

Caractérisation du recul évènementiel sur les côtes sableuses de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur

Déclinaison régionale des recommandations
nationales pour l'élaboration des cartes
locales d'exposition au recul du trait de côte

Rapport d'étude

Juin 2026

Sainte-Maxime, Région Provence-Alpes-Côte d'Azur – Source : Cerema

Le Cerema¹, référent public en aménagement, accompagne l'État, les collectivités et les entreprises pour adapter les territoires au changement climatique.

Il joue un rôle clé dans l'élaboration et la mise en œuvre de politiques publiques nationales et de projets territoriaux adaptés au climat de demain dans 6 domaines d'activité : aménagement et stratégies territoriales, bâtiment, mobilités, infrastructures de transport, environnement et risques, mer et littoral.

Avec des équipes multidisciplinaires et 27 implantations sur les territoires de l'Hexagone et des Outre-mer, le Cerema dispose d'une approche globale pour conseiller, innover et fédérer.

www.cerema.fr

¹ Le Cerema est un établissement public relevant des ministères chargés de l'Aménagement du territoire et de la Transition écologique

Caractérisation du recul évènementiel sur les côtes sableuses de la Région Provence-Alpes-Côte D'Azur

Déclinaison régionale des recommandations nationales pour l'élaboration des cartes locales d'exposition au recul du trait de côte

Commanditaire : Région Provence-Alpes-Côte d'Azur

Responsable du rapport

Céline TRMAL – Département Risques Naturels – Groupe Risques Inondations et Littoraux

Direction Méditerranée - Pôle d'activités Les Milles - Avenue Albert Einstein - 13290 AIX-EN-PROVENCE

Historique des versions du document

Version	Date	Commentaire
V0	12/05/2026	
V1	11/06/2026	Mise en forme après validation du livrable par le commanditaire
V2	14/09/2026	Reprise de l'acronyme PACA

Références

N° d'affaire / NOVA : 24-ME-0358

Convention : M2024241027

Nom	Service	Rôle	Date	Visa
TRMAL Céline	DRN/RIL	Auteur		
SNYMAN Charlotte	DRN/RIL	Auteur		
CRIADO David	DRN	Relecteur		
MAURIN Patrice	DRN	Valideur		

Résumé de l'étude

Ce rapport constitue une déclinaison régionale en Provence Alpes Côte-d'Azur du guide de recommandation national pour l'élaboration des cartes locales d'exposition au recul du trait de côte. Cette adaptation locale vient compléter le document national, sans s'y substituer.

Il rend compte des spécificités morphodynamiques du littoral de la région, notamment son régime micro-tidal et la configuration de ses cellules hydro-sédimentaires. Le document s'articule autour de deux axes de connaissance technique :

- La caractérisation du littoral et des forçages de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur : le rapport détaille la géologie et la géomorphologie des côtes régionales, ainsi que la typologie des tempêtes spécifiques (épisodes de secteur Est, Sud ou Ouest) qui constituent les principaux moteurs de l'érosion ;
- La caractérisation du recul événementiel (L_{max}) de la région, paramètre prépondérant en Méditerranée du fait de la mobilité du jet de rive. Ce document se focalise sur les méthodologies et limites permettant d'estimer ce recul ponctuel maximal, que ce soit par des observations/mesures, des formulations empiriques ou par des modélisations numériques comme XBeach, afin de sécuriser les projections aux horizons 30 ans et 100 ans.

Toutefois, cette estimation reste complexe et soumise à de fortes incertitudes liées au manque de données de calage post-tempête, à la sensibilité des modèles numériques et aux erreurs inhérentes aux mesures physiques. Une prudence est donc de mise, imposant de systématiquement confronter les résultats de calcul au dire d'expert et à la connaissance historique des sites pour définir des scénarios robustes.

5 à 10 mots clés à retenir de l'étude

Littoral	L_{max}
Erosion	Formulations empiriques
Trait de côte	Modélisations numériques
Recul du trait de côte	
Recul événementiel	

Statut de communication de l'étude

Tous les livrables produits sur SCSP (subvention pour charge de service public) doivent être publiés en ACCÈS LIBRE.

Seules les exceptions figurant au CRPA (Code des relations entre le public et l'administration) peuvent limiter cette ouverture. Ces exceptions concernent uniquement les études réalisées pour tiers dont le contrat mentionne des restrictions de diffusion limitées dans le temps, ou préparant une décision administrative.

Les livrables CONFIDENTIELS (expertise judiciaire, sûreté de l'État, présence de données personnelles) ne sont pas capitalisés dans CeremaDoc, mais doivent être archivés selon la procédure d'archivage du Cerema.

Sur la base de ces informations, il est demandé de préciser ci-dessous le statut de communication de l'étude :

☒ **Accès libre** : document accessible au public sur internet

☐ **Accès restreint** : document accessible

Contexte et objet de l'étude

La question du changement climatique et de ses conséquences s'est imposée, en deux décennies, au centre des préoccupations internationales, nationales et régionales.

Le bassin méditerranéen est particulièrement exposé aux changements climatiques qui ont un impact sur la dynamique littorale et notamment : la perturbation du cycle de l'eau sur les bassins versants, la diminution des apports des fleuves à la mer, la diminution des précipitations moyennes, la hausse du niveau de la mer Méditerranée et le réchauffement de sa température, les intrusions salines dans les nappes souterraines, l'acidification du milieu marin et l'évolution de la dynamique des forçages météorologiques (tempêtes). Ceci entraîne un accroissement des risques naturels sur les littoraux.

Avec sa stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, l'Etat encourage les collectivités à mieux prendre en compte les phénomènes d'érosion côtière dans les politiques publiques. La bande côtière de la région concentre un nombre considérable d'enjeux économiques, sociaux et environnementaux qu'il convient de concilier. Ainsi, son attractivité, basée sur l'accès à la mer et des espaces naturels remarquables est étroitement dépendante des dynamiques naturelles de fonctionnement des écosystèmes littoraux. Dans le contexte d'adaptation au changement climatique, la loi « climat et résilience » du 22 août 2021 engage les communes concernées par l'érosion côtière et figurant dans une liste nationale, à identifier dans leurs documents d'urbanisme les zones d'exposition au recul du trait de côte d'ici les 30 et les 100 prochaines années. Les collectivités engagées doivent produire une cartographie des zones d'exposition (à horizon 30 ans et à horizon 100 ans) qui leur permettent de se projeter et de construire dès maintenant une stratégie d'aménagement qui tienne compte de ces évolutions afin de les rendre plus résilientes.

Le ministère chargé de la transition écologique s'est appuyé sur l'expertise technique et scientifique du BRGM et du CEREMA pour mettre à la disposition des collectivités concernées des recommandations pour l'élaboration des cartes locales prévues par la loi.

Ces recommandations ont pour but de fournir aux collectivités des repères méthodologiques techniques et les points de vigilance à questionner afin d'aboutir à une carte pertinente et adaptée au contexte local. Les recommandations nationales n'ont pas de valeur prescriptive et peuvent être adaptées aux conditions locales lorsque nécessaire. Elles feront l'objet d'une évaluation, et d'adaptations éventuelles, au terme d'un bilan des premières cartographies engagées.

La Région Sud – Provence Alpes Côte-d'Azur souhaite apporter un accompagnement aux collectivités territoriales engagées dans la démarche par la production d'éléments techniques d'adaptation des recommandations nationales au contexte hydro sédimentaire de la région.

Le Cerema élabore, à travers ce rapport, une déclinaison locale des recommandations nationales en matière de détermination des phénomènes majeurs événementiels du recul du trait de côte sur les côtes sableuses. Ce rapport s'articule autour de plusieurs volets complémentaires visant à adapter le cadre national aux spécificités régionales. Il débute par une caractérisation du littoral de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur, détaillant sa géomorphologie compartimentée et la typologie des tempêtes locales (secteurs Est, Sud et Ouest) qui constituent les principaux moteurs de l'érosion. Le rapport examine ensuite les facteurs influençant la réponse morphologique des plages avant de traiter spécifiquement de la détermination du recul événementiel (L_{max}). À travers l'analyse des observations/mesures, des formulations empiriques et des modélisations numériques telles que XBeach, le rapport expose les différentes méthodes d'estimation tout en explicitant les fortes incertitudes et limites liées au manque de données de calage et à la sensibilité des modèles.

SOMMAIRE

Introduction.....	8
1 Présentation du littoral de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur.....	9
1.1 Géologie et géomorphologie des côtes.....	9
1.2 Géomorphologie de l'avant-côte	11
1.3 Les facteurs influençant la dynamique sédimentaire des plages	13
1.3.1 Forçages hydrodynamiques et météo-marins	13
1.3.2 Contrôle géomorphologique et stock sédimentaire.....	14
1.3.3 Anthropisation et résilience	14
2 Les tempêtes et coups de mer en Région Provence Alpes Côte-d'Azur	15
2.1 Définition des termes	15
2.2 Typologie des coups de mer en Provence Alpes Côte-d'Azur	16
2.2.1 Les épisodes de secteur Est (Levant)	16
2.2.2 Les épisodes de Sud à Sud-Est (Sirocco et Marin)	17
2.2.3 Les épisodes de secteur Sud/Sud-Ouest (Le Libeccio).....	18
2.2.4 Les épisodes de secteur Ouest à Nord-Ouest (Mistral et Tramontane).....	18
2.3 Analyse des coups de mer aux houlographes	19
3 Les facteurs d'influence de la réponse morphologique des plages.....	22
3.1 Facteurs hydrodynamiques et temporels.....	22
3.2 Facteurs morphodynamiques	23
3.3 Facteurs biologiques.....	24
3.4 Facteurs anthropiques	25
4 Le recul événementiel des côtes sableuses	26
4.1 Principes et recommandations nationales	26
4.2 Applicabilités en Provence Alpes Côte-d'Azur	27
5 Approche par observations et mesures	29
6 Approche par formulations empiriques.....	31
6.1 Méthode DUROS (DUne eROSion)	31
6.2 Méthode FEMA (Federal Emergency Management Agency, USA)	32
6.3 Méthode de Kriebel et Dean (1993)	33
7 Approche par modélisation numérique XBeach	35
7.1 Construction du modèle	35
7.2 Exemple de simulation de référence.....	36
7.3 Sensibilités des paramètres	37
7.4 Limites, précautions et recommandations	41

8	Synthèse et perspectives	42
9	Annexes	45
9.1	Détails de l'analyse de sensibilité	45
9.1.1	Paramètres à faible influence — dryslp, morfac, back/front.....	45
9.1.2	Paramètre de déferlement - γ	46
9.1.3	Paramètre de coefficient de friction du fond - bedfriccoef.....	47
9.1.4	Paramètre de pente critique d'avalanche en zone immergée - wetslp.....	48
9.1.5	Durée de simulation (tstop)	49
9.1.6	Paramètres de forçage.....	49
9.2	Bibliographie.....	53
9.3	Liste des tableaux et figures	54

INTRODUCTION

Le littoral de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur constitue un espace d'une importance stratégique majeure, caractérisé par une forte concentration démographique, une urbanisation dense et des enjeux économiques considérables, notamment liés au tourisme et aux activités maritimes. Cette interface terre-mer est cependant exposée à des aléas naturels spécifiques au bassin méditerranéen, parmi lesquels les tempêtes maritimes occupent une place prépondérante. Ces événements complexes ne se résument pas à un simple coup de vent ; ils sont le fruit d'une interaction de plusieurs forçages physiques qui, agissant de concert ou successivement, peuvent engendrer des dégâts considérables sur les zones côtières.

Les principaux vecteurs de destruction lors de ces tempêtes sont la force du vent, l'énergie des vagues (ou houle), la surélévation anormale du niveau de la mer (appelée surcote de tempête) et, fréquemment, des épisodes de précipitations intenses. La combinaison de ces facteurs, exacerbée par la configuration topographique et bathymétrique locale, détermine l'ampleur et la nature des dommages, allant de l'inondation des zones basses au recul accéléré du trait de côte et à la destruction d'infrastructures.

Face à ces menaces croissantes, la loi « Climat et résilience » du 22 août 2021 impose désormais aux communes littorales volontaires, l'établissement d'une carte locale d'exposition au recul du trait de côte. La caractérisation de l'aléa de référence dans les documents de planification repose sur la distinction entre trois dynamiques complémentaires : l'érosion chronique, qui s'inscrit dans le long terme, et le recul événementiel, noté L_{max} , complété par la hausse du niveau de la mer.

Le L_{max} correspond au déplacement brutal et ponctuel de la limite entre la terre et la mer à la suite d'un épisode tempétueux majeur. Ce phénomène peut provoquer des reculs significatifs, atteignant parfois plusieurs dizaines de mètres en seulement quelques heures ou jours. L'approche constitue une marge de sécurité indispensable dans les cartographies, un événement unique pouvant éroder une zone supérieure à celle prévue par l'évolution tendancielle, particulièrement sur les littoraux jugés stables à long terme.

En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, la détermination du L_{max} revêt une importance plus prégnante que sur la façade Atlantique en raison du choix de l'indicateur du trait de côte. Le L_{max} devient souvent le paramètre prépondérant pour la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte dans la région.

Conformément au cadre réglementaire, l'élaboration des cartes locales impose de se projeter sur deux horizons temporels distincts pour quantifier ce recul :

- L'échéance à 30 ans : horizon de moyen terme pour l'aménagement durable du territoire, où l'on retient généralement une valeur correspondant à un recul dont la période de retour est au minimum de 30 ans, en intégrant une hypothèse d'élévation du niveau de la mer de 20 cm ;
- L'échéance à 100 ans : exercice prospectif de long terme visant à bâtir une vision stratégique face au changement climatique. Ce scénario privilégie la valeur de recul la plus pénalisante et doit intégrer une élévation du niveau marin beaucoup plus marquée, pouvant atteindre un mètre dans un scénario sécuritaire.

Bien que des outils tels que observations/mesures, les formulations empiriques ou les modélisations numériques (comme XBeach) permettent d'approcher ces valeurs, le calcul de L_{max} reste complexe et entaché d'incertitudes liées à la précision des données bathymétriques, aux spécificités des méthodes utilisées et à la variabilité des réponses morphologiques locales. Ce document vise à fournir un cadre technique pour appuyer le dire d'expert indispensable à la validation de ces projections stratégiques.

1 PRESENTATION DU LITTORAL DE LA REGION PROVENCE ALPES COTE-D'AZUR

La Région Provence-Alpes-Côte d'Azur s'étend sur une façade maritime de près de 900 kilomètres, constituant l'un des territoires les plus dynamiques et urbanisés de France. Ce littoral est structuré autour de trois grands pôles urbains et portuaires qui rythment l'espace : à l'ouest, la métropole de Marseille, avec un Grand Port Maritime, marque la transition entre la zone camarguaise et les reliefs de Provence ; au centre, l'aire toulonnaise abrite une base navale stratégique au cœur du département du Var ; enfin, à l'est, l'agglomération de Nice et la Côte d'Azur concentrent une densité de population et une activité touristique internationales.

Le territoire est découpé administrativement en trois départements littoraux : les Bouches-du-Rhône, le Var et les Alpes-Maritimes. Cette organisation géographique est caractérisée par une forte concentration humaine sur une bande côtière étroite, souvent coincée entre les massifs montagneux et la mer Méditerranée. Cette proximité immédiate entre les infrastructures urbaines majeures (aéroports, réseaux ferroviaires et routiers littoraux) et le trait de côte renforce l'importance des enjeux liés à la gestion du littoral face aux phénomènes marins.

1.1 Géologie et géomorphologie des côtes

Le littoral de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur est caractérisé par une grande diversité de paysages, principalement dominés par des massifs rocheux (65 % du linéaire), entrecoupés de zones basses et de plages de poche. **Quatre grands ensembles géologiques** d'ouest en est peuvent être distingués :

- Le **complexe deltaïque de la Camargue** : vaste zone humide de 150 000 ha formée par le delta du Rhône.
- La **Provence calcaire** (Marseille à Bandol) : formée de séries sédimentaires carbonatées du Secondaire. Elle inclut la Côte bleue, avec ses falaises vives de faible amplitude, et le massif des Calanques, constitué de hautes falaises calcaires escarpées (de plus de 400 m de haut) entaillées par d'anciens ravins karstiques. Le cap Canaille, près de Cassis, possède les plus hautes falaises maritimes d'Europe (416 m).
- La **Provence cristalline** (Cap Sicié à la vallée de la Siagne) : composée de roches métamorphiques (schistes, gneiss) et plutoniques (granite). Elle regroupe les massifs des Maures, de l'Esterel (caractérisé par ses roches volcaniques rouges comme la rhyolite) et du Tanneron.
- Le **système alpin calcaire** (Nice à la frontière italienne) : marque la terminaison des Alpes plongeant dans la mer.

Ce relief est étroitement lié au réseau hydrographique, dominé à l'ouest par le système deltaïque du Rhône et à l'est par des fleuves côtiers au régime torrentiel (Var, Argens, Gapeau). Ces cours d'eau ont façonné des plaines alluviales fertiles et des zones basses stratégiques.

En arrière du trait de côte, le littoral régional se caractérise également par la présence de zones humides et de plans d'eau connectés au milieu marin. Cette configuration distingue notamment des systèmes lagunaires et paraliques isolés par des cordons sédimentaires étroits (tels que l'étang de Vaccarès en Camargue ou les salins d'Hyères), ainsi que l'étang de Berre, vaste dépression d'origine tectonique. Ces écosystèmes de basse altitude s'avèrent particulièrement exposés aux risques de submersion marine.

Le littoral de la région peut également être divisé en **treize grandes unités morphosédimentaires**, qui présentent une transition marquée entre des zones d'accumulation deltaïque et des côtes rocheuses de plus en plus escarpées ^{1,2}. D'ouest en est :

- La **Camargue** constitue une vaste zone deltaïque formée par les sédiments fins du Rhône, structurée entre les flèches sableuses progradantes de l'Espiguette et de Beauduc. Ce littoral se caractérise par des massifs dunaires (3 à 5 m) et des cordons sableux étroits isolant de

vastes complexes lagunaires (Vaccarès, étangs inférieurs). Sa morphologie, extrêmement plate et basse, résulte de l'évolution des anciens bras du fleuve, rendant aujourd'hui ce système particulièrement vulnérable aux submersions marines lors des surcotes de tempête.

- Le littoral de la **Côte Bleue**, long de 61 km, est une côte rocheuse calcaire adossée au massif de la Nerthe, dont l'altitude croît d'ouest en est. Il se caractérise par une alternance de falaises basses au niveau des terrains crétacés et tertiaires, et de falaises abruptes pouvant atteindre 50 m de hauteur vers Carry-le-Rouet. Ce relief escarpé est régulièrement entaillé par des vallons et des anses étroites abritant de petites plages, limitant ainsi les surfaces sableuses exposées à la dynamique sédimentaire directe.
- La **rade de Marseille** correspond à un bassin d'effondrement encaissé entre la chaîne de la Nerthe et le massif des Calanques, formant une baie protégée par l'archipel du Frioul et le cap Croisette. Ce secteur se distingue par une artificialisation majeure liée aux infrastructures du Grand Port Maritime et du Vieux-Port. Le littoral y alterne entre côtes rocheuses au sud et vastes plages alvéolaires, souvent artificielles ou aménagées (baie du Prado, Catalans), dont la dynamique sédimentaire est fortement contrainte par des ouvrages de protection (digues portuaires, épis et brise-lames).
- Le **massif des Calanques** constitue un ensemble calcaire de haute altitude (jusqu'à 645 m), sculpté par l'érosion karstique et l'immersion de vallées fluviales lors de la transgression flandrienne. Ce littoral se caractérise par des falaises abruptes, des îles et îlots (archipels de Riou et du Frioul) et des plages de poche nichées en fond de vallon. À l'est, le paysage bascule avec les falaises de grès et de poudingue du Cap Canaille (Cassis).
- Le littoral de **La Ciotat à Saint-Mandrier** se structure autour d'une succession de baies (La Ciotat, Les Lecques, Bandol, Sanary) séparées par des caps rocheux et des falaises altérées de 10 à 15 m. Si le secteur est marqué par l'apparition de plages artificielles et de cordons sableux en fond de baie, il culmine à l'est avec le massif cristallin du Cap Sicié (358 m) et ses falaises abruptes. La zone se termine par le tombolo de Saint-Mandrier, une curiosité géomorphologique où une ancienne île a été rattachée au continent par une accumulation sédimentaire quaternaire.
- La **rade de Toulon** forme un espace maritime encaissé, encadré par les reliefs du mont Faron et du cap Sicié, où l'urbanisation portuaire prédomine sur un littoral majoritairement rocheux. Plus à l'est, le **golfe de Giens** se distingue par les hautes falaises cristallines de la Colle Noire (près de 300 m) qui surplombent des plages de poche. Ce secteur est remarquable pour le double tombolo de Giens, dont la branche occidentale (plage de l'Almanarre) ferme les salins des Pesquiers, constituant un système sédimentaire fragile et emblématique de la région.
- La **rade d'Hyères** se caractérise par un littoral de côte basse dominé par le double tombolo de Giens, dont les deux flèches sableuses asymétriques isolent l'étang des Pesquiers. Formés par la dérive littorale et les apports du Gapeau, ces cordons ne dépassent pas 3,5 m d'altitude, ce qui les rend vulnérables aux tempêtes. En contraste, la presqu'île de Giens et les **îles d'Hyères** (Porquerolles, Port-Cros) constituent le prolongement du massif des Maures, offrant un paysage de falaises cristallines pouvant atteindre 100 m de hauteur sur leurs façades sud exposées.
- Le littoral du **cap Bénat au cap de Saint-Tropez** est représentatif du littoral rocheux du massif des Maures. Il se caractérise par une côte rocheuse abrupte, de nature cristalline, qui abrite de vastes cellules sédimentaires nichées entre des caps protecteurs (Bénat, Cavalaire, Lardier). Les baies de Cavalaire et de Pampelonne se distinguent par leurs importantes plages de sable (plus de 4 km chacune), particulièrement exposées aux houles d'est pour cette dernière.
- Le secteur du **golfe de Saint-Tropez à la pointe de Saint-Aygulf** illustre une transition géologique majeure. À l'ouest, le massif des Maures s'achève par des falaises basses (< 5 m) entrecoupées de vastes plages, jusqu'à la zone basse du golfe de Fréjus. Le fond du golfe de Saint-Tropez est façonné par l'embouchure artificialisée de la Giscle.
- Le **golfe de Fréjus** présente un littoral sableux plat dominé par le débouché fluvial de l'Argens et son cône alluvial, constituant un point bas stratégique vulnérable aux crues et aux submersions. À l'est, le paysage change radicalement avec le **massif de l'Esterel** : ses roches

volcaniques (porphyre rouge) forment un littoral découpé de hautes falaises, de criques et d'îlots. Ce relief accidenté, dont la rade d'Agay est un exemple marquant, offre des abris naturels mais limite les stocks de sable disponibles.

- Le **golfe de Lérins**, compris entre la pointe de l'Aiguille et le cap d'Antibes, s'articule autour des deux larges échancrures du golfe de la Napoule et du golfe Juan, séparées par la pointe de la Croisette. Adossé aux derniers reliefs de l'Esterel, le littoral alterne entre des côtes rocheuses et de longs cordons sédimentaires alimentés par les apports fluviaux de la Siagne et de l'Argentières. Au large, l'archipel des îles de Lérins (Sainte-Marguerite et Saint-Honorat) constitue une barrière naturelle majeure, atténuant l'énergie des vagues du large avant qu'elle n'atteigne le littoral cannois, tout en délimitant des bassins de navigation protégés.
- La **baie des Anges** constitue une unité de côte basse dominée par l'influence du delta du Var, qui alimente le secteur en sédiments. Elle se divise en deux ensembles : une zone occidentale (d'Antibes à Nice) constituée d'anciens marais assainis, et une zone orientale célèbre pour sa plage de galets de 4,5 km bordant la promenade des Anglais. Ce littoral, devenu le pôle urbain le plus dense de la Côte d'Azur, présente une vulnérabilité particulière en raison de l'étroitesse de ses plages et de la proximité immédiate d'infrastructures majeures (aéroport, voiries) face à l'énergie des vagues.
- Le littoral de la **Riviera** marque la rencontre brutale entre la chaîne des Alpes et la Méditerranée, créant un littoral escarpé. Le littoral est extrêmement découpé, laissant place à quelques plages de poche, souvent artificielles. À l'extrémité orientale, vers Menton, le relief s'adoucit légèrement : l'érosion des flyschs gréseux par les fleuves côtiers permet la formation de plages sédimentaires plus larges, bien que toujours contraintes par l'étroitesse de la bande côtière.

1.2 Géomorphologie de l'avant-côte

La géomorphologie sous-marine de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur se définit par une transition structurelle brutale entre les vastes plaines sédimentaires du golfe du Lion à l'ouest et l'immersion directe des reliefs alpins dans les profondeurs méditerranéennes à l'est. Cette dualité s'observe prioritairement au niveau du **plateau continental**, dont la largeur subit des variations extrêmes à l'échelle régionale. Si le secteur camarguais bénéficie d'une plateforme particulièrement étendue, s'étirant sur environ 90 km au large du delta du Rhône avant d'atteindre le rebord du talus vers 100 m de profondeur, le littoral oriental subit un pincement drastique. À l'est de Marseille, le plateau s'amincit pour ne mesurer qu'une quinzaine de kilomètres au droit des Calanques, avant d'atteindre des seuils de quasi-inexistence dans les Alpes-Maritimes. Dans la baie des Anges ou au centre du golfe de la Napoule, cette étroite bordure ne dépasse guère 500 mètres de large, à l'exception notable de la rade d'Hyères où l'isobathe des 100 mètres s'évase pour englober les îles d'Or.

Le talus continental, qui marque la rupture de pente vers les grands fonds, est intensément incisé par un réseau de canyons sous-marins profonds dont l'enracinement témoigne d'une histoire géologique complexe. Souvent héritées de l'érosion subaérienne lors de la crise de salinité messinienne ou résultant de glissements gravitaires quaternaires, ces vallées immergées plongent vers la plaine abyssale jusqu'à 3000 mètres de profondeur. Dans les secteurs central et occidental, les canyons de la Cassidaigne, du Planier et du cap Sicié tronquent la plateforme, rapprochant les abysses du trait de côte. Le canyon du Var, à l'est, constitue un système singulier par sa connexion directe avec l'embouchure du fleuve éponyme ; son thalweg est tapissé de dunes de galets géantes atteignant 8 mètres de hauteur, témoignant de l'énergie des courants de turbidité qui le parcourent.

Ces incisions bathymétriques exercent un contrôle majeur sur le bilan sédimentaire littoral en agissant comme des drains hydrodynamiques. Ils canalisent les sédiments fins et les charges de fond vers les zones profondes, les soustrayant définitivement au stock côtier disponible pour le maintien des plages³.

La morphodynamique de l'avant-côte repose par endroit sur la présence de **barres sédimentaires sous-marines**, structures d'accumulation sableuse organisées parallèlement au trait de côte. Ces formations constituent un filtre hydrodynamique essentiel dont la fonction primaire est de dissiper l'énergie des houles incidentes par le déclenchement du déferlement prématuré au large du rivage. En période de tempête, ces barres manifestent une dynamique de régulation par une migration vers le large, stockant temporairement le sédiment érodé de la plage émergée avant de transiter à nouveau

vers la côte durant les phases de récupération par beau temps. Ce réservoir sédimentaire mobile est toutefois conditionné par la disponibilité des stocks de sable et la déclivité des fonds, favorisant les profils dits « dissipatifs » au détriment des profils « réfléchissants ».

L'extension de ces systèmes de barres est maximale dans le secteur camarguais, entre la pointe de l'Espiguette et le Petit-Rhône, où deux barres pérennes peuvent généralement être observées, dont la plus interne présente souvent une morphologie festonnée. Le golfe de Beauduc se distingue par une complexité exceptionnelle, abritant jusqu'à six barres imbriquées, tandis que les secteurs du Grand-Rhône et du golfe de Fos présentent des systèmes doubles à triples, fluctuant selon les saisons. Dans le département du Var, ces structures sont plus fragmentées et confinées aux baies sédimentaires. Elles sont particulièrement documentées dans la rade d'Hyères — notamment aux Pesquiers et à la Capte — ainsi que dans la baie du Lavandou, à Saint-Aygulf et sur la plage de Pampelonne. La position de ces barres par rapport au trait de côte varie significativement selon la bathymétrie locale, s'étendant de 20 mètres du rivage à Hyères jusqu'à plus de 250 mètres à l'Aiguade, par des fonds avoisinant 4,5 mètres.

À l'inverse, ces dispositifs de défense naturelle sont absents des secteurs où le relief est abrupt et/ou le stock sédimentaire est déficitaire. Cette configuration concerne l'essentiel des massifs rocheux tels que les Calanques ou la Côte Bleue, mais affecte également certaines baies meubles dont le profil demeure purement réfléchissant, à l'instar de la baie de Giens (tombole Ouest de Giens) ou du secteur de Cavalaire-sur-Mer. Enfin, l'étroitesse extrême du plateau continental des Alpes-Maritimes, couplée à la proximité immédiate des têtes de canyons, limite drastiquement la pérennité de ces barres. Dans ce contexte azuréen, le matériel sédimentaire est fréquemment expulsé du système littoral vers la plaine abyssale lors des événements météo-marins intenses, empêchant la structuration de cordons sous-marins protecteurs.

L'équilibre morphosédimentaire de l'avant-côte en Région Provence Alpes Côte-d'Azur est indissociable de la **présence des herbiers à *Posidonia oceanica***, dont les fonctions physiques et biologiques constituent un rempart naturel contre l'érosion. Cette espèce endémique structure les fonds meubles en formant des mattes, une construction biogène issue de l'entrelacement des racines et des rhizomes avec les sédiments piégés. Pouvant atteindre une épaisseur de huit mètres, cette matte assure une stabilisation pérenne du substrat sous-marin, offrant une résistance mécanique élevée face à l'arrachement par les courants de fond, même lors d'épisodes de forte agitation.

Au-delà de la fixation du fond, l'herbier agit comme une barrière végétale provoquant une atténuation significative de l'énergie des vagues incidentes. Par un effet de frottement sur la canopée foliaire, la strate de posidonies amortit la force du déferlement avant que celle-ci n'impacte le rivage. Ce ralentissement hydrodynamique crée une zone de calme relatif favorisant la décantation des sédiments en suspension et le piégeage des sédiments fins. Ce mécanisme de stockage sur les petits fonds permet de maintenir d'importants volumes de sable dans le système littoral, évitant leur exportation irréversible vers la plaine abyssale par les courants de retour de tempête.

Le rôle protecteur de la posidonie s'étend jusqu'au domaine émergé à travers la formation saisonnière de « banquettes » de feuilles mortes. Lors des tempêtes automnales et hivernales, ces résidus végétaux s'accumulent sur le haut de plage, formant des structures massives dont l'épaisseur peut excéder deux mètres. Ces banquettes agissent comme un bouclier physique capable d'absorber l'énergie cinétique des vagues en fin de course, limitant ainsi le lessivage direct du cordon dunaire ou de la plage sableuse.

À l'inverse, toute dégradation anthropique de ces écosystèmes, qu'elle soit due aux ancrages, aux aménagements ou à la pollution, induit une accélération des courants locaux et une vulnérabilité accrue du trait de côte face à l'agressivité des houles, accélérant mécaniquement les processus d'érosion côtière.

En conclusion, la morphologie de l'avant-côte — définie par la largeur du plateau continental, l'incision des canyons sous-marins et la structuration des barres sableuses — constitue le déterminant majeur de la résilience des plages face aux épisodes de tempêtes. Ces paramètres régissent non seulement le volume sédimentaire disponible, mais orchestrent également le couplage dynamique entre les petits fonds et l'évolution spatiale du trait de côte. Cette interdépendance entre morphologie sous-marine et stabilité du trait de côte souligne l'importance d'une approche systémique pour évaluer la vulnérabilité des plages aux forçages météo-marins.

1.3 Les facteurs influençant la dynamique sédimentaire des plages

La stabilité morphologique des plages de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur résulte d'interactions complexes entre forçages naturels, configurations géomorphologiques et pressions anthropiques. La compréhension de la pérennité des plages repose sur l'analyse du bilan sédimentaire, un équilibre précaire entre les apports (sources), les pertes (puits) et la capacité de mobilité des matériaux au sein des cellules hydrosédimentaires.

1.3.1 Forçages hydrodynamiques et météo-marins

Le moteur principal de la dynamique sédimentaire réside dans l'énergie dissipée par les vagues, qui génèrent deux composantes de transport distinctes par leur direction et leur temporalité :

- Le transport longitudinal (dérive littorale) :

Ce processus s'inscrit dans le long terme. Il assure la redistribution continue des apports fluviaux le long du littoral et façonne la géométrie générale des cellules à l'échelle saisonnière ou annuelle. En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, la dérive dominante est orientée d'est en ouest, mais elle présente une forte variabilité locale sous l'influence du Mistral.

- Le transport transversal (cross-shore) :

Contrairement à la dérive, ce transfert est événementiel et quasi instantané. C'est le moteur principal de la réponse des plages lors des tempêtes. Deux phases se distinguent :

- Phase érosive (quelques heures) : sous l'effet des vagues de forte cambrure et de la surcote, les courants de retour (undertow) et d'arrachement (rip currents) deviennent prédominants. Le profil de plage passe d'un état "de beau temps" à un état "de tempête". Le sable est transféré quasi instantanément du haut de plage vers le bas de la plage et l'avant-côte pour engraisser les barres sous-marines le cas échéant. Ce mécanisme est une forme d'auto-défense du littoral : en créant un stock de sable sur les petits fonds, les vagues sont forcées à déferler plus au large du rivage.
- Phase de reconstruction (quelques semaines à quelques mois) : le retour du sable vers la plage est un processus beaucoup plus lent. Il nécessite des houles longues et régulières de faible énergie qui repoussent progressivement les stocks des petits fonds ou des barres vers la plage émergée.

Cette asymétrie temporelle est fondamentale pour la gestion : alors qu'une plage peut perdre plusieurs mètres de largeur en une seule journée (transport cross-shore), elle mettra plusieurs mois à récupérer ce volume, à condition que la dérive littorale n'ait pas exporté ces sédiments hors de la zone entre-temps.

Le niveau marin conditionne la localisation altimétrique des processus d'érosion et de dépôt sur le profil de plage. En Méditerranée, du fait d'un marnage réduit, les variations du plan d'eau liées aux composantes météorologiques (surcotes) et saisonnières déplacent les zones de déferlement.

Un niveau marin élevé, caractéristique des épisodes de tempête, réduit l'efficacité du filtre bathymétrique constitué par les petits fonds et les barres d'avant-côte. En augmentant la tranche d'eau au-dessus de ces structures sédimentaires, la surcote permet à des vagues plus énergétiques d'atteindre la plage. L'énergie résiduelle est alors dissipée directement sur le haut de plage ou le pied de dune, déplaçant le point de départ du transport transversal (cross-shore) vers des secteurs du profil normalement hors d'atteinte. Ce mécanisme accélère l'arrachement des sédiments du stock dunaire ou du haut de plage sans forcément provoquer un recul brutal du trait de côte.

1.3.2 Contrôle géomorphologique et stock sédimentaire

La réponse d'un littoral aux forçages hydrodynamiques est intrinsèquement conditionnée par sa morphologie héritée. En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, le disponible sédimentaire est majoritairement constitué d'un « stock fossile », hérité des cycles transgressifs post-glaciaires. Aujourd'hui, la raréfaction de ce stock induit une érosion chronique : le système ne dispose plus, à de nombreux endroits, les réserves nécessaires à son auto-ajustement après des épisodes paroxystiques.

La pérennité des cordons littoraux repose sur une alimentation sédimentaire dont les sources sont principalement continentales :

- Les apports fluviaux : le Rhône et les fleuves côtiers (Var, Argens, Gapeau) constituent les principaux contributeurs sédimentaires. Cependant, ces flux ont connu une chute drastique au cours du XX^e siècle, sous l'effet conjugué des aménagements hydrauliques (barrages, endiguements) et des extractions de granulats en lit mineur. Cette rupture de la continuité sédimentaire pénalise surtout la fraction sableuse, pourtant vitale pour le maintien des plages, tandis que les sédiments fins sont exportés vers le large.
- Les apports biogènes et l'érosion des falaises : la production carbonatée (débris coquilliers) et le recul des parois rocheuses complètent localement le bilan. Toutefois, ces apports restent marginaux et ne suffisent pas à compenser le déficit sédimentaire d'origine fluviale.

Dans ce contexte de pénurie, les barres d'avant-côte assurent une fonction de protection primordiale en dissipant l'énergie des houles par déferlement prématuré. Enfin, la configuration géologique régionale impose un fort contrôle structural : les caps et falaises isolent fréquemment les plages au sein de « systèmes fermés » (plages de poche). Dans ces unités, les mouvements sédimentaires sont contraints et les échanges avec les cellules hydrosédimentaires adjacentes sont quasi inexistantes.

1.3.3 Anthropisation et résilience

L'intervention humaine a profondément altéré ces dynamiques. L'urbanisation fige le trait de côte, empêchant le recul naturel des dunes et des hauts de plage et privant le système de sa résilience. Les ouvrages portuaires et côtiers (digues, épis) compartimentent le littoral : s'ils permettent un engraissement localisé, ils provoquent une érosion pouvant être sévère en aval-dérive en bloquant le transit sédimentaire. Pour pallier ce déficit, le recours aux rechargements artificiels est devenu fréquent, bien qu'il ne constitue qu'une solution transitoire face à la puissance des processus d'érosion.

2 LES TEMPÊTES ET COUPS DE MER EN REGION PROVENCE ALPES COTE-D'AZUR

2.1 Définition des termes

Bien que souvent utilisés comme synonymes dans le langage courant, les termes « tempête » et « coup de mer » renvoient à des échelles et des processus physiques distincts de la région :

- La tempête (approche météorologique) :
Une tempête est un phénomène atmosphérique à grande échelle, défini principalement par la force du vent. Selon l'échelle de Beaufort, le seuil de « tempête » est atteint à la force 10, correspondant à des vents moyens de 89 à 102 km/h. La tempête constitue le moteur du système : une perturbation atmosphérique (dépression) générant des vents violents, des précipitations et une surcote barométrique sur une vaste zone.
- Le coup de mer (approche morphodynamique) :
Le coup de mer est un terme plus descriptif qui se concentre sur la conséquence de la tempête en mer. Il désigne une dégradation rapide et violente de l'état de la mer, caractérisée par des vagues énergétiques impactant le trait de côte. Un coup de mer peut résulter d'une tempête locale, mais aussi d'une houle générée par une dépression lointaine. Cela explique qu'un événement majeur puisse survenir sur le littoral malgré un vent local faible. Ses impacts sont spécifiquement côtiers : érosion, submersion et sollicitation des structures anthropiques.

Les **perturbations extratropicales** constituent la source principale des coups de mer hivernaux en Méditerranée. Leur genèse repose sur la baroclinicité, c'est-à-dire le conflit thermique entre des masses d'air polaires et tropicales le long du front polaire. Elles présentent un cœur thermique froid en altitude et une organisation asymétrique structurée en fronts (chaud, froid, occlus).

Une part importante de ces systèmes trouve son origine dans l'Atlantique Nord. Ces systèmes dépressionnaires, associés au courant-jet (jet stream), traversent l'Europe ou contournent la péninsule ibérique avant de pénétrer dans le bassin méditerranéen. Lorsqu'une dépression atlantique franchit les reliefs (Pyrénées ou Massif central), elle subit souvent une cyclogenèse secondaire : l'interaction entre l'air froid océanique et les eaux plus chaudes de la Méditerranée, couplée aux effets orographiques des Alpes, peut régénérer le système ou créer de nouvelles dépressions locales (comme les dépressions dans le golfe de Gênes). Ce transfert d'énergie explique pourquoi les tempêtes en provenance d'Atlantique Nord, nommées par les services météorologiques européens, conservent leur dénomination lorsqu'elles basculent dans le bassin méditerranéen, y générant des coups de mer importants alors même que leur structure initiale s'est modifiée au-dessus des terres.

Il convient également de distinguer le Médicane (Mediterranean Tropical-Like Cyclone), système de méso-échelle (diamètre de quelques centaines de kilomètres) résultant d'une transition tropicale. À l'inverse des dépressions extratropicales, il développe un cœur thermique chaud et une symétrie circulaire organisée autour d'un œil central, sans système frontal associé. Son moteur énergétique est l'extraction de chaleur sensible et latente de la surface marine (mécanisme WISHE). Bien que plus localisé, le Médicane se caractérise par une chute barométrique brutale et une concentration de l'énergie éolienne. Il engendre des surcotes soudaines et des vagues courtes mais extrêmement cambrées, provoquant des érosions localisées importantes et des submersions marines par franchissement, souvent aggravées par des précipitations intenses saturant les zones basses côtières.

2.2 Typologie des coups de mer en Provence Alpes Côte-d'Azur

La réponse morphodynamique du littoral de la région est intrinsèquement liée à l'orientation des flux atmosphériques. La direction du vent détermine le fetch (distance de génération sur laquelle le vent souffle sans obstacle), lequel conditionne à son tour le développement de l'état de la mer et l'ampleur de la surcote. En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, quatre typologies de coups de mer, chacune issue d'une configuration éolienne spécifique, peuvent être distinguées.

2.2.1 Les épisodes de secteur Est (Levant)

Les épisodes de Levant sont les phénomènes les plus courants pour le littoral de l'Est Varois et des Alpes-Maritimes. Ils se forment généralement lors d'une configuration météorologique précise : la rencontre entre un système de hautes pressions stationnaire sur le nord de l'Europe (Scandinavie, Sibérie) ou les Balkans et une dépression active traversant la péninsule Ibérique ou stationnée sur les Baléares.

D'un point de vue dynamique, le flux d'air prend naissance en mer Tyrrhénienne, entre l'Italie et la Corse, puis s'accélère en s'engouffrant dans le bras de mer séparant la Corse de la Côte d'Azur. Le vent s'établit alors sur une trajectoire Est-Ouest, soufflant parallèlement au trait de côte. Ce flux subit souvent un renforcement orographique majeur lié à la proximité immédiate des massifs alpins qui bordent le littoral.

Ces épisodes se caractérisent par des directions de provenance au pic situées autour de 90° (secteur Est géographique). Ils génèrent des états de mer avec des hauteurs significatives pouvant dépasser les 4 mètres.

- **Evénement du 6 février 2023**

L'épisode a été généré par une configuration dite de "blocage" :

- Mécanisme : un anticyclone puissant stationnait sur les îles Britanniques, tandis qu'une dépression se creusait entre la Corse et l'Italie.
- Intensité : le gradient de pression a propulsé un flux d'Est à Nord-Est (le Levant) très soutenu. Sur le littoral des Alpes-Maritimes et du Var, les vents moyens étaient forts (jusqu'à 72 km/h en moyenne à Toulon), mais c'est surtout le fetch (la distance de mer balayée depuis les côtes italiennes) qui a joué un rôle moteur.
- Etat de mer : il a généré des vagues d'une grande énergie cinétique pour la direction. Des hauteurs significatives (Hs) de 3 à 4 mètres ont été enregistrées. Les vagues maximales (Hmax) ont approché les 6 à 7 mètres sur les secteurs les plus exposés. La période des vagues a atteint les 8 secondes.

Lien vers la BD Tempête :

- <https://fichetempete.brgm.fr/pages/tempete.jsf?tid=20081268>

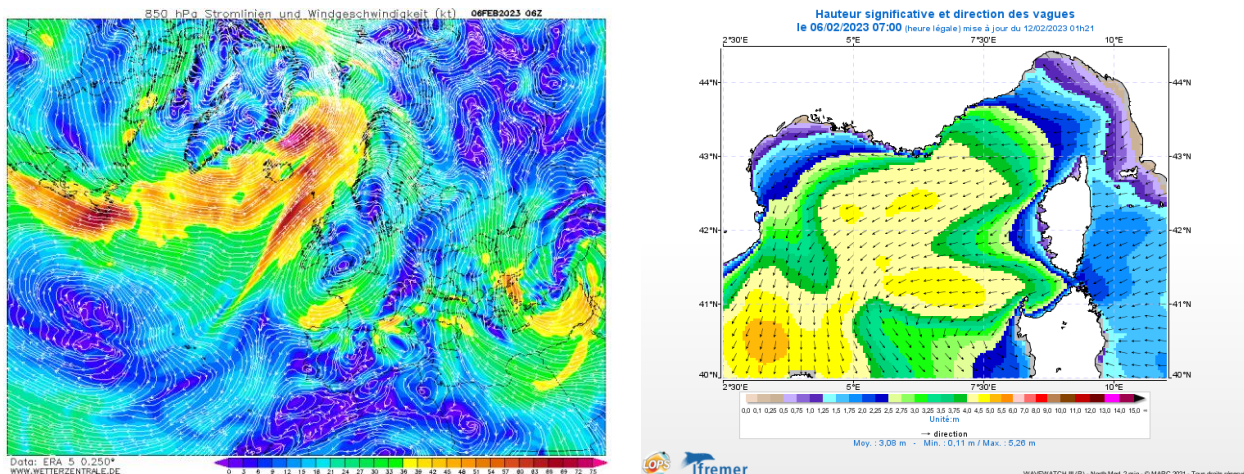


Figure 1 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite)

2.2.2 Les épisodes de Sud à Sud-Est (Sirocco et Marin)

Ces phénomènes météorologiques se traduisent par un puissant forçage éolien dirigé principalement vers le littoral occidental de la région, affectant en priorité la Camargue et la zone ouest du département du Var. Cette configuration résulte généralement du couplage entre un système dépressionnaire stationné sur l'Atlantique ou le golfe de Gascogne et un anticyclone positionné sur l'Europe centrale. Ces épisodes sont caractérisés par des vagues hautes, mais présentant des périodes courtes et un aspect désordonné.

À l'automne, ces flux de Sud à Sud-Est transportent des masses d'air chaud et humide qui, en venant buter sur les reliefs littoraux comme les Maures, l'Esterel ou les Cévennes, provoquent d'intenses précipitations. Bien que la vitesse du vent puisse parfois être modérée, le risque est considérablement aggravé par le phénomène de « bouchon marin ». Cette interaction critique génère des inondations par reflux des eaux fluviales, menaçant directement les plaines alluviales et les zones urbanisées situées en arrière-plage.

• Événement du 23 octobre 2019

L'épisode est caractéristique d'épisode méditerranéen de grande ampleur doublé d'un violent coup de mer.

- Mécanisme : une dépression s'est centrée sur le Golfe du Lion, générant un flux de Sud à Sud-Est (le Marin) extrêmement puissant et chargé d'humidité.
- Intensité : les vents ont soufflé en tempête, avec des rafales atteignant 100 à 110 km/h sur le littoral varois et les îles d'Hyères.
- Particularité : ce vent a "poussé" des masses d'air humide qui ont provoqué des précipitations diluviennes sur le Var.
- Etat de mer : une mer forte à très forte s'est levée avec des hauteurs significatives (Hs) de 3 à 4 mètres et de période 8 secondes, et des vagues maximales (Hmax) dépassant les 6 mètres au large du Planier et de l'Espiguette.

Lien vers la BD Tempête :

- <https://fichetempete.brgm.fr/pages/tempete.jsf?tid=20081288>

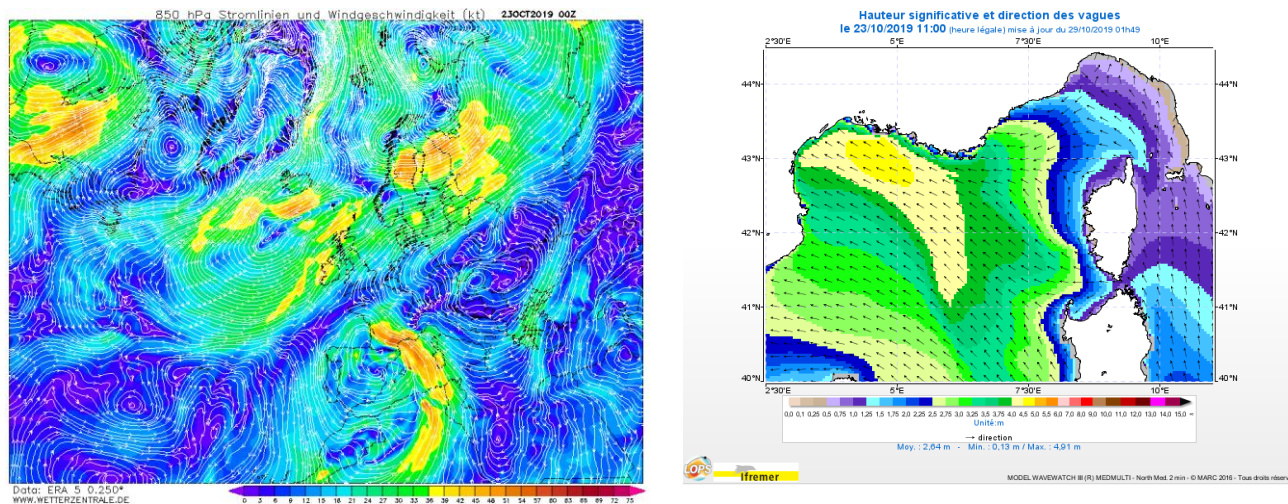


Figure 2 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite)

2.2.3 Les épisodes de secteur Sud/Sud-Ouest (Le Libeccio)

Le Libeccio est un vent de secteur Sud-Ouest (225°) généré par des dépressions atlantiques ou méditerranéennes. Bien que le fetch soit limité par la péninsule ibérique, les rafales peuvent être extrêmement violentes. En Camargue, il attaque les plages de manière frontale, déstabilisant les cordons dunaires et les ouvrages de protection. Par réfraction, son énergie peut atteindre des secteurs normalement abrités du Var et des Alpes-Maritimes.

- **Événement du 20 au 22 décembre 2019 (associé à la tempête Fabien)**

L'épisode est marqué par une circulation atmosphérique très dynamique de secteur Sud-Ouest à Ouest.

- Mécanisme : le passage de la tempête Fabien sur le Nord de la France a généré un gradient de pression extrêmement resserré sur le bassin méditerranéen.
- Intensité : les vents de secteur Sud-Ouest (Libeccio) ont soufflé avec une violence rare. La Figure 3 met en évidence un puissant courant-jet de secteur Sud-Ouest (zones rouge et fuchsia) s'étirant de l'Atlantique jusqu'au Golfe de Gênes. Les vitesses de vent à ce niveau atteignent 60 à 75 nœuds (soit environ 110 à 140 km/h), traduisant un transfert d'énergie massif vers la surface marine.
- Particularité : cet événement est survenu sur des sols déjà saturés par les pluies exceptionnelles des semaines précédentes (novembre 2019), aggravant le ruissellement vers la mer.
- Etat de mer : le forçage éolien de Sud-Ouest a levé une mer de vent puissante. Les bouées de mesure (notamment celle de Monaco et de Porquerolles) ont enregistré des hauteurs significatives comprises entre 4 et 5 mètres et des périodes entre 9 et 10 secondes, avec des vagues maximales (Hmax) dépassant les 8 mètres.

Lien vers la BD Tempête :

- <https://fichetempete.brgm.fr/pages/tempete.jsf?tid=20081290>

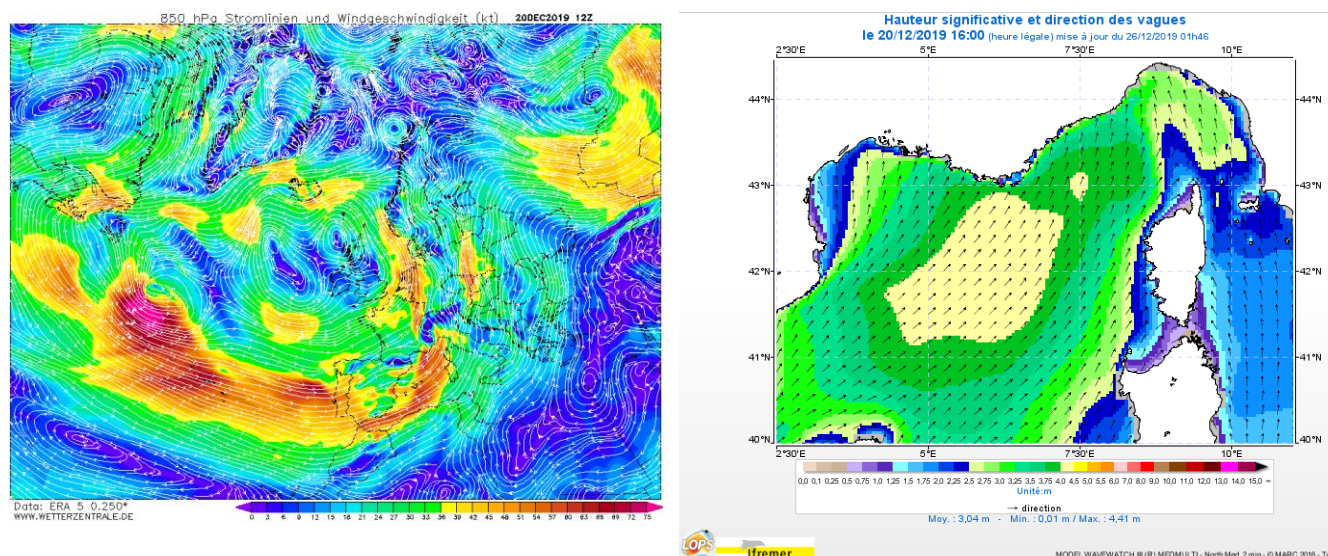


Figure 3 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite)

2.2.4 Les épisodes de secteur Ouest à Nord-Ouest (Mistral et Tramontane)

En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, le Mistral et la Tramontane constituent les régimes de vents les plus récurrents sur le littoral, bien qu'ils soient techniquement qualifiés de « vents de terre » pour la majeure partie du littoral provençal.

Ces vents sont déclenchés par des invasions d'air polaire ou arctique froid et sec sur l'Europe méridionale. Ce flux s'établit entre deux centres d'action majeurs :

- Un anticyclone s'étendant de l'Espagne vers le sud-ouest de la France, notamment sur le golfe de Gascogne.
- Une dépression située sur l'Italie du Nord, dans les parages du golfe de Gênes ou de la mer Adriatique.

Le Mistral, en particulier, s'accélère dans les basses couches de l'atmosphère par un effet de couloir dans la vallée du Rhône avant d'envahir le littoral. Ces vents sont extrêmement violents, pouvant atteindre 130 km/h en rafales. Contrairement aux vents marins qui poussent l'eau vers la côte, ces vents de terre exercent une friction à la surface de la mer qui chasse la masse d'eau vers le large. Ce phénomène provoque une décote marine, c'est-à-dire un abaissement exceptionnel du niveau de la mer, pouvant être morphogène pour les bas de plage.

● Événement du 5 janvier 2014

L'épisode est un cas remarquable où les vents de terre habituels (Mistral/Tramontane) basculent au secteur Ouest, devenant des vents de mer destructeurs pour le Var.

- Mécanisme : une profonde dépression centrée au large des îles Britanniques associée à une compression des isobares sur le Golfe du Lion a généré un flux d'Ouest.
- Etat de mer : le forçage éolien de Nord-Ouest a levé une mer de vent cambrée et puissante, qui a atteint le Var plein Ouest. Les bouées de mesure (notamment celle Porquerolles) ont enregistré des hauteurs significatives comprises entre 4 et 5 mètres et des périodes de 8 secondes, avec des vagues maximales (Hmax) dépassant les 7 mètres.
- Particularité géographique : Contrairement aux flux de Sud-Est, cet épisode a laissé le littoral des Alpes-Maritimes (Nice/Monaco) avec un plan d'eau relativement calme près du bord (effet d'abri de l'Estérel), tandis que le Var subissait une attaque frontale majeure pour sa côte exposée à l'Ouest (Six-Fours, Tombolo de Giens).

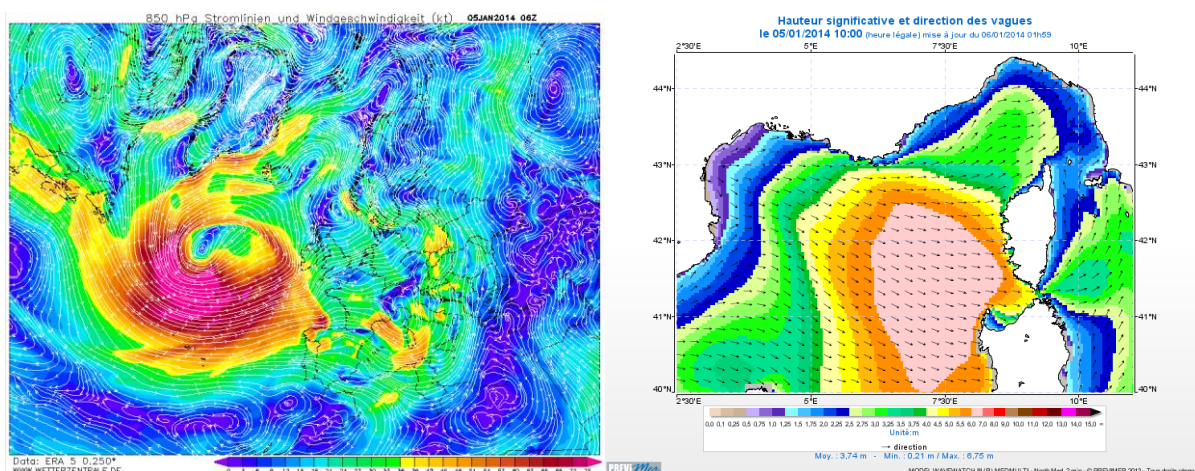


Figure 4 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite)

2.3 Analyse des coups de mer aux houlographes

Chaque année le Cerema publie l'analyse des états de mer aux bouées houlographiques. Dans ce rapport, une liste des événements les plus forts est réalisée en considérant une dizaine d'événements par an⁴.

La Figure 5 présente les roses des houles pour les événements de tempête retenus sur quatre houlographes du réseau Candhis, répartis d'ouest en est : l'Espiguette, Le Planier, Porquerolles et Monaco. Ces graphiques croisent la hauteur significative (H_s , axe radial), la direction de provenance (axe angulaire) et la période de pic T_p , code couleur.

L'analyse de ces quatre stations corroborent les analyses ci-dessus et met en évidence une forte hétérogénéité spatiale des régimes de coups de mer le long du littoral, ainsi qu'une corrélation marquée entre la direction des houles et leur période.

- **Espiguette (Golfe du Lion)**

Située le plus à l'ouest, la station de l'Espiguette présente un régime dominé par des houles de secteur Sud-Est (135°) à Sud (180°). Ces événements, caractéristiques des coups de vent marins, génèrent des hauteurs significatives pouvant atteindre 3,5 à 4,5 mètres. Les périodes de pic associées sont modérées, majoritairement comprises entre 6 et 9 secondes, ce qui témoigne de mers de vent formées sur un fetch (distance de formation) relativement limité.

- **Le Planier (Rade de Marseille)**

Le Planier marque une zone de transition avec un régime de tempête clairement bimodal. D'une part, des événements de secteur Sud-Est (~135°) se distinguent avec des périodes longues (principalement 7 à 9 secondes pouvant atteindre 11s). D'autre part, un fort contingent de houles provient du secteur Ouest/Sud-Ouest (225° - 270°). Ces événements, liés aux vents d'ouest ou de mistral au large, génèrent des hauteurs importantes (jusqu'à 4,5 m) et sont associés à des périodes de pic également longues (8 à 10 secondes). Ces vagues sont typiques de vagues plus matures ayant traversé une plus grande partie de la Méditerranée.

- **Porquerolles (Var)**

Plus à l'est, la station de Porquerolles est très fortement exposée aux tempêtes de secteur Ouest à Sud-Ouest (225° - 270°), qui constituent la quasi-totalité des événements majeurs retenus. Les hauteurs de vagues y sont parmi les plus fortes enregistrées (près de 5 m). C'est également sur cette station que l'on observe les plus longues périodes de pic, très majoritairement supérieures à 8 secondes, et atteignant régulièrement 10 à 12 secondes (points violets et roses) lors des épisodes les plus énergétiques.

- **Monaco (Côte d'Azur)**

À l'extrémité est, l'houllographe de Monaco retrouve une distribution bimodale, mais avec des caractéristiques différentes : les fortes vagues de Sud-Ouest (~225°) y demeurent présentes. Bien qu'ayant perdu un peu en hauteur (Hs plafonnant autour de 3 à 3,5 m) par rapport au Var, elles conservent des périodes très longues (8 à 12 secondes). Un groupe dense d'événements de secteur Est/Sud-Est (90° - 135°) est également visible. Ces derniers présentent des périodes très courtes (5 à 8 secondes maximum), traduisant une forte influence des coups de vent locaux d'est.

Synthèse : De manière globale, cette analyse démontre une dichotomie claire sur la façade méditerranéenne : les tempêtes de secteur Ouest/Sud-Ouest sont systématiquement associées aux plus grandes périodes de pic ($T_p > 8s$), indiquant de fortes houles d'éloignement. À l'inverse, les tempêtes de secteur Est/Sud-Est sont caractérisées par des périodes plus courtes ($T_p < 8s$), caractéristiques de mers de vent locales. L'exposition à ces deux régimes varie fortement selon la configuration géomorphologique (orientation du trait de côte) de chaque station.



Figure 5 : Rose des houles des événements de coups de mer pour les 4 houlographes Candhis (Porquerolles, Monaco, Espiguette, Le Planier)

3 LES FACTEURS D'INFLUENCE DE LA REPONSE MORPHOLOGIQUE DES PLAGES

La sévérité de l'impact d'un coup de mer sur le littoral ne dépend pas uniquement de sa force intrinsèque. Plusieurs facteurs environnementaux et temporels conditionnent la capacité de résilience ou la vulnérabilité d'une plage.

3.1 Facteurs hydrodynamiques et temporels

La réponse d'une plage n'est pas proportionnelle à la seule hauteur des vagues ; elle dépend d'une combinaison de paramètres physiques et de la chronologie des événements.

La morphologie de la plage réagit différemment selon le type d'énergie reçue, qui se discrimine par la **période des vagues**, à hauteur équivalente :

- Vagues courtes (clapot local) : générées par des vents au fetch limité, ces vagues sont cambrées et hachées. Elles provoquent une agitation de surface mais transportent peu de sédiments en profondeur.
- Vagues longues (vagues de Sud-Ouest et Sud-Est par exemple) : caractéristiques des coups de mer méditerranéennes majeures, ces vagues peuvent posséder une période élevée ($T_p > 10s$). Elles pénètrent plus profondément dans la colonne d'eau et sur le sédiment, provoquant un recul durable du trait de côte par un transport massif vers le large.

Les mouvements sédimentaires, notamment cross-shore, lors des coups de mer vont être également très dépendants du **niveau du plan d'eau** pendant le paroxysme des vagues.

- Si le niveau de la mer est haut pendant le coup de mer, les pertes de sédiments se feront en haut de plage avec des engraisements possibles en bas de plage. Les mouvements sédimentaires peuvent être également affaiblis par la perte d'énergie des vagues opérée par le franchissement par-dessus un haut de plage anthropisé (perré), mais accentué si le haut de plage réfléchit fortement l'énergie des vagues ;
- Si le niveau de la mer est bas pendant le coup de mer les mouvements de sédiments vont se faire au niveau de la ligne d'eau au repos et les sédiments partent vers les petits fonds ou le large. Dans ce cas l'impact du coup de mer en termes de recul du trait de côte est fortement visible après le retour au calme.

La **durée d'un coup de mer** conditionne également le volume total de sédiments mobilisés et la capacité de la plage à atteindre un nouvel état d'équilibre (profil de tempête).

- L'énergie cumulée : plus le coup de mer dure, plus le travail érosif sur le haut de plage est important. En Méditerranée, un coup de mer classique dure généralement entre 6 et 12 heures. Cependant, certains épisodes de Sud-Est peuvent stagner pendant plus de 24 à 48 heures.
- Le dépassement des seuils de résilience : lors d'un événement long, la zone de déferlement finit par saturer. Les barres sableuses sous-marines, qui servent normalement de bouclier, peuvent être "rabotées" ou déplacées trop loin vers le large, laissant le trait de côte sans protection face aux dernières vagues de l'épisode.

Il est important de distinguer le recul visuel du trait de côte et l'impact réel sur le stock de sable.

- La réponse transitoire : après une tempête, la position du trait de côte peut reculer de plusieurs mètres. Pourtant, dans de nombreux cas en Région Provence Alpes Côte-d'Azur, le sable n'est pas "perdu" mais simplement déplacé quelques mètres sous l'eau pour former une barre de déferlement.
- Récupération post-tempête : sur des sites comme Fréjus ou Hyères, si les conditions de calme reviennent, la houle estivale "pousse" naturellement ce sable vers la plage. L'impact réel sur le long terme ne doit donc pas se mesurer au lendemain du coup de mer, mais par l'analyse du bilan volumétrique global (fond/plage).

La vulnérabilité d'une plage est souvent le résultat d'une **fatigue sédimentaire**.

- Le train de coups de mer : si un second coup de mer survient avant que la plage n'ait terminé sa phase de récupération (reconstruction du stock de haut de plage), l'impact est multiplié. La plage n'a plus son "bouclier" de sable naturel.
- Exemple : l'hiver 2013-2014 a illustré ce phénomène sur la côte Atlantique. La répétition de coups de mer rapprochés a empêché toute résilience naturelle, menant à des ruptures de cordons dunaires qui auraient résisté à une tempête isolée de même intensité.

3.2 Facteurs morphodynamiques

Il existe un ajustement mutuel entre la topographie de la plage et les processus hydrodynamiques. La réponse d'un site dépend de sa "signature" géométrique et de la nature de ses matériaux.

- **La typologie hydrodynamique (Modèle de Wright & Short)**

Le comportement d'une plage face à l'énergie des vagues permet de classer les littoraux de la région selon trois états types :

- Les systèmes réfléchissants (pente raide)

Caractérisés par une bathymétrie abrupte, ces systèmes ne permettent pas aux vagues de déferler progressivement. Les vagues frappent directement le haut de plage. L'énergie est renvoyée vers le large (réflexion), provoquant des pressions hydrodynamiques importantes sur les structures.

Exemples de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : le secteur de la Bocca ou les plages du Midi à Cannes. La proximité des fonds importants par rapport au trait de côte rend les infrastructures (promenades, restaurants) très vulnérables aux chocs mécaniques des vagues.

- Les systèmes dissipatifs (pente douce) :

La pente des petits fonds est très faible, ce qui force les vagues à déferler loin du rivage. L'énergie se dissipe par friction sur le fond sur une large "zone de surf". Ces plages sont moins sensibles au recul brutal, mais potentiellement plus exposées à la submersion.

Exemples de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : les plages du golfe de Beauduc en Camargue. La résilience vient de la largeur de la zone de déferlement qui agit comme un amortisseur.

- Les systèmes intermédiaires (complexes à barres) :

C'est la typologie la plus complexe à anticiper. La plage possède des barres sableuses immergées dont la configuration évolue rapidement selon l'énergie de la houle. Ces structures créent des zones de déferlement localisées, mais génèrent également des courants de retour puissants (courants d'arrachement) au niveau des chenaux.

Exemple de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : la plage de Pampelonne (Ramatuella). La migration saisonnière et la morphologie fluctuante des barres sous-marines dictent la vulnérabilité du site. En période de tempête d'Est et Sud-Est, les zones où les chenaux sont les plus profonds (absence de barre protectrice) deviennent des points de fragilité critique, où l'énergie des vagues attaque directement le cordon dunaire, provoquant des érosions localisées en "croissants" (festons érosifs).

- **L'influence de la nature du sédiment (Granulométrie)**

La taille des sédiments (sable fin, graviers ou galets) dicte la perméabilité du profil et sa capacité à dissiper l'énergie du déferlement.

- Plages de galets (ex : Baie des Anges, Nice) :

Leur forte porosité favorise l'infiltration rapide du jet de rive, ce qui limite la puissance du courant de retour et favorise l'accumulation de sédiments en haut de plage sous forme de bermes. Lors d'un coup de mer, le profil s'ajuste verticalement avec une grande brutalité mais le trait de côte recule peu

horizontalement. L'énergie des déferlements plongeants peut générer des projections de galets (franchissements solides) par-delà la crête de plage. Ces projectiles menacent directement l'intégrité des infrastructures urbaines et la sécurité des fronts de mer.

- Plages de sable (ex : Fréjus, Golfe de Saint-Tropez) :

Le sable fin, caractérisé par une grande mobilité, est rapidement mobilisé par les vagues pour alimenter un "stock de secours" sous-marin. Ce transfert sédimentaire vers les barres pré-littorales permet d'abaisser la pente de la plage et de forcer le déferlement des vagues plus au large. Toutefois, si le sédiment est trop fin ou l'événement trop long, le sable peut être exporté au-delà de la zone de fermeture (vers les grands fonds), rendant la récupération naturelle du profil post-tempête difficile, voire impossible.

- **L'influence de la bathymétrie et de l'exposition**

La configuration des fonds marins à l'approche du rivage dicte la concentration de l'énergie :

- La réfraction : les fonds irréguliers réorientent la houle. Une plage apparemment protégée par un cap peut subir une attaque sévère si les fonds sous-marins focalisent l'énergie vers un point précis (phénomène de convergence).
- Le gradient de pente : une bathymétrie qui se creuse brutalement (cas des littoraux rocheux des Maures ou de l'Estérel) limite la formation de barres protectrices, exposant directement le pied de falaise ou les ouvrages anthropisés à l'érosion.

3.3 Facteurs biologiques

La résilience des plages de la région repose en grande partie sur des écosystèmes spécifiques qui agissent comme des amortisseurs de houle et des réservoirs de sédiments.

- **L'herbier de Posidonie vivant (atténuation de la houle)**

La présence de l'herbier de *Posidonia oceanica* dans l'étage infralittoral (petits fonds) modifie l'hydrodynamisme à l'approche de la côte.

- Le feuillage dense de l'herbier crée un frottement qui absorbe une partie de l'énergie orbitale des vagues avant qu'elles n'atteignent le rivage.
- Les racines et rhizomes entrelacés forment une structure solide (la matre) qui fixe le sable et empêche son exportation vers les grands fonds lors des courants de retour de tempête.

- **Les banquettes de Posidonie**

Il est essentiel de distinguer l'herbier vivant de ses résidus morts qui s'échouent sur le sable.

- Protection physique : durant l'automne et l'hiver, les feuilles mortes s'accumulent pour former des structures compactes appelées banquettes. Elles agissent comme un véritable "perré naturel" capable d'absorber l'impact direct des déferlements et de limiter l'érosion du sable situé dessous.
- Le risque du nettoyage : le retrait anthropique de ces banquettes (pour des raisons esthétiques ou touristiques) expose directement le haut de plage à l'agression marine, transformant souvent un site stable en un site en érosion.

- **La végétation dunaire (fixation et régénération)**

Le cordon dunaire n'est pas qu'un simple tas de sable ; c'est un organisme vivant stabilisé par une végétation pionnière (Oyat, Panicaut, Chiendent des sables).

- Amortissement et piégeage : en période de coups de mer, la végétation ralentit les projections d'eau et de sable. Les racines (système racinaire profond et dense) créent une armature qui limite l'effondrement de la dune.
- Régénération : selon les vents, c'est la végétation qui capture le sable transporté par le vent pour reconstruire la dune. Un cordon dunaire dont la végétation est piétinée perd toute capacité de reconstruction naturelle.

3.4 Facteurs anthropiques

L'aménagement du littoral et les stratégies de gestion sédimentaire interfèrent directement avec les processus naturels, modifiant la capacité de résilience des plages face aux tempêtes.

- **Présence d'ouvrages de haut de plage et effet de réflexion**

Les structures rigides (murs de soutènement, perrés) modifient radicalement le bilan énergétique lors du déferlement.

- L'affouillement au pied d'ouvrage : contrairement à une dune qui absorbe l'énergie, un mur réfléchit les vagues. Cette réflexion crée une turbulence accrue qui "creuse" le sable au pied de la structure (affouillement), abaissant brutalement le profil de la plage.
- Obstacle à la régénération : ces ouvrages bloquent le transfert naturel des sédiments vers l'arrière-plage. Après le coup de mer, la plage ne peut plus puiser dans ses réserves pour se reconstruire, entraînant un déficit sédimentaire chronique.

Exemple de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : ce phénomène est particulièrement visible sur la Promenade de la Croisette à Cannes ou certains secteurs de La Ciotat, où la plage s'amincit verticalement jusqu'à laisser apparaître les fondations des structures.

- **Aménagements côtiers et "Coastal Squeeze"**

L'implantation de bâtiments, de routes ou de parkings directement sur le massif dunaire ou en arrière-plage limite la mobilité du système littoral.

- Compression côtière : le système de plage est pris en étau entre la montée du niveau de la mer (accentuée par les tempêtes) et un obstacle fixe. Ne pouvant plus reculer naturellement, la plage finit par disparaître par ennoïement.
- Perturbation des flux transversaux : le bâti bloque les échanges de sable entre la zone immergée et la zone émergée, réduisant la résilience globale du trait de côte.

Exemple de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : de nombreuses localités touristiques le long du littoral seront sujettes à ce phénomène de disparition de plage. Une plage étroite dont le trait de côte est stable actuellement est vouée à disparaître par ennoïement si elle est contrainte par des infrastructures en haut de plage. Les exemples sont nombreux. Le secteur de Golfe-Juan (Antibes) ou du boulevard du midi de Cannes, où la promenade et la route littorale sont extrêmement proches du rivage, illustre ce blocage de la dynamique sédimentaire.

- **Gestion sédimentaire par rechargement**

Pour compenser l'érosion et maintenir l'usage touristique, de nombreuses communes de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur ont recours au rechargement artificiel en sable.

- Modification de la typologie : l'apport de sédiments de granulométrie différente (souvent plus grossière pour limiter le départ du sable) peut transformer une plage initialement dissipative en une plage plus réfléchive, modifiant ainsi son comportement lors des coups de mer suivants.
- Équilibre fragile : si le rechargement permet de suppléer au déficit d'apports naturels (liés à la raréfaction des apports des fleuves comme le Rhône ou le Var), il reste une solution transitoire. Un événement majeur peut exporter en quelques heures un volume de rechargement coûteux si le profil n'a pas été conçu pour dissiper l'énergie de manière optimale.

Exemple de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur : les plages du Mourillon à Toulon font l'objet de suivis rigoureux pour ajuster ces apports sédimentaires face aux coups de mer récurrents.

4 LE REcul EVENEMENTIEL DES COTES SABLEUSES

4.1 Principes et recommandations nationales

L'érosion côtière se définit comme une perte de matériaux sur une portion du littoral sous l'effet des processus hydro-sédimentaires marins, parfois combinée à des actions continentales ou anthropiques. Ce phénomène entraîne le déplacement vers l'intérieur des terres de la limite entre le domaine marin et le domaine continental, ce que l'on nomme le recul du trait de côte. Bien que ce trait soit une limite théorique, il est appréhendé sur le terrain par des marqueurs visibles tels que la limite de végétation, la limite du jet de rive, le pied de dune.⁵

Le recul évènementiel du trait de côte, aussi appelé L_{max} , correspond au recul ponctuel maximal susceptible d'intervenir lors d'un événement tempétueux majeur. Contrairement au recul progressif lié au recul chronique (T_x) ou à la montée du niveau marin, ce phénomène se manifeste par des reculs soudains, pouvant atteindre plusieurs mètres en quelques heures ou jours, notamment sur les côtes basses meubles comme les plages et les dunes.

Lors de ces événements, l'énergie des vagues et du vent déplace d'importants volumes de sédiments, provoquant une érosion localisée et une redistribution des matériaux le long du profil côtier. Dans un environnement naturel, la résilience de la plage permet à une partie des sédiments de rester dans le système littoral, sédiments qui reconstruiront naturellement la plage ou la dune lors de périodes calmes. Cependant, l'érosion lors du phénomène peut tout de même être amenée à toucher des enjeux.⁵

L'approche L_{max} constitue une marge de sécurité indispensable, car la zone érodée lors d'une tempête unique peut être supérieure à celle prévue par l'érosion chronique, particulièrement sur les littoraux jugés stables à long terme.⁶

L'observation et la mesure directe du recul des dunes ou du trait de côte après une tempête permettent d'appréhender la dynamique érosive réelle des zones à enjeux. Une caractérisation robuste du L_{max} s'appuie idéalement sur la comparaison de levés topographiques et de données topo-bathymétriques réalisés immédiatement avant et après des événements majeurs, complétés par de l'analyse de photographies aériennes verticales ou obliques^{5,7}. Ces données permettent de quantifier précisément l'intensité du recul ponctuel et donc de caractériser le L_{max} associé à la période de retour de l'évènement. Toutefois, la disponibilité de ces mesures demeure rare et les données historiques sur les événements anciens ne disposent souvent pas d'un protocole de mesure établi et fiable. De plus, la photo-interprétation est accompagnée d'incertitudes notables, liées à la résolution des clichés, à l'interprétation humaine ou à l'ortho-rectification des images, pouvant introduire des marges d'erreur de l'ordre de plusieurs mètres.^{6,8}

Le guide Plan de Prévention des Risques Littoraux préconise deux approches complémentaires pour la détermination du L_{max} : une analyse historique des reculs observés lors de tempêtes passées documentées, et le recours à des outils de calcul. Ces derniers incluent des formulations empiriques fondées sur le concept de profil d'équilibre (méthodes FEMA, DUROS+, ou Kriebel et Dean), qui estiment l'érosion de la dune en fonction des forçages météo-marins, ainsi que des modélisations numériques plus complexes, telles que le modèle morphodynamique XBeach. En l'absence de données historiques mesurées selon un protocole fiable, le choix final de la valeur L_{max} doit résulter d'un dire d'expert pondéré par des analyses de sensibilité et des marges d'incertitude.⁶

L'élaboration des cartes locales d'exposition au recul du trait de côte, conformément à la loi « Climat et résilience » de 2021, impose de se projeter sur deux horizons temporels distincts pour quantifier le recul évènementiel L_{max} , chacun répondant à des objectifs de planification spécifiques :

- L'échéance à 30 ans constitue un horizon de moyen terme pour l'aménagement durable du territoire. Pour cette période, l'approche préconisée consiste à retenir une valeur de recul évènementiel, notée L_{max30} , correspondant à un événement dont la période de retour est au minimum de 30 ans. Si les données locales ne permettent d'identifier que des reculs associés à

des forçages (vagues, niveaux d'eau) de période de retour 30 ans, il est recommandé de choisir la marge haute de la gamme de reculs observés et de justifier ce choix par un avis d'expert. Cet horizon intègre une hypothèse d'élévation du niveau de la mer d'au moins 20 cm.

- L'échéance à 100 ans relève d'un exercice prospectif de long terme visant à bâtir une vision stratégique face aux incertitudes environnementales et climatiques majeure. Pour la détermination du $L_{\max}$ à 100 ans, les recommandations nationales préconisent de retenir la valeur la plus pénalisante entre le recul historique maximal observé et le recul théorique calculé pour une période de retour centennale. Cette projection doit impérativement intégrer une élévation du niveau moyen de la mer beaucoup plus marquée : la valeur minimale recommandée est de +60 cm pour un scénario médian et peut atteindre ou dépasser +100 cm dans un scénario sécuritaire.⁵

4.2 Applicabilités en Provence Alpes Côte-d'Azur

Sur la façade méditerranéenne, le recul événementiel peut être plus marqué que sur les autres façades françaises en raison du marqueur utilisé pour le trait de côte des plages sableuses. Alors qu'en Atlantique le pied de dune ou la limite de végétation est souvent privilégié, l'absence de marée significative en Méditerranée conduit à utiliser l'interface eau/sable ou la limite du jet de rive.

Ce marqueur est par nature extrêmement mobile et ses variations lors d'une tempête sont souvent aussi fortes que le recul chronique (T_x), lequel est alors difficilement perceptible.

De plus, la capacité de résilience des plages après un événement énergétique est réduite dans les zones urbanisées, comme souvent en Région Provence Alpes Côte-d'Azur. L'anthropisation, par la présence de digues ou de l'urbanisation du front de mer, limite l'espace de liberté de la plage et empêche les sédiments de se redéposer naturellement. Les sédiments érodés sont alors souvent définitivement perdus pour le système côtier, aggravant l'irréversibilité du recul événementiel.

Ainsi, le $L_{\max}$ devient le paramètre prépondérant pour la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte. La présente déclinaison régionale du guide de recommandation pour l'élaboration de la carte locale d'exposition au recul du trait de côte se focalise sur ce paramètre uniquement.

Cependant la complexité de la détermination du $L_{\max}$ réside non seulement dans la quantification physique du recul, mais également dans la définition même de ce que l'on cherche à représenter. Une difficulté majeure concerne l'utilisation des périodes de retour. Il ne faut pas confondre la récurrence statistique des forçages météo-marins (hauteur de vagues, surcote) avec celle du recul effectif du trait de côte car un événement de forçage centennal ne générera pas obligatoirement un recul de même occurrence selon l'état initial de la plage.⁵

De plus, il est nécessaire de trancher entre la représentation d'une tempête unique d'intensité exceptionnelle et celle d'une succession d'événements plus modérés mais rapprochés dans le temps⁹. Une séquence de plusieurs tempêtes au cours d'un même hiver peut engendrer une érosion cumulée supérieure à celle d'un événement paroxysmal unique, en raison de l'épuisement progressif des stocks sédimentaires et de la réduction de la capacité de résilience du système côtier.⁵ (voir Section 3.1)

Enfin le recul du trait de côte n'est qu'un des indicateurs de l'érosion côtière, laquelle peut également se manifester par un reprofilage de la plage avec un abaissement significatif sans qu'il n'y ait nécessairement de déplacement horizontal de la limite entre la terre et la mer. En Méditerranée, cette difficulté est accentuée par l'utilisation du jet de rive comme marqueur de position, un événement énergétique peut radicalement transformer la plage par un transfert massif de sédiments vers le bas de plage — provoquant parfois même une avancée paradoxale de l'interface terre/mer — tout en causant un recul ou abaissement du haut de plage. Ainsi, une évaluation robuste du $L_{\max}$ ne peut se limiter au seul suivi de la ligne de rivage mais doit également intégrer les variations de l'arrière-plage, bien que ces variations puissent s'avérer difficilement transposables sur une projection stricte du trait de côte à 30 ans ou à 100 ans, comme demandé pour la réalisation des cartes locales d'exposition au recul du trait de côte.

Cette complexité méthodologique est accentuée par les limites des outils disponibles.

La méthode la plus fiable pour quantifier le recul événementiel repose sur des mesures « avant/après tempête » (levés topographiques RTK, LIDAR, photos aériennes/satellites) afin de documenter l'érosion réelle provoquée par une tempête. Cependant, le manque de données pré/post-tempête de la région,

l'hétérogénéité des suivis locaux et les incertitudes liées à la résolution des images ou au pas de temps de suivi rendent d'autant plus difficile la caractérisation du paramètre.

L'estimation de ce recul peut être conduite par des formulations empiriques ou des modélisations numériques. Or, les formulations empiriques (DUROS, FEMA, Kriebel et Dean) reposent sur le concept de profil d'équilibre mais sont quasi exclusivement conçues pour les systèmes dunaires^{6,10}. En Région Provence Alpes Côte-d'Azur, elles ne s'appliquent donc de manière pertinente que pour des secteurs spécifiques comme la Camargue où les cordons dunaires sont suffisamment développés. Pour la majeure partie du linéaire sableux régional, caractérisé par des plages étroites et une anthropisation marquée, ces formules s'avèrent inadaptées. C'est pourquoi l'utilisation de modèles plus complexes, tels que XBeach, a été privilégiée pour étudier la sensibilité du L_{max} dans cette étude.

Ces méthodes comportent d'importantes incertitudes qui rendent le calcul du L_{max} complexe. Les formules empiriques simplifient la réalité physique, tandis que les modèles numériques comme XBeach sont très sensibles à la qualité des données topo-bathymétriques et nécessitent un calage rigoureux sur des événements passés documentés^{6,8}, qui restent rares dans la région.

Les travaux de Desmazes et al. (2014, 2015)⁸⁻¹⁰ portent sur des tests comparatifs rigoureux en estimant le recul à la fois via des formules empiriques (FEMA, DUROS+) et via des modélisations numériques 1D et 2D avec XBeach. Les résultats ont montré que si les formules empiriques fournissent des ordres de grandeur rapides sur des profils simples, elles échouent souvent à reproduire des processus complexes comme les franchissements (overwash) ou les ouvertures de brèches. À l'inverse, XBeach offre une reproduction plus fidèle mais reste lourd à mettre en œuvre et dépendant de données de contrôle souvent lacunaires. Bien que ces études soient focalisées sur les environnements dunaires, les résultats mettent en lumière les problématiques inhérentes à l'utilisation de ces deux méthodologies rappelant ainsi la prudence nécessaire lors de leur utilisation.

5 APPROCHE PAR OBSERVATIONS ET MESURES

L'observation du recul du trait de côte repose sur le suivi de marqueurs morphologiques représentatifs de la limite entre le domaine marin et le domaine terrestre. Sur les côtes basses sableuses de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur, l'indicateur le plus couramment utilisé est la limite du jet de rive lors de conditions de mer calme. En théorie, cette méthode directe est la plus fiable pour évaluer le paramètre $L_{\max}$, car elle permet de documenter l'impact physique réel d'une tempête sur un secteur donné plutôt que de dépendre de modèles théoriques ou de formules empiriques.

Pour quantifier le recul événementiel, la méthode privilégie les approches suivantes :

- Les levés topographiques de terrain : réalisés à l'aide de GPS différentiels (RTK) de précision, ils permettent d'obtenir une mesure directe et fine de la position des marqueurs et permettent de réaliser des levés de profils transversaux de la plage.
- L'analyse photos, satellitaire ou aéroportée : elle s'appuie sur la comparaison de photographies aériennes (verticales ou obliques) ou d'images satellites (type Pléiades) prises avant et après l'événement. Les photographies peuvent également être acquises directement sur le terrain, à condition d'être prises selon un même angle de vue afin de permettre la comparaison des clichés. L'utilisation des images satellitaires pour la quantification précise de ce recul reste encore aujourd'hui au stade de la recherche, notamment pour la zone sous-marine.
- Le recours au LIDAR aéroporté : cette technique permet de générer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) précis, offrant une vision tridimensionnelle des volumes sédimentaires déplacés lors d'une tempête. Les acquisitions LIDAR restent encore rares et sont généralement réalisées à une fréquence annuelle, voire pluriannuelle.

En théorie, la quantification de l'érosion nécessite un protocole rigoureux de suivi « avant/après » l'événement :

- Le relevé de référence (T_0) : Il doit être réalisé le plus près possible de l'événement pour isoler l'impact de la tempête des variations saisonnières classiques.
- Le relevé post-tempête (T_1) : Il doit intervenir immédiatement après le pic de tempête, avant que les processus de résilience naturelle (rechargement sédimentaire de bas de plage) ne viennent masquer l'ampleur réelle du recul.

Ces mesures visent à établir un constat de l'« observé ». L'objectif est de documenter l'impact réel des tempêtes pour définir le recul maximal ponctuel $L_{\max}$ par secteur homogène.

Malgré l'importance de ces suivis, il n'existe actuellement dans la région pas de véritables observatoires du trait de côte pérennes dotés de moyens suffisants pour assurer une couverture systématique du littoral. Dans la pratique, peu de communes ou de services de l'État disposent des protocoles ou des ressources nécessaires pour déclencher des campagnes de mesures spécifiquement avant et après une tempête. Cette situation engendre le manque d'une base de données centralisée et exhaustive recensant systématiquement le recul des plages après chaque tempête. Les mesures effectuées sur le littoral restent hétérogènes et incomplètes, ne permettant pas d'établir des données de référence robustes. Les mesures sont souvent géographiquement limitées à des sites spécifiques ou à des zones à forts enjeux, laissant de larges portions du littoral sans aucun suivi.

Les recherches sur les événements anciens fournissent rarement des valeurs mesurées selon un protocole fiable, obligeant à recourir au dire d'expert pour proposer des marges d'erreur ou des pondérations sur les observations disponibles.

De plus, le caractère imprévisible et dangereux des tempêtes rend difficile l'obtention des mesures directement avant/après tempête. Les événements doivent être anticipés et, lorsqu'ils se produisent, les conditions d'accès au terrain peuvent demeurer impraticables durant plusieurs jours. L'intervalle séparant deux levés peut donc s'étendre de quelques jours à plusieurs semaines. Un tel délai laisse le temps à un remaniement naturel de la plage après une tempête en redistribuant le stock sédimentaire. Ce phénomène de résilience naturelle masque une partie du recul maximal réellement atteint au pic de l'événement.

Certains secteurs bénéficient toutefois de suivis de longue durée, comme ceux réalisés depuis plus de 30 ans en Camargue par le CEREGE. Les travaux de Bruzzi (1999)¹¹ illustrent par exemple la violence

de certains épisodes : lors de la succession de tempêtes remarquables de 1997 en Camargue, des reculs du trait de côte atteignant jusqu'à 45 mètres ont été observés.

En l'absence de telles mesures directes, le dire d'expert est couramment utilisé, par des méthodes d'estimation indirectes (formules empiriques ou modèles numériques) qui sont par nature moins fiables que l'observation de terrain.

Pour pallier ces lacunes, il apparaît essentiel de constituer des observatoires locaux du trait de côte. La mise en place d'une telle structure est primordiale pour assurer une acquisition de données pérenne, effectuée selon un protocole établi et rigoureux. Seule une observation systématique et normée permettra de constituer des bases de données de référence indispensables pour calibrer les scénarios de gestion des risques littoraux.

6 APPROCHE PAR FORMULATIONS EMPIRIQUES

Des formules empiriques permettant d'estimer les évolutions morphologiques des dunes lors d'événements extrêmes ont été développées à partir d'analyse de données de terrain de tempêtes morphogènes, de modélisation physique ou numérique du profil perpendiculaire de la plage après la tempête en se basant sur l'hypothèse que les plages adoptent un profil en équilibre avec les conditions hydrosédimentaires. Ces formules empiriques, focalisées sur l'érosion dunaire, ne s'appliquent qu'à des morphologies spécifiques, comme celles de la Camargue, et ne couvrent donc pas l'ensemble des côtes basses meubles de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur.

Les formules présentées ci-après s'appuient sur la présentation qui en est faite dans l'encart 9 du guide Plan de Prévention des Risques Littoraux⁶ suite à l'état de l'art et recommandations du rapport BRGM/RP-63157¹⁰. Pourtant, les études récentes menées en France sur les formules empiriques d'estimation du recul dunaire ou de l'érosion des côtes basses meubles restent rares. Cette tendance suggère un virage progressif vers les modèles numériques, dont l'usage s'intensifie et la performance s'affine avec le temps, au détriment peut être, des approches empiriques traditionnelles.

6.1 Méthode DUROS (DUne eROSion)

Il s'agit une amélioration de la méthode développée par Edelman en 1972, qui a utilisé un modèle d'équilibre dunaire. Elle est mise en œuvre aux Pays-Bas pour fournir une limite supérieure de l'érosion possible des dunes par les tempêtes et est régulièrement améliorée. Elle est adaptée aux côtes linéaires et relativement homogènes.

Le profil de plage post-tempête de la méthode DUROS se décompose en trois parties :

1. Pour la face dunaire, la pente est linéaire, telle que $y = x$ pour représenter une dune érodée,
2. Pour la plage après le pied de dune, le profil d'équilibre de forme parabolique est défini tel que $y=f(x)$. Ce profil s'étend jusqu'au point $(x_{\max}, y_{\max})$,
3. Au large du point $(x_{\max}, y_{\max})$, la pente est fixe et linéaire, telle que $y = x / 12,5$.

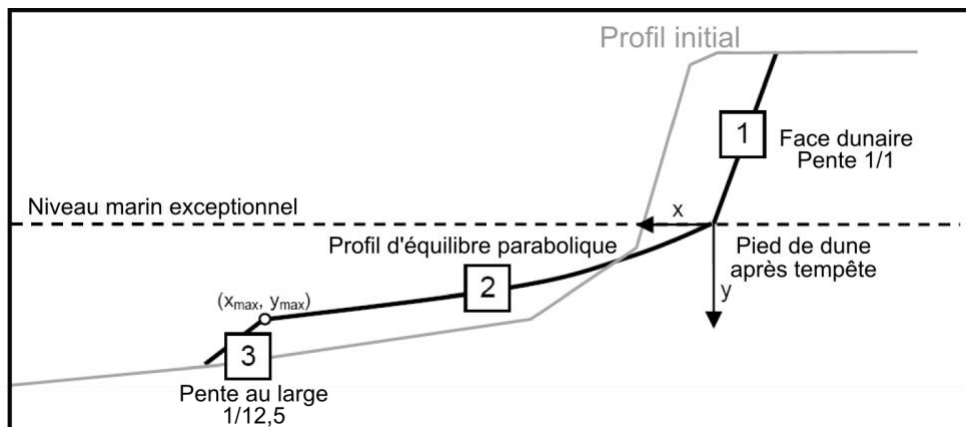


Figure 6 : Modélisation du profil de plage après tempête par la méthode DUROS (d'après van Gent et al., 2008).

Les coordonnées $(x_{\max}, y_{\max})$ sont définies par :

$$x_{\max} = 250 \left(\frac{H_{0s}}{7.6} \right)^{1.28} \left(\frac{0.0268}{w_s} \right)^{0.56}$$

$$y_{\max} = \left(0.4717 \left(250 \left(\frac{12}{T_p} \right)^{0.45} + 18 \right)^{0.5} - 2.0 \right) \left(\frac{H_{0s}}{7.6} \right)$$

Avec :

- H_{0s} (m) hauteur significative des vagues au large,
- T_p (s) période du pic de vagues au large,
- w_s (m/s) vitesse de chute des sédiments.

La formule DUROS + (van Gent *et al.*, 2008) exprime la fonction parabolique $y=f(x)$ de la plage :

$$\left(\frac{7.6}{H_{0s}}\right)y = 0.4714 \left(\left(\frac{7.6}{H_{0s}}\right)^{1.28} \left(\frac{12}{T_p}\right)^{0.45} \left(\frac{w_s}{0.0268}\right)^{0.56} x + 18 \right)^{0.5} - 2$$

La détermination du recul dunaire nécessite ensuite de comparer le profil initial avec le profil estimé par la méthode DUROS. La méthode est spécifiquement adaptée aux profils de plages néerlandaises subissant les tempêtes de la mer du Nord, mais elle peut être utilisée sur des contextes similaires : dunes relativement hautes, trait de côte rectiligne et transport sédimentaire essentiellement perpendiculaire à la côte.

Il a cependant été remarqué que la méthode DUROS+ a tendance à surestimer le recul évènementiel par rapport aux observations, pour des secteurs tests en Aquitaine et en Corse¹⁰ suivis annuellement pour les périodes de retour annuelle et décennale (houle et niveau d'eau). Cependant le croisement de valeurs de retour pour le niveau d'eau et les vagues peut être surestimant. Au-delà de ces fréquences, les observations ne sont pas disponibles et il n'est pas possible de conclure sur la performance de la formule.

6.2 Méthode FEMA (Federal Emergency Management Agency, USA)

La méthode FEMA est dérivée de la méthode des profils d'équilibre de DUROS et a été appliquée sur les côtes de l'Atlantique et du Golfe du Mexique. Les études ont révélé que le volume de sédiments contenus dans la dune au-dessus d'un niveau de tempête est un paramètre clé pour prédire le degré d'érosion induit par l'évènement.

Le profil est séparé en trois segments linéaires :

- côté terre, une partie de pente 1/1 représentant la dune érodée,
- pour la plage, une pente de 1/40,
- au large, une pente de 1/12,5.

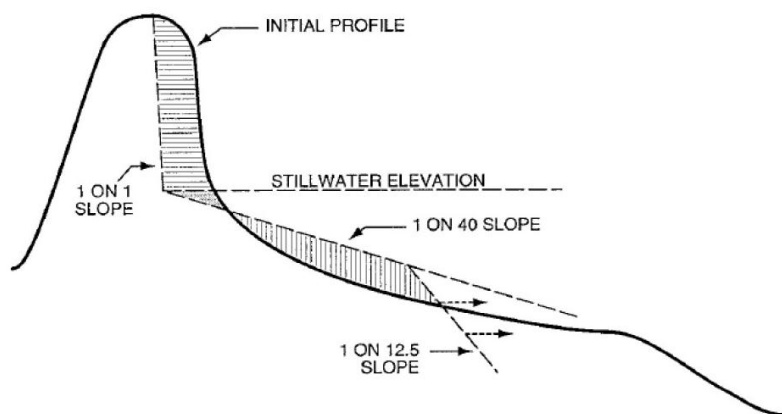


Figure 7 : Modèle de profil de plage d'équilibre simplifié de la méthode FEMA – Source : (FEMA 1995)

Le modèle met en relation la surface transversale d'érosion relative à la période de retour (T (an)) d'un niveau d'eau extrême et estime le retrait potentiel du front dunaire. Pour un profil perpendiculaire au trait de côte, la dune est érodée d'une aire « A » (en m^2) selon la formule suivante :

$$A = 8 \times T^{0.4}$$

Pour un évènement centennal, l'érosion correspond donc à 50 m^2 . Le stock sédimentaire de la dune est obtenu en calculant la surface comprise entre la ligne « niveau d'eau centennal statique » et la verticale au point culminant. Si cette surface est supérieure à 50 m^2 la dune est censée résister à la tempête.

Cette règle est également utile pour obtenir une valeur du recul maximal pour un évènement centennal, qui érode un volume égal à $50 \text{ m}^3/\text{ml}$. Le L_{max} est alors obtenu, pour un profil donné de dune, de telle sorte que la surface mobilisable (zone grisée) soit égale à 50 m^2 .

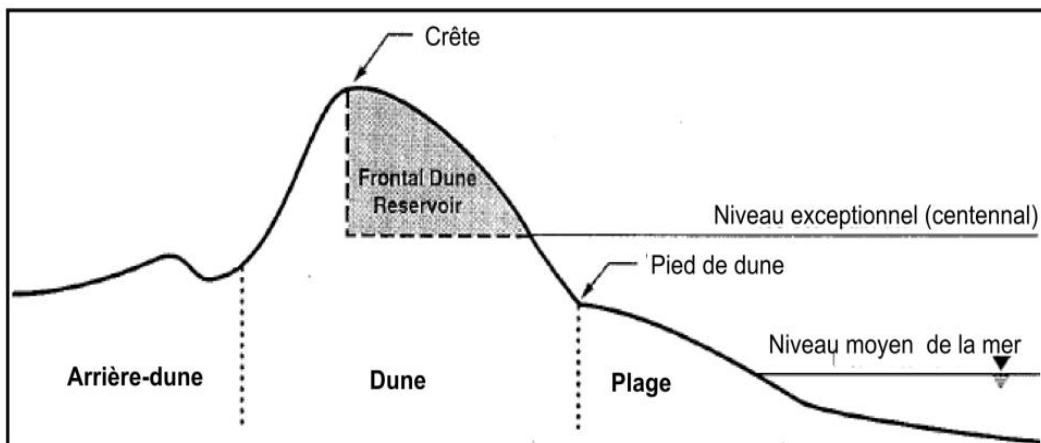


Figure 8 : Représentation du calcul du volume du stock maximum mobilisable par un évènement caractérisé par un niveau d'eau centennal, valeur limite avant disparition de la dune (Source : FEMA, 1995)

Cette règle est basée sur l'analyse de nombreuses séries d'observations « reculs de dune / tempête ». Elle n'est pas utilisable sur les plages/dunes à granulométrie mixte (sables/galets) ou très grossière (graviers/galets).

La méthode FEMA est en cohérence avec les observations réalisées sur des sites tests en Aquitaine et Corse¹⁰ pour les évènements de surcote et de niveau d'eau annuels à décennaux (cependant le croisement de valeurs de retour pour le niveau d'eau et les vagues peut être surestimant). Au-delà de ces fréquences, les observations ne sont pas disponibles et les méthodes DUROS+ et FEMA donnent des résultats comparables, avec des variantes locales.

Compte tenu de l'empirisme de cette règle et du nombre faible de cas testé en France, il est nécessaire de s'assurer de la cohérence du résultat obtenu avec des observations disponibles de reculs dans la région étudiée (suivi de profils de plage/dune pré- et post-tempêtes).

6.3 Méthode de Kriebel et Dean (1993)

Le modèle est basé sur l'hypothèse que la réponse du profil de plage à la tempête est une fonction exponentielle du temps : au début de la tempête la plage évolue peu, puis, si la tempête se prolonge suffisamment, l'érosion s'amplifie.

La méthode de Kriebel et Dean permet de prendre en considération plusieurs types de plages et la granulométrie des sédiments. Comme DUROS, elle est également liée à l'utilisation de formules qui représentent le profil d'équilibre de la plage après une tempête.

La valeur (R_{∞}) du recul maximal prévisible est déterminée par une formule qui dépend du profil initial de la plage et qui considère que l'évolution au cours de la tempête est complète.

Quatre formules sont proposées en fonction du profil initial théorique.

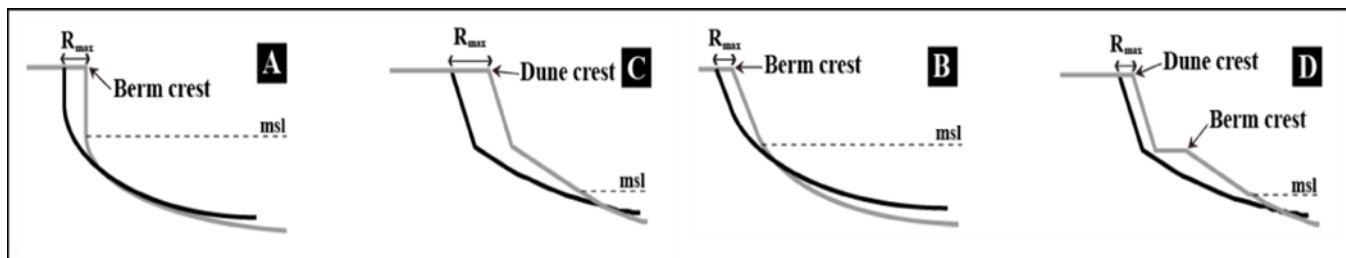


Figure 9 : Les quatre profils de plage initiaux (en gris) et post tempête (en noir) pris en compte par la méthode de Kriebel et Dean (1985)

Le profil A présente un haut de plage vertical jusqu'au niveau de la berme (barre sableuse submersible de haut de plage), la valeur (R^∞) est définie telle que :

$$R_\infty = \frac{Sx_b}{B + h_b - \frac{S}{2}}$$

Le profil C présente un haut de plage en pente linéaire et une dune, (R^∞) est tel que :

$$R_\infty = \frac{S \left(x_b - \frac{h_b}{m} \right)}{B + D + h_b - \frac{S}{2}}$$

Le profil B présente un haut de plage en pente linéaire jusqu'à la berme, (R^∞) est tel que :

$$R_\infty = \frac{S \left(x_b - \frac{h_b}{m} \right)}{B + h_b - \frac{S}{2}}$$

Le profil D est caractérisé par une berme en haut de plage et une dune, (R^∞) est tel que :

$$R_\infty = \frac{S \left(x_b - \frac{h_b}{m} \right)}{B + D + h_b - \frac{S}{2}} - \frac{W \left(B + h_b - \frac{S}{2} \right)}{B + D + h_b - \frac{S}{2}}$$

Avec :

x_b (m) largeur de la zone de déferlement,
 h_b profondeur de déferlement des vagues,
 m pente de la face maritime de la dune,
 S (m) surcote,
 B (m) hauteur de berme,
 D (m) hauteur de la dune.

Le modèle considère que l'évolution du profil de plage durant la tempête nécessite au préalable un temps de réponse aux forçages. La durée de la tempête et le temps de réponse de la plage sont donc déterminants pour estimer la quantité d'érosion du haut de plage et le recul dunaire.

Les méthodes empiriques décrites ci-dessus sont basées sur la notion de profil d'équilibre et ont été déterminés sur des typologie de plages propres à chacune et ne tiennent pas compte de l'ensemble des phénomènes physiques. Il est donc primordial d'être prudent lors de leur utilisation. De plus, ces formules empiriques traitent essentiellement des systèmes dunaires et ne peuvent être appliqués sur des plages de poches ou de baie.

7 APPROCHE PAR MODELISATION NUMERIQUE XBEACH

La modélisation numérique constitue aujourd'hui la méthodologie la plus avancée pour estimer le recul événementiel du trait de côte. Parmi les outils disponibles, le modèle XBeach se distingue par sa capacité à simuler conjointement les processus hydrodynamiques et morpho-dynamiques affectant les côtes sableuses à l'échelle des tempêtes. Développé avec le soutien de l'US Army Corps of Engineers et d'un consortium incluant l'UNESCO-IHE, Deltares, l'Université de Technologie de Delft et l'Université de Miami, XBeach est un modèle numérique open-source adapté à des domaines de plusieurs kilomètres et à des échelles de temps correspondant à des épisodes tempétueux.

Le modèle intègre les processus hydrodynamiques de transformation des ondes courtes (réfraction, déferlement et rupture), de transformation des vagues longues (ondes infragravitaires incluant leur génération, propagation et dissipation), de surélévation du niveau moyen de la mer par les vagues (wave setup), de courants instationnaires ainsi que de submersion et d'inondation. Les processus morphodynamiques incluent le transport de sédiments par charriage et en suspension, l'avalanche des fronts de dunes, l'évolution du profil du fond et les brèches. Les effets de la végétation et des structures dures peuvent être inclus. Le modèle a été validé par une série de tests analytiques, en laboratoire et sur le terrain.

7.1 Construction du modèle

La construction d'un modèle XBeach s'appuie sur une bathymétrie qui doit être représentative de l'état initial de la plage avant l'événement modélisé. Cette description conditionne en partie les résultats des simulations, mais elle n'impose pas nécessairement l'utilisation des données les plus récentes : une bathymétrie de projet ou des levés antérieurs peuvent être adaptés, notamment pour des analyses rétrospectives ou des scénarios théoriques.

Par ailleurs, les paramètres de forçage aux frontières maritimes sont cruciaux. Ces principaux paramètres à spécifier sont :

- Hauteur significative des vagues (H_s) : La hauteur significative des vagues est dérivée du calcul de l'énergie totale du spectre des vagues (H_{m0}).
- Période des vagues (T_p) : La période de pic des vagues correspond à la période du pic du spectre des vagues. La période de pic des vagues influence la manière dont les vagues se propagent et interagissent avec la bathymétrie.
- Direction des vagues (Dir) : La direction des vagues influence la manière dont les vagues approchent de la côte et interagissent avec la bathymétrie.
- Niveau marin (NM) : Le niveau marin donne le niveau d'eau à la frontière maritime du modèle, incluant les effets de marée et de surcote météorologique.
- La durée de la tempête : Dans XBeach, la durée de la tempête définit explicitement la fenêtre temporelle de la simulation, c'est-à-dire la période pendant laquelle les conditions de forçage sont appliquées au modèle. Ce paramètre détermine l'étendue de l'événement modélisé et l'ampleur des impacts cumulatifs sur la dynamique sédimentaire. En pratique, les simulations utilisent souvent des conditions de forçage maximales (ex. : pic de tempête) sur des durées réduites (quelques heures), plutôt que de reproduire l'intégralité de l'événement réel. Cette approche, bien que pragmatique pour limiter les coûts de calcul, souligne l'importance de bien calibrer la durée simulée : un temps trop court pourrait sous-estimer les effets cumulatifs (comme le recul dunaire), tandis qu'un temps excessif pourrait introduire des biais liés à la persistance de conditions extrêmes.

Ces éléments forment les conditions aux limites qui déterminent le forçage hydrodynamique du modèle.

7.2 Exemple de simulation de référence

Pour évaluer l'applicabilité du modèle XBeach dans un contexte méditerranéen, une plage représentative des côtes basses meubles non dunaires de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur a été retenue comme cas d'étude. Ce site présente les caractéristiques morphologiques suivantes :

- un littoral artificialisé, avec un mur de protection en haut de plage ;
- une plage aérienne étroite, offrant un espace limité entre le mur et le niveau d'eau ;
- une faible hauteur de plage, sans système dunaire développé.

Un événement tempétueux historique d'intensité modérée a été simulé sur ce site. Cette simulation permet de tester la capacité du modèle à reproduire des conditions réelles et d'évaluer sa pertinence pour analyser les processus morphodynamiques sur des plages méditerranéennes artificialisées.

La tempête de référence a été modélisée en 1D cross-shore pour 1h (en pic de tempête) sur la plage test de la région. Les caractéristiques de l'événement simulé sont **Hs = 3 m**, **Tp = 8 s**, venant du **secteur Est (100°)**. Le niveau marin au marégraphe le plus proche est de **0,47 m NGF**. Le profil bathymétrique initial a été établi à partir du produit Litto3D® Provence Alpes Côte-d'Azur (2015).

La simulation a été réalisée en mode instationnaire (*surfbeat*), ce qui permet de résoudre les variations des vagues courtes à l'échelle du groupe de vagues ainsi que les vagues longues. L'utilisation du mode *surfbeat* est nécessaire lorsque l'étude se concentre sur les processus de la zone swash (ascension des vagues sur la plage), plutôt que sur les courants ou la surcote.^{14,15}

Les vagues ont été introduites en conditions spectrales par le spectre de Jonswap. Celui-ci est conçu pour représenter des états de mer en développement, typiques des zones côtières où le fetch (distance de génération des vagues) est limité et où les vagues sont encore en croissance sous l'effet du vent¹⁶. Les paramètres de simulations utilisés sont les suivants :

Tableau 1 : Valeurs des principaux paramètres du modèle XBeach utilisés pour la simulation de tempête de référence 1D

Paramètres	Valeurs
taille des sédiments (D50)	0,32 mm
conditions d'entrée des vagues aux limites du modèle à la côte/au large (back/front)	wall/abs_1d
accélération morphologique (morfac)	1
paramètre de déferlement (γ)	0,46
coefficient de friction du fond (bedfriccoef)	0,02
pente critique d'avalanche de la plage émergée (dryslp)	1
pente critique d'avalanche de la plage immergée (wetssl)	0,15

La simulation XBeach 1D permet d'établir qu'un recul évènementiel de la plage émergée est observé lors de la tempête : les sédiments de la plage aérienne et de l'interface plage/mer (entre 0,2 et 1,4 m NGF) sont redistribués vers la plage sous-marine (entre +0,2 et -1 m NGF). Le recul maximal observé est de l'ordre de **5 m** à l'altitude de **0,7 m NGF**. Après le point d'équilibre (0,2 m NGF), la plage présente de l'accrétion avec une avancée maximale d'environ **4,5 m** aux altitudes situées entre -0,1 et -0,4 m NGF.

Cependant, il n'est pas observé de recul du trait de côte dans le sens stricte de sa définition, c'est-à-dire de la limite terre/mer représentée dans la figure 10 par le niveau marin par temps calme (0,2 m NGF).

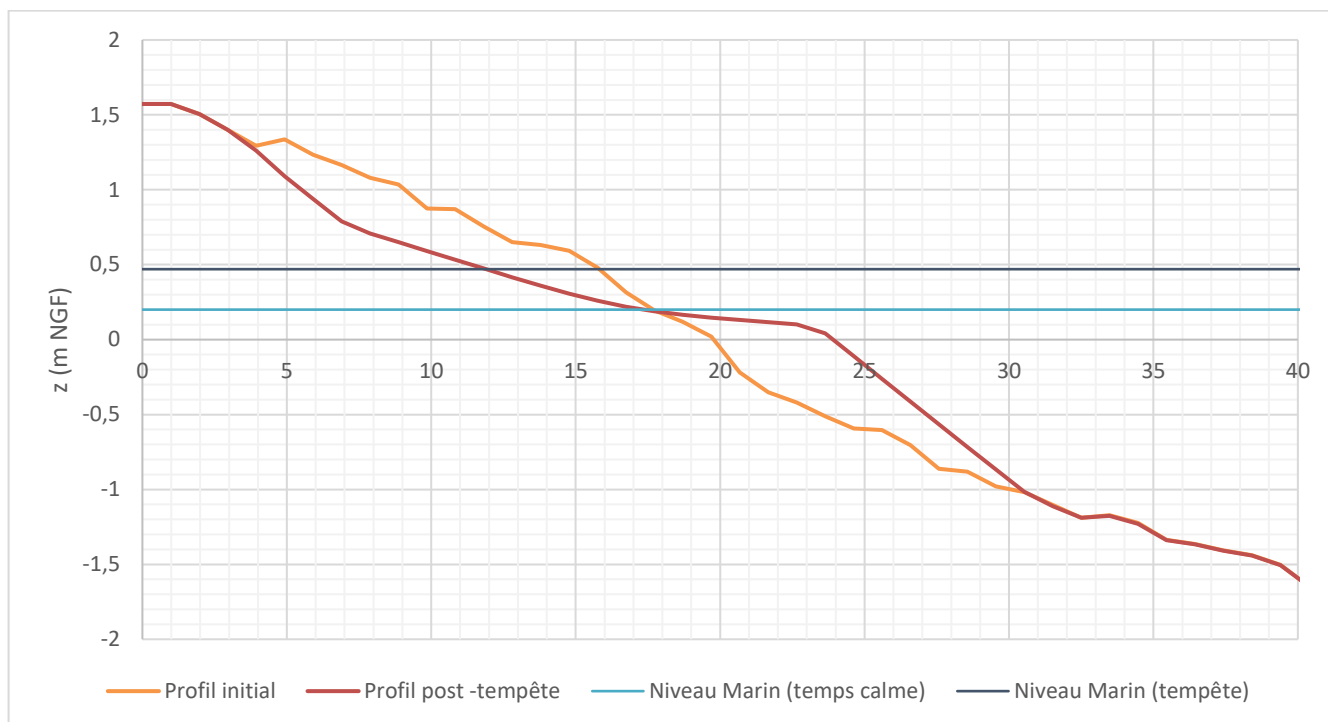


Figure 10 : Simulation de la tempête de référence sur la plage test. Configuration XBeach 1D de référence

7.3 Sensibilités des paramètres

La modélisation permet de simuler les effets d'une tempête sur la plage étudiée et de caractériser les déplacements de sédiments. Néanmoins, XBeach requiert un grand nombre de paramètres de configuration et de forçage, qui peuvent avoir des conséquences importantes sur les résultats. Une étude de sensibilité a été menée en modifiant, un à un, les paramètres par rapport aux valeurs de référence.

Les détails des paramètres testés, ainsi que l'analyse des résultats sont présentés en [Annexe 9.1](#).

Le tableau récapitulatif suivant, reprend :

- Les paramètres testés : valeurs de référence (utilisés dans la simulation en [7.2](#)), valeurs testées dans l'analyse de sensibilité, fourchette de valeurs possibles dans XBeach, modes d'acquisitions ;
- La variabilité interne et la fiabilité des paramètres : ces indices de confiance sont donnés de façon qualitative, permettant d'apprécier les incertitudes autour des différents paramètres ;
- Les résultats de l'analyse de sensibilité sur la plage test (voir [Annexe 9.1](#)) : le recul du trait de côte dans le sens strict du terme (déplacement de la limite terre-mer à 0,2 m NGF - niveau marin par temps calme) ainsi que les modifications affectant l'ensemble du profil de plage, depuis le mur du haut de plage jusqu'à la plage immergée. Ces deux types de résultats sont présentés afin de mettre en évidence qu'un épisode tempétueux peut entraîner des transformations morphologiques de la plage (érosion du haut de plage accompagnée d'un transfert sédimentaire vers la plage immergée par exemple), sans nécessairement provoquer un déplacement mesurable du trait de côte.

Les résultats de reculs (ou avancées) du trait de côte repris dans le tableau 3 sont donnés par rapport au profil post-tempête de la simulation de référence (voir [7.2](#), figure 10), afin d'apprécier les tests de sensibilités sur plusieurs paramètres par rapport à des résultats de modélisations d'une tempête type. Les deux valeurs de reculs (ou avancée) doivent donc être additionnées pour obtenir le recul (ou avancée) par rapport au profil initial avant tempête.

Tableau 2 : Synthèse de l'analyse de sensibilité sur 11 paramètres du modèle XBeach (1D) par rapport à la simulation de référence

Paramètres	- Valeurs simulation de référence - Valeurs test de sensibilité - [fourchette modèle]	Mode d'acquisition	Variabilité interne	Fiabilité du paramètre	Effet sur le trait de côte à 0,2 mNGF (par rapport au profil post-tempête de référence)	Effet sur la modification du profil de plage (par rapport au profil post-tempête de référence)
back/front - conditions d'entrée des vagues aux limites du modèle à la côte/au large	- Référence : wall/abs_1d - Tests : absd_1d/wall	Dire d'expert - paramètre interne au modèle	Nulle fixé par le modélisateur	Moyenne dire d'expert, valeur défaut du modèle souvent gardée	Effet global très faible, pas de changement significatif du trait à de côte	Effet global très faible, pas de changement significatif sur le profil post-tempête
morfac – accélération morphologique	- Référence : 1 - Tests : 5 - [0-100]	Dire d'expert - paramètre interne au modèle	Nulle fixé par le modélisateur	Moyenne dire d'expert, un morfac augmenté risque de rompre le couplage entre l'hydrodynamique et la morphologie, générant des artefacts de calcul	Effet global très faible, pas de changement significatif du trait à de côte	Légère diminution d'érosion (~0,5 m proche de 1 m NGF), impact jugé peu significatif
γ – paramètre de déferlement	- Référence : 0,46 - Tests : 0,4 ; 0,65 - [0,4-0,9]	Dire d'expert -paramètre de calibration	Modérée varie selon la cambrure	Faible basé sur des approximations théoriques qui permettent notamment de mieux calibrer le modèle, valeur défaut du modèle souvent gardée	Effet global très faible, pas de changement significatif du trait à de côte	Erosion du haut de plage avec l'augmentation du γ (+1 m d'érosion de la plage émergée entre ~1,4 et 0,75 m NGF). Le γ diminué retarde le déferlement et réduit l'érosion en haut de plage (voire légère accrétion)
bedfriccoef - coefficient de friction du fond	- Référence : 0,2 - Tests : 0,01 ; 0,04 - [0,000035-0,9]	Dire d'expert - paramètre de calibration	Modérée selon la nature du fond	Faible basé sur des approximations théoriques qui permettent notamment de mieux calibrer le modèle, valeur défaut du modèle souvent gardée	Recul du trait de côte d'environ 2 m par diminution du paramètre	Reculs de 2 m à 0,75 m NGF d'altitude et un transfert massif de sédiments vers zone sous-marine avec diminution du paramètre

Paramètres	- Valeurs simulation de référence - Valeurs test de sensibilité - [fourchette modèle]	Mode d'acquisition	Variabilité interne	Fiabilité du paramètre	Effet sur le trait de côte à 0,2 mNGF (par rapport au profil post-tempête de référence)	Effet sur la modification du profil de plage (par rapport au profil post-tempête de référence)
dryslp – pente critique d'avalanche de la plage émergée	- Référence : 1 - Tests : 0,2 ; 1,5 - [0,1-2]	Dire d'expert - paramètre physique	Faible souvent considéré constant	Moyenne basée sur des approximations théoriques, valeur défaut du modèle souvent gardée	Effet global très faible, pas de changement significatif du trait à de côte	Effet global très faible, pas de changement significatif sur le profil post-tempête
wetslp - pente critique d'avalanche de la plage immergée	- Référence : 0,15 - Tests : 0,2 ; 0,5 ; 0,8 - [0,1-1]	Dire d'expert - paramètre physique	Faible souvent considéré constant	Moyenne basée sur des approximations théoriques, valeur défaut du modèle souvent gardée	Effet global très faible, pas de changement significatif du trait à de côte	Modifications du profil de plage plus loin du rivage (à 6 m au large au lieu de 4 m) lorsque wetslp augmenté, haut de plage moins impacté localement mais érosion plus abrupte en zone sous-marine → Wetslp module notamment la forme spatiale de la réponse morphologique
tstop - durée de simulation (h)	- Référence : 1 - Tests : 2 ; 3 ; 6	Dire d'expert - paramètre interne au modèle	Nulle fixé par le modélisateur	Moyenne dire d'expert	Recul du trait de côte jusqu'à 3 m lorsque la durée est augmentée	Profil tend vers état plus érodé en haut de plage et un transfert sédimentaire vers la zone immergée → Une durée plus longue accentue l'érosion du haut de plage
D50 - taille des sédiments (mm)	- Référence : 0,3 - Tests : 0,1 ; 3,2	Données d'entrée Prélèvements	Très forte grande variabilité sur la plage	Faible dépend du nombre de prélèvements sur la plage et de la représentativité par le D50	Avec des sables plus fins, le recul du trait de côte va au-delà des 3 m	Reculs de 4 m en haut de plage avec des sables plus fins Transferts sédimentaires vers la zone immergée
Tp – période (s)	- Référence : 8 - Tests : 6 ; 9 ; 12	Données d'entrée Mesures/ Modèles	Forte spectre changeant	Forte mesures par bouées précises	Avancée du trait de côte pour certaines périodes	Erosion du haut de plage (1,7 m à 1–1,5 m NGF) avec l'augmentation de la période → La période influence sur la forme de la pente et la redistribution des sédiments

Paramètres	- Valeurs simulation de référence - Valeurs test de sensibilité - [fourchette modèle]	Mode d'acquisition	Variabilité interne	Fiabilité du paramètre	Effet sur le trait de côte à 0,2 mNGF (par rapport au profil post-tempête de référence)	Effet sur la modification du profil de plage (par rapport au profil post-tempête de référence)
Hs – hauteur significative (m)	- Référence : 3 - Tests : 1 ; 5	Données d'entrée Mesures/ Modèles	Très Forte temporelle durant la tempête	Forte mesures par bouées précises	Avancée du trait de côte avec un Hs plus fort	2 m d'érosion sur le haut de plage (alt. 1–1,5 m NGF) avec l'augmentation du Hs Transferts sédimentaires vers la zone immergée
NM – niveau marin (mNGF)	- Référence : 0,47 - Tests : 0,2 ; 0,7 ; 0,9	Données d'entrée Marégraphes	Moyenne surcotes	Forte mesures par marégraphes précises	Avancée du trait de côte pour de plus forts niveaux marins mais effets complexes à quantifier dus à l'érosion verticale et la réflexion du mur de haut de plage	Abaissement vertical du sol de la plage ≈ 30 cm dû à la réflexion du mur de haut de plage si le NM est augmenté, érosion généralisée de la plage aérienne et transfert des sédiments vers petits fonds Avec NM plus faible : pas/ peu d'impact sur le haut de plage mais érosion plus accentuée dans les petits fonds → Plus le niveau marin s'élève, plus l'érosion attaque le haut de plage

7.4 Limites, précautions et recommandations

Les simulations montrent que, bien que les forçages physiques d'entrée (D50, Tp, Hs, NM) gouvernent majoritairement la réponse morphologique post-tempête, certains paramètres de configuration du modèle (bedfriccoef, γ , wetslp) peuvent générer des variations d'amplitude comparable à celles induites par les variations de forçage. La durée de simulation tstop revêt une importance primordiale, tout particulièrement lorsque le modèle est soumis à des forçages maximaux. Une vigilance accrue est nécessaire quant à la représentativité temporelle du pic de tempête : un maintien prolongé de ces conditions peut mener à une surestimation de l'érosion. À l'inverse, une durée trop courte — souvent choisie pour réduire les temps de calcul — risque de sous-estimer l'impact réel de l'événement en ne laissant pas au profil le temps d'atteindre son état d'équilibre morphologique sous l'effet du pic.

Il importe par ailleurs de noter que, même si certaines simulations n'entraînent pas nécessairement un recul mesurable du trait de côte au sens strict, elles peuvent néanmoins engendrer des modifications significatives du profil de plage (abaissement vertical, reprofilage du haut de plage, transfert sédimentaire vers les petits fonds), qui ont des conséquences opérationnelles et morphologiques importantes.

XBeach est un modèle robuste et pertinent pour quantifier l'impact des tempêtes sur les plages, mais plusieurs limites et précautions doivent être prises en compte.

Le modèle met en œuvre de nombreuses équations et un grand nombre de paramètres, chacun ayant des degrés de sensibilité et de fiabilité divers. Il convient d'être particulièrement vigilant sur le choix et la confiance accordée aux paramètres de modélisation : nombre d'entre eux reposent sur des valeurs issues du dire d'expert ou d'approximations et, même s'ils peuvent sembler secondaires, leur variation peut produire des reculs supplémentaires notables ; ces incertitudes doivent donc être explicitement intégrées dans les scénarios et documentées lors de la restitution. Il est donc indispensable d'examiner attentivement les valeurs de paramétrage retenues et de réaliser des analyses de sensibilité approfondies adaptées à chaque configuration de plage.

La donnée bathymétrique d'entrée est souvent datée, notamment en Région Provence Alpes Côte-d'Azur. Or, le profil initial constitue une donnée primordiale et déterminante pour simuler correctement l'impact d'une tempête. L'absence de bathymétrie pré- et post-tempête empêche de caler le modèle de manière fiable ce qui limite la capacité à vérifier la fidélité des simulations. Or une modélisation rigoureuse passe par un calage du modèle. En l'absence d'observations suffisantes, il est difficile d'affirmer que le modèle reproduit fidèlement la réalité. En outre, des choix de paramétrage (bedfriccoef, γ , wetslp, tstop, etc.) peuvent produire des variations d'érosion, non éloignées de celles induites par les forçages (Hs, Tp ou D50).

En conséquence, en l'absence de données morphologiques suffisamment complètes et proches de l'événement et de données de calage suffisamment fiables, il faut faire preuve d'une grande précaution : ne pas livrer une valeur unique supposément exacte du recul événementiel mais, au contraire, expliciter les sources d'incertitude et présenter des fourchettes d'érosion obtenues par des analyses de sensibilité systématiques et scénarios contrastés, en indiquant clairement la confiance associée à chaque scénario afin que les utilisateurs comprennent les limites des simulations.

8 SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

La loi dite « Climat et résilience », adoptée le 22 août 2021, introduit l'établissement d'une carte locale d'exposition au recul du trait de côte sur le territoire des communes devant ou souhaitant adapter leur stratégie locale d'aménagement au recul du trait de côte, carte qui impose une vision prospective à trente et cent ans.

Ce rapport met en lumière la complexité de caractériser les dynamiques sédimentaires, notamment le recul évènementiel, d'un littoral aussi hétérogène que celui de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur, où les côtes meubles ne représentent qu'environ 180 kilomètres sur un linéaire total de près de 900 kilomètres.

Le territoire se distingue par un contexte géomorphologique morcelé, composé majoritairement de massifs rocheux (65 % du linéaire) entrecoupés de zones basses et de plages de poche. Cette interface terre-mer est structurée par quatre grands ensembles géologiques allant du complexe deltaïque de la Camargue à l'ouest jusqu'au système alpin calcaire à l'est. Ces quatre grands ensembles sont sous-découpés en treize grandes unités morphosédimentaires. Contrairement aux façades Atlantiques, la Méditerranée est un environnement microtidal où l'estran est réduit, ce qui rend les systèmes littoraux particulièrement réactifs aux variations du niveau marin liées aux forçages météo-marins

La dynamique sédimentaire de ces plages est régie par trois types de tempêtes morphogènes : les épisodes de secteur Est (Levant), particulièrement impactant pour le Var et les Alpes-Maritimes ; les vents de Sud à Sud-Est (Sirocco et Marin) qui affectent la Camargue ; et le Libeccio de Sud-Ouest. Bien que le Mistral et la Tramontane soient des vents de terre dominants provoquant des décotes, ils peuvent aussi devenir dommageables lorsqu'ils basculent à l'Ouest pour les secteurs Varois vulnérables au vent d'Ouest.

La réponse d'une plage ne dépend pas uniquement de la force intrinsèque de ces tempêtes, mais d'une combinaison de facteurs tels que la durée de l'événement, le niveau marin (surcote), la granulométrie du sable et l'état initial du stock sédimentaire. Les écosystèmes comme l'herbier de Posidonie jouent un rôle protecteur en atténuant l'énergie des vagues et en fixant les fonds sous-marins. Cependant, l'anthropisation massive du littoral régional, marquée par l'urbanisation du front de mer et la construction d'ouvrages rigides, aggrave l'érosion lors des tempêtes et limite la résilience naturelle des plages, créant un phénomène de compression côtière ou « Coastal Squeeze ».

La connaissance de l'environnement physique permet d'aborder le recul évènementiel, noté L_{max} , des côtes sableuses de Provence Alpes Côte-d'Azur. Ce paramètre désigne le déplacement brutal et ponctuel du trait de côte résultant d'un épisode énergétique exceptionnel. Contrairement au recul progressif de l'érosion chronique, le L_{max} se manifeste par des retraits soudains pouvant atteindre plusieurs mètres en quelques heures. L'élaboration des cartes locales impose de quantifier ce recul pour l'échéance à 30 ans, en retenant une période de retour d'au moins 30 ans et une élévation du niveau marin de 20 cm, ainsi que pour l'échéance à 100 ans, qui intègre des scénarios climatiques plus sévères avec une hausse du niveau de la mer pouvant atteindre un mètre.

Dans la région, l'absence de marée conduit à utiliser la limite du jet de rive comme indicateur du trait de côte, un marqueur par nature mobile dont les variations lors d'une tempête sont souvent aussi fortes que le recul chronique. De plus, l'artificialisation du littoral empêche souvent la reconstruction naturelle des plages après un événement, pouvant rendre le recul évènementiel irréversible dans les zones urbanisées.

Pour estimer ce phénomène, trois grandes approches sont mobilisées : les observations/mesures, les formulations empiriques et la modélisation numérique. Les observations et mesures directes du recul du trait de côte représentent la manière la plus faible pour représenter le L_{max} , cependant le manque de mesures « avant/après » tempête selon un protocole fiable, homogène et rigoureux en Région Provence Alpes Côte-d'Azur ne permet pas de constituer une base de données suffisamment documentée pour estimer ces reculs, hormis sur certaines plages suivies par des organismes locaux. Les méthodes empiriques comme DUROS, FEMA ou Kriebel et Dean reposent sur le concept de profil d'équilibre post-tempête. Toutefois, ces formules ont été conçues exclusivement pour les systèmes dunaires et ne s'appliquent de manière pertinente sur la Région Provence Alpes Côte-d'Azur que pour

le secteur de la Camargue. Elles ont par ailleurs tendance à surestimer le recul en Méditerranée ou nécessitent des calages locaux complexes pour être cohérentes avec les observations.

Face à ces limites, l'utilisation de modèles morphodynamiques plus avancés comme XBeach est souvent privilégiée pour simuler les processus de transport sédimentaire et d'érosion à l'échelle de la tempête. Les simulations de sensibilités menées sur un cas test de plage caractéristique de la Région Provence Alpes Côte-d'Azur montrent que le profil de la plage est, comme attendu, sensible aux forçages physiques tels que la hauteur significative des vagues, la période des vagues et surtout le niveau marin lors du pic de tempête. Cependant, les résultats de la modélisation mettent en exergue une sensibilité aux paramètres internes du modèle, comme la durée de simulation, le coefficient de friction du fond, le paramètre de déferlement ou la pente critique d'avalanche. Par exemple, une simple modification du coefficient de frottement peut doubler l'amplitude du recul simulé, ce qui souligne la difficulté d'obtenir une valeur précise sans un étalonnage rigoureux.

Ce travail de modélisation invite donc à une grande prudence quant à la caractérisation et à l'utilisation du L_{max} . Il existe une lacune dans la disponibilité de données d'observation de haute résolution spatiale et temporelle, notamment des levés topo-bathymétriques acquis immédiatement avant et après les tempêtes historiques. Sans ces données de calage fiables, il est difficile d'affirmer que les modèles reproduisent fidèlement la réalité complexe du terrain. En outre, les méthodes de mesure par imagerie aérienne comportent elles-mêmes des incertitudes notables liées à la résolution et à l'interprétation humaine, pouvant introduire des marges d'erreur de l'ordre de plusieurs mètres. Enfin, les paramètres intrinsèques au modèle sont généralement déterminés à dire d'expert et reposent sur des approximations, générant ainsi d'avantages d'incertitudes autour des valeurs données pour le L_{max} .

Il convient également de souligner que les simulations peuvent indiquer l'absence de recul mesurable du trait de côte, tout en mettant en évidence des modifications importantes du profil de plage. Ces changements peuvent, lors des épisodes de tempête, affecter les enjeux présents, notamment par des affouillements au niveau du haut de plage. Bien que ces évolutions ne soient pas prises en compte dans la projection stricte du trait de côte, elles fournissent une information essentielle sur la vulnérabilité potentielle de certains enjeux.

En conséquence, il est impératif de ne pas livrer une valeur unique du recul événementiel qui serait supposée exacte, mais d'explicitier systématiquement les sources d'incertitude. Il est préconisé de présenter des fourchettes d'érosion, incluant des scénarios optimistes, centraux et pessimistes, issus d'analyses de sensibilité systématiques. La détermination du L_{max} ne peut donc se résumer à un simple calcul automatisé ; elle doit résulter d'un dire d'expert éclairé, capable de pondérer les résultats des modèles par la connaissance historique des sites et la compréhension des limites inhérentes aux outils numériques actuels. Cette approche prudente pourra garantir aux utilisateurs des cartes locales d'exposition d'une meilleure compréhension des limites des simulations, permettant une prise de décision éclairée d'aménagement du territoire adaptée à la réalité mouvante du littoral.

Tableau 3 : Synthèse comparative des méthodes d'estimation du recul évènementiel pour la Région Provence Alpes Côte-d'Azur

Méthode	Avantages détaillés	Inconvénients / limites détaillées
Observation / mesures (levés RTK, LIDAR, photos aériennes/satellites)	- Mesure directe du recul <i>avant/après</i> : permet quantification réelle du Lmax. - Base incontournable pour caler et valider modèles numériques.	- Très peu développée en Provence Alpes Côte-d'Azur : manque de campagnes pré/post-tempête systématiques selon un protocole fiable et rigoureux, avec une couverture spatiale hétérogène - Logistique lourde et parfois dangereuse - Incertitudes liées à résolution des images et ortho-rectification (erreurs souvent de l'ordre de 10 m possibles).
Formules empiriques (DUROS / DUROS+, FEMA, Kriebel & Dean)	- Rapides à appliquer et peu coûteuses. - Fournissent ordres de grandeur utiles en phase diagnostic. - Fondées sur profil d'équilibre — adaptées aux systèmes dunaires bien développés	- Conçues pour systèmes dunaires → <i>peu applicables</i> aux plages étroites et urbanisées de la région sauf en Camargue - Tendances à surestimer le recul en Méditerranée si non calées. - Ne reproduisent pas les processus complexes (overwash, brèches, transferts multidirectionnels).
Modélisation numérique (XBeach 1D)	- Capable de simuler mécanismes hydrodynamiques et morphodynamiques (swash, setup, transport, déferlement, brèches) sur toutes les plages de Provence Alpes Côte-d'Azur - Permet analyses de sensibilité, scénarios 30/100 ans et production de fourchettes (optimiste/central/pessimiste). - Plus fidèle pour processus complexes que les formules empiriques.	- Dépendant de la qualité du profil topo-bathymétrique initial (souvent daté pour la région). - Calage impossible sans données pré-post tempêtes (quasi-inexistantes sur la région) - Paramètres souvent issus du dire d'expert → incertitudes élevées - Compétences techniques poussées nécessaires pour mener une analyse de sensibilité du modèle

9 ANNEXES

9.1 Détails de l'analyse de sensibilité

Tableau 4 : Paramètres testés pour l'étude de sensibilité de la simulation XBeach 1D

Paramètres	Valeurs simulation de de référence [fourchette modèle]	Valeurs testées
back/front - conditions d'entrée des vagues aux limites du modèle à la côte/au large	wall/abs_1d	absd_1d/wall
morfac – accélération morphologique	1 [0-100]	5
γ – paramètre de déferlement	0,46 [0,4-0,9]	0,4 0,65
bedfriccoef -coefficient de friction du fond	0,02 [0,000035-0,9]	0,01 0,04
dryslp – pente critique d'avalanche de la plage émergée	1 [0,1-2]	1,5 0,2
wetslp - pente critique d'avalanche de la plage immergée	0,15 [0,1-1]	0,2 0,5 0,8
tstop - durée de simulation (h)	1	2 3 6
D50 - taille des sédiments (mm)	0,3	3,2 0,1
Tp – période (s)	8	6 9 12
Hs – hauteur significative (m)	3	1 5
NM – niveau marin (mNGF)	0,47	0,2 0,7 0,9

9.1.1 Paramètres à faible influence — dryslp, morfac, back/front

Dans la configuration testée, quelques paramètres ont montré des impacts limités sur l'évolution du profil post-tempête. La pente critique d'avalanche émergée **dryslp** définit la pente critique au-dessus de laquelle les sédiments de la plage émergée sont susceptibles de glisser (avalanches de sable). Elle sert à modéliser la stabilité des talus et la transition sec/mouillé. Dans les tests présentés, la variation de dryslp (par exemple de 0,2 ; 1 et 1,5) n'a pas modifié de façon significative l'évolution du profil post-tempête par rapport à la simulation de référence.

Le paramètre **morfac** correspond au multiplicateur d'accélération morphologique utilisé pour accélérer artificiellement l'évolution du fond par rapport au temps de calcul des vagues et des courants afin de réduire le temps de calcul. Ce paramètre est surtout utilisé pour des simulations de temps longs hors conditions extrêmes. Bien qu'il puisse parfois sous-estimer les processus sédimentaires cross-shore pendant les tempêtes, certaines études montrent qu'une valeur modérée (morfac = 5) peut offrir des résultats cohérents et fiables.^{15,17} L'augmentation de morfac (par exemple de 1 à 5) a entraîné une

légère diminution de l'érosion, de l'ordre de 0,5 m autour d'une altitude proche de 1 m NGF, effet jugé peu significatif face aux autres variations.

Les conditions aux limites **back/front** contrôlent le comportement des ondes et l'échange sédimentaire aux frontières du domaine, avec **abs_1d** qui permet d'imposer un spectre de vagues entrant dans le domaine, tout en laissant les ondes sortantes sortir du modèle sans être renvoyées à l'intérieur. En paramétrant avec **wall** la condition à la limite est entièrement réfléchissante et non érodable. Les tests montrent que ce choix a eu un effet global très faible sur l'évolution relative du profil comparée à la référence. Les résultats ne reflètent pas le comportement attendu du paramètre wall. En théorie, celui-ci est conçu pour modéliser un mur de haut de plage, mais dans ce cas précis, il ne parvient pas à le représenter correctement. Cela s'explique par deux raisons principales : d'une part, la largeur réduite de la plage aérienne limite la capacité du modèle à simuler un affouillement réaliste, et d'autre part, le stock sédimentaire disponible est insuffisant pour reproduire ce processus. Le paramètre wall semble peu adapté aux configurations de plages étroites et peu sédimentaires.

En résumé, ces trois paramètres ont montré une sensibilité très limitée dans les scénarios testés.

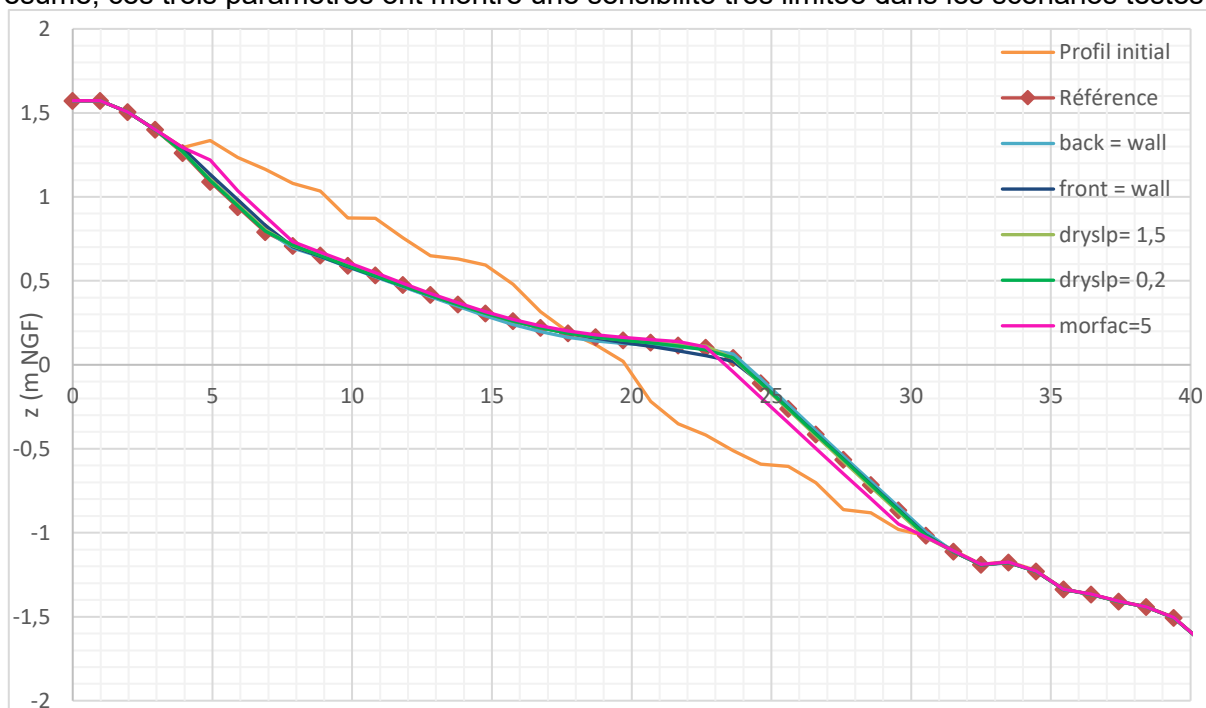


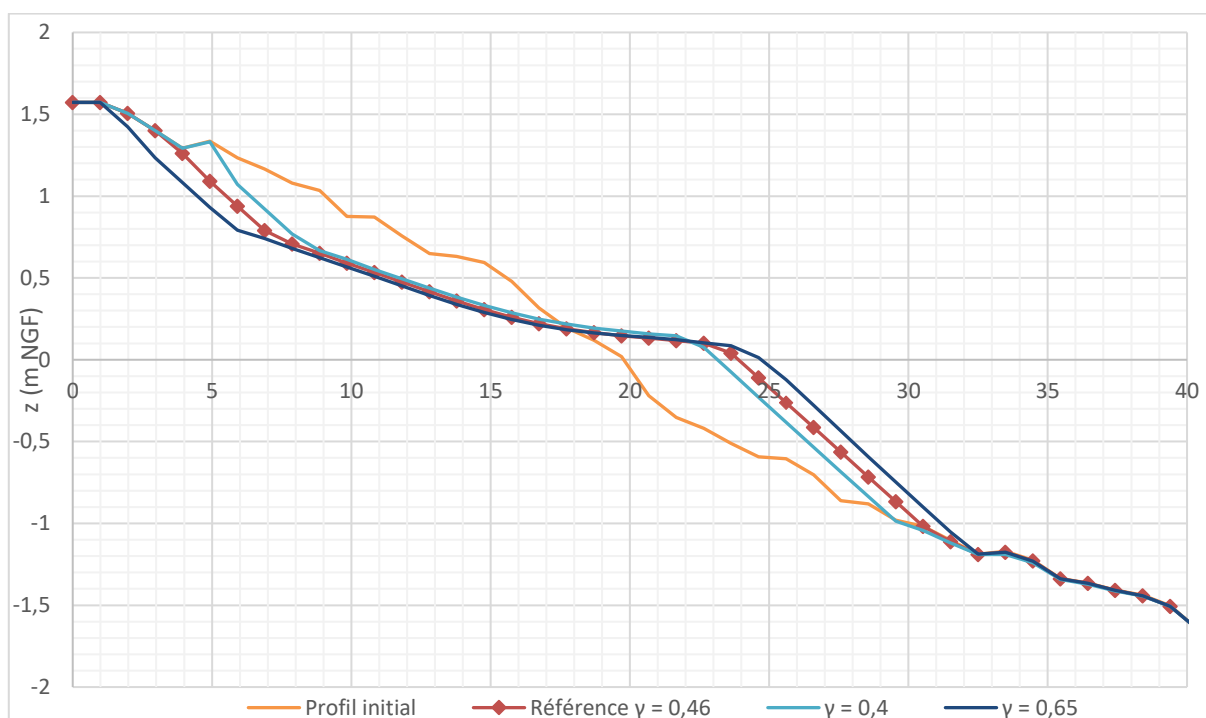
Figure 11 : Sensibilité des paramètres back/front, morfac et dryslp par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.2 Paramètre de déferlement - γ

Le paramètre γ définit la condition à laquelle une onde devient instable et déferle en arrivant près de la côte en reliant la hauteur de la vague à la profondeur locale. Ce paramètre est utilisé dans la formule de [Daly et al., 2010] pour induire un déferlement total dès qu'un certain seuil est franchi. Cette formulation permet de pallier les limitations de la formule de [Roelvink, 1993]. Cette dernière tend en effet à sous-estimer le déferlement sur de larges zones : lors de variations bathymétriques (comme avec des barres sédimentaires), l'augmentation soudaine de la profondeur à l'aval d'une barre peut provoquer une chute du paramètre de déferlement, entraînant son interruption prématurée.¹⁸

Dans les simulations, γ a un effet significatif sur la localisation de la dissipation d'énergie et donc sur l'intensité de l'érosion du haut de plage. En augmentant γ (par exemple de 0,46 à 0,65), le point de déferlement se rapproche de la côte, ce qui concentre l'énergie plus près du haut de plage et accentue l'érosion. Les tests montrent une augmentation d'environ **1 mètre d'érosion** de la plage émergée par rapport au profil de référence, entre les altitudes 1,4 et 0,75 m NGF et un **recul plus marqué du sommet du profil**. À l'inverse, diminuer γ retarde le déferlement et réduit l'érosion en haut de plage, pouvant même conduire à une légère accrétion locale par rapport à la simulation de référence, avec notamment un profil non impacté sur le haut de plage jusqu'à l'altitude 1,3 m NGF.

Cependant, comme dans la simulation de référence il n'est pas observé de recul du trait de côte dans le sens strict de sa définition (à l'altitude 0,2 m NGF) pour les valeurs testées.



9.1.3 Paramètre de coefficient de friction du fond - bedfriccoef

Le coefficient de frottement du fond est déterminé par la formule de Manning (formulation de Chézy ajustée avec la hauteur d'eau) et modélise la dissipation d'énergie due aux interactions entre l'eau et les sédiments. Une diminution de coefficient induit une diminution des frottements et donc une augmentation des vitesses d'écoulement. Les tests montrent que ce paramètre est sensible : une diminution du coefficient, par exemple de 0,02 à 0,01, augmente la capacité de transport des sédiments, entraînant une érosion nettement plus marquée de la plage émergée. Dans les simulations, cette variation a pu provoquer des reculs supplémentaires par rapport à la référence de l'ordre de **2 mètres** à 0,75 m NGF d'altitude, associés à **un transfert important des sédiments** vers la zone sous-marine, **avec un recul du trait de côte (0,2 mNGF) de l'ordre de 2 mètres**. L'augmentation du coefficient limite l'érosion de la plage émergée mais son effet est généralement moins prononcé que celui d'une diminution.

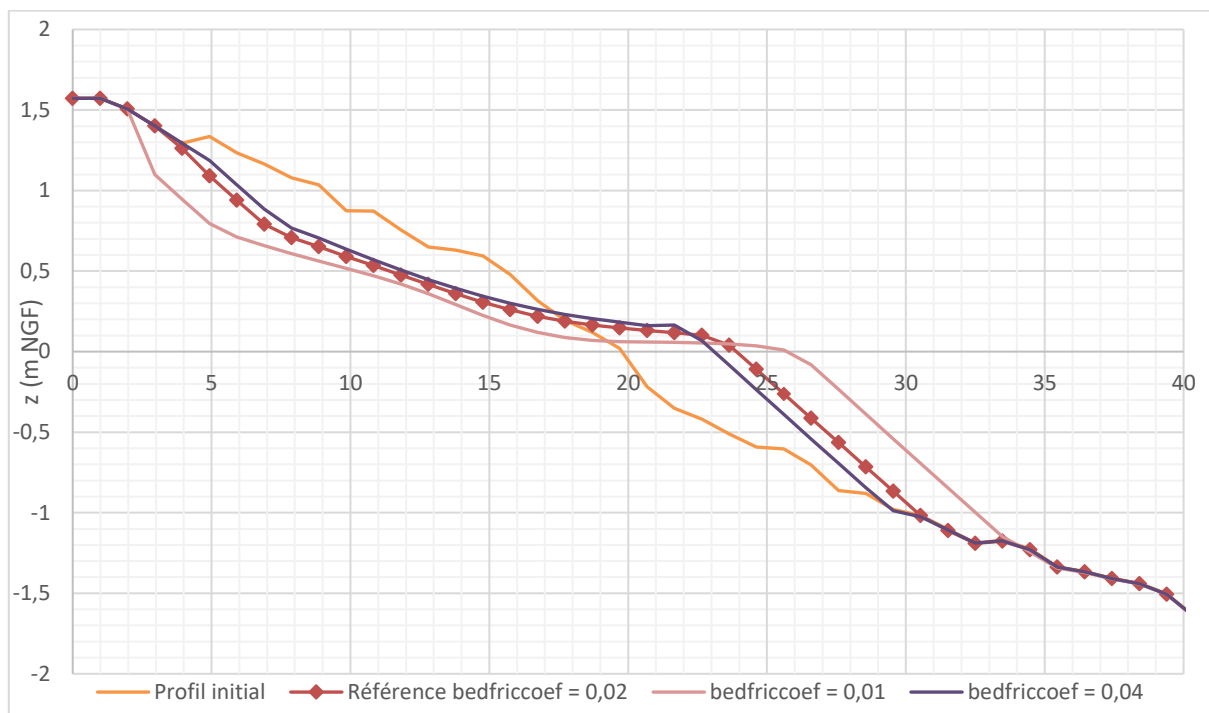


Figure 13 : Sensibilité du paramètre *bedfriccoef* par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.4 Paramètre de pente critique d'avalanche en zone immergée - *wetslp*

La pente critique d'avalanching pour la zone immergée, *wetslp*, conditionne la manière dont les sédiments submergés peuvent glisser vers le fond et influe sur la propagation de la modification morphologique depuis la zone immergée. Plus cette pente est augmentée moins les vagues vont « monter » sur la plage ce qui diminuera l'érosion.

L'augmentation de *wetslp* à 0,8 montre que le haut de plage peut ne pas être impacté par la tempête (aucune modification jusqu'à des distances plus importantes par rapport à la côte), le début des modifications morphologiques se décale à 6 m par rapport à la côte (au lieu de 4 m pour la référence), puis l'érosion devient très abrupte et accentuée. Par conséquent, *wetslp* module non seulement l'amplitude mais aussi la **forme spatiale de la réponse morphologique**.

Cependant, comme dans la simulation de référence il n'est pas observé de recul du trait de côte dans le sens stricte de sa définition (à l'altitude 0,2 m NGF) pour les valeurs testées.

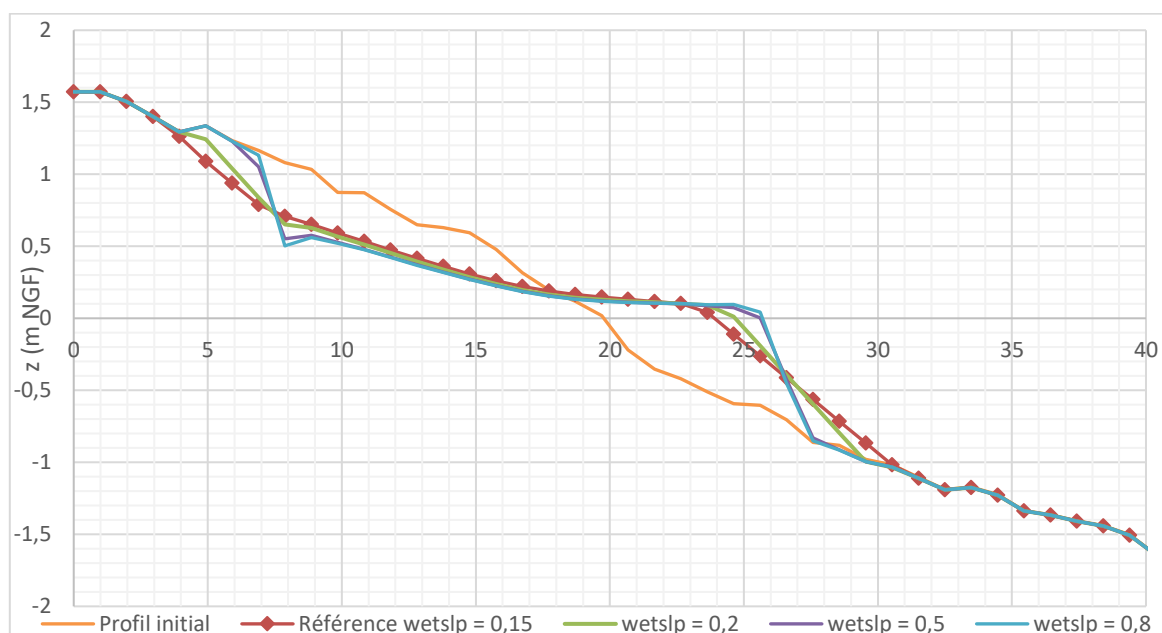


Figure 14 : Sensibilité du paramètre *wetslp* par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.5 Durée de simulation (tstop)

Les simulations menées avec des tstop croissants montrent la sensibilité du profil à la durée de simulation. **L'allongement de cette durée accentue progressivement l'érosion du haut de plage ainsi qu'un recul du trait de côte (0,2 mNGF) allant jusqu'à 3 mètres.** En maintenant des conditions de forçage maximales sur une période prolongée (jusqu'à 6h), le modèle simule une tempête dont la durée dépasse les pics d'intensité observés en milieu naturel. Un affaissement vertical continu de la plage est observé, accompagné d'un transfert sédimentaire croissant vers la zone immergée. Cette évolution temporelle démontre que plus la simulation est longue, plus le système s'éloigne de son état initial pour tendre vers un profil érodé et affaissé. Le choix du temps de simulation doit en conséquence être réfléchi et adapté aux contraintes du projet.

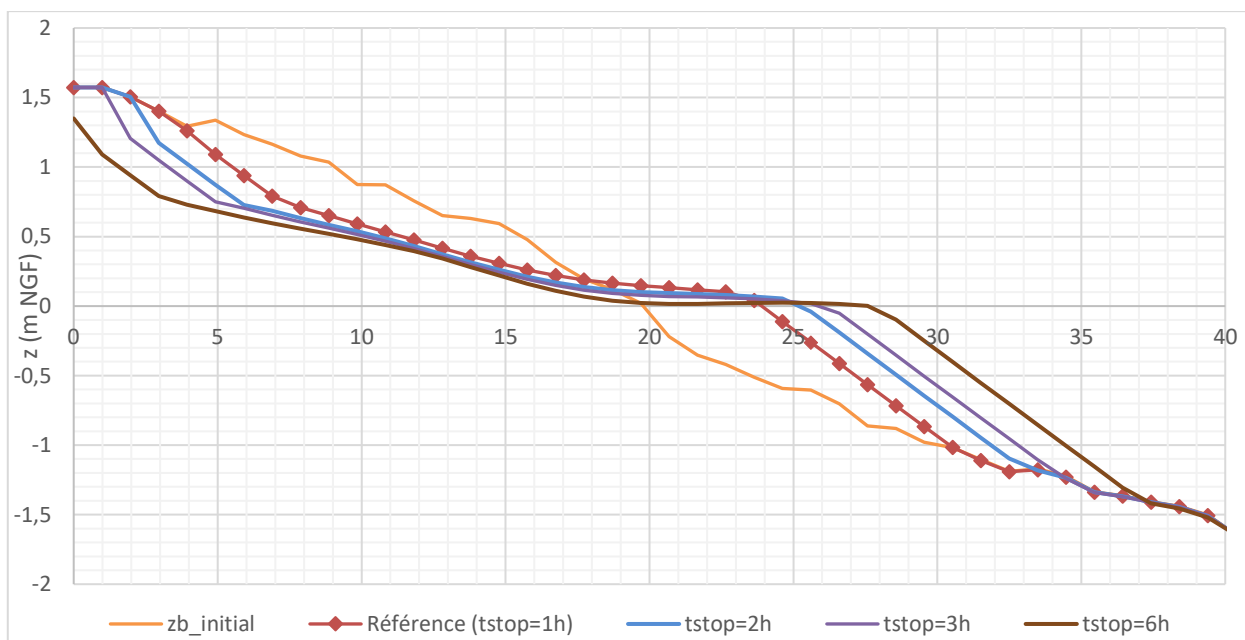


Figure 15 : Sensibilité du paramètre tstop par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.6 Paramètres de forçage

9.1.6.1 Taille des sédiments (D50)

Parmi les paramètres de forçage imposés à la frontière maritime, la granulométrie D50, la période de pic Tp et la hauteur significative Hs sont les plus déterminants de la réponse morphologique.

La taille **médiane des sédiments D50** est l'un des facteurs dominants : des sédiments plus fins accroissent fortement l'érodabilité du profil et conduisent à des reculs beaucoup plus importants du haut de plage. Dans les simulations, l'emploi de sables plus fins a produit des reculs supplémentaires d'environ **4 mètres** par rapport au post-tempête de référence (à 0,8 m NGF) et jusqu'à huit mètres par rapport au profil initial en haut de plage, ainsi qu'un **recul du trait de côte (0,2 m NGF) de plus de 3 mètres.**

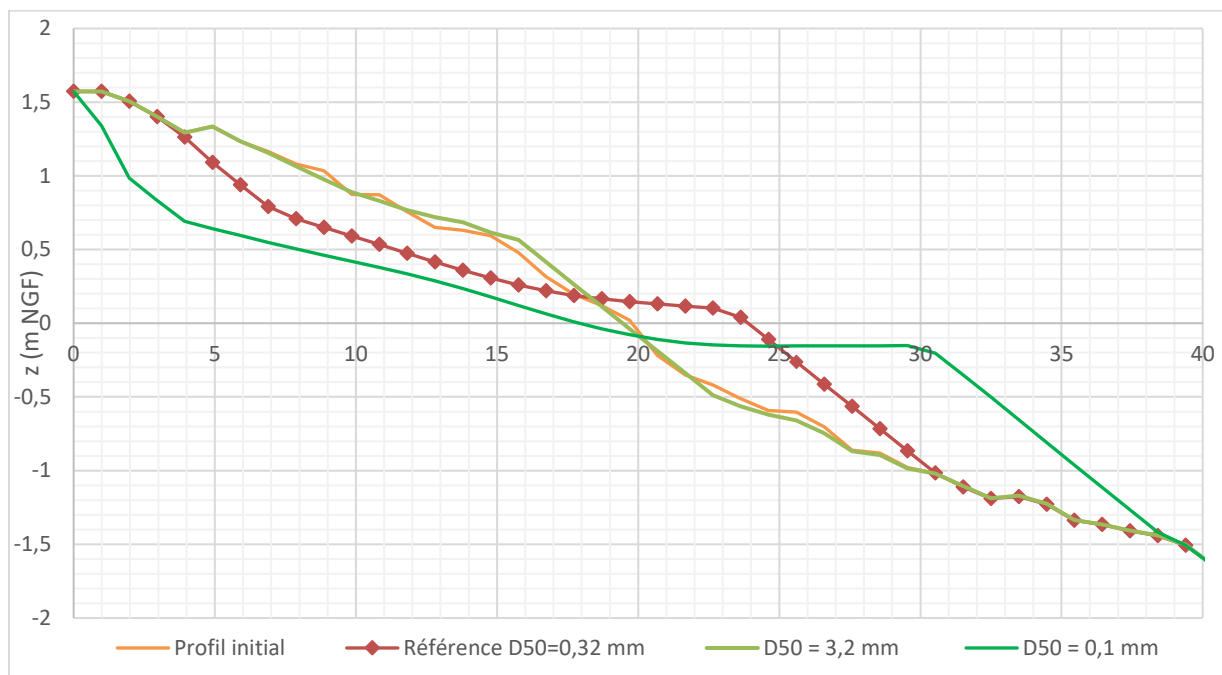


Figure 16 : Sensibilité du paramètre $D50$ par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.6.2 Période (T_p)

La période de pic T_p affecte l'énergie spectrale disponible pour le transport sédimentaire ; l'allongement de la période (par exemple à 12 s) augmente l'érosion du haut de plage d'environ **1,7 m** (entre 1 et 1,5 m NGF). Au niveau de la zone de redistribution des sédiments (0 à 0,5 m NGF) plus la période est élevée plus la pente du profil est douce, provoquant pour certaines périodes des avancées de trait de côte.

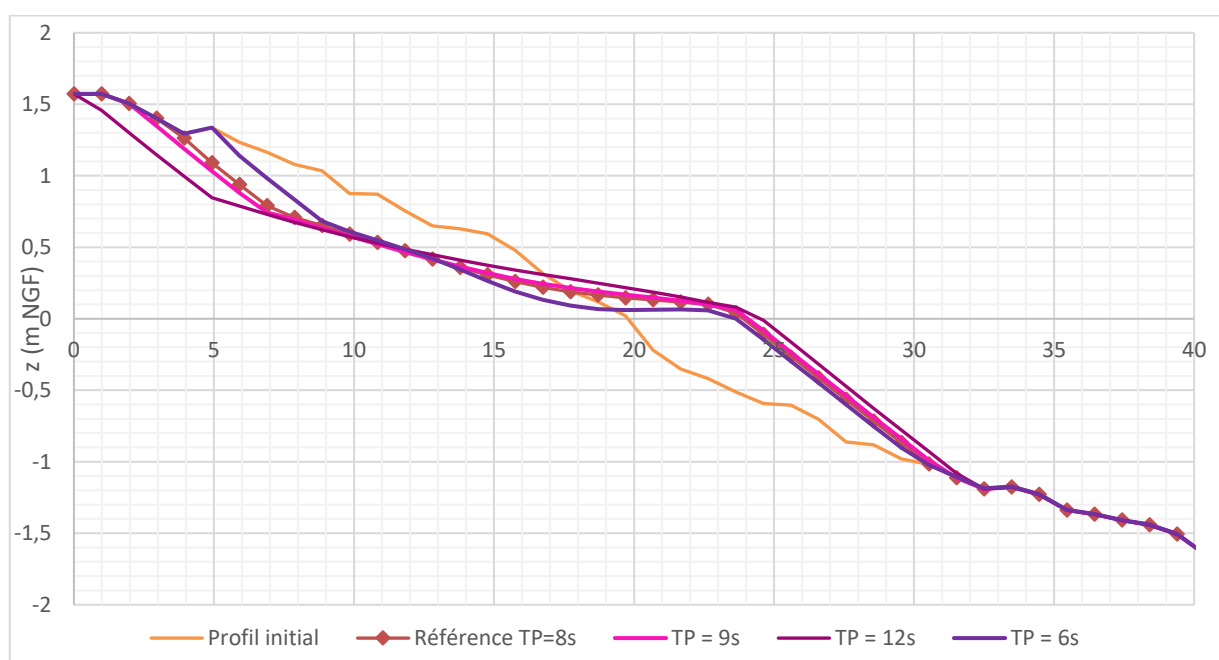


Figure 17 : Sensibilité du paramètre T_p par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.6.3 Hauteur significative (Hs)

La hauteur significative Hs fixe l'énergie imposée au domaine : une augmentation de Hs (par exemple de 3 à 5 m) intensifie l'érosion du haut de plage et de la plage aérienne, avec des reculs supplémentaires observés de l'ordre de **2 mètres** sur les altitudes proches de 1–1,5 m NGF. Le profil du haut de plage est nettement plus érodé que le profil de référence, permettant une redistribution des sédiments et une avancée du trait de côte à 0,2 mNGF. Au contraire une diminution de la hauteur significative entraîne une diminution de l'érosion du haut de plage, qui est plus marquée sur la plage immergée (0 à 0,5 m NGF).

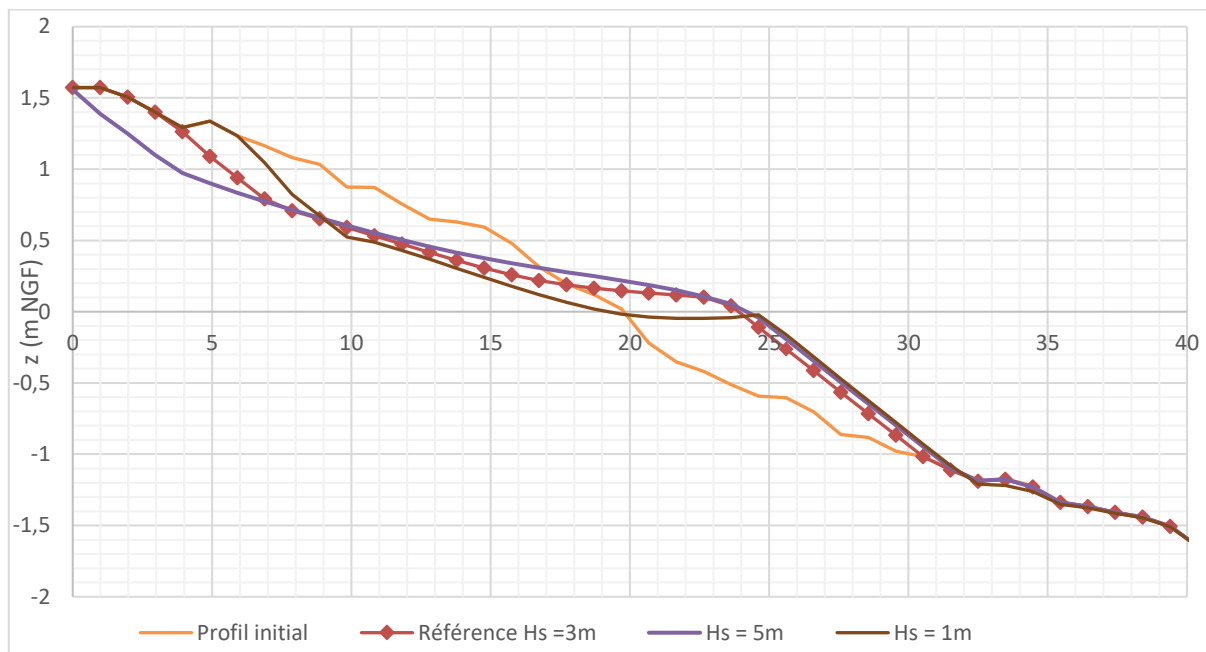


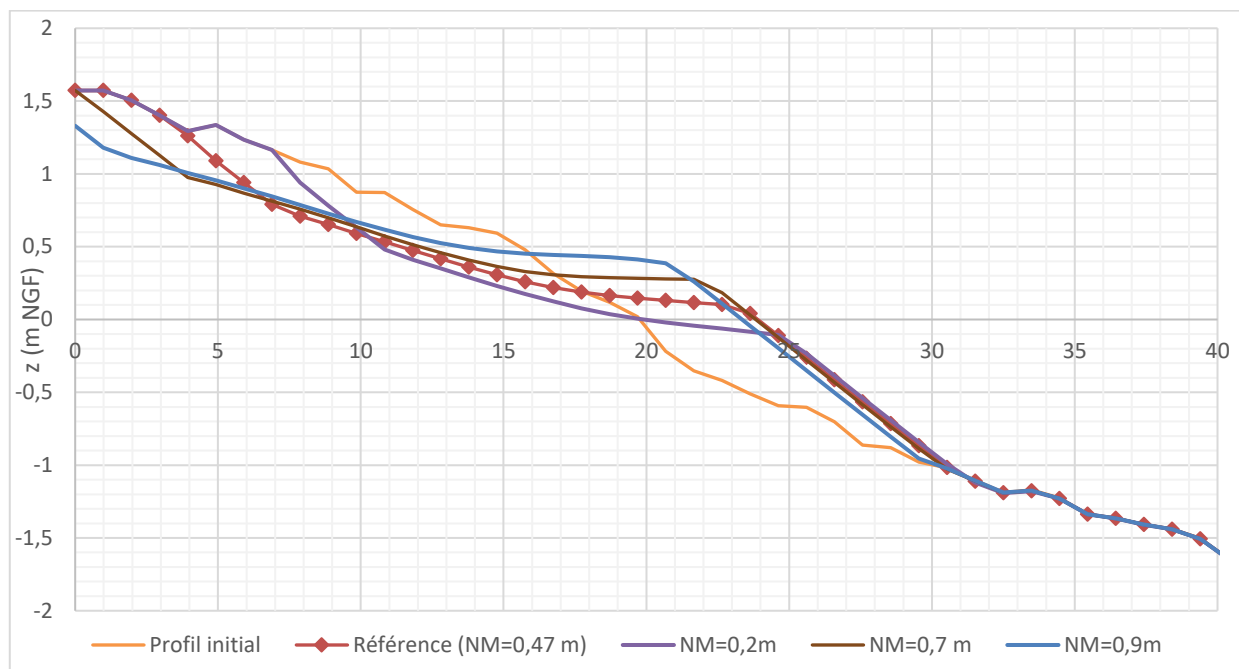
Figure 18 : Sensibilité du paramètre Hs par rapport à la configuration XBeach 1D de référence

9.1.6.4 Niveau Marin (NM)

Le niveau marin (lors de la tempête) est un facteur très impactant pour la simulation. L'augmentation du niveau à 0,7 mNGF induit une érosion sur toute la plage aérienne et une perte du stock sédimentaire (reculs supplémentaires proches de 2 m aux altitudes supérieures à 1 mNGF), avec un profil nettement plus érodé que le profil initial. **Plus le niveau marin s'élève, plus l'érosion attaque le haut de plage.** Les sédiments érodés sont retrouvés au niveau du jet de rive et dans les petits fonds, aux altitudes inférieures à 0,4 mNGF.

Un niveau marin plus faible, proche du niveau marin moyen de 0.2 mNGF, ne modifie pas le profil de plage initial en haut de plage, l'érosion débute à 1,1 mNGF mais celle-ci est **plus accentuée dans les petits fonds** (0,1 à -0,1 mNGF) par rapport au profil de référence post-tempête.

Enfin, avec un niveau marin de 0.9 mNGF, la présence d'une structure rigide en haut de plage bloque le recul horizontal des sédiments, mais induit une **érosion verticale massive sur le haut de la plage**. Le niveau du sol est abaissé de près de 30 cm par rapport au profil de référence. Ce phénomène illustre l'effet de réflexion de l'énergie au pied d'un mur, qui accélère l'évacuation du sable vers le jet de rive, résultant en une avancée du trait de côte (à 0,2 m NGF), et qui peut fragiliser la stabilité du pied de l'ouvrage.



9.2 Bibliographie

- (1) Cerema. Fascicule 8 : Synthèse Des Connaissances de La Frontière Espagnole à Port-de-Bouc - Dynamiques et Évolution Du Littoral, 2020.
- (2) Cerema. Fascicule 9 : Synthèse Des Connaissances de Port-de-Bouc à La Frontière Italienne - Dynamiques et Évolution Du Littoral, 2024.
- (3) RAMOGE. *La Défense Des Plages Contre l'érosion Dans La Zone RAMOGE . Guide à l'attention Des Maîtres d'ouvrage*; 2002; p 25.
- (4) Cerema. *Fiches Synthétiques de Mesure Des États de Mer Du Réseau CANDHIS Tome 2 – Méditerranée*; 2025.
- (5) Cerema; BRGM. *Recommandations Pour l'élaboration de La Carte Locale d'exposition Au Recul Du Trait de Côte*; 2022.
- (6) MEDDE. *Guide Méthodologique. Plan de Prévention Des Risques Littoraux*; 2014.
- (7) Cerema; BRGM. *Addendum Occitanie Au Document National de Recommandations Pour l'élaboration Des Cartes Locales d'exposition Au Recul Du Trait de Côte*; 2024.
- (8) Desmazes; Muller H; Lerma A. *Méthodologie de Détermination et d'estimation Du Recul Maximal Des Dunes Lors d'évènements Extrêmes Phase 2/A - RP-64184-FR*; 2014.
- (9) Desmazes; Muller H; Lerma A.; Bulteau T. *Méthodologie de Détermination et d'estimation Du Recul Maximal Des Dunes Lors d'évènements Extrêmes- Phase 2 - Année 2- RP-65439-FR*; 2015.
- (10) Desmazes F; Muller H; Garcin M.; Belon R.; Baudouin V. *Méthodologie de Détermination Du Recul Maximal Des Dunes Pour Les Événements Extrêmes - RP-63157-FR*; 2014.
- (11) Bruzzi Carole. Bilan Des Impacts Morphologiques Des Tempêtes de Novembre et Décembre 1997 Sur Les Plages Orientales Du Delta Du Rhône. In: Méditerranée, Tome 93, 4-1999. Dynamiques Naturelles et Gestion Des Espaces Littoraux, Sous La Direction de Serge Suanez, Mireille Provansal et Carole Bruzzi. Pp. 5-10. **1999**. <https://doi.org/10.3406/medit.1999.3124>.
- (12) Desmazes, F.; Muller, H.; Garcin, M.; Belon, R.; Baudouin, V. *Méthodologie de détermination du recul maximal des dunes pour les événements extrêmes - Rapport final*; BRGM RP-63157-FR; BRGM, 2014; p 135. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63157-FR.pdf>.
- (13) Cerema. *Etudes Hydrauliques Maritime. Guide à Destination Des Maîtres d'ouvrage*; 2018.
- (14) McCall, R.; Roelvink, D.; Quataert, E.; de Bakker, A.; de Ridder, M.; de Goede, R.; de Vet, L.; van der Lugt, M. *XBeach Documentation Release BOI-Phase3-5956*; 2022.
- (15) Bart, L. (Laurens). *Long-Term Modelling with XBeach: Combining Stationary and Surfbeat Mode in an Integrated Approach*; 2017.
- (16) Saulnier, J. *Climatologie Fine Des Systèmes de Vagues Pour l'étude Des Systèmes Houlomoteurs*; 2009.
- (17) M.I. Voudoukas; L.P Almeida; Ó. Ferreira. *Modelling Storm-Induced Beach Morphological Change in a Meso-Tidal, Reflective Beach Using XBeach*; 2011.
- (18) Christopher Daly; Dano Roelvink; Ap van Dongeren; Jaap van Thiel de Vries; Robert McCall. *Validation of an Advective-Deterministic Approach to Short Wave Breaking in a Surf-Beat Model*; 2010. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0378383911001517?via%3Dihub>.

9.3 Liste des tableaux et figures

Tableau 1 : Valeurs des principaux paramètres du modèle XBeach utilisés pour la simulation de tempête de référence 1D.....36

Tableau 2 : Synthèse de l'analyse de sensibilité sur 11 paramètres du modèle XBeach (1D) par rapport à la simulation de référence.....38

Tableau 3 : Synthèse comparative des méthodes d'estimation du recul évènementiel pour la Région Provence Alpes Côte-d'Azur.....44

Tableau 4 : Paramètres testés pour l'étude de sensibilité de la simulation XBeach 1D.....45

Figure 1 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite).....16

Figure 2 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite).....17

Figure 3 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite).....18

Figure 4 : Carte de réanalyse ERA5 à 850 hPa (environ 1 500 m d'altitude) (source : www.wetterzentrale.de) (à gauche) – Carte issue de la modélisation Ifremer des hauteurs significatives des vagues (source : marc.ifremer.fr) (à droite).....19

Figure 5 : Rose des houles des événements de coups de mer pour les 4 houlographes Candhis (Porquerolles, Monaco, Espiguette, Le Planier).....21

Figure 6 : Modélisation du profil de plage après tempête par la méthode DUROS (d'après van Gent et al., 2008).31

Figure 7 : Modèle de profil de plage d'équilibre simplifié de la méthode FEMA – Source : (FEMA 1995)32

Figure 8 : Représentation du calcul du volume du stock maximum mobilisable par un événement caractérisé par un niveau d'eau centennal, valeur limite avant disparition de la dune (Source : FEMA, 1995).....33

Figure 9 : Les quatre profils de plage initiaux (en gris) et post tempête (en noir) pris en compte par la méthode de Kriebel et Dean (1985).....34

Figure 10 : Simulation de la tempête de référence sur la plage test. Configuration XBeach 1D de référence37

Figure 11 : Sensibilité des paramètres back/front, morfac et dryslp par rapport à la configuration XBeach 1D de référence.....46

Figure 12 : Sensibilité du paramètre γ par rapport à la configuration XBeach 1D de référence.....47

Figure 13 : Sensibilité du paramètre bedfriccoef par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	48
Figure 14 : Sensibilité du paramètre wetslp par rapport à la configuration XBeach 1D de référence...	48
Figure 15 : Sensibilité du paramètre tstop par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	49
Figure 16 : Sensibilité du paramètre D50 par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	50
Figure 17 : Sensibilité du paramètre Tp par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	50
Figure 18 : Sensibilité du paramètre Hs par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	51
Figure 19 : Sensibilité du paramètre NM par rapport à la configuration XBeach 1D de référence	52

