



Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en Languedoc-Roussillon

Rapport final

BRGM/RP 58 872-FR

Janvier 2011

Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en Languedoc-Roussillon

Rapport final

BRGM/RP 58 872-FR
Janvier 2011

Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM 2010

M. Yates Michelin et G. Le Cozannet
Avec la collaboration de
Y. Balouin

Vérificateur :

Nom : N. Lenôtre

Date :

Signature :

Approbateur :

Nom : M. Audibert

Date :

Signature :

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 :2008.

Mots clés : Changement climatique, littoral, risques côtiers, érosion, submersion, Languedoc-Roussillon

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

Yates-Michelin, M. ; Le Cozannet, G. et Balouin, Y., 2010 : Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en région Languedoc-Roussillon ; Janvier 2011 ; 83 p. ; 26 Ill. ; 2 annexes.

© BRGM, 2011, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Ce rapport s'inscrit dans le cadre du programme d'actions 2010 du module 1 des études stratégiques et prospectives sur l'évolution des risques littoraux du contrat de projet Etat-Région Languedoc-Roussillon 2007-2013.

L'objet de l'action 1 de ce programme d'études est la réalisation d'un état des connaissances sur les effets du changement climatique sur (1) les forçages des systèmes côtiers et (2) les aléas littoraux actuels et futurs, dans la région Languedoc-Roussillon.

Au cours du XXI^{ème} siècle, l'état actuel des connaissances (en 2010) indique une augmentation des aléas côtiers est prévue en Languedoc-Roussillon dans le contexte du changement climatique. A l'échelle régionale, les scénarios du réchauffement de l'atmosphère et l'océan prédisent :

- une élévation du niveau marin ;
- une faible diminution de la fréquence et une faible augmentation de la vitesse et de la durée des tempêtes ;
- une diminution des jours pluvieux et des précipitations moyennes annuelles ;
- des régimes inchangés ou des tendances sans résultat concluant pour les tempêtes, les vagues, et les surcotes atmosphériques.

Les scénarios de l'évolution des forçages¹ côtiers en Languedoc-Roussillon prédisent une augmentation des aléas érosion et submersion, mais la quantification de ces effets est difficile à estimer. Dans ce contexte, ce rapport propose un certain nombre d'approches qui sont soit d'ores et déjà mises en œuvre, soit pourraient être proposées dans le cadre de projets de recherche. En tout état de cause, les actions proposées ici devraient s'inscrire en complémentarité des actions régionales et nationales existantes.

¹ Les forçages côtiers sont les facteurs physiques d'évolution du littoral tels que la houle, les courants, les vents, ...

Sommaire

1. Introduction	9
2. Contexte regional	11
2.1. GEOMORPHOLOGIE COTIERE DU LANGUEDOC-ROUSSILLON	11
2.1.1. Les plages, dunes et lidos	12
2.1.2. Les falaises.....	13
2.1.3. Les lagunes et étangs littoraux.....	14
2.2. VULNERABILITE DU LITTORAL REGIONAL.....	15
3. Les forçages côtiers en Languedoc-Roussillon	17
3.1.1. Les forçages atmosphériques	17
3.1.2. Le climat de vagues.....	20
3.1.3. Le niveau de l'eau	22
3.1.4. Les apports sédimentaires	25
4. Changement climatique global et régional	27
4.1. OBSERVATIONS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.....	27
4.1.1. Observations globales	27
4.1.2. Observations régionales.....	29
4.2. MODELISATION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE	32
4.2.1. Les forçages actuels du changement climatique.....	32
4.2.2. Les scénarios des forçages du changement climatique.....	34
4.2.3. Les prédictions des modèles	35
5. Impact du changement climatique sur les forçages côtiers.....	37
5.1.1. Forçages côtiers pris en compte	37
5.1.2. Impact potentiel global.....	38
5.1.3. Impact potentiel à l'échelle régionale	38
5.1.4. Résumé	49
6. Impact potentiel du changement climatique sur les aléas côtiers.....	53
6.1. EROSION COTIERE DES COTES SABLEUSES	53
6.2. SUBMERSIONS MARINES.....	55
6.2.1. Plages, dunes et lidos	55

6.2.2. Marais et zones humides	57
6.3. EXEMPLES DE METHODOLOGIES EXISANTES POUR L'ESTIMATION DES IMPACTS POTENTIELS	58
6.3.1. Evaluation de l'érosion	58
6.3.2. Evaluation de la submersion	61
6.4. RESUME	64
6.4.1. Erosion	64
6.4.2. Submersion	65
7. Conclusion : synthèse de l'état des connaissances et propositions de recherche	67
8. Bibliographie	73

Liste des illustrations

Illustration 1 : Schéma des forçages affectant le transport de sédiments des plages.....	12
Illustration 2 : Schéma des facteurs et forçages importants contrôlant l'évolution des falaises.	14
Illustration 3 : (a) Le climat hivernal moyen de 1905 à 2005, (b) Zonal, (c) East-Atlantique, (d) Greenland Above, (e) Blocking et (f) Atlantic Ridge. [source : Ullman (2008)]......	19
Illustration 4 : Les roses des vents (fréquence en %) pour les vents de 0 à 10 m/s (bleu), de 10 à 20 m/s (rose) et de plus de 20 m/s (vert) en hiver à (a) Cap Couronne, (b) Sète et (c) Port-Vendres [source : Ullman (2008)].	20
Illustration 5 : Les valeurs extrêmes enregistrées au houlographe de Sète pendant les tempêtes récentes (DREAL LR, 2010).	22
Illustration 6 : Schéma illustrant les trois composantes de la surcote (représentée en bleu foncé): (a) surcote liée à la dépression atmosphérique, (b) surcote liée au forçage du vent et (c) surcote liée au déferlement des vagues (setup), résultant de l'excès de quantité de mouvement dans la zone de déferlement.....	24
Illustration 7 : Fréquence des vents mesurés à Cap Couronne par classes de 45° pour les surcotes de plus de 40 cm à Grau-de-la-Dent (tirets), à Sète (pointillés) et à Port-Vendres (trait plein) entre 1986 et 1995 (source : Ullman and Moron, 2010).	25
Illustration 8 : Schéma synthétique montrant une variété de sources, de puits et de transferts de sédiments et leurs contributions au bilan sédimentaire du littoral (Schéma : M. Yates-Michelin).	26
Illustration 9 : Observations des changements climatiques : (a) température moyenne, (b) niveau moyen de la mer, (c) couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord (GIEC, 2007).	29
Illustration 10 : La variabilité régionale de l'élévation du niveau marin entre 1993 et 2001, observée par l'altimétrie des satellites. Source: Cazenave and Llovel (2010).	31
Illustration 11 : L'élévation du niveau de la mer observé entre 1993 et 2006 par le programme TOPEX/Poséidon et Jason-1. Source : LEGOS/CNES http://www.legos.obs-mip.fr/fr/equipes/gohs/resultats/b1_nivmer1	31
Illustration 12 : Tendances aux échelles géologiques et depuis 1750 des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre et du forçage radiatif associé. Source: GIEC (2007).	33
Illustration 13 : Les quatre familles de scénarios du développement socio-économique. Source: GIEC (2000).	34
Illustration 14 : Projections du niveau moyen de la mer en 2100 et contributions (en mètres) de chacun des phénomènes modélisées pour 6 scénarios du GIEC. Les barres grisées représentent les incertitudes (5% et 95%) liées à la modélisation. Source: Meehl et al. (2007).	35
Illustration 15 : Différence (en mètres) entre le niveau de l'eau pendant la période de référence (1961-1990) et les prédictions entre 2070 et 2099 – seuls les effets d'origine stérique sont modélisés. Source : Tsimplis et al. (2008).	39

Illustration 16 : L'élévation du niveau marin observé en Europe, et en particulier, en Languedoc-Roussillon (adaptée d'EUROSION, 2004).	40
Illustration 17 : Percentile annuel à 99% de la hauteur des surcotes entre 2000 et 2100. Traits pleins: moyenne des 17 simulations avec en courbe lissée, uniquement les variations dont la période est supérieure à 30 ans. Zone grisée : variabilité annuelle (+/- σ) (Ullmann et Moron, 2010).	44
Illustration 18 : Les précipitations moyennes (mm/jour) des simulations du modèle Arpege-Climat : dans la période de référence de 1960-1999 (gauche) et dans le scénario entre 2070 et 2099 (droite). Source : le site d'IMFRET: http://imfret.mediasfrance.org/web/resultats/diagmod/cgi/form_diag.cgi	45
Illustration 19 : Précipitations cumulées mensuelles en 2020-2040 (gauche) et 2040-2060 (droite) par rapport à la période de référence 1980-2000. (Caballero et al. 2008)	47
Illustration 20 : Changement des écoulements annuels des fleuves entre la période 1981-1990 et 2070, suivant le scénario A2 du GIEC, selon deux modèles globaux. Source: Alcamo et al. (2007).	47
Illustration 21 : Changements mensuels (en %) du niveau du réservoir sol entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous le scénario d'émission A2. Source : Lespinas (2008).	48
Illustration 22 : Le changement relatif du débit moyen annuel et du débit minimum estival moyennés sur 7 jours ; Les portions rouges indiquent des sécheresses plus sévères. Source: Dankers and Feyen - European Environment Agency (2008).	48
Illustration 23 : Schéma de la loi de Brün illustrant la translation du profil vers la côte en réponse à l'élévation du niveau de la mer.	59
Illustration 24 : L'impact potentiel du changement climatique au cours du XXIème siècle sur les forçages et aléas cotiers en Languedoc-Roussillon.	69
Illustration 25 : Cartographie des régions exposées à l'érosion future réalisée à partir de l'agrégation d'indicateurs selon la méthode proposée dans le projet EUROSION [source: EUROSION (2004)].	93
Illustration 26 : La modification des aléas de la submersion (vert) et d'érosion (jaune) à cause du changement climatique [source: Vinchon et al. (2006)].	95

Liste des annexes

Annexe 1 Tableau de synthèse des références	85
Annexe 2 Exemples de projets existants et en cours.....	91

1. Introduction

Dans le cadre du contrat de projet Etat-Région 2007-2013, la Préfecture de Région et le Conseil Régional du Languedoc-Roussillon engagent des études sur les impacts géomorphologiques et socio-économiques potentiellement induits par le changement climatique dans les zones côtières. La première étape consiste à réaliser un état de la connaissance actuelle concernant le changement climatique et ses impacts sur les zones côtières de cette région. Ce projet, mené dans le cadre des actions de service public du BRGM, porte le numéro PSP09LRO10.

Les systèmes côtiers sont les zones de transition entre la terre et la mer. Ces systèmes s'étendent de l'avant-côte à la limite de la zone impactée par la mer (Clark, 1995). Ils sont exposés à des forçages marins et terrestres et incluent des géomorphologies diverses : plages, dunes, lidos, falaises littorales et zones humides.

La position du trait de côte dépend de la lithologie et de la géomorphologie du système côtier et des forçages naturels ou anthropiques auxquels ils sont soumis. Ces forçages sont par exemple, les vagues, le vent, les courants, la marée, les variations du niveau moyen de la mer, et les apports sédimentaires. Ils agissent à différentes échelles spatiales et temporelles : de quelques millimètres (les interactions entre les grains de sédiments) jusqu'à des kilomètres de linéaire de côte ; de la seconde (le passage des vagues) aux millénaires (pour la formation des côtes).

Le changement climatique affecte les forçages marins et terrestres, entraînant de potentiels changements de leur intensité, de leur fréquence, et de leur durée, changements qui se répercutent directement ou indirectement sur l'évolution des systèmes côtiers et sur les aléas érosion et submersion.

Les aléas côtiers considérés dans ce rapport sont les aléas érosion et submersion marine.

Après une présentation succincte de la zone d'étude, ce rapport examine successivement :

- les forçages de la zone côtière (Chapitre 3) ;
- le changement climatique et son effet sur les forçages côtiers (Chapitres 4 et 5) ;
- les impacts potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers (Chapitre 6).

Ce rapport ne présente que les impacts potentiels du changement climatique sur le milieu physique et ne porte pas sur les aspects biologiques.

2. Contexte regional

2.1. GEOMORPHOLOGIE COTIERE DU LANGUEDOC-ROUSSILLON

Le littoral du Languedoc-Roussillon s'étend sur 220 km de la frontière espagnole à l'embouchure du petit Rhône en Camargue. Il se caractérise par :

- des falaises rocheuses paléozoïques avec des plages de poche entre la frontière avec l'Espagne et Collioure ;
- un système côtier sableux, qui s'étend d' Argelès au Grau-du-Roi (à l'ouest du delta du Rhône), localement interrompu par des éperons rocheux composés de basaltes et calcaires cénozoïques (Agde, Cap Leucate) et ou de calcaires mésozoïques (Sète).

Les plages sableuses, qui constituent 90% du linéaire de côte, sont souvent étroites et présentent une pente raide sur l'avant-côte, avec des systèmes de barres submergées. Elles sont souvent associées à des systèmes de dunes basses. Ces systèmes bordent souvent un arrière pays constitué de zones basses qui se caractérisent par la présence de nombreuses lagunes. Ces lagunes sont dans la majeure partie des cas reliées à la mer par des « graus », ou chenaux étroits, souvent stabilisés par l'homme. Elles sont séparées de la mer par des lidos, cordons sableux étroits de faible altitude, tels que le lido de Sète à Marseillan et le lido de Pierres Blanches (de Villeneuve-lès-Maguelone aux Aresquiers), qui séparent l'étang de Thau et les étangs de Vic et Pierre-Blanche de la mer.

Le littoral sableux est découpé en cellules sédimentaires dont les limites sont constituées d'interruptions naturelles (embouchures) ou anthropiques (ports, ouvrages) du transit sédimentaire. Les conditions hydrodynamiques prédominant dans la région entraînent un schéma de circulation hydrosédimentaire en grandes cellules, avec des zones de convergence et des zones de divergence de la dérive littorale. On observe ainsi :

- une zone de convergence du transport sédimentaire par la dérive littorale entre Gruissan et Narbonne-plage ; le transport sur le littoral roussillonnais étant dirigé vers le nord, et celui du Cap d'Agde à Narbonne-plage étant dirigé vers le Sud-Ouest;
- une zone de divergence entre Frontignan et les Aresquiers, avec un transport vers l'ouest au niveau de Frontignan et Sète, et un transport prédominant vers l'est sur le littoral est-héraultais jusqu'au Grau du Roi ;
- une zone de convergence au niveau de Port-Camargue, avec le transport vers l'est dans le Golfe d'Aigues-Mortes, et une forte dérive littorale en provenance de la Camargue le long de la flèche sableuse de l'Espiguette.

Les paragraphes suivants décrivent succinctement les trois grands types de systèmes côtiers rencontrés en région Languedoc-Roussillon.

2.1.1. Les plages, dunes et lidos

L'évolution des systèmes côtiers sableux dépend de l'interaction de différents forçages (courant, houle, vent ; Cf. Illustration 1) avec la bathymétrie et la géomorphologie de la zone (Komar, 1988).

En Languedoc-Roussillon, les plages sont en général étroites, la plupart des secteurs ayant une largeur entre 10 et 60 m. La plage peut cependant atteindre des largeurs plus importantes dans les zones de convergence de la dérive. C'est le cas de la flèche de l'Espiguette où la plage atteint plus de 500 m de large (Samat, 2007).

La plage sous-marine est constituée d'un système à barres d'avant côte le long du littoral. Ce système est constitué de deux barres festonnées sur le littoral du Roussillon, deux ou trois barres de formes festonnées entre le Cap Leucate et Valras et de deux barres rectilignes ou faiblement ondulées entre le Cap d'Agde et le Grand Rhône à l'est (Certain, 2002).

Autres facteurs influençant l'évolution du littoral, la sédimentologie et la granulométrie des sables varient le long la côte régionale. Elle peut être constituée:

- de sables fins (diamètre médian D50 entre 0,18 et 0,34 mm) entre le Cap Leucate et le Cap d'Agde (avec des sables plus grossiers de 0,5 mm localement au nord du Cap Leucate) ;
- de sables moyens (D50 entre 0,2 et 0,5 mm) entre le Cap d'Agde et Frontignan ;
- d'une gradation des sables moyens qui s'affinent progressivement vers l'est entre Frontignan et Les Aresquiers ;
- de sables très fins vers le delta du Rhône, susceptibles d'être plus facilement mobilisés par le vent (Benumoff et al., 2000).

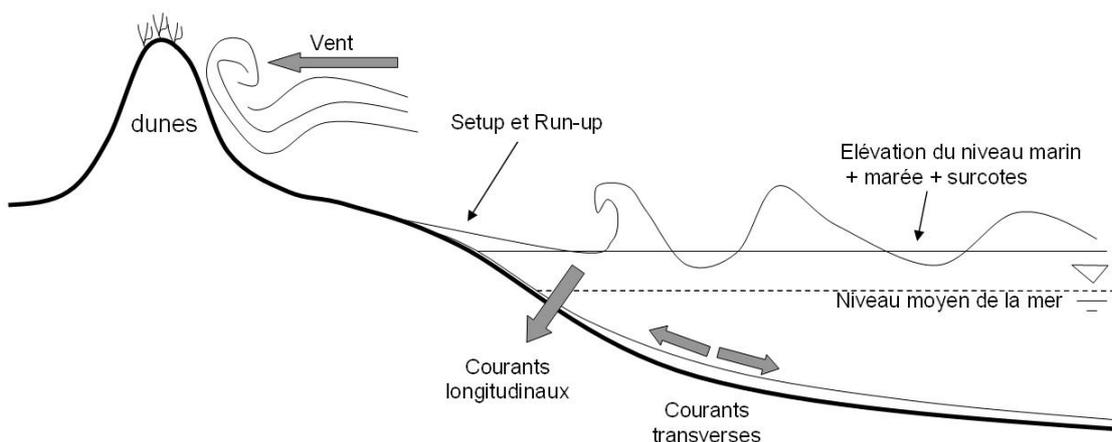


Illustration 1 : Schéma des forçages affectant le transport de sédiments des plages.

Les cordons dunaires jouent un rôle important dans la dynamique côtière en stockant un volume de sable conséquent qui facilite la résilience du système, et en constituant des barrières protectrices (Carter, 1988). La résilience des dunes dépend de leur hauteur, de leur longueur, de leur largeur, de leur pente, de leur exposition aux forçages marins et éoliens, et de la présence de la végétation (Garcia-Mora *et al.*, 2001 ; Sallenger *et al.*, 2000).

En Languedoc-Roussillon, les dunes sont généralement peu développées : entre 2 et 5 m de haut et entre 70 et 80 m de large. Elles sont assez dégradées en raison du régime du vent particulier (Tramontane et Mistral) qui transporte les sables vers la mer, mais aussi de la forte fréquentation touristique qui entraîne leur piétinement (Samat, 2007). Les dunes sont bien développées sur les flèches sableuses de l'Espiguette où les plages sont très larges. Elles sont parfois urbanisées ou inexistantes, par exemple à Palavas, Carnon et en bordure des plages très exposées et étroites sur le lido de Sète, des Salins d'Aigues Mortes (Samat, 2007). L'étude de Corre (1991) a conclu que les dunes les plus vulnérables aux tempêtes sont celles de forme basse et étroite, ainsi que celles dans lequel le vent a déjà créé des formes éoliennes d'érosion.

Les lidos sont un cas particulier de cordons dunaires, qui sont considérés comme particulièrement vulnérables aux conséquences du changement climatique (Vinchon *et al.*, 2006 ; Durand et Heurtefeux, 2006). Ils sont bordés à l'arrière par les étangs. Les forçages marins et éoliens causent le phénomène de « recul en roulant » (*roll-over*), par lequel des sédiments érodés côté mer du lido sont déplacés à l'intérieur de la lagune pendant des événements de franchissement (*overwash*) (Leatherman, 1979 ; Pethick, 2001). Ce processus ne se produit pas systématiquement. De nouvelles brèches peuvent se former et changer la circulation des sédiments. Dans d'autres cas, les sédiments déposés peuvent ne pas atteindre le côté lagune du lido ; enfin des infrastructures peuvent empêcher la migration de ces sédiments. Ce dernier cas est fréquent en Languedoc-Roussillon.

2.1.2. Les falaises

La résilience des falaises dépend de nombreux facteurs tels que la lithologie, la structure (Benumof and Griggs, 1999), la pente (De Pippo *et al.*, 2008), et l'exposition aux forçages marins et subaériens (Whitehouse *et al.*, 2008, Cf. Illustration 2).

L'érosion due aux forçages marins (abrasion de l'eau avec des sédiments en suspension et pression d'impact des vagues (Carter and Guy, 1988)) agit au pied des falaises et dépend de la fréquence, de la durée, de la hauteur et de l'exposition des falaises aux vagues, qui dépend elle-même du niveau de l'eau (Ruggiero *et al.*, 2001 ; Sallenger *et al.*, 2002).

Les forçages subaériens agissent sur la totalité de la falaise. Ils comprennent les précipitations et les altérations biologiques, chimiques et mécaniques (Whitehouse *et al.*, 2008 ; Young *et al.*, 2009). La géologie des falaises contrôle également leur stabilité.

En Languedoc-Roussillon, les côtes à falaises sont limitées à la côte Vermeille dans le Roussillon, le Cap Leucate, le Cap d'Agde et le Mont-Saint-Clair à Sète. Dans la majorité des cas, elles sont constituées de roches dures peu vulnérables. A titre d'exemple, les falaises des Pyrénées-Orientales sont composées de roches métamorphiques (Cambrien), qui sont dures, imperméables, et peu sensibles aux altérations (Vinchon *et al.*, 2006).

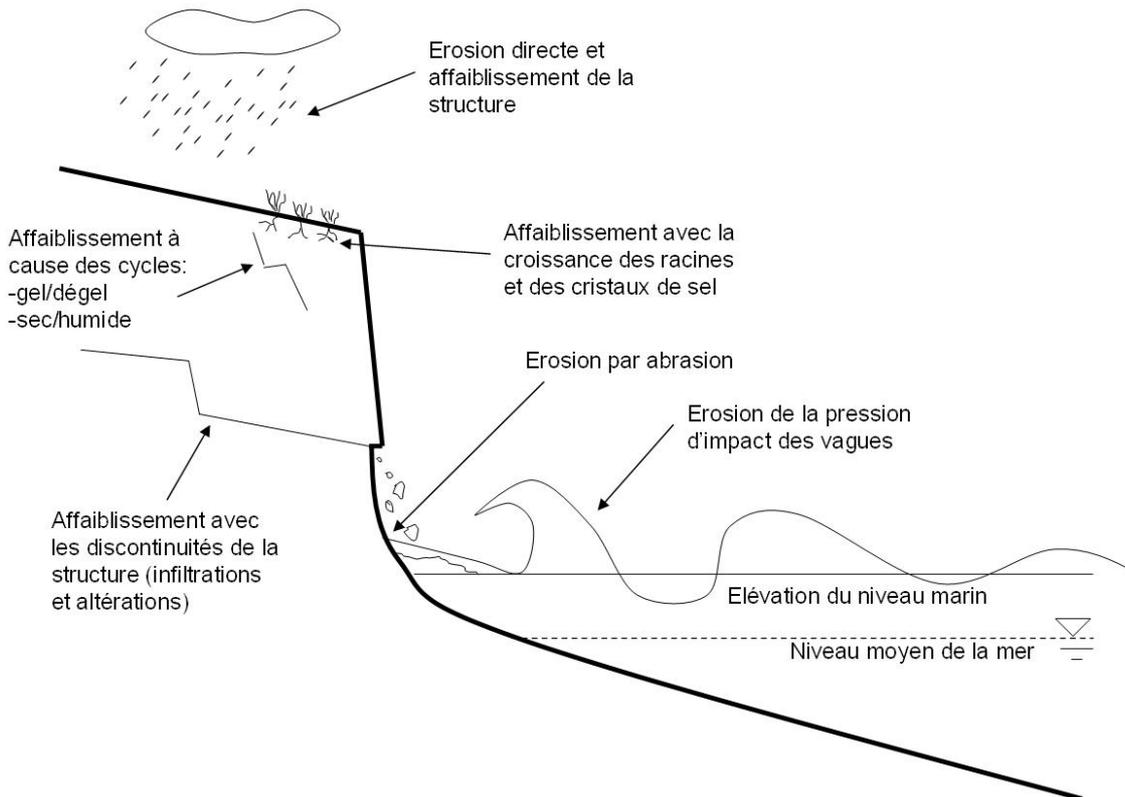


Illustration 2 : Schéma des facteurs et forçages importants contrôlant l'évolution des falaises.

2.1.3. Les lagunes et étangs littoraux

Les lagunes et les étangs littoraux sont un milieu dans lequel les phénomènes physiques et biologiques interagissent pour causer érosion ou accrétion du trait de côte ou des rives des étangs. L'écologie de ces systèmes est dépendante de trois paramètres principaux : la salinité, la température et la profondeur (Scavia *et al.*, 2002 ; Cahoon *et al.*, 1997). Ceux-ci sont étroitement liés aux forçages locaux tels que les échanges avec la mer (et les variations de niveau de celle-ci), la précipitation, l'évaporation, les apports fluviaux. L'équilibre et le bon état de ces systèmes est donc susceptible d'être modifié par les effets du changement global sur les forçages.

En Languedoc-Roussillon, les complexes lagunaires sont regroupés par Bélair (2007) de la manière suivante (du Sud-Ouest au Nord-Est) : complexes lagunaires de Canet, La palme, Bages-Sigean, Thau, Palavas et l'Or. Ces lagunes et étangs sont menacés

par l'eutrophisation, le comblement par des apports sédimentaires terrigènes ou par la mer (Mission Littoral, 2002), et par une augmentation de la température de l'eau qui peut notamment favoriser les phénomènes de malaigues (Préfecture de Languedoc-Roussillon, 2008).

2.2. VULNERABILITE DU LITTORAL REGIONAL

Le littoral du Languedoc-Roussillon est d'ors et déjà très exposé aux aléas érosion et submersion marine. Les études réalisées précédemment indiquent que le changement climatique pourrait aggraver cette situation sur un linéaire non négligeable de ce littoral. L'usage de la zone côtière, que ce soit à des fins touristiques, agricoles, industrielles ou urbaines, exacerbe les risques érosion et submersion actuels et futurs.

Les différents secteurs du Languedoc-Roussillon ont une sensibilité différente aux aléas érosion et submersion marine. En 2003, le constat sur l'aléa érosion établi par la Mission interministérielle d'aménagement du littoral Languedoc-Roussillon était le suivant:

- le littoral gardois a la plus grande dynamique sédimentaire (35% du linéaire est en érosion et 7% en érosion forte). Il est soit en érosion (à l'est) ou en accrétion (à l'Espiguette). Il est en deuxième place derrière l'Hérault concernant la proportion du linéaire artificialisé ;
- le littoral héraultais présente une érosion chronique qui menace les lidos étroits et des enjeux importants. Une grande partie du linéaire est artificialisé avec des ouvrages portuaires (e.g. Sète, Agde) et des ouvrages de protection contre l'érosion (exemples : Frontignan, Carnon, Palavas). 21% du linéaire est en érosion et 11% en érosion forte) ;
- le littoral audois est moins affecté par l'aléa érosion, mais c'est une région particulièrement vulnérable à l'aléa submersion ou inondation en raison de morphologies basses et d'un cumul des effets de surcotes et de crues lors des tempêtes. 14% du linéaire est en érosion et 0% en érosion forte ;
- le littoral roussillonnais présente une alternance de zones en érosion et en accrétion, mais l'épuisement des sources de sédiments peut aggraver l'aléa érosion à l'avenir. 12% du linéaire est en érosion et 3% en érosion forte.

Le littoral du Languedoc-Roussillon présente de forts enjeux socio-économiques et environnementaux. Il est considéré comme particulièrement sensible aux aléas littoraux actuels et à leur évolution future. De nombreuses questions restent en suspens concernant l'évolution de ce littoral dans les prochaines décennies : quelle sera l'évolution des dunes, des lidos et d'autres types de côtes telles que les falaises, baies sableuses, plages de poches ? Ces systèmes pourront-ils continuer à jouer un rôle de barrière naturelle ? Quels seront les processus hydrodynamiques et morphodynamiques au niveau des graus, et quels seront les impacts dans les étangs ? Quel sera l'évolution morphologique des barres d'avant côte et les conséquences sur les bilans sédimentaires côtiers ? Enfin, la question de la disponibilité de sédiments ne peut être occultée dans le cadre d'une étude sur l'évolution à long terme du littoral.

Sans prétendre répondre à toutes ces questions, ce rapport présente un état des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique en Languedoc Roussillon.

3. Les forçages côtiers en Languedoc-Roussillon

La zone côtière évolue à des échelles temporelles et spatiales variées en réponse à des forçages divers, naturels et anthropiques. Localement, les forçages considérés comme les plus importants pour déterminer cette évolution sont les vagues, le niveau de l'eau, et les apports sédimentaires. Le vent – mais pas nécessairement le vent local - crée les vagues et contribue à certaines composantes de la surcote. Il agit aussi directement comme agent morphogène à travers son action sur le transport sédimentaire éolien, notamment sur des dunes peu végétalisées. Les précipitations sont également un forçage important dans la mesure où elles drainent des sédiments des bassins versants. Cette liste de forçages n'est pas exhaustive.

3.1.1. Les forçages atmosphériques

La pression atmosphérique et le vent sont les forçages principaux qui causent la génération des vagues et des surcotes, c'est-à-dire la différence entre le niveau marin observé et la marée astronomique. Le vent est forcé par les gradients de pression de l'atmosphère, aux échelles régionales et locales, et la vitesse et direction du vent dépendent fortement des structures atmosphériques globales. Aussi, il est nécessaire de commencer cette introduction sur les forçages atmosphériques par une introduction sur l'emprise la plus large. De fait, les structures atmosphériques de référence (structures de téléconnexion) peuvent être liées aux conditions aux méso-échelles, alors que la modélisation atmosphérique à méso-échelle proprement dite en méditerranée demeure un sujet de recherche.

Dans l'Atlantique Nord, le plus fort gradient barométrique se place entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores (Hurrell and Van Loon, 1997), qui force les vents et contrôle les trajectoires des tempêtes en Europe. Ce gradient est un indicateur de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) qui est une anomalie de pression récurrente au dessus de l'Atlantique Nord, comprenant deux modes correspondants à une atténuation ou une exacerbation de ce gradient. Cette oscillation se traduit par des changements de pression au sol, des variations des vents d'ouest moyens et des influences sur le climat de températures, sur les précipitations, les tempêtes, etc. autour du bassin atlantique (Hurrell and Van Loon, 1997). L'indice de la NAO peut être calculé comme une mesure normalisée de la différence moyenne (entre janvier et mars) de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande). Les deux types de temps correspondant aux deux modes de la NAO sont :

- la phase positive quand la pression est plus élevée que la moyenne à Lisbonne (l'anticyclone Açores est plus fort) et plus faible que la moyenne à Reykjavik (la dépression d'Islande est plus forte), causant des vents d'ouest plus forts avec plus de tempêtes et des précipitations au nord d'Europe, et des conditions plus sèches en Méditerranée ;
- la phase négative quand la pression est plus faible que la moyenne à Lisbonne (l'anticyclone Açores est plus faible) et moins faible que la moyenne à Reykjavik (la

dépression d'Islande est à peine creuse), causant des vents d'ouest plus faibles avec moins de tempêtes et des précipitations au nord de l'Europe, des conditions plus humides en méditerranée.

On peut également noter que l'East-Atlantic Pattern - qui est une seconde anomalie récurrente des pressions sur l'Atlantique nord, davantage centrée sur l'est du bassin – est associée par Seirstad *et al.* (2008) à la variabilité des tempêtes en méditerranée occidentale.

A l'échelle synoptique, des perturbations tempérées suivent des trajectoires préférentielles, et en hiver ils transitent le plus fréquemment sur l'Atlantique Nord et le nord de l'Europe, sur un axe sud-ouest/Nord-est. La Méditerranée n'est pas sur la trajectoire principale mais est affectée par les dépressions stationnaires ou transitoires (Alpert, 1990). Pour synthétiser la circulation atmosphérique, Ullman (2008) a identifié cinq types de temps² moyens dans l'Atlantique Nord et l'Europe utilisant les champs de pression entre 1905 et 2005 (Cf. Illustration 3) :

- « Zonal » : (20% des observations) configuration moyenne de la période avec un renforcement de la dépression d'Islande et un décalage de l'anticyclone des Açores vers le NE, qui renforce la vitesse des vents zonaux ;
- « East-Atlantique » : (25% des observations) présente des pressions élevées en Europe, qui pousse les perturbations plus vers le nord de l'Europe ;
- « Greenland Above » : (15% des observations) est similaire à la phase négative de la NAO, et la trajectoire des perturbations est plus au sud que normale ;
- « Blocking » : (17% des observations) cause le blocage de la circulation en Europe avec une dépression contre l'Europe de l'ouest et des perturbations sont décalées à l'extrême NE de l'Atlantique ou à la Méditerranée ;
- « Atlantique Ridge » : (22% des observations) est caractérisée par une plus faible crête anticyclonique sur l'Atlantique où la dépression d'Islande est renforcée et décalée vers la Scandinavie.

Les types de temps « Greenland Above » et « Blocking » correspondent aux conditions atmosphériques qui causent un déplacement méridien des trajectoires de tempêtes plus au sud et plus vers la Méditerranée.

Ces types de temps sont aussi associés avec la cyclicité hivernale moyenne de la phase de la NAO, qui a une grande influence sur les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique³. La phase positive de la NAO a pour conséquence de déplacer la trajectoire des perturbations tempérées plus au nord, et la moitié sud de la France n'est pas affectée (Hurrell, 1995). Au contraire, la phase négative a pour conséquence

² Suivant Ullman (2008, la définition d'un type de temps est « une circulation atmosphérique moyenne qui intègre de multiples conditions atmosphériques aux échelles plus fines ».

³ Le terme *synoptique* est utilisé en météorologie et en océanographie pour désigner les phénomènes qui se produisent à l'échelle planétaire.

de déplacer les dépressions d'ouest sur une trajectoire plus au sud que la normale et de passer éventuellement sur la Méditerranée (Hurrell, 1995).

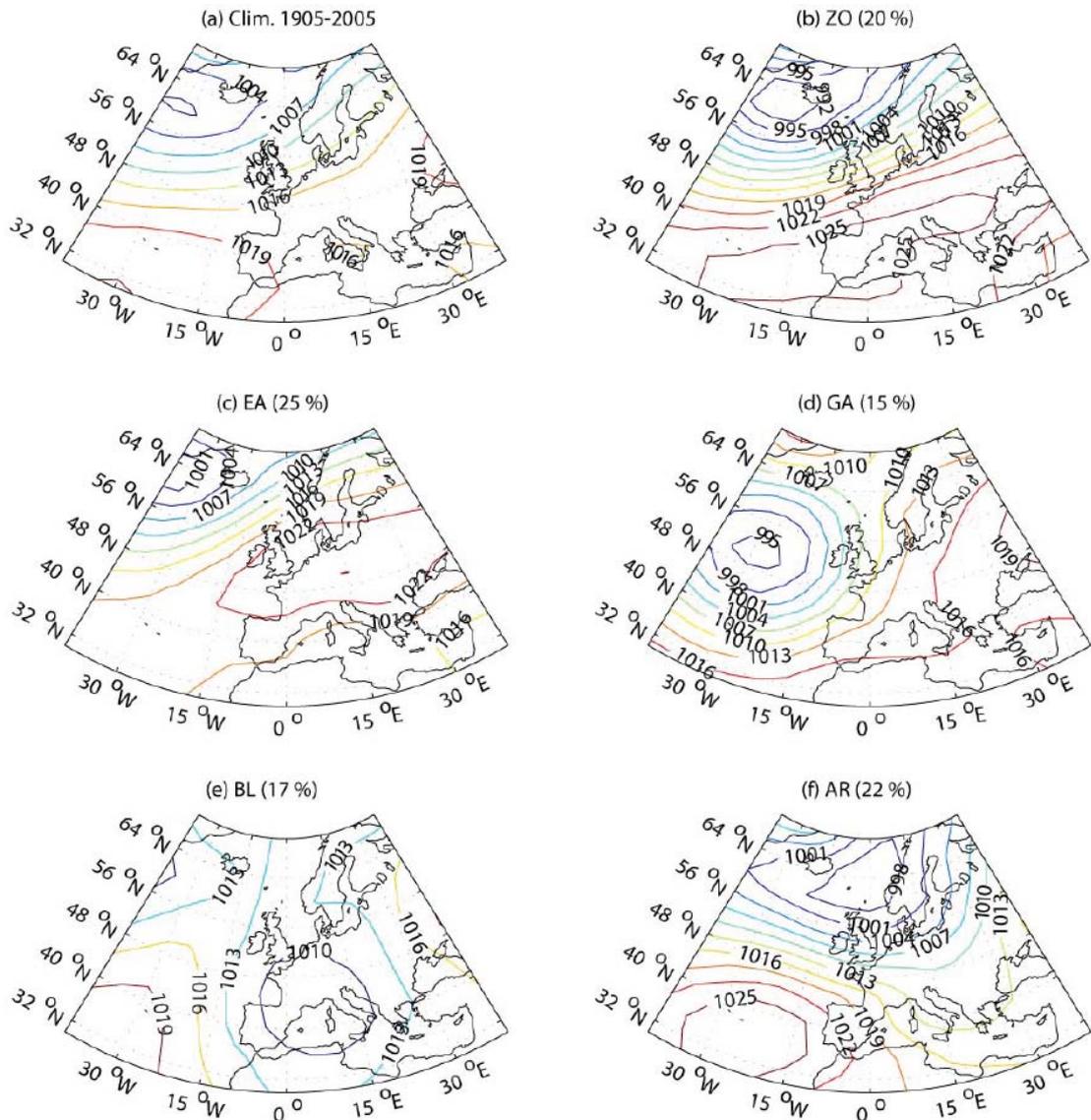


Illustration 3 : (a) Le climat hivernal moyen de 1905 à 2005, (b) Zonal, (c) East-Atlantique, (d) Greenland Above, (e) Blocking et (f) Atlantic Ridge. [source : Ullman (2008)].

La circulation atmosphérique de l'Atlantique Nord affecte le passage des perturbations et donc la vitesse et la direction des vents à la Méditerranée. Plus localement, la topographie interagit aussi avec les gradients de pression à l'échelle régionale pour influencer les vents locaux.

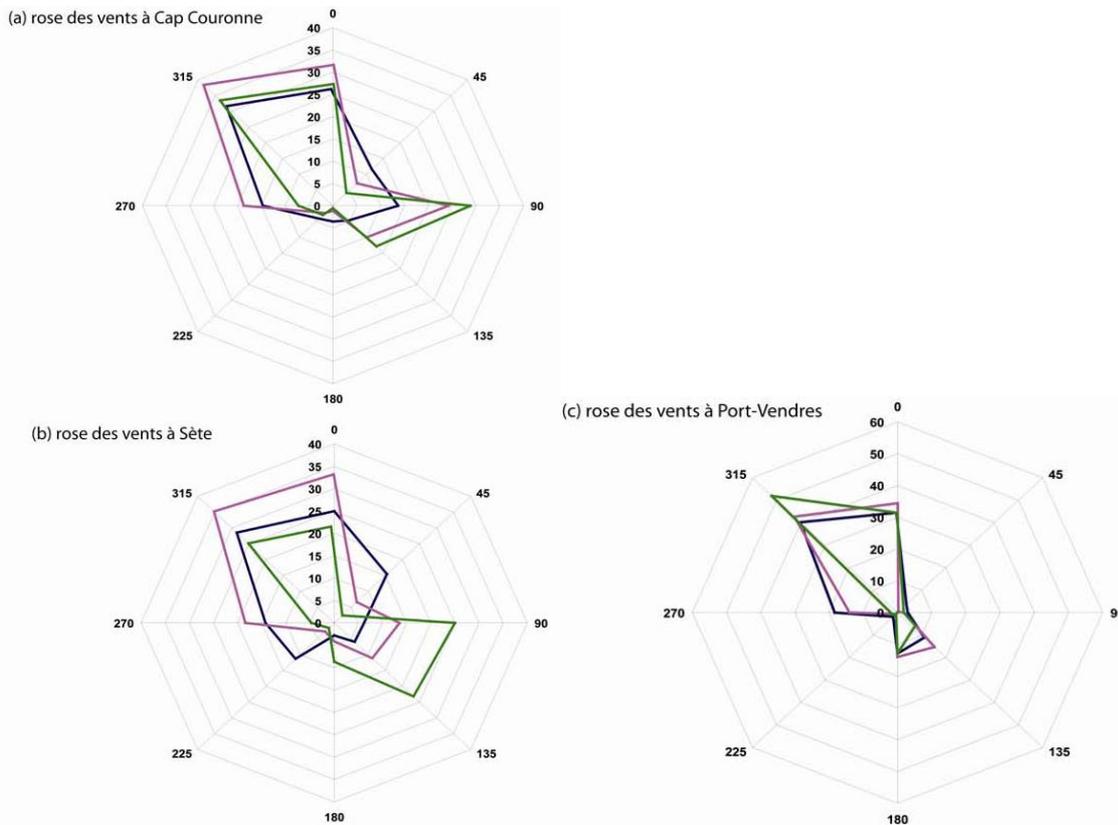


Illustration 4 : Les roses des vents (fréquence en %) pour les vents de 0 à 10 m/s (bleu), de 10 à 20 m/s (rose) et de plus de 20 m/s (vert) en hiver à (a) Cap Couronne, (b) Sète et (c) Port-Vendres [source : Ullman (2008)].

Dans le Golfe du Lion, les vents les plus forts soufflent en hiver (Sabatier, 2001), principalement de secteur de 315° à 360° (localement appelés mistral et tramontane) et en second lieu de 90° à 180° (Cf. Illustration 4 ; Ullman, 2008). Les vents de secteur nord et nord-ouest ont moins d'impact sur la côte de Languedoc-Roussillon alors que les vents de secteur sud et sud-est ont un grand impact sur le climat de vagues et les surcotes dans cette région.

3.1.2. Le climat de vagues

Le climat de vagues est souvent considéré comme le forçage principal pour déterminer l'évolution à court-terme du trait de côte. Lorsque l'on attribue aux vagues l'érosion ou l'accrétion de la côte, cette évolution dépend également des facteurs suivants : la géomorphologie, la géologie, la lithologie et la disponibilité de sédiments, le niveau de l'eau et les caractéristiques des vagues (Wright and Short, 1984 ; Dean 1977 ; parmi d'autres). Les interactions entre tous ces facteurs sont complexes, et il n'est généralement pas possible d'attribuer les changements à un seul facteur. Pourtant, l'énergie des vagues est dissipée dans la zone de déferlement, causant des courants littoraux longitudinaux (*longshore*) et transversaux (*cross-shore*) qui transportent les sédiments (Komar, 1988). Les courants *cross-shore* sont composés des courants de

vagues incidentes, des vagues infragravitaires⁴, des courants d'arrachement (*rip current*), et des courants de retour (Wright *et al.*, 1991). Les courants *longshore* viennent principalement du déferlement des vagues ayant un angle d'incidence oblique, ou bien résultent d'une bathymétrie hétérogène (Longuet-Higgins, 1970a,b). La force de ces courants, dont dépend la capacité à transporter les sédiments, est fonction de l'énergie, de la fréquence, et de l'orientation de vagues.

La hauteur et période des vagues en Languedoc-Roussillon varient énormément entre les périodes calmes et les tempêtes. La hauteur significative d'approximativement 80% des vagues est de moins de 1 m (Certain *et al.*, 2005), alors que la houle atteint plus de 5 m pendant les tempêtes (DREAL-LR, 2010).

Dans le cadre de projets de recherche, le BRGM a réalisé une analyse d'une série temporelle de 20 ans (1989-2009) d'observations d'un houlographe situé à Sète pour calculer les statistiques des vagues (ainsi que les tendances discutées dans le paragraphe 5.1.3). A Sète, la hauteur significative moyenne annuelle des vagues varie selon ces données entre 0,5 et 1 m, alors que la hauteur maximale annuelle varie entre 3 et 7 m. Avec un seuil de 2 m pour identifier les hauteurs de vagues des tempêtes, on dénombre entre 5 et 40 tempêtes par hiver pendant cette période de 20 ans.

Dans le cadre de ces mêmes projets et pour faire une analyse plus complète avec une série temporelle plus longue, les données des simulations de SIMAR (du projet HIPOCAS) ont été utilisées pour évaluer les classes de vagues à Sète entre 1958 et 2001. Les types de vagues ont été analysés au moyen de l'algorithme K-Means de manière similaire à l'approche utilisée dans Le Cozannet *et al.* (2010 b). Il est important de noter que la qualité de ces données de vagues est limitée par les difficultés de modélisation des processus atmosphériques en méditerranée à une méso-échelle. Aussi, ces résultats ne sont pas donnés sous une forme quantitative. Douze types de vagues ont été identifiés et regroupés dans 4 modes principaux :

- Tramontane : vagues de courtes périodes, générées localement par les vents de terre (du nord ou nord-ouest), qui, la plupart du temps, n'affectent pas le trait de côte du fait de leur direction ;
- INTER : houles peu énergétiques, avec une hauteur de vagues modérée, des périodes plus longues et une direction du sud-est (plus commun en été) ;
- SWELL : les houles énergétiques, avec une hauteur des vagues plus élevées, des périodes longues, et des directions d'Est, Sud-est, et Sud (plus commun en hiver) ;
- STORM : les houles très énergétiques, caractérisés par les périodes longues, des hauteurs très élevées, et une direction de Sud-est.

⁴ Les ondes infragravitaires correspondent aux oscillations de la surface libre pour les périodes allant de 20 s à quelques minutes. Elles se superposent aux oscillations des vagues et correspondent à des groupes de vagues plus ou moins forts.

Sète	Houle significative	Période significative	Houle maximum
16-18 Décembre 1997	6.98 m	10.37 s	10.81 m
12-13 Novembre 1999	5.26 m	8.85 s	9.94 m
3-4 Décembre 2003	5.72 m	10.2 s	8.67 m
19-22 Novembre 2007	4.48 m	8.08 s	8.57 m
2-4 Janvier 2008	5.08 m	9.01 s	9.08 m
26-27 Décembre 2008	4.03 m	9.64 s	6.43 m
20-22 Octobre 2009	4.54 m	8.02 s	8.47 m
14-15 Janvier 2010	4.87 m	8.29 s	7.85 m

Illustration 5 : Les valeurs extrêmes enregistrées au houlographe de Sète pendant les tempêtes récentes (DREAL LR, 2010).

Les tempêtes ayant entraîné le plus d'impacts et de dommages au cours des dix dernières années (cf. Illustration 5) sont celles qui ont associé de fortes houles à des niveaux d'eau extrêmes. Les caractéristiques des tempêtes les plus significatives des quinze dernières années sont présentées dans le rapport sur la tempête de Janvier 2010 de la DREAL-LR.

3.1.3. Le niveau de l'eau

A des échelles de temps non événementielles, les variations du niveau marin se composent de variations liées aux modifications du climat, aux changements des paramètres orbitaux terrestres et aux modifications du géoïde, mais aussi aux mouvements de la croûte terrestre (surrection et subsidence ou bien hydro et glacio-isostasie qui sont les réponses de la croûte terrestre aux libérations de contraintes liées à la fonte des glaciers du dernier âge glaciaire (Würm, -18000 ans)). Ce niveau relatif du niveau de l'eau par rapport à la côte comprend donc des subsidences et des surrections de diverses échelles : surrections continentales (exemple : effets du rebond post-glaciaire), mouvements de terrain, subsidences naturelles ou anthropiques (à cause par exemple d'extractions d'eau ou d'hydrocarbures ; Coleman *et al.*, 2005). En Languedoc-Roussillon, il existe peu de données concernant une éventuelle subsidence due à une compaction de sédiments, et c'est un facteur souvent considéré comme négligeable, même si la compaction dans les plaines alluviales est un phénomène avéré.

A l'échelle de temps événementielle, le niveau de la mer varie en permanence en fonction de la marée et des événements atmosphériques, notamment des tempêtes qui causent des élévations temporaires du niveau de l'eau. Le niveau instantané de l'eau est composé du niveau moyen de la mer, la marée, la surcote (atmosphérique et liée au vent), l'élévation à la côte liée au déferlement des vagues (*set-up*) et l'élévation du jet de rive sur la plage (*run-up*)(cf. *Illustration 6*). La somme de toutes ces composantes détermine le niveau maximal atteint par l'eau, et en conséquence la surface exposée au forçage des vagues et l'aléa de submersion.

Lors des tempêtes, un phénomène d'élévation temporaire du niveau marin se produit, la surcote. Elle se compose de:

- la surcote atmosphérique : il s'agit d'un phénomène à grande emprise spatiale qui comprend deux phénomènes distincts :
 - l'effet de la pression atmosphérique (effet baromètre inverse, cf. *Illustration 6a*): une baisse de 10 hPa de la pression atmosphérique provoque une élévation du plan d'eau de 10 cm ;
 - l'effet du vent (tensions de radiation, cf. *Illustration 6b*), qui pousse les masses d'eau à la côte, causant une surélévation du niveau marin (Murty, 1986) ;
- le setup : il s'agit de la surcote liée au déferlement des vagues (cf. *Illustration 6c*). C'est un phénomène très local qui a lieu dans la zone de déferlement. Il résulte de l'excès de quantité de mouvement dans la zone de déferlement, causant ainsi une surélévation de l'eau (Bowen *et al.*, 1968 ; *Illustration 6c*). Elle dépend de la bathymétrie et des caractéristiques des vagues (Holman and Sallenger, 1985).

Le *run-up*, ou élévation du jet de rive, est une composante du niveau instantané de l'eau qui est due au forçage des vagues après déferlement (Ruggiero *et al.*, 2001). La friction sur le fond et le déferlement de vagues dissipent l'énergie dans la zone de déferlement, mais l'excès d'énergie au rivage cause une fluctuation instantanée et assez périodique du niveau de l'eau. Le niveau maximal de *run-up* dépend des caractéristiques des vagues, hauteur, période et direction. Il s'ajoute à toutes les autres composantes citées précédemment, déterminant le niveau maximal atteint par l'eau à la côte (Ruggiero *et al.*, 2001 ; Stockdon *et al.*, 2006).

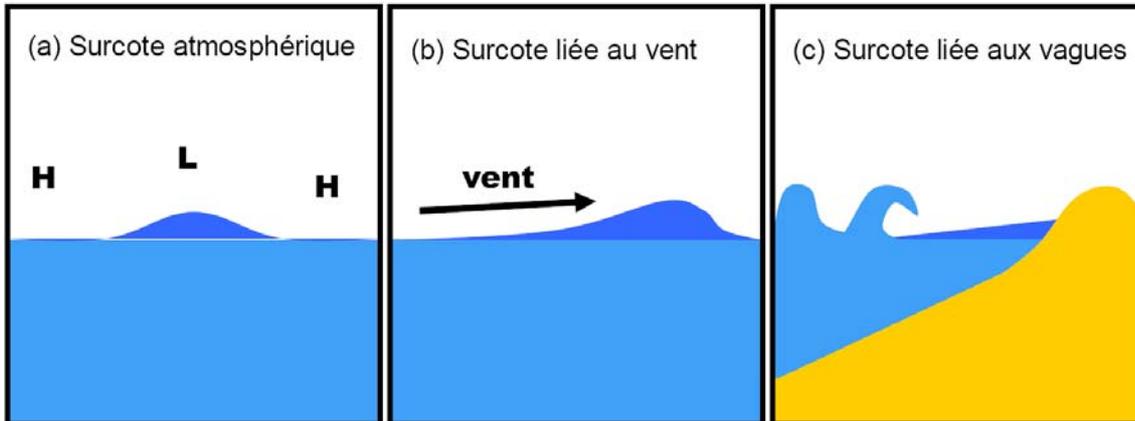


Illustration 6 : Schéma illustrant les trois composantes de la surcote (représentée en bleu foncé): (a) surcote liée à la dépression atmosphérique, (b) surcote liée au forçage du vent et (c) surcote liée au déferlement des vagues (setup), résultant de l'excès de quantité de mouvement dans la zone de déferlement.

Dans le Golfe de Lion, trois séries marégraphiques de 1986 à 1995 ont été analysées par Ullmann et Moron (2010). Il s'agit des marégraphes du Grau-de-la-Dent en Camargue (il existe aussi une série marégraphique quotidienne entre 1905 et 2005 sur ce site), Sète et Port-Vendres. Ullman et Moron (2010) ont soustrait la marée astronomique des niveaux observés pour calculer l'amplitude de la surcote. Cette étude montre que les variations de la surcote sont contrôlées par la vitesse du vent et sa direction relative à la côte. Les vents qui causent les surcotes de forte amplitude (définies par un seuil de 40 cm) viennent principalement du sud et sud-est sur les trois sites, mais à Port-Vendres il y a aussi un pic local de surcotes lié à des vents de nord-ouest (Cf. Illustration 7). Avec les séries temporelles de dix ans, les surcotes maximales enregistrées sont : 85 cm à Grau-de-la-Dent (95 cm pour la série temporelle quotidienne de 100 ans), 114 cm à Sète et 64 cm à Sète (Ullman, 2008).



Illustration 7 : Fréquence des vents mesurés à Cap Couronne par classes de 45° pour les surcotes de plus de 40 cm à Grau-de-la-Dent (tirets), à Sète (pointillés) et à Port-Vendres (trait plein) entre 1986 et 1995 (source : Ullman and Moron, 2010).

3.1.4. Les apports sédimentaires

Les apports et la disponibilité des sédiments contrôlent la capacité de la zone côtière à s'ajuster aux forçages divers. Alors qu'il est très difficile de quantifier les contributions de chacun des forçages marins indépendamment, des études indiquent que le bilan sédimentaire contrôle la réponse côtière (Hansom, 2001 ; Morton, 2007 ; Miner *et al.*, 2009). L'illustration 8 présente un schéma de la majorité des sources et pertes de sédiments dans la zone côtière, incluant les apports sédimentaires fluviaux, les effondrements de falaises, le transport longitudinal et transversal, les franchissements des cordons (*overwash*), les forçages éoliens, les rechargements de plages et l'extraction de sédiments. Un autre forçage anthropique est la construction des ouvrages de protection qui perturbe le transport *longshore* et augmentent ou diminuent les apports sédimentaires (e.g. Hall and Pilkey, 2001).

En Languedoc-Roussillon, les cinq fleuves principaux sont l'Aude, l'Orb, l'Hérault, le Lez, et le Vidourle. Le Rhône, à l'est de la région, joue également un rôle important de part ses apports fluviaux (Samat, 2007). Alors que les débits liquides sont connus, les apports sédimentaires demeurent difficiles à estimer en raison du manque de données. Le DDAF⁵ des Pyrénées Orientales et Egis-BCEOM (Samat, 2007) les ont estimés entre 80.000 et 100.000 m³/an pour l'Aude et l'Orb. Le Grand et Le Petit Rhône transportent des sédiments principalement pendant les crues, mais la charge solide est piégée à proximité de l'embouchure (Samat, 2007). Après la deuxième guerre mondiale, la construction de barrages, la reforestation et les changements morphologiques naturels et anthropiques des lits des fleuves ont contribué à diminuer

⁵ Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt

les apports sédimentaires des rivières principales, causant une diminution des apports sédimentaires (Durand, 1999). Pourtant, les sédiments déposés à l'embouchure des fleuves, puis remaniés par les courants de dérive, continuent d'alimenter les plages du Languedoc-Roussillon.

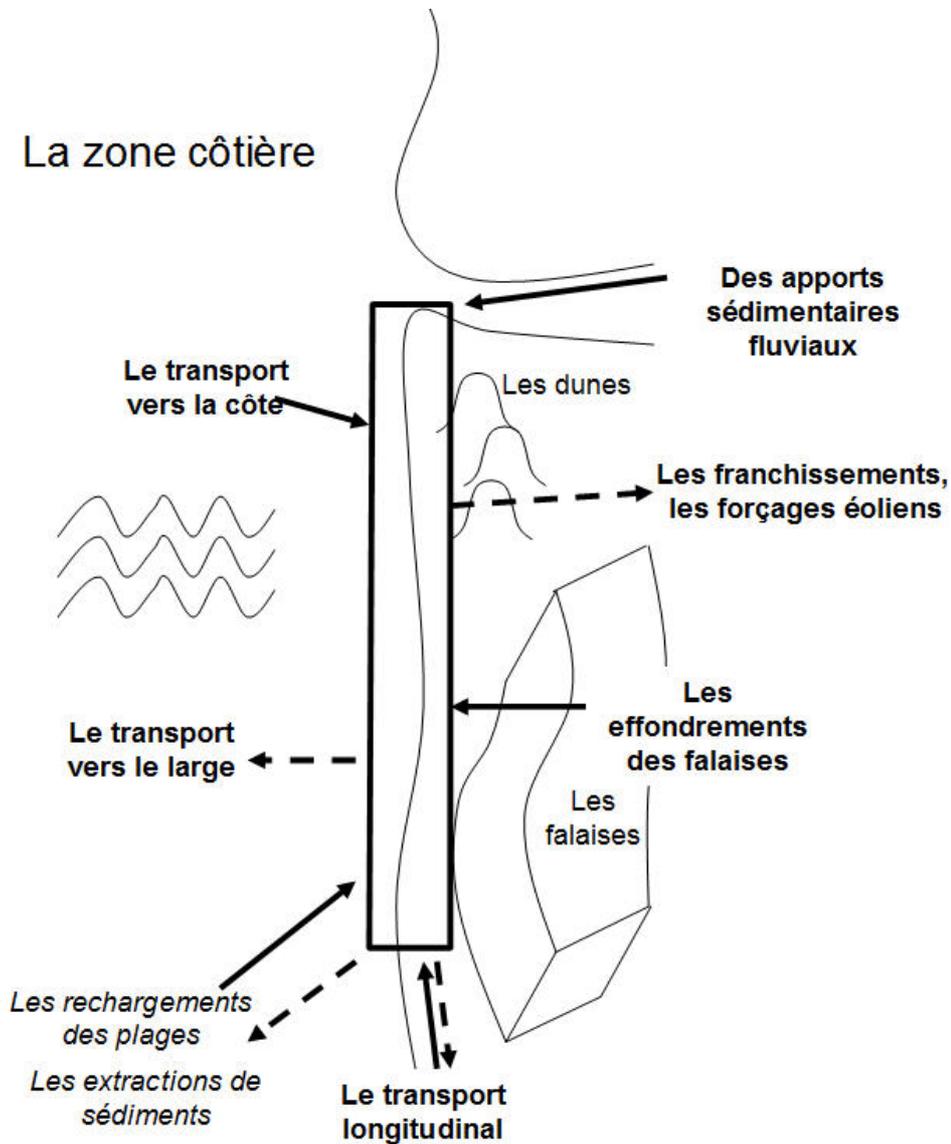


Illustration 8 : Schéma synthétique montrant une variété de sources, de puits et de transferts de sédiments et leurs contributions au bilan sédimentaire du littoral (Shéma : M. Yates-Michelin).

Par ailleurs, des rechargements en sable sont pratiqués. Ainsi, environ 1 million de m³ de sable a été apporté depuis la pointe d'Espiguette (zone d'accumulation) vers les plages du Golfe d'Aigues-Mortes (Palavas, Carnon et la Grande Motte, Préfecture de région Languedoc-Roussillon, 2008).

4. Changement climatique global et régional

A la fin du XX^{ème} siècle, le changement climatique a retenu de plus en plus l'attention de la communauté scientifique en raison de la croissance du nombre d'observations de ses impacts dans des environnements divers. Les préoccupations concernant les causes, adaptations, et impacts potentiels de ces changements ont motivé la création du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) en 1988, par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement et l'Organisation Météorologique Mondiale. Le GIEC est un ensemble des scientifiques qui procèdent à une évaluation objective de l'état des connaissances relatives au changement climatique en procédant à une revue et à la rédaction d'un résumé des études scientifiques pertinentes sur ce sujet.

Depuis sa création, le GIEC a produit quatre séries de rapports de synthèse, divisé en trois groupes d'études scientifiques :

- Groupe I : les connaissances scientifiques concernant le changement climatique ;
- Groupe II : les conséquences, l'adaptation et la vulnérabilité ;
- Groupe III : l'atténuation du changement climatique.

Le dernier rapport du GIEC a été publié en 2007 sur la base des connaissances publiées à cette époque.

Le travail est focalisé sur les observations actuelles et les prédictions des changements futurs suivant divers scénarios sociaux et économiques. Les rapports du GIEC résument ainsi les projections les plus consensuelles disponibles actuellement sur le changement climatique. Ces résumés concernent des échelles globales et de grandes régions de la taille d'une partie significative d'un continent. Ils décrivent par ailleurs précisément les incertitudes associées aux observations et prédictions.

4.1. OBSERVATIONS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

4.1.1. Observations globales

Le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC a rapporté que le réchauffement du système climatique est « sans équivoque » (GIEC 2007), avec **une hausse des températures de l'atmosphère et de l'océan**, une fonte de la neige et de la glace et **une élévation du niveau marin** (Cf. Illustration 9).

a. Le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan

La tendance linéaire du réchauffement de l'atmosphère pendant 100 ans (1906-2005) est estimé à 0,74°C (avec un intervalle de confiance entre 0,56 et 0,92°C). Environ

80% de la chaleur ajoutée au système du climat est absorbée par l'océan. Depuis 1961, un réchauffement de la mer est observé à une profondeur de 3000 m (GIEC, 2007). Ces tendances ont une forte variabilité spatiale, mais les tendances globales observées mettent en évidence le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan.

b. L'élévation du niveau marin

Ce réchauffement cause une élévation du niveau de la mer. Les observations des satellites entre 1993 et 2007 montrent un taux de 3.3 ± 0.4 mm/an (Cazenave and Llovel, 2010). Ces observations récentes montrent donc une accélération de l'élévation du niveau marin dont le taux était de 1.8 ± 0.5 mm/an entre 1961 et 2003 (GIEC, 2007).

Le bilan de toutes les contributions physiques liées aux changements climatiques montre une différence entre la hausse estimée et la hausse observée : cette différence est de 0.7 mm/an entre 1961 et 2003, et de 0.45 mm/an entre 1993 et 2007. Ainsi, le bilan des contributions à l'élévation du niveau marin n'est pas parfaitement fermé, même si les différences altimétriques restent très faibles : des travaux récents s'intéressent en particulier au référencement géocentrique de la mesure marégraphique et à l'impact des mouvements de subsidence et de surrections autres que ceux liés au rebond post-glaciaire (Wöppelmann et al. 2009). Ces travaux permettent de réviser les taux moyens observés pendant la période marégraphique.

Cazenave and Llovel (2010) résument ainsi des estimations des diverses contributions à l'élévation du niveau marin sur la période 1993-2007 :

- la fonte des glaciers ~39% ;
- l'expansion thermique contribuent au l'élévation du niveau marin ~35% ;
- la fonte des calottes glaciaires (du Groenland et de l'Antarctique) ~25%.

Récemment (de 2003 à 2007), la fonte des glaciers est devenue la plus grande source contribuant à l'élévation du niveau de la mer, alors que dans la période entre 1993 et 2003, l'expansion thermique a contribué à environ 57% (Cazenave and Llovel, 2010). La contribution de la fonte des glaciers à l'élévation du niveau marin est l'objet de nombreuses études actuelles en raison des fortes incertitudes existantes.

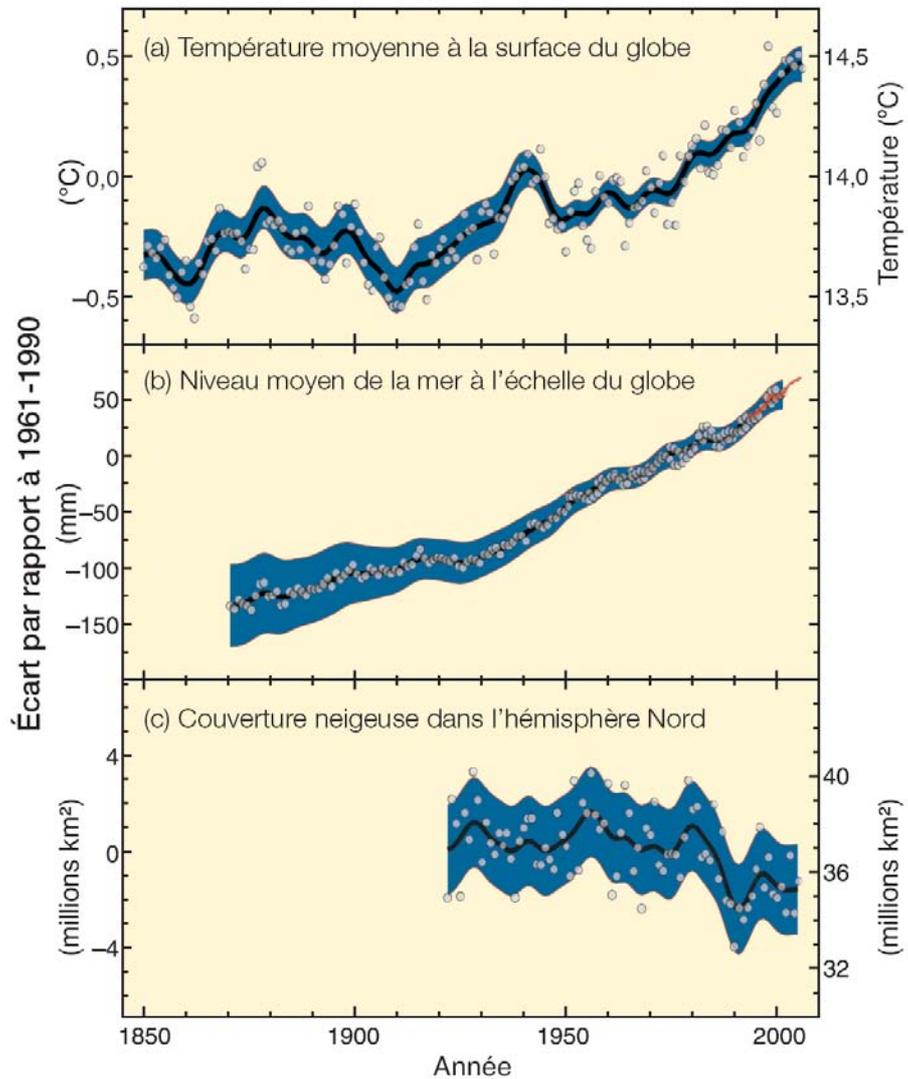


Illustration 9 : Observations des changements climatiques : (a) température moyenne, (b) niveau moyen de la mer, (c) couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord (GIEC, 2007).

4.1.2. Observations régionales

Le changement climatique présente une forte variabilité d'une région à une autre. Des études dites locales fournissent des observations du réchauffement de l'atmosphère et l'océan et de l'élévation du niveau marin à l'échelle du bassin méditerranéen.

a. Le réchauffement de l'atmosphère et l'océan

Au cours du XX^{ème} siècle, la température sur terre a augmenté vers 2° C au Sud-ouest de l'Europe, incluant le Sud de la France et la péninsule Ibérique, avec une hausse plus marquée en hiver qu'en été (Hallegatte *et al.*, 2008).

L'étude IMFREX (2002) présente des indices d'évolution du changement climatique entre 1951 et 2000 concernant la température en France métropolitaine :

- Températures maximales plus élevées (de +0,15 à +0,3°C/décennie) ;
- Davantage d'étés chauds (de +0,25 à +0,4°C/décennie) ;
- Températures minimales plus élevées (de +0,2 à +0,35°C/décennie) ;
- Moins de jours de gel (de -0,3j à -5,8j/décennie) ;
- Plus de vagues de chaleur et moins de vagues de froid.

Ces tendances montrent une hausse de la température au sud de la France, et donc dans le Languedoc-Roussillon.

Le réchauffement de la Méditerranée (la surface de la mer) est observé depuis la fin des années 70. Les simulations et observations (Mariotti, 2010) indiquent des tendances estimées (1979-2006) entre $+0,21 \pm 0,035^{\circ}\text{C}$ et $+0,30 \pm 0,098^{\circ}\text{C}$. Ce réchauffement a un impact sur l'élévation du niveau marin au Méditerranée.

b. L'élévation du niveau marin

Les observations globales des satellites montrent une variabilité régionale des variations du niveau de la mer (Cf. Illustration 10) fortement corrélée aux anomalies de température des océans (Lombard *et al.*, 2005 ; Cazenave and Llovel, 2010). Ces mêmes travaux ont montré que la contribution des effets de la température à l'élévation du niveau marin (expansion thermique des océans), ont une signature spatiale similaire à celles des variations du niveau marin. Les résidus sont liés à des contributions des variations locales de la salinité, à des apports ou retraits de masses d'eau douce à l'océan, et à des mouvements verticaux de la terre en raison de la fonte des glaciers et de l'ajustement isostatique des continents.

Dans le bassin méditerranéen, la variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer obtenu par l'analyse des données des satellites TOPEX/Poséidon et Jason-1 (travaux du LEGOS), indique que le taux est plus élevé dans le bassin oriental que dans le bassin occidental. Dans le Golfe du Lion, l'élévation du niveau marin est de 2,5 mm/an dans la période de 1993 à 2006 (Cf. Illustration 11). Cette élévation du niveau marin est relative à un référentiel géocentrique et ne prend donc pas en compte d'éventuelles surrections ou subsidences.

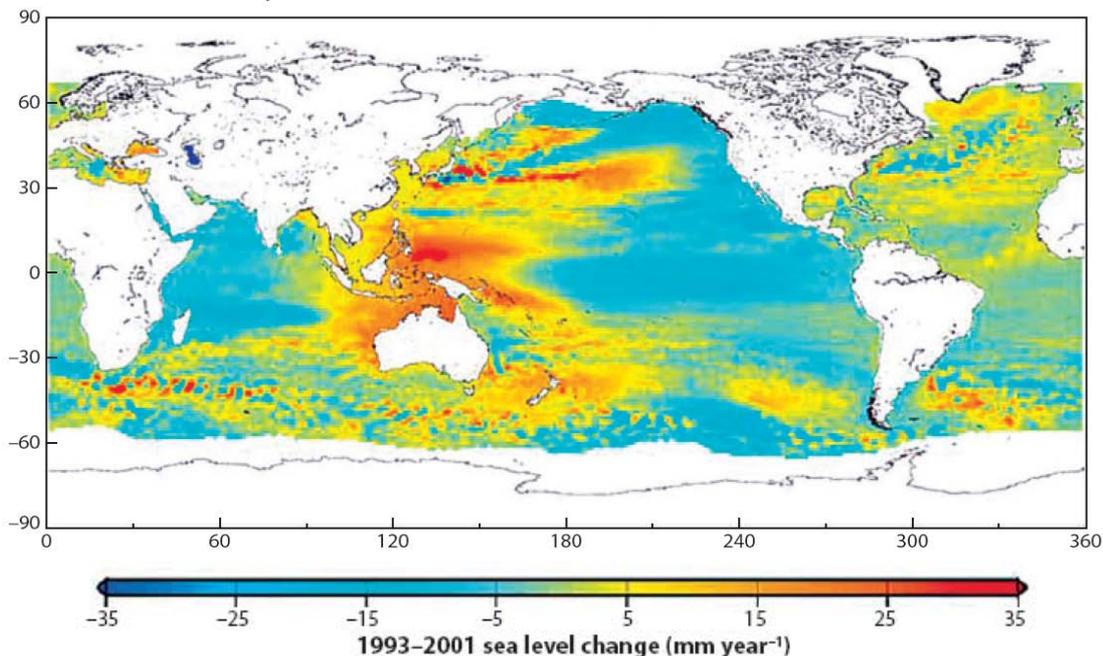


Illustration 10 : La variabilité régionale de l'élévation du niveau marin entre 1993 et 2001, observée par l'altimétrie des satellites. Source: Cazenave and Llovel (2010).

Sea level trends from Topex+Jason1 (Jan.1993-Jun.2006)

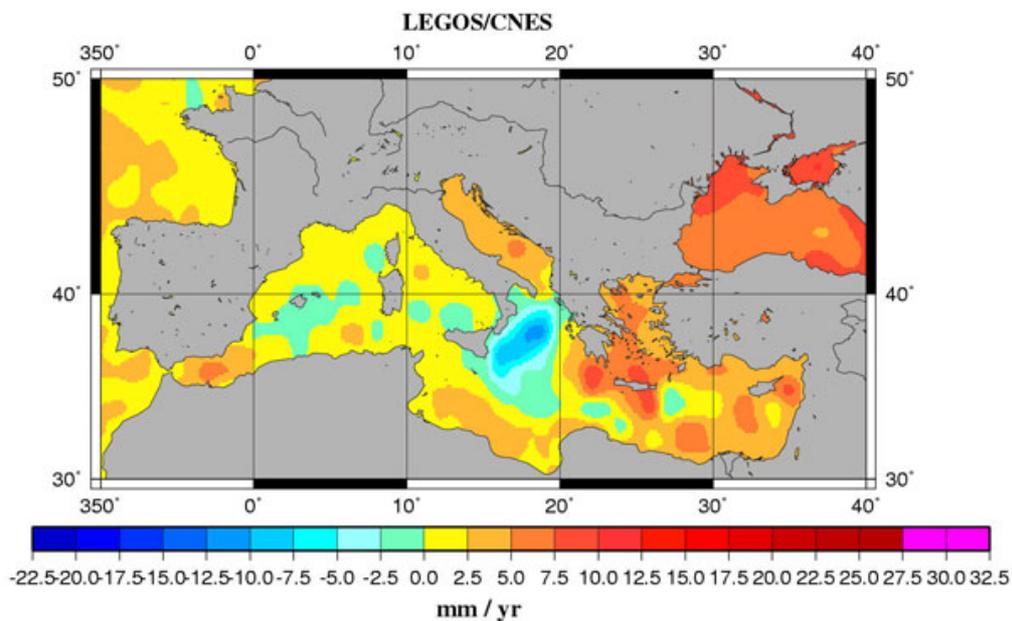


Illustration 11 : L'élévation du niveau de la mer observé entre 1993 et 2006 par le programme TOPEX/Poséidon et Jason-1. Source : LEGOS/CNES http://www.legos.obs-mip.fr/fr/equipes/gohs/resultats/b1_nivmer1.

Diverses études se sont attachées à calculer les tendances linéaires de l'élévation du niveau marin associées à des mesures marégraphiques dans le Golfe du Lion. Ainsi, une série temporelle de 100 ans (entre 1905 et 2000) du marégraphe du Grau-de-la-Dent a montré un taux de l'élévation du niveau marin d'environ 2 mm/an (avec 99% confiance), alors qu'un marégraphe 40 km à l'est (à Marseille) indiquait une élévation d'environ 1,2 mm/an (Ullman *et al.*, 2007). Le taux élevé à Grau-de-la-Dent était attribué à la subsidence liée à la compaction des sédiments dans le delta du Rhône (Suanez *et al.*, 1997). Suanez *et al.* (1997) ont observé des variations cycliques des marégraphes de Marseille et du Grau de la Dent, associées à la variabilité atmosphérique (de la pression et du vent) en Méditerranée occidentale, et une tendance continue de l'élévation du niveau marin qui était supérieure de 1 mm/an au Grau de la Dent. Dans le cadre de l'étude MICORE (2009), une série temporelle plus courte mais plus récente (entre 1986 et 2000) du niveau d'eau dans le port de Sète a été analysée. Les données ont montré une tendance linéaire de l'élévation du niveau de l'eau de 2,9 mm/an, malgré une forte variabilité interannuelle.

En tout état de cause, les travaux concernant la reconstruction de l'élévation du niveau marin en méditerranée restent du domaine de la recherche. Ils impliquent l'utilisation de données altimétriques, de marégraphes sur tout le bassin méditerranéen en prenant en compte les incertitudes associées aux tendances mesurées, et l'utilisation de plusieurs modèles couplés océan-atmosphère à méso-échelle (Voir par exemple Meyssignac *et al.*, 2010).

Les observations de l'élévation du niveau marin présentent (1) des variations temporelles, dépendant de la durée des observations, et (2) des variations spatiales aux échelles globales et locales, en raison des processus liés au climat et liés à la subsidence.

Ainsi, les estimations de l'élévation du niveau marin basées sur l'utilisation de données satellitales ou issues de marégraphes varient entre 2 et 3 mm/an selon les périodes considérées et la localisation des points de mesure.

4.2. MODELISATION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

4.2.1. Les forçages actuels du changement climatique

Au cours du XX^{ème} siècle, le changement climatique observé aux échelles globales et régionales a été attribué aux changements des concentrations des gaz à effet de serre, de la couverture des terres, et du forçage radiatif (GIEC, 2007). Le GIEC a conclu qu'il était très probable que le réchauffement moyen global soit dû à l'augmentation observée de la concentration des gaz à effet de serre d'origine anthropique (GIEC, 2007).

Les tendances des concentrations des gaz à effet de serre mesurées aux échelles géologiques (10.000 ans) et depuis 1750 continuent d'augmenter (Cf. Illustration 12), et il est probable que les émissions continuent d'augmenter dans les prochaines décennies (GIEC, 2007).

Au cours du XXI^{ème} siècle, la poursuite des émissions à un taux similaire ou supérieur aux tendances actuelles causera une poursuite du réchauffement climatique. Les changements observés au XXI^{ème} siècle seront très probablement plus importants que ceux du XX^{ème} siècle (GIEC, 2007).

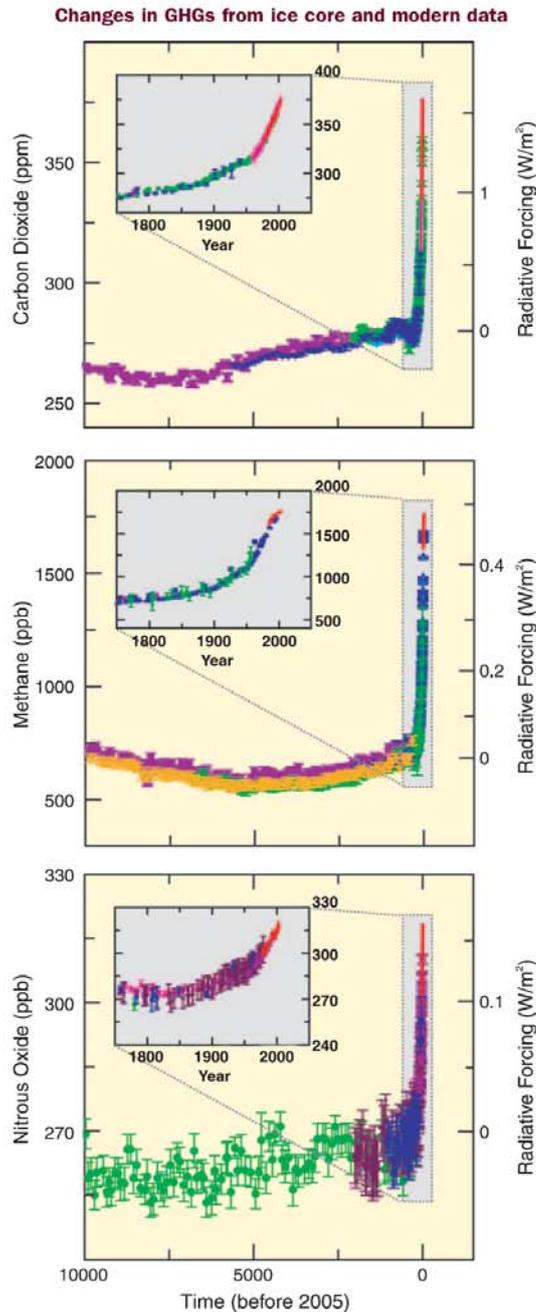


Illustration 12 : Tendances aux échelles géologiques et depuis 1750 des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre et du forçage radiatif associé. Source: GIEC (2007).

4.2.2. Les scénarios des forçages du changement climatique

Le GIEC (2007) propose quatre familles de scénarios d'évolution du développement socio-économique. Ces scénarios déterminent les projections des émissions des gaz à effet de serre (Cf. Illustration 13). Le groupe de scénarios A1 est de plus divisé en trois parties dépendant de l'utilisation des sources alternatives de l'énergie (A1F1 = principalement l'énergie fossile, A1B = équilibre entre énergies fossiles et alternatives, A1T = principalement des sources d'énergie alternative).

Des quatre scénarios de base, les scénarios A2 et B2 produisent les plus grandes émissions à l'échéance 2100. Elles sont donc souvent utilisées pour évaluer les impacts potentiels du changement climatique dans une hypothèse pessimiste. Le scénario A2 est basé sur une hypothèse de déséquilibres globaux persistants, avec une forte augmentation de la population, un développement économique et technologique déséquilibré selon les régions et finalement relativement modéré à l'échelle globale par rapport à d'autres scénarios. Le scénario B2 est basé sur l'hypothèse que les solutions économiques, sociales et environnementales durables, gérées à l'échelle régionale, seront un aspect important des politiques publiques. Dans ce scénario, le taux d'augmentation de la population est plus modéré que dans A2, mais le taux des développements technologiques est plus élevé (moins cependant que dans les scénarios A1 et B1).

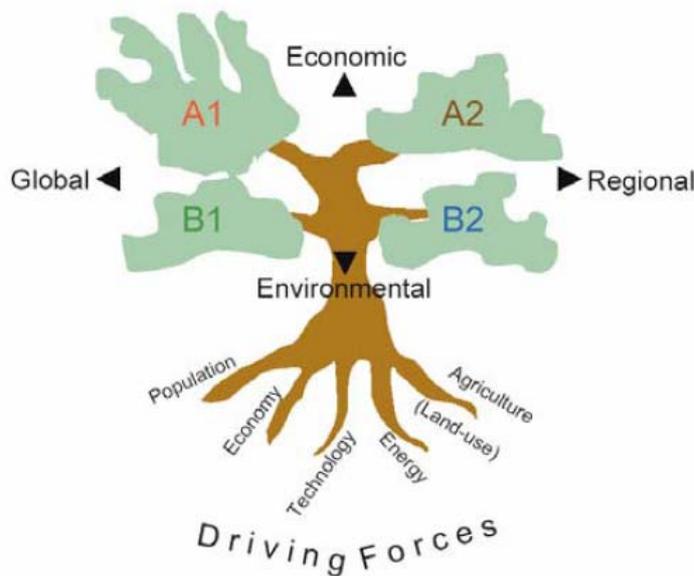


Illustration 13 : Les quatre familles de scénarios du développement socio-économique. Source: GIEC (2000).

4.2.3. Les prédictions des modèles

Même si les températures se stabilisaient aujourd'hui, le niveau marin moyen continuerait d'augmenter en raison de la très forte inertie des phénomènes en jeu. Ainsi, la dilatation thermique des océans se poursuivra très probablement, mais c'est surtout le devenir des calottes polaires Antarctique et du Groenland qui entraîne les plus grandes incertitudes. En effet, les masses d'eau qui y sont stockées sous forme de glace représentent respectivement l'équivalent de 70 et 7 m d'élévation du niveau marin. Si la fonte totale de l'Antarctique n'est pas envisagée, sa partie la plus vulnérable au changement climatique est celle qui se situe dans le prolongement de la péninsule Antarctique, et qui représente l'équivalent de 5 m d'élévation du niveau marin. En réalité, la communauté scientifique ne publie pas aujourd'hui de travaux scientifiques qui laisseraient penser que ces calottes pourraient fondre totalement. En revanche, elle se demande si les pertes aux marges des calottes continentales pourront ou non être compensées par davantage de précipitations sur la calotte.

a. Modèles Climatiques

Pour estimer le réchauffement et l'élévation du niveau marin à l'échelle globale, la modélisation du climat cherche à représenter tous les processus physiques par la modélisation, en comparant les résultats obtenus avec les différents modèles climatiques couplés océan-atmosphère existants. En particulier, une difficulté est de paramétrer les phénomènes de fonte des calottes polaires et d'accumulation de glace. Ces modélisations indiquent que le changement climatique s'accompagnerait de davantage de précipitations sur l'Antarctique (Krinner and Julien, 2007), et le GIEC (2007) prédit une élévation modérée du niveau marin en 2100 entre 0,18 et 0,59 m selon les scénarios (Meehl *et al.*, 2007 ; Cf. Illustration 14). Il faut cependant noter que le traitement de la fonte des calottes dans ces modèles n'est pas réellement satisfaisant puisqu'aucun modèle ne prend en compte l'accélération des processus de fonte liée à la dynamique des calottes.

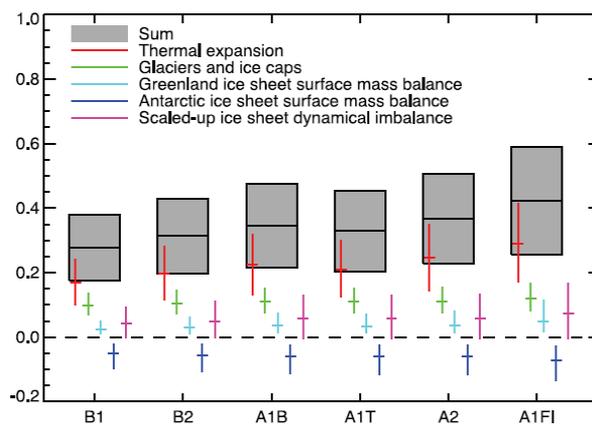


Illustration 14 : Projections du niveau moyen de la mer en 2100 et contributions (en mètres) de chacun des phénomènes modélisés pour 6 scénarios du GIEC. Les barres grisées représentent les incertitudes (5% et 95%) liées à la modélisation. Source: Meehl *et al.* (2007).

b. Modèles Semi-empiriques

Pendant les dernières 15 années, la communauté des glaciologues observateurs constate une accélération des pertes de masses d'eau des calottes Antarctique et du Groenland (Rignot *et al.*, 2008 ; Alley *et al.*, 2007). Ils considèrent que les processus rapides sont en jeu, et que les exemples (1) de glissements accélérés des glaciers sur leurs moraines, (2) de fonte accélérée de calottes reposant sur un socle continental mais en contact avec l'océan qui se réchauffe, ou bien (3) d'accélération de l'écoulement de glaciers continentaux suite à la débâcle d'une banquise en aval, accéléreront des pertes des calottes. Comme indiqué dans le paragraphe précédent, ces processus rapides ne sont paramétrés dans les modèles du GIEC que par une estimation moyenne sur la dernière décennie du siècle dernier, ce qui reste peu satisfaisant (Meehl *et al.* 2007).

Par conséquent, des approches de modélisation utilisent quelques équations semi-empiriques pour estimer la réponse du niveau marin à un changement de température, puis ajustent les paramètres de ces équations à des observations. En utilisant ces approches, Rahmstorf *et al.* (2007) et Grinsted *et al.* (2010) obtiennent des élévations du niveau marin de 1 m et 1,2 m en 2100 respectivement. Grinsted (2010) annonce une incertitude statistique (enveloppe de l'intervalle de confiance à 95%) de 0,6 m à 1,4 m pour les études basées sur une approche semi-empirique. Cependant, sur cette question, c'est l'incertitude épistémique – autrement dit les limites des différentes approches de la modélisation des processus - qui fait débat. Une modification de l'équation du Rahmstorf *et al.* (2007) a permis à Vermeer and Rahmstorf (2009) d'incorporer des effets instantanés du réchauffement de l'atmosphère : les couches de surface des océans, en se réchauffant plus vite, causent une élévation du niveau marin rapide aux échelles de temps de travail. Ainsi, ils ont estimé une élévation du niveau marin comprise entre 0,8 m et 1,8 m en 2100.

Hansen (2007) note que ces modèles semi-empiriques sont calibrés sur des périodes où les variations du niveau marin sont essentiellement dues à la dilatation thermique des océans alors que ce qui est pressenti pour le XXI^{ème} siècle est une élévation du niveau marin lié à une fonte des calottes polaires. Il estime donc ces valeurs sous-estimées et envisage 5 m d'élévation du niveau marin moyen pour 2100.

5. Impact du changement climatique sur les forçages côtiers

Ce chapitre résume les impacts potentiels du changement climatique sur les forçages côtiers, en s'efforçant de présenter des résultats aux échelles spatiales pour lesquelles des résultats existent. Les incertitudes aux échelles de travail les plus locales sont naturellement bien plus importantes qu'au niveau global.

5.1.1. Forçages côtiers pris en compte

Les effets du changement climatique sur les forçages côtiers ont été identifiés par le GIEC (2007):

- **le niveau moyen de la mer** : l'élévation du niveau marin augmente les surfaces exposées aux forçages marins et peut aggraver des aléas d'érosion, de submersion, et les intrusions salines dans les aquifères côtiers⁶ ;
- **le régime des tempêtes** : des changements de l'intensité, de la fréquence et de la trajectoire des tempêtes pourraient affecter la morphologie du littoral via les vagues et les surcotes, et pourraient aggraver les aléas de l'érosion et la submersion ;
- **le climat de vagues** : des changements de la période, la hauteur, et la direction des vagues (et des courants côtiers associés) pourraient affecter la morphologie du littoral ;
- **le régime des surcotes** : une modification des régimes de tempête peut causer une modification des surcotes (la fréquence ou l'amplitude), causant une augmentation ou une modération de l'aléa submersion ;
- **le régime des précipitations** : une augmentation des sécheresses ou des événements pluviaux peuvent changer les apports de sédiments fluviaux à la zone côtière et modifier l'aléa d'inondation côtière ;
- **l'acidification des océans** : à cause de l'augmentation de CO₂, cet effet affecte les organismes vivants sensibles au pH, particulièrement les coraux ;
- **la température de surface de l'eau** : une augmentation de la température de la surface de l'eau augmentera la stratification causant des modifications de la circulation, menaçant les organismes vivant si la température dépasse des seuils optimaux (exemple : coraux) et pourra aussi augmenter l'impact des cyclones.

⁶ L'aléa des intrusions salines dans les aquifères côtiers ne fait pas l'objet de ce rapport. Pour plus d'informations, voir les résultats du projet VULCAIN financé par l'ANR dans le cadre de Vulnérabilité : Milieux et Climat (VMC) : <http://agire.brgm.fr/VULCAIN.htm>.

5.1.2. Impact potentiel global

Globalement, le réchauffement de l'atmosphère cause un accroissement des températures moyennes de la surface de la mer, augmentant l'élévation du niveau marin directement à cause des effets thermiques, et, indirectement, aux échelles plus locales, en modifiant la circulation de la mer. Le réchauffement atmosphérique pourrait également entraîner une modification de la circulation atmosphérique et des changements dans l'intensité et la direction de vents, affectant les trajectoires des tempêtes.

A titre d'exemple, une évaluation des observations du climat de vent et de vagues a montré une augmentation d'activité cyclonique tropicale depuis 1970 dans l'Atlantique Nord, et le GIEC (2007) estime qu'il est probable que cette tendance à l'augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité des tempêtes existe en certaines autres régions. Toutefois, le manque de séries temporelles suffisamment longues rend difficile la détection des tendances à long terme.

D'autres observations mettent en évidence une évolution des précipitations entre 1900 et 2005, causant une augmentation dans l'est de l'Amérique du Nord et du Sud, le nord de l'Europe et le centre de l'Asie et une diminution au Sahel, en Méditerranée, en Afrique australe et dans une partie de l'Asie du Sud (GIEC, 2007).

De plus, ces modifications aussi affectent les apports sédimentaires à la zone côtière par les fleuves et les effondrements de falaises. Cependant, ces effets ont des fortes variations spatiales. La section suivante présente les changements climatiques observés et prédits dans le bassin méditerranéen et dans le Golfe du Lion.

5.1.3. Impact potentiel à l'échelle régionale

Les simulations des échelles globales pourraient être utilisées pour faire des projections aux échelles régionales, mais les résultats ne sont pas satisfaisants pour la région méditerranéenne (Lionello *et al.*, 2008a). La résolution des modèles globaux ne suffit pas pour représenter le terrain complexe de la Méditerranée, où la topographie des montagnes et la distribution de la terre et la mer ont un effet important sur la circulation atmosphérique et les interactions entre l'atmosphère et l'océan (Lionello *et al.*, 2008a).

Les estimations du climat européen et méditerranéen par les modèles de circulation globale atmosphère-océan varient, et les modèles du climat régional améliorent généralement les variations géographiques de température et précipitation (Christensen *et al.*, 2007). Utilisé individuellement, chacun de ces modèles comporte des biais. Le projet PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, 2005) a eu pour but de créer des projections du climat en Europe en 2100 et d'étudier les sources d'incertitudes dans ces projections via une approche multi-modèles. Les incertitudes proviennent de la courte période de calage utilisée dans l'étude, des paramétrisations de processus en deçà de la résolution de la maille de modèles, des scénarios d'émissions utilisés et des conditions aux limites des modèles qui sont issues de modèles globaux divers

(Christensen *et al.*, 2007). Le projet a montré que les modèles du climat régional sont fiables pour prédire les tendances de la température et des précipitations (Déqué *et al.*, 2005), mais qu'en général, les résultats de la simulation des vents forts sont plus variables et moins fiables (Christensen *et al.*, 2007).

A l'échelle régionale du Languedoc-Roussillon, les principaux forçages affectant la zone côtière sont l'élévation du niveau marin, le régime de tempêtes, le climat de vagues, le régime de surcotes, et le régime des précipitations. Des projets et études variés ont fait des projections des modifications des forçages liés au changement climatique en Languedoc-Roussillon : Lionello *et al.* (2002 ; 2008b), Pujol *et al.* (2007), Dankers and Feyen (2008), Lespinas *et al.* (2008), Tsimplis *et al.* (2008), Ullmann (2008), Ullman and Moron (2010), EUROSION, MISEEVA, IMFREX, MEDUP, MEDCIE et VULCAIN.

a. L'élévation du niveau marin

En Méditerranée, Tsimplis *et al.* (2008) indiquent que l'élévation du niveau marin par dilatation thermique pourrait approcher 25 cm dans les régions d'eau profonde à la fin du XXI^{ème} siècle, mais qu'il pourrait ne pas y avoir de hausse du niveau marin sur les côtes (incluant les côtes françaises ; Cf. Illustration 15). Ce résultat repose sur une seule modélisation suivant le scénario A2 du GIEC. Cette simulation tient compte des changements stériques (dus à la température et la salinité), avec des estimations des modifications liées aux effets de la pression atmosphérique, aux changements de la circulation, et aux contributions de fonte des glaciers et calottes. Les auteurs préconisent d'autres études en utilisant divers modèles pour améliorer la précision de ces résultats.

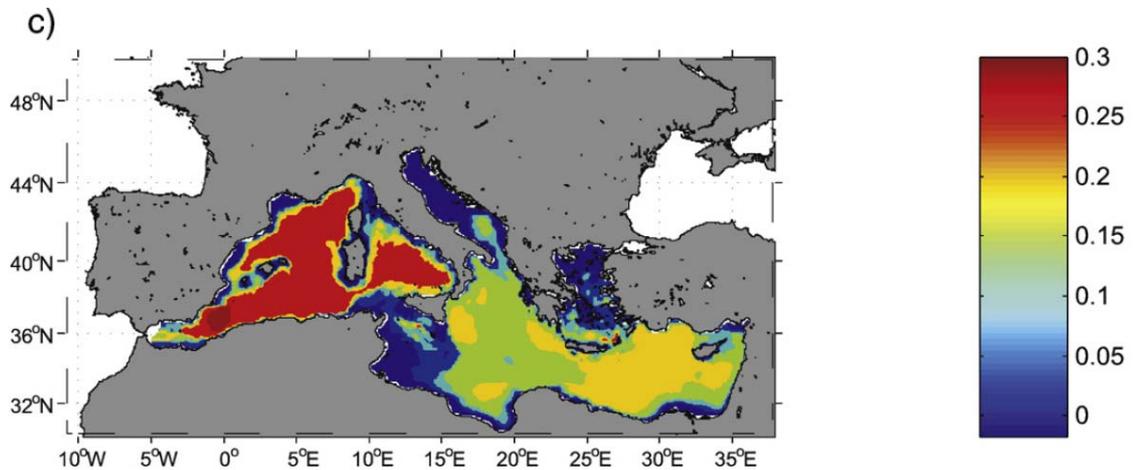


Illustration 15 : Différence (en mètres) entre le niveau de l'eau pendant la période de référence (1961-1990) et les prédictions entre 2070 et 2099 – seuls les effets d'origine stérique sont modélisés. Source : Tsimplis *et al.* (2008).

En Languedoc-Roussillon, le projet européen **EUROSION** (2004) a repris l'élévation du niveau marin mesurée par des marégraphes, soit entre 1 et 1.5 mm par an pour la période considérée le long la côte méditerranéenne française (Cf. Illustration 16), en incluant les effets de l'élévation absolue du niveau marin et les mouvements verticaux de la terre.

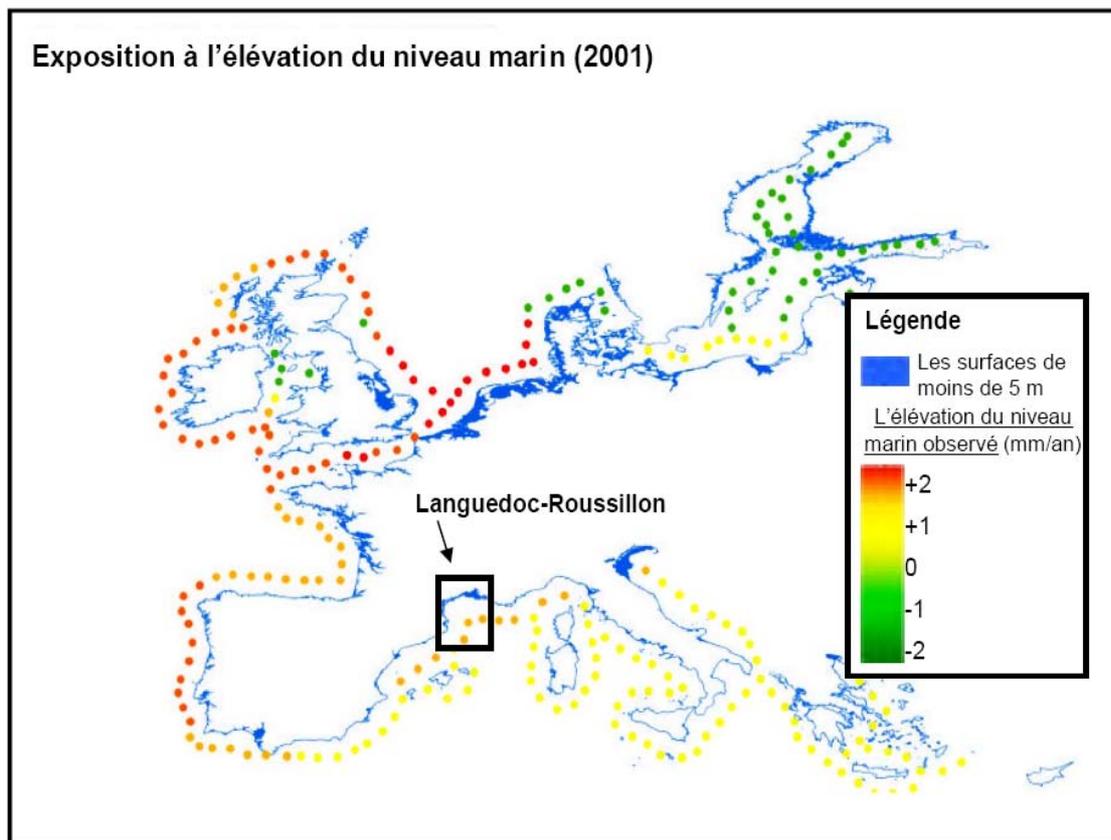


Illustration 16 : L'élévation du niveau marin observé en Europe, et en particulier, en Languedoc-Roussillon (adaptée d'EUROSION, 2004).

Dans le projet ANR **MISEEVA** (Marine Inundation hazard exposure and Social, Economical and Environmental Vulnerability Assessment, 2007-2010 ; Vinchon *et al.*, 2009), il est considéré qu'il n'existe pas de projection fiable pour l'élévation future du niveau marin. Ainsi, deux scénarios sont explorés pour 2030 et de 2100 :

- 2030 :
 - 20 mm (utilisant le taux observé actuellement) ;
 - 70 mm (ajoutant une augmentation de la contribution des glaciers continentaux et polaires, suivant Hansen (2007)) ;
- 2100 :

- 35 cm (suivant la valeur moyenne du GIEC (2007), estimé pour le scénario socio-économique A2, qui considère une évolution vers une société régionalisée avec un fort développement économique) ;
- 1 m (suivant Rahmstorf (2007), considérant une augmentation non-linéaire de fonte de la glace, non prise en compte dans les estimations du GIEC).

Tous ces scénarios tendent à une élévation future du niveau marin, plus ou moins forte selon les hypothèses utilisées dans les prédictions. Par ailleurs, il existe des variations locales à considérer en raison notamment de la subsidence du delta du Rhône.

b. Le régime de tempêtes

Une augmentation de la température de l'atmosphère cause une modification de la circulation atmosphérique générale, mais avec une grande variabilité spatiale et temporelle. En conséquence, le GIEC (2007) considère que les projections des changements de régimes de vents ne sont pas fiables.

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), caractérisée par des cycles inter-annuels à pluri-décennaux, a ainsi une grande influence sur le climat d'Europe (y compris sur le régime des vents et des tempêtes). En conséquence, les tendances de la fréquence, de l'intensité, et de l'orientation des tempêtes sont difficiles à caractériser avec une série temporelle relativement courte compte tenu de la longueur des échelles de temps associées respectivement à la variabilité de la NAO et au changement climatique.

Dans le cadre d'une thèse, **Ullmann (2008)** a étudié l'évolution des surcotes dans le Golfe de Lion en se basant sur les données marégraphiques, les vents et champs de pression observés au XX^{ème} siècle. Il a également simulé l'évolution au XXI^{ème} siècle avec le modèle Arpège-Climat, en suivant les scénarios A2 et B2 du GIEC. Les données marégraphiques et les observations du vent aux stations de Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent et Marseille ont montré une augmentation de la fréquence hivernale des vents de SE et une diminution hivernale des vents de NW dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle. Ce phénomène serait lié à la fois à la variabilité à grande échelle (la NAO) et à l'échelle régionale du Golfe du Lion. Dans le Golfe du Lion, la vitesse et la durée maximale du vent montrent une légère augmentation dans cette période, et l'impact potentiel sur les surcotes sera présenté par la suite.

Le projet **IMFREX** (Impact des changements anthropiques sur la fréquence de phénomènes extrêmes de vent de température et de précipitations) a eu pour but d'évaluer l'impact du changement climatique d'origine anthropique sur la fréquence des événements extrêmes : la fréquence des tempêtes, les phénomènes de pluies abondantes, les sécheresses, les canicules et les vagues de froid, la fréquence des cyclones tropicaux dans l'Atlantique tropical et les coulées de débris dans les Alpes (Dequé, 2003). Pour évaluer le régime de tempêtes, un algorithme de Météo-France pour suivre automatiquement des systèmes dépressionnaires a été appliqué à la réanalyse ERA40 de l'ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) et aux données du modèle Arpège-Climat de Météo France (suivant le scénario A2 du GIEC, de 2070 jusqu'à 2099), pour identifier la distribution et la trajectoire des événements tempétueux. Entre les deux périodes de l'étude, une

diminution faible de la fréquence des tempêtes au sud de France a été modélisée (Déqué, 2003).

Une autre étude a examiné l'impact d'un doublement de la concentration de CO₂ sur le nombre de cyclones extra-tropicaux dans la Méditerranée (**Lionello et al., 2002**). L'étude a utilisé des données de l'ERA15 (15 ans) et de deux simulations globales (de 30 ans) utilisant l'ECHAM 4 du Danish Meteorological Institute : le climat actuel et un climat avec un doublement de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Un algorithme développé dans le projet identifie automatiquement les dépressions et leurs trajectoires dans le bassin méditerranéen. Pour le scénario d'un doublement de CO₂, une diminution de la fréquence de cyclones est observée (Lionello et al., 2002), confirmant des prédictions précédentes d'une modification des trajectoires de tempêtes plus au nord en Atlantique Nord. Cette étude est en accord avec les observations de vent sur une période de 40 ans (entre 1958 et 1997, ré-analyse NCEP), montrant également une diminution du nombre de centres cycloniques à l'ouest de la Méditerranée, sans considérer les changements d'intensité (Maheras et al., 2001).

Un projet en cours, **MEDUp**⁷ (Forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events : Uncertainties and Propagation on environment, ANR-VMC), a pour but d'identifier et de quantifier des sources d'incertitudes dans les simulations du climat et des événements Méditerranéens intenses, depuis les échelles de la prévision numérique du temps jusqu'à la prévision saisonnière et les scénarios climatiques. L'étude s'intéresse également à l'impact de ces incertitudes sur la vulnérabilité (économique et sociale) des hydro-systèmes aux événements extrêmes. Les résultats ne sont pas encore disponibles à la date de publication du présent rapport.

Les observations à relativement court terme des tendances historiques, les processus complexes liés à la circulation globale et aux facteurs locaux compliquent donc fortement la modélisation de l'évolution des régimes de tempêtes. Les résultats sur l'évolution de l'intensité des tempêtes, qui restent peu significatifs, suggèrent un régime inchangé ou légèrement plus modéré dans le futur.

c. Le climat de vagues

Le projet européen MICORE (Morphological Impacts and COastal Risks induced by Extreme storm events, 7^{ème} PCRD) regroupe 15 partenaires européens et vise à développer des outils pour la prévision des impacts des tempêtes dans le but d'améliorer les stratégies de protection et gestion de la zone côtière. L'une des tâches du projet visait à évaluer les impacts du changement climatique sur la fréquence historique des tempêtes pour 9 sites en Europe, incluant le Languedoc-Roussillon. Les données, une série temporelle de 20 ans (1989-2009) d'une bouée de la DREAL à Sète et environ 43 ans (1958-2001) de simulations d'un modèle du projet HIPOCAS, n'ont pas montré de tendances significatives d'évolution des vagues. Les données de

⁷ <http://www.cnrm.meteo.fr/medup/>

la bouée de Sète montrent que la hauteur significative moyenne et maximale et la durée de tempêtes (ici les événements de hauteurs significatives supérieures à 2 m) est stable, alors que la fréquence des tempêtes a augmenté légèrement, en particulier entre 1998 et 2004, sans que cette tendance soit statistiquement significative.

Par ailleurs, dans le cadre du projet CCRC financé par la direction de la recherche du BRGM, une analyse des modes principaux des vagues a été réalisée en utilisant un algorithme de type K-means décrit dans Le Cozannet *et al.* (2009 a). Ainsi, une classification des différents types de vagues et houles (par la hauteur, la période et la direction) a été réalisée. Avec ces classements divers, aucune tendance de la hauteur significative n'a été trouvée, mais une légère augmentation de la fréquence de grosses houles a été décelée après 1970. Si l'ensemble de la série temporelle est considéré, la tendance linéaire n'est pas une bonne approximation (MICORE, 2009). L'étude a indiqué que le manque de séries temporelles suffisamment longues limite les évaluations des tendances aux échelles de temps pertinentes pour le changement climatique.

Une autre étude de **Lionello *et al.* (2008b)** a examiné l'impact du changement climatique sur le climat de vagues avec des simulations du vent et des vagues en Méditerranée. Le climat des vagues était simulé avec le modèle WAM (50 km de résolution, forcé par les vents du modèle du climat régional, RegCM) pour la période de 2071 jusqu'à 2100 suivant les scénarios A2 et B2 du GIEC et pour la période de 1961 jusqu'à 1990 pour le cas de référence. Les simulations montrent une diminution de la hauteur moyenne saisonnière en automne, hiver, et printemps, et une augmentation de la hauteur moyenne en été dans les deux scénarios. Une diminution de la hauteur extrême des vagues est aussi prédite pour presque toutes les saisons pour les deux scénarios, traduisant une diminution de la fréquence des événements extrêmes. Cette étude est la seule qui fait des projections du climat des vagues, et les simulations montrent des différences (en général des diminutions) plus fortes avec des émissions plus fortes (A2), et des tendances moins significatives avec les émissions plus faibles (B2).

d. Le régime des surcotes

L'étude d'**Ullmann (2008)** est basée sur les observations décrites dans la section du régime de tempêtes et sur la modélisation des surcotes dans le Golfe du Lion au XXI^{ème} siècle avec le modèle ARPEGE-Climat, suivant les scénarios A2 et B2 du GIEC. Les observations des surcotes atmosphériques le long de la côte du Languedoc-Roussillon sont forcées par les vents de S à SE et sont cohérentes avec des variations locales de magnitude. Une série temporelle de hauteurs d'eau au Grau de la Dent a montré une hausse du niveau marin extrême de 0,31 cm/an dans le XX^{ème} siècle, avec deux processus contribuant à cette hausse : l'élévation du niveau marin (0,20 cm/an) et une élévation des surcotes (0,12 cm/an), liée à une augmentation des vents de S à SE dans le Golfe de Lion. L'évaluation de la modélisation du XXI^{ème} siècle indique que la fréquence et la hauteur des surcotes resteraient inchangées, l'essentiel des changements dans le régime des surcotes restant lié à priori à l'élévation du niveau marin.

Une autre étude de **Ullmann and Moron (2010)** a utilisé les simulations entre 1980 et 2100 du modèle de circulation général ECHAM/MPI-OM (suivant le scénario d'émissions A1b du GIEC) pour déterminer les tendances des surcotes. Ils ont mis en évidence des corrélations entre la fréquence moyenne des différents types de temps (définie par les champs de pression atmosphérique à la surface, avec les données du NCEP-NCAR (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) et les surcotes (calculées avec les données marégraphiques)). Avec les champs de pression atmosphérique prédits par les simulations (17 expériences au total, et avec des changements des conditions initiales pour chaque expérience) et les relations entre la fréquence de type de temps et les surcotes, Ullmann et Moron (2010) ont montré que l'amplitude des plus fortes surcotes pourrait rester stationnaire dans le scénario A1b au XXI^{ème} siècle (Cf. Illustration 17). Pendant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, ils ont observé une augmentation de l'amplitude des surcotes dans le Golfe du Lion à cause d'une augmentation des vents de secteur sud, mais à l'avenir les prédictions de la stationnarité des conditions atmosphériques prédisent que l'amplitude des fortes surcotes resterait inchangée.

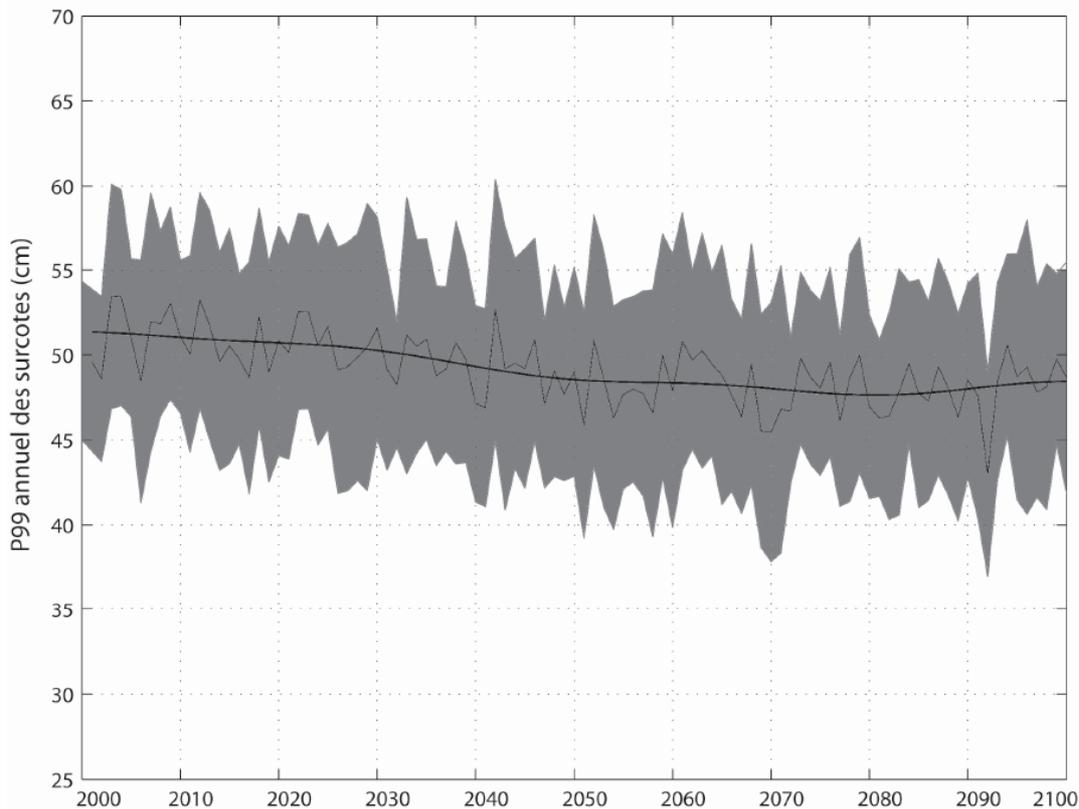


Illustration 17 : Percentile annuel à 99% de la hauteur des surcotes entre 2000 et 2100. Traits pleins: moyenne des 17 simulations avec en courbe lissée, uniquement les variations dont la période est supérieure à 30 ans. Zone grisée : variabilité annuelle (+/- σ) (Ullmann et Moron, 2010).

e. Le régime des précipitations

Le régime des précipitations est un forçage important dans la mesure où il y a un lien avec les débits solides à l'embouchure des rivières. Ce paragraphe examine les connaissances sur les évolutions potentielles du régime des précipitations en Languedoc-Roussillon tandis que la question des débits solides sera abordée plus loin avec l'érosion.

Dans la partie Sud de l'Europe, et y compris en Languedoc-Roussillon, une diminution des précipitations a été observée au cours du XXème siècle (Hallegatte, 2008), et les prédictions montrent une diminution des précipitation de 27% sur les rives Sud de la Méditerranée (**Magnan et al., 2009**). Une autre étude, utilisant plus de 56 ans de mesures des précipitations dans 92 stations du Languedoc-Roussillon, a montré une diminution des événements pluvieux en mars et une augmentation en avril (**Pujol et al., 2007**). Pour prédire les tendances futures, des études ont modélisé le climat futur avec des scénarios de changement climatique, pour estimer les précipitations et comparer avec les observations ou simulations actuelles.

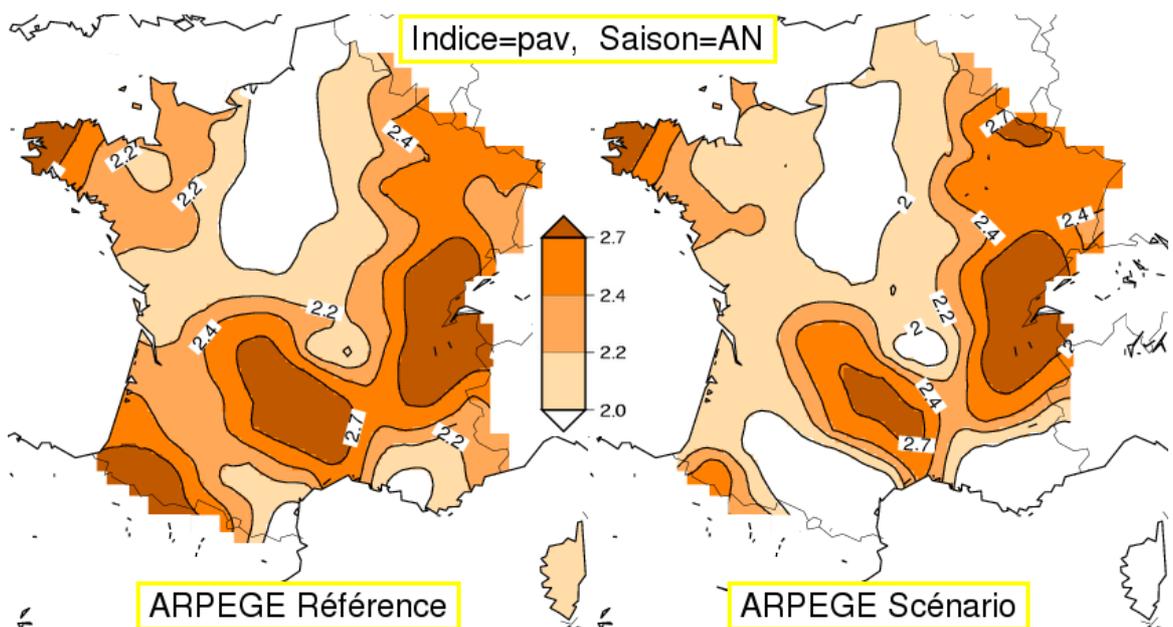


Illustration 18 : Les précipitations moyennes (mm/jour) des simulations du modèle Arpege-Climat : dans la période de référence de 1960-1999 (gauche) et dans le scénario entre 2070 et 2099 (droite). Source : le site d'IMFREX: http://imfrex.mediafrance.org/web/resultats/diagmod/cgi/form_diag.cgi

Pour évaluer le régime des précipitations, le projet **IMFREX** a modélisé le climat suivant le scénario A2 du GIEC avec deux modèles, ARPEGE et LMDZ (de Météo France et CNRM). La validation des modèles a montré des précipitations intenses réalistes en hiver, mais une sous-estimation de la fréquence des précipitations faibles.

Les modèles ont observé une augmentation de jours secs consécutifs pendant l'été, et possiblement une légère augmentation de jours pluvieux d'hiver avec des précipitations supérieures à 10 mm (IMFREX, 2002). Au total, ils ont montré que les précipitations moyennes annuelles vont probablement diminuer dans le Languedoc-Roussillon (Cf. Illustration 18).

A partir des simulations de Météo France effectuées pour le quatrième rapport d'évaluation du GIEC, le rapport **MEDCIE** Grand Sud-est (Mission d'Etude et de Développement des Coopérations Interrégionales et Européennes, 2008) montre que les précipitations moyennes devraient diminuer sur la région Languedoc-Roussillon (entre 5 cm et 27,5 cm à l'horizon 2080 selon le scénario du GIEC), mais que « *le Languedoc-Roussillon sera relativement peu touché par la baisse des précipitations, les zones côtières y étant moins sensibles.* » Le nombre de jours où les précipitations sont plus de 10 mm devrait diminuer également (entre -1 et -10 jours, dépendant du scénario du GIEC), mais « *le littoral sera le moins touché par la baisse du nombre de jours de précipitations efficaces.* »

Le GIEC (2007) rapporte également les résultats d'un ensemble de 20 modèles du climat global et régional, qui s'avèrent être assez dispersés, traduisant des incertitudes importantes, et les extrêmes de pluie à court termes sont prédits soit en augmentation à cause de la croissance de l'humidité associée à une hausse de la température de l'atmosphère, soit en diminution à cause de la décroissance du nombre de jours pluvieux (Christensen *et al.*, 2007). Par conséquent, les tendances concernant les événements extrêmes ont trop d'incertitudes pour être fiables.

Dans les Pyrénées Orientales, le projet **VULCAIN (2007-2010)** a pour but d'intégrer les impacts des changements climatiques et socio-économiques sur les hydro-systèmes Méditerranéens. Cette étude a commencé par une analyse des tendances de la température et des précipitations. Cinq modèles sur 21 (dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison World Climate Research Programme/Coupled Model Intercomparaison Projet) ont été retenus sur la région d'intérêt pour calculer des tendances futures. La conclusion est que l'incertitude sur les résultats des précipitations des modèles est « relativement importante » (Cf. Illustration 19), et qu'il semble que, selon les prédictions des modèles, les tendances actuelles de diminution des précipitations seront prolongées pour le futur.

D'autres études sont plus focalisées sur les impacts potentiels des changements climatiques sur les écoulements ou les débits des fleuves, qui sont liés aux changements du régime des précipitations. Ce type d'études tient compte d'autres facteurs (par exemple des changements de la température atmosphérique et de l'évaporation), mais pourrait également être utilisé pour estimer l'impact d'un changement de régime des précipitations.

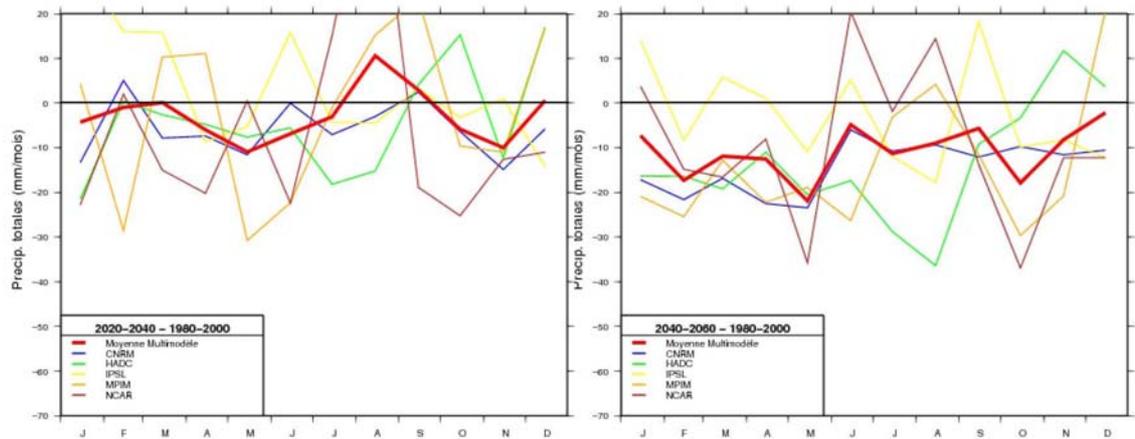


Illustration 19 : Précipitations cumulées mensuelles en 2020-2040 (gauche) et 2040-2060 (droite) par rapport à la période de référence 1980-2000. (Caballero et al. 2008)

A l'échelle globale, les sorties des modèles Echam4 et HadCM3 ont montré des diminutions des écoulements entre 5 et 25% au Languedoc-Roussillon en 2070 (en comparaison avec la période 1961-1990), à cause de plusieurs facteurs météorologiques (Alcamo et al., 2007 ; Cf. Illustration 20). A l'échelle régionale, **Lespinas (2008)** a noté qu'il existe peu d'études concernant les impacts potentiels du changement climatique sur les débits des fleuves du Languedoc-Roussillon.

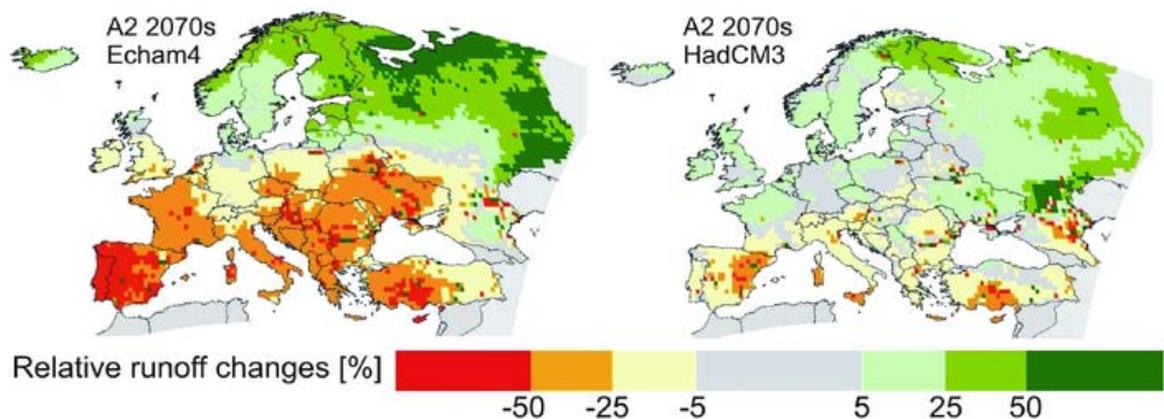


Illustration 20 : Changement des écoulements annuels des fleuves entre la période 1981-1990 et 2070, suivant le scénario A2 du GIEC, selon deux modèles globaux. Source: Alcamo et al. (2007).

Dans le département des Pyrénées Orientales, **Lespinas (2008)** a montré une diminution des débits annuels moyens entre 1965 et 2004 (à cause d'une augmentation de l'évaporation). Ses travaux prédisent, avec l'ensemble des modèles climatiques appliqués dans le projet PRUDENCE, une diminution du niveau du réservoir sol à la fin du XXI^{ème} siècle dans les fleuves des Pyrénées, associés à un probable assèchement des sols et à une diminution de couvert neigeux (Cf. Illustration 21).

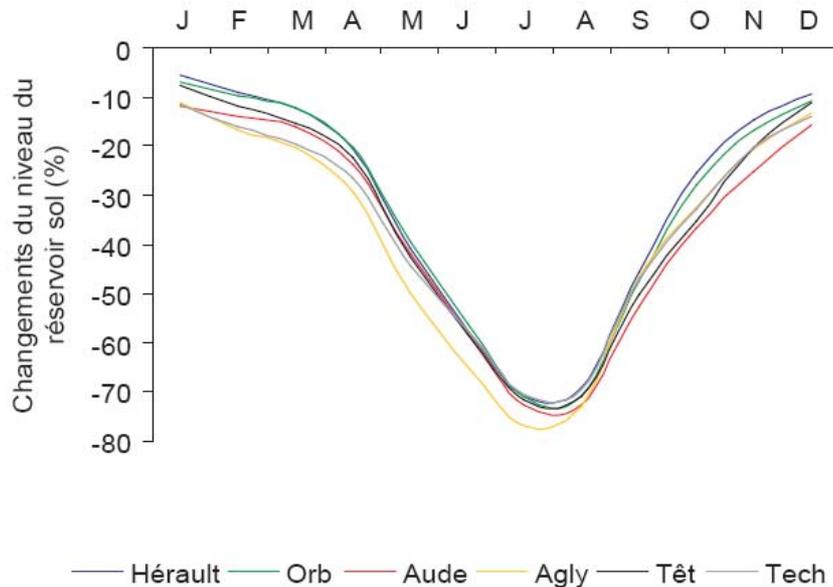
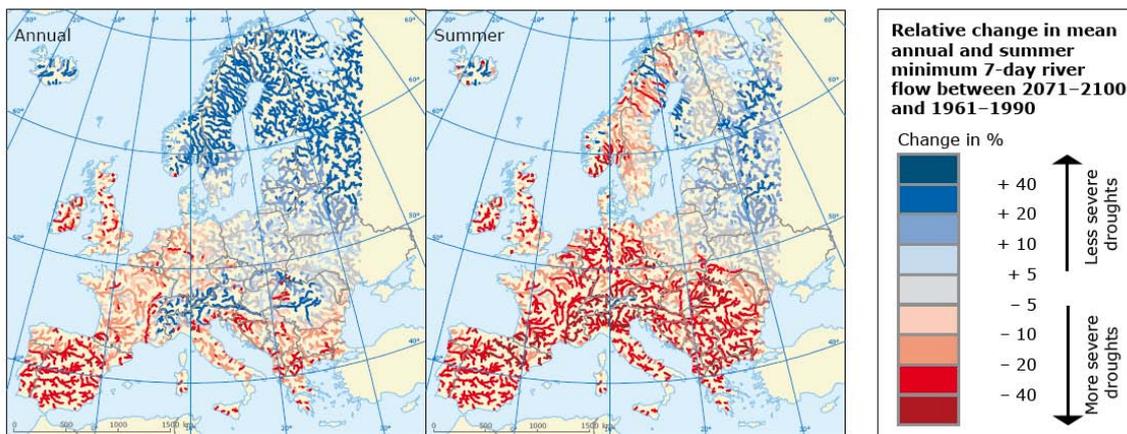


Illustration 21 : Changements mensuels (en %) du niveau du réservoir sol entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100 sous le scénario d’émission A2. Source : Lespinas (2008).

Une étude de **Dankers and Feyen (2008)** a modélisé (avec LISFLOOD, utilisant les données du modèle climat suivant le scénario A2 du GIEC) les écoulements entre 2071 et 2100 en comparaison avec la période de référence de 1961-1990. Les auteurs prédisent une augmentation des sécheresses en Languedoc-Roussillon, avec une diminution des écoulements (de 7 jours) moyens annuels et minimaux estivaux (Cf. Illustration 22).



Note: Red indicates more severe droughts, blue less severe droughts. Simulations with LISFLOOD driven by HIRHAM – HadAM3H/HadCM3 based on IPCC SRES scenario A2.

Illustration 22 : Le changement relatif du débit moyen annuel et du débit minimum estival moyennés sur 7 jours ; Les portions rouges indiquent des sécheresses plus sévères. Source: Dankers and Feyen - European Environment Agency (2008).

5.1.4. Résumé

En Languedoc-Roussillon, les évaluations de l'impact potentiel du changement climatique sur les forçages côtiers sont limitées par un manque de données long terme et par les incertitudes des modèles régionaux. Toutefois, le nombre d'études pour estimer l'évolution des forçages principaux continue à croître. La multiplication de ces études fournit un contexte favorable pour mieux caractériser les incertitudes associées à l'évolution des forçages.

a. L'élévation du niveau marin

Une variété d'observations et estimations de l'élévation du niveau marin a été faite à l'échelle régionale du Languedoc-Roussillon. Les observations actuelles ont montré une élévation relative du niveau marin de :

- 2 mm/an (intervalle de confiance de 99%) entre 1905 et 2005 au Grau-de-La Dent, avec une contribution de la subsidence d'environ 1 mm/an (Ullman *et al.*, 2007) ;
- 2,9 mm/an à Sète entre 1986 et 1999 (MICORE, 2009).

Les prédictions des modèles et les estimations futures utilisées dans les études en cours présentent davantage de variabilité :

- 1-1,5 mm/an recommandé dans le projet EUROSION (2004), en extrapolant les données de marégraphes disponibles à la date de publication de cette étude ;
- 0 mm/an pour les effets de stériques au XXI^{ème} siècle avec une modélisation à l'échelle de la Méditerranée (Tsimplis *et al.*, 2008) ;
- Entre 1 mm/an et 7 mm/an à l'échéance de 2030, et entre 3,5 mm/an et 10 mm/an à l'échéance de 2100 dans le projet MISEEVA (Vinchon *et al.*, 2009).

Les observations et les estimations des modèles à l'échelle locale suggèrent donc que l'élévation du niveau marin sera comprise entre 0 et 3 mm/an, alors que les estimations de l'échelle globale et avec des modèles semi-empiriques produisent des valeurs plus extrêmes (entre 1 et 10 mm/an). Dans l'état actuel des connaissances, et tel que cela a pu être fait dans les études récentes (Miseeva), il semble plus raisonnable de considérer plusieurs scénarios d'élévation du niveau marin pour tenir compte des projections optimistes basées sur les observations actuelles (entre 0 et 3mm/an) et des projections pessimistes basées sur les scénarios extrêmes de la modélisation (entre 3,5 et 10 mm/an).

b. Le régime des tempêtes

Les tendances des tempêtes sont généralement difficiles à estimer en raison des incertitudes dans les prédictions du vent. Les vents de Méditerranée sont considérablement influencés par les processus à l'échelle régionale et à l'échelle plus globale (e.g. la NAO), qui affectent le vent à des échelles temporelles variées. L'influence de la NAO est difficile à distinguer de l'influence du changement climatique, et les tendances attribuées au changement climatique seul restent donc peu fiables.

Avec ces limitations, des études ont modélisé les vents et les champs de pression dans la Méditerranée pour estimer l'évolution du régime des tempêtes :

- Lionello *et al.* (2002) ont montré une diminution de la fréquence des cyclones extratropicaux en comparant deux simulations de 30 ans et en supposant un doublement de la concentration de CO₂. Les changements d'intensité n'ont pas été considérés ;
- Dequé (2003), dans le cadre du projet IMFREX, a trouvé une diminution faible de la fréquence des tempêtes en comparant une simulation de la situation 2070-2099 à une simulation de référence ;
- Ullman (2008) a trouvé une augmentation faible de la vitesse et durée maximale des tempêtes.

Les tendances sont donc faibles. Cependant, ces études initiales montrent une diminution faible de la fréquence des tempêtes, mais une augmentation faible de l'intensité et la durée.

Une approche par scénario est proposée pour évaluer l'impact potentiel du régime de tempêtes aux aléas érosion et submersion : une tempête de référence pourrait être intensifiée et allongée, ou une tempête avec une plus longue période de retour pourrait être appliquée dans une étude quantitative. C'est la démarche utilisée dans le cadre du projet MISEEVA.

c. Le régime de vagues

Les estimations de l'impact potentiel du changement climatique sur les vagues actuelles sont limitées par le manque de données de long terme. En Atlantique Nord, il est possible de procéder à des reconstitutions de manière analogue à Charles *et al.* (2010). En Méditerranée, cette approche se heurte à la complexité de la reconstitution des vents. Des séries temporelles longues seraient nécessaires pour faire des analyses robustes. Les 20 ans d'observations de houlographes de Sète ne donnent pas de tendances linéaires significatives, mais deux études récentes de la simulation des vagues ont trouvé des tendances faibles pour l'évolution du climat de vagues :

- MICORE (2009) : une augmentation faible, peu significative statistiquement, de la fréquence des houles de tempêtes, depuis 1970, mais il n'existe pas de tendance significative sur la période entière analysée (de 1958 à 2001) ;
- Lionello *et al.* (2008b) : une diminution de la hauteur extrême et une diminution de la hauteur significative pendant toute l'année sauf l'été, en comparant deux simulations des vagues entre la période de 2071 à 2100 et de 1961 à 1990.

Les observations à court terme (20 ans), et les divergences entre les estimations des tendances, suggèrent que le régime de vagues ne présente pas de tendance significative à long terme. Le manque de données et les incertitudes associées limitent toujours fortement l'évaluation de l'évolution du régime de vagues.

d. Le climat des surcotes

Les observations des marégraphes du Golfe de Lion ont montré une hausse de l'amplitude des surcotes pendant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle à cause de l'augmentation des vents de secteur sud, direction causant les surcotes de forte amplitude (plus de 40 cm). Ces observations au Grau-de-la-Dent (entre 1905 et 2005) ont montré une hausse du niveau marin extrême de 0,31 cm/an, à cause de l'élévation du niveau marin (0,20 cm/an) et d'une augmentation de l'amplitude des surcotes (0,12 cm/an). Cependant, les simulations des surcotes au 21^{ème} siècle de Ullman (2008) et Ullman et Moron (2010) prédisent que les amplitudes des surcotes resteront stationnaires.

Enfin, il est estimé que le régime des surcotes restera inchangé à l'avenir, mais que l'impact des surcotes sera de plus en plus important avec l'élévation du niveau marin. Par exemple, avec une élévation du niveau marin de 20 cm (prolongeant de manière linéaire les observations du marégraphe de Grau-de-la-Dent), les niveaux marins observés pendant la tempête de 3-4 décembre 2003, de 1,5 m NGF à Port-Vendres et 1,3 m au Port de Saint-Cyprien et d'Argèles (témoignages visuels, source : DRE), atteindraient respectivement 1,7 m et 1,5 m, sans changement de l'amplitude de la surcote.

L'impact des surcotes augmentera probablement au XXI^{ème} siècle, mais le changement du régime des surcotes sera avant tout lié à l'élévation du niveau de la mer et non à une modification de l'amplitude des surcotes elles-mêmes.

e. Le régime des précipitations

Globalement, toutes les études en Languedoc-Roussillon montrent une diminution de précipitations moyennes annuelles ou une diminution des écoulements (qui est liée aux précipitations et aux autres facteurs). Les études ne sont pas suffisamment avancées pour chiffrer les variations de régime de précipitations, mais les tendances des diminutions sont considérées fiables.

6. Impact potentiel du changement climatique sur les aléas côtiers

Pour comprendre l'impact potentiel du changement climatique en zone côtière, les sections précédentes ont identifié les systèmes côtiers affectés, les caractéristiques connues du changement climatique global et régional en Languedoc-Roussillon ainsi que les forçages importants pour évaluer l'évolution future des aléas côtiers. Les aléas considérés dans cette étude sont **l'érosion, la submersion temporaire et la submersion permanente**.

6.1. EROSION COTIERE DES COTES SABLEUSES

L'élévation du niveau marin peut augmenter l'érosion de la zone côtière, mais d'autres facteurs, en particulier un changement du régime des vagues ou de tempêtes, ou la disponibilité des sédiments peuvent également jouer un rôle important dans l'évolution de cet aléa.

Les études actuelles n'ayant pas trouvé de tendances significatives et claires pour les régimes de vagues ou des tempêtes en méditerranée, le projet VULSACO a été amené à proposer des évaluations de l'importance relative de la houle par rapport aux autres facteurs. Ce projet a en particulier abordé la question de l'influence de la direction de la houle à Sète. Devant l'absence de séries temporelles de long terme de données de houles directionnelles (la première bouée directionnelle a été mise en place en 2003) et le manque de fiabilité des modèles de ré-analyse (MICORE, 2009), il n'existe pas de tendances fiables pour l'estimation de l'évolution de la direction de la houle sur des périodes récentes. Pourtant, l'étude VULSACO a montré que si les houles d'est à d'est-sud-est sont plus fortes et durent plus longtemps en général, elles induiraient peu de dérive. Au contraire, les houles de sud, plus obliques par rapport à la côte, induiraient une dérive plus forte. Actuellement les houles d'E et SE restent prédominantes. Toutefois, un faible changement dans la direction de la houle pourrait avoir un impact très important localement sur le transport des sédiments par la dérive littorale et sur l'érosion/accrétion résultantes.

Dans une étude de la sensibilité des plages en France à l'élévation du niveau marin, Paskoff (2004) montre que les zones d'érosion sont associées avec des réductions d'apports sédimentaires. Komar (2010) arrive à la même conclusion dans une étude des plages de Hawke's Bay en Nouvelle Zélande, et dans le Nord du Golfe de Mexique, Morton (2007) a observé des pertes de terres des îles barrières (analogues aux lidos) liées aussi aux réductions d'apports sédimentaires (par le dragage des chenaux de navigation). Les activités humaines, les processus naturels, et les changements climatiques peuvent affecter les apports sédimentaires (section 2.2), et aggraver l'érosion des plages.

En Languedoc-Roussillon, le changement climatique peut réduire/augmenter les apports sédimentaires en réponse à une augmentation/diminution des précipitations.

Ces tendances se superposent à la réduction globale des apports solides par les fleuves au cours du XX^{ème} siècle, avec la réduction des fractions grossières (sables pouvant alimenter des plages) au profit des sédiments plus fins (vases).

Peu d'études ont abordé les changements des apports sédimentaires à l'échelle régionale. Maillet *et al.* (2006) ont examiné les changements du delta du Rhône depuis le XIX^{ème} siècle avec des cartographies historiques pour évaluer l'impact de l'hydrologie du fleuve sur les variations du trait de côte. Ils ont conclu que lorsqu'il n'y a pas compensation par la fraction sableuse des apports fluviaux, l'évolution de la morphologie du delta est contrôlée par la redistribution sédimentaire par les houles. L'endiguement du Rhône a fixé la position de l'embouchure (en 1895), et cette stabilisation a réduit l'impact des apports fluviaux sur l'évolution du trait de côte car les sédiments s'accumulent à proximité de l'embouchure et sont peu redistribués sur le littoral deltaïque (Maillet *et al.*, 2006). Les fleuves sont une source importante de sédiments en Languedoc-Roussillon, et depuis la deuxième guerre mondiale, la magnitude des apports sédimentaires a diminué à cause de la construction de barrages, la reforestation et la canalisation des fleuves (Durand, 1999). La modélisation à l'échelle globale et régionale des écoulements et débits des fleuves prédisent à l'avenir des diminutions (Alcamo *et al.*, 2007 ; Lespinas, 2008 ; Dankers and Feyen, 2008) qui aggraveront probablement l'aléa érosion actuel.

Dans le cadre de l'étude IMPLIT (2007), l'analyse des données entre 1842 et 1977 a montré qu'il n'existe pas de tendance d'évolution globale du rivage en Languedoc-Roussillon, mais qu'il faut raisonner à l'échelle de zones bien précises. Cette évolution est influencée par beaucoup de facteurs, la diminution des apports sédimentaires fluviaux, la lente montée de la mer, l'artificialisation du rivage (depuis les années 60) et l'augmentation observée des tempêtes (pendant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle), et ils ont conclu que « *l'impact du changement climatique est difficile à appréhender du fait du rôle important de la diminution des apports fluviaux et des ouvrages de défense côtière qui perturbent les dynamiques naturelles.* ».

De plus, Sabatier (2008) a modélisé l'évolution des dunes en Camargue pendant un certain nombre de tempêtes. Il a identifié que la houle joue un rôle plus important que le niveau de l'eau dans les processus d'érosion, et que des augmentations de l'intensité et/ou de la durée des forçages causeront une érosion encore plus significative à l'avenir. Cette étude a indiqué une possible augmentation de l'érosion des dunes en Languedoc-Roussillon en raison d'une évolution possible du régime de vagues.

Les lidos sont aussi sensibles aux changements climatiques, et en particulier à l'élévation du niveau marin (Sallenger *et al.*, 1987). Une étude (Durand and Heurfeux, 2006) du cordon littoral bordant les étangs de Vic et de Pierre Blanche a estimé le recul de trait de côte en 2050 par extrapolation des tendances linéaires historiques en utilisant des photographies aériennes et des données variées depuis 1937. Ils prédisent un recul par roll-over sur des dizaines de mètres. Ce recul varie le long de la côte selon l'hétérogénéité des dunes, de manière similaire à ce qui a été observé dans le cadre de plusieurs autres études (Taylor and Stone, 1997 ; Penland *et al.*, 1998). Ils

prédisent également l'ouverture de brèches lors de tempêtes, ce qui pourrait transformer certains lidos en îles-barrières.

Ainsi, les lidos en Languedoc-Roussillon sont des zones fragiles et qui, compte tenu des connaissances actuelles, semblent vulnérables aux effets attendus du changement climatique. Il convient de noter que les changements des lidos impactent également les lagunes situées en arrière.

6.2. SUBMERSIONS MARINES

6.2.1. Plages, dunes et lidos

La submersion permanente

Les plages, les dunes et les lidos représentent la majeure partie de la zone côtière du Languedoc-Roussillon. Les zones basses sont considérées comme plus exposées à l'aléa de la submersion permanente lié à l'élévation relative du niveau marin. Une augmentation du niveau de l'eau peut causer l'érosion du profil de la zone côtière par processus actifs car la zone exposée au forçage des vagues est plus élevée. Cependant, la submersion permanente est un forçage pour lequel la réponse côtière est considérée passive (ou quasi-passive) : le niveau de l'eau, en augmentant, ne cause pas de processus actifs majeurs et submerge simplement les zones situées en deçà de sa cote altimétrique. La submersion permanente peut être due à l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique (effets stériques et non stériques), et aux mouvements verticaux de la terre (compaction des sédiments, mouvements tectoniques, extraction de l'eau ou des hydrocarbures (Morton *et al*, 2005 ; Nicholls *et al.*, 2007).

En Languedoc-Roussillon, les facteurs principaux qui contribuent à l'élévation du niveau de la mer sont l'élévation du niveau marin absolu, et, en particulier dans la région du delta du Rhône où existent des phénomènes de subsidence par compaction et compression des sédiments (Provansal et Sabatier, 2000).

Il existe actuellement trop peu de données pour évaluer l'aléa submersion à une échelle régionale. Cela concerne à la fois les mesures de l'élévation du niveau marin et les données nécessaires pour représenter correctement l'altimétrie des zones côtières potentiellement impactées. Le nombre de données issues des marégraphes augmente constamment (exemple : Ullmann, 2008), de sorte que les incertitudes liées à l'élévation du niveau moyen actuel de la mer diminuent.

Pour ce qui concerne les données altimétriques, l'ensemble de la France est couvert par un MNT (BD ALTI) de l'IGN d'une résolution planimétrique de 50 m et d'une résolution altimétrique de 1 m. Ce MNT n'est pas conçu pour réaliser des études de submersions en zones basses. Le descriptif technique de cette couche donne une précision altimétrique nominale de 1.9 m en zones basses, pour les zones pour lesquelles les courbes de niveau de 5 m ont été utilisées pour recréer le MNT IGN (dans certains cas, ce sont les lignes de niveau de 10, 20 ou 40 m qui sont utilisées).

En réalité, une étude en cours pour le MEEDDM (Yates et Le Cozannet, 2011, en préparation) montre que la précision (i.e. l'erreur quadratique moyenne) peut être un peu meilleure dans des cas favorables. En tout état de cause, la précision altimétrique en zone basse n'est pas suffisante pour réaliser des études de submersion d'une précision satisfaisante, même à l'échelle régionale. L'IGN produit également un modèle numérique de terrain (MNT) pour la BD Topo Pays qui possède une résolution planimétrique de 25 m et dont la précision est supérieure en agglomération (Source : BD Topo Pays, descriptif technique). Il convient de rappeler que ces couches de l'IGN n'ont pas été conçues spécifiquement pour l'étude du risque submersion et que leur inadéquation avec cette problématique ne fait que souligner le besoin d'une approche spécifique pour cartographier l'altimétrie des zones côtières basses. Ainsi, le projet Litto 3D⁸ du SHOM et de l'IGN a pour but de faire un modèle numérique altimétrique (précision décimétrique et résolution métrique) continu de la mer et de la terre. En Languedoc-Roussillon, ces levés sont en cours.

Le projet RESPONSE (Vinchon *et al.*, 2009) a évalué l'augmentation des événements de submersion d'une manière qualitative, par avis des experts, montrant une augmentation des aléas submersion et érosion liés au changement climatique (voir Annexe 2). Ce projet mettait aussi en évidence la menace de disparition des plages de poche en Roussillon. Le projet en cours MISEEVA (voir Annexe 2) examine la submersion (permanente et temporaire) plus quantitativement avec des MNT existants et des modèles physiques. A la fin du projet, des cartographies des zones potentiellement submergées de manière permanente en 2030 et 2100 suivant les scénarios de l'élévation du niveau marin seront réalisées.

La submersion temporaire

La submersion temporaire est causée par la superposition de plusieurs processus associés avec les tempêtes et les vagues (cf. illustration 6): la surcote liée à la pression atmosphérique, la surcote causée par le vent, la surcote lié aux vagues (*set-up*) et le *run-up*, se superposent à la marée astronomique et au niveau moyen de l'eau (Ruggiero *et al.*, 2001 ; Stockdon *et al.*, 2006). Le *run-up* et les trois phénomènes distincts causant les surcotes sont discutés en section 2.2. Les zones côtières basses sont exposées à la submersion temporaire par la combinaison de tous ces effets.

Une augmentation de l'aléa submersion temporaire est donc causée par une variation de ces différents paramètres. Les inondations temporaires liées aux crues peuvent également augmenter avec la modification des caractéristiques des précipitations, mais l'estimation de cet aléa demeure un sujet de recherche qui ne peut donc pas être pris en compte dans ce projet. En Languedoc-Roussillon, les caractéristiques des surcotes devraient rester inchangées selon la modélisation menée dans les études d'Ullmann (2008) et d'Ullmann et Moron (2010).

Toutefois, une augmentation des surfaces affectées par la submersion temporaire est prévue en raison de l'élévation du niveau de la mer. En effet, avec une surcote de

⁸ http://www.shom.fr/fr_page/fr_act_Litto3D/index_litto3D.htm

même amplitude, le niveau maximal atteint sera plus important si l'on considère une élévation du niveau moyen des mers.

Le projet en cours MISEEVA modélisera également cet aléa et fournira des cartographies des zones submergées temporairement à 2030 et 2100 suivant les scénarios de l'élévation du niveau marin (discuté en section 3.3.3).

6.2.2. Marais et zones humides

La submersion permanente

En raison de l'élévation relative du niveau de la mer, la submersion permanente menace les marais maritimes et les zones humides à la marge des étangs et lagunes en Languedoc-Roussillon. Comme les lagunes échangent de l'eau avec la mer, l'élévation du niveau marin se traduira par une élévation du niveau d'eau dans les lagunes. Cependant, d'autres processus contrôlent la bathymétrie des étangs (sédimentation, subsidences diverses par exemple).

Des processus de subsidence et de sédimentation ne sont pas nécessairement liés directement au changement climatique mais pourraient aggraver ou diminuer le taux d'élévation du niveau marin (Ericson *et al.*, 2006). De plus, les marais ne répondent pas passivement à l'élévation du niveau marin et ont la possibilité de voir augmenter la sédimentation si les apports sédimentaires sont suffisants et la végétation demeure efficace dans sa fonction de captage de sédiments (Morton, 2002). Selon la DIREN Languedoc-Roussillon en 2002, le comblement des lagunes par les apports terrigènes est une des menaces principales de ces milieux, au même titre que l'augmentation de leur caractère marin. Ces comblements pourraient compenser l'élévation du niveau de la mer (Bélaïr, 2007). Dans les marais et étangs en Languedoc-Roussillon, le principal facteur de contrôle du niveau relatif de l'eau est le bilan entre l'élévation du niveau de la mer et la sédimentation. Sans évaluation quantitative des effets de la sédimentation en relation avec l'élévation du niveau marin, la méthode communément utilisée pour estimer les impacts potentiels demeure de croiser le niveau de l'élévation du niveau marin avec le meilleur MNT existant.

La submersion temporaire

Les marais et zones humides du Languedoc-Roussillon sont aussi exposés à une augmentation de l'aléa submersion temporaire en raison de l'élévation du niveau de la mer. La submersion temporaire est causée par les surcotes (liées à la pression atmosphérique, au vent, et aux vagues) et le *run-up* pendant les tempêtes. Alors que ces forçages ne devraient pas augmenter, les surfaces exposées à l'aléa submersion temporaire vont évoluer avec l'augmentation du niveau moyen de la mer (Ullmann, 2008). Ainsi, des surfaces plus importantes seront affectées par la submersion temporaire dans le futur.

6.3. EXEMPLES DE METHODOLOGIES EXISANTES POUR L'ESTIMATION DES IMPACTS POTENTIELS

Des méthodologies variées existent pour faire des évaluations des effets potentiels du changement climatique sur les aléas érosion et submersion. Un grand nombre d'entre-elles ont été appliquées en Languedoc-Roussillon. Cependant, elles sont limitées par l'état des connaissances de l'évolution des aléas et par un manque des données suffisamment précises. Ainsi, des approches simplifiées sont souvent appliquées pour estimer l'évolution de ces aléas.

6.3.1. Evaluation de l'érosion

L'évaluation des zones érodées est généralement faite à deux échelles spatiales différentes: à une échelle locale, qui permet la modélisation fine des changements lors d'événements extrêmes (aux échelles temporelles courtes) et à l'échelle régionale, qui restreint l'analyse à des modèles empiriques simples, mais qui peuvent être appliquée à des échelles temporelles plus longues.

A l'échelle locale, sous réserve de disponibilité de données précises pour la bathymétrie, des modèles divers existent pour estimer l'évolution des plages aux différents forçages (le vent, les vagues, les variations du niveau de la mer). Ces types d'estimations peuvent être réalisés avec des modèles simples, tels que les modèles empiriques des profils d'équilibres (exemple : Dean, 1977 ; Larson and Kraus, 1989), ou avec des modèles complexes qui résolvent les interactions entre l'hydrodynamique du système et la bathymétrie, tels que TELEMAC (Galland *et al.*, 1991), GENESIS (Hanson and Kraus, 1989), MIKE21 (de DHI Water and Environment), MORPHODYN (Saint-Cast, 2002) et XBEACH (Roelvink *et al.*, 2009). Ces modèles ont besoin de données précises de bathymétrie pour l'initialisation de la modélisation du vent, des vagues et des courants.

Le projet VULSACO (voir Annexe 2) applique cette méthodologie pour évaluer la réponse des plages à des tempêtes extrêmes de référence, afin d'estimer la réponse des plages aux événements futurs potentiels. Ce type de modélisation simule l'érosion des zones sableuses pendant un événement extrême à une échelle temporelle allant de quelques heures à plusieurs jours. Les effets des changements chroniques tels que l'élévation du niveau marin, un changement du régime des tempêtes d'intensité plus modérée, ou une diminution des apports sédimentaires, ne sont pas pris en compte.

A l'échelle régionale, d'autres méthodes existent pour estimer l'évolution des plages, telles que l'application de la loi de Brüun, l'extrapolation des tendances historiques, et le dire d'experts. Ce type d'analyses ne requiert pas de données très précises, et elles sont donc plus simples à appliquer sur des secteurs de grande emprise ou à échelle régionale.

a. La loi de Brün

La formule la plus utilisée pour estimer l'évolution des zones sableuses à l'érosion en raison du changement climatique est la loi de Brün (1962). En raison des difficultés rencontrées pour estimer l'évolution long-terme des plages (interactions complexes entre les forçages divers, tels que la marée, les vagues, les courants, l'élévation du niveau marin, la disponibilité de sédiments, etc.), la loi de Bruun est utilisée pour estimer la réponse des plages et dunes à l'élévation du niveau marin. Elle propose de schématiser les effets de l'élévation du niveau marin par un déplacement du profil vers l'intérieur des côtes (Cf. Illustration 23) :

$$R_{future} = S (1/\tan \alpha),$$

où S est l'élévation du niveau de la mer, $\tan \alpha$ est la pente de la plage, et R_{future} est le recul du trait de côte qui est ici considéré comme toujours en érosion. La loi de Brün est souvent utilisée (e.g. EUROSION, 2004 ; Cowell, 2006 ; Snoussi *et al.*, 2009), mais d'autres études l'ont invalidé sur un grand nombre de sites (List *et al.*, 1997 ; Cooper and Pilkey, 2004). Cette méthode ne tient pas compte d'autres processus dans l'estimation de l'évolution du trait de côte (les apports sédimentaires, le transport longitudinal, etc.), mais elle n'en demeure pas moins une méthode souvent utilisée en raison de sa simplicité d'application aux régions ne bénéficiant pas de beaucoup de données.

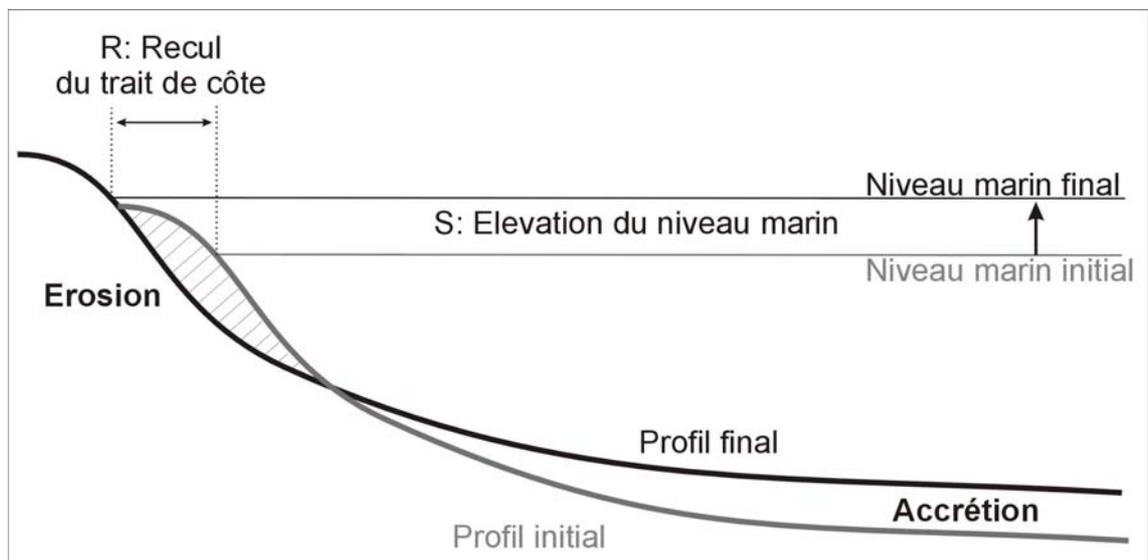


Illustration 23 : Schéma de la loi de Brün illustrant la translation du profil vers la côte en réponse à l'élévation du niveau de la mer.

b. Extrapolation des tendances actuelles

L'étude EUROSION (2004) recommande, comme alternative à la loi de Brüun, d'extrapoler les tendances historiques ou actuelles. Ceci permet de fournir une estimation du mouvement du trait de cote à l'avenir, sous l'hypothèse que ces tendances demeurent inchangées ($R_{\text{futur}} = R_{\text{historique}}$). Cette méthode est souvent recommandée parce qu'elle tient compte implicitement de tous les facteurs affectant le mouvement de trait de côte actuellement, tels que les courants longitudinaux, l'érosion ou l'accrétion due aux processus transverses, les effets de la disponibilité des sédiments et l'élévation actuelle du niveau marin moyen.

Un ajustement de cette méthode peut être appliqué pour tenir compte aussi de l'aggravation de l'érosion à cause de l'élévation du niveau marin, avec l'addition d'un terme suivant la loi de Brüun :

$$R_{\text{futur}} = R_{\text{historique}} + S_{\text{diff}} (1/\tan \alpha),$$

où S_{diff} est la différence entre le taux d'élévation du niveau marin actuel et au futur. Cette méthode prend l'hypothèse que les tendances actuelles du mouvement de trait de côte continueront à l'avenir, et que la loi de Brüun pourrait être utilisée pour estimer l'impact potentiel d'une augmentation du niveau de la mer.

Une troisième méthode, qui a été appliquée à Frontignan et Carnon, peut également être utilisée pour estimer deux composantes de l'érosion des zones sableuses. L'étude de Sabatier *et al.* (2008) a estimé le recul du trait de côte futur avec les données du recul du trait de côte historique, puis ajouté un deuxième terme de recul du trait de côte lié aux événements extrêmes :

$$R_{\text{futur}} = R_{\text{historique}} + R_{\text{tempête}},$$

où $R_{\text{historique}}$ est le produit du taux mesuré et du nombre d'années, et $R_{\text{tempête}}$ est le recul calculé pendant une tempête extrême de référence (simulé avec SBEACH dans cet article). Cette méthode utilise le recul historique, avec l'hypothèse que cela prend en compte les impacts de tous les processus physiques (les courants *longshore*, l'impact des ouvrages, les apports sédimentaires, l'élévation du niveau de la mer...).

Cette analyse requiert toutefois des données historiques à long terme pour bien estimer le taux du mouvement du trait de cote, et ces données ne sont pas toujours disponibles aux échelles spatiales et temporelles requises. De plus, l'impact du recul lors d'un événement extrême sur l'évolution du trait de côte à long terme est souvent difficile à évaluer sans information précise sur la résilience du site.

c. Dire d'experts

Enfin, la dernière méthode souvent utilisée pour estimer l'aléa d'érosion futur est le dire experts (e.g. Vinchon *et al.*, 2006). Ce type d'analyse est fait avec la connaissance,

souvent qualitative, des taux historiques du mouvement du trait de côte, de la géologie de la région (la résilience des matériaux), des apports sédimentaires et du transport longshore (estimé par la proximité des sources ou des pertes de sédiments). Bien que cette méthode soit imprécise, elle fournit souvent une évaluation suffisante dans les secteurs où le manque d'information ne permet pas de développer des approches plus quantitatives.

6.3.2. Evaluation de la submersion

A l'échelle temporelle du changement climatique, la submersion et l'érosion interagissent pour entraîner l'évolution du trait de côte. Cependant, il n'existe pas de modèle long terme pour prédire ces interactions. Ainsi, les zones de submersion sont souvent estimées à partir de la bathymétrie actuelle, ou bien avec une modification de la bathymétrie actuelle prenant en compte l'érosion calculée par la loi de Bruun.

La modélisation de la submersion dépend fortement de la qualité des données disponibles pour la topographie et pour l'estimation des niveaux extrêmes de référence. Comme cela a été déjà noté plus haut, les techniques les plus utilisées permettant d'obtenir une précision suffisamment fine sont les données Lidar ou des levés DGPS à l'échelle locale.

A partir de ces MNT, l'évaluation des zones submergées est estimée généralement avec deux niveaux d'eau :

- la submersion permanente : les surfaces en-dessous de l'altitude de l'élévation du niveau marin moyen ;
- la submersion temporaire : les surfaces au-dessus de l'altitude de l'élévation du niveau marin et en-dessous de l'altitude d'un niveau extrême de référence.

Dans tous les cas, la cartographie des zones potentiellement impactées est le résultat d'un croisement du niveau extrême de l'eau avec la topographie de la zone côtière. La méthode appliquée pour calculer le niveau extrême de l'eau varie, elle, en fonction des données disponibles.

a. Le guide méthodologique du GIEC

Le guide méthodologique du GIEC recommande d'utiliser le niveau de l'eau qui correspond à une surcote d'une probabilité de 1000 ans. Sans observations des surcotes permettant d'estimer ce niveau par des méthodes statistiques, ils recommandent l'utilisation arbitraire du niveau de 2 m au-dessus de la marée la plus haute (Carter *et al.*, 1994 ; Feenstra *et al.*, 1998). Ainsi, en Languedoc-Roussillon, le niveau extrême suivant cette méthode est 2,26 m NGF (Bélair, 2007).

b. L'estimation du niveau extrême centennal

Lorsqu'il existe des données (observations des marégraphes par exemple), une analyse statistique peut être menée pour estimer la surcote avec une période de retour de 100 ans.

Toutefois, en Languedoc-Roussillon, comme dans la plupart des régions d'Europe, les séries temporelles de mesures sont trop courtes pour faire une analyse robuste de la surcote centennale.

Le « *Guide d'élaboration des PPR submersion marine en Languedoc-Roussillon* » a fait une analyse des niveaux historiques atteints entre 1982 et 1999, et une extrapolation est proposée pour évaluer la valeur centennale. Le guide propose une valeur de +2 m NGF pour caractériser le niveau centennal de référence en Languedoc Roussillon. Dans les zones exposées aux vagues ; cette côte est portée à +3 m NGF.

Le bureau d'étude SOGREAH (1995) a calculé la période de retour des niveaux extrêmes à partir des observations du marégraphe de Grau-de-la-Dent entre 1982 et 1993, pour trouver un niveau centennal de 1.20 m. Suanez *et al.* (1997) ont repris cette analyse avec une série temporelle plus longue (entre 1974 et 1995) et obtiennent un niveau de l'eau de 1.28 m pour une période de retour de 50 ans (le niveau centennal n'a pas été estimé dans cette étude).

Naturellement, l'estimation du niveau extrême centennal est souvent plus approximative avec des données de court terme. On estime généralement que pour calculer les statistiques robustes de la période de retour des événements, il faut une série temporelle d'une longueur égale à au moins un tiers de la période de retour que l'on souhaite estimer.

c. La modélisation

La méthode la plus complexe est la modélisation dans laquelle l'estimation de chacun ou d'un certain nombre des composantes de la submersion d'une tempête est effectuée pour estimer le niveau de l'eau de référence associée à un événement extrême. Comme indiqué précédemment, le niveau extrême de l'eau est composé de l'élévation du niveau de la mer, de la marée, des surcotes atmosphériques, dues au vent et aux vagues (*setup*), et du *run-up*. Selon les spécificités de chaque site et la qualité/disponibilité des données, différentes études ont proposé des estimations du niveau extrême de l'eau.

La marée est modélisable à partir de données des contributions gravitationnelles de la lune et du soleil aux variations du niveau de l'eau. En France, l'amplitude de la marée est mise à disposition par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), et la valeur attribuée à la marée dans l'évaluation des niveaux de l'eau extrêmes est généralement l'amplitude maximale observée.

L'estimation de la surcote atmosphérique est plus difficile et nécessite la modélisation de l'atmosphère pour évaluer sa contribution au niveau extrême de l'eau. Ce type de

modélisation requiert une analyse des tempêtes (ou de tempêtes de référence). Une méthode plus générale, appliquée dans le projet EUROSION, a permis d'estimer la contribution de la surcote atmosphérique avec une formule empirique qui évalue la surcote maximale causée par un vent correspondant à la vitesse dépassée pendant 1% du temps. La surcote est calculée pour 8 catégories de fetch (la distance sur laquelle le vent agit sur la mer pour générer la houle) et la valeur maximale des 8 estimations est choisie comme le niveau de référence.

Pour estimer les contributions de la surcote liée aux vagues (le *setup*) et le *run-up*, des simulations complexes ou des formulations empiriques peuvent être utilisées. Avec la connaissance des statistiques des vagues à la côte, il est possible d'appliquer les formules empiriques pour estimer la contribution du *set-up* et *run-up*. C'est le cas de la formule de Holman and Sallenger (1985) :

$$\eta = 0.45H_0\xi_0,$$

où H_0 est la hauteur significative de la houle au large et ξ_0 est le nombre d'Iribarren (Battjes, 1974), qui caractérise le déferlement, et se calcule par la formule suivante :

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}},$$

où $\tan \beta$ est la pente de l'avant plage et L_0 est la longueur d'onde de la houle au large.

Quelques études (voir par exemple Lecacheux *et al.*, 2007, à Mayotte) ont modélisé les forçages avec des modèles de vagues (e.g. MIKE21 [développé par le DHI] ; SWAN [Booij *et al.*, 2004]) pour calculer le *setup* au lieu d'utiliser les formules empiriques. La composante la plus difficile à estimer, et qui est pour cette raison rarement prise en compte, est l'effet du jet de rive, ou le *run-up* (Krien *et al.*, 2010). La modélisation précise du *run-up* n'est pas possible sauf aux échelles locales. Elle est donc souvent estimée avec les formules empiriques (Holman, 1986 ; Stockdon *et al.*, 2006), appliquées aux échelles régionales avec les données des vagues et de la pente de la côte.

Ces méthodes nécessitent des données précises de bathymétrie/topographie, et des forçages (vent ou vagues) pour l'initialisation des modèles. De grandes incertitudes demeurent dans ces évaluations qui restent encore à valider à l'échelle régionale et à l'échelle locale. Une évaluation complète de la submersion à deux échelles (régionale et locale vers Palavas-Les-Flots) est actuellement en cours en Languedoc-Roussillon dans le projet MISEEVA (voir Annexe 2).

6.4. RESUME

Pour estimer l'impact potentiel du changement climatique sur les aléas côtiers, plusieurs méthodes existent et sont déjà appliquées ou en cours d'application en Languedoc-Roussillon.

6.4.1. Erosion

L'aléa érosion devrait s'aggraver à l'avenir à cause du changement climatique. En Languedoc-Roussillon, les principaux facteurs contribuant à cette évolution sont :

- l'élévation du niveau de la mer ;
- les modifications possibles des paramètres des tempêtes (non chiffré et allant plutôt vers une modération selon les simulations de Météo-France (IMFREX, 2004)) ;
- la diminution des précipitations causant une diminution des apports sédimentaires (diminution des écoulements entre 5 et 25%, mais les conséquences en termes de réduction des apports sédimentaires ne sont pas chiffrées).

L'impact sera hétérogène le long du littoral régional. Ceci est dû à la complexité et la multiplicité des facteurs qui interagissent pour contrôler l'évolution de la zone côtière. Néanmoins, de nombreuses études proposent des méthodologies pour évaluer l'érosion future à l'échelle locale (approche par modélisation) et à échelle régionale (approche plus empirique).

A l'échelle locale, la modélisation des impacts d'une tempête de référence pourrait être appliquée pour estimer l'érosion liée à des tempêtes extrêmes, et tester l'influence de la modification de tel ou tel paramètre (suivant la méthodologie appliquée dans le projet en cours VULSACO). Avec la mise en place d'un modèle morphodynamique dans une zone locale, choisie pour l'intérêt du site et la disponibilité des données, la zone potentiellement impactée par l'érosion pourrait être estimée quantitativement. Une limite de cette méthode est qu'elle ne tient pas compte des tendances de long terme liées à l'élévation du niveau marin ou aux changements des apports sédimentaires. D'autre part, elle n'est pas applicable à toute la longueur de la côte du Languedoc-Roussillon.

A l'échelle régionale pour les zones sableuses, les méthodes appliquées sont souvent une application de la loi de Bruun, une extrapolation des tendances historiques ou le dire d'experts. Ces trois types d'analyses sont complémentaires. Les incertitudes associées à ces méthodes d'analyse restent importantes en raison de la simplification des approches dans lesquelles certaines variables sont négligées. Ainsi, l'extrapolation des tendances historiques et la loi de Brüun peuvent donner des limites d'érosion différentes. Ces limites peuvent être assimilées par dire d'expert pour identifier les scénarios les plus probables. Dans les secteurs sans données historiques à extrapoler, ou dans des zones pour lesquelles la lithologie ou les ouvrages de protection rendent inapplicable la loi de Brüun, le dire d'experts pourrait améliorer les estimations des érosion futures (suivant Vinchon *et al.*, 2009).

6.4.2. Submersion

Les aléas de submersion permanente et temporaire dépendent des variations du niveau de la mer liées ou non au changement climatique, de la marée, des surcotes et du *run-up*. En Languedoc-Roussillon, le climat des vagues et le régime des surcotes pourraient rester inchangés. Aussi, la principale cause d'un *changement* de l'aléa submersion par rapport à l'état actuel serait l'élévation du niveau de la mer. Cette analyse est focalisée sur l'estimation des aléas et les zones impactées et non sur la vulnérabilité de ces zones, mais il faut noter qu'une légère augmentation de la durée des tempêtes pourrait aussi augmenter l'impact de la submersion temporaire dans les zones urbaines et agricoles, où la durée des événements de submersion est importante à considérer pour l'analyse des dommages potentiels.

a. Submersion permanente

Pour estimer les zones potentiellement impactées par la submersion permanente, la méthodologie consiste à croiser le(s) scénario(s) de l'élévation du niveau marin avec une cartographie de la topographie.

b. Submersion temporaire

Les zones impactées par la submersion temporaire sont beaucoup plus difficiles à cartographier en raison des nombreux facteurs qui affectent le niveau de l'eau : la surcote atmosphérique, la surcote liée au vent, la surcote liée aux vagues (*setup*) et le *run-up*. Les scénarios d'évolution des forçages ne montrent pas des tendances d'évolution significatives pour le régime des surcotes, qui devrait donc rester inchangé. Une augmentation de la célérité des tempêtes pourrait toutefois avoir pour conséquence d'augmenter l'impact du *run-up*. Ce facteur serait donc la seule augmentation du niveau de l'eau extrême à prendre en compte éventuellement à l'avenir. Si l'aléa ne change pas, la zone concernée par cette submersion temporaire évoluera du fait de l'augmentation du niveau moyen de la mer. Ainsi, des zones plus élevées, non-impactées à l'heure actuelle, seront atteintes par les vagues de tempêtes futures.

Pour évaluer ces zones potentiellement impactées par la submersion temporaire, plusieurs méthodologies existent. Une évaluation du niveau extrême de l'eau peut être réalisée à l'échelle locale, avec une modélisation ou une paramétrisation complète de tous les forçages, suivant la méthodologie du projet en cours MISEEVA. A l'échelle régionale, cette approche tout modèle n'est pas envisageable en raison des ressources informatiques nécessaires et l'utilisation de formules empiriques est plus appropriée pour estimer la contribution des différentes composantes de la hauteur d'eau. Enfin, des niveaux extrêmes peuvent être estimés statistiquement à partir des données disponibles. Ces différentes méthodes peuvent être réalisées avec une bathymétrie et une hauteur d'eau actuelle, ou bien en élevant le plan d'eau de la valeur de l'élévation du niveau marin retenue. Dans ce dernier cas, on suppose un profil bathymétrique translaté (comme dans la loi de Brüun). Ces deux approches sont

évidemment des représentations idéalisées parmi les possibilités d'évolution possible de la bathymétrie future.

Ainsi, les différentes approches existantes sont les suivantes :

- pour estimer la contribution de toutes les composantes du niveau extrême de l'eau :
 - . l'amplitude de la marée peut être calculée avec des modèles (comme MARS développé par Ifremer) ;
 - . la surcote liée au vent peut être obtenue par une estimation du niveau de l'eau maximal du au vent d'une direction donnée et pour un fetch modélisé (méthode proposée dans EUROSION). Elle peut aussi être calculée pour une tempête de référence avec l'utilisation d'un modèle de vent (ex. MARS) ;
 - . à l'échelle locale, avec des données de haute résolution pour la bathymétrie et la topographie, il est possible de modéliser les processus hydrodynamiques des vagues pour calculer le setup et le *run-up* (ex. avec le modèle SWAN), mais ce type de modélisation nécessite des données précises de MNT, de bathymétrie et d'initialisation du modèle avec les houles extrêmes de référence.
 - . à l'échelle locale et à l'échelle régionale, sans avoir des données bathymétriques et topographiques pour faire la modélisation des zones potentiellement impactées, les houles extrêmes de référence pourraient être utilisées pour estimer la hauteur de l'eau liée au *setup* et au *run-up* avec des formules empiriques (e.g. Holman, 1985 ; Stockdon *et al.*, 2006).
- à l'échelle régionale, en absence de données robustes de houle et de surcote (atmosphérique et liée au vent), le « *Guide d'élaboration des PPR submersion marine en Languedoc-Roussillon* » propose un valeur de +2 m NGF (+3 m NGF dans les zones exposées aux vagues) pour caractériser le niveau extrême de référence en Languedoc Roussillon.
- Le GIEC propose l'utilisation d'un niveau d'eau correspondant à une surcote de période de retour de 1000 ans. En l'absence de séries temporelles à long terme de qualité pour estimer cette valeur – ce qui est le cas la plupart du temps - ils recommandent l'utilisation d'une hauteur d'eau de 2 m au dessus de la marée la plus haute (Carter *et al.*, 1994 ; Feenstra *et al.*, 1998), soit +2.26 m NGF en Languedoc-Roussillon.

Pour les deux derniers points, l'exactitude de la cartographie réalisée dépend de la précision du MNT utilisé. Par ailleurs, les approches proposées ici sont également utiles pour l'estimation de l'aléa submersion actuel.

7. Conclusion : synthèse de l'état des connaissances et propositions de recherche

Le GIEC prédit une augmentation des aléas côtiers à l'échelle globale en raison du changement climatique. Le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan à l'échelle globale cause des changements des forçages côtiers aux échelles locales. Ces changements impacteront les aléas érosion et submersion dans les zones côtières. Les principaux forçages affectant les aléas érosion et submersion sont les suivants selon le GIEC:

- le niveau moyen de la mer ;
- le climat des vagues ;
- le régime des surcotes ;
- le régime des tempêtes ;
- le régime des précipitations.

Tous ces forçages ont de fortes variabilités à l'échelle régionale. Les effets du changement climatique ne seront donc pas identiques d'une région à l'autre. Par ailleurs, à cette échelle régionale, les tendances observées souffrent souvent d'un manque de séries temporelles longues tandis que les modélisations demeurent modérément fiables. Les observations de l'élévation du niveau marin des satellites entre 1993 et 2007 montrent un taux actuel de 3.3 ± 0.4 mm par an (Cazenave and Llovel, 2010). A partir des modèles climatiques, le GIEC (2007) prédit une élévation modérée du niveau marin en 2100 entre 0,18 et 0,59 m selon les scénarios différents des émissions de gaz (Meehl *et al.*, 2007). Pourtant, à l'échelle régionale, Hulme *et al.* (2002) suggèrent qu'il faut prendre une valeur de +50% au-dessus de ce niveau pour les évaluations de l'impact de l'élévation du niveau marin.

Les tendances des changements d'autres forçages montrent de fortes variations à l'échelle régionale, et il existe peu de synthèses à l'échelle globale. Meehl *et al.* (2007) ont montré une augmentation de l'intensité de tempêtes tropicales et extratropicales, alors que les changements d'autres caractéristiques de ces tempêtes sont incertaines (Nicholls *et al.*, 2007). Les effets potentiels des changements de la température de l'atmosphère (évaporation) et des précipitations sur les écoulements sont aussi très variables, avec des augmentations prédites en Arctique, le nord de l'Argentine et le sud du Brésil, une partie du sous-continent de l'Inde, la Chine et l'Australie alors que des diminutions sont prédites au sud du Chili et de l'Argentine, à l'ouest et au sud de l'Afrique, et au bassin Méditerranée (Nicholls *et al.*, 2007).

Au cours du XXI^{ème} siècle, une augmentation des aléas côtiers est prévue en Languedoc-Roussillon en raison du changement climatique (Vinchon *et al.* 2009). A

l'échelle régionale, les scénarios du réchauffement de l'atmosphère et l'océan prédisent :

- une élévation du niveau marin, ;
- une faible diminution de la fréquence et une faible augmentation de la vitesse et de la durée des tempêtes ;
- une diminution des jours pluvieux et des précipitations moyennes annuelles ;
- et des régimes inchangés ou des tendances sans résultat concluant pour les tempêtes, les vagues, et les surcotes atmosphériques.

Ces résultats sont résumés dans l'illustration 24.

Pour l'évaluation des impacts du changement climatique en Languedoc Roussillon, des scénarios d'évolution de ces trois forçages sont proposés. L'intervalle de confiance de l'élévation du niveau marin proposé est situé entre 0 et 10 mm/an, correspondant au maximum à 1 m d'élévation du niveau marin en 2100. Pour tenir compte des grandes différences prédites suivant les différents scénarios, une étude de la sensibilité de la zone côtière à l'élévation du niveau marin pourrait appliquer quatre familles de scénarios : les scénarios du GIEC, ceux proposés par l'ONERC (Observatoire National sur les effets du Réchauffement Climatique), un scénario optimiste qui suivrait les tendances observées, soit environ 3 mm/an ou 30 cm en 2100 et un scénario pessimiste suivant des estimations moins conservatives de 10 mm/an ou 1m en 2100.

Les changements prédits pour le régime de tempêtes et les précipitations ne peuvent pas être chiffrés précisément ou ne sont pas très fiables. Aussi, l'évaluation de l'impact potentiel des aléas érosion et submersion est difficile à estimer quantitativement. Les approches suivant la méthodologie utilisée dans le projet VULSACO sont à recommander pour l'étude de l'érosion : elles consistent à évaluer l'impact de tempêtes ou de situations de références, pour lesquelles certains paramètres auraient été modifiés. Pour l'évaluation de l'aléa submersion, le projet MISEEVA a identifié les tempêtes du 6 au 8 novembre 1982, du 16 au 18 décembre 1997, du 12 au 13 novembre 1999 et du 3 au 4 décembre 2003 comme des références de tempêtes extrêmes, en supposant une bathymétrie et une topographie inchangée. Ce type d'approche, bien qu'adossée à des hypothèses fortes, permet d'envisager des conséquences locales vraisemblables d'événements côtiers dans le contexte du changement climatique. Pour l'évaluation de l'impact potentiel de la diminution des précipitations aux aléas, l'état des connaissances actuelles suggère de considérer la réduction des apports sédimentaires causée par des réductions des précipitations, estime entre 5 et 25% en Languedoc-Roussillon (Alcamo *et al.*, 2007; Dankers and Feyen, 2008). La diminution du nombre de jours pluvieux suit une certaine saisonnalité, avec une diminution marquée des jours pluvieux en été et une légère augmentation en hiver.

Impact du changement climatique		Languedoc-Roussillon	
		Tendance	Intervalle de confiance
Sur les forçages	Niveau marin	<i>Augmentation</i>	<i>0-10 mm/an</i>
	Régime tempêtes	<i>Faible diminution de la fréquence</i> <i>Faible augmentation de la vitesse et durée</i>	-
	Climat de vagues	<i>Tendances contradictoires</i>	<i>Non approprié</i>
	Régime de surcote	<i>Pas de tendance</i>	<i>Non approprié</i>
	Régime de précipitation	<i>Diminution des précipitations moyennes annuelles</i> <i>Diminution du nombre de jours pluvieux particulièrement marquée en été</i>	<i>Diminution d'entre 5 et 27.5 cm en 2080</i> <i>(estimée entre 5 et 25%)</i>
Sur les aléas côtiers	Erosion	<i>Augmentation</i>	-
	Submersions	<i>Augmentation</i>	-

Illustration 24 : L'impact potentiel du changement climatique au cours du XXIème siècle sur les forçages et aléas cotiers en Languedoc-Roussillon.

Ainsi, les scénarios de l'évolution des forçages côtiers en Languedoc-Roussillon prédisent une augmentation des aléas érosion et submersion, mais la quantification de ces effets reste difficile à estimer. Dans ce contexte, les approches suivantes, parfois déjà mises en œuvre en Languedoc-Roussillon peuvent être proposées.

Erosion

Pour bien estimer les impacts des changements des forçages dans les zones sableuses, les forçages importants sont : l'élévation du niveau marin, l'augmentation faible de la durée et de la célérité des tempêtes et une diminution des précipitations et donc des écoulements et apports sédimentaires. Deux types de modélisation sont possibles :

- à l'échelle locale et à l'échelle temporelle de quelques heures jusqu'à quelques jours, un modèle morphodynamique pourrait être appliqué pour estimer l'érosion lors d'une tempête extrême de référence ;

- et à l'échelle régionale, plusieurs solutions existent, de l'application d'une formule empirique (ex. la loi de Brünun ou l'extrapolation des tendances historiques) au recours au « dire d'experts ».

En dépit des incertitudes associées, ces deux pistes pour modéliser l'érosion tiennent compte de nombreux processus et pourraient être appliquées dans une étude en Languedoc-Roussillon, en complémentarité des actions existantes. Ceci permettrait par exemple d'estimer les impacts de tempêtes sur un site spécifique et d'estimer l'érosion de long terme à une échelle régionale. A l'échelle locale, la modélisation pendant une tempête tient compte de l'érosion induite par les vagues et courants. Cependant, les processus de l'élévation du niveau marin, et les impacts des changements des apports sédimentaires, ou de la fréquence ou l'intensité des tempêtes ne sont pas pris en compte. A l'échelle régionale, il est possible d'estimer l'érosion d'une manière moins précise, mais prenant en compte davantage de facteurs (élévation du niveau marin, disponibilité de sédiments...) qui demeurent négligés dans les modèles de court terme à l'échelle locale.

Avec ces deux types d'analyse, il est possible de produire des cartographies des zones potentiellement érodées à l'échelle régionale et une cartographie de l'érosion d'un ou de plusieurs sites spécifiques pour lesquels des données plus précises sont disponibles.

Submersion permanente

La submersion permanente est souvent estimée par le croisement d'un MNT avec un niveau marin supposé. Ceci suppose que la morphologie du littoral ne s'adapte pas à l'élévation du niveau marin. Pour tenir compte de la variabilité entre les estimations de l'élévation du niveau marin dans cette région, il est recommandé d'appliquer au moins un scénario optimiste et un scénario pessimiste pour estimer les zones potentiellement impactées par la submersion permanente en 2100. En 2100, il peut être suggéré par exemple de considérer que les zones submergées de manière permanente soient celles situées en deçà de la cote 30 cm NGF (scénario optimiste) et 1 m NGF (scénario pessimiste). Pour procéder à une cartographie, un modèle numérique de terrain précis et exact est nécessaire. Avec la mise à disposition de données LiDAR ou des mesures de GPS différentiel, une telle analyse produira des cartographies des zones potentiellement impactées par la submersion permanente, de manière complémentaire aux zones érodées, estimées dans l'analyse précédente.

Submersion temporaire

La submersion temporaire affectera des surfaces plus élevées que les zones impactées par la submersion permanente. Ces zones sont généralement définies à partir de MNT et d'hypothèses sur les périodes de retour de niveaux marins extrêmes. La submersion temporaire est causée par un niveau extrême de l'eau qui se compose de la marée, de la surcote atmosphérique, de la surcote liée au vent, de la surcote liée aux vagues (le *setup*) et du *run-up*. Pour estimer le niveau extrême de l'eau et pour croiser avec le MNT, plusieurs méthodes sont possibles. Ici encore, il est nécessaire de disposer d'une topographie fine (de type LiDAR) pour produire une cartographie

relativement exacte. Il est possible d'appliquer deux méthodologies à l'échelle régionale :

- une approche suivant la modélisation du projet en cours MISEEVA, avec la modélisation de la marée et de la surcote atmosphérique (MARS), le calcul des conditions des houles avec un modèle de vagues (ex. SWAN) et l'estimation du niveau du setup et du *run-up* avec une formule empirique (e.g. Stockdon *et al.*, 2006). Le choix d'une tempête de référence affectera les résultats. Il est également possible de tenir compte d'une augmentation de l'intensité et de la durée d'une tempête dans la modélisation des vagues (par exemple, suivant les tests de VULSACO avec une augmentation de 10% pour ces facteurs) pour estimer les impacts potentiels d'un changement éventuel du régime de tempêtes ;
- une approche beaucoup plus simplifiée, sans modélisation, avec l'utilisation du niveau extrême de référence recommandé par le GIEC (2.26 m en Languedoc-Roussillon) ou de la recommandation des PPR (+2 m NGF pour la tempête centennale et +3 m NGF dans les zones exposées aux effets des vagues).

Ces approches pour l'estimation des zones submergées temporairement permettront de produire des cartographies des zones potentiellement impactées par les submersions temporaires. Les données Lidar ou d'autres données des levés GPS à l'échelle locale permettent d'améliorer considérablement l'exactitude des cartographies produites.

Ainsi, de nombreuses stratégies existent pour estimer l'impact potentiel du changement climatique. En tout état de cause, les actions proposées ici devraient s'inscrire en complémentarité des actions régionales et nationales existantes, notamment en prenant en compte le fait que la Région Languedoc-Roussillon est régulièrement l'objet d'études nationales.

8. Bibliographie

Alcamo J., M. Florke and M. Marker, 2007 : Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climate changes. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 2, 247-275.

Alley R., M. Spencer, and A. Anandakrishnan, 2007 : Ice sheet mass balance, assessment, attribution and prognosis. *Annals Glaciology*, 46, p. 1-7.

Alpert P., B. U. Neeman, and Y. Shay-El, 1990 : Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECWMF data. *Tellus*, 42A, 65-77.

Bascom W.H., 1953. Characteristics of natural beaches. *Proc. Fourth Inter. Coastal Eng. Conf.*, American Society of Civil Engineers, 163-180.

Bélaïr C., 2007 : « Conséquences de l'élévation du niveau marin sur le patrimoine naturel en Languedoc-Roussillon. » Master I thèse, 42 p. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Benumof B.T. and G.B. Griggs 1999 : The Dependence of Seacliff Erosion Rates on Cliff Material Properties and Physical Processes: San Diego County, California. *Shore & Beach*, 67, 29-41.

Benumof, B.T., C.D. Storlazzi, R.J. Seymour, and G.B. Griggs, 2000 : The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates: San Diego County, California: *J. Coast. Res.*, v. 16, n. 4, p. 1162-1178.

Booij, N., I.J.G. Haagsma, L.H. Holthuijsen, A.T.M.M. Kieftenburg, R.C. Ris, A.J. Van der Westhuysen, and M. Zijlema, 2004 : *Swan Cycle III version 40.41. User's Manual*, 115p.

Bowen, A.J., D.L. Inman, and V.P. Simmons, 1968 : Wave 'Set-Down' and Set-Up. *J. Geophys. Res.*, 73(8), 2569-2577.

Brüun, P. 1962 : Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, 88(1-3), 117-130.

Caballero.Y., K. Chaouche, L. Nappel, D. Salas y Melia, E. Martin, J. Terrasson, S. Choyat, J.M. Cibeau, L. Maton, J.D. Rinaudo, P. Fleury, O. Ladouche, N. Dorfliger, and J.C. Pinault, 2008 : Vulnérability of mediterranean hydrosystem to climate changes and human activities : the Vulcain project : assessing spatial and temporal mean variability of likely future precipitation and temperature modification for the 2020-2040 and 2040-2060 period over a mediterranean basin., in Congrès mondial de l'eau : Montpellier - 1-4/09/2008, Web.

Cahoon, D.R., 1997 : Global Warming, Sea-level Rise, and Coastal Marsh Survival. USGS FS-091-97.

Carreno M., Belair C., Romani M., 2008 : Réponde à l'élévation du niveau de la mer en Languedoc-Roussillon. La lettre des lagunes : hors série n°1

Carter, R.W.G., 1988 : *Coastal Environments : An Introduction to the Physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines*. San Diego, California : Academic Press, 301-334.

Carter, C.H. and D.E. Guy, 1988 : Coastal Erosion : Processes, Timing, and Magnitudes at the Bluff Toe. *Mar. Geol.*, 84, 1-17.

Carter, T. R., M. L. Parry, H. Harasawa, and S. Nichioka, 1994 : IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations. Working Group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, University College, London, 59p.

Cazenave, A. and W. Llovel, 2010 : Contemporary Sea Level Rise. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 145-173, doi : 10.1146/annurev-marine-120308-081105.

Certain, R., B. Tessier, J.-P. Barusseau, and H. Pauc, 2007 : Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 889-900.

Charles E., Idier D., Pedreros R., Le Cozannet G., Arduin F., Mallet C., Planton S. (2010) Vagues sur la côte aquitaine : régionalisation dynamique de 1958 à 2002, in *XIèmes Journées nationales Génie Côtier - Génie Civil - Sables d'Olonne - France - 22-24 juin 2010*

Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioac, A. Chen, X Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, 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., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Clark, J. R., 1996 : Coastal Zone Management Handbook. Lewis Publishers, CRC Press LLC, New York/Boca Raton/London, 720p.

Clus-Auby C., Paskoff R. Verger F., 2004 : impact du changement climatique sur le patrimoine du Conservatoire du Littoral, scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100,

Coleman J.M., O.K. Huh, D.H. Braud Jr. and H.H. Roberts, 2005 : Major World Delta Variability and Wetland Loss. *Gulf Coast Association of Geological Societies (GCAGS) Transactions*, 55, 102-131.

Conseil Régional du Languedoc-Roussillon (CRLR), 2001 : Guide méthodologique de gestion des lagunes méditerranéennes. Tome 1 : Les eaux et Tome 2 : Les espèces. 188 p. et 241 p.

Cooper J.A.G. and **O.H. Pilkey**, 2004. Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43, 157-171.

Corre J., 1991 : The sand dunes and their vegetation along the Mediterranean coast of France. Their likely response to climatic change. *Landscape Ecology*. 6 : 65-75

Cowell P.J., B.G. Thom, R.A. Jones, C.H. Everts, and D. Simanovic, 2006 : Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *J. Coast. Res.*, 22(1), 232-245.

Dean R.G., 1977. "Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts." Department of Civil Engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, Newark, DE.

De Pippo T., C. Donadio, M. Pennetta, C. Petrosino, F. Terlizzi, and A. Valente, 2008 : Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy. *Geomorphology*, 97, 451-466.

Déqué M., 2003 : Impacts des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent de température et de précipitations (IMFREX). Rapport technique, 3 p., Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques.

Déqué M., R.G. Jones, M. Wild, F. Giorgi, J.H. Christensen, D.C. Hassell, P.L. Vidale, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. de Castro, F. Kucharski, and B. van den Hurk, 2005 : Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe : quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim. Dyn.*, 25, 653-670, doi : 10.1007/s00382-005-0052-1.

DREAL LR, 2010. Analyse de la tempête marine sur le littoral Languedoc-Roussillon des 14 et 15 janvier 2010. Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement, Languedoc-Roussillon, 24pp.

Durand P., 1999 : L'évolution des plages de l'ouest du golfe du Lion au XXème siècle. Cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. Thèse de doctorat, Université lumière Lyon 2, Lyon, France, 461 p.

Durand P. and **H. Heurtefeux**, 2006 : Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire : une méthode d'évaluation : Exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 221-244.

Ericson J.P., C.J. Vörösmarty, S.L. Dingman, L.G. Ward, and M. Meybeck, 2006 : Effective sea-level rise and deltas : Causes of change and human dimension implications. *Glob. and Planetary Change*, 50, 63-82.

European Environment Agency, 2008 : Impacts of Europe's changing climate – 2008 indicator-based assessment. EEA Report No 4/2008, JRC Reference Report No JRC47756, chapter 5.4.

EUROSION, 2004 : Living with coastal erosion in Europe : Sediment and Space for Sustainability. Part III – Methodology for assessing regional indicators, 42p.

Feenstra J. F., I. Burton, J. B. Smith, and R. S. J. Tol, 1998 : Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies. United Nations Environment Programme and vrije Universiteit Amsterdam. Chapter 7 : Coastal Zones.

Galland, J.-C., N. Goutal, and J.-M. Hervouet, 1991 : TELEMAT: A new numerical model for solving shallow water equations. *Adv. Ater Resources*, 14(3), 138-148.

García-Mora M.R., J.B. Gallego-Fernández, A.T. Williams, and F. García-Novo, 2001 : A Coastal Dune Vulnerability Classification. A Case Study of the SW Iberian Peninsula. *J. Coast. Res.*, 17(4), 802-811.

GIEC, 2000 : Emissions Scenarios : Summary for Policymakers. Eds. : Nakicenovic, N. and Swart, R., Cambridge University Press, IPCC, Geneva, Switzerland, 20 p.

GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A.]. GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

Griggs G.B., 1994 : California's Coastal Hazards, *J. Coast. Res., Special Issue*, 12, 1-15.

Grinsted A., J.C. Morre, and S. Jevrejeva, 2010 : Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Clim. Dyn.*, 34, 461-472, DOI : 10.1007/s00382-008-0507-2.

Hall M.J., and O.H. Pilkey, 1991 : Effects of hard Stabilization on Dry Beach Width for New Jersey. *J. Coast. Res.*, 7, 771-785.

Hallegatte S., S. Somot, and H. Nassopoulos, 2008 : « Région méditerranéenne et changement climatique : Une nécessaire anticipation. » IPEMED, Paris, France, 63 p.

Hansen J.E., 2007 : Scientific reticence and sea level rise. *Environmental Research Letter* 2, doi : 10.1088/1748-9326/2/2/024002.

Hansom J.D., 2001 : Coastal sensitivity to environmental change : a view from the beach. *Catena*, 42, 291-305.

Hanson H. and N.C. Kraus, 1989 : Genesis: Generalized Model for Simulating Shoreline Change. Vicksburg, Mississippi: U.S. Army Corps of Engineers, CERC, Technical Report CERC-89-19, 185 p.

Holman R.A. and A.H. Sallenger, 1985 : Setup and Swash on a Natural Beach. *J. Geophys. Res.* 90 (C1), 945-953.

Holman R.A., 1986 : Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9, pp. 527-544

Hulme, M., G.J. Jenkins, X. Lu, J.R. Tumpenny, T.D. Mitchell, R.G. Jones, J. Lowe, J.M. Murphy and Co-authors, 2002 : Climate Change Scenarios for the United Kingdom : The UKCIP02 Scientific Report. Tyndall Centre for Climate Change Research, University of East Anglia, Norwich, Norfolk, 120 p.

Hurrell J., 1995 : Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation : Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, No. 5224, 676-679.

Hurrell J. and H. Van Loon, 1997 : Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.

IMFREX, 2002 : Impact des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent de température et de précipitations ; Rapport final, 44 p.

IMPLIT, 2007 : Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydro-systèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique ; Rapport final, 173 p.

Komar P.D., 1988 : Beach Processes and Sedimentation, 2nd. Ed. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice-Hall, 544p.

Komar P.D., 2010 : Shoreline Evolution and Management of Hawke's Bay, New Zealand : Tectonics, Coastal Processes, and Human Impacts. *J. Coast. Res.*, 26(1), 143-156.

Krien Y., M. Garcin, C. Oliveros, R. Pedreros, and G. Le Cozannet, 2010 : Méthodologies pour l'évaluation à l'échelle nationale de l'emprise maximale actuelle de l'aléa submersion marine - Rapport de synthèse. Rapport BRGM/RP-58101-Fr, 88 p, 36 fig., 5 tab.

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, 351-383.

Leatherman, 1979 : Migration of Assateague Island, Maryland, by inlet and overwash processes. *Geology*, 7, 104-107.

Lecacheux S., Y. Balouin, Y. De La Torre, 2007 : *Modélisation des vagues d'origine cyclonique à Mayotte*. BRGM/RP-55981-FR, 100 p., 62 fig.

Le Cozannet G. (2009 a), Lecacheux S., Delvallée E., Oliveros C., 2009, Analyse de climats de houle, BRGM/RP 56 878-FR

Le Cozannet G. (2009 b), **N. Lenôte, P. Nacass, S. Colas, C. Perherin, C. Vanroye, C. Peinturier, C. Hajji, B. Poupat, C. Azzam, J. Chemitte,** and **F. Pons**, 2009 : Impacts du Changement Climatique, Adaptation et coûts associés en France pour les Risques Côtiers ; Rapport du Groupe de Travail « Risques Naturels, Assurances et Adaptation au Changement Climatique », BRGM RP 57141, Avril 2009.

Le Cozannet G. (2010 a), **N. Lenôte, M. Yates-Michelin, P. Nacass, S. Colas, C. Perherin, C. Vanroye, C. Peinturier, C. Hajji, B. Poupat, C. Azzam, J. Chemitte, F. Pons** (2010) Climate change impact, adaptation and associated costs for coastal risks in France, in *CoastNet Littoral 2010* - Londres - UK - 21-23/09/2010

Le Cozannet G. (2010 b), **S. Lecacheux, E. Delvallee, N. Desmaraut, C. Oliveros, R. Pedreros** (2010) Teleconnection Patterns influence on sea wave climate in the Bay of Biscay, (Soumis)

Lespinas F., 2008 : Impact du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon. Thèse du Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan, France, 339 p.

Lionello P., F. Dalan, and **E. Elvini**, 2002 : Cyclones in the Mediterranean region : the present and the doubles CO₂ climate scenarios. *Clim. Res*, 22, 147-159.

Lionello P., S. Platon, and **X. Rodo**, 2008a : Preface : Trends and climate change in the Mediterranean region (Editorial). *Global and Planetary Change*, 63, 87-89.

Lionello, P., S. Cogo, M.B. Galati, and **A. Sanna**, 2008b : The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Global and Planetary Change*, 63, 152-162.

List J.H., A.H. Sallenger; M.E. Hansen, and **B.E. Jaffe**, 1997 : Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140, 347-365.

Lombard A., 2005 : Les variations actuelles du niveau de la mer: Observations et causes. Thèse de Doctorat, 159 p., Université Toulouse III, Toulouse, France.

Longuet-Higgins M.S., 1970a: Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1. *J. Geophys. Res.*, 75(33), 6778-6789.

Longuet-Higgins M.S., 1970b: Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2. *J. Geophys. Res.*, 75(33), 6790-6801.

Magnan A., B. Garnaud, R. Billé, F. Gemenne, and **S. Hallegatte**, 2009 : « La Méditerranée au futur : Des impacts du changement climatique aux enjeux de l'adaptation. » Technical Report, 45 p., IDDRI, Paris, France.

Maheras P., H.A. Flocas, J. Patrikas, and **C.H.R. Anagnostopoulou**, 2001 : A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region : spatial and temporal distribution. *Int. J. Climatol.*, 21, 109-130.

Maillet G.M., F. Sabatier, D. Rousseau, M. Provansal et T.J. Fleury, 2006 : Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1) : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIXe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2/2006, [En ligne], mis en ligne le 01 juillet 2008. URL : <http://geomorphologie.revues.org/index558.html>. Consulté le 17 juin 2010.

Mariotti A., 2010 : Recent Changes in the Mediterranean Water Cycle : A Pathway toward Long-Term Regional Hydroclimatic Change. *J. Clim.*, 23, 1513-1525, doi : 10.1175/2009JCLI3251.1.

Marche F., 2005, *Etude théorique et numérique de modèles type Saint Venant. Application à l'hydrodynamique littorale*, Thèse de Université Bordeaux I, EPOC, Bordeaux, France.

MEDCIE, 2008 : Etude des Effets du Changement Climatique sur le Frand Sud-est, Etape 1 : Rapport Languedoc-Roussillon, Partie 1 : Contexte et résumé de l'étude, 34p.

Meeh, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 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.

Meyssignac et al. Reconstruction of the Mediterranean sea level variability over 1970-2006 derived from Altimetry and 2 long OGCM runs, in 6th Topo Europe Forum, Dec. 2010.

MICORE, 2009 : « Review of Climate Change Impacts on Storm Occurrence. » Eds. Ferreira, O., M. Voudoukas, and P. Ciavola. Technical Report, 125 p.

Miner M.D., M.A. Kulp, D.M. FitzGerald, J.G. Flocks, and H.D. Weathers, 2009 : Delta lobe degradation and hurricane impacts governing large-scale coastal behaviour, South-central Louisiana, USA. *Geo-Mar Lett.*, 29, 441-453, DOI:10.1007/s00367-009-0156-4.

Mission interministérielle d'aménagement du littoral Languedoc-Roussillon, 2003, Orientations stratégiques pour la gestion de l'érosion en Languedoc-Roussillon, 2003.

Morton R.A., 2002 : Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches – A Preliminary Basis for Near Real-Time Forecasting. *J. Coast. Res.*, 18(3), 486-501.

Morton R.A., J.C. Bernier, J.A. Barras, and N.F. Ferina, 2005 : Rapid Subsidence and Historical Wetland Loss in the Mississippi Delta Plain: Likely Causes and Future Implications. U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1216, 124p.

Morton R.A., 2007 : Historical Changes in the Mississippi-Alabama Barrier Islands and the Roles of Extreme Storms, Sea Level, and Human Activities. U.S. Geological Survey Open-file Report 2007-1161, 42p.

Murty T.S., R.A. Flather, and R.F. Henry, 1986 : The Storm Surge Problem in the Bay of Bengal. *Prog. Oceanog.*, 16, 195-233.

Nicholls R.J., P.P. Wong, V.R. Burkett, J.O. Codignotto, J.E. Hay, R.F. McLean, S. Ragoonaden and C.D. Woodroffe, 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.

Paskoff R.P., 2004 : Potential Implications of Sea-Level Rise for France. *J. Coast. Res.*, 20(2), 424-434.

Penland S., R. Boyd, and J.R. Sutter, 1988 : Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain : a model for barrier shoreline and shelf sand development. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (6): 932-949.

Pethick J., 2001 : Coastal management and sea-level rise. *Catena*, 42, 307-322.

Prefecture de region Languedoc-Roussillon, 2008 : Etude sur le changement climatique en Languedoc-Roussillon. Quelles conséquences économiques et sociales. Rapport final, Tome 1-10-2008, Thème Littoral, 81-108.

Provansal M. and F. Sabatier, 2000 : Impacts de la montée du niveau de la mer sur la côte du delta du Rhône. Pages 78-81 dans: *Le changement climatique et les espaces côtiers. L'élévation du niveau de la mer: risques et réponses*. Textes réunis par Roland Paskoff. Actes du colloque d'Arles. 12 et 13 octobre 2000, 103 p.

PRUDENCE, 2005 : Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeN Climate change risks and Effects. Final Report, EVK2-CT2001-00132, 269p.

Pujol N., L.U.C. Neppel, and R. Sabatier, 2007 : Regional tests for trend detection in maximum precipitation series in the French Mediterranean region / Tests régionaux de détection de tendances dans des séries de maxima pluviométriques sur le pourtour Méditerranéen Français', *Hydrological Sciences Journal*, 52,5, 956-973.

Rahmstorf S., 2007 : A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 215, 368-369.

Rignot E., J.L. Bamber, M.R. Van Den Broeke, C. Davis, and Y. Li, 2008 : Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature*, doi:10.1038/ngeo102.

Roelvink D., A. Reniers, A. van Dongeren, J. van Thiel de Vries, R. McCamm, and J. Lescinski, 2009 : Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56, 1133-1152.

Ruggiero P., P.D. Komar, W.G. McDougal, J.J. Marra, and R.A. Beach, 2001 : Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. *J. Coast. Res.*, 17(2), 407-419.

Sabatier F. (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Thèse de Doctorat. Université Aix-Marseille II, 273 p.

Sabatier F., 2008 : Modélisation de l'impact du changement climatique sur l'érosion des dunes. Application à la Camargue. *Risques Littoraux Majeurs*, N° 01-2008, doi : 10.1051/lhb:2008004.

Sabatier F., O. Samat, C. Brunel, and H. Heurtefeux, 2008 : Détermination d'une ligne de recul sur les littoraux en érosion. Exemple des plages du Golfe de Lion Méditerranée Française). Actes du colloque international pluridisciplinaire "Le littoral : subir, dire, agir", Lille, France, 8p.

Saint-Cast F., 2002 : *Modélisation de la morphodynamique des corps sableux en milieu littoral*. Thèse de Université Bordeaux I, Bordeaux, France, 246 p.

Sallenger A.H., Jr, Penland, S., Williams, S.J., and Suter, J.R., 1987 : Louisiana barrier island erosion study: *Coastal Sediments '87*, American Society of Civil Engineers, 1503-1516.

Sallenger A.H., 2000 : Storm Impact Scale for Barrier Islands. *J. Coast. Res.*, 16(3), 890-895.

Sallenger, A.H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, S. Manizade, and H. Stockdon, 2002 : Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Mar. Geol.*, 187, 279-297.

Samat O., 2007 : Efficacité et Impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. Thèse du Doctorat, Université Aix-Marseille 1, Marseille, France, 369p.

Scavia D., J.C. Field, D.F. Boesch, R.W. Buddemeier, V. Burkett, D.R. Cayan, M. Fogarty, M.A. Harwell, R.W. Howarth, C. Mason, D.J. Reed, T.C. Royer, A.H. Sallenger, and J.G. Titus, 2002 : Climate Change Impacts on U.S. Coastal and Marine Ecosystems. *Estuaries*, 25(2), 149-164.

Seierstad I. A., D. B. Stephenson, N. G. Kvamstø, 2007, How useful are teleconnection patterns for explaining variability in extra-tropical storminess? *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 59(2): 170–181.

Shepard F., 1950 : Beach cycles in southern California, U.S. Army Corps of Engineers. *Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 20*.

Snoussi M., T. Ouchani, A. Khouakhi, and I. Niang-Diop, 2009 : Impacts of sea-level rise on the Moroccan coastal zone : Quantifying coastal erosion and flooding in Tangier Bay. *Geomorphology*, 107, 32-40.

SOGREAH, 1995 : *Etude de l'évolution du littoral sableux de la Camargue*. Rapport, 3 volumes, 400p plus plans.

Stockdon H.F., R.A. Holman, P.A. Howd, and A.H. Sallenger, 2006 : Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.*, 53, 573-588.

Suarez S., V. Prosper-Laget, and M. Provansal, 1997 : *Variation relative du niveau marin dans le delta du Rhône, implications tectoniques et/ou climatiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 324, série I1 a, 639-646.

Sunamura T., 1983 : Processes of sea cliff and platform erosion. In Komar P. D. (Ed.) : *C.R.C. Handbook of Coastal Process and Erosion*. C.R.C. Press, Boca Raton, 233-265.

Taylor M. and G.W. Stone, 1996 : Beaches ridges : a review. *Journal of Coastal Research*, 12 (3): 612-621.

Titus J. G. 1990 : Greenhouse effect, sea level rise, and barrier islands: Case study of Long Beach Island, New Jersey. *Coastal Management*. 18 :65-90.

Tsimplis M.N., M. Marcos, and S. Somot, 2008 : 21st century Mediterranean sea level rise : Steric and atmospheric pressure contributions from a regional model. *Global and Planetary Change*, 63, 105-111.

Ullmann A., P.A. Pirazzoli, A. Tomasin, 2007 : Sea surges in Camargue : Trends over the 20th century. *Continental Shelf Research*, 27, 922-934.

Ullmann A., 2008 : Surcotes dans le Golfe du Lion et conditions atmosphériques : variabilité contemporaine et future (1905-2100). Thèse du Doctorat, 333 p., Université Aix-Marseille I, Marseille, France.

Ullmann A. and V. Moron, 2010 : Surcotes Marines dans le Golfe du Lion et Forçages Atmosphériques: Variabilité Contemporaine et Future (1950-2100). *Bulletin de l'Association française de géographie*, version 1-14 janvier 2010, 1-5.

Vermeer M. and S. Rahmstorf, 2009 : Global sea level linked to global temperature. *PNAS*, 106(51), 21527-21532.

Vinchon C., D. Idier, M. Garcin, Y. Balouin, C. Mallet, S. Aubié, L. Closset, with the collaboration of **C. Oliveros, R. Pedreros, and N. Lenôtre**, 2006 : Response of the Coastline to Climate Change. Specific Report for the RESPONSE Project LIFE–Environment programm: Evolution of coastal risk (erosion and marine flooding) on the Aquitaine and Languedoc- Roussillon pilot regions. Final report. BRGM/RP-54718-FR. 153 p., 27 figs, 19 tables, 9 app., 1 CD-ROM.

Vinchon C., C. Meur-Ferec, Y. Balouin, N. Baron-Yelles, E. Berthelie, M. Garcin, C. Hérivaux, S. Lecacheux, G. Le Cozannet, L. Maton, R. Pedreros, H. Rey-Valette, 2009 : Mise en place d'une approche transdisciplinaire pour l'évaluation de la vulnérabilité de la zone côtière à l'aléa submersion Projet ANR07-VMC-007/MISEEVA. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-57246-FR. 143 p., 26 fig., 2 tabl., 4 ann.

Whitehouse R., P. Balson, S. Blott, H. Burningham, N. Cooper, J. French, G. Guthrie, S. Hanson, A. Houghton, D. Leggett, R. Nicholls, K. Pye, M. Walkden, 2008 : Characterisation and prediction of large scale, long-term change of coastal geomorphological behaviors : Inception Report. Environmental Agency, 156p.

Wright L.D. and A.D. Short, 1984 : Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches : A Synthesis. *Mar. Geol.*, 56, 93-118.

Wright L.D., J.D. Boon, S.C. Kim, and J.H. List, 1991 : Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Mar. Geol.*, 96, 19-51.

Wöppelmann G., C. Letetrel, A. Santamaria, M. N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. M. Miguez (2009), Rates of sea level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophysical Research Letters*, 36.

Yates-Michelin M. et Le Cozannet G., 2011 (en préparation) : Rapport du projet PSP10RNS75 réalisé pour le MEEDDM

Young A.P., R.T. Guza, R.E. Flick, W.C. O'Reilly, and R. Gutierrez, 2009 : Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California. *Mar. Geol.*, 267, 1-7.

Annexe 1

Tableau de synthèse des références

	Global	Languedoc-Roussillon
<i>Climatologie</i>	Alcalmo et al., 2007 Alley et al., 2007 Carter et al., 1995 Cazenave and Llovel, 2010 Christensen et al., 2007 Feenstra et al., 1998 GIEC, 2000 GIEC, 2007 Grinsted et al., 2010 Hansen, 2007 Hurrell, 1995 Hurrell and Van Loon, 1997 Krinner and Julien, 2007 Lombard, 2005 Rahmstorf, 2007 Rignot et al., 2008 Vermeer and Rahmstorf, 2009	Alpert et al., 1990 Déqué et al., 2005 IMFREX, 2002 Lionello et al., 2002 Lionello et al., 2008a Lionello et al., 2008b Maheras et al., 2001 Mariotti, 2010 PRUDENCE, 2005 Tsimplis et al., 2008
<i>Forçages côtiers</i>	Bascom, 1953 Benumoff and Griggs, 1999 Benumoff et al., 2000 Cahoon et al., 1997 Carter, 1988 Carter and Guy, 1988 Clark, 1996 Coleman et al., 2005 EEA, 2008 Hall and Pilkey, 1991 Holman and Sallenger, 1985	Caballero et al., 2008 Certain et al., 2007 Déqué, 2003 Durand, 1999 IMPLIT, 2002 Lespinas, 2008 Lionello et al., 2008a Lionello et al., 2008b MICORE, 2009 Pujol et al., 2007 Sabatier, 2001
<i>Forçages côtiers (cont.)</i>		

	Global	Languedoc-Roussillon
	<p>Holman, 1986 Miner et al., 2009 Sallenger, 2000 Scavia et al., 2002 Shepard, 1950 Stockdon et al., 2006 Sunamura, 1983 Taylor and Stone, 1996 Whitehouse et al., 2008 Wright and Short, 1984 Wright et al., 1991 Young et al., 2009</p>	<p>Sabatier, 2008 Sabatier et al., 2008 Suanez et al, 1997 Ullmann et al., 2007 Ullmann, 2008 Ullmann and Moron, 2010</p>
<p><i>Aléas côtiers</i></p>	<p>Bruun, 1962 Cooper and Pilkey, 2004 Cowell et al., 2006 De Pippo et al., 2008 Ericson et al., 2006 EUROSION, 2004 García-Mora et al., 2001 Griggs, 1994 Leatherman, 1979 List et al., 1997 Meehl et al., 2007 Morton et al., 2005 Morton, 2007 Murty et al., 1986 Ruggiero et al., 2001 Sallenger et al., 2002 Snoussi et al., 2009 Titus, 1990</p>	<p>Bélaïr, 2007 Conseil Général du Languedoc-Roussillon, 2001 Corre, 1991 DREAL LR, 2010 Durand and Heurtefeux, 2006 Krien et al., 2010 Le Cozannet et al., 2009 Maillet et al., 2006 MEDCIE, 2008 Paskoff, 2004 Provansal and Sabatier, 2000 SOGREAH, 1995 Vinchon et al., 2006 Vinchon et al., 2009</p>
<p><i>Aléas côtiers (cont.)</i></p>		

	Global	Languedoc-Roussillon
<i>Adaptation</i>	<p>Hansom, 2001</p> <p>Hulme et al., 2002</p> <p>Nicholls et al., 2007</p> <p>Pethick, 2001</p>	<p>Hallegatte et al., 2008</p> <p>Magnan et al., 2009</p> <p>Mission interministérielle d'aménagement du littoral Languedoc-Roussillon, 2003</p> <p>Préfecture de région Languedoc-Roussillon, 2008</p>

Annexe 2

Exemples de projets existants et en cours

Un certain nombre d'études récentes ont examiné l'impact du changement climatique sur les forçages côtiers et les aléas en Languedoc-Roussillon.

Une autre revue de projets pertinents pour la région peut être trouvée dans Carreno *et al.* (2008).

EUROSION

Le projet EUROSION avait pour but d'évaluer la sensibilité de la zone côtière en Europe à l'érosion et de donner les recommandations à la Commission Européenne pour la gestion future. A l'échelle régionale, le Languedoc-Roussillon (EUROSION, 2004 ; Cf. Illustration 25) était classifié comme une région très sensible à partir de l'examen des indicateurs suivants : l'élévation du niveau marin constatée, longueur de la côte actuellement en érosion, niveau maximal de l'eau lors des tempêtes, fort taux d'urbanisation, faible longueur de la côte non-érodable, surface exposée aux impacts de l'érosion côtière, population habitant dans cette région, valeur écologique des territoires concernés, et taux ou surface d'urbanisation et industrialisation.

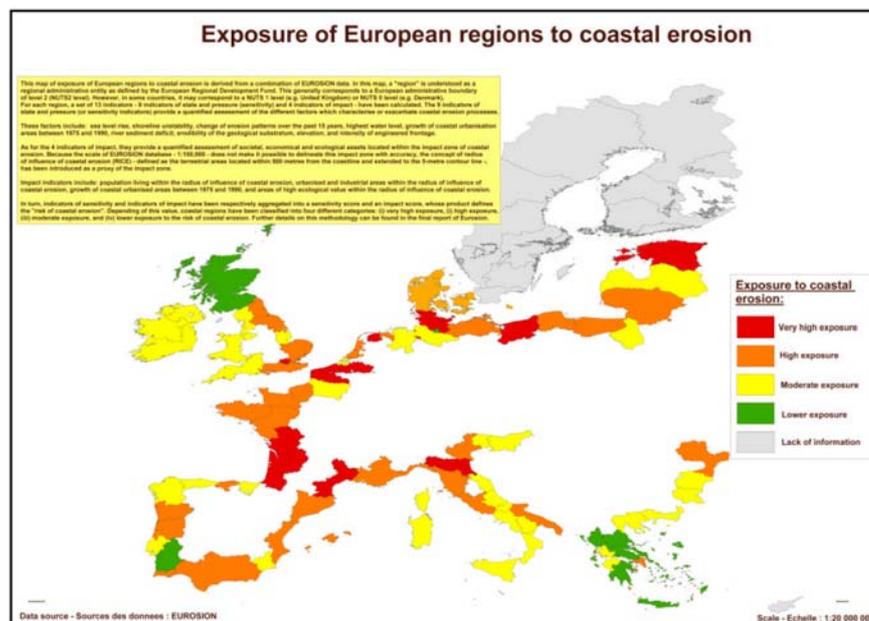


Illustration 25 : Cartographie des régions exposées à l'érosion future réalisée à partir de l'aggrégation d'indicateurs selon la méthode proposée dans le projet EUROSION [source: EUROSION (2004)].

RESPONSE

Le projet RESPONSE : Répondre aux risques liés aux changements climatiques dans les zones côtières (2003-2006), financé par le programme européen LIFE-ENVIRONMENT, a développé des stratégies de gestion des aléas naturels dans les zones côtières, tenant compte des impacts potentiels du changement climatique à

l'horizon 2100 (Vinchon et al., 2006). En France, les sites pilotes étaient le Languedoc-Roussillon et l'Aquitaine. Dans ces régions, la zone côtière était divisée en « *coastal behaviour systems* », définis par des systèmes supposés avoir des réponses cohérentes et homogènes aux forçages. Ces systèmes étaient définis à partir de la géomorphologie, des processus côtiers, des événements historiques et des ouvrages de protection. Des scénarios de changement climatique en 2100 ont été créés pour évaluer leur impact sur les aléas d'érosion et de la submersion par avis d'experts, et enfin les enjeux exposés à une augmentation d'aléa ont été identifiés. La cartographie du Languedoc-Roussillon (Cf. Illustration 26) a été créée en appliquant systématiquement un avis d'expert aux « *coastal behaviour systems* » définis. Ceci a permis d'évaluer l'évolution des aléas d'érosion et de submersion au futur. Cette étude suggère une augmentation des aléas généralisée à la majeure partie de la côte du Languedoc-Roussillon, en particulier aux zones sableuses (les falaises sont relativement inchangées).

L'aléa érosion est estimé devoir augmenter dans les zones sableuses à cause :

- de dunes basses et étroites ;
- de la diminution de la disponibilité de sédiments à cause du développement urbain au nord ou un volume limité dans les baies au sud ;
- de l'inefficacité des ouvrages de protection sur des périodes de plusieurs décennies, ceux-ci ne pouvant compenser un déficit structurel de sédiments.

L'aléa submersion est estimé devoir augmenter dans les zones sableuses à cause de :

- la faible hauteur des dunes (relativement à l'hypothèse de la hauteur des surcotes) ;
- l'existence des graus.

De manière complémentaire au projet EUROSION, dans lequel le Languedoc-Roussillon était classifié comme une zone sensible à l'érosion, le projet RESPONSE a évalué ces aléas à l'échelle régionale, identifiant les zones exposées.

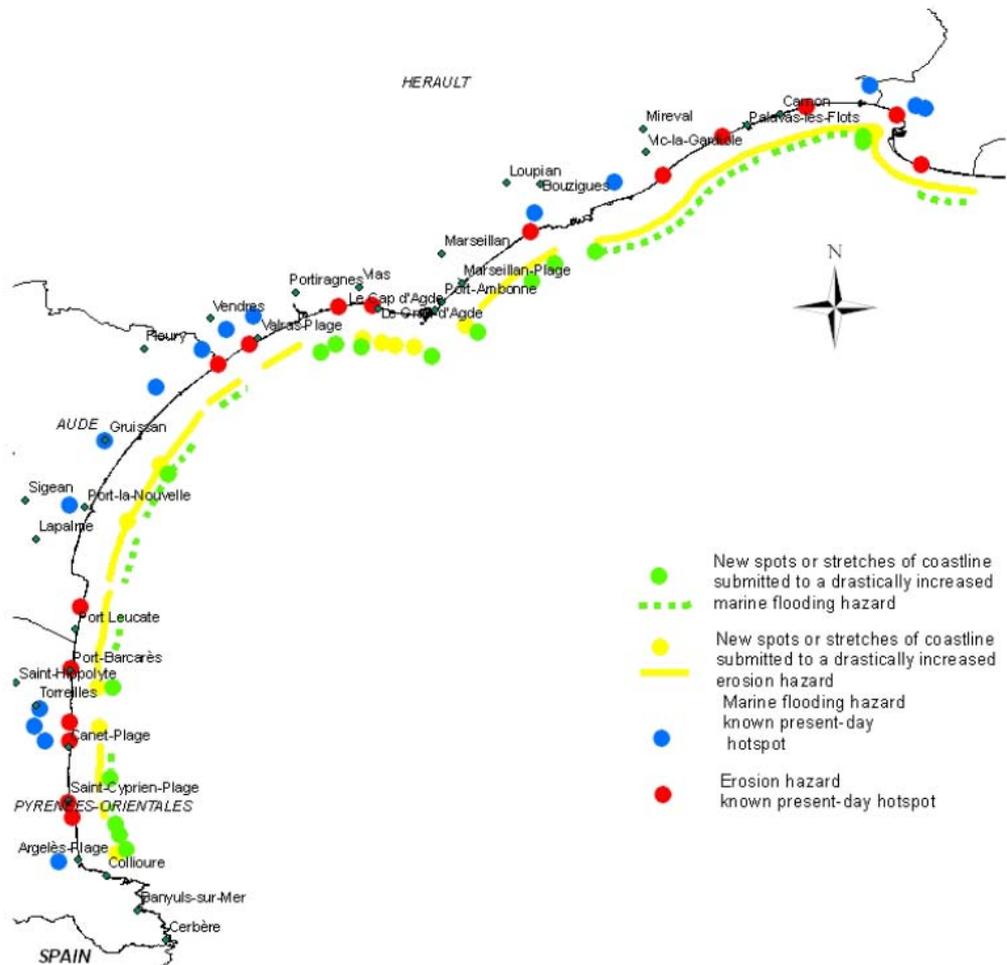


Illustration 26 : La modification des aléas de la submersion (vert) et d'érosion (jaune) à cause du changement climatique [source: Vinchon et al. (2006)].

Cette cartographie avait ultimement pour but d'aider au développement de stratégies de gestion et d'adaptation. Des « hotspots » sont définis comme des zones avec un niveau élevé des risques érosion et submersion actuels et à l'avenir. L'étude est basée sur des observations, des événements historiques, l'analyse des tendances actuelles de l'évolution du trait de côte, ainsi que par élicitation (« dire d'expert »). Ainsi, les hotspots identifiés comme les plus menacés sont :

- Sainte-Marie de la mer (Région Provinces-Alpes Côte d'Azur) : aléas érosion et submersion dans les zones urbaines et touristiques ;
- Les cabanes de Fleury : aléa submersion dans les zones touristiques et environnementales, avec une possible augmentation de l'aléa érosion des plages et des dunes ;

- Lido de Sète à Marseillan : aléas érosion et submersion qui impactent le lido entier, en particulier l'infrastructure de communication et des enjeux de tourisme et d'agriculture ;
- Lido de Maguelone à Les Aresquiers : aléas érosion et submersion qui impactent le lido entier, en particulier la saliculture et la viticulture près de Maguelone et des activités urbains et touristiques vers Frontignan ;
- Petite Camargue : l'aléa érosion qui pourrait impacter le tourisme et l'aléa submersion des zones humides et de la saliculture ;
- Port La Nouvelle : les aléas érosion et submersion, en particulier la submersion de la zone industrielle du port ;
- Port Leucate : les aléas érosion et submersion, en particulier un village au nord du port et la conchyliculture ;
- Sainte Geneviève à Portiragnes-plage : l'aléa érosion d'un site de camping et des plages à vocation récréatives ;
- Valras-plage : les aléas érosion et submersion, en particulier dans la région urbanisée entre les embouchures des fleuves Orb et Aude.

RNACC

Le projet RNACC (Risques Naturels, assurances et adaptation au changement climatique ; 2008-2009 – soutenu par le MEEDDM) a évalué des dommages potentiels liés à l'aggravation des aléas dans le contexte du changement climatique. Il a également proposé des mesures permettant de limiter le coût des impacts potentiels. Le groupe de travail risques-côtiers a mis en place une méthode d'évaluation utilisant les données disponibles actuellement pour évaluer les risques côtiers actuels et les modifications induites à l'horizon 2100 par le changement climatique. Il a également évalué les coûts induits en soulignant les incertitudes importantes associées à ce résultat (Le Cozannet *et al.*, 2009 a ; Le Cozannet *et al.*, 2010).

L'étude a pris l'hypothèse d'une élévation du niveau marin de 1 mètre pour la région Languedoc-Roussillon et a évalué la modification des aléas érosion et submersion toutes choses étant égales par ailleurs (tous les autres forçages côtiers sont considérés inchangés). Les aléas sont quantifiés avec des données d'érosion du projet EUROSION, un modèle numérique de terrain et d'une élévation du niveau marin de deux mètres (surcote totale intégrant les effets du vent et des vagues) pour une tempête centennale (valeur utilisée pour les Plans de prévention des risques littoraux sur la région). La spatialisation des zones d'inondation est faite régionalement en négligeant le rôle de certaines barrières naturelles (e.g. dunes) ou anthropiques. Les niveaux d'eau d'inondation extrêmes sont choisis à partir de majorations forfaitaires mais fréquemment utilisées : un mètre d'élévation du niveau de la mer en 2100 et deux mètres de surcote pour la tempête centennale, comme indiqué pour les PPR (plans de préventions des risques naturels) locaux. Ces hypothèses vont vraisemblablement dans le sens d'une surestimation des impacts potentiellement induits. Cette partie de l'analyse est limitée par la qualité du modèle numérique de terrain disponible à l'échelle

nationale. Ce MNT n'est de fait pas conçu pour étudier les questions de submersions marines.

Parallèlement, les enjeux actuels sont quantifiés, puis croisés avec l'aléa. Les enjeux considérés sont les populations, les logements, les établissements publics et privés (pour ces derniers, l'estimation des coûts des dommages potentiels est faite de manière indirecte), qui sont dénombrés grâce à un système d'information géographique (SIG). Selon leur exposition à une submersion temporaire ou à un phénomène définitif (élévation du niveau de la mer et érosion), un coût induit (la vulnérabilité) est associé. Le coût associé à une submersion temporaire est évalué à partir des dommages d'inondations fournis par la Caisse centrale de réassurance via la Mission des Risques Naturels. Les coûts des dommages induits par des phénomènes d'érosion et de submersion permanente sont évalués à partir des valeurs relevées dans les actes notariés, en tenant compte de la valeur du terrain ainsi que des coûts de reconstruction. Le coût résultant n'est donc pas un coût macroéconomique mais la somme des pertes des différents acteurs.

Les incertitudes relatives aux aléas, à la vulnérabilité des enjeux, mais aussi aux fonctions de coût qui doivent être appliquées à ces enjeux sont très importantes. Ainsi, le rapport final oriente la prise de décision non pas uniquement vers l'analyse quantitative du coût induit par le changement climatique pour les risques côtiers, mais aussi qualitativement au regard du type d'enjeu qui sera mis à risque dans le futur. Le rapport propose plusieurs mesures d'adaptation sans toutefois fournir d'évaluation économique des coûts et bénéfices induits. Les auteurs du rapport ont volontairement centré ces propositions de mesures d'adaptation sur le court terme. Ces mesures vont de l'amélioration de la connaissance aux stratégies d'adaptation en passant par les aspects de planification et de réglementation. L'une des recommandations importantes de ce rapport est la mise en place de stratégies d'adaptation « sans regrets », qui, a minima, conduiront à réduire les risques côtiers actuels. Un élément important de ces actions serait de faire en sorte de limiter l'installation de nouveaux enjeux dans les zones très exposées que sont par exemple les lidos et les embouchures des fleuves.

Le sous-groupe de travail sur les risques côtiers au sein du RNACC a étudié les modifications des risques érosion et submersion à l'horizon 2100 en Languedoc-Roussillon. Outre les coûts du phénomène actuel de submersion (surélévation du niveau marin de deux mètres lors d'une tempête), la modification future de ces aléas est considérée du fait de l'élévation du niveau de la mer induite par le changement climatique (un mètre). La notion de vulnérabilité utilisée dans cette étude selon une approche de risques naturels est la fonction qui relie l'exposition à l'aléa à l'espérance mathématique des dommages induits et coûts associés.

IMPLIT

Le projet IMPLIT (2007), Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydro-systèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique, soutenu par le programme Gestion et Impact du Changement Climatique, avait pour but d'analyser les conditions d'apparition et l'impact des niveaux marins extrêmes sur le littoral du Golfe du Lion. Les étapes du projet sont :

- proposer des scénarios de l'évolution des surcotes et fortes houles ;
- rechercher les corrélations entre les forçages et les aléas littoraux (submersion et érosion) à différentes échelles de temps ;
- simuler des événements extrêmes avec des données des modèles climatiques et de surcotes marines ;
- enfin, d'évaluer les impacts économiques et sociaux, et la façon dont les décideurs institutionnels régionaux les intègrent dans la gestion.

Concernant les scénarios de l'évolution des forçages côtiers, l'étude a estimé une hausse du niveau marin entre 2 et 6 mm/an. A l'aide des modèles ARPEGE-Climat de Météo France, deux simulations du climat actuel et futur suivant les scénarios A2, B2 ont été réalisées, ainsi qu'une simulation historique pour valider le modèle (utilisant la température de la surface de la mer pour forcer le modèle). Les résultats confirment le résultat d'Ullmann (2008) concernant le fait que le régime des surcotes restera inchangé au futur tandis qu'avec l'élévation du niveau marin, la fréquence et l'intensité des événements de submersion va augmenter.

Concernant l'érosion, le recul long terme du trait de côte était attribué principalement à la diminution des apports sédimentaires et la construction des ouvrages de protection, alors que « *une augmentation des forçages climatiques ne fera qu'accroître la vulnérabilité des plages du Golfe du Lion.* »

VULSACO

Le projet national ANR VULSACO⁹ (VULnerability of SANDy COast Systems to climatic and anthropic changes ; 2007-2010) propose :

- d'identifier et estimer les indicateurs de la vulnérabilité physique sur les côtes sableuses basses à court terme (une tempête) et long terme (2030) ;
- d'identifier l'impact des activités humaines sur la vulnérabilité.

Les observations et la modélisation de l'évolution des quatre sites pilotes (lido de Sète, Truc Vert, Noirmoutier et Dunkerque) sont utilisées pour identifier les indicateurs de la vulnérabilité à l'horizon 2030, concernant les aléas érosion et submersion. Une partie du projet est focalisée sur une analyse de sensibilité aux scénarios des forçages, avec des simulations de plus ou moins 10% de la magnitude de la hauteur des vagues, de la direction, et de la durée. Des résultats préliminaires montrent l'importance de la direction des houles, et les résultats finaux pourraient fournir des estimations de l'impact aux aléas avec des scénarios divers.

Ce type d'approche basé sur la modélisation nécessite encore des efforts de recherche importants mais d'ores et déjà, les résultats concernant l'importance de la direction de

⁹ <http://vulsaco.brgm.fr/>

la houle dans les processus morphodynamiques montrent toute la pertinence de suivre ce type d'approche.

MISEEVA

Le projet en cours ANR MISEEVA (2008-2011) a pour objectif d'évaluer la vulnérabilité à la submersion de la zone côtière du Languedoc-Roussillon, aujourd'hui et au futur (en 2030 et 2100), considérant l'évolution de l'aléa submersion avec des changements climatiques et socio-économiques. Avec des scénarios du changement climatique (l'élévation du niveau marin discuté en section 3.3.3, et l'évolution des tempêtes, qui sont considérées inchangés en 2030 et 2100), la submersion temporaire et permanente est modélisée à l'échelle régionale et à l'échelle locale en estimant deux types de submersions (Vinchon *et al.*, 2009) :

- **la submersion permanente** = élévation du niveau marin + *setup* et *run-up* à partir des vagues annuelles moyennes + marnage de pleine mer de vives eaux ;
- **la submersion temporaire** = élévation du niveau marin + *runup* à partir des vagues de tempêtes + surcote atmosphérique + marée.

La modélisation de la submersion est faite avec une tempête de référence, la tempête du 6 au 8 novembre 1982, et trois approches sont appliquées à l'échelle régionale et locale :

- l'approche simplifiée à l'échelle régionale : modélisation de la marée et des surcotes avec le modèle MARS, et modélisation des vagues jusqu'à la côte avec le modèle SWAN, et l'application de la formule empirique de Stockdon *et al.* (2006) pour calculer le *setup* (avec le MNT de l'IGN de 50m de résolution planimétrique et 1m de « pas » verticale);
- l'approche simplifiée à l'échelle locale : la même méthode, mais appliquée dans une zone de 20 km avec des données de haute résolution pour la bathymétrie et la topographie (des données Lidar DRE-CG34-EID-Méditerranée, de 2 m de résolution planimétrique) ;
- l'approche tout-modèle à l'échelle locale : suivant l'approche simplifiée à l'échelle locale (avec des données Lidar), mais sans l'utilisation des formules empiriques, ils modélisent le *setup* et *run-up* avec le modèle Surf-WB (Marche, 2005).

En procédant à ces trois types de simulations, il est possible de faire une comparaison entre les deux approches simplifiées pour voir les effets de l'utilisation de données plus précises, mais aussi de faire une comparaison entre les deux approches à l'échelle locale pour estimer les conséquences de l'application d'une formule empirique ou de la mise en œuvre d'une modélisation complète.

En 2011, les résultats de la modélisation vont fournir des cartographies de la submersion permanente et temporaire pour ensuite évaluer les dommages sociaux, économiques, et environnementaux potentiellement provoqués à l'échelle régionale du Languedoc-Roussillon.

Etude de l'impact du changement climatique sur le patrimoine du conservatoire du littoral

Le conservatoire du littoral a une stratégie d'acquisition d'espaces naturels littoraux et confie la gestion de ces terrains à des partenaires. Il est de fait un acteur important de la gestion des zones côtières et jouera un rôle dans le choix et la mise en œuvre de stratégies d'adaptation au changement climatique.

Une étude sur l'impact du changement climatique sur le patrimoine du conservatoire du littoral (Clus-Auby *et al.*, 2004) a été réalisée pour apporter une première réponse aux questions suivantes : le conservatoire du littoral doit-il prendre en compte les effets prévisibles du changement climatique dans sa stratégie d'acquisition foncière ? Doit-il changer sa politique de gestion des sites ? En partant d'une hypothèse de l'élévation du niveau marin de 10 à 80 cm, cette étude conclut sur un impact relativement modeste de l'élévation du niveau de la mer sur les terrains du conservatoire du littoral, mais sur la pertinence d'envisager de modifier éventuellement des stratégies d'acquisition et de gestion.

Une méthodologie commune à tous les sites a été mise en place pour établir des scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100 des terrains du Conservatoire. L'évolution du trait de côte (érosion/progradation) a été estimée à partir de l'analyse diachronique de documents cartographiques et de photographies aériennes, puis de l'extrapolation de rythmes de reculs du trait de côte observés. Pour la submersion une valeur médiane d'élévation du niveau de la mer de 44 cm a été retenue (définie à partir des scénarios du GIEC 2001). L'impact de l'érosion serait faible sur les terrains du conservatoire du littoral et n'affecterait que 1% de leur surface. Il peut être significatif pour certains sites particuliers notamment le site de la Grande Cosse (1,2 ha) en Languedoc-Roussillon qui n'existera sans doute plus d'ici 2020. Le patrimoine du Conservatoire serait touché à hauteur de 2,6% par une submersion permanente et de l'ordre de 3% par des submersions épisodiques en 2100.



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

**Service géologique régional
Languedoc-Roussillon**
1039, rue de Pinville
34000 – Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 80