5566) : <http://www.legos.obs-mip.fr/fr/equipes/gohs/>

**SITE DU KNMI:** <http://www.knmi.nl/waveatlas>

**EUROSION :** [www.euroasion.org](http://www.euroasion.org)





Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

**Centre scientifique et technique**  
**Service Risques Naturels et Sécurité du Stockage du CO2**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34