

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MAGISTER EN SCIENCES DE LA MER

POST-GRADUATION : Géo-Risque et Aménagement du Littoral

Thème :

**ETUDE HYDRO-SEDIMENTAIRE A
L'AVANT COTE DE CAP DJINET
WILAYA DE BOUMERDES**

Présenté par :

M^{elle} KHALFANI Dalila

Soutenu le 24/12/2014 devant le jury suivant :

M ^r SEMROUD. R	Professeur	(E.S.S.M.A.L)	Président
M ^r BOUTIBA. M	Professeur	(U.S.T.H.B)	Promoteur
M ^r BOUHAMADOUCHE. M	Professeur	(U.S.T.H.B)	Examineur
M ^r HEMDANE. Y	Maitre de conférence	(E.S.S.M.A.L)	Examineur

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MAGISTER EN SCIENCES DE LA MER

POST-GRADUATION : Géo-Risque et Aménagement du Littoral

Thème :

**ETUDE HYDRO-SEDIMENTAIRE A
L'AVANT COTE DE CAP DJINET
WILAYA DE BOUMERDES**

Présenté par :

M^{elle} KHALFANI Dalila

Soutenu le 24/12/2014 devant le jury suivant :

M ^r SEMROUD. R	Professeur	(E.S.S.M.A.L)	Président
M ^r BOUTIBA. M	Professeur	(U.S.T.H.B)	Promoteur
M ^r BOUHAMADOUCHE. M	Professeur	(U.S.T.H.B)	Examineur
M ^r HEMDANE. Y	Maitre de conférence	(E.S.S.M.A.L)	Examineur

REMERCIEMENTS

Tout d'abord , je remercie Dieu , le tout puissant de m'avoir donné le courage , la force et la volonté pour réaliser cette étude.

J'exprime ma profonde gratitude et j'adresse mes chaleureux remerciements à Monsieur BOUTIBA Makhoulf pour m'avoir guidé, pour sa patience et son entière disponibilité dans la réalisation de ce travail. Il faut souligner que la pertinence de son thème proposé m'a séduite dès le départ étant donné son caractère original et surtout son utilité alliant la mise en place d'un modèle de réflexion et son application a un site de haute importance , celui du port de Cap Djinet , vu la problématique qu'il pose.

Je tiens aussi à remercier Mr HAMDI D.G de l'ENSMAAAL et l'ensemble de ses collaborateurs Mr. HAMDENE , Mr. LARID , Mr. GUERFI , Mr. SEMROUD , pour leur soutien d'abord en leur qualité d'enseignants ainsi que les encouragements permanents qui étaient très utiles pour le moral , de même que pour les conseils et orientations prodigués durant toute ma formation au sein de l'établissement . Sans oublier Mr BOUHAMADOUCHE, Professeur à la Faculté des sciences de la Terre et Aménagement du Territoire, d'avoir accepté d'examiner mon travail et faire partie du Jury de soutenance. Merci pour tout.

Mes vifs remerciements vont aussi au staff de la wilaya de BOUMERDES ; Mr. SEDDAR, Mr. KADRI, Mme MECIED, et Mr. GHALMI, d'avoir accepté de me recevoir au sein de leurs départements et services et aussi de m'avoir permis d'accéder a la documentation technique en plus des facilités de délivrance des autorisations administratives et des introductions nécessaires auprès des subdivisions de la localité d'études.

Mes sincères remerciements aussi a Mr. KAHOUADJI Sadek pour son aide , sa profonde gentillesse , sa générosité et surtout sa totale disponibilité durant les deux campagnes de 6 jours de sorties en mer avec son embarcation personnelle . Ami SADEK , Dieu te protège.

Merci beaucoup a l'indispensable MOURAD de l'association DELPHINE de DELLYS et sa formidable équipe de plongeurs qui ont fait preuve d'une grande disponibilité et d'une grande compétence pendant les deux campagnes de sorties en mer et sans lesquelles , les opérations d'immersions et de prélèvements du traceur d'étude n'auraient jamais été réalisées.

Un grand merci a Mr. AOUINET responsable de projet du port et dont je n'oublierai jamais son aide et les moyens mis a ma disposition lors de l'opération d'extraction du sable de la passe du port ainsi que son soutien et ses encouragements sans faille au domaine de la recherche.

Merci aussi a Mr. NOURREDINE de l'auberge de Cap Djinet et son équipe pour son hospitalité et la mise a ma disposition de locaux pour la sauvegarde du matériel de recherche.

Merci au personnel de l'ONM et de l'ANRH qui m'ont permis de collecter les données nécessaires pour l'accomplissement de cette étude, je n'oublierai jamais la complicité de ma chère SOUHILA et Me HOUARIA.

Mes très très grands remerciements a mes parents qui m'ont procuré le soutien moral et les moyens nécessaires pour atteindre mes objectifs d'études et de recherches.

Enfin , merci beaucoup a MEHDIA, HICHEM, OUSSMA, HAMZA, BELLOULOU, RACHID, AZIZ, HAMID pour avoir mis la main a la patte pour la fabrication du traceur malgré l'odeur insupportable de la peinture de marquage et pour leur assistance le long du parcours de ces travaux de recherche.

Que toutes les personnes , qui de près ou de loin ont contribué a la réalisation de ce travail trouvent ici le témoignage de mon estime et de ma reconnaissance.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail, avec toute mon affection :

A ma très chère et adorable maman que j'aime très fort, elle a toujours été présente, m'a soutenue et accompagnée à chaque étape de ma vie, je lui dois tout...

Sans oublier mon très cher père bien aimé et mon modèle, à qui je dois mon savoir et mon éducation...

A mon très cher frère youcef, mes sœurs amina et naziha qui m'ont beaucoup soutenu et encouragé dans l'élaboration de ce mémoire.

A la mémoire de mes très chers grand -parents, paternel et maternel et de mon grand frère BIBOU, qui ne sont plus de ce monde, qu'ils reposent en paix.

A toute ma famille, grands et petits...

A mon encadreur Monsieur M. BOUTIBA que je remercie pour ses conseils, gentillesse et disponibilité lors de l'élaboration de mon mémoire.

A Mme BACHIRA que je considère comme une grande sœur.

A MAHDIA et HICHEM, pour leur affection et leur partage d'encouragements et d'espoirs...

A tous mes amis et camarades que je ne peux pas tous citer mais dont je garderai le souvenir et l'amitié en moi toute ma vie...

dalila

Résumé

Le secteur d'étude se situe à 50 km à l'est d'Alger ; à la limite Est de la grande baie de Zemmouri. Il s'étend entre l'embouchure de l'oued Isser à l'Ouest et celle de l'oued Sébaou à l'Est. L'objectif principal de cette recherche est de contribuer à la compréhension des processus physiques actuels qui sont à l'origine des accumulations de sable au niveau du port de Cap Djinet et ses abords immédiats, et ce dans le but de mieux interpréter les scénarios d'érosion, de transport et de dépôt à l'avant côte de Cap Djinet. Afin d'atteindre ces objectifs, notre démarche est basée sur deux approches, une expérimentale et une modélisatrice.

L'approche expérimentale à court terme est basée sur une campagne de mesures, des flux sédimentaires à l'avant côte de Cap-Djinet à l'aide des traceurs fluorescents et des pièges à sédiments unidirectionnels et des agents de transport sédimentaire par le déploiement d'instrumentation de mesures hydrodynamique (courantomètre à lecture directe).

L'approche modélisatrice est basée sur l'utilisation de formules empiriques et de modèles numériques pour calculer les flux sédimentaires. Les modèles de simulation (propagation de la houle, flux énergétique longshore et transit littoral) ont été construits à l'aide des codes de calcul Mike 21 (**SW, PMS, HD et ST**) avec une approche double. Les limites de la représentativité de l'outil d'analyse ont été examinées et traitées. La construction du modèle de simulation a été effectuée à partir d'un lever bathymétrique détaillé réalisé durant la période estivale de 2009. Les données de houles au large ont été extraites du Med Atlas couvrant une période allant de 1994 à 2004. La prédiction et la simulation des forçages hydrodynamiques et des transferts sédimentaires a été effectuée à l'aide de formules empiriques (CERC, Kamphuis *et al.*,...).

Les résultats obtenus montrent que la côte de Cap Djinet, est soumise aux houles de fortes amplitudes provenant du secteur Ouest. Le flux énergétique longshore provient du secteur Nord –Est et s'oriente vers le Sud-Ouest. Le courant longshore mis en évidence par la simulation et les mesures in-situ est généré par les houles déferlantes. Ce courant prend une direction Nord-Sud lorsque les houles atteignent obliquement la côte en provenance du Nord Est, et une direction Sud-Nord pour des houles de l'ouest. Les vitesses de ce courant enregistrées dans des conditions d'agitation moyenne au niveau des deux points d'injection du traceur fluorescent ne dépassent pas les 0.24 m/s. Ces mesures concordent avec les valeurs prédites par le modèle (**HD**) calibré.

Les résultats des prédictions des flux sédimentaires à partir des six formules empiriques (CERC (1984), Kraus *et al.*, (1982), Kamphuis (1986, 1991), Valle (1993), Chadwik (1989)) montrent que le transport sédimentaire le plus important, dans les plages Nord et Sud s'effectue de l'Ouest vers l'Est, il est provoqué essentiellement par les houles de secteur Ouest – Nord Ouest. Les valeurs du transit littoral restent élevées et ne représentent pas les quantités réelles qui transitent le long de la zone.

Le traçage fluorescent dans la plage Nord a révélé un transport vers le sud-ouest, avec une concentration maximale, localisée à 1 m du point d'injection. Au delà de ce point la concentration décroît exponentiellement jusqu'à 10 à 20 grains /m², à 7m, quelques grains marqués ont été détectés. Tandis que le traçage fluorescent effectué dans la plage Sud a mis en évidence un transport vers l'Est par rapport au point d'injection, la dispersion du traceur Jaune était plus importante et ce après le passage d'une tempête exceptionnelle en provenance du Nord.

Le centre de masse du traceur rouge a effectué un déplacement longshore net de ~2m le long de la côte, vers le sud-ouest (En direction de l'épi Nord), avec une vitesse de déplacement très faible de 3.68×10^{-5} m/s, cette vitesse est plus importante dans les couches supérieures. Quant au Traceur Jaune, le centre de masse s'est déplacé de ~8m dans la direction Est.

Mots-clés : Avant côte, Modélisation, Houles, Courant longshore, Transport sédiments, Traceurs fluorescents, Pièges à sédiments, Cap-Djinet.

* Mémoire de Magister

**Directeur de mémoire : Makhlouf BOUTIBA Professeur FSTGAT/USTHB

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

INTRODUCTION GENERALE	1
Problématique	2
Traits morphologiques de la côte de Cap Djinet	4
Objectifs et démarches de l'étude	5
Organisation du Mémoire.....	6
PARTIE I : PRESENTATION DU SITE D'ETUDE « CADRE MORPHOLOGIQUE ET EVOLUTION HYDRO-MORPHO-DYNAMIQUE DE LA COTE DE CAP DJINET ».....	7
Introduction.....	8
Chapitre 01 : Cadre topographique régional.....	9
1 Introduction.....	9
2 Les chaînes de montagnes	9
2.1 Chaîne du Djurdjura.....	10
2.2 Chaîne centrale.....	10
2.3 Chaîne littorale.....	11
3 Les bassins et vallées du Sébaou et de l'Isser	11
4 Les Plaines littorales	12
5 La frange littorale	13
6 La plate forme continentale	13
7 Conclusion partielle	14
Chapitre 02 : Cadre géologique.....	16
1 Contexte géologique régional	16
1.1 Domaine interne	16
1.1.1 Socle kabyle.....	16
1.1.2 Dorsale kabyle	16
1.1.3 Les flyschs	17
1.2 Domaine externe	17
1.3 Les formations post nappes.....	18
2 Magmatisme miocène de la marge Algérienne.....	18
3 Contexte géologique et lithologique local.....	20
3.1 Les formations métamorphiques : Le socle métamorphique ou massif cristallophyllien ou socle kabyle	20
3.2 Les formations sédimentaires.....	21

3.2.1	La dorsale kabyle.....	21
3.2.2	L'Oligo-Miocène Kabyle.....	21
3.2.3	La série Numidienne.....	21
3.2.4	Les formations post-nappes	21
3.3	Les formations éruptives : Les roches magmatiques de Cap Djinet	22
3.4	La stratigraphie Mio-Plio-Quaternaire.....	24
3.4.1	Crétacé Supérieur marin et Crétacé inférieur (Vraconien à Berriasien)	24
3.4.2	Oligocène marin.....	24
3.4.3	Miocène	24
3.4.4	Pliocène	25
3.4.5	Le Quaternaire	25
4	Conclusion partielle	26
Chapitre 03 : Cadre climatique et hydrodynamique général de la côte de Cap Djinet		28
.....		
1	Introduction.....	28
2	Les conditions subaériennes ou continentales	28
2.1	Les températures	28
2.2	Les précipitations	29
3	Le réseau hydrographique	31
3.1	Débits liquides.....	31
3.1.1	Méthodes d'Analyse de la Variabilité interannuelle des débits liquides	31
3.1.2	Résultats d'analyse	32
3.2	Débits solides	35
3.2.1	Méthodes d'analyse de la variabilité interannuelle de l'érosion hydrique des bassins versants	35
3.2.2	Résultats d'analyse	35
4	Les conditions marines générales	37
4.1	Les vents	37
4.1.1	Régime général des vents au large.....	37
4.1.2	Régime général des vents à la côte	40
4.2	Les houles	42
4.2.1	Analyse des houles au large (Med Atlas)	42
4.2.2	Conditions de l'état de la mer et Hauteurs significatives à la côte	51
5	Conclusion partielle	53
Chapitre 04 : Structures et classification morpho-dynamique des plages de la côte de Cap Djinet.....		54
1	Introduction.....	54
2	Structures sous-marines des plages de Cap Djinet	54
3	Classification morpho-dynamique des plages	59
3.1	Classification morpho-dynamique des plages de Masselink & Short (1993)	59
3.1.1	Les plages réfléchives ($\Omega < 2$).....	60
3.1.2	Les plages intermédiaires ($2 < \Omega < 5$)	60

3.1.3	Les plages dissipatives ($\Omega > 5$).....	61
3.2	Classes morpho-dynamiques des plages (D'après Carter, 1988).....	62
3.3	Application aux plages de Cap Djinet.....	63
4	Conclusion partielle	64
	Conclusion de la première partie	65
PARTIE II :	ÉTUDE HYDRO-SÉDIMENTAIRE CÔTIÈRE « APPROCHE NUMÉRIQUE	
».....	66
	Introduction.....	67
	Approche méthodologique	67
	Chapitre 01 : Modélisation de la propagation de la houle du large vers la côte	69
1	Simulation de la propagation de la houle du large vers la côte à grande échelle au	
	moyen du Module SW	69
1.1	Conditions aux limites	70
1.1.1	Base de données MedAtlas	70
1.1.2	Données instantanées du Modèle Wave Watch III	75
1.2	Configuration du module SW	76
1.3	Résultats de la simulation	78
2	Simulation de la propagation de la houle du large vers la côte à petite échelle au	
	moyen du Module PMS	79
2.1	Conditions aux limites	80
2.1.1	Climat de houle global.....	80
2.1.2	Climat de houle dominant durant l'expérimentation du traçage fluorescent.....	80
2.2	Configuration du module PMS	81
2.3	Résultats de simulation du climat de houle global.....	82
2.4	Résultats de simulation du Climat de houle qui a dominé durant l'expérimentation du	
	traçage fluorescent.....	84
	Chapitre 02 : Modélisation des champs de courants générés par la houle et les vents	
	87
3	Modèle HD	87
3.1	Configuration des paramètres du modèle.....	88
3.2	Grilles de calcul	88
3.3	Périodes de simulation	88
3.4	Conditions aux limites et autres paramètres.....	89
4	Résultats et discussions.....	89
	Chapitre 03 : Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de	
	courant.....	93
1	Modèle ST description et configuration.....	93
2	Résultats et discussions.....	94
	Chapitre 04 : Validation du modèle hydro-sédimentaire	99

1	Mesures de courants	99
2	Validation des modèles HD et ST (Période du 16 au 20 Octobre 2014).....	104
2.1	Modèle HD.....	104
2.1.1	Méthodologie générale	104
2.1.2	Résultats et discussions.....	105
2.2	ST pour la période allant du 16 au 20 Octobre 2014	109
2.2.1	Méthodologie générale	109
2.2.2	Résultats et discussions.....	109
	Conclusion de la deuxième partie.....	111

**PARTIE III : QUANTIFICATION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES
LONGITUDINAUX ET DES FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES LE LONG DE LA
COTE DE CAP DJINET « APPROCHE EMPIRIQUE ET EXPERIMENTALE »**

Introduction.....113

Chapitre 01 : Présentation du Réseau expérimental.....115

1	Etape 01 : Traçage fluorescent	116
1.1	Difficultés et Inconvénients	116
1.2	Méthodologie	117
1.2.1	Mesure des transferts sédimentaires par traçage fluorescent sous l’effet de houle non déferlante	117
1.2.2	Mesure de courant à proximité du fond.....	132
1.3	Résultats et discussions	133
1.3.1	Traçage fluorescent.....	133
1.4	Conclusion partielle	141
2	Etape 02 : Piégeage des sédiments	142
2.1	Inconvénients	142
2.2	Méthodologie	143
2.2.1	Mesure des flux sédimentaires par piégeage sous l’effet de houles déferlantes	143
2.2.2	Mesure des forçages hydrodynamiques.....	146
2.3	Résultats.....	147
2.3.1	Répartition verticale des transports sédimentaires dans la zone de déferlement	147
2.3.2	Répartition cross-shore des transports sédimentaires dans la zone de déferlement....	148
2.3.3	Conditions environnementales mesurées.....	149
2.3.4	Influence des paramètres environnementaux.....	149
2.4	Synthèse et discussions	150
2.5	Conclusion partielle	151

**Chapitre 02 : Prédiction des forçages hydrodynamiques dans la zone de déferlement
.....152**

1	Introduction.....	152
2	La houle au déferlement.....	152
2.1	Résultats.....	153
3	L’indice de déferlement.....	154

SOMMAIRE

3.1	Résultats	155	
4	La profondeur de déferlement	155	
4.1	Résultats	155	
5	Discussions des résultats.....	156	
6	Conclusion partielle	157	
Chapitre 03 : Prédiction des flux sédimentaires dans la zone de déferlement de la			
houle			158
1	Introduction.....	158	
2	Origine physique du transport littoral sur une plage.....	158	
3	Catégories des formules de calcul du transport sédimentaire littoral	159	
3.1	Catégorie énergétique	159	
3.1.1	Approche de flux d'énergie des vagues.....	159	
3.1.2	Approche de force de courant.....	160	
3.2	Catégorie d'équilibre des forces (Force des vagues et des courants).....	160	
3.3	Catégorie analytique basée sur des expériences en laboratoire.....	160	
4	Application à la côte de Cap Djinet et validation d'une formule	161	
4.1	CERC (1966, 1984).....	161	
4.2	Kamphuis <i>et al.</i> , (1986, 1991).....	162	
4.3	Kraus <i>et al.</i> , (1982)	163	
4.4	Chadwick 1989	164	
4.5	Récapitulatif des formules utilisées	165	
5	Résultats et discussions.....	166	
5.1	Prédictions par la formule du CERC (1984).....	166	
5.2	Prédictions par la formule de Kamphuis <i>et al.</i> , (1991)	167	
5.3	Prédictions par la formule de Kamphuis <i>et al.</i> , (1986)	168	
5.4	Prédictions par la formule de Kraus <i>et al.</i> , (1982)	169	
5.5	Prédictions par la formule de Valle <i>et al.</i> , (1993)	170	
5.6	Prédictions par la formule de Chadwick (1989).....	171	
5.7	Validation des formules empiriques.....	173	
6	Conclusion partielle	175	
Conclusion de la troisième partie			176
CONCLUSION GENERALE			178
BIBLIOGRAPHIE.....			182

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte morpho-physique en Modèle Numérique du Terrain montrant le relief de la Kabylie du Djurdjura (MATET/CENEAR, 2008)	9
Figure 2 : Carte des divers géo-systèmes de la Kabylie du Djurdjura ((MATET/CENEAR, 2008) modifiée)	10
Figure 4 : Profils transversaux sous marins de la plate forme de Cap Djinet extraits de la carte bathymétrique représentée en figure 3 (Carte marine 1/100 000 du service hydrographique de la marine)	15
Figure 3 : Représentation 3D de la Bathymétrie régionale de Cap Djinet selon la carte marine 1/100 000 du service hydrographique de la marine	15
Figure 5 : a) Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (d’après Domzig, 2006) – b) Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Modifiés d’après (Durand, 1969)) – c) Scénario d’évolution de la Méditerranée Occidentale sur un transect NNO/SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte <i>et al.</i> , 2000) – d) Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrébides au Crétacé inférieur (d’après (Bouillin, 1986))	19
Figure 6 : Les unités géologiques de la région de Cap Djinet (Degiovanni, 1978)	22
Figure 7 : Le magmatisme de Cap Djinet (Belanteur, 2001)	23
Figure 8 : Carte géologique de l’Algérie (Région centre) 2 ^{ème} Edition (1/500 000 ^e) (MG Bétier, 1951, 1952)	27
Figure 9 : Moyennes mensuelles des températures à la station marine de Dellys, période (1994-2012) (Source ONM).	28
Figure 10 : Carte de la pluviométrie (moyenne annuelle) de la région d’étude (ANRH, 1993).....	29
Figure 11 : Moyennes mensuelles des précipitations et nombres de jours de pluies à la station marine de Dellys période (1994 – 2012) (Source ONM).	29
Figure 12 : Taux annuels de précipitation (1994 – 2014) Station de Dellys	30
Figure 13 : Résultats de calcul des Cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels (Oued Isser).....	33
Figure 14 : Résultats de calcul des Cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels (Oued Sebaou)	34
Figure 15 : Taux d’érosion spécifique des bassins versants a) Sebaou et b) Isser.....	36
Figure 16 : Corrélation entre le taux d’érosion spécifique et la pluie annuelle pour les deux bassins (a) Isser et b) Sebaou)	36

LISTE DES FIGURES

Figure 17 : Roses annuelle et saisonnières des vents au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)	38
Figure 18 : Roses saisonnières et annuelle des vents à la côte (Source ONM)	41
Figure 19 : Rose annuelle des houles au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)	43
Figure 20 : Roses saisonnières des houles au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)	44
Figure 21 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1999 et 2004 (Source MedAtlas)	46
Figure 22 : Distribution cumulée des Hauteurs significatives des houles au large (Source MedAtlas)	46
Figure 23 : Résultat de calcul du Spectre de Peirson-Moscovitch appliqué à la région de Cap Djinet	47
Figure 24 : Périodes de pointe des vagues au large (Source MedAtlas)	48
Figure 25 : Résultats de Distribution cumulative des Périodes piques au large	49
Figure 26 : Histogramme des Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1999 et 2013 (Source ONM)	52
Figure 27 : Profil d'une plage avec ses différentes composantes (Bonte, 2013)	54
Figure 28 : Bathymétrie 3D des alentours du Cap lieu d'implantation du Port réalisée à partir des données établies par le LEM (2009)	56
Figure 29 : Bathymétrie 2D des alentours du Cap lieu d'implantation du Port réalisée à partir des données établies par le LEM (2009)	57
Figure 30 : Profil Sud Cross shore, Système à trois dunes hydrauliques (Extrait de la carte bathymétrique (Fig 29))	58
Figure 31 : Profil Nord Cross shore, Système Mono-Dune hydraulique (Extrait de la carte bathymétrique (Fig 29))	58
Figure 32 : Classification des types de plage (Masselink, G. et Short, A.D., 1993) en fonction de la vitesse de chute des particules adimensionnelle et du marnage relatif (RTR) (D'après Davidson – Arnott, 2010 in (Cartier, 2011))	62
Figure 33 : Approche méthodologique adoptée pour de la modélisation intégrée du transport de sédiments non cohésifs	68
Figure 34 : Distribution des points de données dans l'atlas électronique MedAtlas	70
Figure 35 : Fetchs effectifs calculés par la méthode SPM moyennés chaque 5° pour le point MedAtlas 3°E 37°N	72

LISTE DES FIGURES

Figure 36 : Directions de houles sollicitant le site d'étude à partir du point MedAtlas 3°E 37°N....	72
Figure 37 : Fetchs effectifs calculés par la méthode SPM moyennés chaque 5° pour le point à la côte (Cap Djinet) 3,66°N 36,81°N.....	73
Figure 38 : Directions de houles sollicitant le site d'étude à partir du point rapproché (Cap Djinet) 3,66°N 36,81°N.....	73
Figure 39 : Rose annuelle des houles au large de Cap Djinet (Source MedAtlas) (1994-2004)	74
Figure 40 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles sollicitant le site d'étude (Med Atlas Point transposé)	75
Figure 41 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles (WAVE-WATCH III) entre le 16 et 31 Octobre 2014.....	76
Figure 42 : Sortants du modèle SW	77
Figure 43 : Climat des houles réfractées obtenu à l'aide du module SW	80
Figure 44 : Roses des houles à gauche au large et à droite prédites par le SW à -20 m de profondeur	80
Figure 45 : Grilles de calcul des climats de houle durant la période d'expérimentation du traçage fluorescent.....	84
Figure 46 : Plan de propagation de la houle (1.2m -6s -280°N)	85
Figure 47 : Plan de propagation de la houle (3m -10s - 17°N)	86
Figure 48 : Plan de propagation de la houle (0.5m -6s - 28°N)	86
Figure 49 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Ouest (277,5 - 292,5 °N) durant la période de faible à moyenne énergie situation du 15 au 17 Oct 2014.....	90
Figure 50 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Nord-Est (7,5 - 22,5 °N) durant la tempête déroulée entre le 22 et le 26 Octobre 2014.....	91
Figure 51 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Nord-Est (22,5 - 37,5 °N) durant la période de faible à moyenne énergie situation du 27 au 29 Octobre 2014.....	92
Figure 52 : Carte de simulation du transport sédimentaire généré durant la période allant du 15 au 17 Octobre 2014 - Houles de secteur Ouest (277,5 - 292,5 °N)	96
Figure 53 : Carte de simulation du transport sédimentaire générée durant la période allant du 22 au 26 Octobre 2014 - Houles de secteur Nord-Est (7,5 - 22,5 °N).....	97
Figure 54 : Carte de simulation du transport sédimentaire générée durant la période allant du 27 au 29 Octobre 2014 - Houles de secteur Nord-Est (22,5 - 37,5 °N).....	98

LISTE DES FIGURES

Figure 55 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Nord durant l'injection du traceur Rouge le 16 Octobre 2014	100
Figure 56 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Nord durant les prélèvements des sédiments dans les alentours du point d'injection du traceur Rouge le 17 Octobre 2014 Matin	101
Figure 57 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Sud durant l'injection du traceur Jaune le 17 Octobre 2014 Après-midi	102
Figure 58 : Courants enregistrés lors des prélèvements dans la plage Nord et de l'injection du traceur Jaune dans la plage Sud	103
Figure 59 : Courants enregistrés lors de l'injection du traceur Rouge le 16 octobre 2014.....	103
Figure 60 : A : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (300°N) le 16 Octobre dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Nord et position du point de mesure des courants	106
Figure 61 : A : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (277°N) le 17 Octobre Matin dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Nord et position du point de mesure des courants	107
Figure 62 : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (300°N) le 17 Octobre Après-midi dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Sud et position du point de mesure des courants	108
Figure 63 : Carte des transferts sédimentaires sous l'effet des houles de l'ouest (300°N) pour la période allant du 16 au 20 Octobre 2014	110
Figure 64 : Réseau expérimental.....	115
Figure 65 : Etapes de fabrication des traceurs fluorescents	117
Figure 66 : Opération de prélèvement de sable en face de la passe d'entrée du port de Cap Djinet durant le mois de Février 2014	118
Figure 67 : Etapes de fabrication du traceur au laboratoire	121
Figure 68 : Résultats de fabrication des traceurs fluorescents	122
Figure 69 : Courbes granulométriques des sables marqués et naturel	123
Figure 70 : Courbes granulométriques des sables marqués et naturel après destruction des agrégats	124

LISTE DES FIGURES

Figure 72 : Rectangle creusé sur le fond pour mettre en place le traceur	125
Figure 71 : Positions des points d'injection des deux traceurs fluorescents	125
Figure 73 : Injection des traceurs Rouge à gauche et Jaune à droite	126
Figure 74 : Prélèvement à la benne à gauche – Carottage à droite	127
Figure 75 : Repère central sur le fond.....	127
Figure 76 : Balisage surfacique chaque 10 mètre dans quatre directions	127
Figure 77 : Exemple d'un Plan d'échantillonnage des particules marquées à un instant (t) dans la plage Nord.....	128
Figure 78 : Schéma représentatif des paramètres de calcul du traçage fluorescent	132
Figure 79 : Courantomètre en opération de mesure	133
Figure 80 : Nuage des Traceurs fluorescents à gauche a) Traceur Rouge 91 heures après son injection – à droite b) Traceur Jaune 15 jours après son injection.....	135
Figure 81 : Variation cross shore en allant de la côte vers le large de la profondeur de remaniement suivant un axe SE-NW 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord.....	136
Figure 82 : Variations de la profondeur de remaniement dans les directions Sud 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord	137
Figure 83 : Variations de la profondeur de remaniement dans les directions Nord 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord	137
Figure 84 : Variation de la vitesse de déplacement du centre de masse du nuage fluorescent en fonction de la profondeur.....	138
Figure 85 : Courants enregistrés durant l'injection des traceurs fluorescents – A gauche Plage Nord, A droite Plage Sud (Entre le 16 et 18 Oct).	138
Figure 86 : Courants enregistrés dans la plage Nord à gauche le 17 Oct à 10:40 et à droite le 18 Oct à 16:55	139
Figure 87 : Signal temporel des hauteurs significatives des houles au large du 16 oct au 31 Octobre 2014 (Source Wave-Watch III).....	140
Figure 88 : à gauche Rose des houles au large – à droite Rose des vents au large durant la période d'expérimentation du traçage fluorescent (du 16 au 31 oct 2014) (Source Wave-Watch III). 140	
Figure 89 : à droite : Exemple type d'un piège à sédiment unidirectionnel issu du modèle de (Kraus, 1987) - à gauche : Trois pièges unidirectionnels utilisés pendant l'expérimentation sur le terrain (Boutiba, 2006).....	144

LISTE DES FIGURES

Figure 90 : Mesure des transferts sédimentaires dans la zone de déferlement de la houle à l'aide des pièges à sédiments unidirectionnels (Plage Nord) le 25-10-2014.	145
Figure 91 : Mât à houle	146
Figure 92 : Répartition verticale des transports sédimentaires dans la zone de déferlement durant les deux sessions de mesure (25 et 26 oct 2014)	147
Figure 93 : Répartition Cross-shore du transport sédimentaire durant les deux sessions de mesure (25 et 26 oct 2014)	148
Figure 94 : Conditions environnementales mesurées lors des 02 sessions de piégeage dans la plage Nord	149
Figure 95 : Influence des paramètres environnementaux lors des sessions de piégeage	149
Figure 96 : Les différentes méthodes de calcul de la pente ($\tan\beta$).....	153
Figure 97 : Résultats de prédiction du transport net (m^3/an) à gauche dans la plage Nord et à droite dans la plage Sud	172
Figure 98 : Comparaison valeur mesurée et prédite par le CERC (1984) calibrée.....	174

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Paramètres statistiques de la série annuelle des taux de précipitation (1994-2012)	30
Tableau 2 : Caractéristiques des principaux oueds de la région de Djinet (ANRH)	31
Tableau 3 : Résultats de calcul des indices statistiques de la variabilité interannuelle des débits liquides des deux oueds Isser et Sebaou	33
Tableau 4 : Fréquences d'apparition des vents au large par direction entre 1999 et 2004 (Source MedAtlas)	39
Tableau 5 : Fréquences d'apparition des classes de vitesse du vent selon les directions dominantes au large.....	40
Tableau 6 : Fréquences annuelle et saisonnières des houles au large par direction entre 1999 et 2004 (Source MedAtlas)	43
Tableau 7 : Fréquences d'apparition des Classes de Hs en fonction des directions dominantes au large (Source MedAtlas)	45
Tableau 8 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1994 et 2004 (Source MedAtlas)	46
Tableau 9 : Fréquences d'apparition des Hs en fonction des Tp au large (Source MedAtlas).....	48
Tableau 10 : Fréquences d'apparition annuelles des Hauteurs significatives par direction au large sur une période de 10 ans (Source MedAtlas)	50
Tableau 11 : Résultats des Hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes	51
Tableau 12 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1994 et 2013 (Source ONM)	52
Tableau 13 : Résultats des Amplitudes de dépassement à la côte (Sources ONM et MedAtlas)	53
Tableau 14 : Classes morpho-dynamiques des plages selon Carter (1988).....	63
Tableau 15 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles sollicitant le site d'étude (Med Atlas Point transposé)	75
Tableau 16 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles (WAVE-WATCH III) entre 16 et 30 octobre 2014.....	76
Tableau 17 : Sortants du modèle SW	77
Tableau 18 : Résultats de la propagation de la houle au large obtenus par le module SW	78
Tableau 19 : Sortants du modèle PMS	81

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 20 : Résultats de simulation du climat de houle au large vers la ligne de rivage au moyen du module PMS , Données de houles extraites au niveau de la plage Nord et Sud à -4m de profondeur.....	82
Tableau 21 : Caractéristiques des grilles de simulation hydrodynamique.....	88
Tableau 22 : Enregistrements de courants effectués durant l'expérimentation	99
Tableau 23 : Climats de houles ($H_s - T_p$) aux limites du module PMS	104
Tableau 24 : Rapports de mélange utilisés pour fabriquer les traceurs fluorescents	120
Tableau 25 : Comparaison des paramètres statistiques entre les sables peints et naturel selon la classification de (Folk, et al., 1957).....	123
Tableau 26 : Comparaison des paramètres statistiques entre les sables peints et naturel après destruction des agrégats selon la classification de (Folk, et al., 1957)	123
Tableau 27 : Résultats de traçage fluorescent dans la zone de déferlement	135
Tableau 28 : Formules empiriques de calcul des Hauteurs de la houle déferlante	152
Tableau 29 : Résultats de test des formules de prédiction de la hauteur de la houle au déferlement	153
Tableau 30 : Résultats de test des formules de prédiction de l'indice de déferlement	155
Tableau 31 : Résultats de test des formules de prédiction de la profondeur de déferlement.....	156
Tableau 32 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC pour le secteur Nord.....	166
Tableau 33 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC pour le secteur Sud.....	166
Tableau 34 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du (Kamphuis, 1991) pour le secteur Nord.....	167
Tableau 35 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du (Kamphuis, 1991) pour le secteur Sud.	167
Tableau 36 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kamphuis, et al., 1986) pour le secteur Nord.....	168
Tableau 37 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kamphuis, et al., 1986) pour le secteur Sud.....	168
Tableau 38 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kraus, et al., 1982) pour le secteur Nord.....	169

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 39 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kraus, et al., 1982) pour le secteur Sud.	169
Tableau 40 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (del Valle, et al., 1993) pour le secteur Nord.....	170
Tableau 41 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (del Valle, et al., 1993) pour le secteur Sud.....	170
Tableau 42 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Chadwick, 1989) pour le secteur Nord.....	171
Tableau 43 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de Chadwick (1989) pour le secteur Sud.	171
Tableau 44 : Résultats des prédictions des flux sédimentaires au moyen de formules empiriques.	172
Tableau 45 : Résultats de la comparaison des flux prédits et mesurés	173
Tableau 46 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC (1984) pour le secteur Nord.....	173
Tableau 47 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule CERC (1984) pour le secteur Sud.....	174
Tableau 48 : Résultats de la comparaison des flux prédits et mesurées	174

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La zone littorale se trouve à l'interface entre la mer, le continent, l'atmosphère (Carter, 1988), et parfois les fleuves et les infrastructures humaines. Ces environnements sont contrôlés par l'interaction de multiples processus physiques très complexes entre les sédiments et le fluide (SPM., 1984) évoluant de l'échelle géologique jusqu'aux étroites interactions qui existent entre le fluide et le sédiment (Van Rijn, 1986b) mais aussi des processus climatiques et anthropiques intervenant à des échelles temporelles et spatiales diverses. Plusieurs classifications sont fondées sur un découpage de la morpho-dynamique des plages selon trois à quatre principales échelles spatio-temporelles (Stive, et al., 1990; Schwartz, 2005) : L'échelle événementielle s'évoluant de quelques heures à quelques semaines (le court terme) ; L'échelle saisonnière s'évoluant sur un pas de temps de quelques mois à quelques années (le moyen terme) ; L'échelle décennale concerne un pas de temps de quelques dizaines d'années (le long terme) ; L'échelle géologique s'évoluant sur quelques centaines d'années à centaines de milliers d'années, et intègre notamment les fluctuations millénaires du niveau marin. Cette dernière évolution tend à régulariser les côtes en émoussant les zones convexes et en remblayant les zones concaves (Graillot, 1987).

L'ampleur des évolutions des littoraux dépend de la puissance des forçages hydrodynamiques, du temps de réponse des systèmes et des capacités techniques à observer ces modifications. La petite échelle à laquelle on s'intéresse dans ce présent travail, est comprise entre quelques secondes et un an. Cette échelle englobe les variations de la ligne de côte et le profil de la plage (déplacement et formation des barres sableuses, méga-rides et rides), l'étude de ces évolutions consiste d'abord à comprendre les phénomènes hydrologiques (vagues, courants, tempêtes, ...) qui constituent une source d'énergie absorbée par les forces de défense naturelles du système littoral telle que la pente (SPM., 1984) puis la quantification du transport sédimentaire induit par ces forçages.

En regard des facteurs hydrodynamiques, sédimentaires et géomorphologiques, la plupart des environnements côtiers sont en équilibre dynamique entre les phénomènes de dépôt et d'érosion (Carter, 1988). Toutefois, cet équilibre est fragile, comme en témoigne l'érosion côtière sévère qui affecte les littoraux du monde plus particulièrement les plages (Bird, 2008; RAMOGE, 2002; Paskoff, 2000; Stone, et al., 2004) dont les caractéristiques générales varient à long terme, mais également à court terme sous l'effet des actions anthropiques, devenant ainsi problématiques lorsque cet équilibre dynamique naturel est interrompue, en accentuant le phénomène de dépôt (Avancée de la ligne de rivage) qui cause des problèmes d'ensablement touchant principalement les ports, tel est le cas du port de Cap Djinet ou d'énormes quantités de sable s'accumulent au niveau de la passe d'entrée, bloquant ainsi la circulation des bateaux, ou érosif (Recul de ligne de rivage) qui touche plus de 80% des côtes mondiales avec des taux qui varient entre 1 cm/an et 10 m/an (Pilkey, et al., 2001). Pour sa part, le littoral Algérien est soumis à un recul important dans environ 50% des côtes dont plus de 75% sont des plages sableuses (Boutiba, 2006). Dans un contexte de changements climatiques, on assiste actuellement à une hausse du niveau marin relatif (G.I.E.C., 2001) de 1 à 2 mm/an depuis un siècle (Pirazzoli, 1989; Woodworth, et al., 1999; Morner, 2004) et de 3,1 mm/an depuis la dernière décennie (G.I.E.C, 2007) dont les conséquences sont l'accélération de l'érosion des plages et l'augmentation de la fréquence de submersion côtière.

Problématique

La côte sableuse de Cap Djinet constitue un exemple parfait des environnements côtiers dont l'équilibre morpho-dynamique est contrôlé par la combinaison de facteurs humains et naturels. En effet la côte de Cap Djinet limitée par l'embouchure de l'Oued Sébaou à l'Est et l'embouchure de l'Oued Isser à l'Ouest, est constituée de plages sableuses rectilignes surmontées par un cordon dunaire longé sur une vingtaine de kilomètres avec une largeur relative de 5 à 20 mètres d'Est en Ouest. Ces environnements fragiles ont fait récemment l'objet d'occupations humaines qui se sont traduites par des aménagements de toutes sortes ayant plus ou moins réussis, pour des fins de développement économique (Construction de la Route Nationale RN 24 parallèle au rivage, Construction d'un port de pêche et de plaisance, d'ouvrages de défense, d'une centrale électrique, Expansion des habitations sur les plages, ... etc).

Ces aménagements ont participé à l'instabilité morpho-dynamique de la côte notamment dans les plages sableuses du Cap au niveau desquelles les infrastructures du port de pêche et de plaisance ainsi que les ouvrages de défense constituent de véritables zones de piégeage des sédiments marins sous l'action de la dérive littorale et forment donc une barrière au transit littoral qui se traduit par des changements de la topographie de la côte et des fonds marins qui vont à leur tour modifier les mouvements de la mer près du littoral (Modification de la propagation de la houle et de la direction des courants côtiers par exemple).

En vue des multiples impacts de ces infrastructures maritimes (Port de pêche et de plaisance, Ouvrages de défense) sur l'équilibre naturel des plages sableuses aux alentours du Cap, nous nous sommes intéressés dans ce présent travail aux processus physiques responsables de ces accumulations de sable au niveau du port et ses alentours immédiats. Pour mener à bien cette recherche, notre intérêt porte sur le transport sédimentaire à l'avant côte de Cap Djinet.

De cet objectif se dégage une question majeure, pourquoi étudier le transport sédimentaire dans ce cas précis, et plus particulièrement le sable, aurait-t-il un intérêt pour apporter des éléments de réponses sur la problématique des accumulations de sable dans le port et ses alentours immédiats ? Ainsi que sur l'instabilité du trait de côte ? La réponse est oui, car il constitue un des processus clés puisqu'il intervient directement dans les phénomènes de recul (érosion) ou d'avancée du trait de côte (dépôt). Partant de ce principe, d'autres questions secondaires sont posées :

- De quelles directions proviennent les sables mobilisés par le courant de la dérive littorale à court terme pour s'accumuler dans le port de Cap Djinet et ses alentours immédiats ?
- Quels sont les ordres de grandeur des volumes de sable déplacés à court terme et des forçages hydrodynamiques responsables de ces transferts sédimentaires parallèlement à la côte ?
- Comment évolue le transport sédimentaire longitudinal et transversal dans la zone de déferlement à l'échelle horaire ou journalière ?
- Quelles sont les formules empiriques actuelles les plus adaptées à l'environnement de Cap Djinet pour estimer les caractéristiques hydrodynamiques et les flux sédimentaires ?

Les réponses à ces questions ont nécessité de nous de procéder par une approche expérimentale basée sur des mesures in situ au moyen de systèmes de mesure qualitatifs et quantitatifs des forçages hydrodynamiques et des volumes sédimentaires déplacés. Ces résultats vont servir à mieux

INTRODUCTION GENERALE

comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire qui s'opère à l'avant côte de Cap Djinet, à améliorer la définition des formules de transports et à valider les modèles numériques d'évolution des fonds au niveau de la zone d'étude.

Les problèmes liés au transport sédimentaire ne sont pas nouveaux. C'est en France que les premières expérimentations ont été réalisées par Du Buat (1734 – 1809) qui a mis en avant la théorie de contrainte de cisaillement. Plusieurs scientifiques se succédèrent au fil des derniers siècles pour proposer ce qui devient petit à petit l'ensemble des théories actuelles. L'une des premières formulations mettant en relation le transport de sédiment avec les conditions d'agitation remonte à 1938 avec la relation de Munch-Peterson. A partir des années 60, le "Delft Hydraulics Laboratory" publie de nombreux rapports mettant en avant diverses techniques de piégeage et notamment la charge sédimentaire de fond (Delft Hydraulics Laboratory, 1958, 1966, 1969 *in* (Cartier, 2011)). Dès les années 60, la littérature devient de plus en plus fournie et les expérimentations de terrain connaissent un essor important, notamment au cours des années 70 et 80 avec le développement de plusieurs techniques de piégeages (Helley, et al., 1971; Levoyl, et al., 2002; Kraus, 1987; Rosati, J.D et Kraus, N.C., 1989) ou de pompages (Van Rijn, 1986a, 1992; Van Rijn, 1993). Plus récemment, l'avènement des technologies acoustiques et optiques a permis la quantification des flux sédimentaires à micro échelle ainsi que des intégrations sur des périodes de temps de l'ordre du cycle tidal (Levoyl, et al., 2002; Masselink, G et Pattiaratchi, C., 2000; Van Rijn, 1986a, 1992).

Plusieurs méthodes et outils s'offrent donc aux scientifiques désireux d'étudier le transport sédimentaire. (Kamphuis, 2010) met en évidence dans son introduction sur le génie civil côtier et la gestion du système littoral les trois approches majeures permettant de comprendre les variations morphologiques d'un système côtier, ainsi que celles liées au transport sédimentaire : 1) les modèles numériques, 2) les modèles physiques et 3) les expérimentations de terrain. Bien qu'un couplage de ces trois approches soit le meilleur moyen de comprendre l'ensemble des mécanismes agissant sur l'hydrodynamique sédimentaire, l'énorme coût que ce genre d'entreprise engendre ne permet en général d'utiliser qu'une seule, voire deux approches au maximum.

La connaissance et la compréhension des débits solides dans la zone côtière a de multiples intérêts notamment dans le domaine de l'ingénierie côtière et de gestion du littoral, dans la recherche fondamentale pour mieux comprendre l'ensemble des mécanismes impliqués dans la dynamique littorale et les modes de dépôt de certaines formations géologiques afin de pouvoir développer des outils fiables de prédiction de l'évolution morphologique des plages à différentes échelles de temps, et aussi dans la prédiction des volumes et la direction de polluants qui peuvent être piégés dans les sédiments de surface (Cartier, 2011).

Traits morphologiques de la côte de Cap Djinet

La côte de Cap Djinet entre les embouchures de l'oued Sébaou et l'oued Isser est caractérisée par des entités morphologiques formées essentiellement d'une longue côte sableuse (~ 20 km). Selon (Leclaire, 1972), le cap Djinet est le seul exemple en Algérie où l'on voit une importante frange sablonneuse ourlée le pied d'un massif (Djinet), formant un saillant du littoral. La largeur de la plage variant de quelques mètres à quelques centaines de mètres.

L'interface Terre/Mer entre l'embouchure de l'oued Isser et l'oued Sébaou comporte de nombreuses accumulations sableuses et dunaires ; celles-ci sont étalées au pied des plaines littorales destinées à l'agriculture et à l'urbanisme, au pied des collines marneuses et du massif de Djinet qui plonge très brutalement dans la mer au niveau du Cap (Dagorne, et al., 1985). Les plaines littorales, limitées dans leur extension géographique, deviennent plus étroite au-delà de l'Oued Isser jusqu'à disparaître au niveau du Cap, pour reprendre à environ 5 km au Nord Est du Cap. Ces plaines littorales représentent environ 50% du linéaire côtier notamment dans les zones proches des embouchures des oueds en particulier l'oued Sébaou, tout en présentant une topographie plane.

Orienté Sud ouest – Nord Est entre les deux embouchures, le cordon dunaire le long de la plage est étroit dans sa globalité, avec une végétation plus ou moins intense, il s'étend sur une longueur de 15 km avec une largeur de 5 à 20 m selon l'endroit. La continuité des dunes est interrompue par les oueds temporaires (Oued Melk, Oued Amara, Oued Arba, ... etc) et détruites localement par les aménagements côtiers implantés sur les dunes bordières. Ces dernières sont formées aux embouchures des principaux oueds et plus particulièrement au débouché de l'oued Isser dont le débit solide a été estimé à 4,8 millions de tonnes/an contre 1,2 pour l'oued Sébaou. En effet la largeur des plages du côté de l'oued Isser atteint les 350 m ou les dunes sont couvertes par une végétation intense contrairement aux plages de l'oued Sébaou qui ne dépassent pas les 80m de largeur.

L'observation des traces de recul et d'avancées sur de nombreuses plages, nous laisse penser que cette côte est sujette à des variations de la position du trait de côte qui ne sont pas seulement due aux conditions hydro-climatiques mais aussi aux tempêtes et aux actions humaines. Hormis les tempêtes, plusieurs résultats d'auteurs ont démontré que les courants de houles contrôlent l'essentiel de la sédimentation qui s'opère à l'avant côte et sur les plages, notamment pendant les tempêtes accompagnées de sur-côte (Levoy, 1994; Pilkey, et al., 1993) ; (Niedoroda et al., 1984 ; Wright et al., 1991 ; Héquete et al., 1993 *in* Boutiba, 2006).

Objectifs et démarches de l'étude

Ce travail de recherche concerne le littoral de Cap Djinet qui fournit par ses caractéristiques géomorphologiques et son contexte scientifique, un terrain expérimental propice à l'observation de la variabilité et l'évolution morphologique et hydrodynamique des plages sableuses.

L'objectif principal de cette recherche est de contribuer à la compréhension des processus physiques actuels qui sont à l'origine des accumulations de sable au niveau du port de Cap Djinet et ses alentours immédiats et de l'érosion accrue des plages sableuses au sud du port, et ce dans le but de mieux interpréter les scénarios d'érosion, de transport et de dépôt à l'avant côte de Cap Djinet. Afin d'atteindre ces objectifs, notre démarche est basée sur deux procédés d'approches, une expérimentale et une numérique :

- L'approche expérimentale à court terme est basée sur une campagne de mesures d'une durée de deux à trois semaines. A cette échelle de temps, l'objectif est de suivre quotidiennement la variation directionnelle des transits de sable et de quantifier les agents de transport sédimentaire par le déploiement d'instrumentation de mesures hydrodynamique et de mesure directes et indirectes des flux sédimentaires dans les alentours du port de Cap Djinet.
- L'approche numérique est basée sur l'utilisation de formules empiriques et de modèles numériques pour calculer les flux sédimentaires qui constituent des données fondamentales en ingénierie côtière, car elles permettent d'adapter les infrastructures construites sur le littoral en fonction du volume de sédiment en mouvement. Dans le contexte de la côte de Cap Djinet, il est important d'étudier les flux sédimentaires qui transitent afin d'avoir une idée de l'origine et de la direction de ce sédiment. Nombreux sont les modèles numériques qui tentent d'approcher les volumes réels mis en jeu. Ces modèles nécessitent néanmoins des données de terrain permettant de les calibrer. Les mesures in situ des flux sédimentaires n'ont jamais été réalisées pour le cas de la côte de Cap Djinet, c'est pourquoi les données acquises lors de cette étude seront comparées à plusieurs modèles empiriques et numériques intégrant l'hydrodynamique, la courantologie et la morphologie de la plage. La comparaison entre les flux mesurés et le transport modélisé indiquera quels sont les formules actuelles les plus adaptées à l'environnement de Cap Djinet et permettra d'améliorer leur définition et de valider les modèles numériques d'évolution des fonds au niveau de la zone d'étude.

Les finalités recherchées permettront de :

- Mettre en lumière la dynamique (Directions) du transport sédimentaire et les ordres de grandeur des volumes de sédiment qui peuvent être mobilisés longitudinalement et transversalement à court terme dans les alentours du Port de Cap Djinet au cours d'une période hydrométéorologique de faible agitation.
- Déterminer les formules empiriques actuelles les plus adaptées à l'environnement de Cap Djinet, améliorer leur définition en modifiant les valeurs des coefficients empiriques et valider les modèles numériques hydro-sédimentaires les mieux adaptés à la zone d'étude.

Organisation du Mémoire

Le développement de ce mémoire est articulé autour de trois parties :

Une première partie intitulée *Présentation du site d'étude « cadre morphologique et évolution hydro-morpho-dynamique de la côte de cap djinet »* : Cette partie est consacrée à la présentation et la caractérisation de la zone d'étude sur tous les plans géographique, topographique, géologique, bioclimatique, hydrodynamique, hydrographique et morpho-dynamique.

Une seconde partie intitulée *Etude hydro-sédimentaire côtière « Approche numérique »* : Cette partie est consacrée à étudier l'hydrodynamisme à l'avant côte de Cap Djinet. La méthodologie adoptée est basée sur une approche numérique intégrée qui consiste à employer trois modules numériques PMS (*Parabolic Mild Slope*), HD (*Hydrodynamic*) et ST (*Sand Transport*) de la compilation DHI Mike 21. Ces deux modules traitent respectivement la propagation de la houle du large vers la côte, l'hydrodynamisme côtier et le Transport sédimentaire.

Une troisième partie intitulée *Quantification des transferts sédimentaires longitudinaux et des forçages hydrodynamiques le long de la côte de cap djinet « Approche empirique et expérimentale »* : Cette partie consiste à appliquer deux procédés d'approches la première expérimentale et la seconde numérique. La première approche consiste à mesurer les caractéristiques hydrodynamiques et les flux sédimentaires de façon directe et indirecte dans la zone de déferlement. La seconde approche consiste à valider les formules les plus adaptées à l'environnement de Cap Djinet, d'améliorer leur définition en modifiant les valeurs des coefficients empiriques et de valider un modèle numérique de la compilation DHI Mike 21 appelé ST (*Sand Transport*) qui en combinant les processus hydrodynamiques et sédimentaires nous aide à mieux comprendre la problématique des accumulations au niveau du port et ses alentours immédiats.

Nous concluons ce travail par une synthèse générale et une conclusion où sont citées quelques perspectives concernant les lacunes de la recherche effectuée afin de guider les futurs axes de recherches traitant la problématique hydro-sédimentaire à l'avant côte de Cap Djinet.

PARTIE I :

PRESENTATION DU SITE D'ETUDE
« CADRE MORPHOLOGIQUE ET EVOLUTION
HYDRO-MORPHO-DYNAMIQUE DE LA COTE
DE CAP DJINET »

Introduction

Le but principal de cette partie est de décrire et caractériser la zone d'étude sur tous les plans, de suivre l'évolution morpho-dynamique de la côte de Cap Djinet. Pour ce faire, il est nécessaire de replacer la zone d'étude dans son contexte topographique, géologique, climatique, hydrodynamique et morpho-dynamique afin de pouvoir recenser les processus responsables de son évolution.

Cette partie est articulée autour de cinq chapitres :

Les deux premiers chapitres décrivent le cadre structural de la zone d'étude du point de vue topographique et géologique.

Le troisième chapitre décrit le cadre climatique de la zone d'étude qui renseigne sur les conditions subaériennes ou continentales ainsi que les conditions marines générales responsables de l'évolution de la ligne de rivage et des unités géomorphologiques disposées le long du littoral.

Le quatrième chapitre consiste à décrire les structures sous-marines à l'avant côte de Cap Djinet et de classer les plages situées dans les alentours du Cap dans leur contexte morpho-dynamique.

Chapitre 01 : Cadre topographique régional

1 Introduction

Le système orographique de la Kabylie du Djurdjura qui occupe la partie du territoire située entre l'oued Isser à l'Ouest, l'Oued Sahel au Sud et à l'Est et la Mer Méditerranée au Nord est caractérisé par un ensemble topographique diversifié qui s'étend des chaînes de montagnes au Sud, jusqu'à la frange littorale au nord qui se prolonge sous la mer par un relief qui se termine à l'aval par le talus continental. Notre zone d'étude s'insère dans le paysage de la grande Kabylie du côté Nord Ouest, elle est limitée par les embouchures des oueds Isser et Sébaou. La description des reliefs de la région d'étude traite les grandes unités topographiques de la grande Kabylie car elle constitue l'assiette globale des ensembles structuraux étudiés.

Par rapport à d'autres régions du pays, la grande région d'étude se distingue par la diversité de ses milieux physiques et naturels, une diversité qui résulte de son relief escarpé fortement disséqué, par un réseau hydrographique important, donnant ainsi lieu à une alternance de paysages et de géo-systèmes qui se distinguent du Sud au Nord par :

- Les chaînes de montagnes et les Massifs côtiers
- Les bassins, vallées et dépressions intérieures ;
- Les Plaines littorales ;
- La Frange littorale et la plateforme continentale.

2 Les chaînes de montagnes

Le système orographique de la grande Kabylie (ou Kabylie du Djurdjura) est compartimenté principalement en trois chaînes de montagnes en allant du Sud vers le Nord (Fig 1 et 2):

- La chaîne du Djurdjura ;
- La chaîne centrale composée par les massifs Ancien kabyle, Akfadou et Taourirt Ighil ;
- La chaîne littorale qui renferme le massif de Cap djinet.

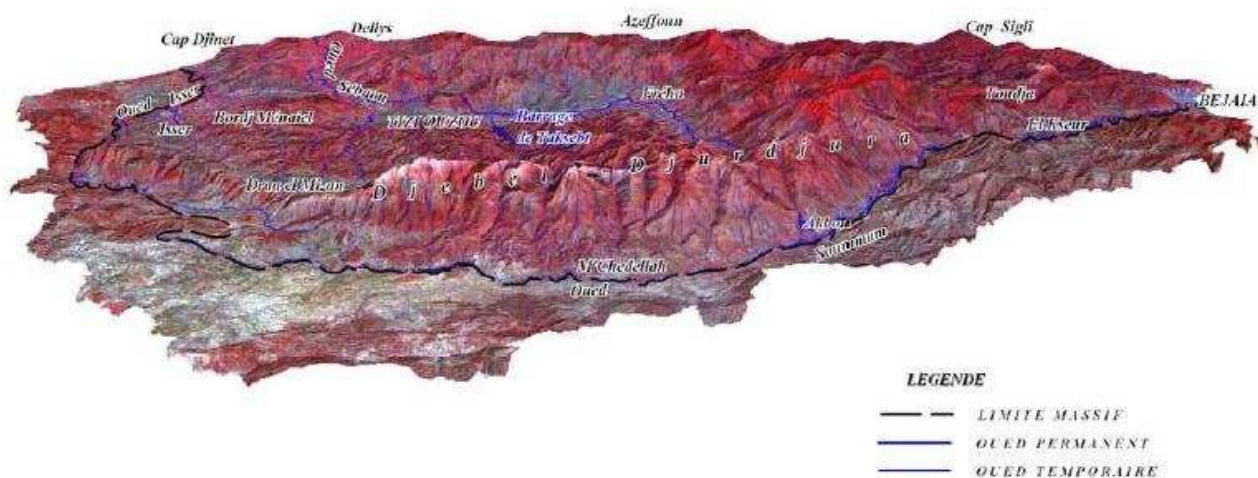


Figure 1 : Carte morpho-physique en Modèle Numérique du Terrain montrant le relief de la Kabylie du Djurdjura (MATET/CENEAR, 2008)

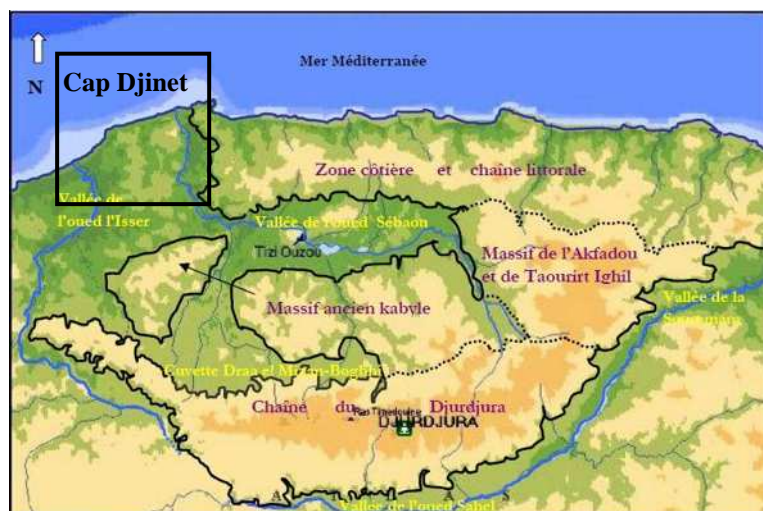


Figure 2 : Carte des divers géo-systèmes de la Kabylie du Djurdjura
((MATET/CENEAR, 2008) modifiée)

2.1 Chaîne du Djurdjura

Le massif montagneux le plus important est le Djurdjura, Relief majeur de tout le Tell algéro-tunisien qui forme le noyau autour duquel vient se rattacher tout le système montagneux de la contrée. Par son altitude, le Djurdjura vient au second rang des massifs montagneux de l'Algérie du Nord (2 308 m au Tamgout de Lalla Khedidja contre 2 328 m au Chélia dans les Aurès). Le Djurdjura et ses prolongements parcourent, sur une étendue de 150 km environ, la partie méridionale et orientale de la « Grande Kabylie ». Puis, il s'infléchit dans sa partie moyenne vers le nord-est, et se termine brusquement à la mer, non loin de l'embouchure de l'oued Soummam. La chaîne de Djurdjura s'étend d'ouest en est sur un peu plus de 50 km avec une largeur qui n'excède pas 10 km. Les escarpements calcaires du haut Djurdjura se dressent au-dessus des contreforts environnants avec une dénivelée de 1 000 m ou plus. Elle est formée de hautes crêtes parallèles entre elles s'allongeant d'ouest en est. La barre calcaire la plus méridionale est la plus élevée ; elle forme en partie la crête du Djurdjura et monte jusqu'au col de Tirourda vers l'est. Les principaux sommets du massif du Djurdjura sont disposés successivement sur une étendue de 50 à 60 km environ, de Tizi Oudjaboub à l'ouest jusqu'au Tizi Tirourda à l'est, et sur une distance de 40 km du col de Tirourda au col d'Akfadou.

2.2 Chaîne centrale

Massif montagneux de Beni Ghobri-Akfadou : Au Nord Est de Djurdjura, l'orographie de l'ensemble du massif de Beni Ghobri-Akfadou s'articule autour d'une succession de lignes de crêtes étroites, orientées ENE-WSW, séparées par de profonds talwegs. Cette zone boisée, où de nombreux cours d'eau dissèquent profondément le relief, se distingue par l'importance des volumes montagneux, puisque près de la moitié de la surface est située à plus de 800 m d'altitude (Dagorne, et al., 1985). Les versants de l'Akfadou et de Beni Ghobri, dont les sommets gréseux sont découpés en rochers saillants, dominant vers l'ouest le cirque du Haut Sébaou (acif n'Boubehir). La décroissance de l'altitude sur le versant méridional est rapide, car elle passe de 1 600 m à moins de 200 m vers Sidi Aïch, sur moins de 10 km, en direction de la vallée de la Soummam. Cette longue

crête sommitale a une position charnière, puisqu'elle correspond à la rencontre de la chaîne côtière et de la dorsale du Djurdjura.

Massif ancien kabyle : Au nord du Djurdjura s'étend un ensemble de contreforts montagneux et de collines aux formes arrondies et d'altitude inférieure à 1 000 m en général, qu'on désigne sous le nom de « massif ancien kabyle ». C'est une vaste région qui comprend les territoires de Larbâa Nath Irathen, Aïn el Hammam, Beni Yenni, Aït Menguellet, Ouadhia, et la chaîne de Flissa (ou Iflissen) qui culmine au Sid Ali Bounab, à 885 m.

2.3 Chaîne littorale

La chaîne littorale est séparée de la chaîne centrale par la vallée de l'Oued Sebaou dont l'axe Est-Ouest, prolongé par le seuil de Naciria-Bordj Menaiel se situe dans le prolongement de la subsidence Mitidjienne (Dagorne, et al., 1985). Cette chaîne commence à l'ouest près de l'embouchure de l'Isser et va en s'élevant vers l'est, pour atteindre son point culminant au Tamgout de Beni Djenad (1 278 m), dont la pyramide remarquable, aux flancs boisés, domine toute la zone littorale. Son flanc oriental est profondément entaillé par la coupure de l'Acif el Hammam. Plus loin, la chaîne littorale se confond avec les massifs d'Akfadou et de Taourirt Ighil ; elle émet vers la mer des chaînons décroissant en altitude de l'ouest à l'est, séparés entre eux par de petits oueds côtiers à régime torrentiel. La ligne de crêtes, vers l'ouest, marquée de quelques saillies rocheuses de grès, conserve une altitude moyenne de 800 m ; la partie culminante atteint 939 m (forêt d'Aberrane). Les versants accidentés, aux falaises généralement abruptes, qui s'abaissent vers le rivage sont le plus souvent broussailleux ou boisés, et découpés de façon enchevêtrée par les nombreux torrents qui sillonnent la chaîne littorale.

A l'Ouest de Tizi Ouzou, dans la région de l'Isser, les reliefs sont moins vigoureux mais néanmoins très morcelés ; ils ne dépassent pas 900 m dans la partie la plus méridionale de la coupure de Djinet (Dagorne, et al., 1985). Sur le littoral, le massif de Thenia dont le point culminant est à 452 m (Koudiat Sidi Fredj) s'abaisse rapidement vers le Nord et l'Est en direction de l'Oued Isser. La transition se fait par des dépôts marneux qui ne dépassent pas 164 m au Kef Lala Touila. Au-delà de la plaine de Tisser, le massif sub-littoral de Thenia est relayé par le massif de Djinet qui atteint 438 m et, plus loin, par le Djebel Bou Berak, avec 593 m qui domine l'embouchure de l'Oued Sebaou (Dagorne, et al., 1985) et se divise en deux crêtes distinctes vers le nord, séparant le bassin de l'Isser de celui du Sébaou, et à Flisset el Bahr (Iflissen el Bahar), le versant principal vient se terminer au promontoire du Cap Tedlès. Le schéma structural de cette zone est relativement simple : des massifs granitiques et métamorphiques au sud de la feuille de Djinet sont bordés au Nord par des formations marneuses miocènes traversées d'émissions volcaniques ; à l'Est, prédominant des dépôts de flysch très complexes dans le détail (Dagorne, et al., 1985).

3 Les bassins et vallées du Sébaou et de l'Isser

Le principal cours d'eau du réseau hydrographique de la région d'étude est le Sébaou. Formé par la réunion de plusieurs affluents torrentueux (*Séba* qui signifie sept), lesquels prennent naissance sur les versants Nord et Est du massif principal du Djurdjura, ou sur les pentes sud de la chaîne littorale qui lui est parallèle. Il coule entre la région des contreforts et la chaîne littorale et se jette dans la mer à l'Est de Cap Djinet. Le bassin versant du haut Sébaou, en l'occurrence la plaine

alluviale qui s'y rattache se situe à une centaine de kilomètres (100 km) à l'Est-Sud-Est d'Alger. Elle occupe le synclinal miocène de Tizi-ouzou limité au sud par la chaîne du Djurdjura, à l'Est par les massifs d'Akfadou et Beni Ghobri, au Nord par la chaîne côtière, à l'Ouest par les reliefs du bassin versant du moyen Sébaou. Le Sébaou serpente dans une zone assez large d'alluvions et traverse une grande vallée intérieure, parfois resserrée sur son parcours, parfois aussi beaucoup plus large comme à Sikh ou Meddour, partout cultivée ou couverte de pâturages. La vallée de l'Oued Sebaou se prolonge vers l'Ouest par une dépression jalonnée par les agglomérations de Naciria, des Isser, de Bordj Menaiel et empruntée par la route Nationale et la voie ferrée Alger-Constantine et Alger-Tizi Ouzou (Dagorne, et al., 1985). De forme allongée et d'une superficie de 1432 km², le bassin versant se caractérise par un relief peu accidenté (90% de sa superficie est comprise entre 180 m et 1425 m). Il se développe largement sur la rive droite, sous l'aspect de « mamelons » argileux dénudés, d'une altitude moyenne de 200-300 m, qui se relèvent au pied de la chaîne littorale par les pentes ravinées, dominées par quelques chaînons aux parois découpées, dont le principal est le rocher d'Abizar. A l'ouest, le bassin bifurque pour entourer le promontoire ancien du djebel Aissa Mimoun (801 m). A l'est, le bassin se termine au grand coude du Sébaou (Acif Boubehir).

Dans le cours inférieur de la vallée de l'Isser serpente un oued encaissé dans sa basse terrasse, qui décrit plusieurs méandres. La largeur de la vallée est variable et on note un rétrécissement notable à la hauteur de Sidi Zerzor (moins de 2 km). Les collines situées de part et d'autre de l'oued Isser sont inégalement disséquées par ses affluents ; en rive droite, l'altitude atteint 416 m, alors qu'en rive gauche, elle ne dépasse pas 150 m. Dans l'ensemble, ces paysages collinaires, dénommés « touarès », sont plus fermés que ceux de la vallée. L'oued Isser, avec son principal affluent en amont l'oued Djemaa, collecte les eaux de la marge occidentale de la Kabylie, de l'Atlas mitidjéen et de la plaine des Aribis (Bouira). L'oued Isser, qui coule d'abord du nord au sud, change de direction à la traversée des gorges de Lakhdaria.

Le bassin versant se caractérise par un couvert végétal peu dense localisé au centre et représente 20% de la superficie totale. Le reste de la surface, soit 80%, est occupé par des cultures essentiellement céréalières et fourragères. Au bas Isser, on rencontre essentiellement les cultures annuelles, et sur des superficies réduites, les cultures et l'arboriculture (PNUD, 1987) (figure 3). La nature tendre des matériaux (marnes et argiles) et le régime hydrique irrégulier ont contribué à la formation d'un réseau hydrographique dense de type arborescent. Les Oueds sont en crue durant la période des pluies, mais deviennent inactifs dès que s'annonce la saison sèche. L'Oued Isser est principalement contrôlé par deux stations hydrométriques : pont de Latraille à l'amont et la station de Lakhdaria vers l'aval. Le couvert végétal, tant peu répandu et souvent dégradé, l'érosion est particulièrement active en présence de matériaux lithologiques tendres et un régime hydrique défavorable (pluies irrégulières, ruissellement). Les formes et les intensités diffèrent selon la pente, la nature lithologique des sols et l'action anthropique (déboisement, pâturage excessif, agriculture dégradante), (Rais, et al., 1989).

4 Les Plaines littorales

L'interface Terre/Mer entre l'embouchure de l'oued Isser et l'oued Sébaou comporte de nombreuses accumulations sableuses et dunaires ; celles-ci sont étalées au pied des plaines littorales destinées à l'agriculture et à l'urbanisme, au pied des collines marneuses et du massif de Djinet qui

plonge très brutalement dans la mer au niveau du Cap (Dagorne, et al., 1985). Les plaines littorales, limitées dans leur extension géographique, deviennent plus étroite au-delà de l'Oued Isser jusqu'à disparaître au niveau du Cap, pour reprendre à environ 5 km au Nord Est du Cap. Ces plaines littorales représentent environ 50% du linéaire côtier notamment dans les zones proches des embouchures des oueds en particulier l'oued Sébaou, tout en présentant une topographie plane.

5 La frange littorale

L'interface Terre/Mer entre le Cap Blanc et le Cap Bengut comporte de nombreuses accumulations sableuses, dunaires, notamment dans la région de Zemmouri ; celles-ci sont étalées au pied du massif de Thenia et des collines marneuses.

Orienté Sud ouest – Nord Est entre les deux embouchures (Isser et Sébaou), le cordon dunaire le long de la plage est étroit dans sa globalité, avec une végétation plus ou moins intense, il s'étend sur une longueur de 15 km avec une largeur de 5 à 20 m selon l'endroit. La continuité des dunes est interrompue par les oueds temporaires (Oued Melk, Oued Amara, Oued Arba, ... etc) et détruites localement par les aménagements côtiers implantés sur les dunes bordières. Ces dernières sont formées aux embouchures des principaux oueds et plus particulièrement au débouché de l'oued Isser dont le débit solide a été estimé à 4,8 millions de tonnes/an contre 1,2 pour l'oued Sébaou. En effet la largeur des plages du côté de l'oued Isser atteint les 350 m ou les dunes sont couvertes par une végétation intense contrairement aux plages de l'oued Sébaou qui ne dépassent pas les 80m de largeur.

La frange sablonneuse contourne le Cap Djinet et les autres pointes rocheuses, elle vient ourler les pieds du massif Djinet et forme un saillant du littoral. Cette frange sablonneuse est due à l'excroissance du plateau et à la présence de deux grands oueds sébaou et isser. Les sables et sablons sont tantôt grossiers, tantôt très fins de couleur grise à gris brunâtre, ils sont assez quartzeux, contenant des débris de roches, gneiss, micaschistes, feldspaths, peu de minéraux accessoires (Pyroxènes), du calcaire bioclastique et des foraminifères.

L'avant plage est en général constitué par des sablons gris de même nature mais plus riches en débris de roches et en micas. Ces sablons siliceux sont bordés au large par des vases silico-calcaires et des boues silico-argileuses. Les boues argilo-siliceuses recouvrent le rebord et le début de la pente continentale. La fraction aleuritique de ces sédiments est formée par quelques quartz, de rares ostracodes, des débris d'oursins, et surtout par des foraminifères. Quelques lamelles de biotites altérées apparaissent parfois.

6 La plate forme continentale

Dans l'ensemble, le précontinent Algérien se caractérise par une marge continentale étroite particulièrement à l'aplomb des massifs montagneux. La zone de Djinet n'échappe pas à ce schéma général et, si la marge continentale est un peu plus largement développée dans la baie de Zemmouri (Sans dépasser la dizaine de kilomètres), elle se réduit à moins de 5 km au large du massif de Djinet (Fig 3). De plus, cette marge est accidentée par deux entailles majeures dont la tête se situe près du rivage : le canyon de Cap Blanc et celui de Zemmouri (le plus important de toute la pente continentale Algérienne). Plus à l'Est, la vallée sous-marine du Sebaou rompt la régularité des profils sous-marins (Dagorne, et al., 1985).

La carte marine 1/100 000 du service hydrographique marine démontre que la plate forme continentale entre l'embouchure de l'Oued Sébaou et celle de l'Oued Isser, descend en pente douce ($< 1^\circ$ à $\sim 2^\circ$) jusqu'à $\sim -50\text{m}$ dans la région Est (Sébaou) (Fig 4-a), entre -50 et -115m dans la région centre située entre les deux embouchures (Fig 4-b) et au-delà de -100m dans la région Ouest (Isser) (Fig 4-c). Ces isobathes représentent la limite inférieure du plateau continental. Le plateau continental est très étroit au large de région Est avec des valeurs entre 1 et 2 km. Dans la région centre et Ouest le plateau continental est plus large avec des valeurs comprises entre 3 et 6 km.

Le talus continental présente des pourcentages de pente élevés dans la région Est ($\sim 24\%$) correspondant à un angle d'élévation approximatif de 14° à une distance allant de 1 à 2 km du rivage (Fig 4-a), et moins élevés dans la région centre ($\sim 15\%$) correspondant à un angle d'élévation approximatif de 9° à une distance allant de 3 jusqu'à 6 km du rivage (Fig 4-b), et dans la région Ouest ($\sim 14\%$) correspondant à un angle d'élévation approximatif de 8° à une distance allant de 5 à 6 km du rivage (Fig 4-c). La pente continentale est abrupte ; les isobathes de 1000 et 2000 m sont rapidement atteints à 8 et 10 km respectivement par rapport à la côte au large de la ville de Dellys. La pente continentale se finie brusquement par des ruptures de pente, ou présente des ruptures de pente intermédiaires avant d'arriver dans le bassin. Les pentes sont entaillées par des ravines étroites ou des canyons bien développés (Ex Sebaou) marqués par des tons foncés sur la représentation en 3D de la bathymétrie régionale de Cap Djinet.

7 Conclusion partielle

Entre l'Isser et le Sébaou s'étend une zone qui présente son caractère spécial et qui par ses collines et ses montagnes peu élevées, est une dépendance de la chaîne littorale. Une première ligne montagneuse surplombe immédiatement le rivage. Le Djebel Djinet forme une première arête, séparée par la vallée de l'oued EI-Arba du Djebel Bouberak, chaînon important dont le sommet domine l'embouchure du Sébaou.

Le versant à la mer présente une pente de terrains broussailleux et boisés, d'une traversée fort difficile. Au Sud se détachent deux chaînons qui convergent en entourant la vallée de l'Oued EI-Arba. A peu de distance au Sud, une ligne de collines s'étend de l'Ouest à l'Est dominant la dépression par laquelle pénètrent en Kabylie la route et le chemin de fer de Tizi-Ouzou. Cette dépression, d'Haussonviller à Bordj Mènaïel, est bordée au Sud par une zone de collines aux flancs plus ou moins escarpés, que traversent, dans des coupures étroites plusieurs torrents descendant du massif kabyle. Cette ligne de collines aux sommets en dôme, d'une altitude moyenne de 300 mètres, a une certaine importance orographique; elle forme en avant un massif kabyle comme une première barrière séparée par une dépression de 1 à 3 kilomètres de large, des flancs de la chaîne de Timezerit, à laquelle elle est parallèle. Nous verrons dans le chapitre suivant que la structure géologique en fait une dépendance du massif.

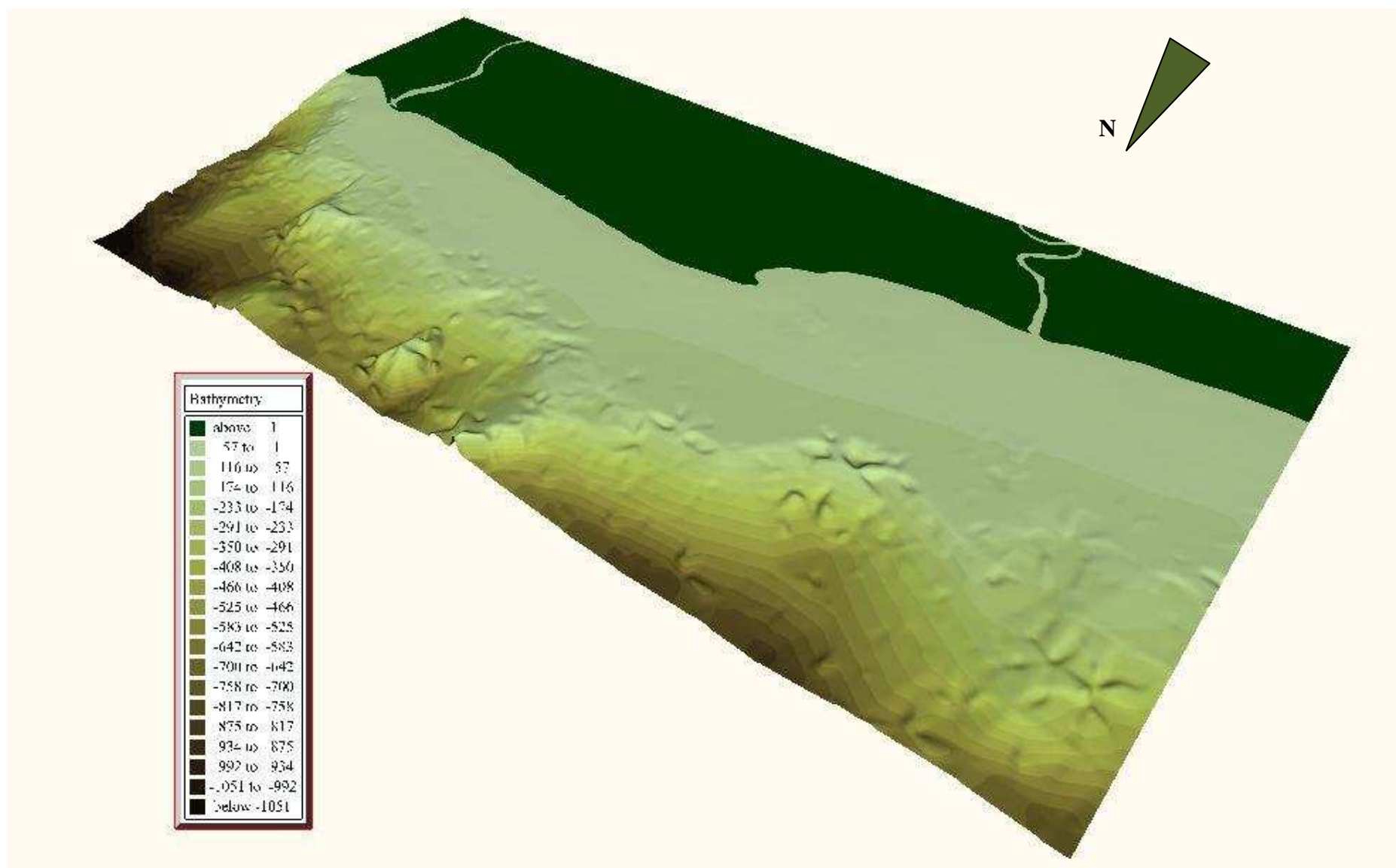


Figure 4 : Représentation 3D de la Bathymétrie régionale de Cap Djinet selon la carte marine 1/100 000 du service hydrographique de la marine

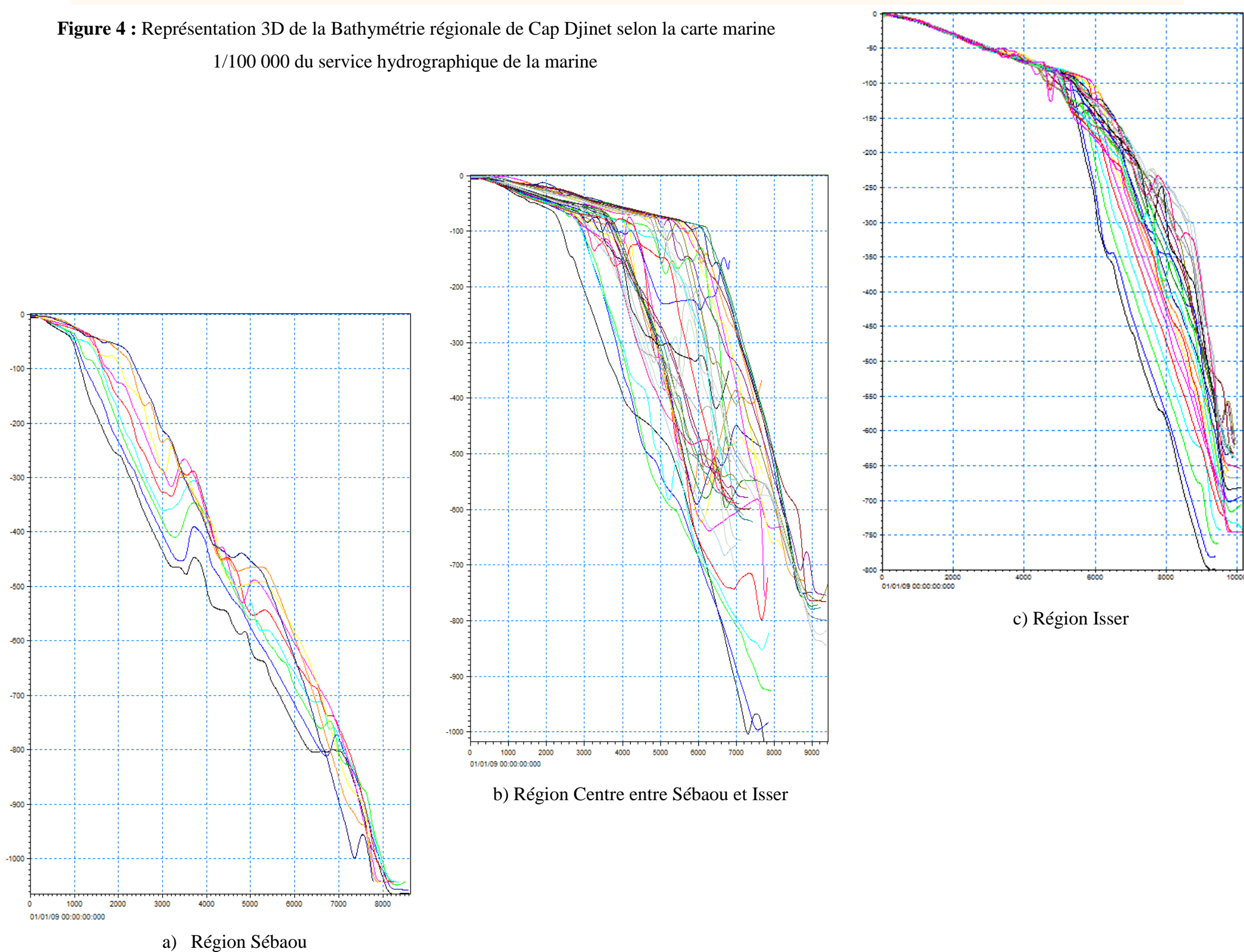


Figure 3 : Profils transversaux sous marins de la plate forme de Cap Djinet extraits de la carte bathymétrique représentée en figure 3 (Carte marine 1/100 000 du service hydrographique de la marine)

Chapitre 02 : Cadre géologique

1 Contexte géologique régional

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-Sicilien (Figure 5 a). La structure des Maghrébides résulte de l'affrontement des plaques Africaine et Européenne. Cette collision est précédée d'une subduction de l'Afrique sous l'Europe (Durand, et al., 1980; Wildi, 1983). En Algérie du Nord, la chaîne alpine comprend des unités internes constituées par des nappes allochtones. Certaines de ces unités comportent un socle et sa couverture méso-cénozoïque, d'autres ne comportent que des flyschs. Ces ensembles sont charriés sur d'autres unités, dites externes, qui se rattachent paléogéographiquement au craton Africain (Belanteur, 2001).

1.1 Domaine interne

Situées au Nord, les **unités du domaine interne** sont constituées par des blocs résultants de la dislocation de la plaque d'Alboran. Certains auteurs attachent aux zones internes les massifs de l'Edough. Lorsque l'empilement est complet, dans ces unités internes on distingue un socle cristallophyllien (Socle Kabyle), un paléozoïque non métamorphique et une couverture méso-cénozoïque appelée selon les auteurs, dorsale kabyle ou chaîne calcaire et les flyschs.

1.1.1 Socle kabyle

Le socle kabyle est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (Gneiss, Marbres, Amphibolites, Micaschistes et Schistes) et d'un ensemble sédimentaire écaillé allant du Paléozoïque peu métamorphique (Ordovicien à Carbonifère) au Tertiaire (Saadallah, 1992). Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs de grande et petite Kabylie (Entre Jijel et Skikda) ainsi que des petits pointements des massifs d'Alger et du Chenoua. Ce dernier, avec 120 km de long et 30 km de large, constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie. Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur – Miocène inférieur, appelés Oligo-Miocène Kabyle. Le socle kabyle est bordé au sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la Dorsale Kabyle à cause de l'importance du Jurassique inférieur calcaire. Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques km de largeur.

1.1.2 Dorsale kabyle

La dorsale kabyle se présente sous forme d'écaillés d'âge Permo-triasiques à Eocène moyen (Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias. Le premier affleurement de la dorsale kabyle en Algérie est situé au cap Ténès. On la retrouve ensuite dans le massif du Chenoua puis au Sud Est d'Alger où elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 km de long (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura). Elle apparaît ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris) et on la suit sur 90 km jusqu'au Sud d'Annaba (Zit Emba). La dorsale kabyle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires : dorsale interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux), médiane (dépôts

marneux et plus profonds du Crétacé à l'Eocène) et externe (qui montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm) (Bouillin, 1986).

1.1.3 Les flyschs

Les **unités de flyschs** sont constituées par des nappes de flyschs crétacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités. On distingue du Nord au Sud trois grands groupes de flyschs.

Les flyschs maurétaniens : Sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène ;

Les flyschs massyliens : Occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série pélito-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélito-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur ;

Les flyschs numidiens : Constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal–Aquitaniens épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores oligocènes. Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

1.2 Domaine externe

Ou domaine tellien, les **unités du domaine externe** sont structurellement, les unités les plus basses, largement développées au Sud de la bande discontinue que forment les unités internes. Les unités externes sont constituées par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de km vers le Sud. On distingue du Nord au Sud :

Les nappes ultra-telliennes, aux formations bathyales du Crétacé et de l'Eocène et une série plus détritique au Sénonien et à l'Eocène, ne sont connues que dans l'Est algérien et en Tunisie. Elles présentent des caractères proches de ceux du flysch massylien (Durand, 1969).

Les nappes telliennes sensu-stricto formées de Lias de plate-forme surmonté de Jurassique plus marneux, puis par le Crétacé qui, détritique, devient marneux à argilo-calcaire et enfin, l'Eocène aux marnes épaisses ;

Les nappes péni-telliennes dont les séries néritiques du Crétacé à l'Oligocène sont carbonatées et marneuses. Les nappes péni-telliennes, définies dans l'Est Algérien, présentent des caractères proches de ceux du néritique constantinois (Vila, 1980).

Les deux domaines externe et interne se sont affrontés suite au rapprochement des plaques africaine et européenne. Ceci a conduit à la fermeture du bassin des flyschs, et celle du sillon tellien, l'écaillage de la dorsale kabyle et le déplacement des flyschs et des unités telliennes en nappes pelliculaires loin vers le sud (Figure 5 c et d).

1.3 Les formations post nappes

Enfin, signalons que des formations sédimentaires du Miocène au Quaternaire recouvrent en discordance les différentes unités précédentes, et sont déposées postérieurement aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flyschs et des nappes telliennes Y compris le Numidien et les olistotromes, formant de grands bassins « post-nappes » tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés OSO-ENE et les bassins de Constantine et de la Soummam. Au sein des bassins « post-nappes » littoraux, s'est mis en place un magmatisme calco-alcalin et alcalin d'âge miocène et quaternaire. Ces roches magmatiques sont présentes dans les zones côtières à l'ouest d'Oran, dans l'algérois (régions de Cherchell, Dellys et Thénia), autour de la baie de Bejaia, dans le massif de Collo, et entre Skikda et Annaba.

2 Magmatisme miocène de la marge Algérienne

La répartition et l'âge de mise en place du magmatisme Miocène de l'Algérie du Nord ont fait l'objet de plusieurs travaux synthétiques parmi lesquels : (Glangeaud, 1952), (Bellon, 1976), (Bellon, et al., 1977), (Semroud, 1981), (Megartsi, 1985) et (Ouabadi, 1994). En effet, les manifestations magmatiques forment un liseré le long du littoral et sont réparties en trois grandes provinces d'Est en Ouest :

La province Constantinoise : Comprend l'Edough et Cap de Fer (15Ma), Filfila (15-22Ma), Collo et Cap Bougaroun (16-22 Ma), El Aouana (14-15 Ma) et Béjaïa – Amizour (12-22 Ma). Dans cette région, les roches sub-volcaniques et les roches plutoniques sont plus abondantes que dans le reste de l'Algérie du Nord. Elles sont de composition granitiques et dioritiques. Les roches volcaniques sont essentiellement rhyolitiques, dacitiques et andésitiques. Les roches éruptives sont menues après la mise en place des unités allochtones, c'est-à-dire durant le Miocène inférieur et moyen; quelques une au Miocène supérieur. Certaines roches sont affectées par des transformations telles que la silicification et kaolinisation (Hilly, 1957; Durand, 1969; Glangeaud, 1952).

La province Algéroise : Comprend Dellys (19-16 Ma), Cap Djinet (12-13Ma), Thénia (13-16Ma), Zemmouri El Bahri et El kerma (16 Ma), Bordj El Bahri, Hadjout, Menacer, Cherchell (12-13 Ma), Tenès et Miliana (15-16 Ma). Dans cette province le magmatisme miocène, est représenté par des laves basaltiques, andésitiques, dacitiques et rhyolitiques ainsi que des intrusions granitiques, granodioritiques et monzonitiques (Raymond, 1976; Degiovanni, 1978; Belanteur, 1989; Belanteur, et al., 1995). L'essentiel de ce magmatisme est de type calcoalcalin, à tendance potassique à l'Ouest d'Alger, par contre à caractère tholéiitique au Cap Djinet (Glangeaud, 1933; Glangeaud, 1952).

La province Oranaise : Comprend le littoral de Mostaganem et Oranais jusqu'à Marsat Ben M'hidi (8-16 Ma), c'est un magmatisme essentiellement effusif par des basaltes, andésites et rhyolites mio-plio-quaternaire (Megartsi, 1985).

Les pétrographies de l'ensemble des roches sont très diversifiées ; ce sont essentiellement des intrusions granitiques à l'Est, des Basaltes et granitoïdes au centre et des laves basaltiques, andésitiques et rhyolitiques à l'ouest. Par ailleurs l'âge de mise en place des roches est de plus en plus récent d'Est en Ouest.

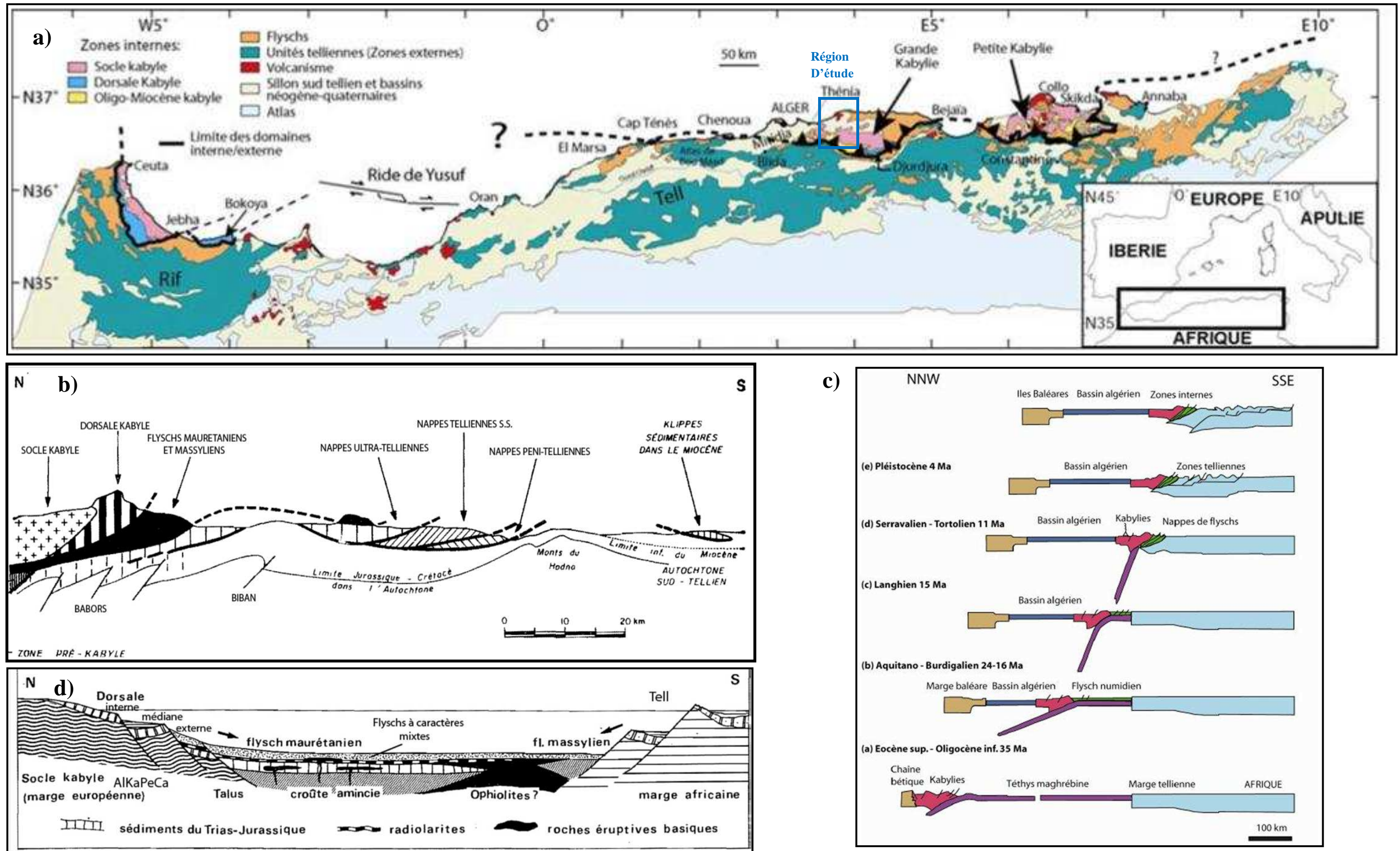


Figure 5 : a) Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (d'après Domzig, 2006) – b) Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Modifiés d'après (Durand, 1969)) – c) Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale sur un transect NNW/SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000) – d) Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrébides au Crétacé inférieur (d'après (Bouillin, 1986))

3 Contexte géologique et lithologique local

Sur le plan géologique, le massif de Cap Djinet s'insère dans la province Algéroise qui s'étend sur près de 100 km de part et d'autre d'Alger et appartient à différentes coupures de la carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, dont les feuilles de Dellys N°8, de Thénia N°22 et de Cherchell N°39 (Belanteur, 2001).

Dans l'Algérois, le magmatisme Miocène est distribué en une suite d'affleurements d'importance variable regroupés en trois régions. D'Est en Ouest ce sont :

- Les régions de *Dellys* et du *Cap Djinet* faisant l'objet de notre étude.
- La région de *Thénia* et *Zemmouri El Bahri - El Kerma*.
- Et la région de *Cherchell- Hadjout*.

Autrement dit, la région de Djinet est située dans le domaine Alpin au Nord, le Tell ou le Domaine Alpin proprement dit, cet ensemble est charrié sur l'avant pays, le long d'une bande molassique miocène syntectonique. Ce domaine est subdivisé en deux parties (Saadallah, 1992).

- Le Tell méridional ou zones externes limitées au Sud par le Front Sud des nappes telliennes.
- Le Tell septentrional ou zones internes limitées au Sud par l'accident Sud Kabyle.

La zone d'étude appartient aux zones internes où affleurent principalement trois types de formations géologiques (Fig 6) :

- Les **formations métamorphiques** : Le Socle kabyle.
- Les **formations sédimentaires** : La Dorsale kabyle, les flyschs, l'Oligo-Miocène Kabyle, la série numidienne et les formations post-nappes.
- Les **formations éruptives** : Les Roches magmatiques.

3.1 Les formations métamorphiques : Le socle métamorphique ou massif cristallophyllien ou socle kabyle

Le massif cristallophyllien constitue les massifs anciens littoraux de Grande et Petite Kabylie. Ce socle est composé de formations métamorphiques et d'une série paléozoïque, il est marqué par deux séries selon le degré de métamorphisme :

- Une série inférieure constituée par des schistes satinés, schistes à biotites, schistes à deux micas et des gneiss ocellés. Ces roches apparaissent sur les lianes Sud et Nord du Djebel Bou Arous. Elles forment un synclinal de direction E-W (Bossiere, 1972 *in* (Belanteur, 1989)).
- Une série supérieure formée de phyllades gris sombres à gris verdâtres, des schistes à chlorite et quartz. Ces roches constituent le cœur du synclinal de Bou Arous.

Selon (Belanteur, 1989), les deux séries du socle forment le synclinal de Djebel Bou-Arous de direction Est-ouest, dont la deuxième série se trouve au cœur du synclinal.

3.2 Les formations sédimentaires

3.2.1 La dorsale kabyle

Elle est nommée aussi « chaîne calcaire » (Glangeaud, 1933) ; elle constitue la bordure méridionale du socle kabyle et est formée par des terrains datant du jurassique. La dorsale est subdivisée en trois sous-unités superposées. Du Nord vers le Sud ces séries pouvant être réparties dans trois zones, déjà connues dans le Djurdjura et dans le Rif.

- Au nord, la dorsale interne montre un soubassement paléozoïque avec une série complète qui va du Permo-Trias au Néocomien. Le Néocomien est directement surmonté par des calcaires biogéniques de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen à caractère littoral.
- La série dite médiane est caractérisée par la permanence de dépôts marneux à microfaunes pélagiques du Turonien au Lutétien inférieur. Elle comporte en outre des termes du Permo-Trias, du Lias et du Crétacé inférieur
- Au Sud, la dorsale externe présente un Crétacé supérieur et un Éocène inférieur détritiques et lacustre. A partir du Crétacé supérieur, il existe la coupure nette entre la dorsale et le flysch maurétanien.

3.2.2 L'Oligo-Miocène Kabyle

Cette formation détritique micacée constitue la couverture discordante du socle Kabyle. Sa base conglomératique est d'âge Oligocène supérieur et son sommet, qui atteint la base du Burdigalien, est formé de sélexite. Ces formations sont localisées dans la partie Sud de la région d'étude comprise entre le domaine de Flyschs au sud, la dorsale kabyle au sud est et le socle kabyle au nord. Les conglomérats sont particulièrement épais le long d'une zone allongée allant de Djurdjura vers la Mitidja, ce qui peut indiquer le tracé d'une importante paléo-vallée antérieure à l'Oligocène (Bouillin, 1986).

3.2.3 La série Numidienne

Elle comporte à sa base des argiles varicolores, dont le sommet est daté de l'Oligocène supérieur en grande Kabylie; puis viennent des grès en gros bancs, à quartz bien roulés et enfin les formations supra numidiennes (marne et silicite) qui atteignent le Burdigalien basal. L'oligocène numidien est développé sur le domaine de flyschs dans la région de Dellys au nord est de la grande kabylie.

3.2.4 Les formations post-nappes

Elles sont datées à leur base du Burdigalien supérieur. Elles se développent sur le domaine du socle Kabyle et comportent deux cycles ; le premier marneux (à la base), localisé au Nord-Ouest de Tizi ouzou et l'autre gréseux (au sommet), transgressif sur le premier, localisé dans le secteur de Tizi ouzou.

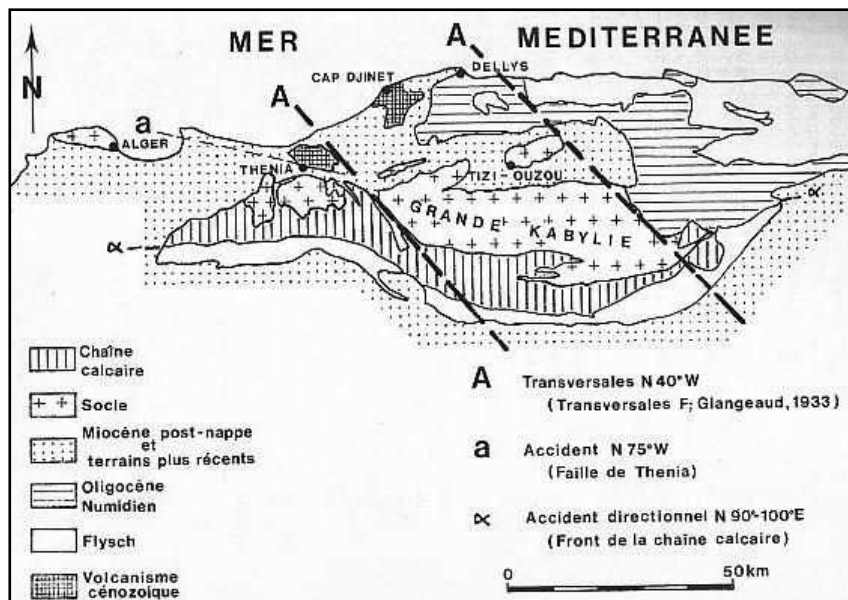


Figure 6 : Les unités géologiques de la région de Cap Djinet (Degiovanni, 1978)

3.3 Les formations éruptives : Les roches magmatiques de Cap Djinet

En dépit des modifications de certains chronomètres isotopiques induites par l'altération hydrothermale, les datations isotopiques indiquent que les unités magmatiques miocènes de la province Algéroise se sont constituées au cours de deux épisodes relativement brefs (Belanteur, 2001) : le premier épisode magmatique « Dellysien » est marqué par la mise en place des basaltes de Dellys (19 Ma), le deuxième épisode « Carténien » se manifeste au Langhien- Serravallien, entre 15,8 et 1 Ma. En effet, le premier épisode est marqué par l'émission de magmas basiques uniquement, tandis que le second par la remontée de magmas basiques et acides.

Les roches magmatiques de Cap Djinet occupent une étroite frange côtière et pénètrent vers le Sud à 15- 20Km. Elles sont représentées par des roches plutoniques et des laves post-tectoniques mises en place au Miocène (Belanteur, 1989). Ce sont :

- Les granodiorites de Thénia.
- Les granites Leucocrates au SE de Bordj Menaël recoupant le socle et formant un chapelet de petits pointements (Belanteur, 1989).
- Les intrusions andésitiques et basaltiques localisées exclusivement en bordure de la côte depuis Boumerdes jusqu'à Cap Djinet et Dellys (Degiovanni, 1978).

Dans la région de Dellys et du Cap Djinet, ce sont des laves basaltiques, andésites basiques et des tufs qui sont soit interstratifiés, soit recourent les formations « post-nappes » largement développées dans la région (Belanteur, 2001).

Au *Cap Djinet* les épanchements volcaniques longent la route littorale sur près de 4 km, entre Cap Djinet et Dellys ; au Nord de Bounoua, depuis l'Oued Sebaou à l'Est, à la baie du Cap Djinet. Ces formations s'étendent à l'intérieur des terres pour former les chaînons de Djennad, Koudiat El Lebene, Koudiat Ben Adda, Koudiat Sidi Bouzid et qui se prolongent à l'Est par les contreforts du Djebel Bou Berrak (Belanteur, 2001).

La coupe lithologique met en évidence l'existence d'une série supérieure andésitique (en lambeaux de coulées et de brèches) et une série inférieure (Alternance de coulées et de projections volcaniques) (Fig 7). Ce sont des coulées prismées aériennes et des pillow-lavas interstratifiées dans les marnes miocènes (Belanteur, 2001). Tous ces terrains ont été fracturés et déformés en structures plissées de direction généralement NE-SW, postérieurement à leur mise en place.

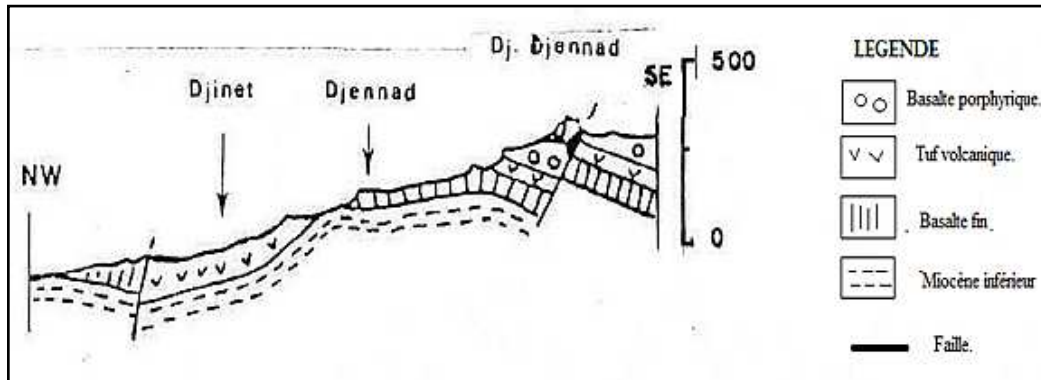


Figure 7 : Le magmatisme de Cap Djinet (Belanteur, 2001)

La série basaltique est constituée de coulées de lave dont l'épaisseur atteint 400 m au Djebel Djennad. Cette série est caractérisée par des faciès d'épanchement, des projections pyroclastiques et des intrusions magmatiques (Belanteur, 2001). La deuxième série est de nature andésitique, d'épaisseur plus réduite, cette formation est associée à des brèches volcaniques (Belanteur, 2001). D'après l'étude détaillée menée par Degiovanni *in* (Belanteur, 2001), les intrusions basaltiques qui affleurent dans la région : le dôme, la coulée désignée sous le terme de « sill » et le « Neck » (Belanteur, 2001). Certains coulées ont emprunté pour s'épancher, des conduits cylindriques (neck) ou se sont extravasées à partir d'un édifice en forme d'un dôme.

- Le *dôme* forme un édifice de forme elliptique (200m de grand axe), et est exploité en carrière pour granulats routiers. Dans sa partie méridionale, l'édifice est fracturé et se rattache à des coulées basaltiques par une zone bréchique. La roche sombre et massive est un basalte doléritique prismé. La structure interne mise en évidence en partie par l'exploitation de la carrière, montre plusieurs directions de fracturations. La fracturation concentrique est bien marquée au niveau du dôme.
- Le *Neck* : sur la bordure de la RN24, au niveau d'un grand virage qui épouse la forme de la petite baie du Cap Djinet, le Neck représente une partie de cheminée volcanique. En plan il présente une forme elliptique de 4-5 m de grand diamètre. Le tronçon du conduit volcanique ne dépasse guère 15 m de hauteur. Cet édifice recoupe les sédiments miocènes en y induisant un léger métamorphisme.
- Le *Sill* : situé également sur la bordure de la RN24 à 1 km à l'ouest du Neck ; c'est une coulée microdoléritique. Le contact parallèle à la stratification, entre cette coulée et les formations. Le contact parallèle à la stratification, entre cette coulée et les formations encaissantes incite à la considérer comme un filon couche, c'est-à-dire un *sill*. Cependant, les observations de terrain montrent que la base de la coulée est rubéfiée mais au sommet, les grès ne présentent aucune modification. La prismation est frustrée (ceci peut être attribué à l'utilisation des explosifs utilisés pour l'exploitation de la carrière) et la fracturation très importante.

3.4 La stratigraphie Mio-Plio-Quaternaire

Les données stratigraphiques sur l'Algérois sont fort anciennes et pas toujours précises. Dans l'Algérois, les pétrographies des roches magmatiques miocènes sont très diversifiées. Le matériel effusif est largement exprimé et très varié : Basaltes, Andésites basiques, Andésites, Dacites, Rhyolites, Brèches de nuées ardentes et Tufs pyroclastiques. D'après la carte géologique de l'Algérie 2^{ème} Edition éditée en (1951 – 1952) par MG Bétier, les formations post-nappes ainsi que les sédiments d'âge pliocène et quaternaire résultant des apports provenant du tell septentrional qui affleurent la région de cap Djinet sont essentiellement des terrains sédimentaires et des roches ignées (Fig 8) :

3.4.1 Crétacé Supérieur marin et Crétacé inférieur (Vraconien à Berriasien)

Constitué de faciès marins normaux avec des intrusions de calcaire. Ces terrains affleurent les terrains du côté Est de Djinet à environ 15 Km au niveau de Ben Choud et Oulad Keddach.

3.4.2 Oligocène marin

Couvre une grande partie du versant de l'oued Sébaou près de l'embouchure et s'étalant le long des côtes de Dellys, constitué essentiellement des schistes, de grès et de sables argileux et incluant localement l'Eocène supérieur.

3.4.3 Miocène

3.4.3.1 Miocène inférieur marin (Burdigalien)

Dans la région de Boumerdès, la série Burdigalienne débute par des formations détritiques à conglomérats rougeâtres et passées gréseuses. Elle se poursuit par des dépôts marneux et argileux à passées gypseuses. Elle se termine par des grès carbonates riches en faunes littorales datées du Miocène inférieur (*turittela orthensis*, *Ostrea crassimina*) caractéristique du Miocène (Murour, 1956). Les conglomérats constituent une mince couche de direction sensiblement E.W, avec un plongement de 20° vers le N (Bouhamadouche, 1993). Quelques pointements sont visibles dans les reliefs de Thénia et du cap Djinet.

3.4.3.2 Le Langhien-Serravalien (Helvetien)

Il est constitué de formations volcano-sédimentaires et de marnes argileuses (Belanteur, 1989) :

- Le volcano-sédimentaire affleure au contact de la granodiorite de Thénia. Il est représenté à sa base par des conglomérats à éléments grossiers de composition essentiellement granodioritique et un ciment arkosique.
- Les marnes argileuses de couleur grises à gris bleuté, sont caractérisées par la présence de passées gréseuses ou carbonatées. Vesnine (1969) *in* (Belanteur, 1989) attribue un âge Langhien aux marnes de la rive gauche de l'Oued Isser, (Degiovanni, 1978), attribue un âge Burdigalien à Helvétien inférieur à ceux de Cap Djinet.

3.4.3.3 Miocène supérieur (mm)

Il est représenté par des poudings, des grès et des marnes, il est développé en forme de petits affleurements dans la région de Zemmouri à Cap Djinet (Bouysse, 1989).

3.4.4 Pliocène

3.4.4.1 Le Plaisancien (Pliocène marin)

En discordance sur la totalité des formations sous-jacentes, le Pliocène marin est caractérisé par des formations sablo-argileuses Plaisanciennes constituées essentiellement de Conglomérats, marnes bleues ou grises (argiles carbonatés riches en fossiles), mollasses, grès et formations dunaires subordonnées) au niveau des rives de l'oued Isser et argilo-marneuses dans la zone sublittorale. Grâce aux sondages effectués depuis Rouiba jusqu'à Boumerdes, les marnes plaisanciennes ont été localisées à des profondeurs situées entre -30 et -6 m avec un léger plongement vers l'Est (Bouhamadouche, 1993). Entre Zemmouri et Cap Djinet, les marnes plaisanciennes constituent des affleurements assez importants.

3.4.4.2 Le Pliocène supérieure (Astien)

Entre Zemmouri et Cap Djinet, le Pliocène est bien représenté. Il est constitué de sables marins concrétionnés.

3.4.4.3 Le Villafranchien (qv)

Caractérisé par des formations constituées de Calcaires lacustres, d'argiles à lignite et de couches rouges, affleurant le Nord de Djinet dans la partie Ouest et Est du bassin versant de l'oued Isser et dans la partie Ouest du bassin versant de l'oued Sebaou. Les terrains villafranchiens forment la terrasse littorale développée le long de la mer. Ils constituent une bande large de 1,5 à 2Km. Ils sont formés de deux cycles de formations de sédiments :

- Les sédiments du premier cycle gisent directement sur le substratum et sont représentés par des galets à intercalation de graviers, avec un remplissage argileux.
- Plus haut gisent les sédiments du deuxième cycle. Ils sont constitués de haut en bas par :
 - Des graviers prédominant, quartzeux, bien arrondis, à intercalation de grande quantité de particules argileuse.
 - De l'argile bleu-vert à intercalation isolée de graviers quartzeux.

3.4.5 Le Quaternaire

Recouvrant la majeure partie de la zone d'étude, il constitue les dépôts de la plaine alluviale de l'oued Isser et Sebaou, ainsi qu'une grande partie des versants de deux rives, caractérisé par des formations constituées d'Alluvions, de regs et de terrasses, alors que les dépôts marins anciens se limitent à la partie Nord sous forme de Plages anciennes et de formations dunaires consolidées qui les accompagnent.

3.4.5.1 Le Pléistocène (Quaternaire ancien)

- Le Tyrrhénien : il est représenté par une terrasse marine ancienne, constituée de sables fins, lités à passage graveleux et renfermant des fragments de coquilles (Venus, pétoncles...). Parfois, il est recouvert par les sables rubéfiés.
- Les sables rouges : ils reposent sur les terrains les plus anciens constituant ainsi les terrasses. Ils sont de caractère limoneux, rubéfiés à dragées de quartz bien roulés et représentant des stratifications bien croisées.
- Les Alluvions anciennes : sont constituées de sables roux, de galets roulés hétérogènes, et par endroits de gros blocs conglomératiques. Ces éléments dont la taille varie des graviers centimétriques aux blocs métriques, sont emballés dans une matrice argileuse.

3.4.5.2 L'Holocène

La sédimentation Holocène sur le plateau continental Algérien est matérialisée par deux dépôts successifs: le premier organogène et le second terrigène ; La phase organogène est représentée par une accumulation de coquilliers et de construction de type coralligène. A Boumerdès, ce dépôt est recouvert par des sédiments terrigènes (Bouhamadouche, 1993). De Boumerdès jusqu'à Cap Djinet, le dépôt organogène apparaît en lambeaux (Bouhamadouche, 1993). Les sables constitués, essentiellement, de débris de micaschistes et de gneiss riches en biotite et en muscovite, forment la phase terrigène grossière des sédiments. La fraction terrigène fine, quant à elle, est constituée de particules argilo-silteuses (Bouhamadouche, 1993). (Leclaire, 1972) Considère que ces deux modes de sédimentation se sont exercés dans des sites différents, avec des intensités relatives variables d'une part d'Est en Ouest (dans l'espace), et du quaternaire récent à l'actuel (dans le temps).

3.4.5.3 Le Quaternaire récent

Le quaternaire récent est représenté par des alluvions récentes et des dépôts actuels des plages.

- Les Alluvions récentes : elles sont distribuées le long des Oueds et constituées principalement de sables, de graviers, d'argiles et de vase grisâtre à noirâtre.
- Les Alluvions actuelles et les plages sableuses : elles contiennent des débris d'organismes marins.

En plus de ces formations géologiques, (Ficheur, 1885) et (Chemlal, 1983) mentionnent l'existence dans la région de cinq terrasses marines (Pmages et Dunes anciennes) et sept terrasses alluviales quaternaires. Ces différentes terrasses alluviales ont été construites par l'oued Isser au cours de plusieurs mouvements de défluviations.

4 Conclusion partielle

L'édifice structural de la zone d'étude est composé de deux grands ensembles structuraux : un domaine interne englobant le socle métamorphique kabyle, la dorsale carbontée et les flyschs (Massylien, Mauritanien et Numédien) et un domaine externe caractérisé par la présence des nappes telliennes. Ces unités ont été tectonisées à trois reprises au cours du Miocène, elles sont recouvertes en discordance par des formations à matériel Mio-plio-quaternaire. Le magmatisme Miocène au niveau de la frange littorale de Cap Djinet est représenté par des laves basaltiques, andésitiques, dacitiques et rhyolitiques.

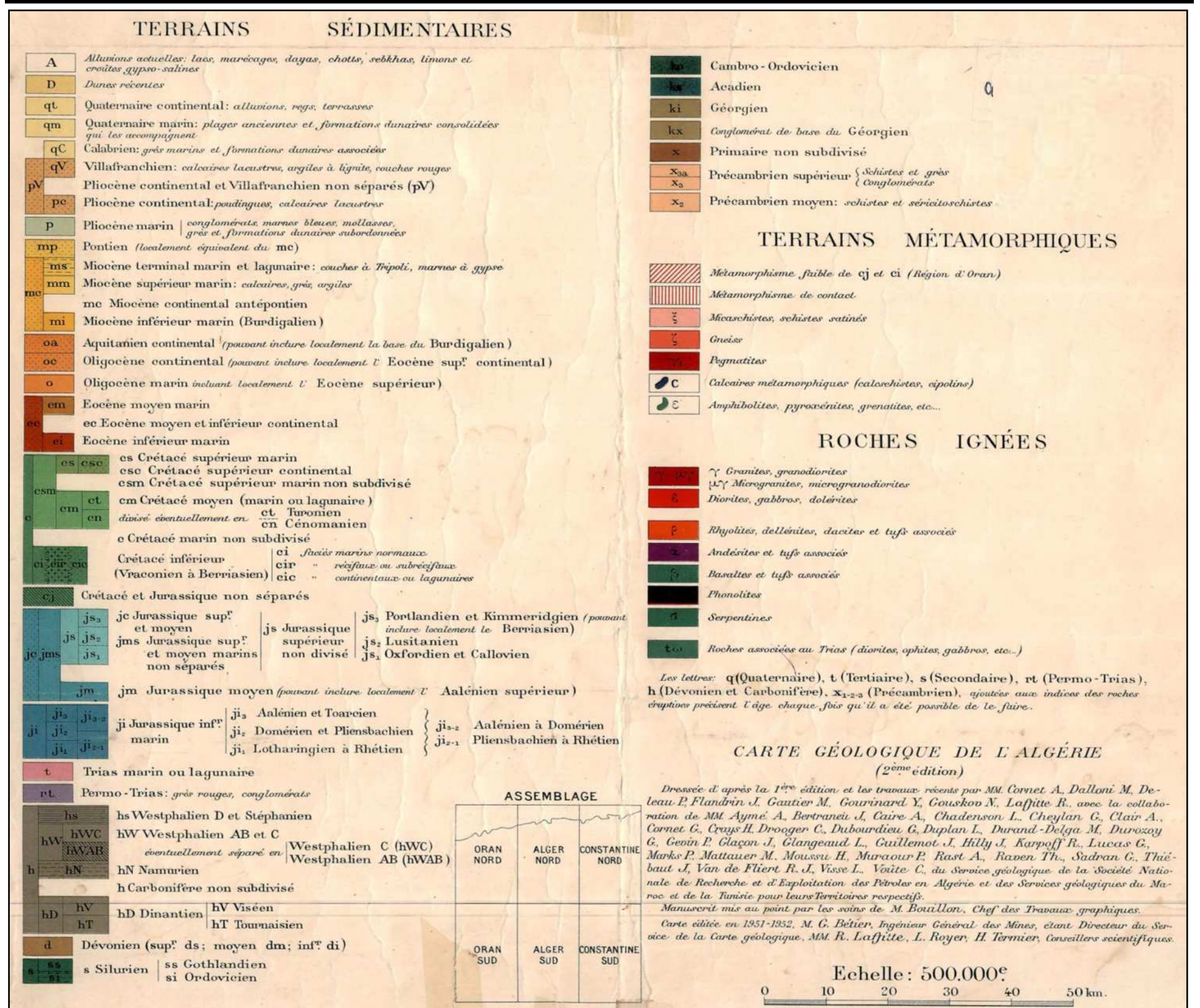
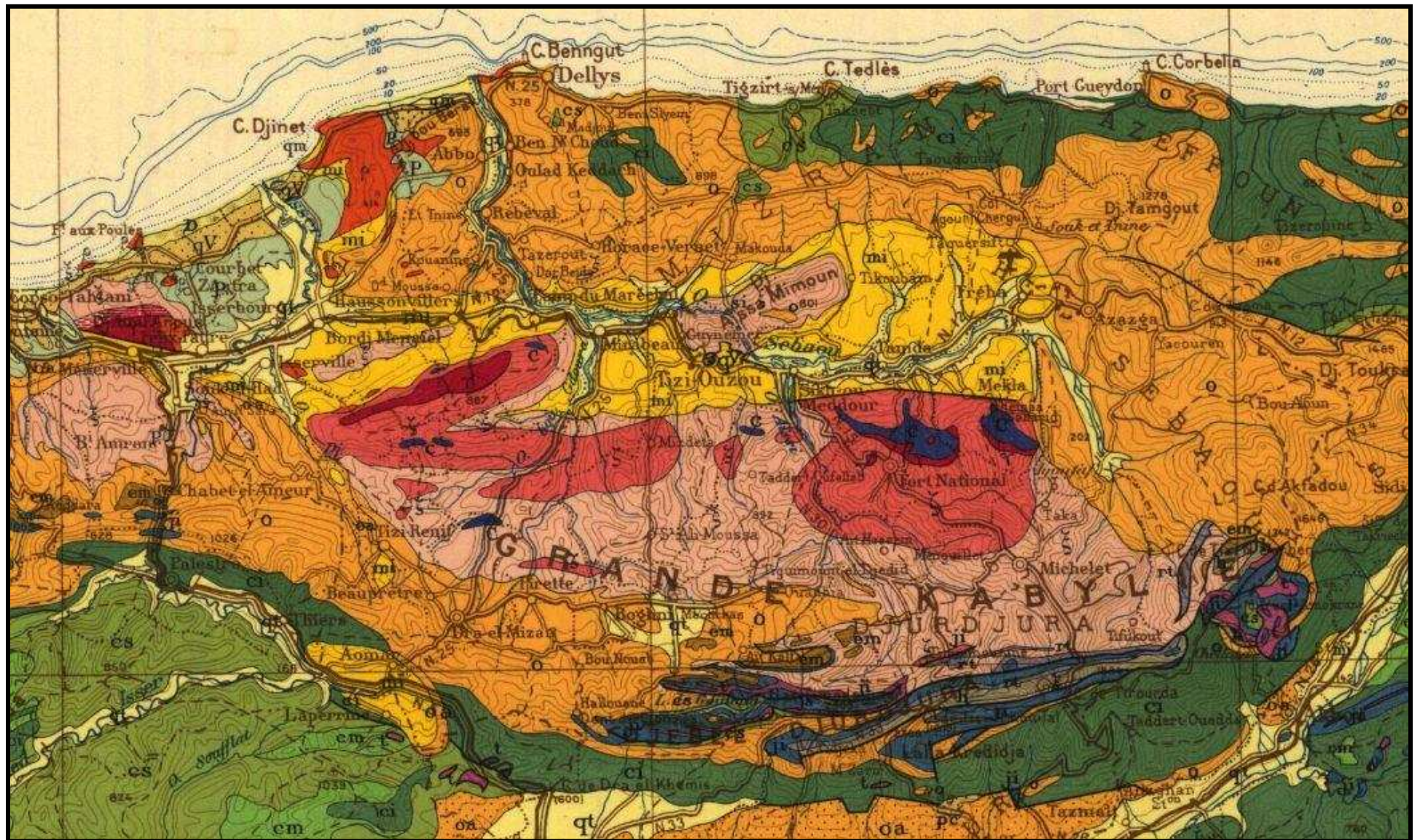


Figure 8 : Carte géologique de l'Algérie (Région centre) 2^{ème} Edition (1/500 000^e) (MG Bérier, 1951, 1952)

Chapitre 03 : Cadre climatique et hydrodynamique général de la côte de Cap Djinet

1 Introduction

Aujourd'hui l'érosion côtière constitue le problème majeur de plusieurs régions littorales. Ayant différentes origines, les taux d'érosion les plus importants sont fortement liés aux événements tempétueux du climat et aux forçages hydrodynamiques dont l'étude est basée en général sur les caractéristiques des vagues au large (Hauteur, Période et Direction) et des vents en provenance du continent et du large qui ont un rôle sur la morpho-dynamique des plages et des dunes. En effet, la sédimentation et les transports sédimentaires en mer et sur la côte sont fortement liés aux facteurs hydrodynamiques et bioclimatiques, car les transports cross-shore et long-shore engendrent respectivement des modifications dans le profil de la plage et la ligne du rivage afin d'atteindre un équilibre avec les nouvelles conditions hydrodynamiques

2 Les conditions subaériennes ou continentales

2.1 Les températures

L'étude de la variation de ce paramètre est basée sur l'analyse des moyennes mensuelles calculées à partir des enregistrements effectués régulièrement au niveau de la station marine la plus proche du site d'étude située dans le port de Delly. Ces enregistrements recouvrent une période de 19 ans allant de 1994 à 2012. Cette analyse démontre que la région d'étude est caractérisée par un climat à deux saisons : Un été sec et chaud et un hiver avec généralement des précipitations courtes et violentes (Lacri, 1980 *in* (Tireche, 2006))

En effet, l'allure du diagramme présentant les valeurs des températures moyennes mensuelles calculées sur la période de 19 ans (Fig 9), fait ressortir que le mois le plus chaud de l'année est celui du mois d'Aout (26°C) avec un maximum moyen de 30°C, et le mois le plus froid est celui de Février (13°C) avec un minimum moyen de 9°C.

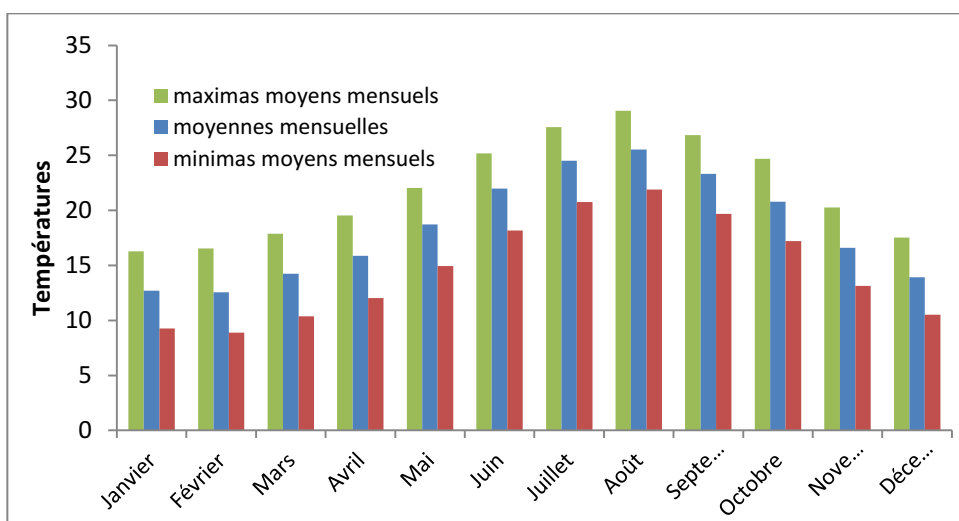


Figure 9 : Moyennes mensuelles des températures à la station marine de Dellys, période (1994-2012) (Source ONM).

2.2 Les précipitations

Le climat de la région est un climat type méditerranéen, pluvieux en hiver, sec en été. L'analyse de la carte pluviométrique du Nord de l'Algérie établie par l'ANRH sur la base de la pluviométrie moyenne (Fig 10), montre que les précipitations s'intensifient au niveau des hautes altitudes (Chaîne de Montagnes) en avoisinant les 1300 mm/an, et diminuent au niveau des basses altitudes à savoir la chaîne centrale vers le sud et littorale vers le nord en avoisinant les 1120 mm/an pour atteindre les 985 mm/an au niveau des plaines littorales.

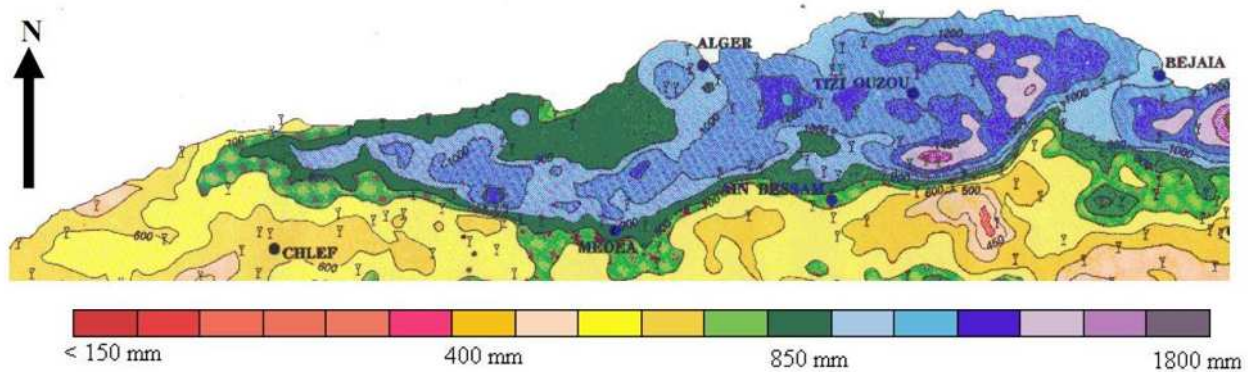


Figure 10 : Carte de la pluviométrie (moyenne annuelle) de la région d'étude (ANRH, 1993)

Sur la base de la même série de données, le bilan global mensuel des précipitations établie sur une période de 19 ans (1994-2012) fait ressortir que le total des précipitations a atteint 14 354 mm avec une valeur moyenne de 2500 mm/an. Le mois le plus pluvieux est celui de Novembre avec un bilan global de 2500 mm, par contre le mois le moins pluvieux est celui de Juillet avec un bilan global de 42 mm (Fig 11). Ce qui nous laisse déduire un taux moyen annuel de 755 mm et mensuel de 63 mm. Selon la classification de LEMBERGER, cette région appartient au climat Méditerranéen subhumide (Dagorne, et al., 1985).

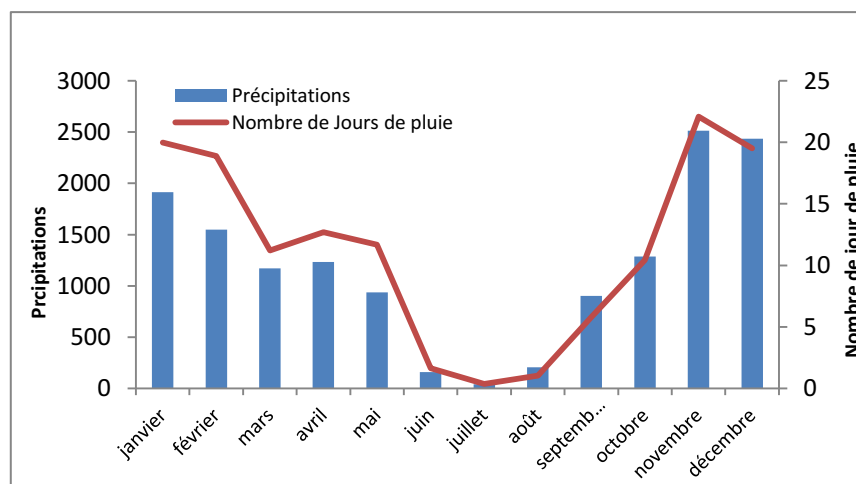


Figure 11 : Moyennes mensuelles des précipitations et nombres de jours de pluies à la station marine de Dellys période (1994 – 2012) (Source ONM).

Parallèlement aux taux de précipitations, le nombre de jours de pluie enregistré pendant les 19 années au niveau de la station s'élève à 22 jours durant le mois le plus pluvieux (Novembre) et 9 jours durant le mois le moins pluvieux (Juillet). Le nombre total de jours de pluie enregistré pendant

la période allant de 1994 à 2012 est de 135 jours, ces chiffres peuvent être plus élevés vu le nombre important de lacunes dans les enregistrements des durées de précipitation notamment durant la période allant de 1994 à 2003 (Fig 11).

Variations annuelles

Les taux annuels de précipitations diffèrent d'une année à une autre (Fig 12), le bilan global effectué fait ressortir que l'année la plus pluvieuse durant la période étudiée est celle de 2007 avec un taux global de 1 238 mm et un nombre maximal de 16 jours de pluie.

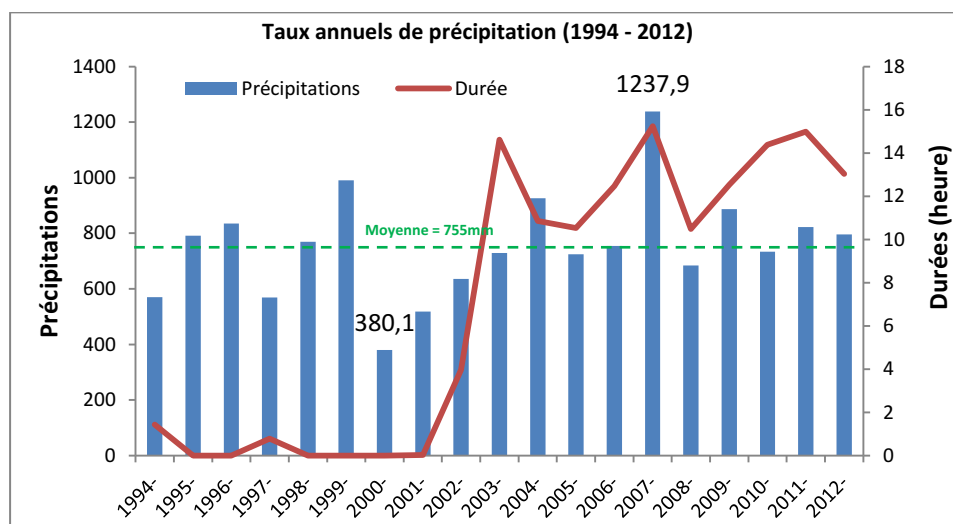


Figure 12 : Taux annuels de précipitation (1994 – 2014) Station de Dellys

D'après la figure 12 la variation interannuelle s'opère d'après l'oscillation des valeurs autour de la moyenne. L'année la plus excédentaire est celle de 2007 avec un écart à la moyenne de 482 mm.

Par contre l'année hydrologique la plus sèche depuis 1994 est observée durant l'année 2000 avec un écart à la moyenne de 380 mm.

Pour évaluer la variabilité des précipitations sur la région, nous avons employé le coefficient de variation (C_v) exprimé en pourcentage (%) sachant que :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{p}} * 100$$

Tableau 1 : Paramètres statistiques de la série annuelle des taux de précipitation (1994-2012)

	Maximum	Minimum	Ecart type	Moyenne	Cv (%)
Taux annuels	1238	380	188	755	25

Le tableau 1 caractérise l'importance de l'écart existant entre l'année la plus humide et l'année la plus sèche au niveau de la station. Les coefficients de variation pour la période d'étude sont inférieurs à 30% ce qui indique une variabilité interannuelle faible par rapport à la variation mensuelle ou les coefficients de variation dépassent les 60%.

3 Le réseau hydrographique

Les oueds qui irriguent la région d'étude ainsi que l'abondance des matériaux qui arrivent en mer contribuent efficacement à l'évolution de la morphologie littorale en général et celle de la morphodynamique actuelle de la côte de Cap Djinet (Boutiba, 2006). Pour cela nous nous sommes intéressés particulièrement aux apports des deux grands Oueds qui irriguent la région, Oued Sébaou à l'Est et Oued Isser à l'Ouest dont les caractéristiques sont rapportées dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Caractéristiques des principaux oueds de la région de Djinet (ANRH)

	Isser	Sebaou
Communes traversées	Beni Amrane, Ammal, Souk El Had, Isser, Bordj Menaël, Djinet	Baghlia, Ben Choud, Sidi Daoud
Sens d'écoulement	SO - NE	SE - NE
Longueur (km)	200	97
Potentialité hydrique des Nappes (hm³)	55.00	117.00
Grand Bassin versant hydrographique	Isser	Côtier Algérois
Code ANRH	09	02
Superficie du bassin jaugé (km²)	11 972	4 149
Station hydrométrique	Lakhdaria	Baghlia
Code ANRH de la Station hydrométrique	090501	022001
Surface du sous bassin versant en (Km²)	3615	2390
Périmètre du bassin versant en (Km)	270	200
Pente cours d'eau (IC)	1.26	1.14
Longueur du bassin versant en (Km)	200	92
Altitudes moyens du bassin versant en (m)	750	590
Pente du bassin versant	0.11	-
Densité de drainage Dd (km/km²)	3.6	-
Coefficient de torrentialité Ct	29.5	-
Période d'observation des données hydrométriques	54-57/65-01	49-56/62-97
Q moy (m³/s)	10.17	23.25
Apport (Hm³)	319.93	714.98

3.1 Débits liquides

3.1.1 Méthodes d'Analyse de la Variabilité interannuelle des débits liquides

Deux séries de mesures des débits liquides effectuées par la station hydrométrique de Lakhdaria recouvrant la période (1966-2009) pour l'Oued Isser et la station hydrométrique de Baghlia (1945-1998) pour l'oued Sebaou ont été utilisées pour évaluer la variabilité interannuelle globale des débits pendant toute la durée d'observation au moyen des paramètres suivants :

1. Le Coefficient de variation (C_v) qui est le rapport entre l'écart type et la moyenne de la série.

2. Les indices (R1 et R2) qui permettent une meilleure comparaison de l'amplitude de la variabilité inter-annuelle des débits qui définit les limites extrêmes atteintes par les débits pendant toute la période d'observation.

$$R_1 = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_{me}}$$

Plus la valeur de cet indice est élevée, plus l'amplitude entre les débits extrêmes et la valeur médiane est forte. En raison de la forte sensibilité de cet indice aux valeurs extrêmes qui sont généralement rares, on utilise un autre indice (R2) qui tient compte des débits fréquemment observés.

$$R_2 = \frac{Q_{90} - Q_{10}}{Q_{me}}$$

Cet indice ne tient donc compte ni de 10% des débits les plus élevés ni de 10% des débits les plus faibles, qui sont peu fréquemment observés.

3. Le cumul des écarts à la moyenne (CEM) de chaque série hydrologique afin de déterminer la succession des périodes sèches et humides.

$$CEM = \frac{\sum(k_i - 1)}{C_v} \quad k = \frac{Q_i}{Q_m}$$

Cette méthode permet de représenter la succession des périodes sèches (Partie descendante de la courbe cumulée), humides (partie ascendante de la courbe cumulée) et normales (partie « plate » de la courbe cumulée).

4. La moyenne des apports mesurés sur au cycle hydrologique dont le coefficient modulaire moyen k égalant à 1, cette moyenne représente la norme d'écoulement.

Un cycle hydrologique est composé de deux périodes : Période humide et période sèche. La courbe intégrale des écarts à la moyenne donne l'avantage de repérer le début et la fin de chaque cycle dans la série et établir la durée nécessaire de calcul de la norme d'écoulement.

Il faut signaler que si la moyenne du coefficient modulaire dans un cycle est :

- $K = 1$: La valeur de l'apport moyen calculée est considérée comme une norme.
- $K < 1$: La valeur de l'apport moyen calculée est sous-estimée.
- $K > 1$: La valeur de l'apport moyen calculée est surestimée.
- $K > 1$: La valeur de l'apport moyen calculée est surestimée.

3.1.2 Résultats d'analyse

3.1.2.1 Variabilité et amplitude de variabilité interannuelle

Les résultats des méthodes d'analyse de la variabilité interannuelle des débits liquides pour les deux oueds sont résumés dans le tableau 3 :

Tableau 3 : Résultats de calcul des indices statistiques de la variabilité interannuelle des débits liquides des deux oueds Isser et Sebaou

	C_v (%)	R_1 (%)	R_2 (%)
Isser	83	47.5	29.3
Sebaou	62.3	37.7	15.3

Il ressort de ce tableau que la variabilité interannuelle des débits liquides de l'Isser est plus importante que celle du Sébaou. Quant à l'amplitude de la variabilité, elle est plus forte en ce qui concerne les débits extrêmes (42.6% en moyenne) que les débits fréquemment observés (22.3% en moyenne).

Cette variabilité peut être expliquée par l'intensité enregistrée des pluies et qui favorise largement le ruissellement au détriment de l'infiltration. En effet si la quantité de pluies est bien répartie dans l'espace et dans le temps, ceci favorisera l'infiltration. Par contre, si cette répartition est mauvaise et que la plus grande tranche d'eau tombe en une période très courte, ceci augmentera l'intensité des précipitations qui engendre une saturation rapide des sols et favorise le ruissellement.

3.1.2.2 Périodes hydro-climatiques

Pendant les périodes analysées, l'évolution des débits est caractérisée par la succession des périodes hydro-climatiques suivantes :

Cas d'Isser : Neuf courtes périodes humides intercalées par neuf périodes sèches courtes depuis 1966 et longues après 1970, une vue d'ensemble nous permet d'identifier une longue période humide suivi d'une plus longue période sèche comprises respectivement entre 1966-1975 et 1975-2001 (Fig 13).

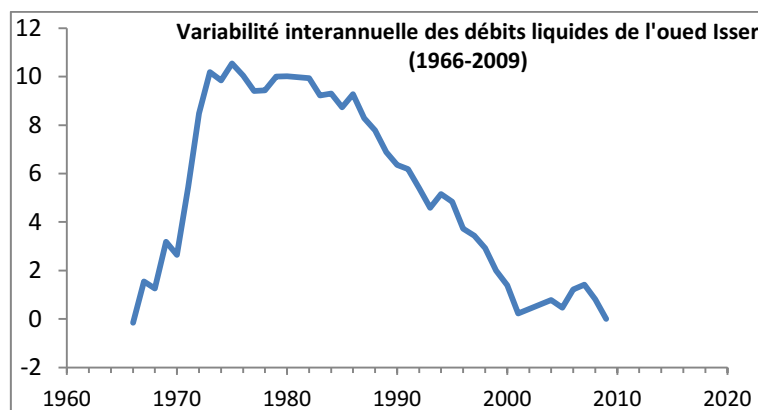


Figure 13 : Résultats de calcul des Cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels (Oued Isser)

Cas du Sebaou : Dix périodes humides intercalées par dix périodes sèches, elles sont courtes dans l'ensemble, mais une vue d'ensemble nous permet d'identifier deux longues périodes humides intercalées par deux longues périodes sèches comprises respectivement entre 1945-1955, 1966-1973 et 1963-1968, 1973-1998 (Fig 14).

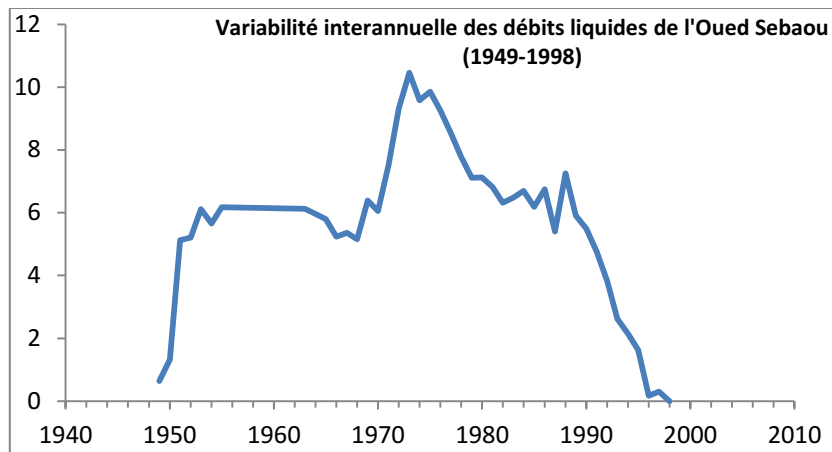


Figure 14 : Résultats de calcul des Cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels (Oued Sebaou)

3.1.2.3 Normes d'écoulement

La courbe intégrale des écarts à la moyenne des apports aux deux stations hydro-métriques Baghlia et Lakhdaria permet de repérer trois cycles de différentes périodes :

Station de Baghlia :

- Premier cycle (1949-1966) : Apport moyen de 1040 million m^3 (valeur surestimée ($K = 1.3$))
- Deuxième cycle (1968-1995) : Apport moyen de 825 million m^3 (peut être considérée comme une norme ($K = 1.00$))
- Troisième cycle (1987-1998) : Apport moyen de 521 million m^3 (valeur sous-estimée ($K=0.65$)).

La moyenne des trois coefficients modulaires $K = 0.99$, correspondant à un apport moyen de 795 millions m^3 inférieure à la norme. Cependant, la moyenne des apports de l'oued Sebaou de 1949 à 1998 donne une valeur de 825 millions m^3 , qui peut être considérée comme une norme pour l'Oued Sebaou.

Station de Lakhdaria :

- Premier cycle (1966-1970) : Apport moyen de 378 millions m^3 (valeur surestimée ($K = 1.44$))
- Deuxième cycle (1970-1998) : Apport moyen de 260 millions m^3 (peut être considérée comme une norme ($K = 1.00$))
- Troisième cycle (1994-2007) : Apport moyen de 205 millions m^3 (valeur sous-estimée ($K=0.78$)).

La moyenne des trois coefficients modulaires $K = 1.07$, correspondant à un apport moyen de 281 millions m^3 supérieure à la norme. Cependant, la moyenne des apports de l'oued Isser de 1966 à 2009 donne une valeur de 260 millions m^3 , qui peut être considérée comme une norme pour l'Oued Isser.

3.2 Débits solides

3.2.1 Méthodes d'analyse de la variabilité interannuelle de l'érosion hydrique des bassins versants

L'érosion hydrique est composée d'un ensemble de processus complexes et interdépendants (Intensité et agressivité des précipitations, le ruissellement, l'état hydrique initial, ..) qui provoquent le détachement et le transport des particules du sol. Elle se définit comme la perte de sol due à l'eau qui arrache et transporte la terre vers un lieu de dépôt.

L'érosion hydrique est évaluée en se basant sur l'apport annuel total des sédiments traversant la section du cours d'eau, ce dernier est la somme des apports annuels en suspension (App_s) et les apports annuels par charriage (App_c) déterminés par les formules suivantes :

Apport annuel en suspension (App_s) :

$$App_s = Q_s * 86400 * 365 \quad (\text{Tonne/an})$$

$$Q_s = 8.74 * Q_i^{1.15} \quad (\text{kg/s}) \quad \text{selon l'ANRH, 1998.}$$

Apport annuel par charriage (App_c) :

Le charriage est estimé à 30 % en moyenne de la suspension (Larfi, et al., 2006).

Apport annuel total (App_t) :

$$App_t = App_s + App_c \quad (\text{Tonne/an})$$

Erosion hydrique (A_{ss}) :

Est calculée en divisant l'apport solide annuel total (App_t) par la surface du bassin A (km^2) selon la formule suivante :

$$A_{ss} = \frac{App_t}{A} \quad (\text{Tonne/an}/\text{km}^2)$$

3.2.2 Résultats d'analyse

3.2.2.1 Taux d'érosion spécifique annuel

En prenant en considération l'apport solide total annuel (App_t), l'érosion spécifique moyenne sur les deux périodes d'observation (1971-2009 pour l'Oued Isser) et (1968-1998 pour l'Oued Sebaou), est de l'ordre de 1116 tonnes/an/ km^2 et 5606 tonnes/an/ km^2 respectivement. Dans le cas du Sebaou, l'érosion maximum a été atteinte durant les années 1972 et 1988, puisqu'elle a dépassé les 14000 t/ km^2 /an. Elle est due à la forte pluviométrie enregistrée durant la même année (entre 660 et 1360 mm). Dans le cas de l'Isser, les maximums ont été enregistrés durant les années 1971 et 1972 dépassant les 4400 tonnes/an/ km^2 et correspondant aux périodes de crues où le taux de pluie a atteint les 1130 mm (Fig 15 a et b).

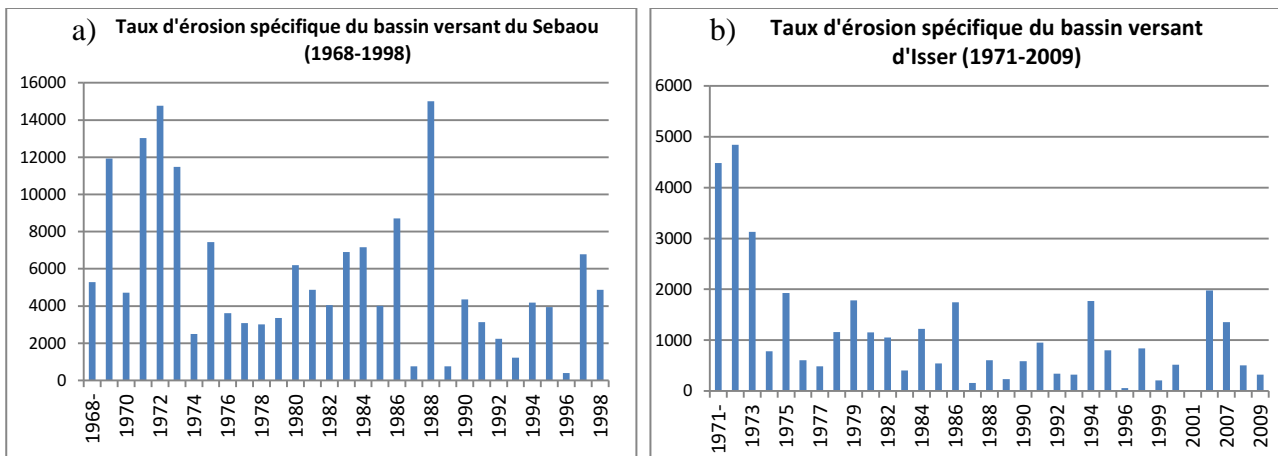


Figure 15 : Taux d'érosion spécifique des bassins versants a) Sebaou et b) Isser

3.2.2.2 Relation entre le taux d'érosion spécifique et la pluie annuelles

Pour observer l'effet de la pluviométrie sur la quantité des terres érodées au niveau des bassins versants, nous avons représenté la dégradation spécifique en fonction de la pluie annuelle.

Il est intéressant de constater qu'il existe une très bonne corrélation de type polynomiale entre les deux paramètres avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0.7 pour les deux bassins versants (Isser et Sebaou) (Fig 16 a et b).

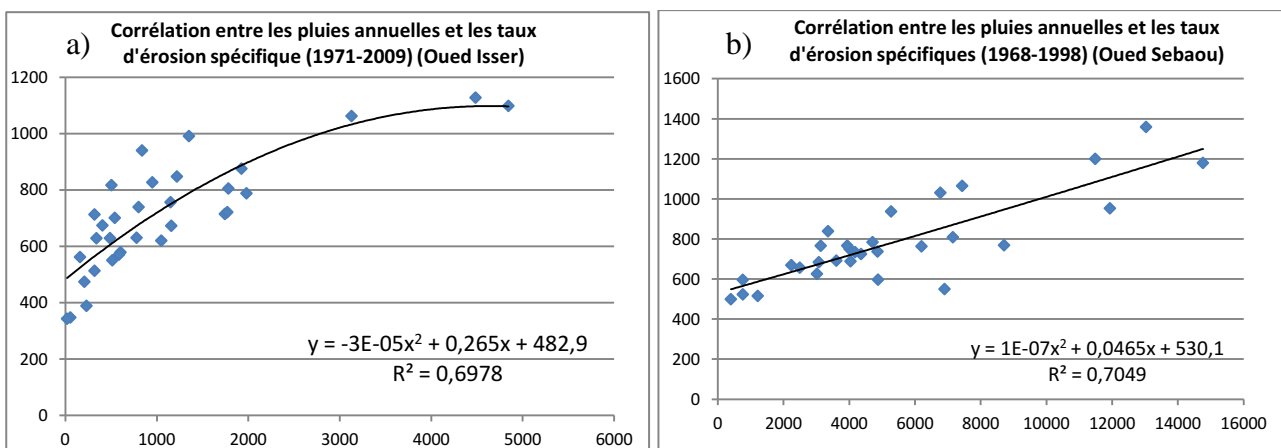


Figure 16 : Corrélation entre le taux d'érosion spécifique et la pluie annuelle pour les deux bassins (a) Isser et b) Sebaou)

4 Les conditions marines générales

4.1 Les vents

Pour une région côtière, la connaissance des régimes des vents est une extrême importance. En effet ils sont des générateurs de vagues et de courants superficiels, leur impact croît avec leur vitesse. Ils jouent donc un rôle important dans l'évolution géomorphologique des milieux littoraux d'une part, surtout les côtes basses d'accumulations des régions à climat sec (Boutiba, 2006) et d'autre part dans l'évolution des forçages hydro-météorologiques responsables de la mobilité des sédiments le long des côtes (Boutiba, 2006).

Deux bases de données sont utilisées pour décrire le régime général des vents, la première au large (Données du MEDATLAS) et la seconde à la côte du site d'étude (Données de l'ONM). L'analyse statistique de ces données nous a permis de déterminer la fréquence d'apparition du vent par direction et par classe de vitesse à deux échelles ; annuelle et saisonnières et de tracer les roses annuelle et saisonnières des vents.

4.1.1 Régime général des vents au large

La première base de données est extraite à partir de l'Atlas électronique des vents et des vagues de la mer Méditerranéenne publié en Avril 2004, ce dernier a été mise en œuvre dans le cadre du projet MEDATLAS développé durant la période 1999-2004.

Les données sont extraites sous forme de tableaux bi-variables contenant les fréquences d'apparition annuelle et saisonnière des vents calculées à partir de la série de données enregistrée au niveau de la station la plus proche du site d'étude située à 3°E 37°N au large de la Baie d'Alger à 35m de profondeur.

4.1.1.1 Les directions au large

Les résultats de l'analyse statistique des données au large sont représentés sous forme de rose annuelle et saisonnière et sous forme de tableau fréquentiel par direction (Fig 17 et Tab 4).

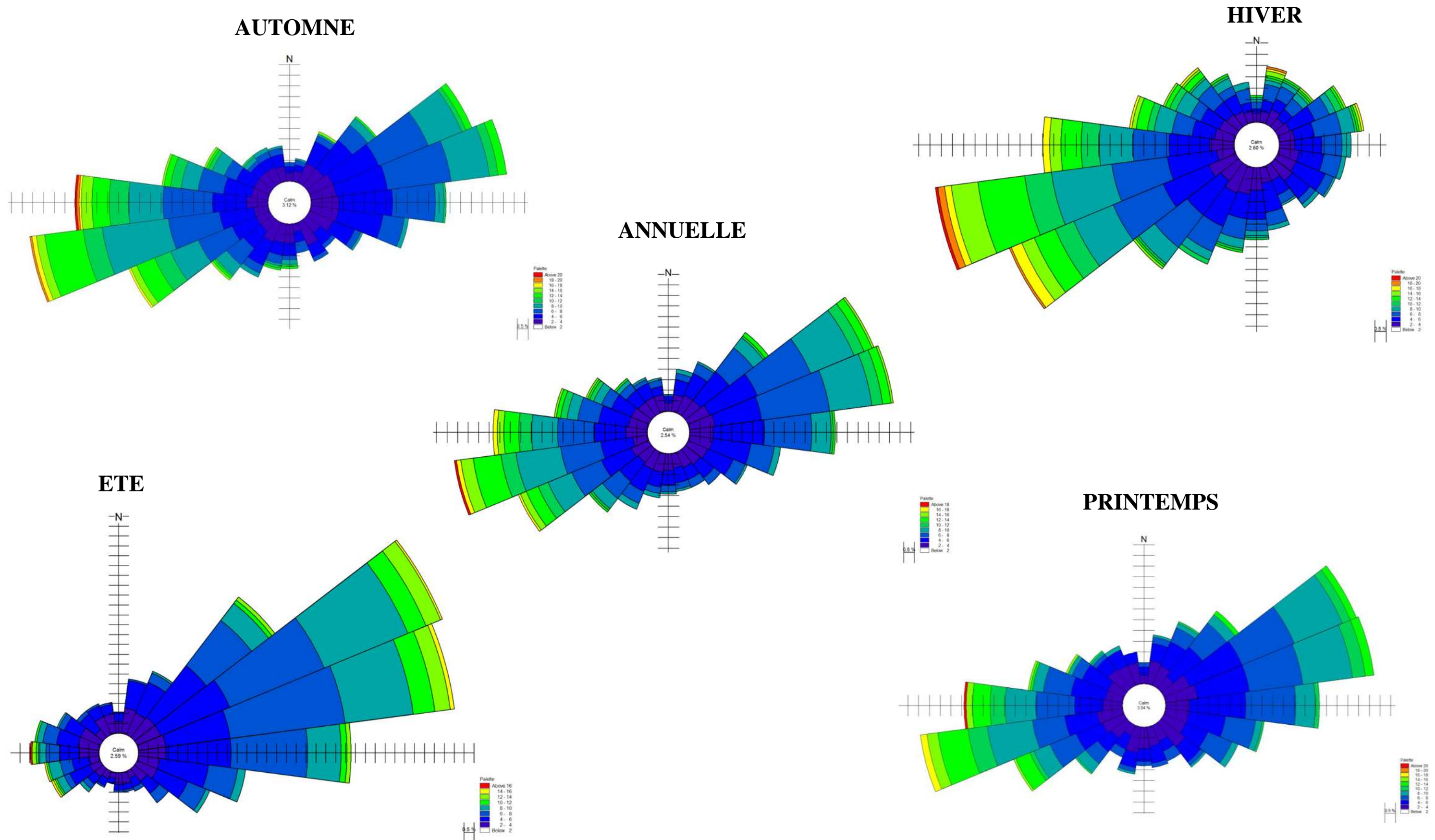


Figure 17 : Roses annuelle et saisonnières des vents au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)

Tableau 4 : Fréquences d'apparition des vents au large par direction entre 1999 et 2004

(Source MedAtlas)

	Annuelle	Hiver	Printemps	Été	Automne
N (0° ± 15°)	4,47	5,49	4,85	5,48	3,72
NE (45° ± 15°)	17,19	7,69	17,51	29,21	14,97
E (90° ± 15°)	21,05	9,99	21,65	32,40	20,2
SE (135° ± 15°)	7,01	7,19	8,198	7,27	6,43
S (180° ± 15°)	5,90	9,79	5,97	2,59	5,72
SW (225° ± 15°)	13,42	21,47	10,22	5,08	13,56
W (270°N ± 15°)	21,05	26,57	21,35	9,57	25,32
NW (315°N ± 15°)	7,32	9,19	7,186	5,78	6,93

Les données du MEDATLAS (Fig 17, Tab 4) montrent une répartition similaire pour la rose annuelle et les deux trimestres (Automne et Printemps). Les directions dominantes pouvant générer des vagues défavorables au site proviennent de deux secteurs :

- Nord Est à 17 % du temps annuellement mais avec des fréquences d'apparitions saisonnières importantes en été (29%) et faibles en hiver (8%).
- Ouest à 21% du temps annuellement mais avec des fréquences d'apparitions saisonnières importantes en hiver (27%) et faibles en été (10%).

Les pourcentages d'apparition des deux secteurs (NE et W) sont similaires durant l'année et les deux trimestres (Automne et Printemps), ils s'élèvent en moyenne et respectivement à (17% et 23%).

En conclusion, les vents en provenance du secteur Nord-Est prédominent en été. Les vents qui proviennent du secteur Ouest prédominent en hiver alors que les vents qui proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest prédominent durant l'automne, le printemps et annuellement.

4.1.1.2 Les vitesses au large

Les fréquences d'apparition des classes de vitesse selon les directions dominantes sont résumées dans le Tableau 5.

- Les tempêtes les plus fréquentes proviennent de deux secteurs Nord-Est et Ouest.
- Les vents dominants sont caractérisés par des vitesses oscillant généralement entre 2 et 12m/s.
- Les fortes tempêtes rares sont caractérisées par des vitesses de vent maximales oscillant généralement entre 14 et 20m/s.
- Les fortes tempêtes proviennent fréquemment de l'ouest avec des vitesses de vents pouvant atteindre un maximum de 20m/s en hiver et en Automne, 18m/s annuellement et au printemps, et 16m/s en été. Ces tempêtes sont plus fortes en saison froide qu'en saison chaude.
- Les vitesses maximales provenant du secteur Nord-Est sont moins fortes que celles provenant de l'ouest avec un maximum de 14m/s annuellement.

Tableau 5 : Fréquences d'apparition des classes de vitesse du vent selon les directions dominantes au large.

	Annuelle		Automne		Eté		Hiver		Printemps	
	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W
0.00 - 1.00	0,31	0,31	0,20	0,30	0,20	0,20	0,40	0,30	0,51	0,40
1.00 - 2.00	1,12	1,12	1,21	0,90	1,20	1,20	0,90	1,40	1,11	1,21
2.00 - 3.00	1,83	1,53	2,01	1,61	2,59	1,40	0,90	1,40	1,92	1,72
3.00 - 4.00	2,44	2,24	2,51	2,01	3,59	1,69	1,10	2,50	2,83	2,33
4.00 - 5.00	2,85	2,24	2,61	2,51	5,18	1,30	1,10	2,50	2,73	2,13
5.00 - 6.00	2,54	2,34	2,01	3,02	4,49	1,30	1,00	2,20	2,94	2,53
6.00 - 7.00	2,14	2,34	1,71	2,91	4,09	0,70	0,90	2,80	1,82	2,13
7.00 - 8.00	1,83	2,14	1,61	3,02	3,69	0,80	0,40	2,50	1,62	2,13
8.00 - 9.00	1,12	1,73	0,60	2,51	2,09	0,50	0,40	2,50	1,52	1,92
9.00 - 10.00	0,61	1,63	0,20	2,31	1,20	0,30	0,50	2,30	0,51	1,62
10.00 - 12.00	0,61	2,24	0,40	2,91	1,00	0,20	0,30	3,50	0,51	2,33
12.00 - 14.00	0,10	1,02	0,10	1,01	0,10	0,10	0,20	1,90	0,00	0,91
14.00 - 16.00	0,00	0,41	0,00	0,30	0,00	0,10	0,00	0,70	0,00	0,30
16.00 - 18.00	0,00	0,10	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,10
18.00 - 20.00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00

Les vitesses de vents dominantes au large pour toutes directions confondues sont comprises entre 2 et 7 m/s avec des fréquences d'apparition moyenne de 64% du temps durant les quatre trimestres.

Le pourcentage des vents calmes pour toutes les directions confondues est de (2.54%) annuellement, (2.6%) durant l'hiver et l'été, (3.11%) durant l'automne et (3.04%) durant le printemps.

4.1.2 Régime général des vents à la côte

L'analyse du régime des vents a été réalisée à partir des enregistrements effectués à la station marine de Dellys durant la période (1994-2013). L'analyse statistique de ces données nous a permis de tracer les roses annuelle et saisonnières des vents (Fig 18).

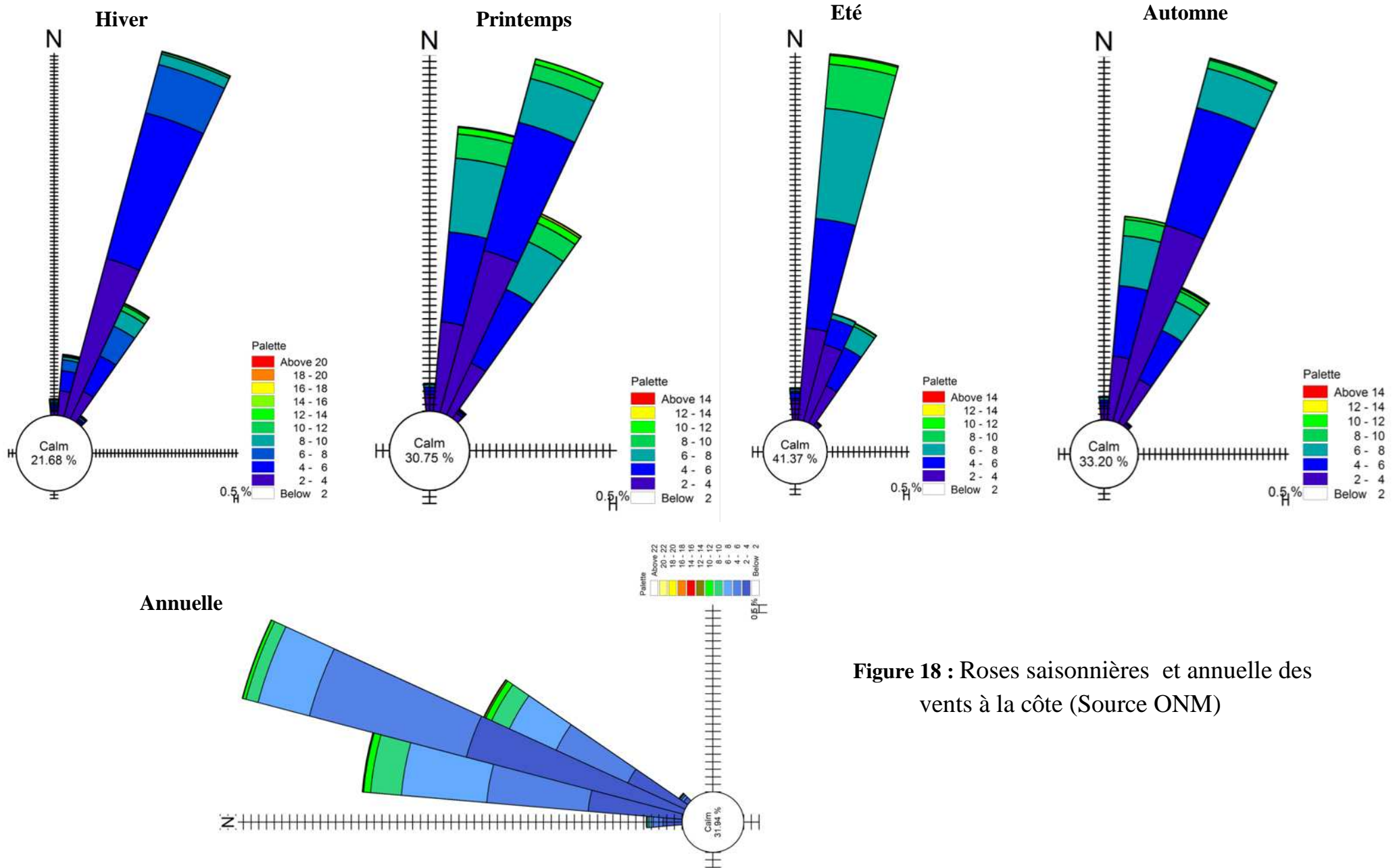


Figure 18 : Roses saisonnières et annuelle des vents à la côte (Source ONM)

Les données de l'ONM démontrent une répartition similaire pour la rose annuelle et les quatre trimestres (Hiver, Eté, Automne et Printemps). Les vents dominants proviennent du secteur Nord Est (entre 14 et 34°N) avec des fréquences d'apparition respectives de 65% annuellement et durant l'automne et le printemps, 75% durant l'hiver et 54% durant l'été ;

Les vents forts avec des vitesses maximales $> 20\text{m/s}$ sont rares ($< 0.1\%$). Les vents avec des vitesses pouvant atteindre les 20m/s apparaissent pendant l'hiver. Les vents avec des vitesses qui ne dépassent pas les 15m/s sont rares et apparaissent surtout pendant les trois autres trimestres. Les vents avec des vitesses qui oscillent entre 2 et 5 m/s sont dominants avec des fréquences d'apparition de 50% durant toute la période annuelle et durant le printemps et l'automne, 59% en période hivernale, et 40% en période estivale.

Le pourcentage calme pour toutes directions confondues est faible durant l'hiver (21.68%) et plus important durant l'été (41.37%), l'automne (33.20%) et le printemps (30.75%).

Les valeurs affichées sur les mouvements de sable selon (Bagnold, 1954) sont généralement supérieures aux seuils admis pour le début d'entraînement des particules sableuses par le vent fixées respectivement à 6.25 m/s et 6.17 m/s. ces valeurs attestent également une dynamique éolienne efficace dans la région (Boutiba, 2006).

4.2 Les houles

La houle est un agent fondamental des transports sédimentaires. En effet, d'une part, elles peuvent provoquer une remise en suspension et un déplacement des matériaux déposés sur les fonds et, d'autre part, elles engendrent, lorsqu'elles sont obliques au rivage, un courant littoral qui transporte des matériaux. Sur l'avant côte, après le déferlement des vagues, il s'effectue un transport dit en « dents de scie » qu'est un mode de transport fondamental pour les galets (Mezouar, 2009).

La connaissance des caractéristiques de la houle au large : direction, amplitude, période, énergie...permettent de :

- Mieux analyser les constatations faites quand à l'évolution de littoral,
- Déterminer le dimensionnement des ouvrages de protection à réaliser,
- Mieux estimer le transit sédimentaire.

Comme le cas des vents, deux sources de données sont utilisées pour étudier le régime général des houles et l'état de la mer dans la région de cap-Djient (Les données du MEDATLAS et de l'ONM).

4.2.1 Analyse des houles au large (Med Atlas)

Les données de houles au large sont extraites à partir de la base de données MEDATLAS sous forme de tableaux bi-variables contenant les fréquences d'apparition annuelle et saisonnière. Ces fréquences d'apparition sont calculées à partir de la série de données enregistrée entre 1999 et 2004 au niveau de la station la plus proche du site d'étude localisée à 3°E et 37°N au large de la Baie d'Alger par 250 m de profondeur.

4.2.1.1 Les Directions au large

Les fréquences d'apparition annuelle et saisonnières des houles par direction sont mentionnées dans le tableau 6 et les roses représentées dans les figures (19 et 20).

Tableau 6 : Fréquences annuelle et saisonnières des houles au large par direction entre 1999 et 2004 (Source MedAtlas)

	Annuelle	Hiver	Eté	Automne	Printemps
N ($0^\circ \pm 15^\circ$)	13,57	19,5	7,2	15,16	11,93
NE ($45^\circ \pm 15^\circ$)	42,95	25,8	65,48	37,95	45,09
E ($90^\circ \pm 15^\circ$)	5,47	2,9	10,02	3,79	6,26
SE ($135^\circ \pm 15^\circ$)	0,4	0,9	0,3	0,5	0,3
S ($180^\circ \pm 15^\circ$)	0,4	1,4	0,2	0,6	0,1
SW ($225^\circ \pm 15^\circ$)	0,8	2,2	0	1,4	0,4
W ($270^\circ \pm 15^\circ$)	27,3	33,7	12,92	31,1	28,16
NW ($315^\circ \pm 15^\circ$)	7,7	11,7	3,5	8,29	6,28

L'analyse statistique des directions de houles au large nous a permis de tracer les roses annuelle et trimestrielles (Figs. 19 et 20). L'analyse de ces roses fait ressortir que les directions dominantes proviennent des secteurs :

- Ouest à 27% du temps annuellement, mais avec une fréquence d'apparition plus importante en hiver (34%) qu'en été (13%).
- Nord Est à 43% du temps annuellement, mais avec une fréquence d'apparition plus importante en été (66%) qu'en hiver (26%).

Les pourcentages d'apparition des deux secteurs (NE et W) sont similaires durant l'année et les deux trimestres (Automne et Printemps), ils s'élèvent en moyenne et respectivement à (42% et 29%). En conclusion, les houles en provenance du secteur Nord-Est prédominent en été. Les houles qui proviennent du secteur Ouest prédominent en hiver alors que les houles qui proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest prédominent durant l'automne, le printemps et annuellement.

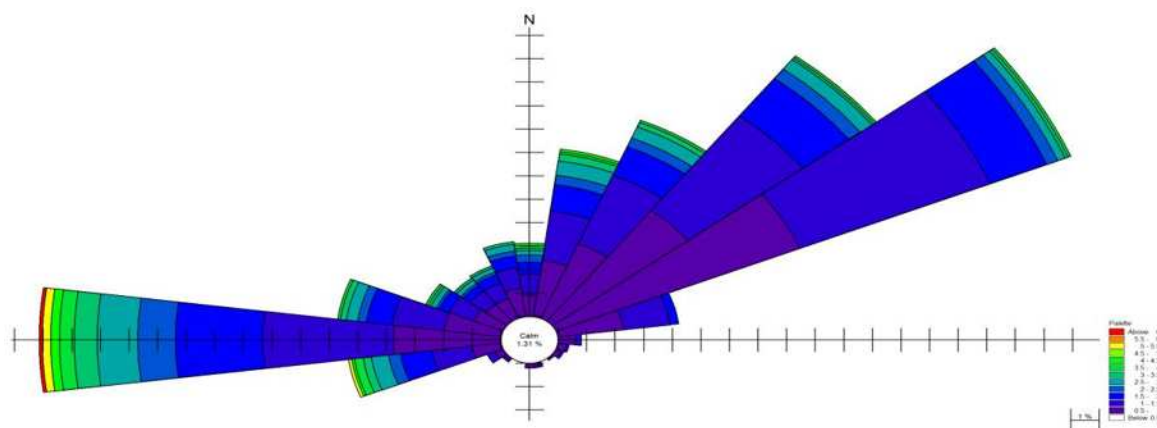


Figure 19 : Rose annuelle des houles au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)

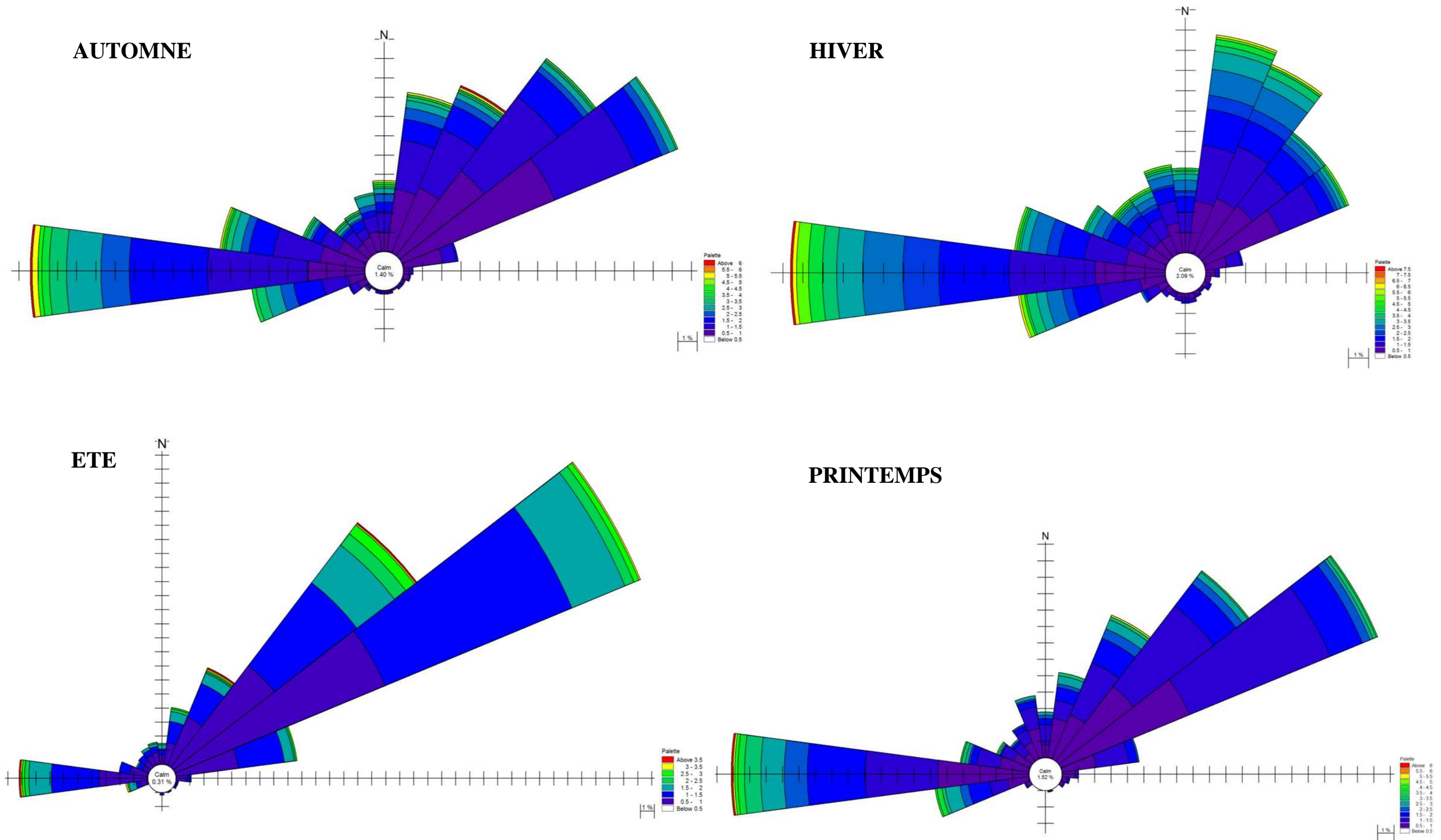


Figure 20 : Roses saisonnières des houles au large de Cap Djinet (Source MEDATLAS)

4.2.1.2 Les hauteurs significatives au large

Les fréquences d'apparition des classes de hauteurs significatives en fonction des directions dominantes sont résumées dans le tableau 7.

Tableau 7 : Fréquences d'apparition des Classes de Hs en fonction des directions dominantes au large (Source MedAtlas)

	Annuelle		Hiver		Printemps		Eté		Automne	
	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W
0,00 - 0,25	0,8	0,1	1,1	0,4	0,7	0,3	0,2	0	1	0,1
0,25 - 0,5	7,21	2,64	4,3	2,8	6,16	3,54	10,33	1,5	7,64	2,48
0,5 - 0,75	11,47	4,17	6	4	11,02	5,15	18,76	3,91	10,23	3,78
0,75 - 1	9,14	4,27	3,9	4,5	11,12	3,44	14,44	2,81	7,94	4,86
1 - 1,25	6,3	3,55	3,3	4	7,79	3,53	10,03	1,7	4,77	4,27
1,25 - 1,5	3,45	2,95	2,2	3,3	3,74	2,42	5,42	1,6	2,67	3,96
1,5 - 1,75	2,03	2,13	1,3	2,8	1,72	2,83	2,9	0,5	1,9	2,89
1,75 - 2	1,33	2,03	1,1	2,9	1,63	2,02	1,8	0,4	1,1	2,59
2 - 2,5	1,32	2,44	1,8	3,7	1,21	2,52	1,3	0,2	1	3,08
2,5 - 3	0,4	1,31	1	2,2	0,4	1,41	0,3	0,2	0,2	1,69
3 - 3,5	0,3	0,91	0,6	1,3	0,2	0,8	0,2	0,1	0,3	0,7
3,5 - 4	0	0,4	0,1	0,9	0	0,3	0	0	0	0,3
4 - 5	0	0,4	0,1	0,9	0,1	0,1	0	0	0,1	0,4
5 - 6	0	0,1	0,1	0,3	0	0,1	0	0	0,1	0,1
6 - 7,5	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0

Les agitations les plus fréquentes proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest. D'après le tableau 6 ci-dessus, on constate que :

- Les houles dominantes sont caractérisées par des hauteurs significatives oscillant généralement entre 0.25 et 2.5m.
- Les houles de tempêtes sont rares et sont caractérisées par des hauteurs significatives fluctuant généralement entre 3.5 et 7.5m.
- Les fortes agitations proviennent fréquemment de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5m en hiver, 6m annuellement, au printemps, et en automne et 3.5m en été.
- Les agitations qui proviennent du Nord-Est sont beaucoup plus faibles que celles provenant de l'ouest avec des hauteurs significatives pouvant atteindre un maximum de 3.5m annuellement.

Les hauteurs significatives dominantes toutes directions confondues sont comprises entre 0.5 et 0.75 m durant toute l'année et pendant les quatre trimestres (Hiv, Prin, Eté et Auto) avec des fréquences respectives de 23.14%, 17.5%, 23.47%, 29.78% et 22.28%, et des périodes piques comprise entre (5.03 - 5.53s).

Les courbes cumulatives des fréquences d'apparition des hauteurs significatives pour toutes directions confondues nous donnent des renseignements sur l'énergie des vagues et les conditions de l'état de la mer à une échelle annuelle et saisonnière. Les pourcentages d'apparition sont calculés

selon les classes de l'état de la mer fixées par l'échelle de Douglas (1917). Les résultats sont résumés dans le tableau 8 et les graphes (Figs. 21 et 22) :

Tableau 8 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1994 et 2004 (Source MedAtlas)

Etat de la mer	Belle	Peu agitée	Agitée	Forte	Très Forte	Grosse
Classes de H _s (m)	0,1 - 0,5	0,5 - 1,25	1,25 - 2,5	2,5 - 4	4 - 6	6 - 9
Annuel (%)	15,41	55,24	24,12	4,62	0,5	0
Hiver (%)	14	43,8	30,6	9,8	1,9	0,1
Printemps (%)	15,65	57,95	22,61	3,51	0,3	0
Eté (%)	15,93	66,17	17,02	0,8	0	0
Automne (%)	15,81	52,9	26,09	4,49	0,9	0

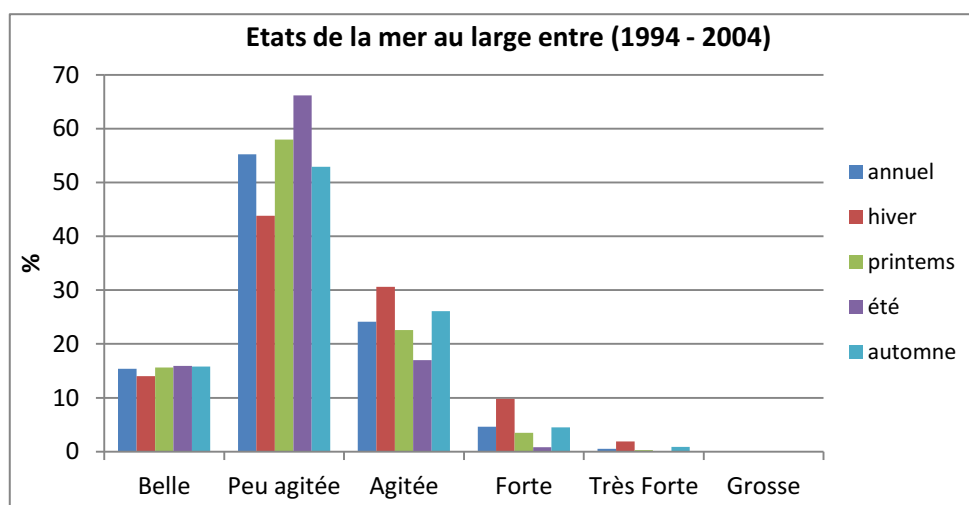


Figure 21 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1999 et 2004 (Source MedAtlas)

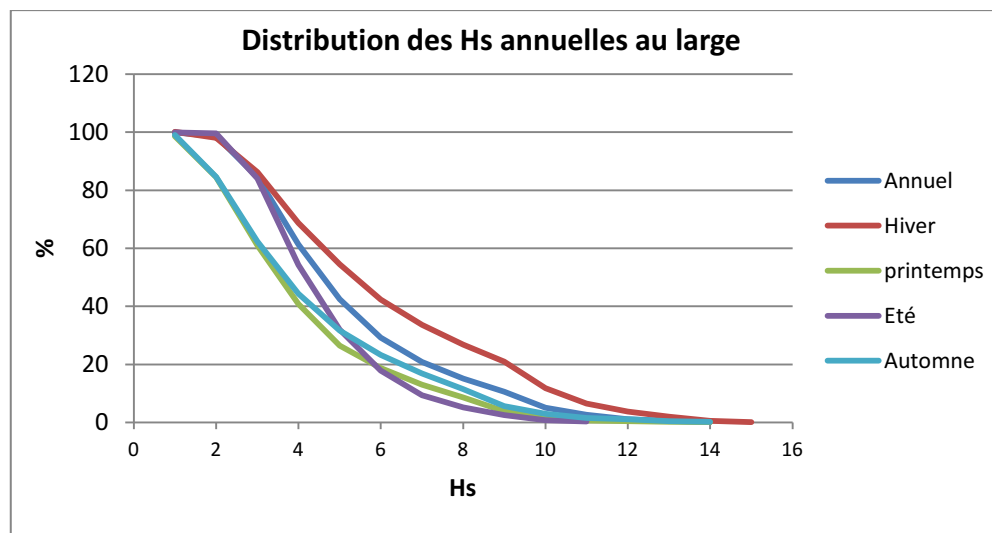


Figure 22 : Distribution cumulée des Hauteurs significatives des houles au large (Source MedAtlas).

D'après le tableau et les graphes ci dessus, nous constatons que l'état de la mer qui domine au large est **peu agité** avec des pourcentages d'apparition assez importants dépassant majoritairement

les 50% du temps. Cet état de la mer est caractérisé par des hauteurs significatives allant de 0.5 à 1.25m.

Des états de forte et très forte mer sont enregistrés durant toute l'année mais avec des pourcentages moins importants durant l'hiver ne dépassant pas les 10%. Ces pourcentages restent faibles durant le reste du temps (entre 0.3 et 4.5%).

Un état de grosse mer est enregistré en hiver avec un pourcentage très faible (0.1%), cet état correspond peut être à un épisode de forte tempête durant laquelle les hauteurs significatives dépassaient les 6m.

4.2.1.3 Les Périodes piques au large

Outre la hauteur significative, la distribution de la période pique nous renseigne sur le degré d'énergie qui prédomine. L'application du spectre de (Pierson, et al., 1964) aux données du vent extraites du MEDATLAS sur un intervalle de temps allant de 3 à 25 secondes caractéristique des ondes gravitaires, nous révèle que la période pique spectrale la plus énergétique des houles développées correspond à la vitesse maximale de vent (calculée à 19.5 m au dessus du niveau moyen de la mer) atteinte durant la période d'observation. Cette période est de 17 secondes pour une vitesse maximale de vent de 17.6 m/s (Fig 23).

$$E(f) = \frac{0.0081g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp\left(-0.24 \left[\frac{2\pi U_w f}{g}\right]^{-4}\right)$$

- $f = 1/T$ avec T : Périodes de houles prises en considération (sec^{-1})
- g : Accélération de la pesanteur (m/s^2)
- U_w : Vitesse du vent calculée à 19.5 m au dessus du niveau moyen de la mer (m/s)

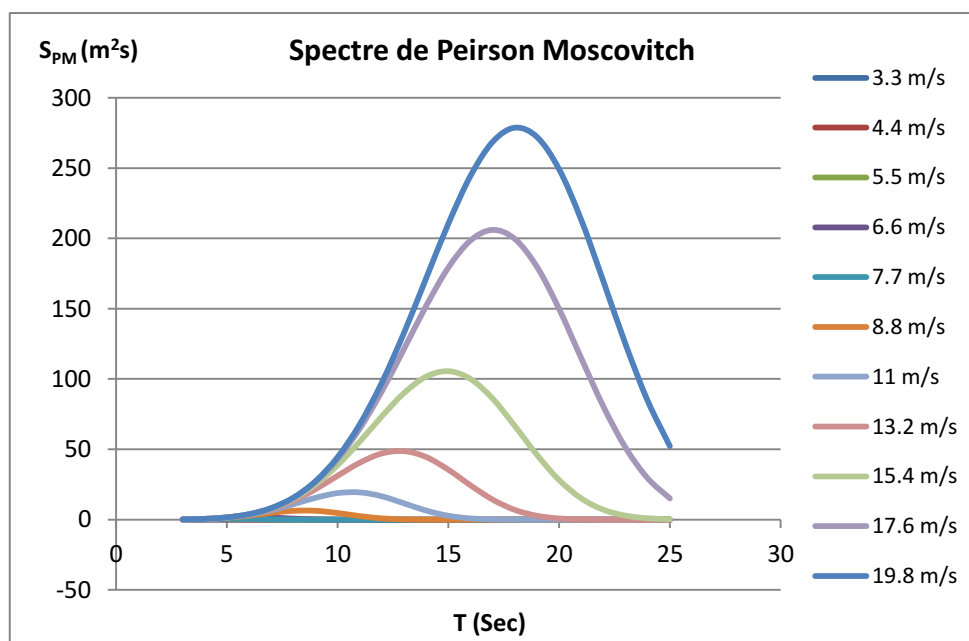


Figure 23 : Résultat de calcul du Spectre de Peirson-Moscovitch appliqué à la région de Cap Djinet

Cette période pique concorde avec le tableau fréquentiel des hauteurs significatives en fonction des périodes piques extrait de la base de données MEDATLAS, qui indique que la classe de période pique maximale est comprise entre 14.35 et 17.36 secondes, elle est atteinte par les houles de tempêtes ne dépassant pas les 3.5m avec des fréquences d'apparition très faibles < 0.2%.

Les fréquences d'apparition des T_p en fonction des hauteurs significatives classées selon les états de la mer sont résumées dans le tableau 9 suivant :

Tableau 9 : Fréquences d'apparition des H_s en fonction des T_p au large (Source MedAtlas)

Etat de la mer		Belle	Peu agitée	Agitée	Forte	Très Forte
Hs		0,1--0,5	0,5--1,25	1,25--2,5	2,5--4	4--6
T _p	0--3	0,1	0,1	0	0	0
	3--6	11,86	26,73	3,01	0	0
	6--9	2,51	22,72	14,47	1,8	0
	9--12	0,4	4,71	5,2	2,1	0,8
	12--15	0,2	0,6	1,4	0,6	0
	15--20	0,1	0,1	0,2	0,2	0

D'après ce tableau, on constate que :

- A 12% du temps, les houles de moins de 0.5m ont des périodes comprises entre 3 et 6s.
- A 49% du temps, les houles entre 0.5 et 1.25m ont des périodes comprises entre 3 et 9s.
- A 14% du temps, les houles entre 1.25 et 2.5m ont des périodes comprises entre 6 et 9s.
- A 5% du temps, les houles entre 2.5 et 6m ont des périodes comprises entre 9 et 12s.

En conclusion, les périodes courtes dominent l'état Belle, Peu Agitée et Agitée, et les périodes longues dominent l'état Forte et Grosse mer.

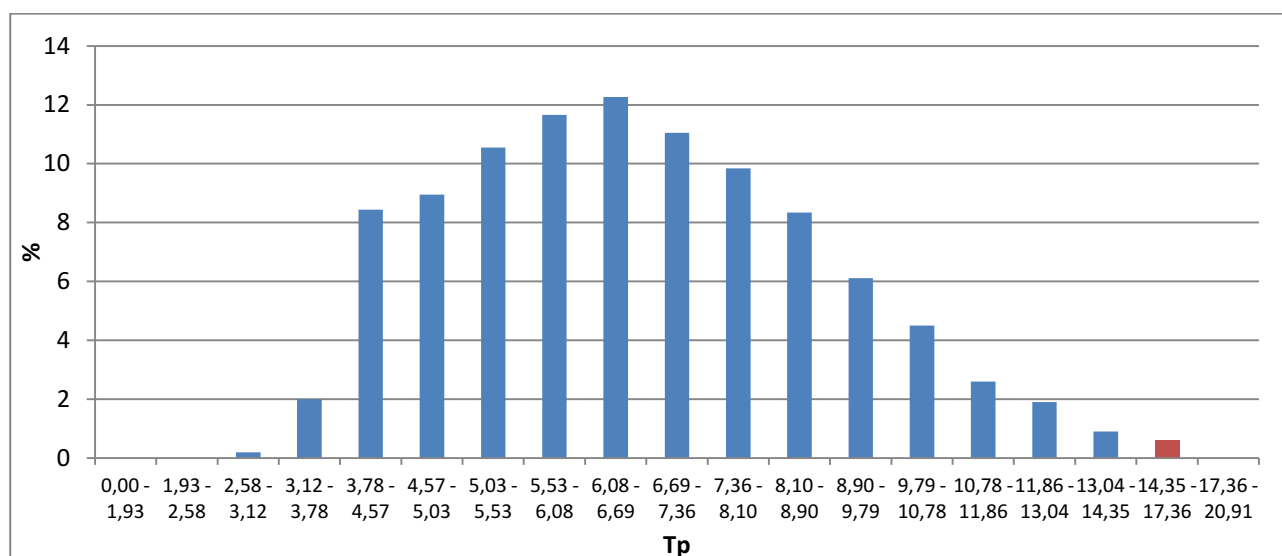


Figure 24 : Périodes de pointe des vagues au large (Source MedAtlas)

D'après l'histogramme (Fig.24) ci-dessus, on constate que les périodes piques dominantes pour toutes Hs confondues sont comprises entre 6.08s et 6.69s sec avec une fréquence d'apparition de 12.27%. Cette classe de Tp est correspond au vent qui a une vitesse de 6.6 m/s et des hauteurs significatives oscillant entre 0.25 et 2.5m à 12% du temps.

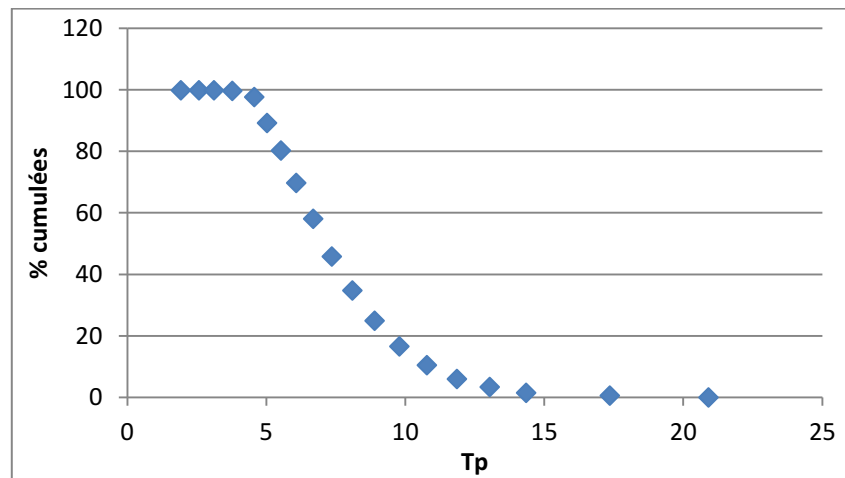


Figure 25 : Résultats de Distribution cumulative des Périodes piques au large

La distribution des piques (Fig. 25) nous renseigne sur le système de vague qui prédomine au large. En effet, d'après l'histogramme ci-dessus, plus de 83% des vagues ont des périodes piques inférieures à 9 sec, et un peu plus de 16% des vagues ont des périodes piques entre 10 et 20 sec. Cette analyse nous permet de conclure que la mer du vent prédomine au large dans plus de 80% du temps.

4.2.1.4 Relation Hauteurs significatives-Périodes piques de la houle au large

La corrélation entre les périodes piques et les hauteurs significatives du MEDATLAS nous laisse déduire la relation de puissance suivante :

$$T_p = 4.6 * H_s^{0.5}$$

Une seconde relation de puissance sur la base des mêmes données peut être aussi obtenue :

$$T_m = 3.3 * H_s^{0.5}$$

4.2.1.5 Houles extrêmes

La définition de la distribution de probabilité d'événements de grande ampleur et extrêmes est utile dans le dimensionnement d'un ouvrage exposé à la houle. L'objectif de la détermination du climat à long terme est d'associer une hauteur de la houle à une période de retour donnée (habituellement 30 à 100 ans). (CIRIA, et al., 2009).

Par définition, la houle de période de retour R est la houle dont l'amplitude H(R) est atteinte et dépassée en moyenne pendant une durée cumulée de 24 h au cours d'une durée totale égale à R années. Sa probabilité d'occurrence s'exprime par :

$$P = \frac{24}{365 * 24 * R} = \frac{1}{365 * R}$$

R : Nombre d'année (R = 1 : Houle annuelle, R = 2 : Houle biannuelle, R = 10 : Houle décennale, R = 50 : Houle cinquantenaire, R = 100 : Houle centenaire, ...).

Une fois la période de retour fixée, la hauteur correspondante peut être déterminée par extrapolation de la courbe hauteur-probabilité dont on suppose qu'elle évolue selon la loi de LARRAS qui suppose que les valeurs des creux extrêmes peuvent être approchées par l'équation :

$$H = B - A \log P$$

- A : Pente
- B : Intersection de la droite de régression avec l'axe y.
- H : Hauteur de la houle R-annuelle (m).
- P : Probabilité d'occurrence de la houle R-annuelle.

La procédure adoptée consiste à déterminer la pente A et l'intersection B à partir de la droite de régression tracée en fonction des Hauteurs significatives (Hs) de l'enregistrement disponible et des fréquences cumulées correspondantes (-log(F)).

Ces deux valeurs (A et B) seront appliquées dans la loi de LARRAS pour déterminer les H extrêmes (R-annuelles) en fonction des Probabilités d'occurrence (R-annuelles) correspondantes.

Le principe de l'analyse de la houle au large est basé sur des estimations faites à partir d'un modèle numérique de troisième génération, ces estimations ont été calibrées par des mesures effectuées au moyen de bouées au large. La série des estimations s'étale sur une période de 10 ans de 1994 à 2004 regroupant 14600 données au large au niveau de la station 3°E 37°N (Tab 10).

Tableau 10 : Fréquences d'apparition annuelles des Hauteurs significatives par direction au large sur une période de 10 ans (Source MedAtlas)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
0,00 - 0,25	0,1	0,8	0,1	0	0	0	0,1	0,2
0,25 - 0,5	1,72	7,21	1,01	0,1	0,1	0,1	2,64	1,23
0,5 - 0,75	2,84	11,47	2,23	0,2	0,2	0,3	4,17	1,73
0,75 - 1	2,24	9,14	1,42	0,1	0,1	0,3	4,27	1,33
1 - 1,25	1,73	6,3	0,51	0	0	0,1	3,55	1,01
1,25 - 1,5	1,21	3,45	0,2	0	0	0	2,95	0,6
1,5 - 1,75	0,91	2,03	0,1	0	0	0	2,13	0,5
1,75 - 2	0,91	1,33	0	0	0	0	2,03	0,3
2 - 2,5	1,11	1,32	0	0	0	0	2,44	0,6
2,5 - 3	0,5	0,4	0	0	0	0	1,31	0,3
3 - 3,5	0,2	0,3	0	0	0	0	0,91	0,1
3,5 - 4	0,2	0	0	0	0	0	0,4	0
4 - 5	0	0	0	0	0	0	0,4	0
5 - 6	0	0	0	0	0	0	0,1	0
Total	13,67	43,75	5,57	0,4	0,4	0,8	27,4	7,9

A travers la lecture des données, nous notons que les houles du secteur Nord-Est et Ouest sont les plus fréquemment observées avec toutefois une légère prédominance des houles provenant du secteur Nord-Est. Après traitement des données, les amplitudes des houles extrêmes au large du secteur d'étude sont récapitulées dans le tableau 11 qui suit :

Tableau 11 : Résultats des Hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes

	N	NE	E	W	NW	Toutes directions
Houle annuelle (1 an)	5,51	4,03	2,35	6,72	4,90	5,27
Houle biennale (2 ans)	6,08	4,44	2,55	7,43	5,40	5,82
Houle Quinquennale (5 ans)	6,83	4,98	2,81	8,37	6,06	6,56
Houle Décennale (10 ans)	7,40	5,38	3,02	9,09	6,55	7,11
Houle Vingtennale (20 ans)	7,97	5,79	3,22	9,80	7,05	7,67
Houle Cinquantennale (50 ans)	8,72	6,33	3,48	10,74	7,71	8,40
Houle Centennale (100 ans)	9,29	6,73	3,68	11,45	8,21	8,95
Houle millénaire (1000 ans)	11,19	8,09	4,35	13,81	9,87	10,79

D'après le tableau ci-dessus, les fortes amplitudes dans les directions dominantes (N-E et W) proviennent essentiellement de l'Ouest avec des amplitudes qui oscillent de 6.72m à 11.45m pour les houles annuelles et centennales respectivement.

Les houles les plus faibles proviennent de l'est et du Nord Est avec une amplitude minimale de 2.35m pour la houle annuelle venant de l'est et maximale de 4.35m pour la houle millénaire équivalente à la houle biannuelle provenant du Nord Est.

Les houles extrêmes provenant des secteurs NW et N ainsi que les houles provenant de toutes les directions présentent des amplitudes similaires oscillant de 5m pour la houle annuelle à 9m pour la houle centennale.

4.2.2 Conditions de l'état de la mer et Hauteurs significatives à la côte

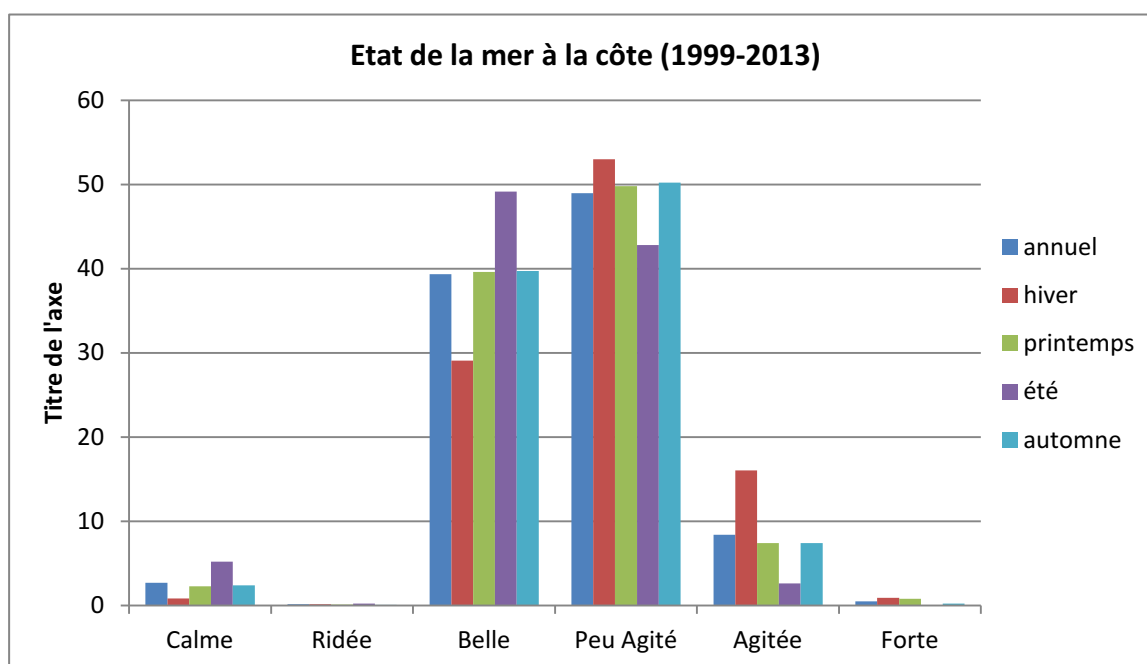
La seconde base de données est extraite à partir des enregistrements effectués par la station marine de Dellys la plus proche du site d'étude durant la période (1994-2013).

L'analyse statistique de 7 020 observations visuelles enregistrées chaque jour au niveau du port de Dellys avec une fréquence d'échantillonnage de 24 heures, nous a permis de déduire les pourcentages d'apparition des états de la mer au niveau de la côte annuellement et saisonnièrement suivant l'échelle de Beaufort.

Les résultats de cette analyse nous ont permis de déterminer les classes de hauteurs significatives dominantes au niveau de la côte sur une période de 19 ans (Tab 12, Fig 26).

Tableau 12 : Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1994 et 2013 (Source ONM)

Etat de la mer	Calme	Ridée	Belle	Peu agitée	Agitée	Forte
Classes de H_s (m)	0	0 - 0,1	0,1 - 0,5	0,5 - 1,25	1,25 - 2,5	2,5 - 4
Annuel (%)	2,67	0,14	39,36	48,96	8,39	0,48
Hiver (%)	0,84	0,14	29,08	52,98	16,05	0,90
Printemps (%)	2,29	0,11	39,60	49,81	7,40	0,79
Été (%)	5,21	0,23	49,16	42,80	2,60	0,00
Automne (%)	2,38	0,06	39,74	50,20	7,40	0,22

**Figure 26** : Histogramme des Fréquences d'apparition des états de la mer entre 1999 et 2013 (Source ONM)

Nous constatons à partir des résultats obtenus que l'état de la mer est dominé par deux conditions fréquentes qui reflètent deux classes de Hauteur significative :

- La première condition est « **Peu agitée** » caractérisée par des H_s oscillant entre 0.5 et 1.25m dont la fréquence d'apparition s'élève à 49% annuellement avec une nette dominance pendant la saison d'Hiver (53%). Cette condition persiste encor durant les autres saisons (Automne et Printemps) à 50% du temps et aussi en été à 43% du temps observé.
- La seconde condition est « **Belle** » caractérisée par des H_s oscillant entre 0.1 et 0.5m dont la fréquence d'apparition s'élève à 39% annuellement avec une nette dominance pendant la saison d'Été (49%). Cette condition est fréquente aussi durant le Printemps et l'Automne (40%) et moins durant l'Hiver (29%).

Les conditions de Forte énergie avec des H_s variant entre 1.25 et 2.5m sont plus fréquentes en hiver à 16% et moins durant les autres trimestres et l'année.

Les cas extrêmes ou les Hs atteignent un maximum de 4m apparaissent à 0.48% annuellement et 0.9% pendant l'hiver. Aucun cas extrême n'a été enregistré durant l'été.

Sur la base de cette analyse on conclut que les hauteurs significatives qui dominent presque la moitié du temps observé au niveau de la côte oscillent entre 0.5 – 1.25 m.

Les amplitudes associées aux périodes de retour sont représentées dans le tableau 13 qui suit :

Tableau 13 : Résultats des Amplitudes de dépassement à la côte (Sources ONM et MedAtlas)

Périodes de retour (Années)	1	2	5	10	20	50	100	1000
Amplitudes de dépassement non directionnelles (ONM)	4.55	5.03	5.65	6.13	6.6	7.23	7.7	9.28
Amplitudes de dépassement toutes directions confondues (MEDATLAS)	5,27	5,82	6,56	7,11	7,67	8,40	8,95	10,79

La comparaison des amplitudes de dépassement des houles extrêmes non directionnelles entre le large (MEDATLAS) et la côte (ONM) fait ressortir une nette diminution des amplitudes du large vers la côte avec un coefficient moyen de 1.16.

5 Conclusion partielle

Le climat de la région est un climat type méditerranéen, pluvieux en hiver, sec en été. Le mois le plus pluvieux est celui de Novembre avec un bilan global de 2500 mm, par contre le mois le moins pluvieux est celui de Juillet avec un bilan global de 42 mm. Le taux global de précipitations est de 14 354 mm, un taux moyen annuel de 755 mm et mensuel de 63 mm. Selon la classification de L.EMBERGER, cette région appartient au climat Méditerranéen subhumide.

La variabilité interannuelle des débits liquides de l'Isser est plus importante que celle du Sébaou. L'évolution des débits pour le cas de l'Isser et Sebaou est caractérisée par la succession de 18 et 20 périodes hydro-climatiques avec une norme d'écoulement estimée à **260 millions m³** et **825 millions m³** respectivement. L'érosion spécifique moyenne a été estimée à 1116 tonnes/an/km² et 5606 tonnes/an/km² respectivement avec une corrélation de 0.7 avec les pluies annuelles.

Les vents dominants proviennent des secteurs Nord-Est en été (29%), Ouest en hiver (27%). Pendant l'automne et le printemps les vents dominants sont issus des deux secteurs Nord-est et Ouest (17% et 23%). Les vents dominants sont caractérisés par des vitesses oscillant généralement entre 2 et 12m/s. Les fortes tempêtes proviennent fréquemment de l'ouest (20m/s en hiver et en Automne).

Les houles les plus fréquentes proviennent des deux secteurs Ouest (27% annuellement) et Nord Est (43% annuellement) avec des hauteurs comprises entre 0.25 et 2.5m. Les fortes agitations proviennent fréquemment de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5m en hiver. Les classes de périodes de pointes (Tp) dominantes (3 – 9 s) à 49% du temps.

Chapitre 04 : Structures et classification morpho-dynamique des plages de la côte de Cap Djinet

1 Introduction

Dans l'optique d'une meilleure compréhension de la dynamique de la zone de surf, la connaissance de l'évolution de la hauteur des vagues est un préalable indispensable car c'est l'un des processus physiques importants qui gouverne les structures morpho-dynamiques des plages sableuses. En effet, le déferlement des vagues engendre des courants (de dérive, de retour, d'arrachement) qui vont à leur tour agir sur le processus de déferlement et ainsi de suite. L'analyse des structures morpho-dynamiques des plages sableuses qui se résument dans le cas de notre zone d'études aux barres d'avant côte et aux rides, permet de caractériser de façon qualitative les conditions du transport sédimentaire (Directions) qui s'opèrent le long de la côte ainsi que les forçages responsables de ce transport.

2 Structures sous-marines des plages de Cap Djinet

Le profil type d'une plage est composé de plusieurs zones successives en fonction des processus hydrodynamiques : La zone de déferlement, qui varie en fonction de la marée ; La zone turbulente de surf ; La zone de jet de rive ou zone de swash (Fig 27).

Ces zones sont souvent associées à des caractéristiques morphologiques de la plage : Les barres d'avant-côte, sur lesquelles les vagues déferlent ; Le replat et la marche de basse mer, dont la présence et le développement dépendent souvent du coefficient de marée ; La berme, plus ou moins développée en fonction des conditions hydrodynamiques (profil de beau temps et de tempête) (Fig 27).

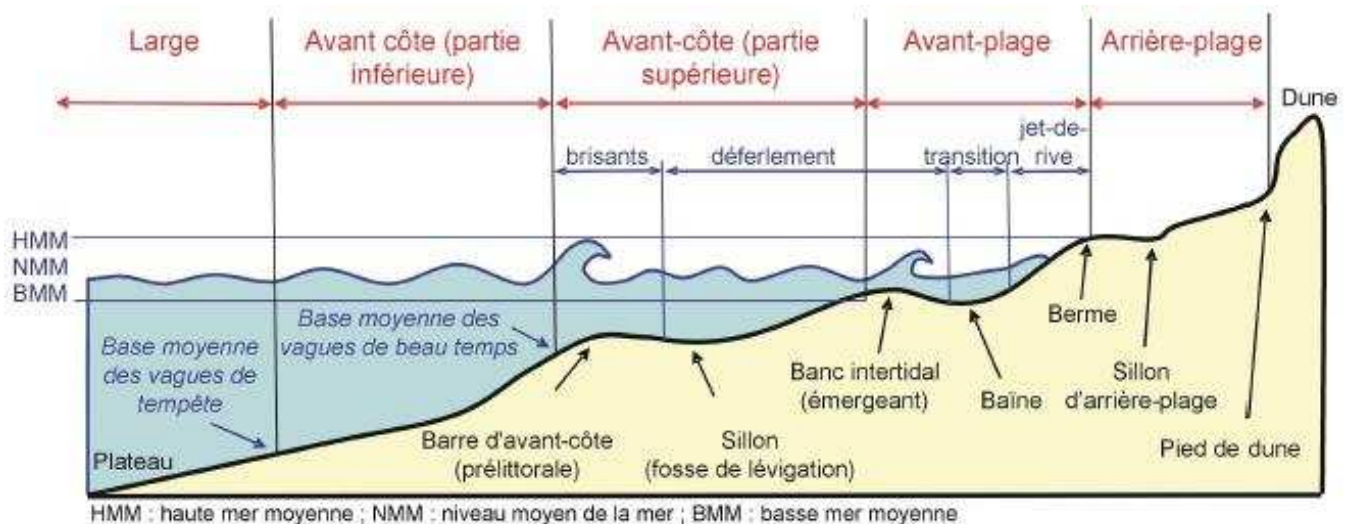


Figure 27 : Profil d'une plage avec ses différentes composantes (Bonte, 2013)

L'étude bathymétrique de l'avant côte de Cap Djinet nous a permis de tirer des informations importantes à l'échelle spatiale afin de mieux caractériser la typologie des plages situées dans les alentours du Cap.

La carte bathymétrique démontre l'existence de barres sous-marines multiples parallèles. Au Sud du Cap, on note la présence de trois barres importantes disposées parallèlement à la côte (Fig 30) dont la seconde se trouve bétonnée par les digues du port au niveau de son extrémité Nord. Par contre dans le secteur Nord du Cap on note la présence d'une seule barre littorale parallèle à la côte ainsi que des accumulations complexes qui apparaissent sur la carte sous forme de bosses et de creux longeant toute la côte jusqu'à la digue principale du port (Fig 28 et 31).

Ces barres sableuses parallèles à la côte, apparaissent à des distances qui varient entre 50 et 100 mètres à partir de la ligne de rivage dans le secteur sud et à 300 m du rivage dans la zone Nord par des profondeurs d'environ 3 m et 5 m au nord, les espacements entre les crêtes varient entre 300 et 450m. La largeur des barres augmente en allant vers le large, elle passe de 200 à 300m. Les crêtes s'élèvent à -3m au sud et -5m au Nord, et s'enfoncent jusqu'à -5 à -10m de profondeur (Fig 30 et 31).

Suivant la classification morphologique des barres sableuses (King, et al., 1949; King, 1972; Greenwood, et al., 1979; Carter, 1988), l'allure des profils cross-shore obtenus à partir des levées bathymétriques effectuées selon un axe perpendiculaire à la côte démontre la symétrie des barres sableuses ce qui nous permet de les classer dans la catégorie des barres multiples parallèles (multiple parallel bars) caractéristiques des environnements à faible agitation.

Ces barres sableuses sont le résultat des mouvements sédimentaires à proximité du fond. Dans la zone de déferlement de la houle. Ces barres, selon Clifton *et al.*, (1971) *in* (Boutiba, 2006), naissent et se déplacent en fonction de la force et de la direction des houles.

A l'échelle mondiale, ces corps sédimentaires ont fait l'objet de nombreuses études depuis une cinquantaine d'années en suivant de nombreuses pistes de recherche à la fois expérimentale, sur le terrain et en canal à houle, ainsi que par le biais de la modélisation numérique (Van Rijn, 1998). Mais, en raison de leur variabilité, leur évolution morpho-dynamique et les processus qui les contrôlent restent mal connus. Leur importance dans l'évolution sédimentaire de la zone côtière est pourtant primordiale. Elles constituent en effet la première ligne de défense contre la mer, en participant à la dissipation de l'énergie des vagues de tempêtes en provoquant leur déferlement au large. Elles sont de plus des réservoirs sableux importants dont les relations avec la dynamique du trait de côte sont encore mal identifiées en raison notamment de la rareté de longues séries de données (Guillen et al., 1999 *in* (Stéphanian, 2002)).

A l'heure actuelle, il ne ressort pas de processus général de formation des barres et il est admis que chaque barre est le résultat d'interactions complexes entre les contraintes hydrodynamiques (champs de houles, champs de courants, interactions non-linéaires, ondulations basses fréquences) et les fonds sédimentaires. Toutefois, de nombreuses hypothèses de formation ont été avancées, modifiées et enrichies depuis (Evans, 1940) :

- Théorie de formation par le déferlement Evans, 1940 ; (King, et al., 1949) ; Dhyr-Nielsen et Sorensen (1970) ; Miller (1976) ; Svendsen (1984a, b) ; Sallenger et Howd (1989) ; Holman et Sallenger (1993) ; Zhang et Sunamura (1994) ; Wolf (1997) ; Ruessink (1998a) ; Van Rijn *et al.*, 1999 *in* (Stéphanian, 2002)),

- Théories de formation des barres par l'influence des ondes infra-gravitaires (Horn, 1996 ; Holman, 1995 ; Ruessink (1998a) *in* (Stéphanian, 2002)),
- Hypothèse de décomposition harmonique de la houle (Bockzar-Karakiewicz et Davidson-Arnott (1987) ; Chapalain (1988, 1993) ; Bockzar-Karakiewicz *et al* (1995), cité dans Wolf (1997) *in* (Stéphanian, 2002)).

La validation de ces hypothèses par les observations de terrain, notamment par des mesures couplées hydrodynamique-transport sédimentaire reste difficile et varie d'une expérience à l'autre. Un principe général peut cependant être retenu : une barre est une accumulation sableuse qui se construit dans une zone de convergence sédimentaire, les principaux agents de transport variant en fonction des théories envisagées (Stéphanian, 2002). Cependant la diversité morphologique des barres sableuses, amène à distinguer différents processus de formation, une barre sous-marine linéaire étant le résultat de processus hydrodynamiques et sédimentaires différents de ceux à l'origine d'une barre en croissant.

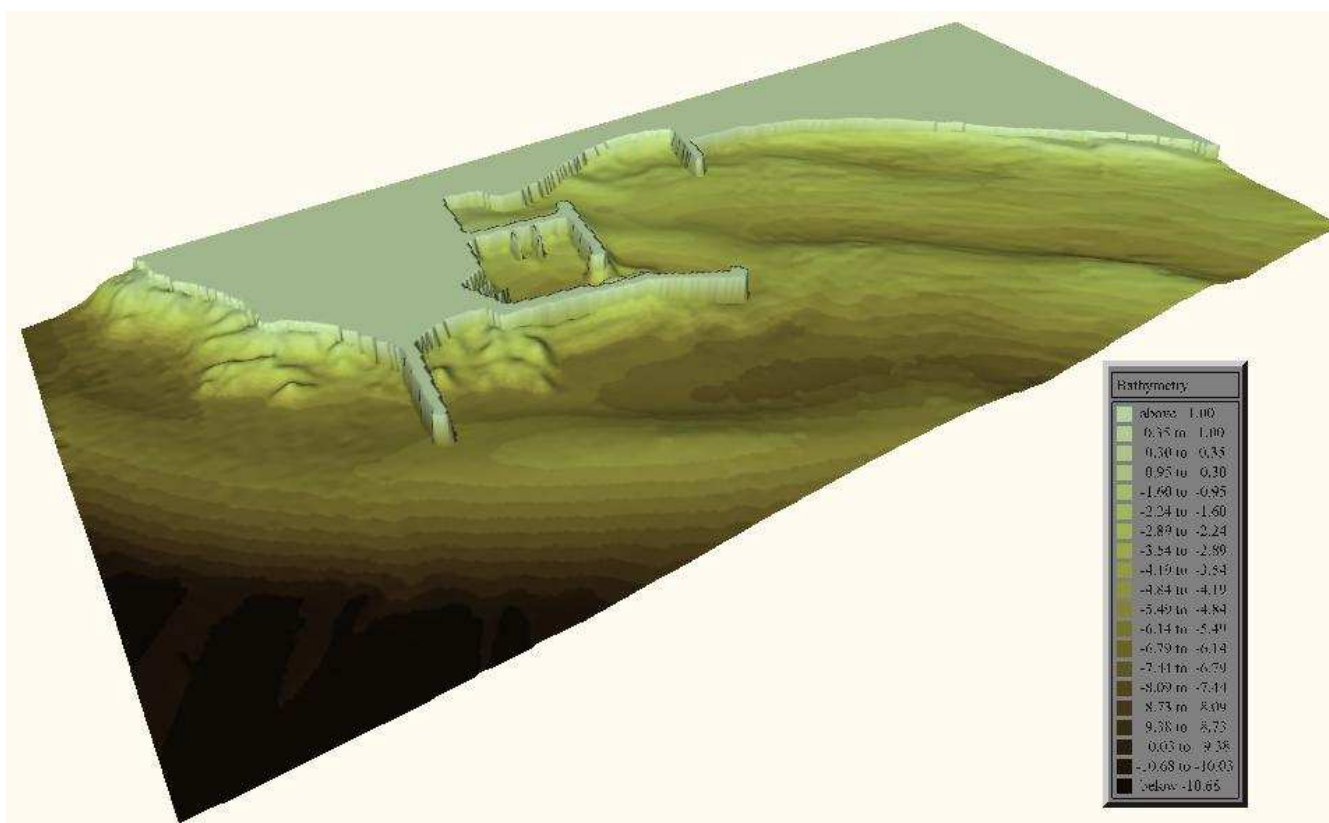


Figure 28 : Bathymétrie 3D des alentours du Cap lieu d'implantation du Port réalisée à partir des données établies par le LEM (2009).

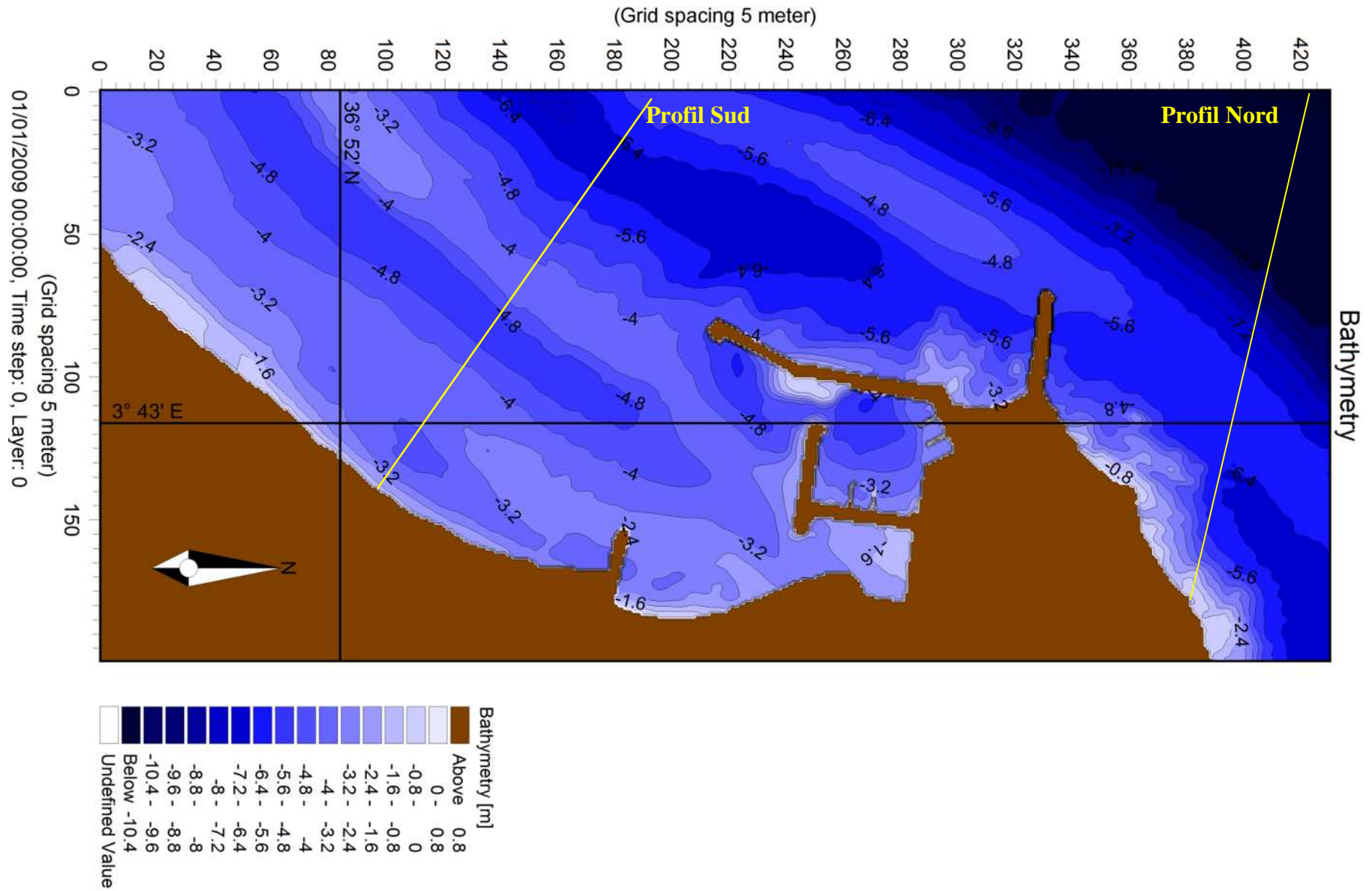


Figure 29 : Bathymétrie 2D des alentours du Cap lieu d’implantation du Port réalisée à partir des données établies par le LEM (2009)

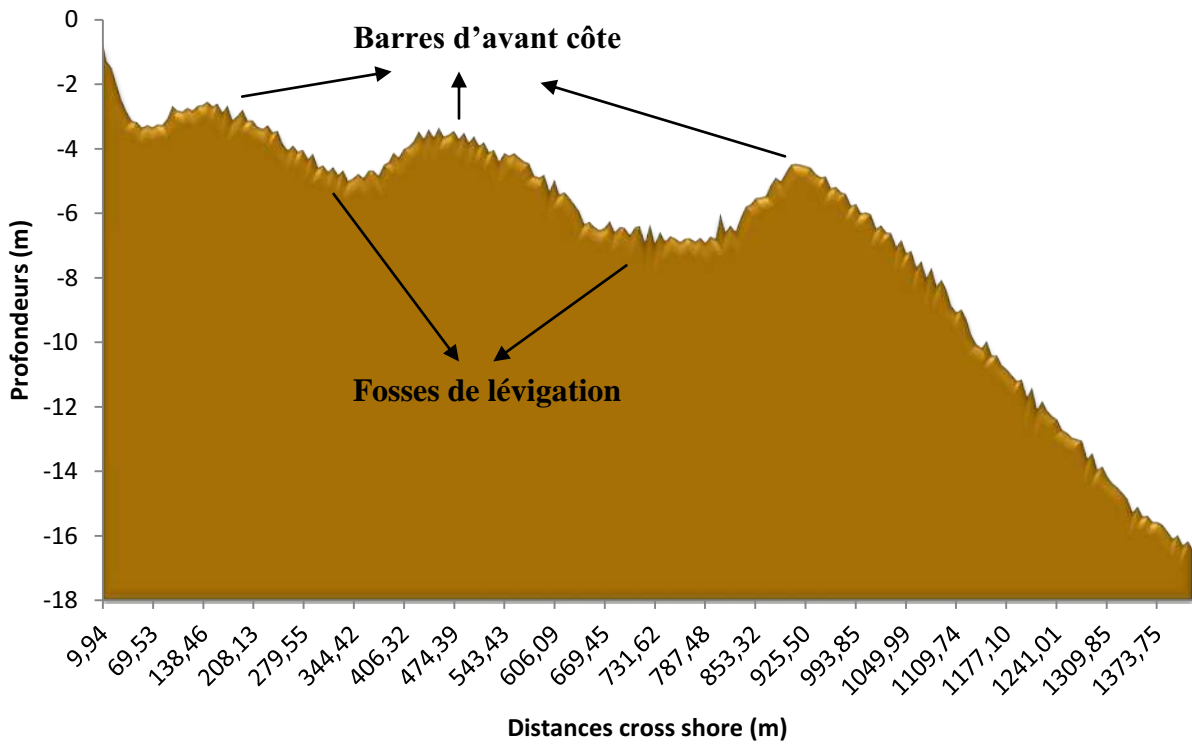


Figure 30 : Profil Sud Cross shore, Système à trois dunes hydrauliques
(Extrait de la carte bathymétrique (Fig 29))

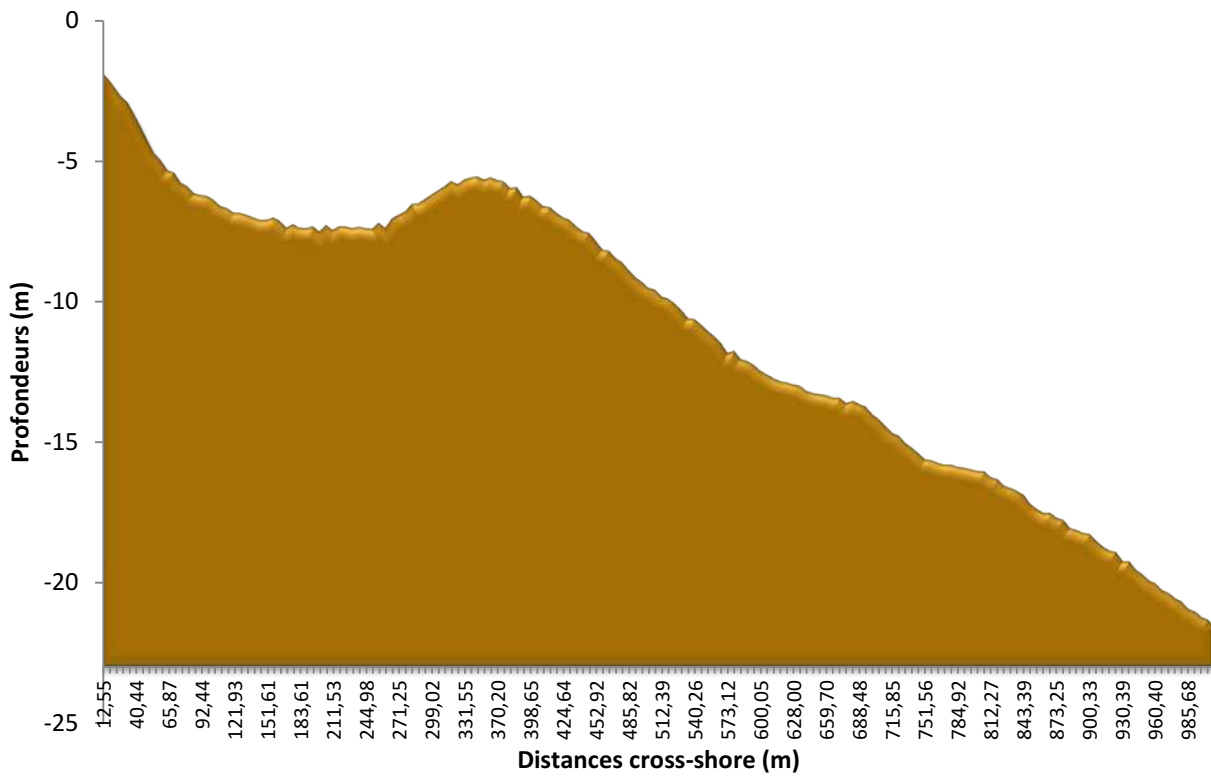


Figure 31 : Profil Nord Cross shore, Système Mono-Dune hydraulique
(Extrait de la carte bathymétrique (Fig 29))

3 Classification morpho-dynamique des plages

L'établissement d'une classification morpho-dynamique a pour intérêt principal de caractériser une plage suivant divers paramètres pour la comparer avec une plage type afin d'obtenir rapidement un ensemble de renseignements sur son évolution potentielle (accrétion ou érosion). Des paramètres environnementaux sans dimension, incluant généralement des variables décrivant l'hydrodynamique, les caractéristiques granulométriques et la pente du profil, sont généralement utilisés (Stéphanian, 2002).

3.1 Classification morpho-dynamique des plages de Masselink & Short (1993)

La première classification morpho-dynamique des plages concerne principalement les plages micro-tidales soumises à des houles de haute énergie (Short, 1979). Il existe un continuum des évolutions morphologiques entre des états qualifiés de dissipatifs à pente faible et de réfléchifs à pente forte (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984), suivant le surf scaling parameter ε défini par (Carrier, et al., 1958).

(Short, 1991), puis (Masselink, G. et Short, A.D., 1993) ont développé une classification qui intègre les plages méso-et macrotidales. En se basant sur la bibliographie existante sur les plages macrotidales, (Short, 1991) en distingue trois catégories en fonction du marnage et de la hauteur modale des brisants H_b .

- Le Groupe 1 englobe les plages à profil concave et à pente faible soumises à de fortes houles (Wright *et al.*, 1982 ; Hawley, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 *in* (Stéphanian, 2002)).
- Le Groupe 2 concerne les plages à profil à multiples barres intertidales, type *ridges and runnels beaches* de (King, et al., 1949), situées dans des environnements à faible agitation ($H_b < 0,5$ m).
- Le Groupe 3 est une transition entre les plages macrotidales dominées par la houle et les environnements sédimentaires à très fort marnage dominés par la marée (*Tidal flats*, (McCave, et al., 1978)).

(Masselink, G. et Short, A.D., 1993) Prennent en compte les vagues, la marée et les caractéristiques du sédiment. Huit classes d'état morphologique d'une plage sont proposées en fonction de deux paramètres environnementaux adimensionnels, le paramètre de (Gourlay, 1968) Ω et le marnage relatif *RTR* (Relative Tide Range) qui est un indicateur de la dominance respective des processus de swash, de déferlement ou de shoaling conditionnant la morphologie du profil (Masselink, G. et Short, A.D., 1993). Il permet donc d'identifier un large spectre de plages en fonction de l'influence de la marée par rapport à l'amplitude de l'agitation. Il est définie par :

$$RTR = \frac{MSR}{H_b}$$

MSR : Mean Spring Tide Range, marnage moyen de vives-eaux (m).

Le paramètre de (Gourlay, 1968), ou vitesse de chute adimensionnelle, quantifie le caractère réfléchif ou dissipatif du profil de plage et de la zone de déferlement. Il est défini par :

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s T}$$

W_s : Vitesse de chute de la particule (m/s)

Ce paramètre dépend de la granulométrie du site et du forçage des vagues et qui permet de décrire trois groupes distincts de plage. Seules les formes de plage existantes au niveau des côtes Algériennes sont décrites ci-dessous (Fig 32):

3.1.1 Les plages réfléchives ($\Omega < 2$)

Les plages réfléchives telles que définies par (Guza, et al., 1975) sont généralement présentes dans des conditions de vagues de moins d'un mètre, souvent abritées, à plus forte pente et caractérisées par des sédiments plus grossiers à la base de la zone du swash à partir de laquelle le sédiment devient plus fin dans la zone subtidale (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984). Elles sont pentues, relativement étroites et ne présentent pas de barre, ni de zone de surf, les transports sédimentaires restent faibles. Une marche (step) est toujours présente à proximité du niveau statique de marée basse ou de pleine mer (Short, 1999). Les vagues sont fortement réfléchies (zone de déferlement restreinte). Dans ce cas, les vagues ont tendance à se briser directement sur le fond sableux, en se transformant directement en jet de rive. Les brisants sont de type gonflant (surging breakers), (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984).

3.1.2 Les plages intermédiaires ($2 < \Omega < 5$)

Les plages intermédiaires sont les plus répandues. Elles présentent une variété de plages barrées et en forme de terrasses. Elles couvrent une grande gamme de granulométrie et de climatologie de houle. Elles sont caractérisées par la présence de barre(s) sédimentaire(s) tridimensionnelle(s). Visuellement, cela se traduit par la présence de zones de déferlement inhomogènes parallèlement à la côte. On y observe des déferlements plongeants à déversant selon la cambrure des vagues au large et la pente locale des bancs de sable. Sur une même plage intermédiaire, on peut observer tout au long de l'année un grand nombre de morphologies, et des mouvements rapides des barres. Deux types de plages intermédiaires existent : les plages barrées ($RTR < 3$) et les plages à basse marée avec barres et rips ($3 < RTR < 7$).

Dans le cas des plages barrées, différents types de barres peuvent se former (e.g. (Lippman, et al., 1990)), attachées au littoral la topographie des barres peut être alternativement transversale entre lesquelles coulent les courants de retour (e.g. (Sonu, 1973; Wright, L.D. et Short, A.D., 1984)). Elles peuvent avoir une forme sinusoïdale (e.g. (Greenwood, et al., 1979; Aagaard, 1988)); ou linéaires.

Devant la diversité des morphologies de barres sableuses rencontrées sur les plages intermédiaires, (Short, 1999) a distingué quatre sous-classes de plage. Ces quatre sous-classes, et par la même occasion la morphologie de la barre, dépendent principalement de la position de la barre sédimentaire par rapport au haut de plage. La barre peut être déconnectée du haut de plage ("LBT" et "RBB") ou partiellement connectée ("LTT" et "TBR"). Plusieurs index sont utilisés pour déterminer l'état morphologique d'une plage tel que celui de (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984) qui utilise le paramètre de "surf scaling" (ε) de (Guza, et al., 1975). Ce paramètre nous permet de

déterminer la dominance des conditions réfléchives ou dissipatives dans la zone du surf. Il est définie par :

$$\varepsilon = \frac{a(\omega)^2}{g \tan^2 \beta}$$

- a : Amplitude moyenne des vagues
- ω : Fréquence angulaire des vagues : $\omega = 2\pi/T$

- ⇒ $\varepsilon < 2.5$: Forte réflectivité de la plage, générant des ondes stationnaires, des déferlements gonflants et une résonance des fréquences sub-harmoniques, avec une réflexion totale pour $\varepsilon < 1$.
- ⇒ $2 < \varepsilon < 20$: Conditions intermédiaires (réflectives et dissipatives) dans la zone du surf.
- ⇒ $\varepsilon > 20$: Dominance des conditions de dissipation d'énergie. Les déferlements plongeant apparaissent indiquant la dissipation de l'énergie (Darsan, 2013).

Quand ε augmente, la zone de surf devient plus large et la dissipation turbulente de l'énergie devient prédominante.

3.1.3 Les plages dissipatives ($\Omega > 5$)

Contrairement aux plages réfléchives, les plages dissipatives sont larges et présentent une vaste zone de surf où les brisants de type déversant (spilling breakers) dissipent leur énergie ; (Guza, et al., 1975; Wright, L.D. et Short, A.D., 1984)). Les conditions énergétiques sont fortes avec des vagues parfois supérieures à 2,5 m, c'est pourquoi on peut observer majoritairement ce type de plage sur les côtes exposées à de forts coups de vent mais qui ne peuvent pas recevoir de houle de haute énergie. La pente de ce type de plages est faible, le sable est relativement fin. Elles ne comportent pas de marche et peuvent présenter des barres intertidales (Masselink, G. et Short, A.D., 1993). La zone subtidale contient généralement plusieurs barres. Les variations morphologiques longitudinales sont quasiment inexistantes. Les vagues sont de type déversant (spilling breakers) à plongeant (plunging breakers). Du fait de la forte dissipation d'énergie dans la zone de surf, la houle incidente gravitaire est pratiquement complètement dissipée en arrivant dans la zone de swash. Sur les plages dissipatives, les courants de retour et le changement de topographie sont généralement absents (Wright, et al., 1982) et la zone de surf est caractérisée par la présence de plusieurs lignes de déferlement de type déversant.

Trois types de plages dissipatives existent :

- Plages dissipatives barrées : $\Omega > 5$ et $RTR < 3$: caractérisées par des barres sous forme de creux le long de la côte, le déferlement de vagues est de type déversant et le mouvement d'eau est dominé par les ondes infra-gravitaires dans la zone de déferlement.
- Plages dissipatives non barrées : $RTR > 3$: Quand le RTR augmente les plages deviennent de plus en plus plates avec moins de reliefs et absence de barres.
- Plages ultra-dissipatives : $\Omega > 2$ et $RTR > 7$: Le terme Ultra-dissipative correspond aux plus larges zones de déferlement où la dissipation des énergies atteint son maximum avec plusieurs lignes de déferlement. Les plages sont généralement plates sans relief avec des zones intertidales larges. Dans les plages ultra-dissipatives avec des valeurs de Ω comprises entre 2 et 5 les conditions dans la zone de déferlement à marée haute peuvent être intermédiaires à

réflectives (Cable Beach; (Wright, et al., 1982)). Par contre quand $\Omega > 5$ (e.g. Pendine Sands ; (Jago, et al., 1984), les conditions deviennent dissipatives durant le cycle de marée.

(Masselink, G. et Short, A.D., 1993), considère que la présence de barres intertidales est un caractère secondaire des plages ultra-dissipatives pouvant se développer en fonction des caractéristiques des sédiments et de leur disponibilité. Ils considèrent de plus que c'est un caractère additionnel de plages au $RTR > 3$.

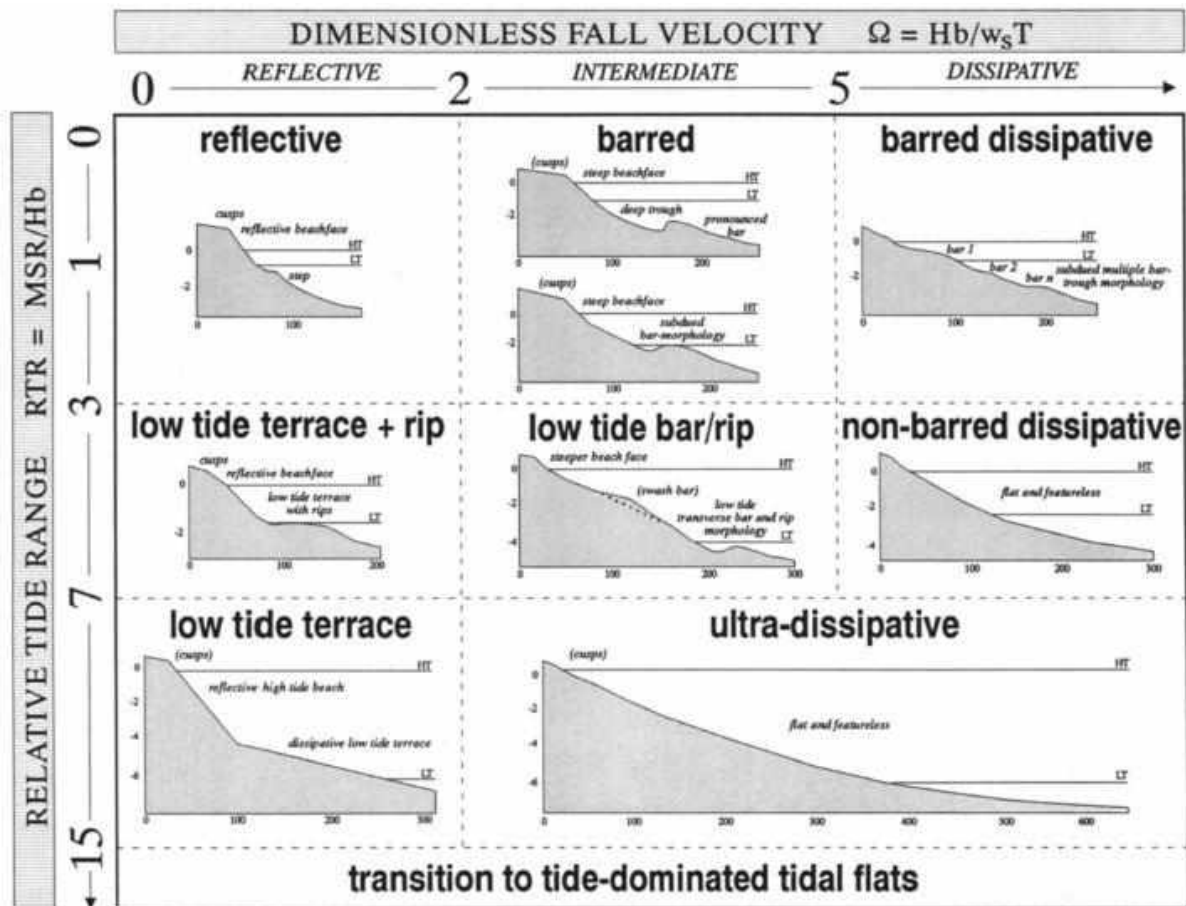


Figure 32 : Classification des types de plage (Masselink, G. et Short, A.D., 1993) en fonction de la vitesse de chute des particules adimensionnelle et du marnage relatif (RTR) (D'après Davidson – Arnott, 2010 in (Cartier, 2011))

Cette classification, basée essentiellement sur les données acquises sur les plages Australiennes n'est donc pas exhaustive. (Horn, 1993) signale l'inadéquation des plages macrotidales de l'île de Man (Mer d'Irlande) avec les catégories retenues. (Levoy, 2000) proposent une modification des paramètres environnementaux employés. Ces quelques exemples montrent que la classification n'est pas chose figée et doit s'enrichir de la diversité des plages macrotidales, dont celles à barres.

3.2 Classes morpho-dynamiques des plages (D'après Carter, 1988)

(Carter, 1988) présente une liste des caractéristiques morphologiques, physiques et sédimentologiques qui différencient les catégories morpho-dynamiques (Tab 14).

Tableau 14 : Classes morpho-dynamiques des plages selon Carter (1988)

	Paramètre / Phénomène	Etat de la plage		
		Réflexive	Intermédiaire	Dissipatives
Vagues	Type de déferlement	Gonflant - Déversant	Déversant - Plongeant	Déversant
	Angle d'approche	Très oblique	Normal à légèrement oblique	Normal
	Ondes de bord	Harmonique et sub-harmonique, T=15	Mixe 15 < T < 30	Infragravité 30 < T < 70
Courants	Période du jet de rive (s)	5 à 10 s	10 à 30 s	Jusqu'à 60 s
	Côtier	Parallèle à la côte	Méandriformes	Cellules de circulation
	Rip	Absent ou éphémères	Mixes	Forts stationnaires
Morphologie	Barres	Aucune	1 ou 2, en croissant	Multiple, parallèles à la côte ou croissants transverses sur les plages de faible énergie
	Pente	>3°	3 – 1°	< 1°
	Profil de plage	Concave, pentu	Faiblement concave	Rectiligne
Sédiment	Plan de plage	Croissants de jet de rive	Trous et bosses	Croissants de surf
	Type	Sable grossier, gravier	Sable moyen	Silt à sable fin
	Gradient longshore	Commun		Rare
Transport sédimentaire	Mode dominant	Charriage	Saltation	Suspension
	Vecteur dominant	Longshore	Mixe	Cross shore
	Puissance des vagues	Haute	Moyenne	Faible

3.3 Application aux plages de Cap Djinet

La hauteur de la houle au déferlement est calculée suivant l'équation de (Komar, et al., 1973) :

$$\frac{H_b}{H_0} = \frac{0.56}{\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{1/5}}$$

- L_0 : Longueur d'onde de la houle au large $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} = 1.56 T^2$
- H_b : Hauteur de la houle au large

La vitesse de chute des particules non sphériques de diamètre supérieur à 100 μm a été approchée par la formule suivante :

$$W_s = \frac{10 v}{d_{50}} \left[\left(1 + \frac{0.01(s-1)gd_{50}^3}{v^2} \right)^{0.5} - 1 \right] \quad \text{pour } 100 < \varnothing < 1000 \mu\text{m}$$

- d : Diamètre du tamis = 0.5 mm = 500 μm

- s : Gravité spécifique = 2.65
- ν : Coefficient de viscosité cinématique de l'eau = $1.2 * 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
- g : Accélération de la pesanteur = 9.8 m/s^2

La taille du grain moyen et les paramètres statistiques de la houle (H_b et T) sont combinées pour calculer la valeur du paramètre morpho-dynamique Ω qui nous permettra de replacer la plage de Cap Djinet dans la classification de (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984).

Dans les alentours de Cap Djinet les plages sont caractérisées par des pentes douces allant de 1 à 8° due à l'accumulation des sédiments sous l'action oblique des houles. La hauteur de la houle au déferlement pour le cas de la houle dominante au large ($0.5 < H_0 < 0.75\text{m}$) et ($5.03 < T < 5.53$ sec) varie entre 0.67 et 0.96 m, cela nous donne un indice de classement de Wright et Short (1984) de $1.93 < \Omega < 2.52$ et un $RTR < 3$.

En vue des résultats obtenus $2 < \Omega < 5$ et $RTR < 3$, les plages dans les alentours de Cap Djinet peuvent donc être classées dans la catégorie des plages intermédiaires de type barrées selon la classification de (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984). Les valeurs de l'indice "surf scaling" de (Guza, et al., 1975) est largement > 20 démontrant que les déferlements plongeant apparaissent, la zone de surf est large et la dissipation turbulente de l'énergie est prédominante.

Selon la classification de (Carter, 1988) :

- Ce type de plages est caractérisé par des courants côtiers méandriformes mais le caractère dissipatif des plages indique l'existence de courants circulaires au niveau de la côte.
- Existence de barres multiples parallèles à la côte en croissants ou transverses dans les plages de faible énergie.
- Le profil de plage est presque rectiligne, avec des pentes ne dépassant pas les 1°.
- Ces plages couvrent une grande gamme de granulométrie (fin à moyen) et de climatologie de houle dont la puissance est moyenne à faible, on y observe des déferlements déversant à plongeant selon la cambrure des vagues au large et la pente locale des bancs de sable.
- Sur une même plage intermédiaire, on peut observer tout au long de l'année un grand nombre de morphologies, et des mouvements rapides des barres avec un Transport sédimentaire important qui se fait majoritairement par saltation ou suspension dans les deux directions cross-shore et long-shore.

4 Conclusion partielle

La carte bathymétrique (2009) a démontré l'existence de dunes hydrauliques sous-marines parallèles à la côte et de barres d'avant côte dont la genèse et l'évolution sont associées à des conditions hydrodynamiques, géomorphologiques et sédimentaires particulières. Sur le plan morpho-dynamique, la côte de Cap Djinet a été classée dans la catégorie des plages intermédiaires de type barrées selon la *classification de Wright et Short 1984*, la zone de surf étant large et la dissipation turbulente de l'énergie est prédominante.

Conclusion de la première partie

La zone de Cap Djinet s'insère dans le paysage nord ouest de la grande Kabylie, elle est formée de grandes unités topographiques (chaînes de montagnes, massifs côtiers et bassins) constituant l'assiette globale des ensembles structuraux. Les grands traits structuraux du domaine interne et de l'ensemble de la région sont acquis durant la période Mio-plio-quaternaire.

La frange côtière est occupée par des roches magmatiques représentées par des roches plutoniques et des laves post-tectoniques mises en place au Miocène et recoupant les formations post-nappes.

Sur cette frange côtière règne un climat de type méditerranéen à hiver doux et humide et un été chaud et sec. Elle est drainée par deux principaux oueds qui sont l'oued Sébaou à l'Est et oued Isser à l'ouest qui alimente la côte en sédiments.

Sur le littoral de Cap Djinet les houles dominantes proviennent des secteurs Ouest et Nord-est avec des hauteurs significatives qui varient entre 0.25m et 2.5m. Elles sont responsables des transferts (perpendiculaire ou longitudinal) des sédiments sur la côte.

La bande côtière de Cap Djinet est caractérisées par des plages avec des pentes douces allant de 1 à 8°, le paramètre de Gourlay (1968) $2 < \Omega < 5$ et un **RTR** < 3 les classant dans la catégorie des plages intermédiaires de type barrées selon la classification de Wright et Short 1984. La présence de ces structures morphodynamiques à l'avant côte de Cap Djinet témoignent de l'importance des transferts sédimentaires qui s'opèrent le long de la côte ainsi que les forçages hydrodynamiques responsables de ce transport, ces transferts sédimentaires et forçages hydrodynamiques feront l'objet des deux parties suivantes.

PARTIE II :

***ÉTUDE HYDRO-SÉDIMENTAIRE
CÔTIÈRE***

« APPROCHE NUMÉRIQUE »

Introduction

La modélisation numérique est basée sur des modèles mathématiques décrivant de manière suffisamment fiable les phénomènes physiques. Le recours à une telle modélisation constitue une approche pratique vu qu'elle permet de tester les effets d'un grand nombre de paramètres (physiques et géométriques) en un temps relativement court et à moindre coût comparativement à un modèle physique équivalent.

Le modèle numérique utilisé dans le cadre de cette étude est le MIKE21-DHI de l'institut hydraulique Danois qui est un puissant système de modélisation numérique des phénomènes physiques (Houle, Courant et Transport sédimentaire), il permet de faire des simulations à grande échelle et d'augmenter la résolution des mailles de calculs à certains endroits du domaine simulé à l'aide de grilles imbriquées.

L'objectif principal de cette partie consiste à reconstituer le climat hydro-sédimentaire qui a dominé dans les points de mesures durant l'expérimentation du traçage fluorescent afin d'aboutir à un modèle numérique calibré sur la base des enregistrements de courants et des déplacements de sable obtenus sur le terrain. Ce modèle superpose les processus hydro-sédimentaires (Houle, courant et transport sédimentaire) afin de donner quelques éléments de réponse aux questions posées dans la problématique, qui concernent plus particulièrement l'ensablement des ouvrages portuaires implantés au niveau du Cap.

Pour atteindre cet objectif nous avons divisé cette partie en trois grands chapitres :

- ◆ Le premier chapitre consiste à déterminer le climat de houle qui règne dans la zone de déferlement à travers la simulation de différents climats de houle au large des grandes aux très faibles profondeurs.
- ◆ Le second chapitre consiste à déterminer la courantologie générée par les vents et les houles dans les alentours du Port de Cap Djinet.
- ◆ Le troisième chapitre consiste à estimer les taux de transports sédimentaires sous l'effet de la dérive littorale générée par les houles obliques approchant le site d'étude.

Approche méthodologique

La modélisation intégrée du transport de sédiments dans les alentours du Port de Cap Djinet doit tenir compte à la fois des courants de vent et des courants associées aux vagues. Dans ce cas, l'approche est plus complexe car elle doit faire appel à un système de modélisation intégrée comprenant trois modèles numériques : un modèle hydrodynamique, un modèle de vagues et un modèle de transport de sédiments non-cohésifs (sables) sous l'effet combiné des vagues et des courants.

Les modèles numériques choisis sont les modules **SW** (*Spectral Waves model*), **PMS** (*Parabolic Mild-slope Model*), **HD** (*Hydrodynamic model*) et **ST** (*Sand Transport model*) du système MIKE 21. Ces modèles se prêtent bien à une approche intégrée car ils sont déjà intégrés dans un même environnement de calcul du système MIKE 21.

Les étapes successives de l'approche proposée pour l'étude du transport de sédiments non-cohésif sous l'effet combiné des vagues et des courants sont schématisées dans la figure 33.

Dans un premier temps, il s'agit de déterminer à l'aide du modèle SW le climat de houles dans la région d'intérêt (sur une grande échelle). Le but de cette première étape est de déterminer le climat de houle dans les limites ouvertes du second module PMS utilisé pour déterminer le climat de houle dans les alentours du Port de Cap Djinet (Petite échelle). Les sortants de ce module ainsi que les niveaux d'eau aux frontières ouvertes de la grille de calculs hydrodynamiques et les vents en surface permettront de calculer les courants causés par l'effet combiné des vents et des houles au moyen du module HD. Finalement, les courants générés par le module HD et les données de houles générées par le module PMS seront pris en entrée par le modèle de transport de sédiment ST qui calcul alors le transport de sédiments à chaque pas temporel des simulations hydrodynamiques ainsi que le transport net de sédiments durant la période de simulation.

L'objectif du présent travail étant de reconstituer un modèle qui représente les conditions hydrodynamiques qui ont dominés durant l'expérimentation du traçage fluorescent dans les points de mesure en se basant bien évidemment sur les enregistrements de courants et de transport sédimentaires effectués sur le terrain. Les conditions aux limites du modèle sont étudiées sur la bases des statistiques des houles au large disponibles dans deux sources différentes, la première concerne la base de données du MedAtlas recouvrant une période de 10 ans (1999-20014) et la seconde concerne les données prévisionnelles et instantanées du modèle wave watch III. L'objectif de l'utilisation de ces deux sources est de recenser le climat dominant au large durant l'expérimentation du traçage fluorescent.

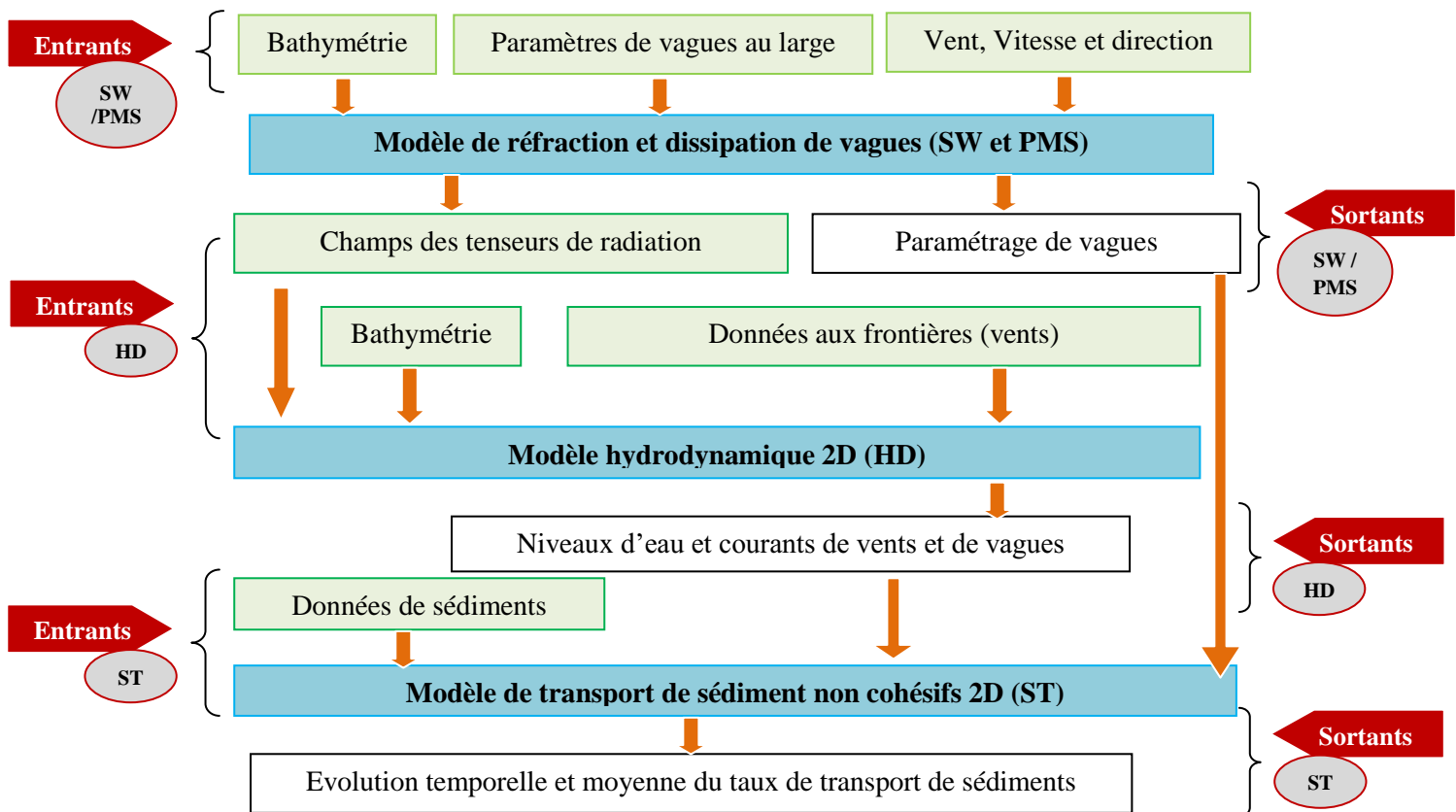


Figure 33 : Approche méthodologique adoptée pour de la modélisation intégrée du transport de sédiments non cohésifs

Chapitre 01 : Modélisation de la propagation de la houle du large vers la côte

A son arrivée à la côte, la houle devient par deux mécanismes principaux un facteur prépondérant de transport sédimentaire : elle peut d'une part remettre en suspension et déplacer les sédiments sur le fond, et d'autre part engendrer un courant littoral parallèle au rivage susceptible de déplacer des matériaux tout comme les courants de marée. Leur représentation au sein d'un modèle morpho-dynamique peut être effectuée avec plus ou moins de précision, mais demeure dans tous les cas complexe pour maintes raisons à savoir : La houle est un phénomène stochastique, cependant, la lourdeur des calculs de houle ne permet pas, lors d'une étude morpho-dynamique à long terme, l'introduction aléatoire de situations climatologiques successives se rapprochant au plus près d'un climat de houle réaliste. Il est nécessaire de restreindre le domaine du possible à un nombre limité de situations représentatives des phénomènes qu'on souhaite simuler, i.e. le transport sédimentaire dans notre cas (Steijn, 1992; Steijn, et al., 1989; De Vriend, et al., 1993). Les statistiques de houle effectuées sur plusieurs années permettent d'estimer un climat de houle annuel, c'est-à-dire les probabilités d'occurrence de houles d'une hauteur significative ou d'une période donnée. La houle réelle n'étant pas monochromatique, il est de plus délicat, d'après les mesures, d'associer à une hauteur donnée une période unique correspondante ; Par ailleurs, l'alternance de périodes de calme et de tempêtes est primordiale pour le remodelage des bancs de sable (Van Overeem, et al., 1992); (Steijn, et al., 1992) : une succession rapprochée de houles fortes peut conduire à des modifications morphologiques irréversibles tandis qu'une répartition équilibrée entre tempêtes et calme peut maintenir une situation stable.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier en premier lieu la transformation du climat de houle en général à -20m de profondeur au moyen du module SW, à -4m de profondeur au moyen du module PMS, et en second lieu la transformation du climat de houle qui a dominé durant l'expérimentation du traçage fluorescent dont la finalité est de reconstituer un modèle hydro-sédimentaire qui reflète les conditions de forçage mesurées.

1 Simulation de la propagation de la houle du large vers la côte à grande échelle au moyen du Module SW

Le module SW fait partie des modèles spectraux vague-vents de dernière génération, il est basé sur une grille de calcul non structurée (mobile). Le modèle simule la propagation, l'évolution et la transformation des vagues générées par les vents et des houles au large et dans les zones côtières. Il inclut deux types de formulations :

- Formules directionnelles (Discrétise le domaine géographique)
- Formules spectrales (Discrétise le domaine géographique et spectrale)

La première formule est basée sur la paramétrisation de l'équation de conservation de l'action des vagues. Cette paramétrisation est effectuée dans le domaine fréquentiel en introduisant le moment zéro et le premier moment du spectre d'action de la vague comme variable dépendante selon (Holthuijsen, et al., 1989).

La seconde formule est basée sur l'équation de conservation de l'action des vagues, comme décrit dans Komen et al. (1994) and Young (1999) in (DHI-SW, 2007), où le spectre directionnel des fréquences de l'action des vagues est la variable dépendante.

Le modèle SW prend en considération la génération des vagues par les vents ; les interactions non linéaires vague-vague ; la Dissipation due au frottement sur le fond ; la Dissipation due au déferlement ; la Réfraction et le Shoaling due à la variation de la profondeur ; les Interactions vagues-courants et les effets de la variation temporelle de la profondeur et l'effet de sécheresse et inondation.

La discrétisation de l'équation de calcul dans l'espace géographique et spectral est performée en utilisant la méthode des volumes finis. Dans le domaine géographique, une grille non structurée (Mobile) est utilisée. L'intégration dans le temps est performée en utilisant l'approche fractionnelle ou la méthode des multi-séquences est appliquée pour la propagation des vagues.

L'Objectif de cette étape est d'étudier la propagation de la houle du large vers la côte en tenant en considération d'un certain nombre de phénomènes tels que la réfraction et le shoaling. La finalité de cette étape est de déterminer les conditions de houles aux limites du modèle local PMS.

1.1 Conditions aux limites

1.1.1 Base de données MedAtlas

Les statistiques de houle au large sont extraites de la base de données du MedAtlas (Fig 34) sous forme de tableaux bi-variables contenant les fréquences d'apparition annuelle et saisonnière calculées à partir de la série de données enregistrée entre 1999 et 2004 au niveau de la station la plus proche du site d'étude située à 3°E 37°N au large de la Baie d'Alger à ~ 2200 de profondeur.

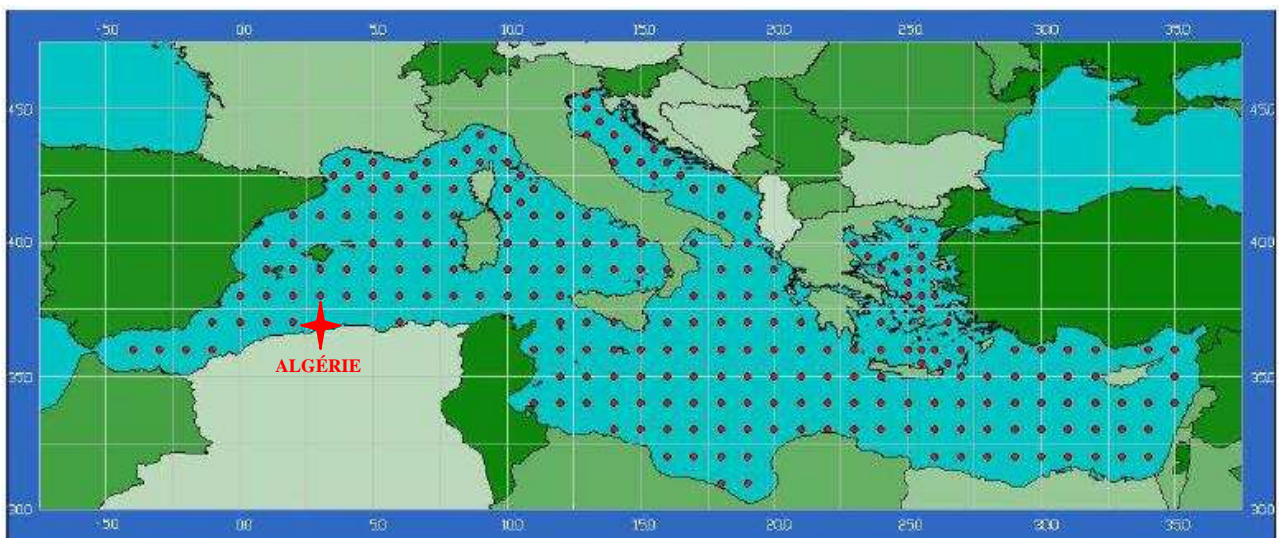


Figure 34 : Distribution des points de données dans l'atlas électronique MedAtlas

L'analyse des tableaux fréquentiels a été représentée dans le chapitre 3 de la première partie. Nous rappelons dans ce chapitre les points essentiels tirés de cette analyse.

Directions : Les houles en provenance du secteur Nord-est prédominent en été. Les houles qui proviennent du secteur Ouest prédominent en hiver alors que les houles qui proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest prédominent durant l'automne, le printemps et annuellement.

Hauteurs significatives : Les agitations les plus fréquentes proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest. Les houles dominantes sont caractérisées par des hauteurs significatives oscillant généralement entre 0.25 et 2.5m. Les fortes agitations proviennent fréquemment de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5 m en hiver, 6m annuellement, au printemps, et en automne et 3.5 m en été.

Périodes piques : Les périodes piques dominantes pour toutes Hs confondues sont comprises entre 6.08 et 6.69 sec. Cette classe de Tp est dominée par un vent de 6.6 m/s selon le spectre PM 1964 et des hauteurs significatives oscillant entre 0.25 et 2.5 m à 12% du temps.

1.1.1.1 Etude de Fetch

Le point d'extraction de données est situé au large à 70 km de la côte de Cap Djinet à environ 2200 m de profondeur, La fixation des conditions de houle représentative (Directions) à partir du point MedAtlas exige une étude de Fetch. Ce dernier est la distance parcouru par un vent constant soufflant en mer ou sur un plan d'eau sans rencontrer d'obstacle (une côte) depuis l'endroit où il est créé ou depuis une côte s'il vient de la terre (SPM., 1984). Plus le fetch est important plus la hauteur des vagues générées sera grande. A contrario, à l'abri d'une côte (sous le vent d'une côte), la hauteur des vagues sera très faible, même si le vent est très fort car le fetch y est plus petit.

Partant du point 3°E 37°N, la longueur du fetch réel peut atteindre les 1500 m vers le Nord Ouest. Le but de cette étape est de calculer le fetch effectif selon la méthode du SPM 1984 dans les différentes directions avec un intervalle de 15° et selon les tableaux fréquentiels du MedAtlas afin de , recenser les directions de houle qui sollicitent le site d'étude depuis le large.

La procédure de calcul du fetch recommandée par le SPM, 1984 consiste à tracer 9 radiales depuis la station au large espacés de 3 degrés jusqu'à les intersecté avec la côte se trouvant dans leurs directions. La longueur des tracés est mesurée et moyennée donnant ainsi la longueur du fetch dans la direction α .

Cette opération est répétée pour toutes les directions pouvant atteindre la station au large. Plus l'espacement entre les radiales est petit plus la précision de calcul est meilleure. Dans le cas de notre étude, nous avons calculé d'abord les fetchs effectifs chaque 1° avec un espacement de 0.25°, ensuite nous avons moyenné les fetchs effectifs par intervalle de 15 degrés suivant les tableaux fréquentiels extraits de la base de données MedAtlas. Les résultats sont représentés dans les figures qui suivent (Figs. 35 et 36).

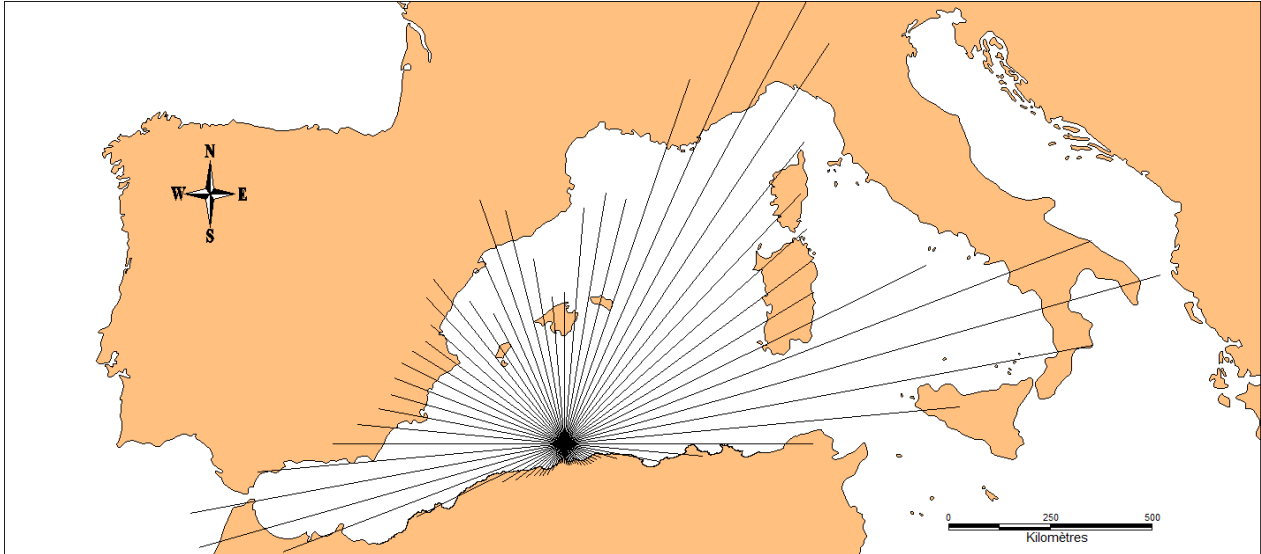


Figure 35 : Fetchs effectifs calculés par la méthode SPM moyennés chaque 5° pour le point MedAtlas 3°E 37°N

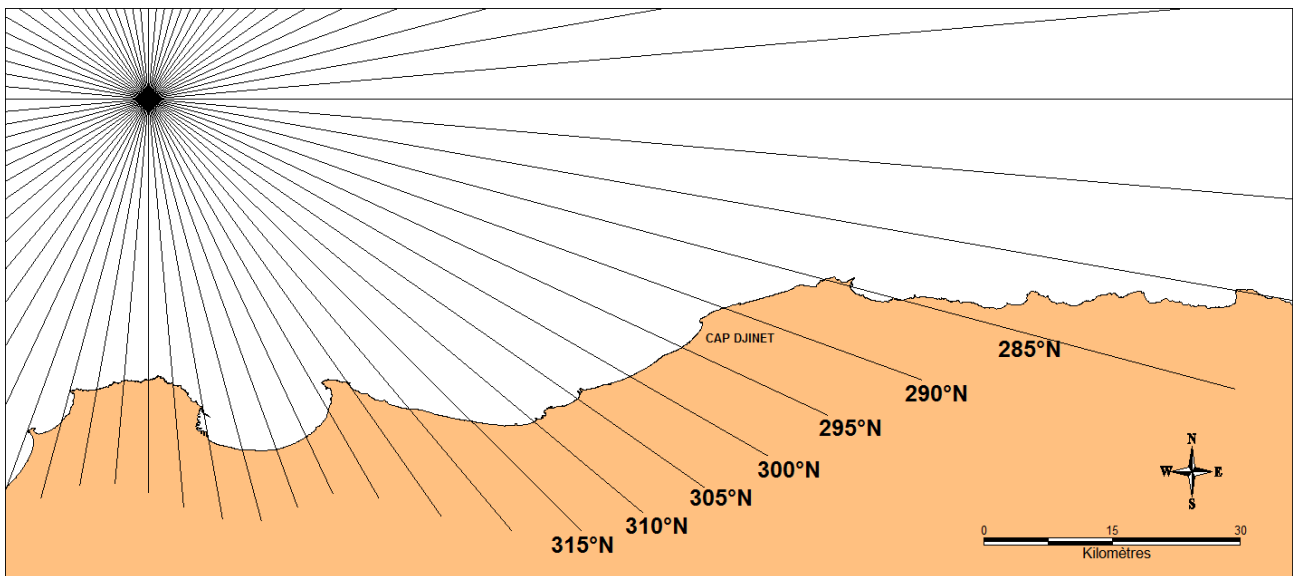


Figure 36 : Directions de houles sollicitant le site d'étude à partir du point MedAtlas 3°E 37°N

Selon la figure ci-dessus (Fig 36) nous constatons que les directions sollicitant le site d'étude à partir du point MedAtlas relèvent seulement du 4^{ème} quadrant (NW), elles sont comprises entre 285 et 315°N avec un fetch maximum de 477 km. En vue du nombre limité des directions recensées, nous avons effectué une transposition géographique du point MedAtlas du large (3°E 37°N, ~2200 m de profondeur) vers la côte (3,66°N 36,81°N ~500 m de profondeur) mais toujours en mer profonde afin de pouvoir élargir le spectre de directions sollicitant le site d'étude. D'autres fetchs ont été calculés pour le nouveau point (Cap Djinet) et dont les résultats sont représentés dans les figures qui suivent (Figs. 37 et 38).

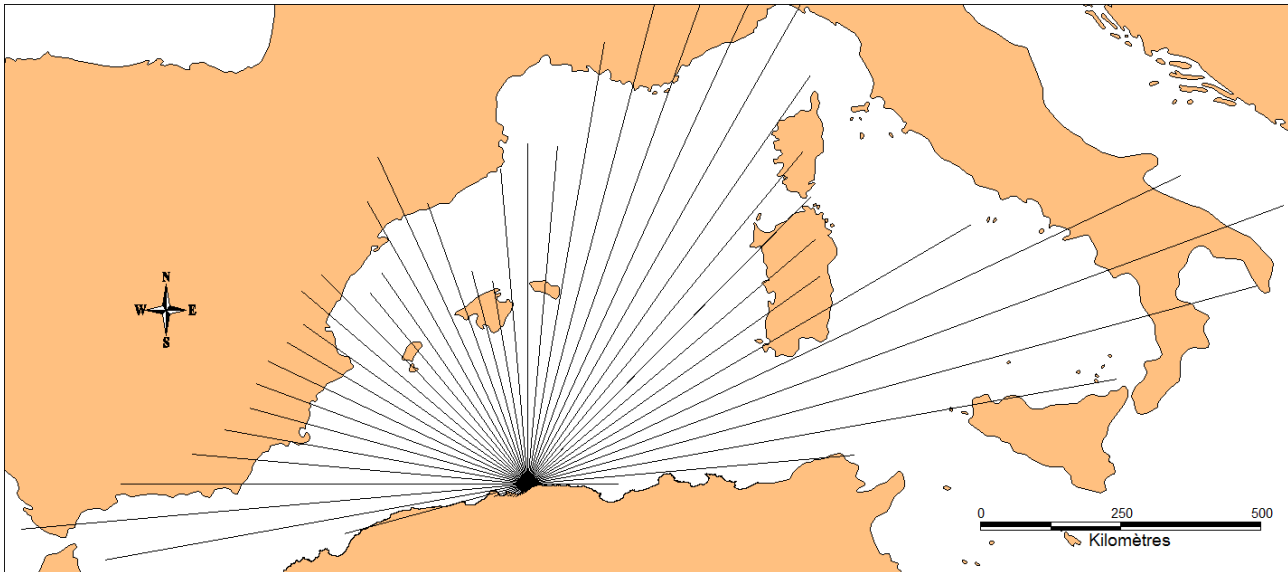


Figure 37 : Fetchs effectifs calculés par la méthode SPM moyennés chaque 5° pour le point à la côte (Cap Djinet) 3,66°N 36,81°N

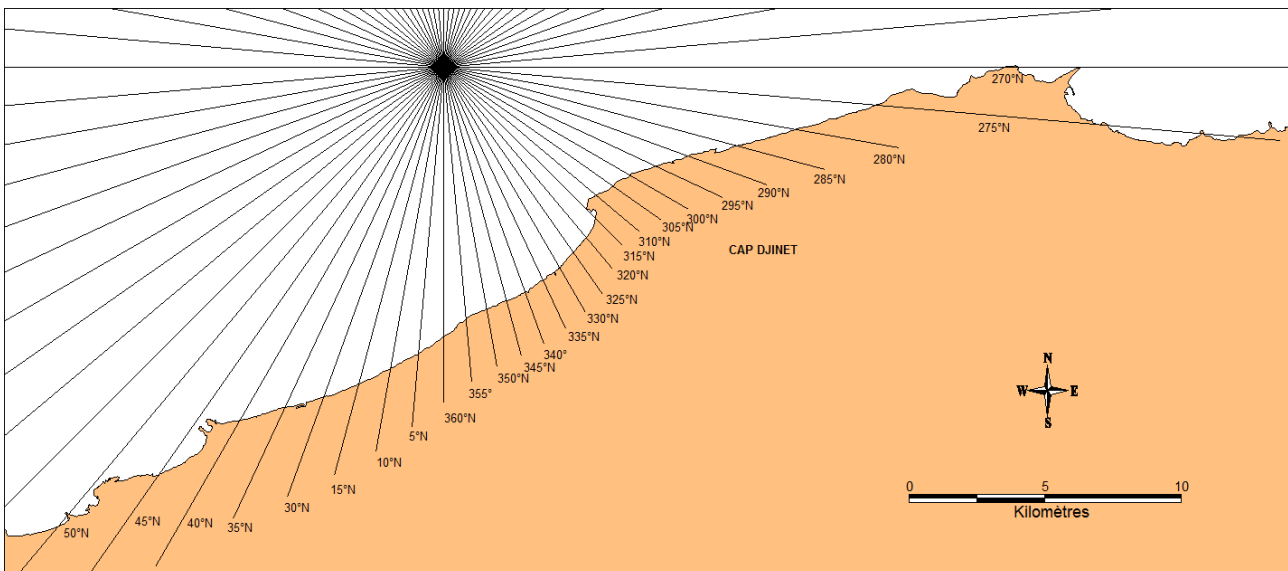


Figure 38 : Directions de houles sollicitant le site d'étude à partir du point rapproché (Cap Djinet) 3,66°N 36,81°N

Selon la figure ci-dessus (Fig 38) nous constatons que les directions sollicitant le site d'étude relèvent du premier et quatrième quadrant NE et NW. Les houles issues du premier quadrant (0°N et 30°N) ont un fetch maximum de 1 252 km. Les houles qui proviennent du quatrième quadrant (280°N et 0°N) présentent un fetch maximum de 929 km.

1.1.1.2 Hauteurs significatives (H_s) et Périodes piques (T_p) des houles au large

Les données du MedAtlas ont été transférées par la méthode de transposition géographique vers le point Cap Djinet, afin de connaître les différentes houles sollicitant le site d'étude.

Cette méthode, suppose une relation entre les hauteurs significatives (H_{s1}) et les périodes piques (T_{p1}) du point MedAtlas avec les hauteurs significatives (H_{s2}) et les périodes piques (T_{p2}) du point

Cap Djinet, en fonction des longueurs des fetchs respectives calculées dans les mêmes directions. Cette corrélation est donnée par les relations qui suivent.

$$H_2 = H_1 \sqrt{\frac{F_2}{F_1}}$$

$$T_2 = T_1 \sqrt[3]{\frac{F_2}{F_1}}$$

Les résultats des calculs sont représentés sous forme de Roses (Fig.39).

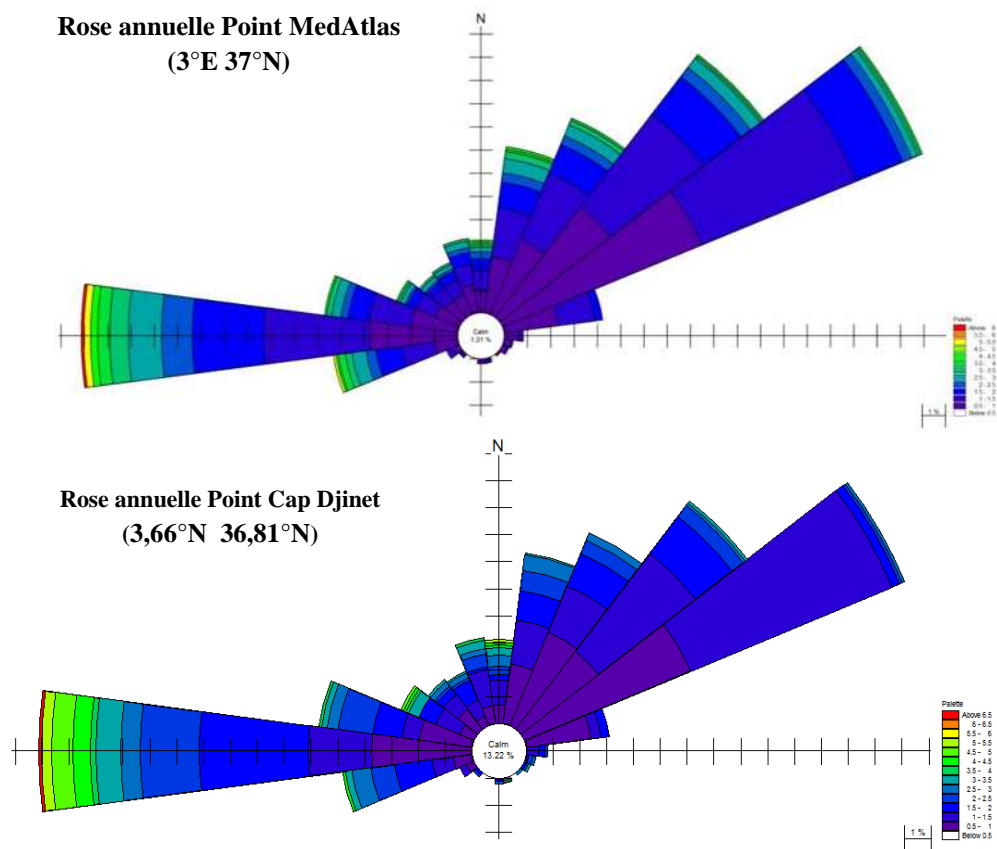


Figure 39 : Rose annuelle des houles au large de Cap Djinet (Source MedAtlas) (1994-2004)

Les fréquences d'apparition des houles obtenues à partir de la transposition géographique moyenne sont légèrement surestimées comparativement à celles du MedAtlas, ceci peut être expliqué par l'effet du rapprochement du point vers la côte qui fait augmenter les fetchs vers le large ce qui surestime les houles en provenance du Nord. Si on prend en considération les directions sollicitant le site d'étude depuis le point transposé Cap Djinet, on trouve que les houles dominantes proviennent des secteurs Nord-Nord-Est avec des fréquences allant de 7.24% à 9.36% et Ouest (5.48%), ces houles ont des hauteurs significatives de 1m à 3.77% et 2.01% du temps respectivement (Tab 15, Fig 40).

Tableau 15 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles sollicitant le site d'étude
(Med Atlas Point transposé)

Dir \ Hs	0-0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2,5	2,5--3	Total
352,5 - 7,5	0,00	0,71	0,90	0,22	0,71	2,55
7,5 - 22,5	0,91	2,25	1,63	1,12	1,32	7,24
22,5 - 37,5	1,62	3,77	1,83	1,32	0,81	9,36
262,5 - 277,5	0,10	3,77	2,34	4,06	2,94	13,21
277,5 - 292,5	0,00	2,01	0,65	1,09	1,73	5,48
292,5 - 307,5	0,10	0,61	0,93	0,71	0,00	2,35
307,5 - 322,5	0,10	0,92	0,71	0,30	0,30	2,34
322,5 - 337,5	0,22	0,40	0,64	0,77	0,33	2,36
337,5 - 352,5	0,00	0,71	1,32	0,10	0,69	2,83
Total	3,06	15,15	10,97	9,69	8,85	47,72

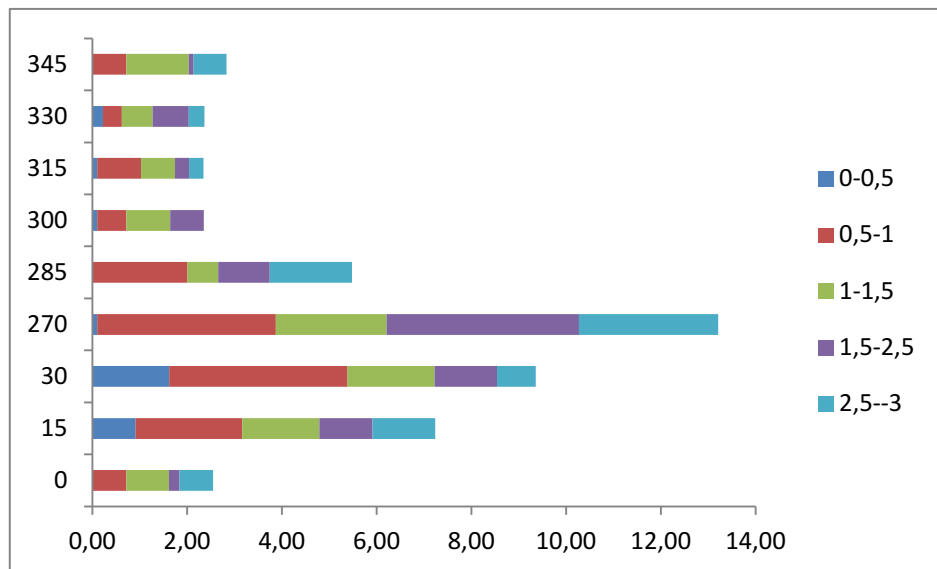


Figure 40 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles sollicitant le site d'étude
(Med Atlas Point transposé)

1.1.2 Données instantanées du Modèle Wave Watch III

Les caractéristiques de houles au large ont été extraites à partir d'une base de données reliée à un modèle tridimensionnel de prévision marine Wave-Watch III, dans laquelle les données de houle (Hs – Tp – Directions) sont données chaque trois heures. D'autres données sur la météorologie telle que la vitesse et la direction du vent au large ont été aussi exploitées. La période extraite a englobé toute la durée d'expérimentation du 16 au 31 Octobre 2014, pendant laquelle les directions de houle dominantes étaient de secteur Nord-Nord-Est à 53% du temps et Ouest à 15,15% du temps avec des hauteurs significatives dominantes oscillant entre 0.5 et 2.5m (Tab 16, Fig 41).

Tableau 16 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles (WAVE-WATCH III) entre 16 et 30 octobre 2014

Dir \ Hs	0 - 0,5	0,5 - 1	1 - 1,5	1,5 - 2,5	2,5 - 3	Total
352,5 - 7,5	1,52	0	0	0	0	1,52
7,5 - 22,5	6,82	6,06	2,27	8,33	4,55	28,03
22,5 - 37,5	6,06	7,58	0	0	1,52	15,16
277,5 - 292,5	9,09	4,55	1,52	0	0	15,16
292,5 - 307,5	1,52	0	0	0	0	1,52
307,5 - 322,5	0	0	0	0	0	0
322,5 - 337,5	0	0	0	0	0	0
337,5 - 352,5	0	0	0	0	0	0
Total	25,01	18,19	3,79	8,33	6,07	61,39

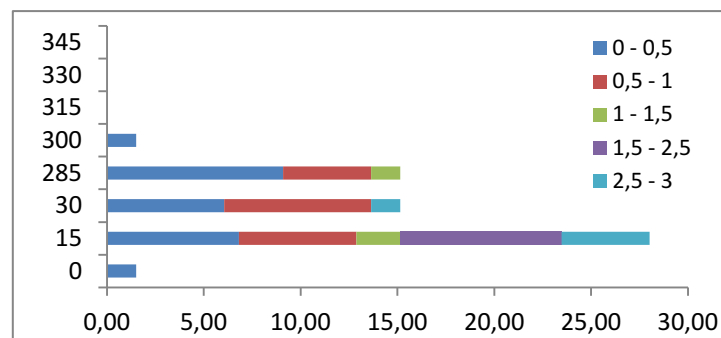


Figure 41 : Fréquences d'apparition des houles directionnelles (WAVE-WATCH III) entre le 16 et 31 Octobre 2014

1.2 Configuration du module SW

L'équation choisie pour étudier la propagation de la houle au large est la formule directionnelle dans le domaine spectral et la formule quasi-stationnaire dans le domaine temporel. L'algorithme d'itération Newton-Raphson avec les valeurs par défaut a été utilisé.

Les niveaux d'eau ont été considérés nuls et le forçage par les vents n'a pas été pris en considération, car on veut simuler la propagation d'une houle déjà formée indépendante du vent.

L'effet de déferlement est pris en considération, il est basé sur la formulation de (Battjes, et al., 1978), qui exprime le taux de dissipation d'énergie due au déferlement par l'équation suivante :

$$\frac{dE}{dt} = \frac{-\alpha}{8\pi} Q_b \omega H_m^2$$

ou Q_b est la fraction du déferlement donnée par :

$$\frac{1 - Q_b}{\ln(Q_b)} = \left(\frac{H_{ms}}{H_m}\right)^2$$

Et le H_m est la hauteur maximale calculée par :

$$H_m = \gamma_1 k^{-1} \tanh\left(\frac{\gamma_2 kd}{\gamma_1}\right)$$

- ◆ k : est le nombre de vagues ;
- ◆ d : Profondeur d'eau ;
- ◆ γ_1 et γ_2 sont les deux paramètres de déferlement γ_1 contrôle les conditions de cambrure et γ_2 contrôle les conditions de profondeur limite. Dans ce cas $\gamma_1 = 1$, $\gamma_2 = 0.8$ et $\alpha = 1$.

L'effet de dissipation par le fond est pris en considération. Ce dernier est exprimé dans le modèle par la formule de Nikuradse qui considère le paramètre de rugosité du fond comme étant une constante égalant à 0.04.

Les limites ouvertes du modèle ont été alimentées par les paramètres de houle de type 1, ces derniers sont constants dans le temps et tout au long des limites ouvertes. Ils ont concerné : la Hauteur significative, la Période pique, la Direction et l'Indice d'étalement directionnel qui est compris entre 2 et 8 pour les vagues de vent et largement supérieur à 10 pour la houle. Les scénarios simulés ont été choisis après traitement statistique des houles au large comme décrit en haut (Partie II. 2.1.1 et 2.1.2). En effet nous avons fait varier les directions de provenance chaque 10° dans l'éventail de directions sollicitant le site d'étude (de 30°N à 280°N). Pour chaque direction, quatre combinaisons de hauteurs et de périodes les plus dominantes ont été choisies pour calculer le transport sédimentaire [0.5m - 6s, 1m - 7s, 1.5m - 8s, 2.5m - 9s, 3m - 10s]. Les données sortantes sélectionnées qui représentent le climat de houle à la côte sont les suivantes (Tab 17) :

Tableau 17 : Sortants du modèle SW

Name	Symbole	unité
Hauteur Significative	H_{m0}	mètre
Période pique	T_p	seconde
Direction moyenne	MWD	degrés
Ecart-type	DSD	degrés
Contraintes de radiation	S_{xx}, S_{xy}, S_{yy}	m^3/s^2

Ces données sortantes ont été extraites à partir de trois points à -20 m de profondeur, elles ont servi de données entrantes dans la limite du Modèle local PMS (Fig 42).

- Le premier point a servi à extraire les données de houle en provenance du Nord-est et Nord (50 et 350°N) ;
- Le second point pour les houles en provenance du Nord-ouest (340 et 310°N) ;
- Et le troisième pour les houles en provenance de l'Ouest (300 et 270°N).

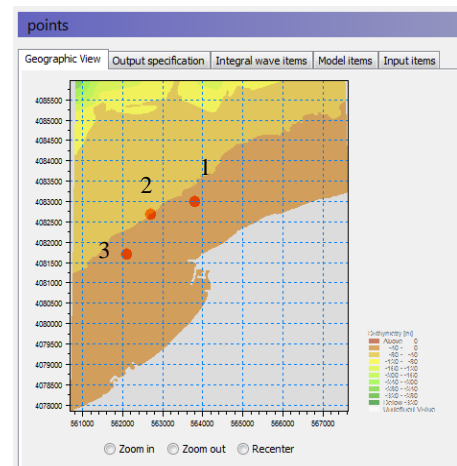


Figure 42 : Sortants du modèle SW

1.3 Résultats de la simulation

Tableau 18 : Résultats de la propagation de la houle au large obtenus par le module SW

Climat houle au large			Climat houle à -20m				Coefficient de réfraction	Coefficient de Shaoling	Angle de déviation
Dir	Tp	Hs	Dir	DSD	Tp	Hs			
30	6	0,5	28,2928	22,2407	5,98645	0,48672	0,99173	0,97344	1,7072
30	7	1	26,3496	22,0202	6,97289	0,934528	0,98307	0,93453	3,6504
30	8	1,5	23,4005	22,0689	7,95392	1,32525	0,97141	0,88350	6,5995
30	9	2,5	19,8839	22,0224	8,93473	2,07415	0,95965	0,82966	10,1161
30	10	3	16,6708	22,226	9,90919	2,35927	0,95080	0,78642	13,3292
20	6	0,5	19,3645	22,9411	5,99094	0,493318	0,99802	0,98664	0,6355
20	7	1	17,9154	22,7059	6,98117	0,952909	0,99377	0,95291	2,0846
20	8	1,5	15,5275	22,5567	7,96795	1,35784	0,98757	0,90523	4,4725
20	9	2,5	12,5468	22,2492	8,95495	2,13428	0,98116	0,85371	7,4532
20	10	3	9,7653	22,2174	9,93558	2,43577	0,97648	0,81192	10,2347
10	6	0,5	9,85465	23,2969	5,99465	0,496131	0,99978	0,99226	0,14535
10	7	1	8,85959	23,1286	6,98685	0,962906	0,99835	0,96291	1,14041
10	8	1,5	7,02472	22,9211	7,97773	1,37928	0,99612	0,91952	2,97528
10	9	2,5	4,61041	22,4734	8,96883	2,17984	0,99398	0,87194	5,38959
10	10	3	2,29627	22,2871	9,95379	2,50004	0,99277	0,83335	7,70373
360	6	0,5	0,0103734	23,3447	5,99524	0,495177	1,00000	0,99035	-0,0103734
360	7	1	359,369	23,3226	6,99065	0,968158	1,00003	0,96816	0,631
360	8	1,5	358,019	23,1269	7,98422	1,39339	1,00030	0,92893	1,981
360	9	2,5	356,152	22,6259	8,97786	2,21509	1,00113	0,88604	3,848
360	10	3	354,316	22,348	9,96572	2,55512	1,00247	0,85171	5,684
350	6	0,5	350,034	23,426	6,00122	0,497531	0,99995	0,99506	-0,034
350	7	1	349,616	23,3472	6,99311	0,970855	1,00060	0,97086	0,384
350	8	1,5	348,666	23,1682	7,9884	1,40306	1,00220	0,93537	1,334
350	9	2,5	347,312	22,6515	8,98351	2,24311	1,00472	0,89724	2,688
350	10	3	337,648	40,8497	9,93548	2,48377	1,03190	0,82792	12,352
340	6	0,5	340,104	23,4646	6,00402	0,501163	0,99967	1,00233	-0,104
340	7	1	340,113	23,4476	6,99457	0,998265	0,99964	0,99827	-0,113
340	8	1,5	340,033	23,3987	7,99339	1,48398	0,99990	0,98932	-0,033
340	9	2,5	339,775	22,9972	8,99487	2,42898	1,00072	0,97159	0,225
340	10	3	339,41	22,7503	9,9914	2,85548	1,00191	0,95183	0,59
330	6	0,5	330,03	23,4364	6,00431	0,501032	0,99985	1,00206	-0,03
330	7	1	330,053	23,4137	6,99509	0,998017	0,99973	0,99802	-0,053
330	8	1,5	330,023	23,3748	7,99393	1,48388	0,99988	0,98925	-0,023
330	9	2,5	329,917	22,9953	8,99535	2,43025	1,00042	0,97210	0,083
330	10	3	329,76	22,7806	9,99191	2,85982	1,00122	0,95327	0,24
320	6	0,5	319,967	23,4678	6,00396	0,501043	1,00024	1,00209	0,033
320	7	1	320,005	23,4332	6,99507	0,998031	0,99996	0,99803	-0,005
320	8	1,5	320,015	23,3896	7,99397	1,48378	0,99989	0,98919	-0,015
320	9	2,5	320,036	23,0062	8,99546	2,43018	0,99974	0,97207	-0,036
320	10	3	320,06	22,799	9,99195	2,86067	0,99956	0,95356	-0,06
310	6	0,5	309,897	23,555	6,00233	0,501121	1,00107	1,00224	0,103
310	7	1	309,952	23,5099	6,9945	0,998183	1,00050	0,99818	0,048
310	8	1,5	310,003	23,456	7,99353	1,48372	0,99997	0,98915	-0,003
310	9	2,5	310,153	23,0533	8,99521	2,42923	0,99841	0,97169	-0,153
310	10	3	310,356	22,8416	9,99149	2,85908	0,99633	0,95303	-0,356
300	6	0,5	299,996	23,3296	6,00381	0,496431	1,00006	0,99286	0,004
300	7	1	300,608	23,3498	6,99461	0,971569	0,99096	0,97157	-0,608
300	8	1,5	301,473	23,5624	7,98788	1,42288	0,97861	0,94859	-1,473
300	9	2,5	302,458	23,6444	8,97851	2,33865	0,96522	0,93546	-2,458
300	10	3	303,38	23,818	9,96402	2,81307	0,95330	0,93769	-3,38
290	6	0,5	289,937	23,4223	6,00293	0,496597	1,00151	0,99319	0,063
290	7	1	290,672	23,5109	6,9937	0,970544	0,98430	0,97054	-0,672
290	8	1,5	291,741	23,8488	7,986	1,41969	0,96091	0,94646	-1,741
290	9	2,5	293,043	24,0369	8,9752	2,3319	0,93477	0,93276	-3,043
290	10	3	294,341	24,2955	9,95943	2,80575	0,91094	0,93525	-4,341
280	6	0,5	279,827	23,5731	6,00156	0,497054	1,00868	0,99411	0,173
280	7	1	280,662	23,7673	6,99188	0,969948	0,96879	0,96995	-0,662
280	8	1,5	281,908	24,2702	7,98244	1,41669	0,91737	0,94446	-1,908
280	9	2,5	283,526	24,614	8,96922	2,32344	0,86165	0,92938	-3,526
280	10	3	285,212	25,0033	9,95133	2,79222	0,81351	0,93074	-5,212
270	6	0,5	269,99	23,6314	5,99805	0,49659	1,00000	0,99318	0,01
270	7	1	270,644	23,9299	6,98863	0,96981	1,00003	0,96981	-0,644
270	8	1,5	272,019	24,6096	7,97632	1,41473	1,00031	0,94315	-2,019
270	9	2,5	273,901	25,1574	8,95923	2,31572	1,00116	0,92629	-3,901
270	10	3	275,928	25,7365	9,93797	2,77611	1,00268	0,92537	-5,928

D'après le tableau 18 nous constatons que les houles qui arrivent des directions comprises entre 310°N et 340°N sont les houles qui se réfractent le moins avec des angles de déviation presque nuls. Les houles issues des directions comprises entre 30°N et 350°N ont tendance à se réfracter vers l'Ouest (dans le sens inverse d'une aiguille d'une montre) avec un angle de déviation maximum de 13° pour une houle (3m – 10s – 30°N) tandis que les houles provenant des directions comprises entre 300°N et 280°N ont tendance à se réfracter vers l'Est (dans le sens d'une aiguille d'une montre) avec un angle de déviation maximum de 6° pour une houle (3m – 10s – 280°N).

En matière d'amplitude, nous constatons que les houles de faibles amplitudes présentent des rapports (H/H_0) proches de 1 indiquant un effet shoaling très faible, tandis que les rapports donnés par les houles de fortes amplitudes atteignent un maximum de 0.78 pour une houle (3m – 10s – 30°N).

2 Simulation de la propagation de la houle du large vers la côte à petite échelle au moyen du Module PMS

Le module de propagation de la houle PMS est mis en œuvre pour modéliser la propagation de la houle à la côte. Compte tenu de la complexité du trait de côte encadré par les aménagements portuaires et de défense contre la mer, il est impératif de prendre en compte les phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle au niveau du Cap. Le module PMS est un modèle de réfraction-diffraction basé sur l'approximation parabolique de l'équation de faible pente.

Plusieurs approximations paraboliques sont implémentées dans le PMS en allant de la simple approximation valide pour les petites ouvertures aux plus sophistiquées adaptées aux larges ouvertures ($\pm 60^\circ$). L'équation parabolique est résolue en utilisant le schéma des différences finies de Crank-Nicholson.

Le modèle prend en compte les phénomènes de réfraction, de Shoaling, de diffraction perpendiculaire à la direction prépondérante de la houle et de dissipation d'énergie dû au déferlement et au frottement de fond. Le modèle prend également en compte les phénomènes de houle aléatoire et d'étalement directionnel.

L'objectif de cette étape est l'étude de la propagation de la houle du large vers la côte, afin d'extraire les données de houles calculées au niveau des points d'injection des traceurs fluorescents (-4m de profondeur) en prenant en compte en premier lieu le climat de houles au large qui englobe toutes les directions pouvant solliciter le site d'étude (entre 30 et 280°N), et dans un second lieu en tenant en compte le climat de houle qui a dominé durant l'opération du traçage fluorescent afin de refléter les conditions de forçage hydrodynamique dans lesquelles nous avons travaillé sur le terrain.

2.1 Conditions aux limites

2.1.1 Climat de houle global

Les caractéristiques de houles dans les limites ouvertes du PMS ont été calculées par le module SW, les résultats obtenus sont représentés dans le tableau 18 et la rose (Fig.43) suivante.

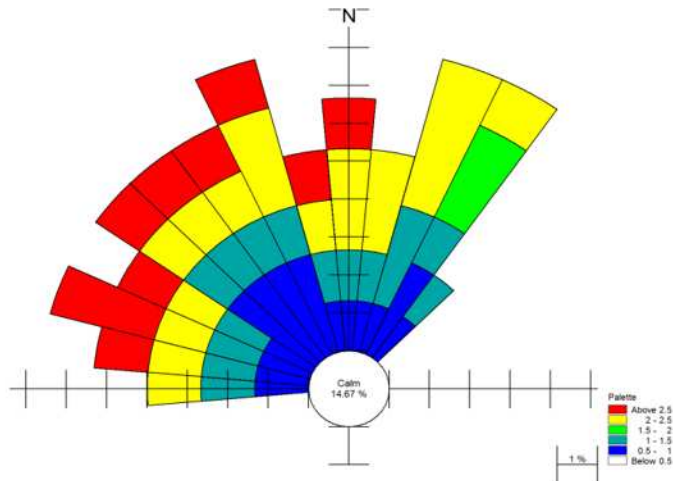


Figure 43 : Climat des houles réfractées obtenu à l'aide du module SW

La finalité de cette étape est d'extraire les caractéristiques de houle à la côte afin de connaître le climat de houle pouvant exister au niveau des deux points d'injection des traceurs pour différents climat de houle au large.

2.1.2 Climat de houle dominant durant l'expérimentation du traçage fluorescent

Une série temporelle du climat de houle au large a été extraite à partir de la base de données du modèle prévisionnel Wave-Watch III, dans laquelle des données de houle (H_S - T_p -Dir) ont été disponibles chaque trois heures. Cette liste a été traitée de telle façon que seules les directions pouvant solliciter le site d'étude sont prises en considération. Après sélection, ces données ont été d'abord traitées par le module SW ensuite injectées dans le module PMS (Fig 44).

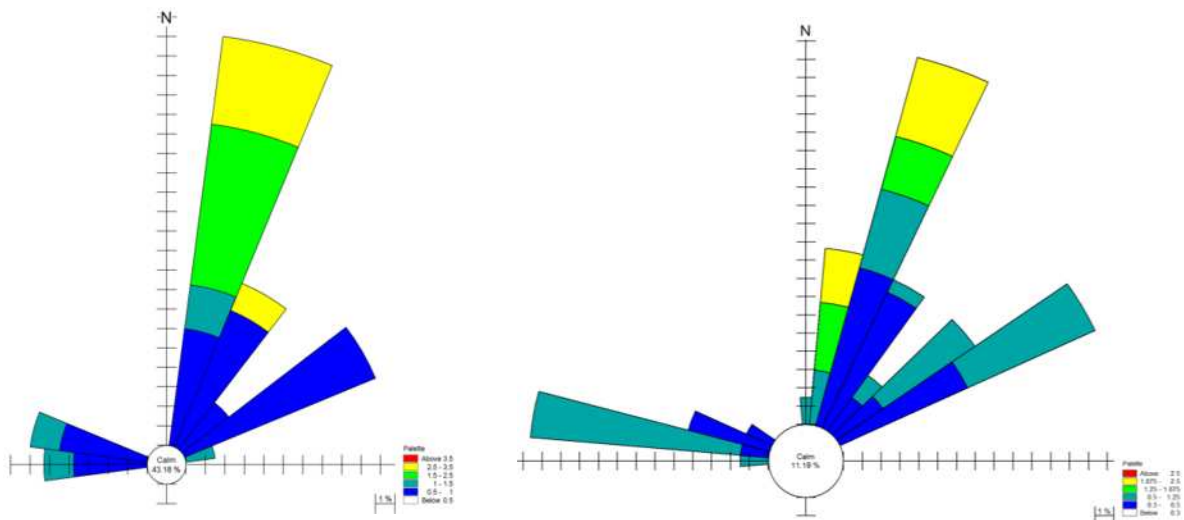


Figure 44 : Roses des houles à gauche au large et à droite prédites par le SW à -20 m de profondeur

La finalité de cette étape est de reproduire les conditions de forçage hydrodynamiques dans lesquelles nous avons travaillé durant l'expérimentation au traçage fluorescent. Pour cela, nous avons effectué une extraction des données de houles prédites au niveau des deux points d'injection des traceurs (Plage Nord et Plage Sud).

2.2 Configuration du module PMS

Le calcul de l'état de la vague en un point de grille procède à partir de l'état de la vague en amont, l'amont étant établi par la direction du vecteur de vitesse de propagation et par le taux de changement de cette direction. Les calculs sont donc effectués en suivant une direction approximativement parallèle à la propagation des vagues. Cette approche numérique oblige la frontière océanique ouverte à être localisée du côté gauche ($x = 0$) de la grille de calcul de sorte que les calculs procèdent à partir de $x = 0$ vers la côte. Les calculs de propagation dans le domaine (x, y) sont effectués par un schéma numérique en différence finie soumis à des conditions de stabilité numérique qui restreignent, entre autre, l'angle d'approche de la vague à la frontière océanique par rapport à l'axe X. Normalement, cet angle sera inférieur à 90 degrés de chaque côté de l'axe X. Il est suggéré que cet angle soit égal ou inférieur à 60 degrés. Dans notre cas, afin d'assurer la stabilité du modèle, chaque direction de provenance de houle a été simulée dans une grille bien définie dans laquelle la direction de provenance de houle est parallèle à l'axe X avec une ouverture de $\pm 10^\circ$ afin d'éviter les erreurs dans le calcul des directions moyennes de houles simulées dans la limite du large.

Comme nous l'avons cité en haut, le modèle prend en compte les phénomènes de réfraction, de Shoaling, de diffraction perpendiculaire à la direction prépondérante de la houle et de dissipation d'énergie dû au déferlement et au frottement de fond. Il prend également en compte les phénomènes de houle aléatoire et d'étalement directionnel, de ce fait, un spectre d'énergie JONSWAP correspondant aux conditions aux limites est imposé sur la frontière offshore. Les paramètres de déferlement et de dissipation sur le fond ainsi que le niveau d'eau dans les limites ouvertes sont maintenus les mêmes que ceux fixés dans le module SW.

La dimension de la grille bathymétrique est de l'ordre de 2 Km x 3 Km en général avec une résolution de 5m x 5m qu'on a jugé assez adéquate pour simuler la propagation de la houle vers la ligne du rivage. Les données sortantes sélectionnées représentant le climat de houle à la côte sont les suivants (Tab 19) :

Tableau 19 : Sortants du modèle PMS

Name	Symbole	Unité
Hauteur Significative	H_{m0}	mètre
Période pique	T_p	seconde
Direction moyenne	MWD	degrés
Vecteurs de vitesses	U - V	m/s
Contraintes de radiation	S_{xx}, S_{xy}, S_{yy}	m^3/s^2

Les contraintes de radiation sont utilisées pour modéliser les champs de courant générés par la houle.

2.3 Résultats de simulation du climat de houle global

Tableau 20 : Résultats de simulation du climat de houle au large vers la ligne de rivage au moyen du module PMS , Données de houles extraites au niveau de la plage Nord et Sud à -4m de profondeur

Plage Nord (PMS)						Plage Sud (PMS)						Climat de houle SW (-20m)			Climat houle large		
Angle dv	K _s	K _r	Dir	T _p	H _{m0}	Angle dv	K _s	K _r	Dir	T _p	H _{m0}	Dir	T _p	H _{m0}	Dir	T _p	H _s
3,759	0,95479633	1,00690651	346,275	5.99756	0,521086	34,825	4,16023647	1,17805806	315,209	5.87888	0,119592	350,034	6,00122	0,497531	350	6	0,5
4,525	0,94046846	1,00890454	345,091	6.98524	1,03231	44,556	2,84299687	1,3085612	305,06	6.98524	0,34149	349,616	6,99311	0,970855	350	7	1
4,746	0,9292465	1,01015904	343,92	7.9775	1,50989	40,003	1,79122579	1,25277838	308,663	8.3357	0,783296	348,666	7,9884	1,40306	350	8	1,5
5,074	0,94939222	1,01213256	342,238	8.96994	2,36268	37,402	1,8346447	1,23311895	309,91	8.96994	1,22264	347,312	8,98351	2,24311	350	9	2,5
11,287	1,06874785	1,05398752	326,361	10.1263	2,324	27,75	1,64865852	1,20078968	309,898	9.9197	1,50654	337,648	9,93548	2,48377	350	10	3
10,0060034	0,9465532	1,007677	-9,99563	5.99158	0,523137	45,3821	6,87304813	1,19309706	-45,3718	5.87297	0,0720462	0,0103734	5,99524	0,495177	360	6	0,5
372,4981	0,87654185	1,01330085	-13,1291	6.98283	1,10452	393,681	4,51757976	1,10027691	-34,312	7.12774	0,214309	359,369	6,99065	0,968158	360	7	1
374,0333	0,83587686	1,01968237	-16,0143	7.97321	1,66698	403,0531	3,46194172	1,18920573	-45,0341	8.33163	0,402488	358,019	7,98422	1,39339	360	8	1,5
375,6412	0,88454642	1,02877913	-19,4892	8.96415	2,50421	400,4486	2,8015106	1,18068496	-44,2966	9.15093	0,790677	356,152	8,97786	2,21509	360	9	2,5
6,186	0,97412866	1,00837803	348,13	9.9499	2,62298	42,232	2,40617761	1,21848789	312,084	10.1568	1,0619	354,316	9,96572	2,55512	360	10	3
10,666263	0,96953418	0,99264493	-0,811613	5.99093	0,511721	41,69755	9,69323919	1,07693871	-31,8429	5.75018	0,0511832	9,85465	5,99465	0,496131	10	6	0,5
12,88756	0,92613831	0,99524642	-4,02797	6.9791	1,0397	37,59669	6,27047056	1,06153577	-28,7371	6.9791	0,153562	8,85959	6,98685	0,962906	10	7	1
14,23853	0,90627033	1,00020612	-7,21381	7.96664	1,52193	38,87262	4,6664772	1,08092223	-31,8479	8.13223	0,295572	7,02472	7,97773	1,37928	10	8	1,5
18,95341	0,84270427	1,01431402	-14,343	8.95512	2,58672	52,85881	3,44742294	1,22346321	-48,2484	9.14152	0,63231	4,61041	8,96883	2,17984	10	9	2,5
19,19277	0,87969176	1,02189875	-16,8965	9.93789	2,84195	49,54107	2,78954762	1,21320192	-47,2448	9.93789	0,896217	2,29627	9,95379	2,50004	10	10	3
9,126	1,18823419	0,97912928	10,2385	5.86879	0,415169	63,9907	11,503303	1,15134232	-44,6262	7.4933	0,0428849	19,3645	5,99094	0,493318	20	6	0,5
12,96987	1,19254196	0,97727548	4,94553	6.83464	0,799057	36,0674	8,23389787	1,00067244	-18,152	7.28643	0,11573	17,9154	6,98117	0,952909	20	7	1
16,84206	1,13634386	0,98171061	-1,31456	7.95694	1,19492	20,91821	4,98723661	0,98375931	-5,39071	7.95694	0,272263	15,5275	7,96795	1,35784	20	8	1,5
17,04032	0,89826221	0,98950924	-4,49352	8.94142	2,37601	49,8132	4,95863314	1,10749444	-37,2664	9.34331	0,430417	12,5468	8,95495	2,13428	20	9	2,5
17,9526	0,91971032	0,99782701	-8,1873	9.9197	2,64841	30,2279	4,66873035	1,025614	-20,4626	9.72139	0,52172	9,7653	9,93558	2,43577	20	10	3
13,403	1,23149793	0,95453184	14,8898	6.10666	0,395226	84,9221	17,5519197	1,26523508	-56,6293	6.10666	0,0277303	28,2928	5,98645	0,48672	30	6	0,5
18,43971	1,22734729	0,95116255	7,90989	6.9651	0,761421	61,3843	9,65014746	1,04613742	-35,0347	7.50418	0,0968408	26,3496	6,97289	0,934528	30	7	1
18,38488	1,24258108	0,95983271	5,01562	7.943	1,06653	22,10172	6,29094275	0,95811638	1,29878	8.1082	0,21066	23,4005	7,95392	1,32525	30	8	1,5
21,90275	1,22105071	0,97003495	-2,01885	8.92132	1,69866	49,8941	6,73768772	1,0421004	-30,0102	9.10705	0,307843	19,8839	8,93473	2,07415	30	9	2,5
20,97781	1,0915017	0,98014378	-4,30701	10.0996	2,16149	35,8534	4,8125974	1,00711758	-19,1826	10.0996	0,490228	16,6708	9,90919	2,35927	30	10	3
0,286	1,07411996	1,00300499	309,611	5.99869	0,466541	1,958	1,21857279	1,0213931	307,939	5.99869	0,411236	309,897	6,00233	0,501121	310	6	0,5
0,22	1,03967541	1,00230351	309,732	6.98656	0,960091	3,48	1,21140772	1,03936108	306,472	7.13162	0,823986	309,952	6,9945	0,998183	310	7	1
0,646	1,02048228	1,00681844	309,357	7.98266	1,45394	2,145	1,14482801	1,02345063	307,858	7.82332	1,29602	310,003	7,99353	1,48372	310	8	1,5
0,908	1,03041756	1,00959079	309,245	8.98154	2,35752	3,586	1,61006243	1,04036657	306,567	9.1683	1,50878	310,153	8,99521	2,42923	310	9	2,5
1,059	1,07691902	1,01114399	309,297	10.1834	2,65487	4,298	1,80407499	1,04886602	306,058	9.97581	1,58479	310,356	9,99149	2,85908	310	10	3
1,816	1,06221817	1,01384445	318,151	6.00031	0,471695	10,537	1,31540493	1,09796613	309,43	6.00031	0,380904	319,967	6,00396	0,501043	320	6	0,5
2,521	1,02377169	1,01949012	317,484	6.98722	0,974857	11,177	1,38388997	1,10538724	308,828	6.84812	0,721178	320,005	6,99507	0,998031	320	7	1
2,481	0,98614277	1,01915731	317,534	7.98295	1,50463	10,982	1,35898446	1,10302261	309,033	7.82387	1,09183	320,015	7,99397	1,48378	320	8	1,5
2,88	0,99493969	1,02241646	317,156	8.9819	2,44254	12,157	1,62369212	1,1172713	307,879	9.16868	1,4967	320,036	8,99546	2,43018	320	9	2,5
3,259	1,0526922	1,02555654	316,801	9.97626	2,71748	10,479	1,83156729	1,09695916	309,581	9.97626	1,56187	320,06	9,99195	2,86067	320	10	3
3,69	1,10422709	1,02018798	326,34	6.00064	0,45374	17,373	1,12416142	1,13068513	312,657	6.12484	0,445694	330,03	6,00431	0,501032	330	6	0,5
5,138	1,07756268	1,0290224	324,915	6.98722	0,92618	15,785	1,10667475	1,11416277	314,268	6.98722	0,901816	330,053	6,99509	0,998017	330	7	1
6,663	1,04655575	1,03901036	323,36	7.98295	1,41787	17,643	1,24318664	1,13362995	312,38	7.98295	1,19361	330,023	7,99393	1,48388	330	8	1,5
7,191	1,04461285	1,04278677	322,726	8.9819	2,32646	18,438	1,62127995	1,14298651	311,479	8.80224	1,49897	329,917	8,99535	2,43025	330	9	2,5
7,559	1,07375187	1,0456312	322,201	9.97581	2,66339	16,989	1,82244682	1,12792546	312,771	9.97581	1,56922	329,76	9,99191	2,85982	330	10	3
6,95	1,12374181	1,02659495	333,154	6.00031	0,445977	26,441	1,79815865	1,16702653	313,663	6.26912	0,278709	340,104	6,00402	0,501163	340	6	0,5
9,226	1,12646582	1,03747256	330,887	6.98678	0,886192	27,975	1,39671202	1,18389558	312,138	7.13162	0,714725	340,113	6,99457	0,998265	340	7	1
10,708	1,10766268	1,04537049	329,325	7.98238	1,33974	27,235	1,33445439	1,17617136	312,798	8.14833	1,11205	340,033	7,99339	1,48398	340	8	1,5
11,176	1,08802845	1,0484996	328,599	8.98118	2,23246	25,508	1,70928539	1,15944995	314,267	8.61623	1,42105	339,775	8,99487	2,42898	340	9	2,5
11,306	1,10276165	1,0500499	328,104	9.97536	2,58939	27,188	2,01822101	1,18026555	312,222	9.97536	1,41485	339,41	9,9914	2,85548	340	10	3
-8,234	1,19323547	1,00518179	278,224	5.99432	0,416171	-7,565	1,41776727	1,0043689	277,555	5.99432	0,350262	269,99	5,99805	0,49659	270	6	0,5
-12,127	1,19718397	0,22548984	282,771	6.98085	0,810076	-8,91	1,32369079	0,26022737	279,554	6.98085	0,732656	270,644	6,98863	0,96981	270	7	1
-10,682	1,11386415	0,40030001	282,701	8.32321	1,27011	-10,074	1,21397496	0,41008211	282,093	7.96549	1,16537	272,019	7,97632	1,41473	270	8	1,5
-12,924	1,06912774	0,48481102	286,825	8.58229	2,16599	-10,056	1,47635381	0,53109957	283,957	8.94574	1,56854	273,901	8,95923	2,31572	270	9	2,5
-15,763	1,06360293	0,52861414	291,691	9.92236	2,6101	-7,245	1,56350355	0,67319462	283,173	10.1286	1,77557	275,928	9,93797	2,77611	270	10	3
-7,3	1,09386162	0,76128573	287,127	5.99788	0,454403	-6,354	0,88701828	0,78259364	286,181	6.12197	0,560365	279,827	6,00156	0,497054	280	6	0,5
-9,275	1,05533287	0,73660492	289,937	6.98392	0,919092	-7,345	0,79561323	0,77362504	288,007	6.98392	1,21912	280,662	6,99188	0,969948	280	7	1
-10,214	1,01421065	0,74022533	292,122	7.97149	1,39684	-6,872	0,90016012	0,80058659	288,78	7.97149	1,57382	281,908	7,98244	1,41669	280	8	1,5
-10,092	1,01080218	0,76405951	293,618	8.95584	2,29861	-6,658	1,34088968	0,82332326	290,184	8.95584	1,73276	283,526	8,96922	2,32344	280	9	2,5
-9,059	1,07267656	0,79896139	294,271	9.93567	2,60304	-6,901	1,52425404	0,83489144	292,113	9.73715	1,83186	285,212	9,95133	2,7			

D'après les résultats obtenus nous constatons que dans la plage Nord :

- Les houles de direction (310°N) sont très peu réfractées, les angles de déviation sont presque nuls et les coefficients de réfraction égaux à 1.
- Les houles de directions comprises entre (30 et 320°N) se réfractent vers l'Ouest dans le sens inverse des aiguilles d'une montre avec des angles de déviation oscillant entre 2 et 21° . Les houles qui se réfractent le plus sont celles qui proviennent du NNE (entre 30 et 0°N) avec un angle de déviation maximal de 21° pour une houle ($3\text{m} - 10\text{s} - 30^{\circ}\text{N}$).
- Les houles de directions comprises entre (300 et 280°N) se réfractent vers l'Est dans le sens des aiguilles d'une montre avec des angles de déviation oscillant entre 2 et 10° . Les houles qui se réfractent le plus sont celles qui proviennent de 280°N avec un angle de déviation maximal de 10 pour une houle ($1.5\text{m} - 8\text{s} - 280^{\circ}\text{N}$).

Dans les trois cas, les houles de fortes amplitudes se réfractent beaucoup plus que les houles de faible amplitude avec une différence maximale de 9° .

Dans la plage Sud par contre nous constatons que :

- Les houles de directions comprises entre (30 et 310°N) se réfractent vers l'Ouest dans le sens inverse des aiguilles d'une montre avec des angles de déviation oscillant entre 2 et 85° . Les houles qui se réfractent le plus sont celles qui proviennent du NNE (entre 30 et 0°N) avec un angle de déviation maximal de 85° pour une houle ($0.5\text{m} - 6\text{s} - 30^{\circ}\text{N}$) ceci dit ce type de houle contourne le Cap et se dévie presque de 90° .
- Les houles de directions comprises entre (300 et 280°N) se réfractent vers l'Est dans le sens des aiguilles d'une montre avec des angles de déviation oscillant entre 1 et 7° . Les houles qui se réfractent le plus sont celles qui proviennent de 280°N avec un angle de déviation maximal de 7° pour une houle ($1\text{m} - 7\text{s} - 280^{\circ}\text{N}$).

Dans les deux cas, les houles qui se réfractent le plus sont les houles de faibles amplitudes (entre 0.5 et 1m) de secteur (30 à 310°N), tandis que les houles de secteurs (300 à 280°N) ce sont les houles de 1 et 3m qui se réfractent le plus (Angle de déviation maximal 7.34°).

En matière d'amplitude, les rapports H_0/H varient entre 0.83 et 1.24 dans la plage Nord et 1.1 et 17.55 dans la plage Sud. Ceci indique que dans la plage Nord les houles qui atteignent -4 m de profondeur augmentent parfois en amplitudes notamment pour les houles en provenance de $30-340-330-310-280^{\circ}\text{N}$ et de 20°N ($H_s < 1.5\text{m}$), qui enregistrent des rapports H_0/H supérieur à 1 . Ceci indique en effet shoaling dans la plage Nord qui affecte 50% des directions rapprochant le site d'étude à la différence de la plage Sud où les hauteurs de houles prédites ne dépassent pas les 1.58m pour des houles de 3m au large.

On conclue, que la plage Nord est caractérisée par des fonds importants qui sont à l'origine du gonflement des houles lorsqu'elles atteignent le rivage, par contre la plage Sud possède un caractère dissipative qui absorbe l'énergie des houles avant -4 m de profondeur.

2.4 Résultats de simulation du Climat de houle qui a dominé durant l'expérimentation du traçage fluorescent

L'analyse statistique des houles au large obtenues par le modèle Wave watch III, pendant la phase expérimentale par les traceurs fluorescents, montre que les houles dominantes proviennent de trois secteurs :

- 277,5 - 292,5 °N à 15.15% entre le 15-10-2014 à 01:00 et le 17-10-2014 à 19:00 ;
- 7,5 - 22,5 °N à 28,03 % entre le 22-10-2014 à 16:00 et le 26-10-2014 à 13:00 ;
- 22,5 - 37,5 °N à 15.15 % entre le 27-10-2014 à 10:00 et le 29-10-2014 à 13:00.

Les houles prédites durant ces périodes ont été simulées d'abord par le SW pour être injectées dans les limites ouvertes du PMS. Le pas de temps de calcul était de 3 heures, car il s'agit de simulation quasi-stationnaire.

Les grilles de calcul choisies pour chaque climat de houle sont respectivement 15, 30 et 285°N avec une ouverture de $\pm 20^\circ$ (Fig 45).

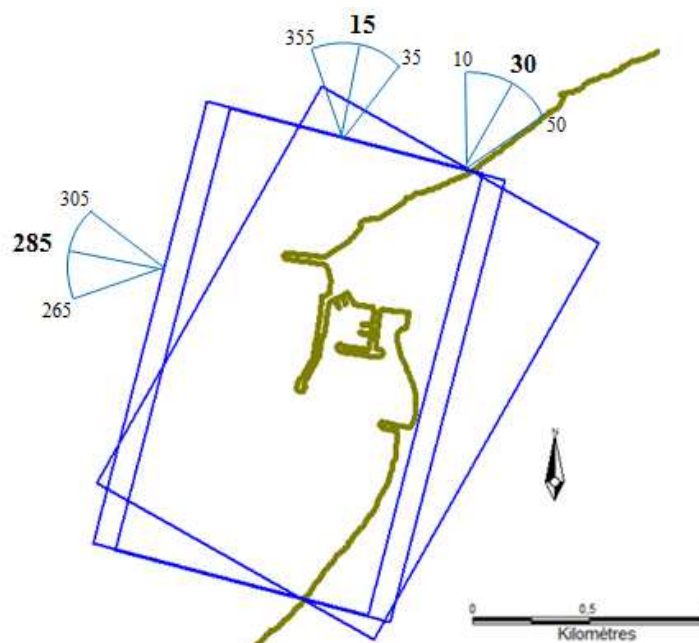


Figure 45 : Grilles de calcul des climats de houle durant la période d'expérimentation du traçage fluorescent.

Au total 69 simulations ont été effectuées sur trois grilles de calcul différentes. En vu du nombre important des simulations nous avons choisis de représenter les résultats correspondant aux fortes houles qui se sont produites durant les périodes suscitées.

Le modèle donne, pour chaque grille et chaque événement de houle, le champ de houles du large à la côte y compris les paramètres suivants des houles: H_m , T_m et la direction. Il est donc possible d'extraire les données de houles arrivant aux points sélectionnés au niveau de la côte, afin d'avoir la rose annuelle des vagues pour chacun de ces points.

Les résultats obtenus (Figs. 46, 47 et 48) suggèrent que les hauteurs significatives des vagues dans la zone d'étude sont généralement inférieures à 1 m par temps calme et cela même par vents soufflant de l'Est à plus de 10 m/s. Par contre, la seule fois où les vents ont soufflé du Nord Est, durant la journée du 22 au 23 Octobre 2014, la hauteur des vagues a atteint les 3m au large gonflant ainsi au niveau de la plage Nord en raison des fonds importants. La période des vagues correspondante était de 10 s. En résumé, les vagues arrivant dans la zone d'étude au niveau de la plage nord dépassent légèrement leur hauteur au large sous l'effet shoaling par contre dans la plage sud, les vagues atteignant la côte sont complètement atténuées car elles déferlent assez loin du rivage à cause des faibles profondeurs de l'eau sur leurs trajectoires d'approche.

Les roses représentées ci-dessous quantifient les hauteurs et les directions incidentes au niveau des plages Nord et Sud. Les angles d'incidence des houles varient beaucoup plus au niveau de la plage Sud (zone abritée) où les coefficients de réfraction sont compris entre 1.3 et 0.67 ce qui indique que les orthogonales des houles abordent la côte en subissant une rotation de plus de 90° surtout pour les houles de secteur Nord-Est 30°N. Dans la plage Nord par contre les angles d'incidence des houles varient légèrement avec des coefficients de réfraction compris entre 1.08 et 0.64. Ce qui indique que ces houles sont peu réfractées comparées aux précédentes. Les différents scénarios de simulation de la propagation de la houle nous ont permis de constater que le Cap constitue une zone de convergence des orthogonales, ce qui atteste l'existence de cellules hydro-sédimentaires le long du Cap.

Houle (1.2m – 6s – 280°N)

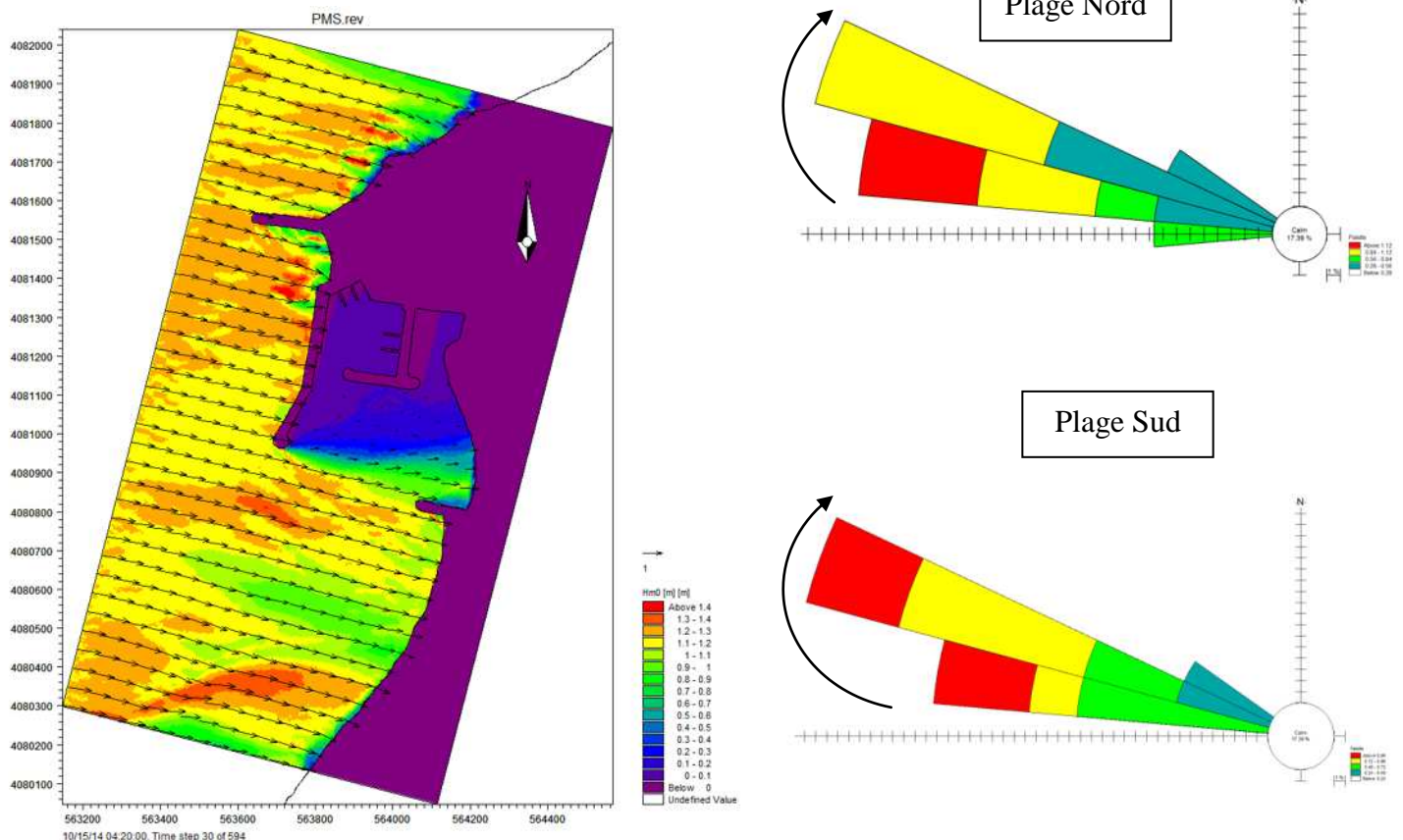


Figure 46 : Plan de propagation de la houle (1.2m -6s -280°N)

Houle (3m -10s – 17°N)

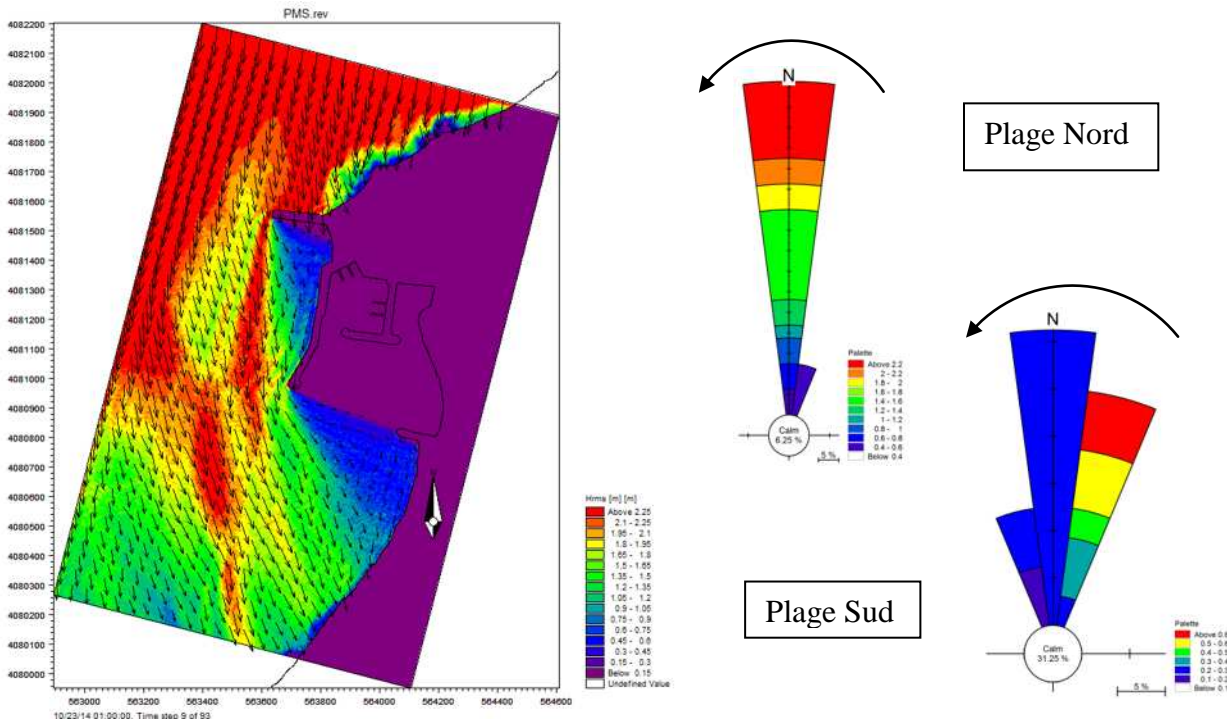


Figure 47 : Plan de propagation de la houle (3m -10s – 17°N)

Houle (0.5m – 6s – 28°N)

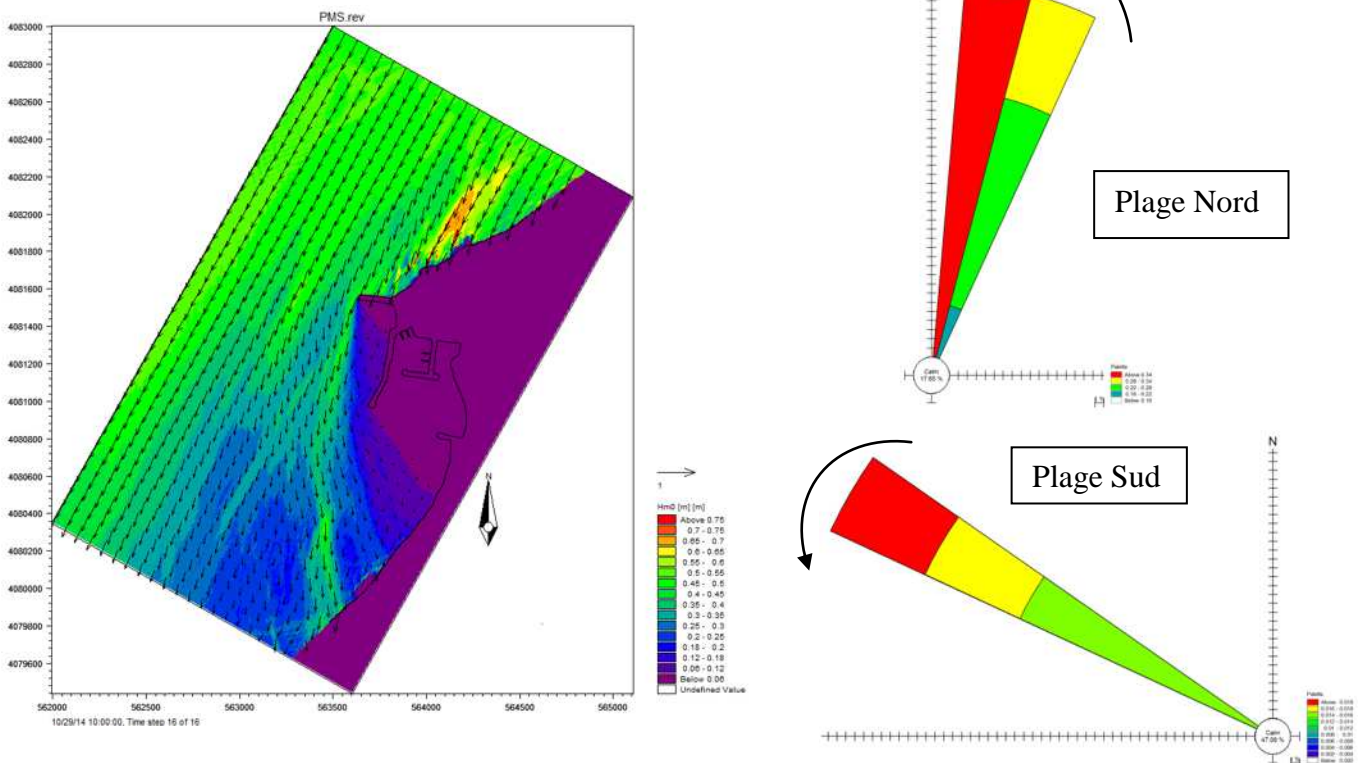


Figure 48 : Plan de propagation de la houle (0.5m -6s – 28°N)

Chapitre 02 : Modélisation des champs de courants générés par la houle et les vents

Lorsqu'elle s'approche du rivage, la houle déferle et perd ainsi la majeure partie de son énergie qui se dissipe lors du moutonnement des brisants ou par frottement des particules d'eau. Cependant, une fraction de l'énergie demeure mécanique et transmet au fluide un courant de masse. L'énergie de ce courant de houle se dissipe quant à elle par frottement latéral et sur le fond. Un régime permanent est atteint lorsque la totalité de cette énergie a été dissipée. (Longuet-Higgins, et al., 1964) ont montré que les forces motrices du courant de houle étaient dues aux variations du flux des quantités de mouvement induites par la houle. Schématiquement, dans le cas d'une plage rectiligne, la composante de cette poussée parallèle à la côte engendre une dérive littorale tandis que sa composante normale induit une surélévation du niveau moyen. La définition des contraintes de radiation par (Longuet-Higgins, et al., 1964) marquée la naissance de la modélisation des courants littoraux et de leur répartition dans la zone de déferlement. (Bowen, 1969) montre que le long d'une plage de pente constante, une houle monochromatique ne crée une force motrice pour le courant qu'à l'intérieur de la zone de déferlement. C'est le mélange latéral qui permet l'extension de ce courant au large de la ligne de déferlement. Bowen montre par ailleurs que la largeur de la zone de déferlement et l'intensité du courant augmentent avec la hauteur de houle, et propose un profil de vitesse du courant littoral montrant une bonne correspondance avec les mesures.

L'objectif de cette partie est de modéliser les champs de courants générés par les houles approchant le rivage, au moyen du module HD. Les contraintes de radiation étant calculées par le module PMS elles nous ont servi à modéliser la courantologie dans les alentours du port de Cap Djinet.

3 Modèle HD

Le code de calcul MIKE 21 HD est un modèle bidimensionnel pour les calculs hydrodynamiques qui permet de simuler les variations du niveau de la surface libre de la mer et du courant moyenné sur la colonne d'eau, en fonction des paramètres de forçage des zones côtières et océaniques. Ce module est utilisé principalement pour simuler de nombreux phénomènes hydrauliques dont la marée, les courants induits par le vent et la houle ainsi que les surcotes.

Ce modèle prend en considération les effets suivants : Frottement sur le fond ; Frottement du vent à la surface de l'eau ; Gradients de pressions barométriques ; Force de Coriolis ; Dispersion instantanée ; les apports terrigènes et les puits ; l'évaporation ; l'inondation et la sécheresse ; les contraintes de radiation des houles.

Pour les conditions aux limites qui ont dominé durant l'expérimentation du traçage fluorescent, les courants sont calculés à partir des contraintes de radiation issues du modèle PMS. Le niveau d'eau aux frontières latérales est modifié localement afin de prendre en compte la surélévation du plan d'eau dans la zone de déferlement. Les gradients de contraintes de radiations vont être à l'origine de la surélévation du plan d'eau dans la zone de déferlement et des courants de dérive littorale.

3.1 Configuration des paramètres du modèle

3.2 Grilles de calcul

Les grilles de calcul des courants sont les mêmes que celles utilisées dans le PMS. Des détails sur chaque grille, incluant le nombre de mailles dans l'axe X et dans l'axe Y et leurs dimensions, sont donnés dans le tableau suivant.

Tableau 21 : Caractéristiques des grilles de simulation hydrodynamique

Direction de houle	Dimensions	Nombre de maille
15 °N	2500m x 1250m	5m x 5m
30 °N	3050m x 1850m	5m x 5m
285 °N	1000m x 1800m	5m x 5m

3.3 Périodes de simulation

Trois périodes de simulation ont été choisies, dans le but de constituer un modèle hydro-sédimentaire qui reflète les conditions de l'expérimentation du traçage fluorescent.

La première période est étalée sur 66 heures du 15-10-2014 01 : 00 au 17-10-2014 19 : 00. Cette période correspond aux conditions de houle moyennes à faibles (1.2 à 0.5m) durant laquelle l'injection des deux traceurs (Rouge et Jaune) a été réalisée au niveau des sites expérimentaux Nord et Sud. Le prélèvement du traceur Rouge mobilisé a été effectué le 17-10-2014 à 11 : 07. Des mesures de courant près du fond ont été réalisées simultanément au niveau de chaque site. La première simulation est effectuée sur la grille de calcul 285° vu quel les houles en provenance de l'ouest ont dominé pendant ces trois jours.

La seconde période de simulation couvre une durée de 93 heures du 22-10-2014 16 : 00 au 26-10-2014 13 : 00. Cette période correspond aux conditions de tempête provenant du Nord qui a frappée le site d'étude pendant la phase expérimentale. Durant cette tempête les houles au large ont atteint des hauteurs de 3m avec des périodes de 10s et les vents ont dépassé les 30 m/s. Cette simulation nous permettra bien évidemment de décrire le climat hydrodynamique pendant la tempête afin de pouvoir renforcer l'hypothèse des déplacements de sable sous l'effet de houle et de courant déduits à partir de l'expérimentation du traçage fluorescent. Le calcul des champs de courant est effectué sur la grille de calcul 30° en raison de la dominance des houles en provenance du NNE.

La troisième période de simulation couvre une période de 51 heures du 27-10-2014 10 : 00 au 29 -10-2014 13 : 00. Cette période correspond aux conditions de faible énergie, la hauteur de la houle prédite ne dépasse pas les 0.5m avec des périodes de pointes de 5s et des vents issus du secteur Nord-Est (30°N) avec des vitesses ne dépassant pas les 19m/s.

Les deux dernières simulations n'ont pas pu être calibrées en raison de l'absence de données de courants dans ces périodes. Les pas de temps pour toutes les simulations a été fixé à 3 sec de tel sorte que le nombre de courant ne soit pas supérieur à 8 afin d'assurer la stabilité du programme.

3.4 Conditions aux limites et autres paramètres

Le niveau de la mer est considéré nul. Les flux tout au long des limites ouvertes sont considérés perpendiculaires par rapport aux limites. Par conséquent la surface initiale est considérée nulle aussi. La viscosité et la résistance sont considérées comme valeurs par défaut (0.5 et $32 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ respectivement). Les contraintes de radiations incluses dans chaque grille de calcul sont calculées par le module PMS. Les vents sont pris en considération, des données extraites à partir du modèle Wave watch III ont été utilisées en parallèles avec les données de houle.

4 Résultats et discussions

Les figures ci-après (Figs. 49, 50 et 51) montrent les champs de courants induits par les vagues calculées au moyen du modèle numérique MIKE21-HD pour les trois houles sélectionnées. Généralement, la direction de déplacement Sud-Nord du courant Longshore est générée par les houles approchant de l'ouest (285°N), le courant longshore de direction Nord -Sud est engendré par les houles provenant du nord (15°N).

Entre le 15 et le 17 Oct 2014 (Fig.49) : Le modèle hydrodynamique a mis en évidence un courant longshore Sud-Nord généré par les houles en provenance de l'Ouest (285°), lorsque les houles sont de fortes amplitudes ce courant contourne l'épis Sud, le prolongement de la digue principale du port et l'épis Nord pour former derrière celui-ci un vortex. L'endroit de formation de ce vortex représente la surface du point d'injection du traceur Rouge. Un autre vortex est formé dans la plage Sud à proximité du point d'injection du traceur Jaune. Le premier vortex forme un courant qui descend vers la côte et remonte vers le large pour contourner l'épi nord dans les conditions calmes. Le second vortex par contre forme un courant qui descend vers la côte et prend ensuite une direction sud-nord pour ensuite contourner l'épis sud et frôler les infrastructures du port. Les vitesses des courants sont faibles et ne dépassent pas les 0.4 m/s dans la plage sud et 0.3 m/s dans la plage Nord.

Entre le 22 et le 26 Oct 2014 (Fig 50) : Le modèle hydrodynamique a mis en évidence un courant longshore Nord-Sud généré par les houles en provenance du Nord (15°N), Ce courant contourne l'épi Nord lorsque les houles sont de fortes amplitudes et forme deux grands vortex au niveau de la plage située en aval de l'épi Nord et le port et au niveau de la plage sud en face de la passe d'entrée du port. Ces courants circulaires sont faibles et ne dépassent pas les 0.28 m/s contrairement au courant parallèle à la côte formé dans la plage Nord, où les vitesses dépassent largement les 0.4 m/s avec une vitesse maximale de 1.4 m/s générée par des houles au large de 1.8 m 9 s. Au bout du troisième jour (25 octobre 2014) le courant longshore s'est atténué progressivement parallèlement aux conditions de houles au large qui deviennent très faibles (0.4m 5s).

Entre le 27 et le 29 Oct 2014 (Fig 51) : Le modèle hydrodynamique met en évidence un courant Nord-Sud dans la plage Nord qui forme un vortex derrière l'épis Nord, et un courant Sud-Nord dans la plage Sud qui forme un vortex à son tour dans les alentours du point d'injection du traceur Jaune. Les vitesses des courants sont faibles et ne dépassent pas les 0.5 m/s dans la plage nord et 0.15 m/s dans la plage Sud.

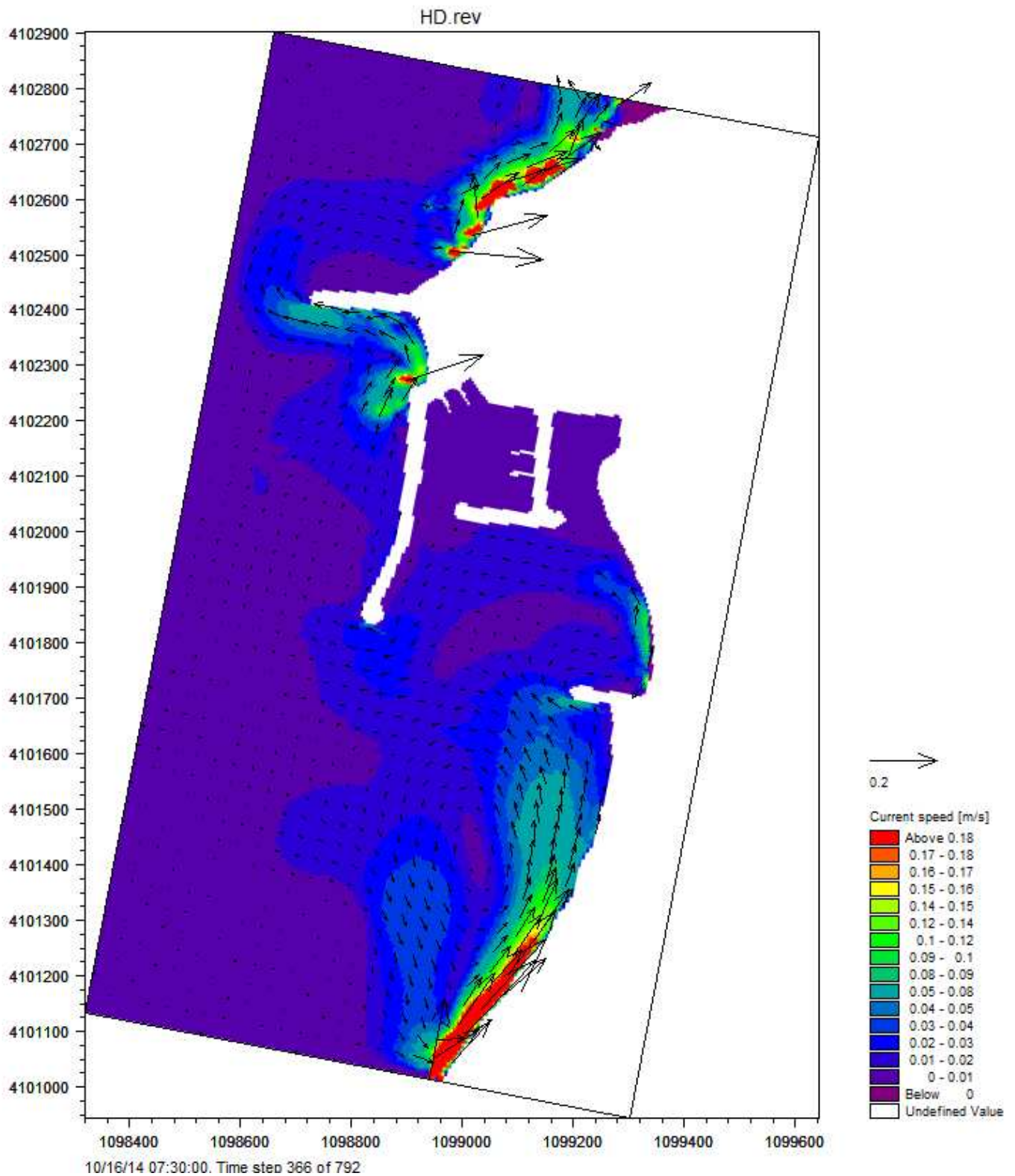


Figure 49 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Ouest ($277,5 - 292,5^\circ\text{N}$)
durant la période de faible à moyenne énergie situation du 15 au 17 Oct 2014

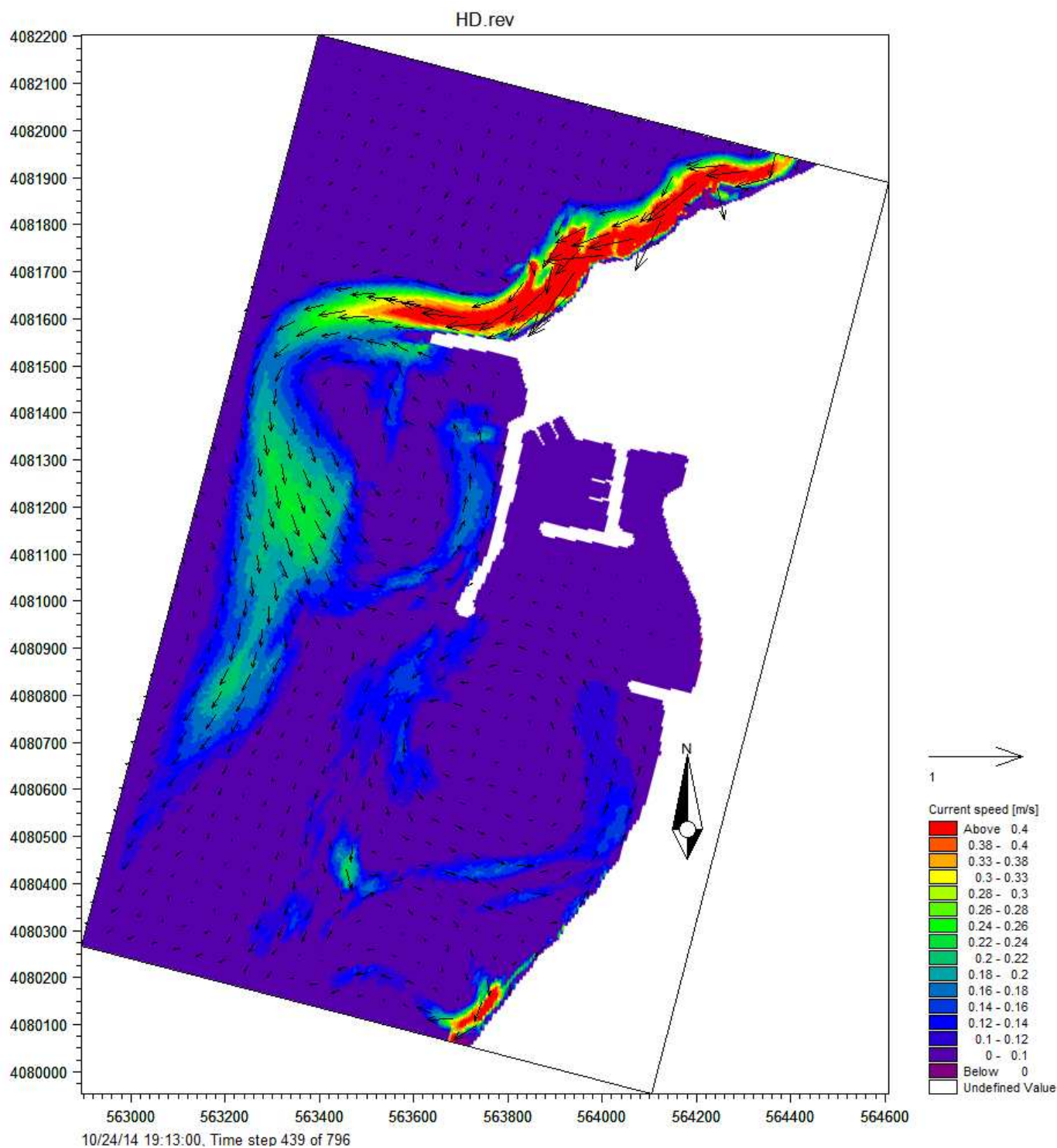


Figure 50 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Nord-Est ($7,5 - 22,5^\circ \text{N}$)
durant la tempête déroulée entre le 22 et le 26 Octobre 2014

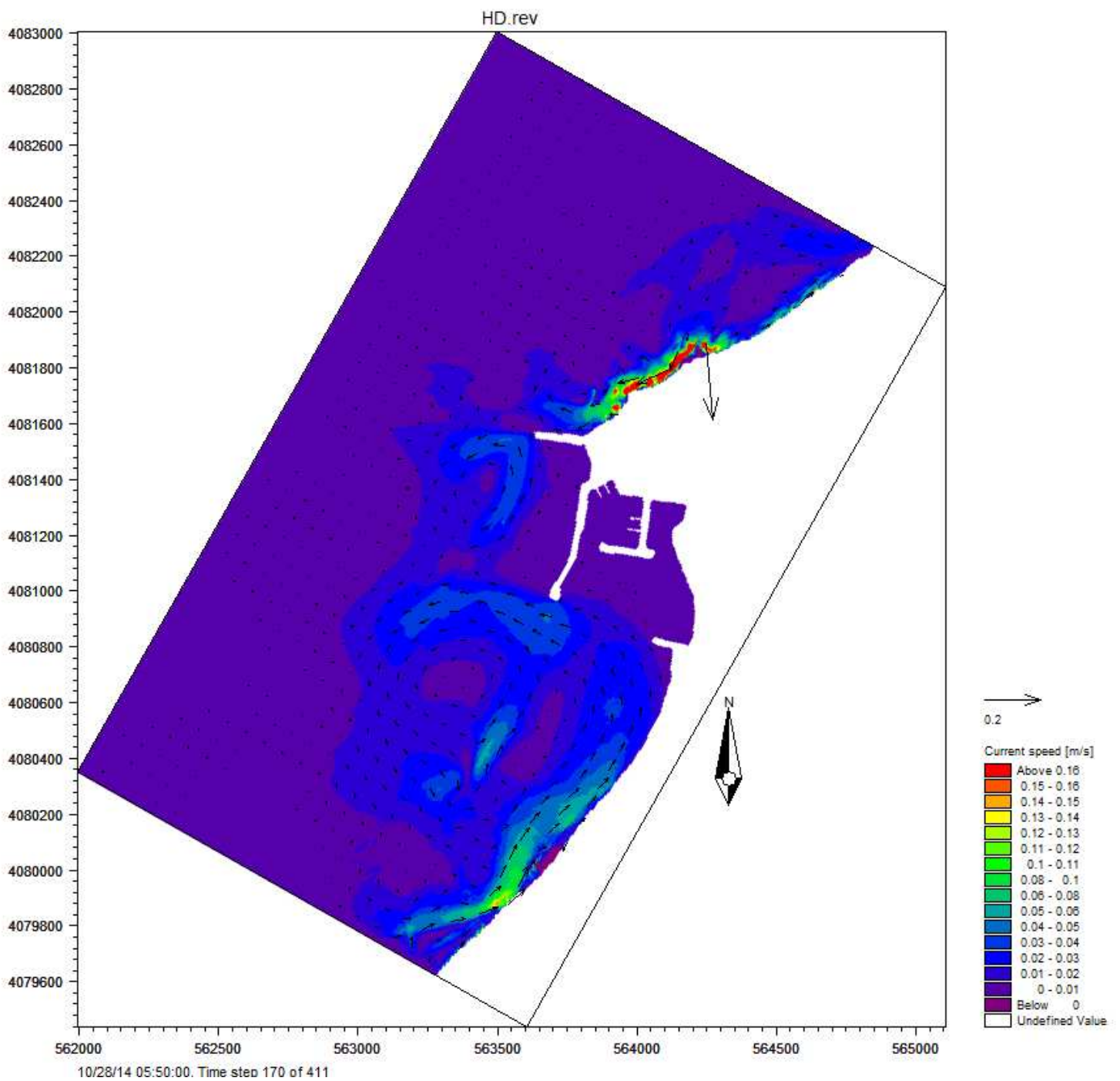


Figure 51 : Simulation des courants générés par les houles de secteur Nord-Est (22,5 - 37,5 °N) durant la période de faible à moyenne énergie situation du 27 au 29 Octobre 2014

Chapitre 03 : Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant

La modélisation intégrée du transport de sédiments dans les alentours du port de Cap Djinet doit tenir compte à la fois des courants de vent et des courants associées aux vagues. Dans ce cas, l'approche est complexe et doit faire appel à un système de modélisation intégrée comprenant trois modèles numériques : un modèle hydrodynamique, un modèle de vagues et un modèle de transport de sédiments non-cohésifs (sables) sous l'effet combiné des vagues et des courants.

La détermination d'une houle représentative au regard du transport est en particulier complexe car les mécanismes de transport sédimentaire dû à la houle dans les alentours du port de Cap Djinet sont mal connus. La dérive littorale le long des côtes rectilignes est aujourd'hui mieux appréhendée. Le critère de choix pour la houle représentative concerne donc sa capacité à induire une dérive littorale conforme à la dérive mesurée ou estimée. Ce chapitre consiste à modéliser le transport sédimentaire induit par les courants et les houles simulés durant les trois périodes citées précédemment au moyen du module ST de la compilation MIKE 21.

1 Modèle ST description et configuration

Le module MIKE21 ST est un modèle numérique qui calcule les taux de transport de sédiments non cohésifs (e.g. sable) sous l'action combinée des courants et des vagues. Les sédiments étudiés peuvent initialement avoir des tailles différentes et une gradation spatiale. Les courants qui transportent les sédiments sont causés par les vents, les vagues ou une combinaison des deux. L'effet des vagues déferlantes et non déferlantes est inclus dans le calcul des taux de transport.

Les taux de transport de sédiments sont calculés à partir de données bathymétriques, des profondeurs instantanées de l'eau, les tailles et la gradation spatiale des sédiments et les variations spatio-temporelles des courants et des vagues dans la région étudiée.

L'érosion et la déposition des sédiments peuvent ensuite être calculées par l'utilisateur à partir des gradients spatiaux des taux de transport de sédiments fournis par le modèle ST. Dans la zone de déferlement, les courants de retour sont inclus. Le modèle est déterministe et demande un minimum de calage. Les taux initiaux de sédimentation/érosion sont calculés à l'aide de l'équation de conservation de la masse sédimentaire

Deux formulations du transport de sédiment en présence de courants et de vagues sont offertes par le module ST :

- La formulation de Bijker ;
- La formulation de l'institut hydraulique Danois (DHI) appelée formulation STP.

C'est cette dernière a été adoptée dans la présente étude. Elle offre à son tour deux façons de calculer les taux de transport de sédiments. La première façon est basée sur une approche de plan bidimensionnel horizontal (2DH) dans lequel les taux sont calculés dans la direction du courant moyen, avec une composante transversale résultante de la pente du fond. La deuxième façon est basée sur une description quasi-tridimensionnelle (Q3D) de l'hydrodynamique et du transport de

sédiment qui décompose le transport dans des directions perpendiculaire et parallèle au courant, et au rivage dans la zone de déferlement des vagues.

La méthode STP utilise des valeurs de transport de sédiment interpolées dans une « table de sédiment » avant la simulation à l'aide d'utilitaires de génération de table de sédiment offerts avec le module MIKE 21-ST. Les valeurs de transport interpolées au préalable sont utilisées au cours de la simulation numérique et évitent l'effort de calcul additionnel si les mêmes transports doivent être calculés chaque fois que les mêmes paramètres de grains de sable, de vagues et de courants se présentent aux différents pas temporels de calcul. Un sable de diamètre médian 0.2 mm, de gradation 1.4 et de porosité 0.4 est considéré sur l'ensemble du modèle. Les sortants du module PMS ($H_{m0} - T_p - Dir$) et HD (Vitesses et directions des courants) simulés pour les trois périodes précédentes sont utilisés dans le module ST.

2 Résultats et discussions

Les transports des sédiments calculés dans la zone d'étude adoptent des unités de $m^3/s/m$ sous l'effet des vagues et des vents d'Est. L'interprétation de ces transports est basée sur le changement de l'intensité du transport d'une maille à l'autre. Par exemple, une diminution des vecteurs de transport d'une maille à l'autre indique une zone de convergence ou de dépôt potentiel des sédiments à cet endroit alors qu'une augmentation des vecteurs adjacents indique une divergence ou un potentiel d'érosion à cet endroit.

De façon générale, une tendance de dérive littorale de l'Est vers l'Ouest (Localement Nord-Sud) semble persister pour les houles de $15^\circ N$ et Ouest vers Est (Localement Sud-Nord) pour les houles de $285^\circ N$, par contre les houles en provenance de $30^\circ N$ engendrent des transports sédimentaires qui convergent vers le Port, ils prennent une direction Nord-Sud dans la plage Nord et une direction Sud-Nord dans la plage Sud.

Les courants modélisés dans la plage Nord semble favoriser un transport sédimentaire vers l'épi Nord pour les trois climats de houle (15 , 30 et $285^\circ N$). En effet les houles en provenance du Nord-Est engendrent un courant littoral Nord-Sud qui entraîne les sables vers le sud. Lorsque les houles sont de fortes amplitudes ($>1.3m$) ce courant contourne l'épi Nord et par conséquent forme un vortex en aval de l'ouvrage et revient vers celui-ci en entraînant les sables vers le Nord.

Par contre, les houles en provenance de l'ouest génèrent un courant Sud-Nord qui entraîne les sables vers le nord, ce courant contourne l'épi Nord et forme derrière celui-ci un vortex qui revient vers l'ouvrage, en entraînant les sables vers le Sud malgré un régime de houle Ouest.

Cette courantologie entraîne en l'occurrence les sables vers l'épi Nord à partir des deux secteurs Nord et Sud en permanence quelque soit la direction de provenance des houles Nord-Est ou Ouest. Ce qui nous laisse suggérer que l'implantation de l'épi Nord a entraîné la formation d'une zone de piégeage très importante qui reçoit les sables des deux plages situées en amont et en aval de l'épi. Cette hypothèse doit être confirmée avec une expérimentation sur le terrain durant laquelle des mesures de courant et des flux sédimentaires doivent être effectuées afin d'affirmer ou annuler cette hypothèse.

Les courants modélisés au niveau de l'épi Sud sont très faibles, vue la faible énergie des houles qui atteignent le rivage dans le secteur sud, ceci a bien été démontré dans le chapitre 01 de cette seconde partie.

En effet, les houles du secteur Ouest engendrent des flux sédimentaires Sud-Nord qui contournent l'épis sud, par contre les houles de secteurs 15 et 30°N engendrent des flux sédimentaires très faibles sous forme de vortex, le premier courant circulaire évolue dans le sens contraire d'une aiguille d'une montre c'est-à-dire il descend vers la côte puis remonte vers le prolongement de la digue principale du Port et le second fonctionne dans le sens des aiguilles d'une montre c'est-à-dire il se dirige parallèlement à la côte vers l'épis sud ensuite monte vers le prolongement de la digue principale du Port.

Cette courantologie nous laisse déduire que l'implantation de l'épis Sud a induit la formation d'une zone de piégeage de sédiments qui sont charriés du secteur Sud par les houles en provenance de l'Ouest, du secteur Nord par les houles en provenance de 15°N et des secteurs Nord et Sud par les houles en provenance de 30°N.

En matière de débits sédimentaires prédits pour la période d'expérimentation, le modèle affiche une valeur maximale de :

- 1611 m³/an/m en provenance du Sud charrié vers les épis Nord et Sud par les houles de direction 285°N qui ont dominé entre le 15 et 17 Oct. Ce débit correspond à l'état de mer calme avec des houles ne dépassant pas les 1.2m au large (Fig 52).
- 3239 m³/an/m en provenance du Nord charrié vers l'épi Nord par les houles de direction 15°N qui ont dominé entre le 22 et 26 Oct. Ce débit correspond à l'épisode de tempête provenue du Nord avec des houles pouvant atteindre les 3m au large (Fig 53).
- 1066 m³/an/m en provenance des deux secteurs Nord et Sud charrié vers les épis Nord et Sud par les houles de direction 30°N qui ont dominé entre le 27 et 29 Oct. Ce débit correspond à l'état de mer calme avec des houles ne dépassant pas les 0.5m au large (Fig 54).

Ces résultats mettent en évidence une dynamique sédimentaire importante dans le secteur d'étude et qui évolue dans les deux sens, du Nord vers le Sud pour un régime de houle en provenance du Nord-Est et du Sud vers le Nord pour un régime de houle en provenance de l'Ouest.

Ces résultats numériques obtenus restent à confirmer avec une expérimentation en mer durant laquelle des mesures de courants et des taux de charriage doivent être effectuées dans les alentours du port de Cap Djinet afin de vérifier les résultats prédits par le modèle au moyen des données de houles au large extraites de la base de données du modèle prévisionnel Wave-Watch III. Cette expérimentation fait l'objet de la troisième partie de ce présent travail.

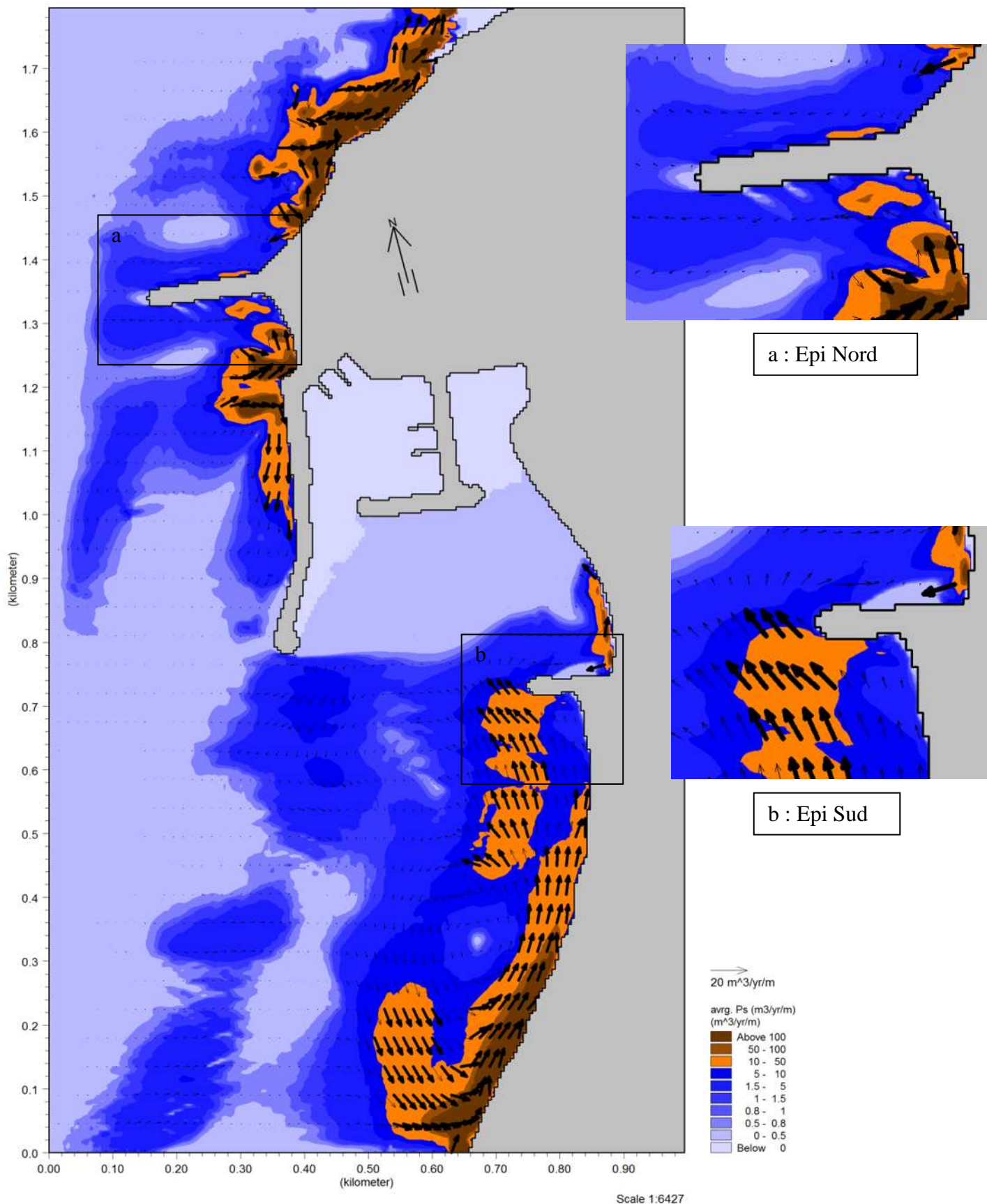


Figure 52 : Carte de simulation du transport sédimentaire généré durant la période allant du 15 au 17 Octobre 2014 - Houles de secteur Ouest (277,5 - 292,5 °N)

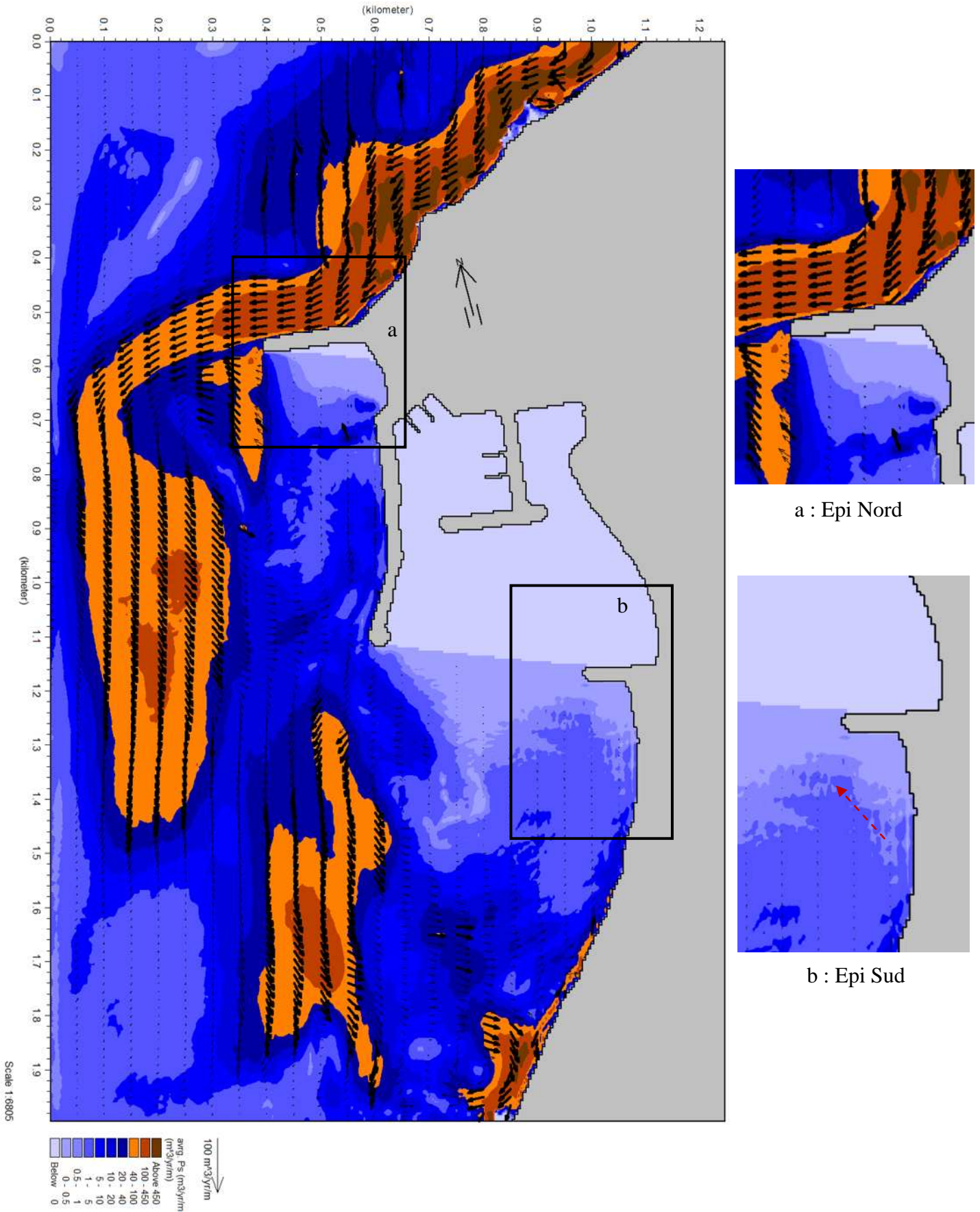


Figure 53 : Carte de simulation du transport sédimentaire générée durant la période allant du 22 au 26 Octobre 2014 - Houles de secteur Nord-Est (7,5 - 22,5 °N)

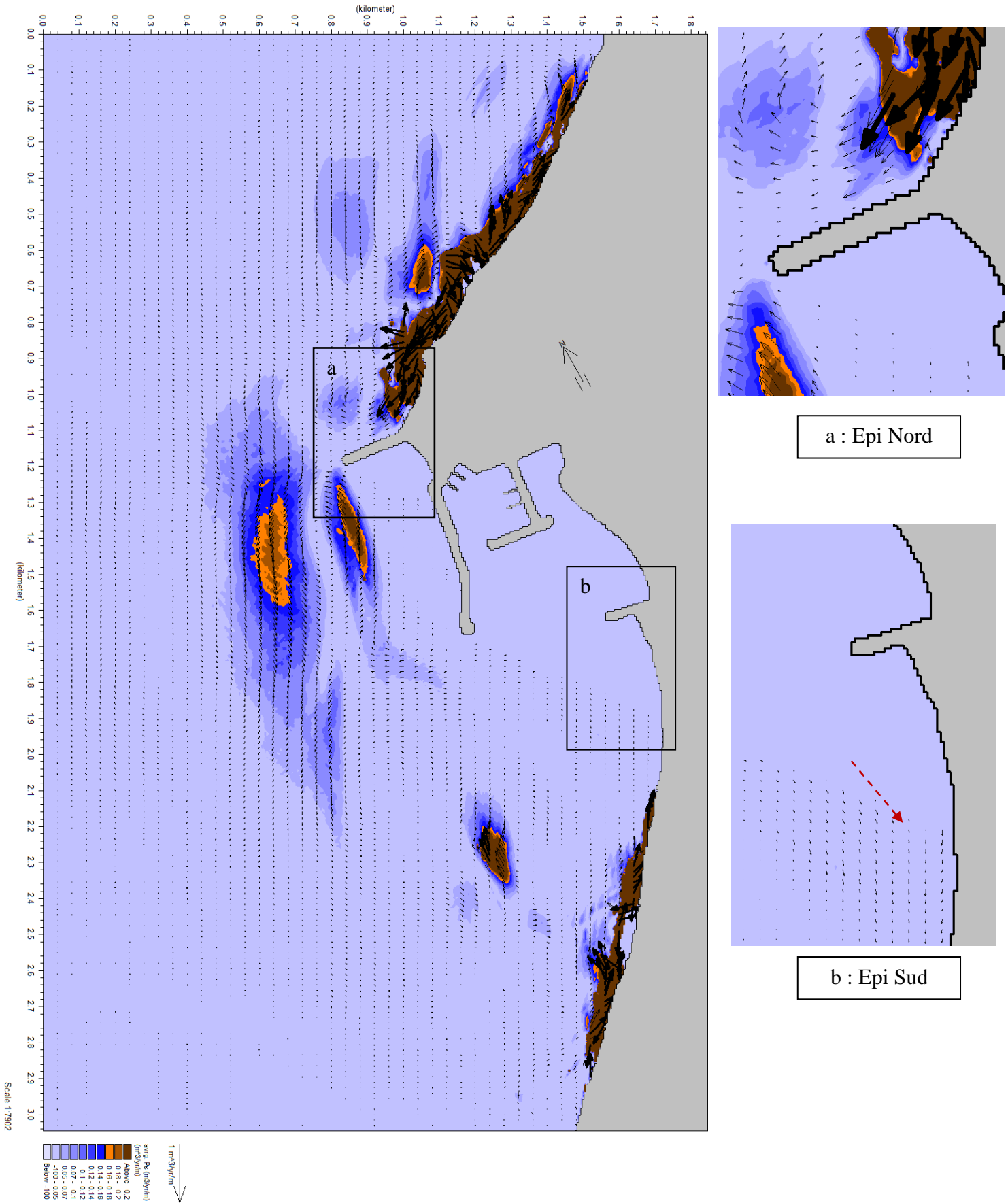


Figure 54 : Carte de simulation du transport sédimentaire générée durant la période allant du 27 au 29 Octobre 2014 - Houles de secteur Nord-Est (22,5 - 37,5 °N)

Chapitre 04 : Validation du modèle hydro-sédimentaire

Tout modèle numérique nécessite d'être calibré au moyen de mesure sur le terrain. L'exactitude des valeurs prédites par un modèle numérique dépend de la qualité des données injectées dans le modèle, de la théorie adoptée et sa compatibilité avec le milieu physique étudié et de la solution numérique qui doit être choisie avec précaution selon le type de résultat souhaité.

L'objectif de ce chapitre consiste à valider le modèle hydro-sédimentaire obtenue pour la période allant du 16 au 20 Octobre 2014, période dans laquelle nous disposons de données de courants (Vitesses et Directions) enregistrés à proximité du fond au niveau des deux points d'injection des traceurs fluorescents. L'objectif de cette calibration est de corriger les valeurs prédites par le modèle afin de reconstituer les conditions hydro-sédimentaires de la période de mesure.

1 Mesures de courants

Trois mesures de courants ont été enregistrées durant la période allant du 16 au 20 Octobre 2014 au moyen d'un courantomètre à lecture directe de type Valeport. Les enregistrements sont de courte durée, ne dépassant pas les 60 minutes avec une fréquence d'échantillonnage de 05 secondes (Tab 22).

Tableau 22 : Enregistrements de courants effectués durant l'expérimentation

Début d'enregistrement	Fin d'enregistrement	Lieu	Directions courants	Vitesses courants (m/s)
16/10/2014 13:59:11	16/10/2014 15:16:21	Plage Nord	Nord-Ouest	0.074 - 0.24
17/10/2014 10:36:28	17/10/2014 12:37:13	Plage Nord	Ouest	0.074 - 0.24
17/10/2014 15:58:42	17/10/2014 17:02:12	Plage Sud	Est / Nord-Est	0.074 - 0.24

Durant la journée du 16 octobre, les courants enregistrés dans la plage Nord se dirigent vers le secteur Nord-Ouest (Fig 55 et 58), ce sont des courants qui se dirigent vers le large parallèlement à l'épi Nord avec des vitesses moyennes ne dépassant pas les 0.24 m/s. Durant la matinée du 17 Octobre, les courants enregistrés dans la plage Nord se dirigent vers l'Est (Fig 56 et 59), ce sont des courants qui circulent parallèlement à la côte en provenance du Sud avec des vitesses moyennes ne dépassant pas les 0.24 m/s. Les courants enregistrés dans la même journée dans la plage Sud se dirigent vers l'Est et le Nord Ouest (Fig 57 et 59) ce qui sous entend que le courant formé dans le secteur de l'injection du traceur Jaune est de type circulaire (Vortex) puisque il descend vers la côte qui se trouve dans le secteur Est pour être dévié par l'épi Sud vers le prolongement de la digue principale du port qui se trouve dans la direction Nord-Ouest avec des vitesses moyennes ne dépassant pas les 0.24 m/s.

Les courants enregistrés lors des trois missions correspondent à des houles au large en provenance de l'Ouest (277 à 300°N) avec des amplitudes et des périodes de pointes de 0.5 m et 5 s. Les enregistrements des vitesses et des directions de courants sont représentés sous forme de graphes et de roses respectivement dans les figures 55, 56 et 57.

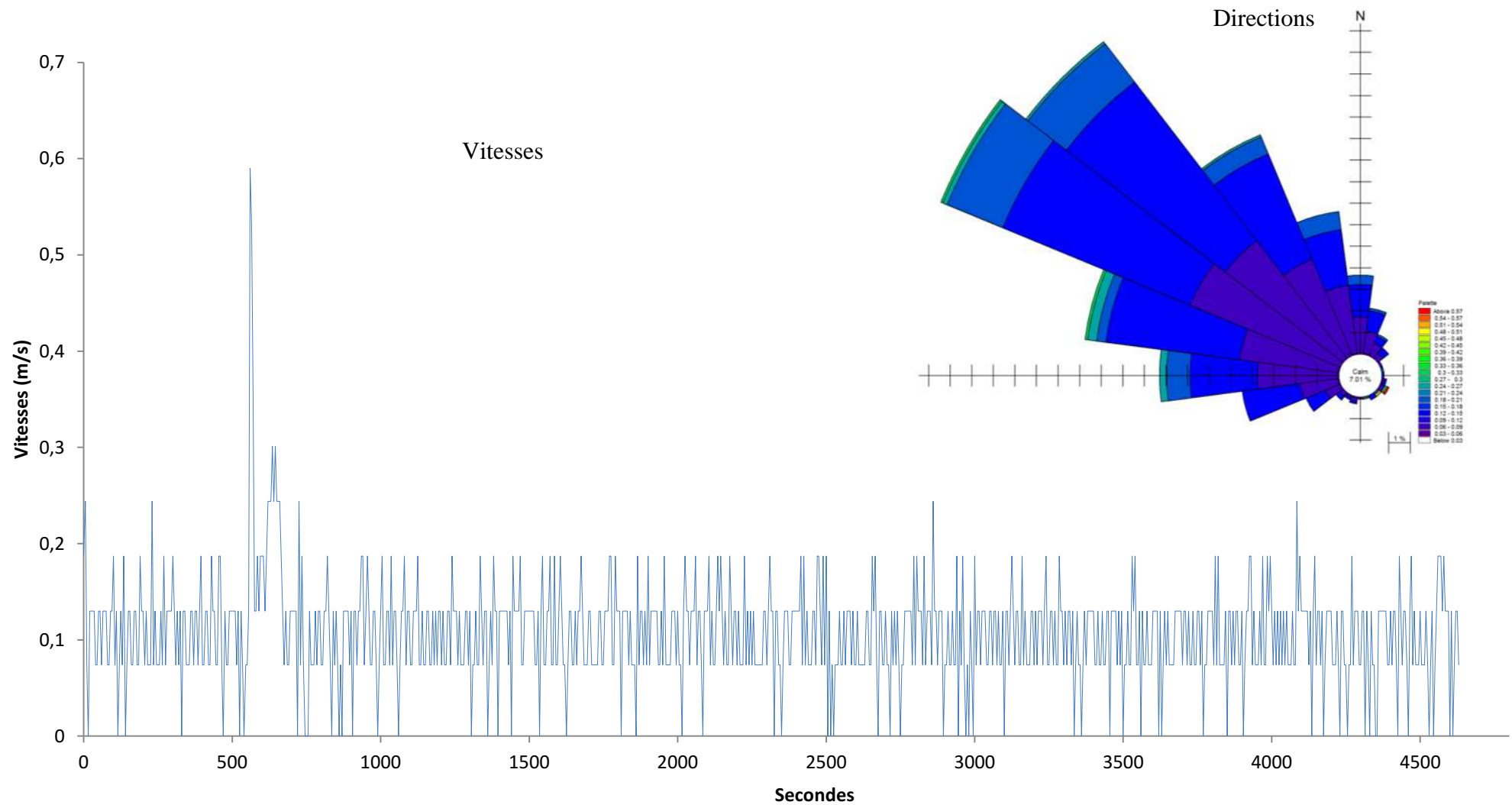


Figure 55 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Nord durant l'injection du traceur Rouge le 16 Octobre 2014

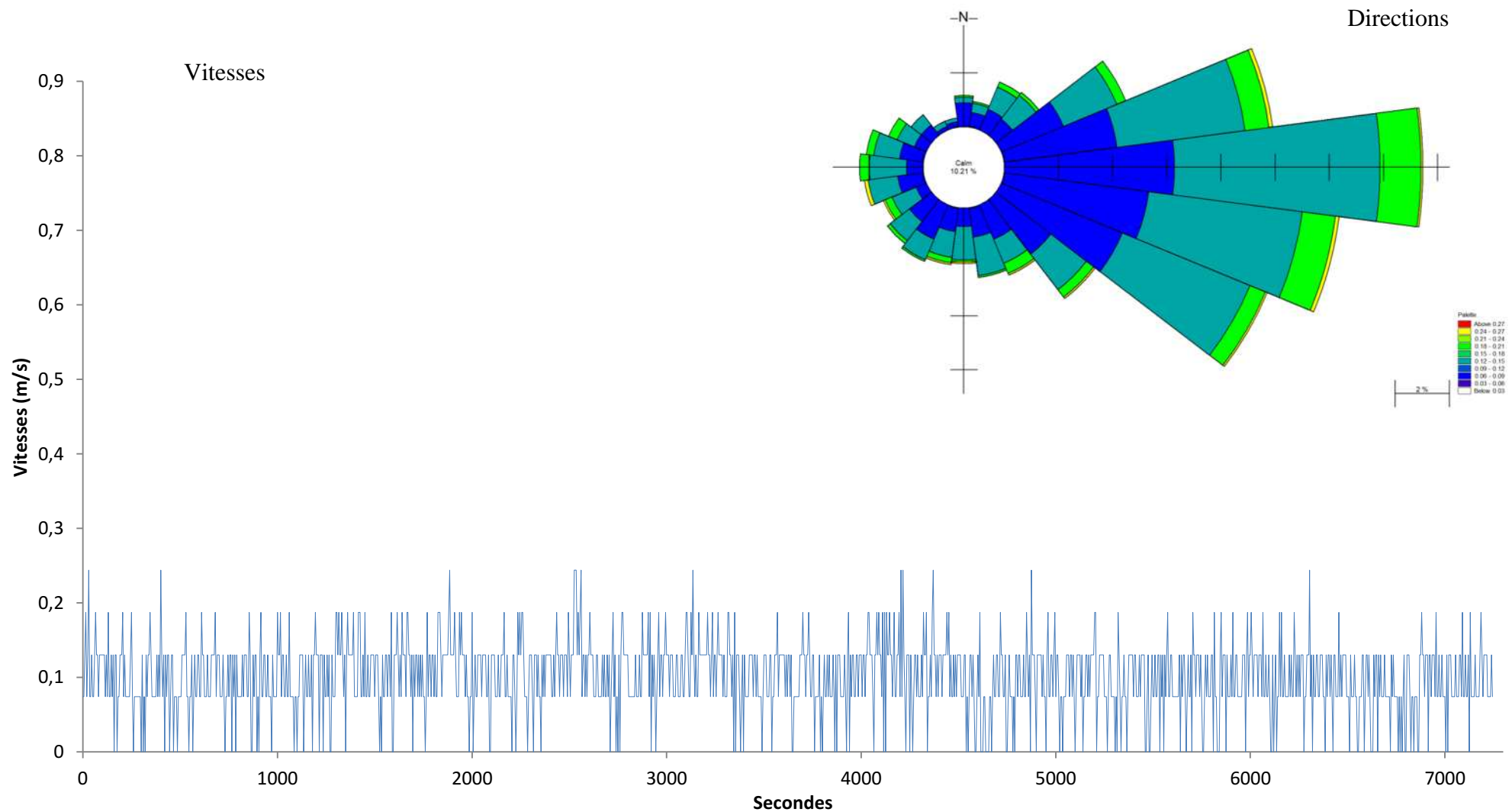


Figure 56 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Nord durant les prélèvements des sédiments dans les alentours du point d'injection du traceur Rouge le 17 Octobre 2014 Matin

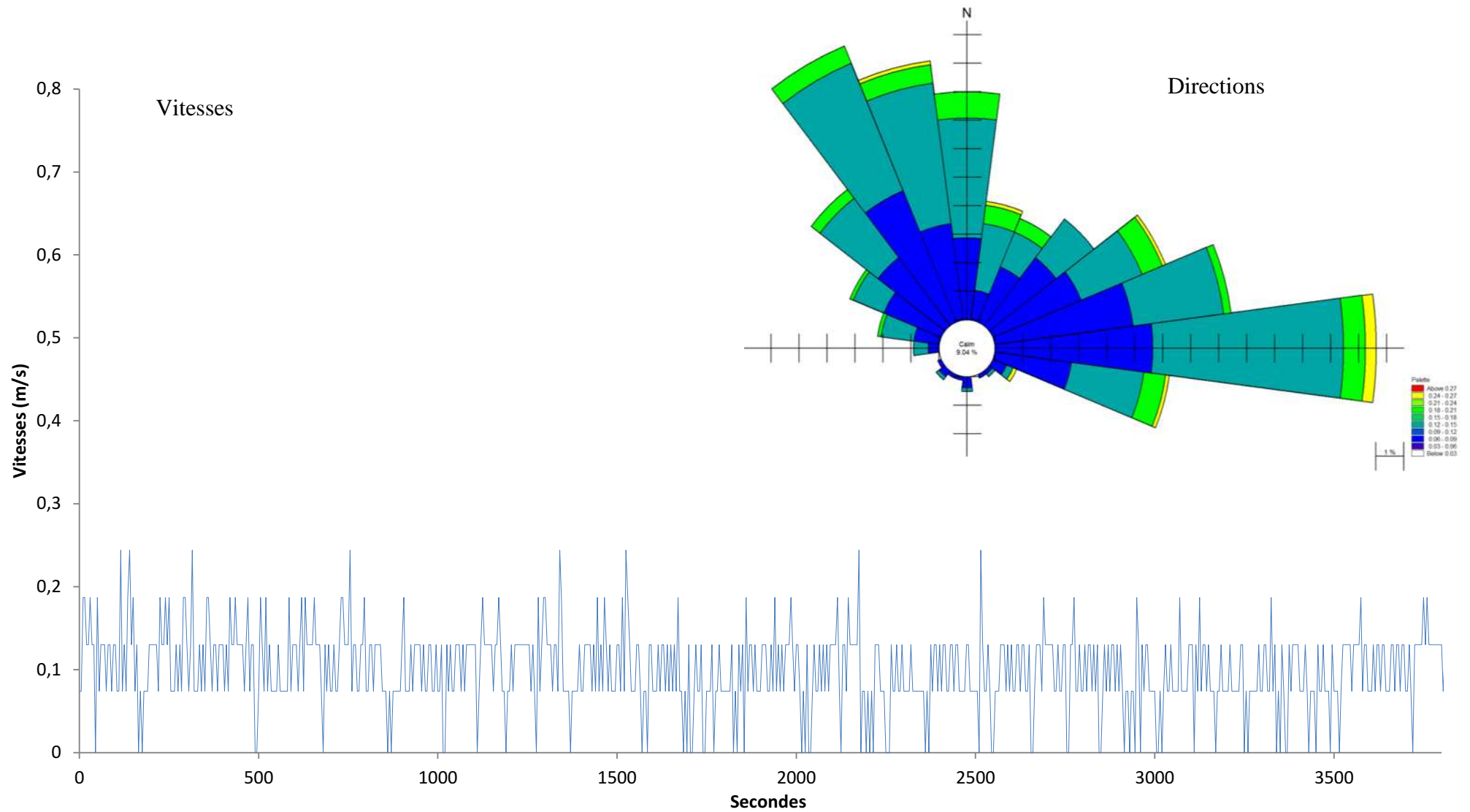


Figure 57 : Enregistrement de courant à -4m de profondeur dans la plage Sud durant l'injection du traceur Jaune le 17 Octobre 2014 Après-midi

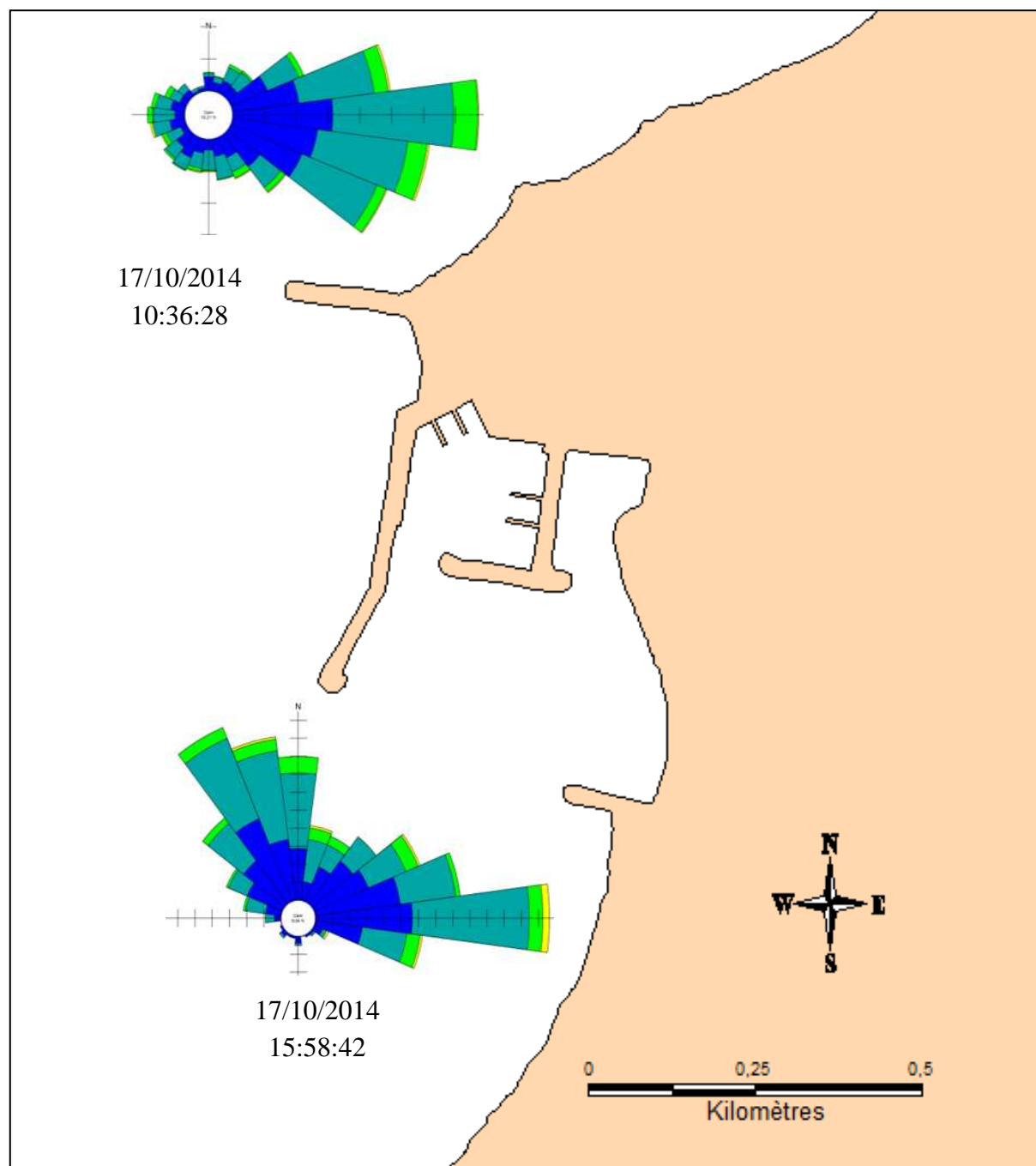


Figure 58 : Courants enregistrés lors des prélèvements dans la plage Nord et de l'injection du traceur Jaune dans la plage Sud

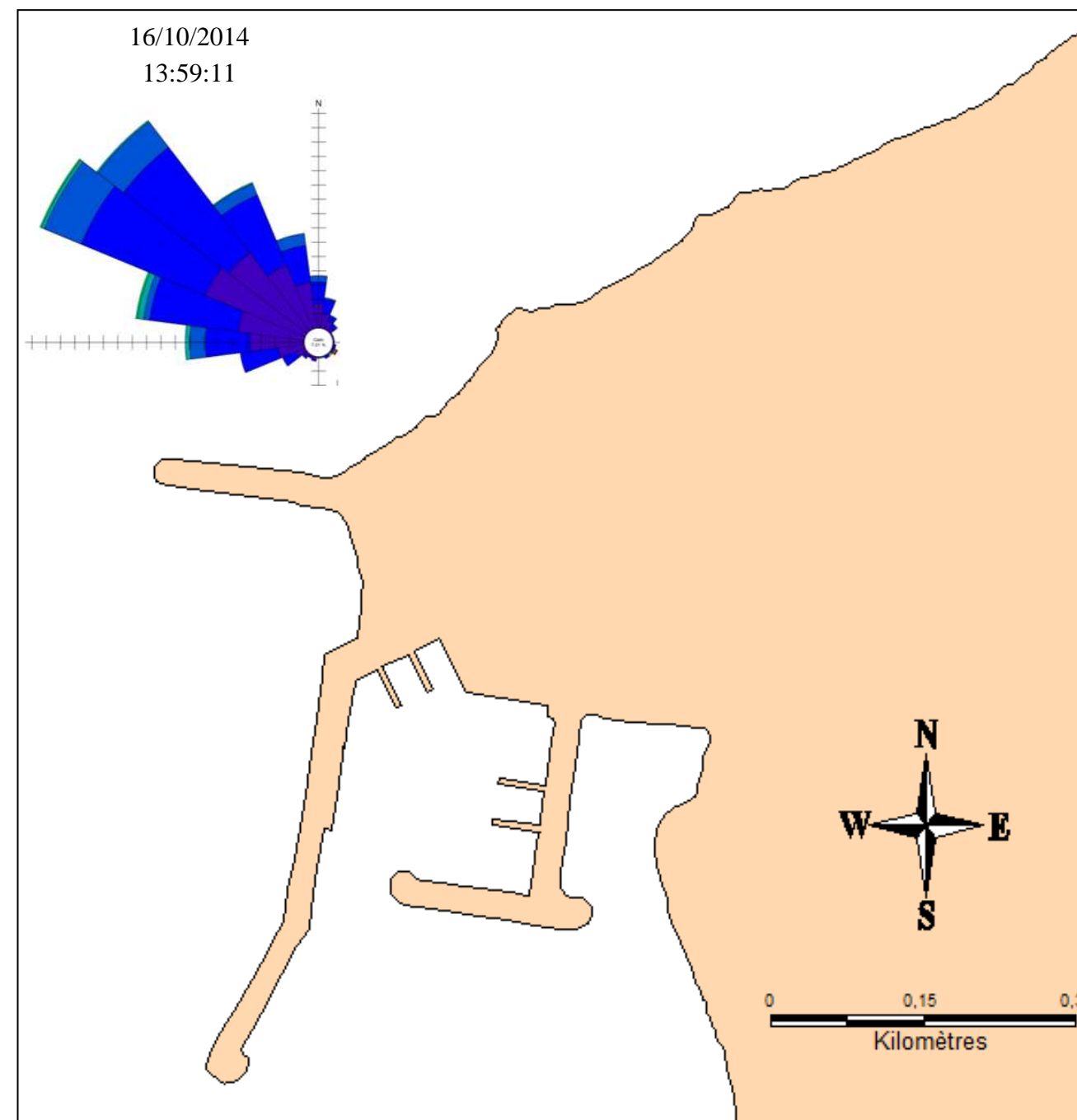


Figure 59 : Courants enregistrés lors de l'injection du traceur Rouge le 16 octobre 2014

2 Validation des modèles HD et ST (Période du 16 au 20 Octobre 2014)

2.1 Modèle HD

2.1.1 Méthodologie générale

Pour calibrer le modèle on a besoin de mesures effectuées à l'intérieur du domaine de travail, dans notre cas il s'agit des mesures de courants effectuées au niveau des deux points d'injection des traceurs. Pour étalonner les vitesses et directions du courant aux points des mesures, nous avons effectué une extraction des données de courant prédites au niveau des points d'injection des traceurs. Les paramètres de calibration sur lesquels s'est basée cette présente étude sont essentiellement : la rugosité du fond et les conditions de houles dans les limites ouvertes du modèle PMS (Dir – Hs - Tp). Après plusieurs tests de calibration qui ont concerné en premier lieu la rugosité du fond qui est un paramètre important dans la prédiction des courants. Cette dernière a été soigneusement appliquée de telle sorte qu'elle ne modifie pas les directions de courants engendrées par les contraintes de radiation des houles. La valeur appliquée en général à l'intérieur du domaine de calcul est de $32 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. En second lieu, la calibration des valeurs de courant à l'intérieur du modèle s'est basée sur les conditions de houle au large (Direction – Hs – Tp) dans le but de générer les vitesses et les directions de courants enregistrées lors des campagnes de mesures.

En effet les angles d'incidence prédits par le modèle Wave-watch III, n'ont pas vraiment donné des résultats de courants dans les directions souhaitées, alors le travail a consisté à faire varier les angles d'incidence des houles en plus des amplitudes et des périodes piques aux limites ouvertes du modèle PMS afin de recenser celles qui génèrent les courants enregistrés. Nous tenons à rappeler que les données de houles extraites de la base de données du modèle prévisionnel de houle sont disponibles chaque 03 heures, ce qui ne permet pas de connaître le climat de houle chaque 5 seconde, fréquence d'échantillonnage des courants sur le terrain. Ces données requièrent la mise en place d'un houlographe dans les limites du modèle PMS (à -10m), étape qu'on n'a pas pu réaliser par faute de moyen. Pour compenser ce vide, nous avons étudié les différents climats de houle prédits au large par le modèle Wave-Watch III, dans le but de recenser ceux qui peuvent éventuellement générer les courants enregistrés, l'analyse des résultats de courants obtenus nous a permis de sélectionner 04 climats de houles qui génèrent les courants enregistrés au niveau des points d'injection des traceurs (Points de mesure de courants), ils sont résumés dans le tableau 23.

Tableau 23 : Climats de houles (Hs - Tp) aux limites du module PMS

Hs - Tp	Vitesses de Courants
3m – 10s	0.244 m/s
2.7m – 9s	0.187 m/s
2m – 8s	0.13 m/s
1.3m – 7s	0.074 m/s

En matière de directions de courants enregistrées, la variation des angles d'incidence des houles aux limites ouvertes du PMS nous a permis de recenser ceux qui génèrent les directions de courant enregistrées. Les angles sélectionnés sont 300°N , 277°N et 300°N respectivement pour les trois périodes d'enregistrement (16 Oct, 17 Oct Matin et 17 Oct Après midi).

2.1.2 Résultats et discussions

Une extraction des données de courants prédites sous forme de séries temporelles a été effectuée au niveau des points d'injection des traceurs pour les trois périodes d'enregistrement de courants citées dans le tableau 22. Le nombre de données enregistrées étant respectivement de 927, 1450 et 763. La superposition des données de courant prédites et mesurées démontre une bonne corrélation en termes de vitesses et de directions. Les résultats obtenus sont représentés dans les figures ci-après (61, 62 et 63). L'objectif de cette étape était d'obtenir un signal de courant (Vitesses) fluctuant avec une tendance stable dans le temps, étape qui nous a été difficile à simuler en l'absence de données de houles et de niveau de la mer chaque 5 secondes. Pour cela, un climat de houle théorique de type Jonswap a été créé avec une fréquence temporelle de 5 seconde englobant les conditions citées dans le tableau 23. Ces houles nous ont permis de reproduire le régime courantologique local enregistré derrière les épis Nord et Sud.

- Durant la période du 16 Octobre, le courant a formé un vortex derrière l'épi Nord en se dirigeant vers le large dans le point de mesure (Fig 61A-B) avec des vitesses maximales de 0.18 m/s.
- Durant la période du 17 Octobre Matin, le courant se dirigeait vers la côte (Figure 62A-B), ce dernier proviendrait probablement de la plage située entre l'épi Nord et la digue principale du port, il contournerait l'épi nord pour descendre vers la côte avec une vitesse maximale de 0.18 m/s.
- Durant la période du 17 Octobre Après midi, le courant a pris un régime circulaire dans la plage Sud qui descend vers la plage pour être contourné par l'épi Sud vers le port (Figure 63A-B) avec une vitesse qui ne dépasse pas les 0.14 m/s.

Les valeurs de vitesses prédites dans les points de mesure pour les trois missions oscillent entre 0.04 et 0.18 m/s. Ces dernières sont superposables aux valeurs mesurées. Dans le cas de houles stationnaires l'évolution de la vitesse des courants prédits dans le temps ne concorde pas avec les signaux enregistrés, en effet, les courants mesurés démontrent une stabilité dans le temps qui est gouvernée par le climat de houle et le niveau de la mer contrairement aux valeurs de vitesses prédites qui vont vers la hausse. Ceci est dû au fait que le modèle prédit les courants de t_1 à partir des valeurs de t_0 et les courants de t_2 à partir de t_1 ...etc ce qui entraîne une amplification des vitesses de courant dans le temps en l'absence de données de houle à la côte et des enregistrements du niveau de la mer. Cependant, pour obtenir un signal stable dans le temps, l'injection de climat de houle de type Jonswap avec un pas temporel de 5 secondes nous a permis de stabiliser les oscillations des courants dans les points de mesure avec une marge allant de 0.04 à 0.18 m/s (Fig 61C, 62C et 63C). La stabilité du signal a nécessité une durée de simulation de 02 heures dans la plage Nord et de 04 heures dans la plage Sud. Les valeurs de vitesses prédites restent sous-estimées dans l'ensemble, la marge d'oscillation prédite pour les trois périodes d'enregistrement est de l'ordre de 0.13 m/s, 0.06 m/s et 0.11 m/s respectivement pour le 16 Oct, le 17 Oct Matin et 17 Oct Après midi. Ces amplitudes demeurent faibles par rapport aux signaux enregistrés dans lesquelles la marge d'oscillation est de 0.24 m/s. Cette différence pourra éventuellement être réajustée en injectant les données du niveau de la mer qui jouent un rôle très important dans la stabilité des vitesses de courant dans le temps.

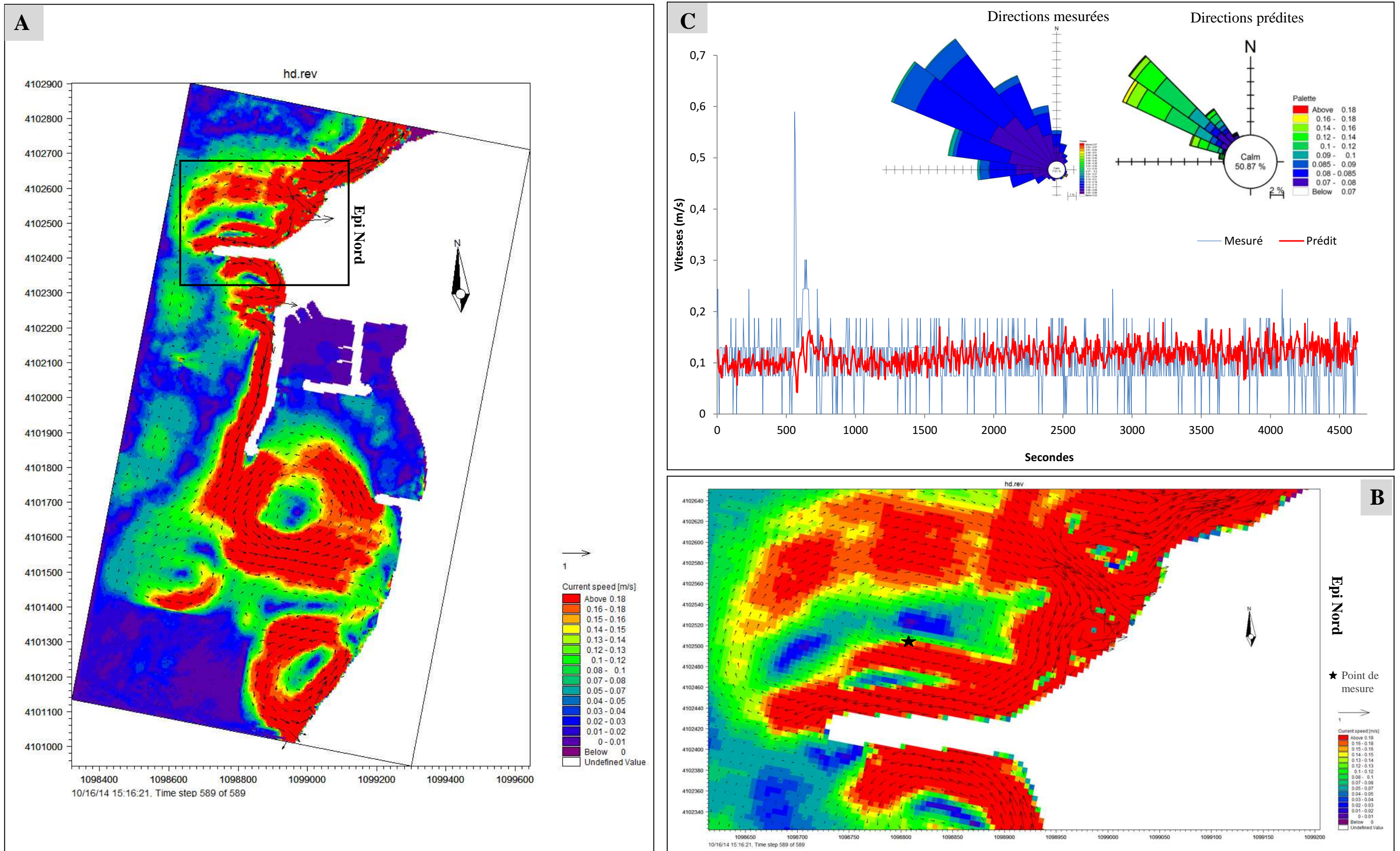


Figure 60 : A : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (300°N) le 16 Octobre dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Nord et position du point de mesure des courants

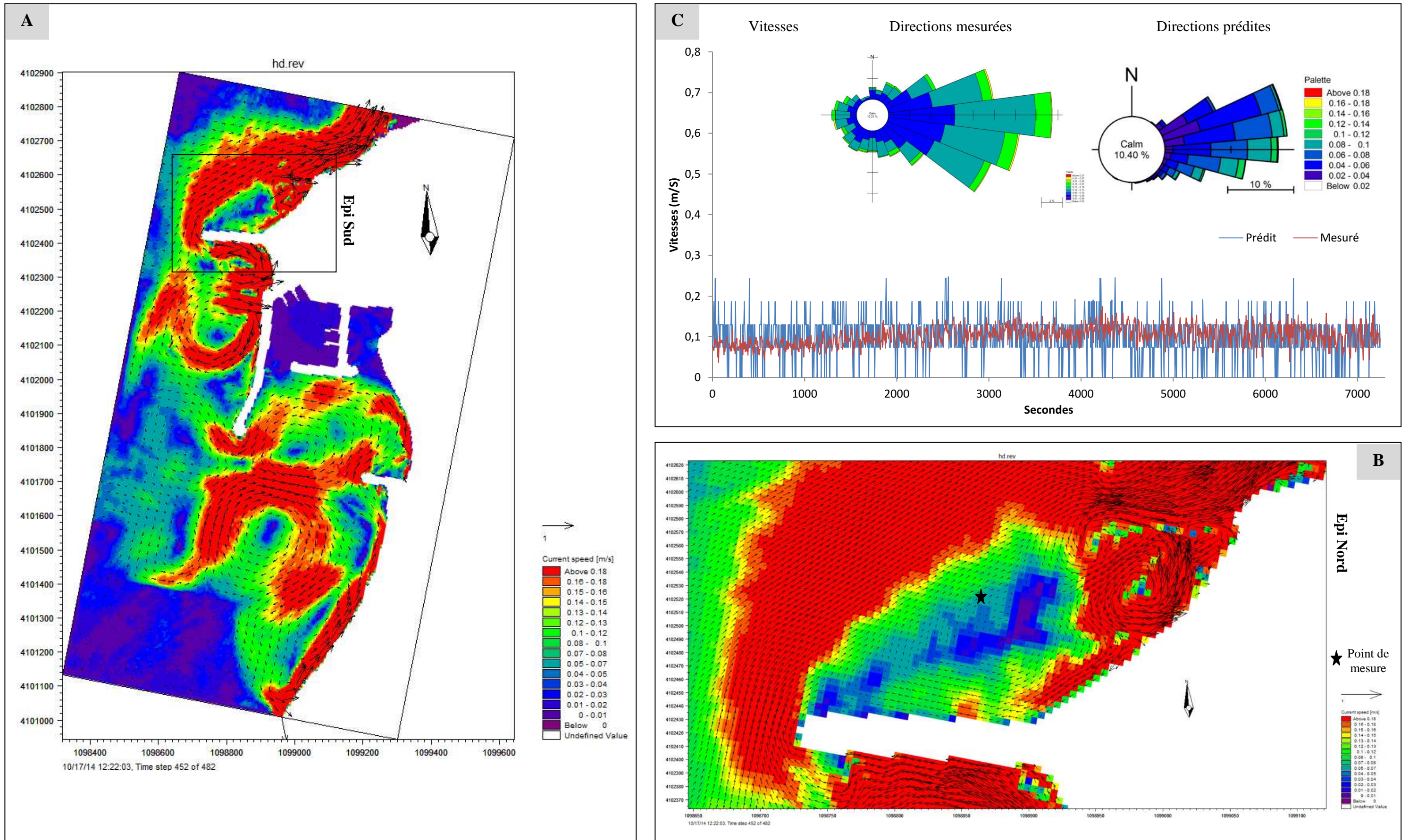


Figure 61 : A : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (277°N) le 17 Octobre Matin dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Nord et position du point de mesure des courants

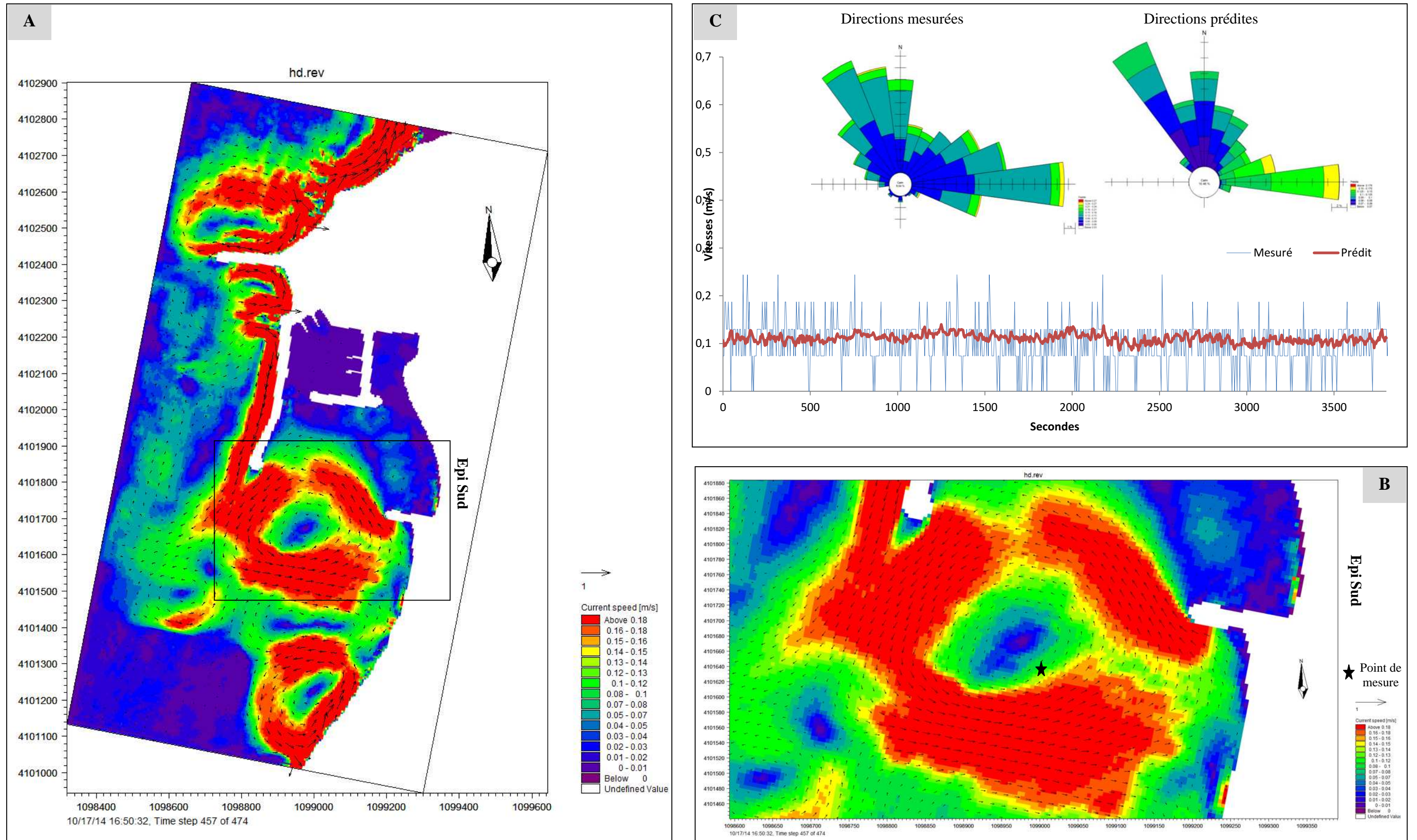


Figure 62 : Carte de simulation des courants dus aux houles de l'ouest (300°N) le 17 Octobre Après-midi dans les alentours du port de Cap Djinet – B : Comparaison entre données de Courants (Vitesses et Directions) mesurées et prédites – C : Zoom sur la zone de l'épi Sud et position du point de mesure des courants

2.2 ST pour la période allant du 16 au 20 Octobre 2014

2.2.1 Méthodologie générale

La modélisation du transport sédimentaire pour la période du 16 au 20 octobre 2014 a été effectuée sur la base des tables hydrodynamiques « HD » précédentes avec les directions et les vitesses de courants réajustées.

L'objectif de cette seconde étape est de simuler le transport sédimentaire dans les alentours du port de Cap Djinet. Cette simulation nous permettra de reproduire la carte des transferts sédimentaires pendant l'épisode de mer calme qui va être validée en fonction des données du traçage fluorescent obtenues pour l'épisode calme durant lequel des mesures de courants ont été effectuées. Cet épisode correspond aux journées du 16 et 17 octobre 2014 pendant lesquelles nous avons effectué deux injections de traceurs fluorescents au niveau des plages Nord et Sud par des profondeurs de -4 m et attendus que ces traceurs soient dispersés par les agents hydrodynamiques.

Le climat de houle qui a dominé pendant les opérations d'injection des traceurs provenait de l'ouest (277-300°N) avec des amplitudes faibles qui n'ont pas dépassé les 0.5 m à la côte. La dispersion des traceurs était rapide dans la plage Nord malgré le temps calme et très lente dans la plage Sud, cette dernière a nécessité l'attente de passage d'une tempête en provenance du Nord.

Sur la base de ces résultats nous avons choisis de modéliser l'épisode allant du 16 au 20 Octobre car nous disposons de données de forçage durant cette période (Climat de houle au large et régime de courant à la côte) ainsi que le taux de transport sédimentaire mesuré au moyen d'un traceur fluorescent que nous avons injecté dans la plage Nord.

De ce fait les résultats du module ST sélectionné pour simuler le transport de sable dans les alentours du port de Cap Djinet vont être validés sur la base du taux de transport mesuré par un seul traceur, celui qui a été dynamisé dans les conditions calmes. Cependant, les résultats obtenus par le second traceur mobilisé durant la tempête n'ont pas pu être exploités en raison de l'absence de données sur les forçages hydrodynamiques qui ont dominé durant la tempête.

2.2.2 Résultats et discussions

Le modèle affiche une valeur du taux de transport net annuel de $5265.5 \text{ m}^3/\text{an}/\text{m}$ vers la direction Sud au niveau de la plage Nord. D'après le modèle, les sables transférés sous l'effet des houles en provenance de l'Ouest (300°N) se dirigent vers l'épi Nord (Fig 63). Ce résultat est confirmé par l'expérimentation du traçage fluorescent effectuée en amont de l'ouvrage, le centre de masses du traceur s'est déplacé dans la direction Sud-Ouest (En direction de l'épi) avec un débit de $7021 \text{ m}^3/\text{an}/\text{m}$ malgré un régime de houle Ouest. Ce déplacement pourrait éventuellement être expliqué par la formation du vortex en amont de l'épi qui entraîne les sables vers l'ouvrage et qui a été mis en évidence dans les deux chapitres 02 et 03. Le débit prédit reste sous-estimé à 25% du débit mesuré, ceci est due au fait que les forçages prédits (Vitesses de courants) sont légèrement sous-estimés par rapport aux mesures.

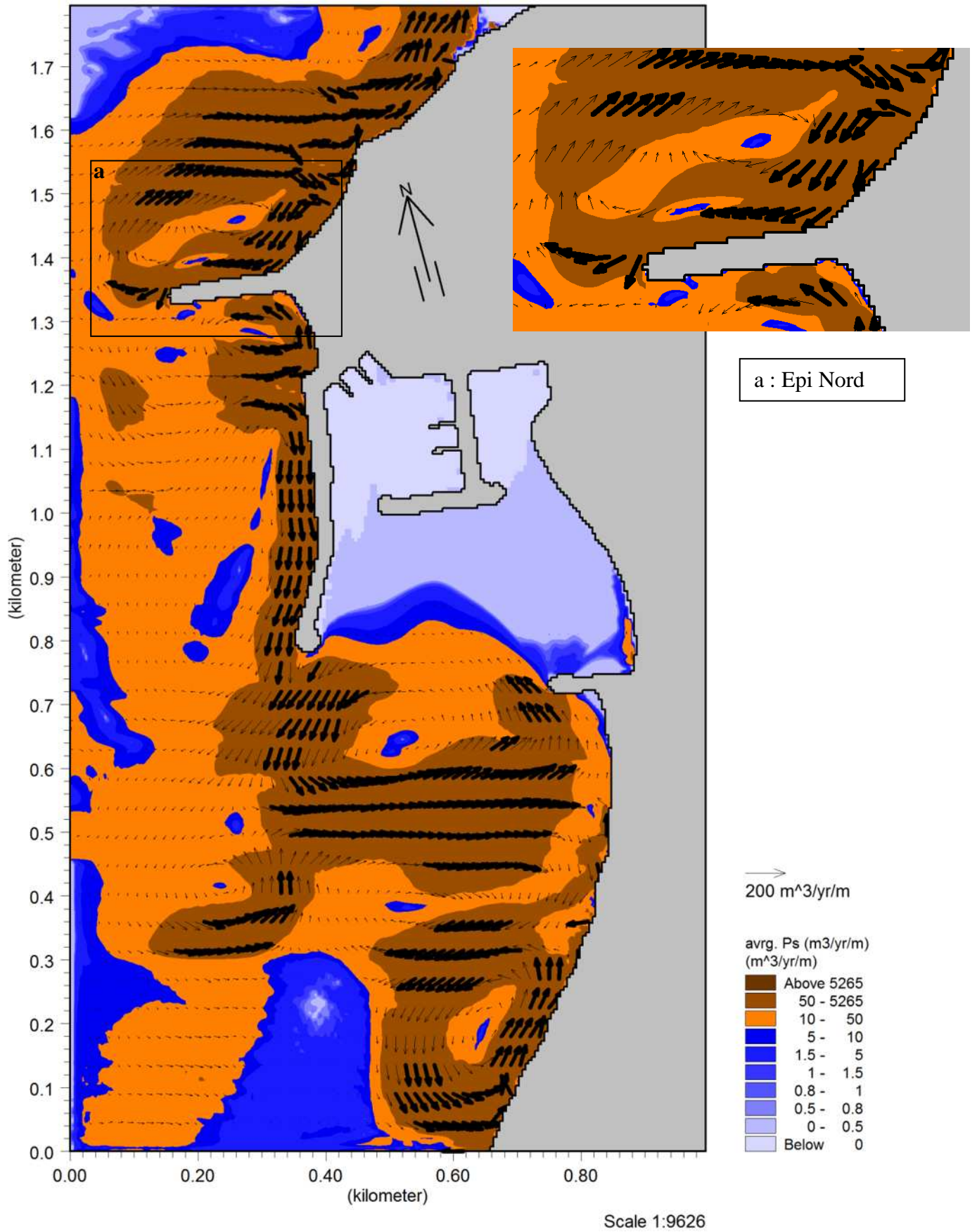


Figure 63 : Carte des transferts sédimentaires sous l'effet des houles de l'ouest (300°N) pour la période allant du 16 au 20 Octobre 2014

Conclusion de la deuxième partie

La modélisation des champs de courants (dus aux houles et aux vents) et des transports sédimentaires par les codes de calcul du Mike 21 nous ont permis d'élucider la dynamique sédimentaire dans les alentours du Cap Djinet sous l'effet des houles et des courants.

L'étude de propagation des houles du large vers la côte nous a permis de mettre en évidence une déviation des angles d'incidence vers le Nord-Ouest pour n'importe quelle direction de provenance. Cette déviation qui peut atteindre les 80° dans le côté sud du Cap est responsable sur la génération de courants littoraux qui charrient des taux importants de sables dans les deux sens, du Nord vers le Sud quand les houles proviennent du Nord-Est et du Sud vers le Nord quand les houles sont de secteur Ouest.

Les vitesses de courants mesurées sur le terrain ne dépassent pas les 0.24 m/s dans les deux plages Nord et Sud, la prise en considération des contraintes de radiation et des vents dans le modèle numérique nous a permis de prédire des courants ayant les mêmes intensités mesurées, avec une légère sous-estimation mais qui ne peut être réajustée qu'avec des mesures instantanées de climat de houle à la côte et du niveau de la mer.

L'analyse des directions de courants enregistrées nous laissent déduire que la zone d'étude est sujette à un régime courantologique complexe, qui prend souvent une forme circulaire dans la plage Nord comme dans la plage Sud. Ces courants méandriformes sont générés par les ouvrages de défense implantés au Nord et au Sud du port, transformant ainsi ces derniers en de véritables zones de piégeage de sédiment de sable.

Les mesures de courants effectuées sur le terrain nous ont permis de stabiliser le modèle hydrodynamique du point de vue vitesses, et de corriger les directions des courants localement notamment au niveau des points d'injection. Ce réajustement nous a permis de reproduire la carte représentant les transferts sédimentaires dans les alentours du Port de Cap Djinet avec un taux de charriage annuel sous-estimé à 25 % des mesures effectués par le traceur fluorescent.

Nous avons observé que certaines des mesures ne pouvaient être directement comparées aux simulations, puisqu'elles coïncidaient avec des périodes de vents faibles et des houles presque inexistantes. Mais malgré l'état très calme de la mer, des courants ont été enregistrés par le courantomètre à lecture directe, alors que la prise en considération de ces houles faibles dans le modèle numérique ne prédisait pas des courants aussi considérables. Ce qui nous a menés à amplifier les houles dans les limites ouvertes du modèle pour engendrer des courants de 0.24 m/s au niveau des points de mesure. Ceci doit être étudié d'une manière plus approfondie afin d'être sur de la théorie de transformation de la houle pouvant engendrer une dérive littorale sous l'effet des houles et des courants utilisé dans la présente étude.

Il serait souhaitable pour conclure de disposer d'enregistrements de longue durée à chaque station, afin de déterminer la marge d'erreur imputable aux mesures.

PARTIE III :

**QUANTIFICATION DES TRANSFERTS
SEDIMENTAIRES LONGITUDINAUX ET
DES FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES LE
LONG DE LA COTE DE CAP DJINET**

***« APPROCHE EMPIRIQUE ET
EXPERIMENTALE »***

Introduction

Comprendre la dérive littorale est le facteur clés dans le suivi de l'évolution du trait de côte et les budgets sédimentaires de toute région côtière. Son importance réside dans le fait que la rupture de tout transport sédimentaire littoral engendre un phénomène d'érosion sur les côtes (Galvin, 1990).

Le dimensionnement de tout type d'infrastructure côtière doit au préalable être basé sur la compréhension des processus hydro-sédimentaires qui s'opèrent au niveau de la côte et sur des mesures bien précises du transport sédimentaire littoral dans le but d'assurer la pérennité et la réussite du projet maritime du point de vue environnemental et social.

Plusieurs efforts ont été effectués pour prédire le transport sédimentaire, en développant des formules empiriques basées sur des expériences au laboratoire (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970; Rosati, et al., 2002), des théories analytiques, des modèles numériques et physiques et des mesures *in situ*.

De nombreuses approches, directes ou indirectes, permettant de mesurer des taux de transports ou des concentrations, reposant sur l'expérimentation *in situ*, sont employées pour quantifier les déplacements sédimentaires sableux. Toutes présentent des avantages et des inconvénients qu'il convient de prendre en considération pour apprécier la validité des résultats obtenus et, par la même, leur fiabilité. Parmi ces techniques *in situ* nous citons :

- Les taux d'accumulation au niveau des ports et des criques (Komar, 1998) ;
- Les traceurs de sable (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970; Durand, et al., 1980; Kraus, et al., 1981; Kraus, et al., 1982; Kraus, 1985; Sherman, et al., 1998; Ingle, 1966) qui ont fourni, dans plusieurs études côtières (White, et al., 1989) des renseignements utiles sur les mouvements sédimentaires observables à l'échelle de quelques jours ;
- Les pièges à sédiment (Dean, 1987; Kraus, et al., 1987; Rosati, et al., 1991) ;
- Les dispositifs optiques (Aagaard, et al., 2002; Downing, et al., 1981) tels que les OBS (Optical Backscatter Sensors) très populaires dans les études concernant la dynamique sédimentaire (Downing, et al., 1981) ;
- Les capteurs acoustiques (Vincent, et al., 1991) ;
- Les mesures de conductivité et de radiation sont aussi utilisées pour évaluer le transport sédimentaire (White, 1998).

L'approche méthodologique adoptée dans le cadre de cette recherche est basée sur deux types de procédés :

1. Un procédé expérimental qui nécessite l'emploi de systèmes de mesures qualitatives et quantitatives, et ce dans le but de :
 - Mesurer les flux ou transferts sédimentaires par deux approches différentes :
 - ☞ Une approche qualitative indirecte de type *lagrangienne*, basée sur l'utilisation de traceurs fluorescents dans le but de quantifier le volume de sable transféré sous l'effet de la houle non déferlante.

- ☞ Une approche quantitative directe de type *Eulérien*, basée sur l'emploi des pièges à sédiments dans le but de quantifier le volume de sable déplacé sous l'effet de la houle déferlante.
 - Mesurer les caractéristiques hydrodynamiques à la côte (courants côtiers et Houle déferlante) ;
2. Un procédé empirique qui consiste à prédire les flux sédimentaires sous l'effet de la houle non déferlante et déferlante ainsi que les caractéristiques de la houle au déferlement au moyen de formules empiriques.

La comparaison entre les données prédites à partir des formules empiriques et recueillies sur le terrain nous permet de déterminer quelles sont les formules qui répondent le mieux aux conditions locales de forçage hydrodynamique et de transport sédimentaire. Pour valider ces modèles adaptés à la région d'étude durant la période d'expérimentation, nous avons appliqué des indices statistiques couramment utilisées dans ce domaine (Van Rijn, 1984; Kamphuis, et al., 1986; Sherman, et al., 1998; Rattanapitikon, W et Shibayama, T., 2000). Il s'agit des paramètres suivants :

1. Le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson et son seuil de signification ;
2. Le rapport entre les valeurs calculées et mesurées (D_r) (Discrepancy ratio) utilisé par (Sherman, et al., 1998; Van Rijn, 1984).

$$D_r = \frac{\text{Calculé}}{\text{Mesuré}}$$

3. L'erreur standard relative (Srs) employée par (Kamphuis, et al., 1986) et (Kamphuis, 1991). Cette méthode présente l'avantage d'utiliser le log des valeurs. Lorsque les valeurs ne sont pas loguées, les différences (prédit – mesuré) sont plus importantes et le fait de calculer le log donne un poids égal aux différences de toutes les valeurs (Sarre, 1988). Ce paramètre est exprimé en pourcentage et est défini comme suit :

$$Srs = 100 \sum_{i=1}^n \sqrt{\frac{(\log Prédit_i - \log Mesuré_i)^2}{n - 1}}$$

4. L'erreur moyenne quadratique (Root mean square) Rms employée par (Rattanapitikon, W et Shibayama, T., 2000); (List, et al., 1997). Plus l'erreur est faible, plus la prédiction est meilleure. Ce paramètre est exprimé en pourcentage et est défini comme suit :

$$Rms = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log Prédit_i - \log Mesuré_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\text{Mesuré}_i)^2}}$$

Chapitre 01 : Présentation du Réseau expérimental

Aucune mesure directe n'a jamais été entreprise au niveau des plages situées dans les alentours du port de Cap Djinet. Le calcul du transit longitudinal, effectué dans le cadre d'une étude d'ingénierie côtière, utilise des formules empiriques élaborées en canal à houle ou sur des plages aux régimes de houle et aux pentes de la zone du déferlement souvent différents. L'utilisation de ces formules empiriques n'a jamais conduit à des résultats superposables à la réalité.

De ce fait, l'objectif de ce chapitre consiste à présenter le réseau expérimental de mesure des forçages hydrodynamiques et des transferts sédimentaires qui s'opèrent en dehors et dans la zone de déferlement dans le but de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire à l'avant côte de Cap Djinet. Ces mesures combinées de houles, de courants à la côte et des transferts sédimentaires ont été effectuées au niveau des plages situées dans les alentours du port de Cap durant le mois d'Octobre 2014.

La mise en place du réseau expérimental s'est faite en 2 grandes étapes successives :

1. Etape 01 : Traçage fluorescent et mesure de courant à proximité du fond de façon simultanée en dehors de la zone de déferlement ;
2. Etape 02 : Piégeage sédimentaire et mesure de courant et de houle déferlante dans la zone de déferlement.

Le principe général du travail effectué sur le terrain est résumé dans le schéma synthétique suivant :

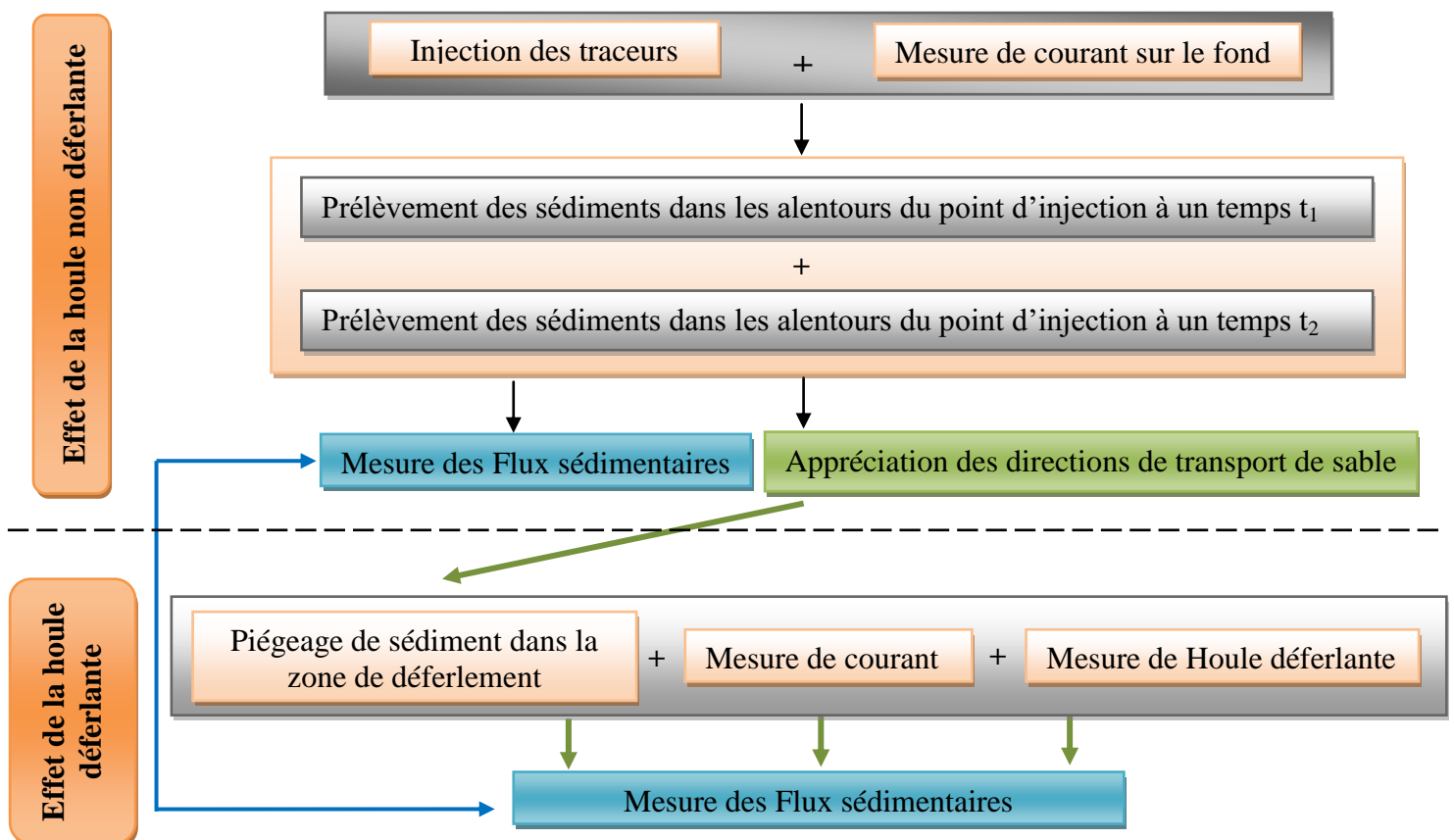


Figure 64 : Réseau expérimental

1 Etape 01 : Traçage fluorescent

Malgré le développement de toutes les techniques de mesure du transport sédimentaire suscitées durant ces dernières années, la technique du traceur reste la plus fiable pour évaluer le transport littoral, elle s'applique pour évaluer le transport sur le fond et en suspension ainsi que le transport dans la zone du swash (Silva, 2001).

Le traceur, qu'il soit naturel (sables peints pour les traceurs fluorescents) ou artificiel (Billes de verre irradiées pour les traceurs radioactifs), préparé et déposé sur la plage ou en mer est suivi pendant une durée qui peut varier de quelques heures à plusieurs mois. Réputées plus adaptées à la quantification des charriages que des suspensions, ces techniques, basées sur le déplacement du centre de gravité du nuage de traceur, sont limitées à l'étude des transports par advection. Les phénomènes de diffusion et de dispersion qui n'induisent pas un déplacement du centre de gravité du nuage ne sont pas correctement mesurés par ces approches. Le transport obtenu est intégré dans le temps et l'espace (Ingle, 1966; White, et al., 1989; Caillot, et al., 1978; Courtois, et al., 1969).

Le processus à l'origine des accumulations de sable au niveau du port de Cap Djinet est le courant de dérive littorale généré par les houles. Ce dernier n'a jamais fait l'objet d'investigation sur le terrain afin de connaître les sens des déplacements sédimentaires dans les alentours du port ainsi que les ordres de grandeur de ces transferts longitudinaux, d'où l'objectif de cette partie est d'essayer d'apporter des éléments de réponse à cette problématique d'ensablement par l'emploi de deux traceurs fluorescents. Ces derniers ont été injectés en mer dans deux points différents situés l'un au nord et l'autre au sud du port afin de pouvoir déterminer la direction de provenance des sables accumulés au niveau de la passe d'entrée.

1.1 Difficultés et Inconvénients

La technique du traceur a ses inconvénients, que selon (White, 1998), sont essentiellement liés au coût élevé de l'expérimentation du traceur ainsi que sa précision modérée (30 – 60%).

Evidemment d'autres problèmes peuvent aussi être confrontés dans l'optimisation des quantités à appliquer sur le sédiment, les techniques de détection, et le développement d'un modèle conceptuel pour interpréter les données résultantes. Plusieurs efforts ont été effectués dans ce sens, à titre d'exemple, plusieurs systèmes automatiques de détection et de comptage des grains fluorescents ont été développés (Pinto, et al., 1994; Vila-Concejo, et al., 2004) ainsi, les travaux de (Madsen, 1987) et (Galvin, 1987) fournissent des hypothèses de base qui sous-entendent l'utilisation des méthodes de traçage, devant soutenir l'interprétation des expériences de traçage.

Plus la durée entre deux détections sera longue et plus les agents à l'origine des mouvements pourront avoir varié, rendant difficile la discrimination de l'influence respective de chacun.

Outre les difficultés liées à la lourdeur de ces expérimentations (fabrication, détection de nuit des traceurs fluorescents, obtention des autorisations et contraintes de maniement des traceurs, ...), ces techniques sont confrontées à de grosses incertitudes durant le traitement des données, qui mériteraient d'être affinées notamment durant :

- La détermination des limites de la tâche fluorescente dont l'imprécision peut fausser l'estimation des flux (domaine d'intégration inexact).
- L'évaluation de l'épaisseur de remaniement du matériel permettant de calculer le volume de sédiment déplacé, qui est une autre source potentielle d'incertitude. Pour les traceurs fluorescents, cette épaisseur est en général assimilée à la profondeur maximale de pénétration dans la colonne sédimentaire des particules marquées. Selon le domaine considéré (plage ou bord de chenaux en domaine estuarien ouvert par exemple) et la morphologie de détail du lit sédimentaire (présence ou absence de rides), l'épaisseur de remaniement peut varier dans le temps et l'espace.

1.2 Méthodologie

L'approche méthodologique consiste à :

- Mesurer les flux sédimentaires par traçage fluorescent sous l'effet de houle non déferlante dans deux points différents situés l'un au Nord et l'autre au Sud du Port de Cap Djinet. Ce premier objectif nous a nécessité de procéder par quatre étapes succinctes :
 - 1) Fabrication des traceurs fluorescents adaptés à la région d'étude ;
 - 2) Injection des traceurs fluorescents dans deux points différents l'un au Nord et l'autre au Sud du port ;
 - 3) Echantillonnage et traitement ;
 - 4) Quantification des flux sédimentaires.
- Mesurer les forçages hydrodynamiques responsables de ces transferts sédimentaires au moyen d'un courantomètre à lecture directe.

1.2.1 Mesure des transferts sédimentaires par traçage fluorescent sous l'effet de houle non déferlante

1.2.1.1 Fabrication des traceurs fluorescents

Les étapes de fabrication des traceurs fluorescents sont résumées dans le schéma suivant :

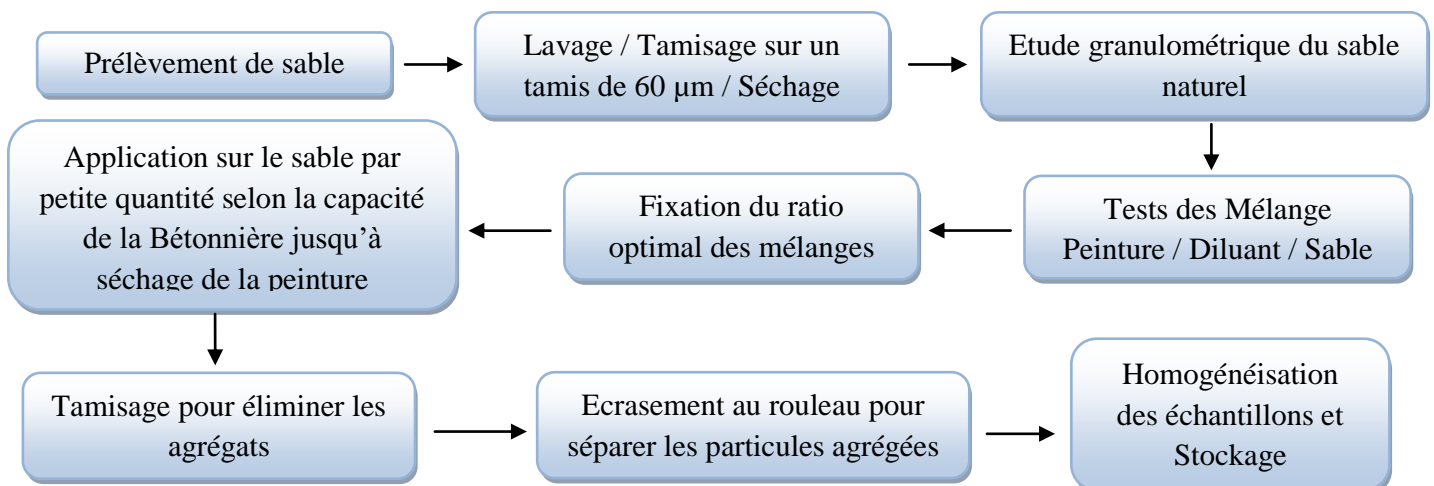
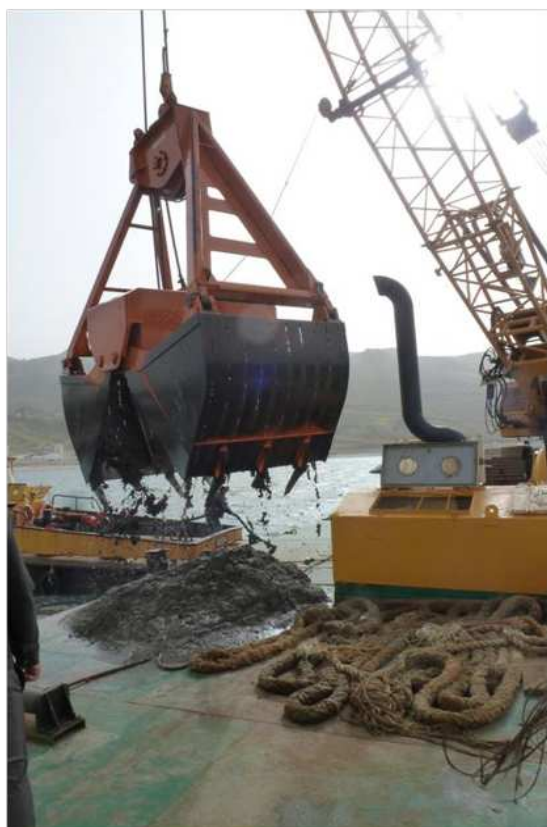


Figure 65 : Etapes de fabrication des traceurs fluorescents

1.2.1.1.1 Prélèvement de sable

Le sable a été prélevé en face de la passe d'entrée du port par profondeur de -3 à -4m durant le mois de Février 2014. La quantité prélevée s'élevait à 500 kg. Le choix de ce point de prélèvement est justifié par le fait qu'il représente une zone d'accumulation de sable importante qui cause l'ensablement de la passe d'entrée du port, bloquant ainsi la circulation des embarcations de pêche et de plaisance. Ce sable accumulé reflète les caractéristiques hydrauliques des grains mobilisées sous l'effet de la dérive littorale, et donc peut servir à fabriquer un traceur dont les caractéristiques physiques et géométriques en sont similaires.

1. Prélèvement à la benne



Prélèvement à la benne



2. Remplissage dans des sacs de 50 kg



3. Mise en place des sacs de sable dans le camion



4. Transport du sable vers le laboratoire



Figure 66 : Opération de prélèvement de sable en face de la passe d'entrée du port de Cap Djinet durant le mois de Février 2014

1.2.1.1.2 Conditionnement au laboratoire

Le sable prélevé a subit :

- Un prélavage avec de l'eau chaude pour éliminer les sels ;
- Un lavage sur un tamis de diamètre 63µm avec de l'eau de robinet pour éliminer les sels et les particules fines ;
- Un séchage à l'étuve et à l'air libre.

Le sable lavé tamisé et séché est stocké dans des sacs de 50 kg à l'abri de l'humidité.

1.2.1.1.3 Mélanges de peinture

Plusieurs essais au laboratoire ont été effectués pour optimiser les mélanges dans le but de fabriquer un traceur qui ressemble le plus au sable naturel, les tests ont concerné principalement

- Les proportions de mélange (peinture, solvant et sable),
- Le processus de marquage (type d'équipement de séchage, temps et température).

La quantité totale du sable a été divisée en deux parties destinées au marquage par deux couleurs différentes Rouge et jaune.

Le type de peinture employée est fluo-acrylique à base de résine qui nécessite un fond blanc, de ce fait la totalité du sable a été peinte préalablement en blanc avec une peinture de type Signaryl.

Les rapports de mélange consistent à appliquer un rapport de masse variant de 10 à 20 pour les sables fins à moyens. Ce rapport permet de fixer la quantité de mélange (Peinture + Diluant) pour une quantité de sable donnée.

$$\text{Quantité (Peinture + Diluant)}(\text{kg}) = Q_{P/D} = \frac{\text{Quantité de sable (kg)}}{\text{Rapport de masse}}$$

Les pourcentages de peintures et diluant s'élèvent généralement à 65 et 35% respectivement de $Q_{P/D}$.

Le rapport de mélange est défini comme suit :

$$\text{Rapport de mélange} = \frac{\text{Quantité (Peinture + Diluant)}(\text{kg})}{\text{Quantité de sable (kg)}}$$

Les mélanges ont été effectués par petites quantités de sable variant de 10 à 30 kg dans une bétonnière électrique en mouvement continu pour assurer la séparation des grains durant le mélange.

Après plusieurs tests au laboratoire, les rapports de mélange employés sur le sable pour les trois couleurs de peinture Blanc (0,0783), Jaune (0,058 - 0,0725) et Rouge (0,0333 - 0,0483) (Tab 24) .

Tableau 24 : Rapports de mélange utilisés pour fabriquer les traceurs fluorescents

	Blanche	Jaune	Rouge
Quantité de Sable (kg)	30	20 -- 25	10 -- 20
Mélange (Peinture + Diluant) (kg)	2,35	1,45	1 - 1,45
Peinture (%)	74,47	68,96	65 - 69
Diluant (%)	25,53	31,03	35 - 31
Rapport de masse	12,76	13,8 -- 17,24	10 -- 14
Rapport de mélange	0,0783	0,0725 -- 0,058	0,0333 - 0,0483

1.2.1.1.4 Usinage

Les étapes de l'usinage du traceur fluorescent au laboratoire sont énumérées ci dessous :

1. Peser une quantité de sable à mettre dans la bétonnière électrique (photo (a));
2. Peser une quantité de peinture et de diluant ;
3. Verser le mélange (Peinture / Diluant) sur le sable sec dans la bétonnière électrique (photo (b));
4. Mettre en marche la bétonnière avec un mouvement constant jusqu'au séchage de la peinture afin d'éviter le maximum d'agrégation entre les particules et empêcher les différences dans le comportement hydraulique entre les particules marquées et les particules naturelles (photo (c));
5. Tamisage du sable peint afin d'éliminer les grains agrégés sur un tamis de 1.5mm. Ces derniers sont par la suite écrasés à l'aide d'un rouleau ou un mortier ;
6. Homogénéisation des différentes fractions de sable peint pour reconstituer son spectre granulométriques naturel (photo (d)) ;



Figure 67 : Etapes de fabrication du traceur au laboratoire

a Récapitulatif des états de sable avant et après marquage

Sable naturel



Sable naturel lavé, séché et tamisé



Sable peint en blanc



Sable peint en Rouge



Sable peint en Jaune

Figure 68 : Résultats de fabrication des traceurs fluorescents

Les quantités totales produites sont de 380 kg pour le Rouge fluorescent et 320 kg pour le Jaune Fluorescent. Des sous échantillons ont été utilisés pour étudier la granulométrie et comparer avec le sable naturel.

1.2.1.1.5 Granulométrie du sable avant et après marquage

Pour être utilisable comme marqueur, le matériel adopté doit avoir un comportement dynamique aussi proche que possible de celui du stock sédimentaire dont les déplacements doivent être étudiés. Ils doivent être similaires du point de vue de la densité, de la rugosité de surface, du spectre granulométrique, du triage et des caractéristiques de forme.

La comparaison entre la distribution de la taille des grains de sable marqués et naturels démontre une légère diminution dans la taille moyenne des grains (Tableau 25, Fig 69), cette petite différence

aura des effets négligeables sur le comportement hydraulique des particules selon (Gourlez, et al., 1978).

Tableau 25 : Comparaison des paramètres statistiques entre les sables peints et naturel selon la classification de (Folk, et al., 1957)

	Taille moy	Ski	Φ_i	% Sable fin	% Sable grossier	< 63
Sable Naturel	0,89	-0,29	1,74	53,075	17,715	0
Sable peint en Jaune	0,64	-0,32	1,59	50,30	21,32	0
Sable peint en Rouge	0,43	-0,30	1,51	46,12	22,315	0

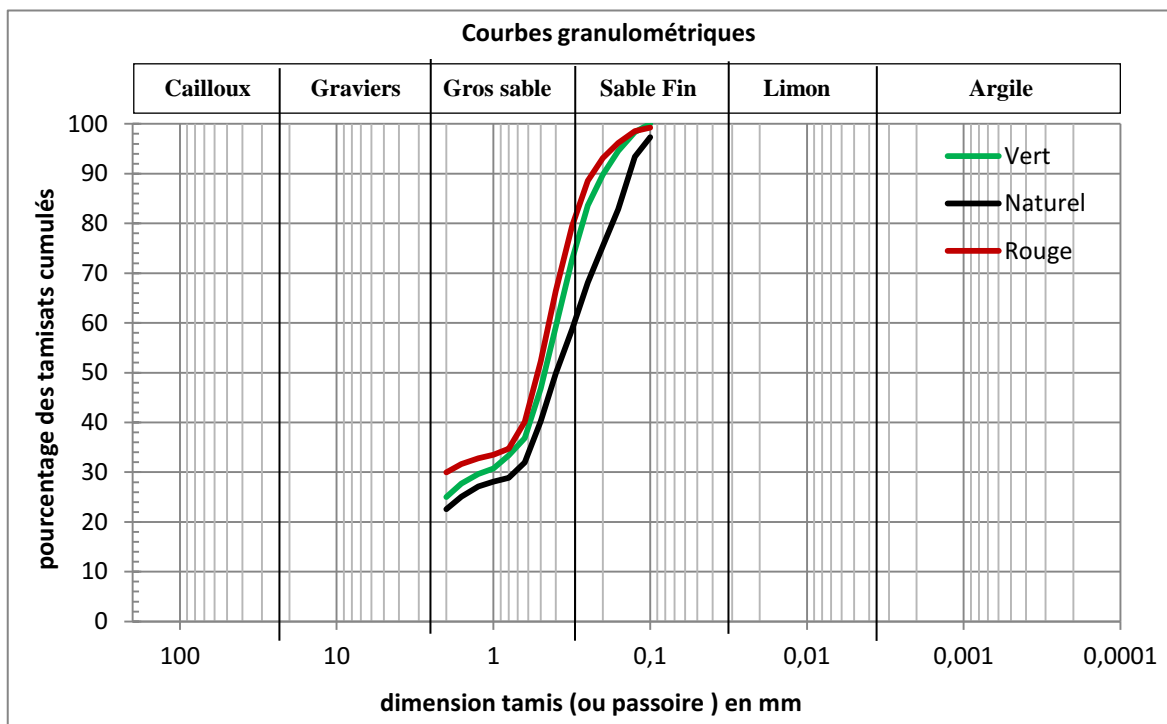


Figure 69 : Courbes granulométriques des sables marqués et naturel

Après destruction des agrégats, nous constatons que les paramètres statistiques deviennent presque similaires entre les sables peints et naturel (Tab, 26, Fig 70).

Tableau 26 : Comparaison des paramètres statistiques entre les sables peints et naturel après destruction des agrégats selon la classification de (Folk, et al., 1957)

	Taille moy	Ski	Φ_i	% Sable fin	% Sable grossier	< 63
Sable naturel	0,89	-0,29	1,74	53,07	17,71	0
Sable peint en Jaune	0,85	-0,32	1,69	56,03	15,96	0
Sable peint en rouge	0,90	-0,30	1,65	56,55	18,79	0

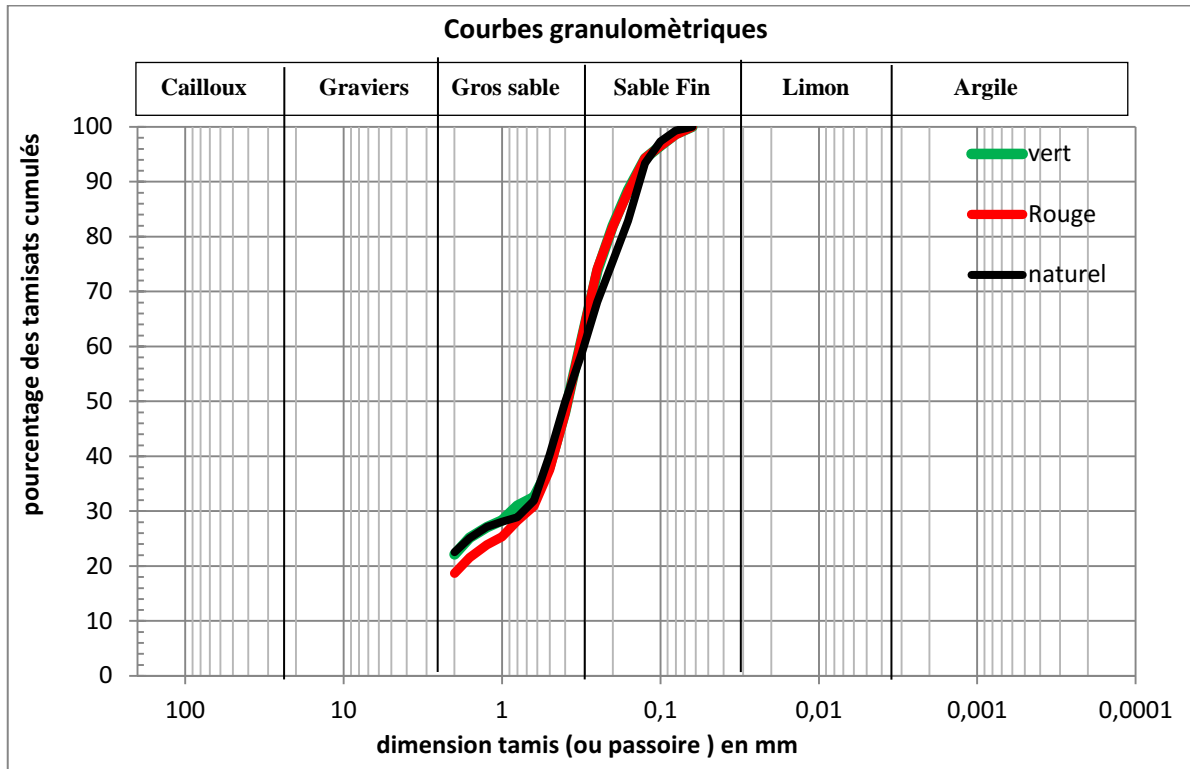


Figure 70 : Courbes granulométriques des sables marqués et naturel après destruction des agrégats

Dans les deux cas, selon la classification de (Folk, et al., 1957) :

Le paramètre d'asymétrie S_{ki} qui caractérise la polarité de la courbe granulométrique est compris entre -0.3 et -0.1 ce qui indique une asymétrie vers les grosses tailles ;

Tandis que le paramètre de classement ou déviation standard Φ_i qui renseigne sur l'importance du tri durant le transport et la dispersion des particules par rapport à la moyenne de l'échantillon est compris entre 1 et 2 ce qui indique que le sédiment est peu classé.

1.2.1.2 Injection des traceurs

Les deux points d'injection choisis étaient situés approximativement à 200 m du rivage et à des profondeurs de 3.8 à 4 m.

Le traceur rouge a été injecté au nord du port le 16-10-2014 à 14:45 et le traceur jaune au sud du port le 17-10-2014 à 15:50. Ces deux points d'injection ont été balisés et pointés avec un GPS afin qu'ils soient repérés durant l'échantillonnage. Les points X et Y respectifs sont : (36°52'45.40"N, 3°42'54.80"E) et (36°52'11.00"N, 3°43'3.00"E) (Fig 71).

L'opération de l'injection des traceurs a été effectuée dans des conditions de mer calmes. Le Vent était faible (10 m/s) de direction Nord et la houle ne dépassait pas les 0.5 m au point Nord et 0.1 m au point Sud avec une direction dominante comprise entre 277 et 289 °N.



Figure 71 : Positions des points d'injection des deux traceurs fluorescents

Avant injection en mer, les traceurs ont été lavés avec un détergent afin d'éliminer les tensions de surface et pour éviter que les particules flottent en surface après la mise en eau.

L'injection des traceurs nécessite de creuser un rectangle ayant une surface et une épaisseur données selon les quantités à injecter (Kraus, et al., 1981; Kraus, et al., 1982). Les deux rectangles ont été creusés par des plongeurs sur une superficie de 1.96 m^2 et une tranchée de 10 cm d'épaisseur (Fig 72).



Figure 72 : Rectangle creusé sur le fond pour mettre en place le traceur

La quantité de traceur injectée était de 200 kg par point, l'exigence de cette étape est de déposer chaque quantité de traceur au même niveau que le fond afin d'assurer son homogénéisation avec le milieu naturel (Fig 73).



Figure 73 : Injection des traceurs Rouge à gauche et Jaune à droite

1.2.1.3 Echantillonnage et traitement

1.2.1.3.1 Conditions des prélèvements

Après immersion et dispersion par les agents hydrodynamiques, mouvement qui a duré 21h et 22 min pour le traceur Rouge (Point Nord) et 9 jours et 52 min pour le traceur Jaune (Point Sud), Cette étape consiste à effectuer des prélèvements de sable dans les alentours du point d'injection selon un plan sous forme de rosace dans le but de délimiter la surface du nuage fluorescent et d'apprécier dans un premier temps la direction de déplacement du traceur.

Les prélèvements peuvent se faire en plusieurs temps pour chaque traceur afin de pouvoir évaluer la vitesse et le sens de déplacement du centre de masse de chaque nuage. Dans notre cas, nous avons jugé qu'un seul temps suffit pour apprécier les directions du transport vue les conditions calmes qui dominaient durant l'opération du traçage.

Selon la nature granulométrique des deux points d'injection, deux types de prélèvement ont été effectués pour des raisons pratiques. Des carottages de 40 cm de longueur et 40 mm de diamètre

ont pu être réalisés par les plongeurs dans le point Nord, et ce en raison de la nature sableuse du fond. Par contre des prélèvements à la benne ont été effectués dans le point Sud en raison de la nature vaseuse du fond qui rendait un peu difficile l'emploi des carottes (Fig 74).



Figure 74 : Prélèvement à la benne à gauche – Carottage à droite

Dans les deux cas, les prélèvements ont été effectués avec des repérages sur le fond pour les plongeurs et des balisages surfaciques pour les prélèvements à la benne (Fig 75 et 76).



Figure 75 : Repère central sur le fond



Figure 76 : Balisage surfacique chaque 10 mètre dans quatre directions

Le plan d'échantillonnage était sous forme de rosace pour les deux points d'injection (Fig 77).

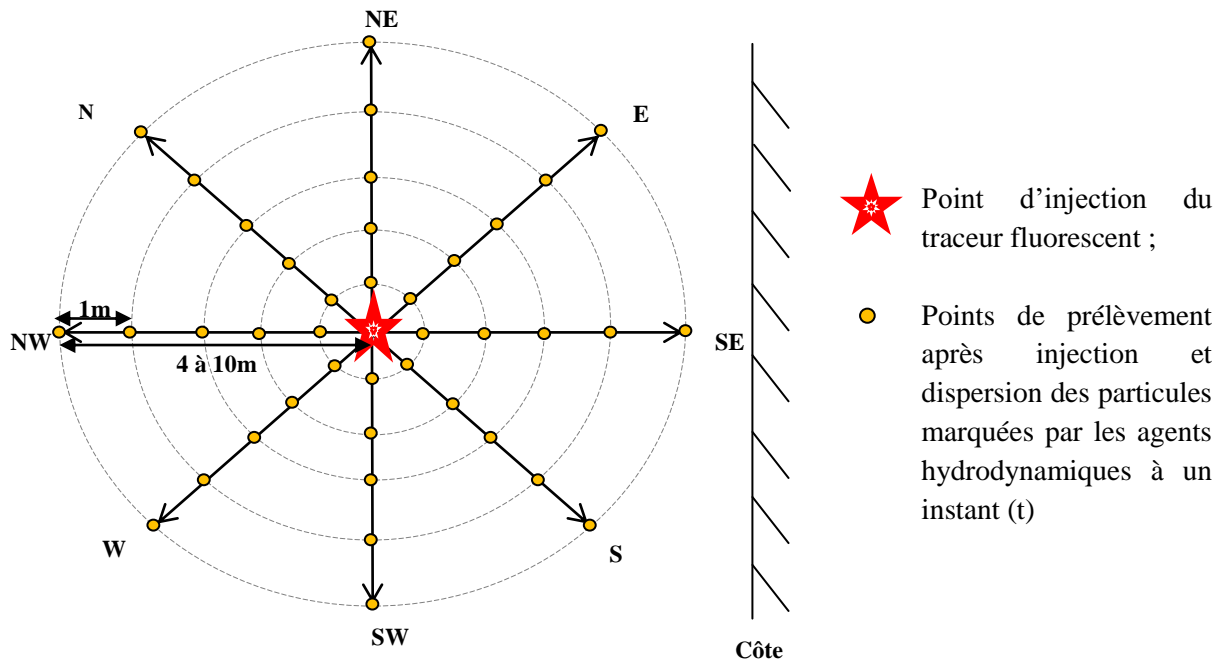


Figure 77 : Exemple d'un Plan d'échantillonnage des particules marquées à un instant (t) dans la plage Nord

Pour le Point Nord, les plongeurs ont effectué des carottes chaque 1 m dans les 08 directions jusqu'à atteindre la limite du nuage fluorescent. Pour le Point Sud, les prélèvements à la Benne ont été effectués chaque 10 m dans les 08 directions.

1.2.1.3.2 Périodes de prélèvement

Les prélèvements dans le point Nord et Sud ont été effectués respectivement le 20-10-2014 à 10:00 et le 01-10-2014 à 16:00.

Les périodes d'échantillonnages ont été choisis en fonction de la vitesse de dispersion du traceur sur le fond, cette dernière a été rapide dans le point Nord malgré les conditions de mer Calme. Par contre la faible dispersion du traceur Jaune dans le point Sud, a nécessité l'attente de passage d'une tempête qui avait commencé le 22-10-2014 à partir de 15:00 jusqu'au 25-10-2014 vers 07:00.

1.2.1.3.3 Conditions de stockage

Les carottes échantillonnées ont servi à mesurer la profondeur de remaniement second paramètre important dans le calcul des volumes de traceur déplacé parallèlement à la côte. La masse de sédiment collectée par chaque carotte a été divisée par plusieurs sections de 5 cm et stockée dans des sacs en plastique pour des analyses au laboratoire. Par contre les prélèvements à la benne ont été directement stockés dans des sacs en plastique soigneusement étiquetés.

1.2.1.4 Quantification des transferts sédimentaires

Cette technique nous permet de déterminer un ensemble de paramètres qui peuvent nous élucider la problématique des transferts latéraux et transversaux qui s'effectuent sous l'effet de la houle déferlante. En effet, après immersion du traceur sur le fond mobile, les particules sédimentaires fluorescentes vont être mobilisées dans tous les sens sous l'effet des forçages hydrodynamiques, ces déplacements se font par suspension et par charriage sur le fond.

Pour quantifier les transferts volumiques et massiques après chaque détection, on doit mesurer les paramètres physiques suivants :

1. La concentration des particules fluorescentes dans les carottes et les échantillons surfaciques de la benne prélevés ;
2. La surface du nuage de point souvent difficile à déterminer car elle fluctue régulièrement ;
3. L'épaisseur de remaniement du sable fluorescent dans la tranche superficielle du fond appelée couche mobile ;

La finalité importante de ces mesures consiste à déterminer la position du centre de masse de la tâche après chaque détection qui va nous permettre de :

- Déterminer les directions des transferts sédimentaires qui s'opèrent dans la zone de déferlement ;
- Calculer les vitesses de déplacement et des flux sédimentaires ;
- Calibrer les formules énergétiques de prédiction des taux de transport littoral à travers la détermination du coefficient K (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970).

1.2.1.4.1 Evaluation des concentrations

L'évaluation des concentrations en grains fluorescents, dans la couche sédimentaire remaniée par les agents hydrodynamiques, est un point essentiel de la méthode. Elle peut être réalisée par comptage des grains fluorescents :

- A la surface du lit sédimentaire ou la population est supposée représentative de la concentration dans le volume ;
- Dans le volume mobilisé qui nécessite des prélèvements effectués sur la totalité de l'épaisseur du lit mobile où des particules marquées sont présentes (LCHF, 1978).

Le dénombrement des grains marqués, dans une masse donnée, permet alors le calcul des concentrations. Les comptages en volume et en surface peuvent s'opérer visuellement (Ingle, 1966; White, et al., 1989) ou à l'aide d'un détecteur automatique (Crowson, et al., 1988; Ingle, 1966).

Selon (Levoy, et al., 1997), la comparaison entre les concentrations évaluées par comptage visuel en surface sur le terrain et les concentrations considérées comme valeurs de référence, déduites d'un comptage visuel dans le volume après prélèvements lors d'une expérience menée sur la plage macrotidale de Luc-sur-Mer (Calvados, France) démontre que les comptages visuels de surface surestiment la concentration pour les valeurs les plus faibles et sous-estiment légèrement les

concentrations supérieures à 10^{-3} . De plus, la comparaison entre les concentrations déduites de comptages effectués dans le volume visuellement et à l'aide du détecteur automatique démontre que une bonne corrélation entre les deux méthodes sauf pour les valeurs les plus fortes, supérieures à 2×10^{-4} environ, ou l'utilisation du détecteur automatique a pour effet de sous-estimer les concentrations.

En se basant sur les résultats obtenus par (Levoy, et al., 1997), la méthodologie d'évaluation des concentrations choisie dans le cadre de ce travail consiste à effectuer des comptages visuels dans le volume mobilisé pour le point Nord et des comptages visuels surfaciques dans le point Sud.

La concentration C_V d'un échantillon de masse totale M_T contenant N_F particules marquées de masse moyenne M s'exprime en fonction de la surface du maillage utilisé pour le comptage et qui a été fixé à 10 cm x 10 cm :

$$C_V = \frac{N_F}{S} \quad (\text{Grains}/100\text{cm}^2)$$

Dans notre cas, la granulométrie des grains fluorescents sera supposée homogène sur toute la surface de la tache et identique à celle de l'échantillon injecté. Cette hypothèse, qui néglige le tri granulométrique, suppose en particulier, un déplacement du traceur sur de courtes distances (Levoy, et al., 1997).

1.2.1.4.2 Epaisseur ou profondeur de remaniement

La profondeur de remaniement a été estimée par la profondeur maximale de recouvrement par le traceur au moyen des carottages, mesurée à des intervalles de 1 m, dans les endroits où le sable est en mouvement en utilisant la méthode décrite par (Taborda, et al., 2006).

A chaque nœud de rosace, un carottage de diamètre de 40 mm a été effectué sur le fond, la profondeur de remaniement a été mesurée à au moins 10 cm de fond par les carottes.

1.2.1.4.3 Position du Centre de gravité ou centre de masse et Vitesse d'advection

La position en 3D du centre de masse G s'exprime en fonction des coordonnées polaires (R, Ω) bien adaptées au maillage de détection utilisé sur le terrain :

$$R = \frac{\iint_S R^2 C(R, \Omega, Z_0) dR d\Omega}{\iint_S R C(R, \Omega, Z_0) dR d\Omega}$$

$$\Omega = \frac{\iint_S R \Omega C(R, \Omega, Z_0) dR d\Omega}{\iint_S R C(R, \Omega, Z_0) dR d\Omega}$$

- R : Rayon représentant la distance du point de prélèvement par rapport au point d'injection ;
- Ω : Angle du point de prélèvement par rapport au point d'injection ;
- Z_0 : Profondeur de remaniement ;
- $C(R, \Omega, Z_0)$: Concentration en traceur fluorescent du point de prélèvement.

Dans les expériences de mesure de la dérive littorale dans la zone de déferlement (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970; Horikawa, 1988), la vitesse d'advection V_G du centre de gravité du nuage fluorescent est calculée en fonction de la distance parcourue parallèlement à la côte par le centre de gravité du nuage fluorescent durant un intervalle de temps ΔT qui sépare les instants d'injection et de détection du traceur.

$$V_G = \frac{G_2(R_2, \Omega_2) - G_1(R_1, \Omega_1)}{\Delta T} = \frac{G(R, \Omega)}{\Delta T}$$

- G_2 : Position de centre de nuage de point à un instant (t) (Point d'injection dans notre cas)
- G_1 : Position de centre de nuage de point à un instant (t+1)

La position et la vitesse d'advection du centre de masse peuvent être intégrées sur toute l'épaisseur de remaniement, ou déterminées dans chaque tranche de carotte afin de suivre le déplacement du centre de nuage sur toute l'épaisseur du lit mobile.

1.2.1.4.4 Calcul des transferts sédimentaires

La méthodologie de calcul des transferts sédimentaires adoptée dans ce présent travail relève de celle de Levoy *et al.*, 1997 qui s'est inspiré de la théorie développée par (Madsen, 1989) pour évaluer les transports sédimentaires longshore dans la zone de déferlement.

Le taux de transport sédimentaire est calculé comme le produit de la vitesse d'advection du centre de gravité du nuage de traceur par l'aire de la section du système de transport (Madsen, 1989). Dans le cadre de cette étude, les profondeurs de remaniement sont supposées constantes sur toute la surface de chacune des taches. Elles sont assimilées à la profondeur maximale de pénétration du traceur, déterminée par prélèvements en plusieurs points des taches à proximité des points d'injection.

Le taux de transport volumique total en surface et en profondeur s'exprime en (m^3/s) par :

$$Q_v = AV_G$$

A : est l'aire de la surface du nuage fluorescent.

Le taux de transport massique total s'exprime en (kg/s) par :

$$Q_m = \rho AV_G$$

Avec : $\rho = (1 - p) * \rho_s$

- ρ : Masse volumique du sable en place
- p : Porosité du matériel
- ρ_s : Densité du matériel

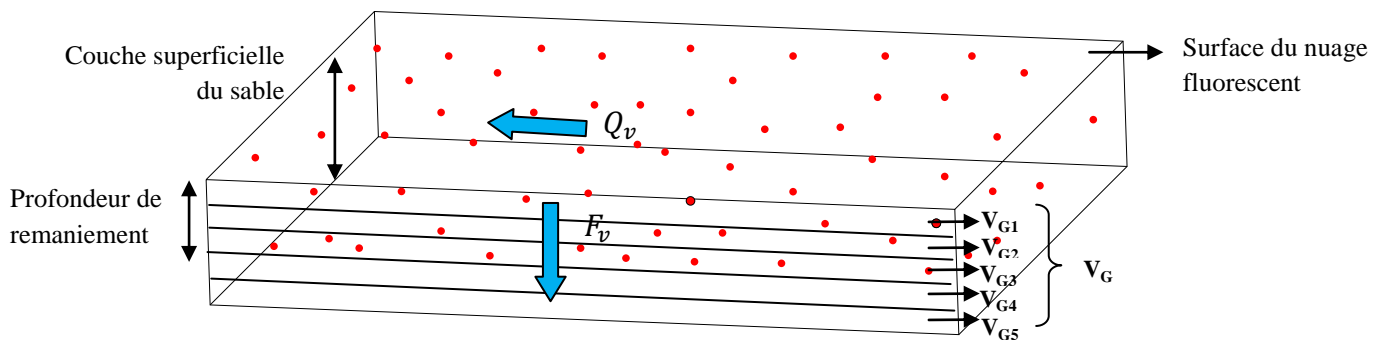


Figure 78 : Schéma représentatif des paramètres de calcul du traçage fluorescent

Le flux sédimentaire volumique par unité de longueur perpendiculaire à la direction de déplacement du centre de masse s'exprime en (m^2/s) par :

$$F_v = z_0 V_G = z_0 \frac{\overrightarrow{G_1 G_2}}{\Delta t}$$

- z_0 : est l'épaisseur de remaniement ;
- $G_1 G_2$: sont les positions du centre de gravité en début et fin d'expérience ;
- Δt : est l'intervalle de temps entre l'immersion et le prélèvement ;
- V_G : est la vitesse horizontale de déplacement du centre de gravité du nuage fluorescent ;

Le flux sédimentaire massique par unité de longueur perpendiculaire est exprimé en ($kg/m/s$) par :

$$F_m = \rho * z_0 * V_G$$

1.2.2 Mesure de courant à proximité du fond

Comme nous l'avons expliqué en haut, les houles sont à l'origine d'importants courants côtiers amplifiés par la configuration géométrique de la côte. Ces courants peuvent se présenter sous différentes formes (Courant de dérive littorale et courant de retour) et sont à l'origine du façonnement de la morphologie de la côte.

Les mesures des courants à la côte sont faites au moyen d'un courantomètre à lecture directe (Modèle de la société Valeport). Ce modèle de courantomètre mesure la vitesse et la direction du courant ainsi que la température, la conductivité et la pression (Fig 79).

A partir de ces paramètres additionnels, la salinité, la densité et la vitesse de son sont calculées. Cet appareil travaille sur un cycle de base d'une période de 5 secondes pendant lesquels les calculs du rotor sont faits, ainsi que la lecture de la direction du courant effectuée par un compas interne.

De ceci, les vecteurs Est et Nord de la vitesse de courant sont calculés et sommés selon une période moyenne. Pour de faibles vitesses de courants (de l'ordre de quelques centimètres par

seconde), il est préférable d'introduire une période moyenne assez longue en vue d'une meilleure résolution de l'appareil et une exactitude des dimensions de courant (Boutiba, 2006).

Ces mesures ont été effectuées au moment de l'emploi des deux traceurs (Injection et Prélèvements) afin de déterminer la direction et la vitesse du courant de dérive littorale responsable des transferts latéraux des sédiments.



Figure 79 : Courantomètre en opération de mesure

1.3 Résultats et discussions

1.3.1 Traçage fluorescent

1.3.1.1 Nuages de dispersion des traceurs

Dans la plage Nord, une simple analyse visuelle préliminaire de la surface 21h après injection a révélé un transport vers le sud-ouest, avec une concentration maximale, localisée à 1 m du point d'injection. Au delà de ce point la concentration décroît exponentiellement jusqu'à 10 à 20 grains /m², à 7m, quelques grains marqués ont été détectés.

Le centre de masse du traceur rouge a effectué un déplacement longshore net de ~2m le long de la côte, vers le sud-ouest (En direction de l'épis Nord) (Figure 80-a), avec une vitesse de déplacement très faible de $3,710 \cdot 10^{-6}$ m/s, cette vitesse est plus importante dans les couches supérieures. La distribution du traceur longshore montre une tendance contrastée entre les couches surfaciques et profondes : les concentrations sont faibles à nulles en amont du point d'injection, et augmentent en aval, pour atteindre un maximum à environ 3 m, avec des concentrations de 2100 grains/100cm² dans la direction Sud-Est et 404 grains/100 cm² dans la direction Sud Ouest pour le traceur Rouge en surface (Entre 0 – 5 cm). Au delà de ces points, les concentrations diminuent de façon exponentielle avec la distance, les concentrations au delà de 6m du point d'injection peuvent être considérées négligeables. Au fil du temps, le transport maintient la direction vers le sud-ouest, qui devient plus évidente en profondeur qu'en surface. La distribution verticale de la vitesse du

traceur démontre que les premières couches (0-5 cm) présentent des valeurs légèrement plus grandes ($3.77 \cdot 10^{-6}$ m/s) que les couches profondes (25-37 cm) ($3,06 \cdot 10^{-6}$ m/s).

Quant au deuxième point (Traceur Jaune), le centre de masse s'est déplacé sur une distance de 8 m dans la direction Est par rapport au point d'injection (Figure 80b). Ce déplacement a nécessité le passage d'une tempête vue le caractère abrité de la zone d'injection du traceur. Néanmoins, des particules jaunes ont été détectées sur une grande surface dans les huit directions (847.45 m^2) en particulier les directions Est, Sud et Sud-Est que nous qualifions comme étant transport sédimentaire parallèle à la côte dans lesquelles les concentrations en traceurs étaient respectivement de 125 grains / 100 cm^2 à 20 m, 100 grains / 100 cm^2 à 30m et 525 grains/ 100 cm^2 à 20 m du point d'injection.

Après le passage de la tempête le traceur rouge s'est fortement dispersé dans le point Nord, rendant impossible sa détection, Néanmoins, les prélèvements de sédiment effectués dans les alentours de l'épi Sud en face de la passe d'entrée du port, ont révélé le déplacement du traceur Rouge vers le port, vue sa présence dans les échantillons de sable prélevés 15 jours après son injection. Ceci témoigne de l'existence d'un courant littoral en provenance du Nord généré par les houles de direction Nord et Nord-Est.

Cette analyse a permis d'apprécier la direction du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant, les données quantitatives de ce transport sont représentées par l'échantillonnage spatial 2D. Les résultats indiquent une distribution spatiale cohérente en démontrant que la résolution de la grille horizontale et verticale est convenable pour l'objectif de cette étude du moment qu'elle nous a permis d'estimer un débit volumique qui s'élève à $7021 \text{ m}^3/\text{an}$ dans la plage Nord, ce dernier correspond aux conditions calmes de la mer (H_s ne dépassant les 0.5m 5s et vitesse de courants ne dépassant pas les 0.24m/s). Par contre le débit estimé dans la plage sud s'élève à $152665 \text{ m}^3/\text{an}$, cette grande différence est expliquée par le fait que le traceur jaune a été fortement dispersé par la tempête qui a frappé le site d'étude avec des houles de 3m 10s au large. Ces dernière ont contribué dans la mobilisation du traceur jaune malgré le caractère abrité de la zone d'injection, ce qui confirme la déviation des angles d'incidence des houles de forte amplitude en provenance du Nord qui ont contourné le cap pour atteindre la plage sud avec un angle de déviation de presque 90° .

Les résultats de l'opération du traçage fluorescent sont résumés dans le Tableau 27.

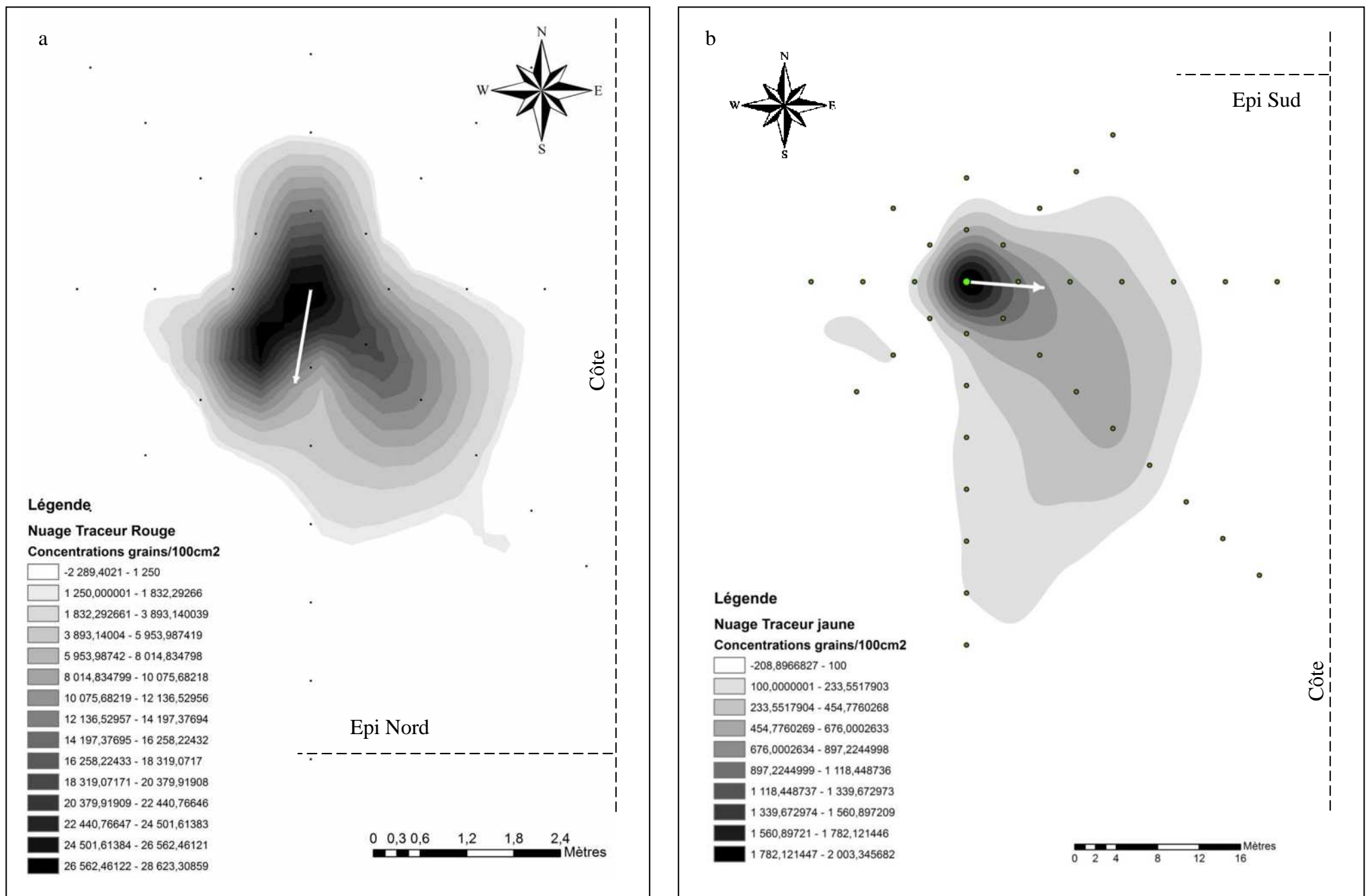


Figure 80 : Nuage des Traceurs fluorescents à gauche a) Traceur Rouge 91 heures après son injection – à droite b) Traceur Jaune 15 jours après son injection

Tableau 27 : Résultats de traçage fluorescent dans la zone de déferlement

Traceurs	Point d'injection			Date de prélèvement	Position du centre de masse		Distance parcourue par le centre de masse (m)	Direction de déplacement du centre de masse	Vitesse d'advection V_G (m/s)	Épaisseur de remaniement (cm)	Surface du nuage (m ²)	Q_v (m ³ /s)	F_v (m ² /s)
	X (m)	H (m)	Date d'injection		R (m)	Ω (°)							
Rouge	195	4	16/10/2014 14:45	20-10-2014 à 10:00	1,21	189,54	1.21	SW	3,710 E-06	37	60	0,00022263	0,000137
Jaune	170	3.8	17-10-2014 15:42	01-11-2014 à 16:00	7,40	94,43	7.40	E	5,712 E-06	10	847.45	0,00484097	5,712 E-05

1.3.1.2 Profondeur de remaniement

1.3.1.2.1 Distribution Cross shore

La distribution cross shore de la profondeur de remaniement (Fig 81) obtenue par la profondeur maximale de recouvrement par le traceur le long des profils SE et NW de la plage Nord, démontre une distribution uni-modale, avec un maximum d'environ 37 cm localisée au milieu du profil. L'allure de cette distribution est due à la présence de barres d'avant côte qui donnent l'aspect ondulatoire de la surface du fond.

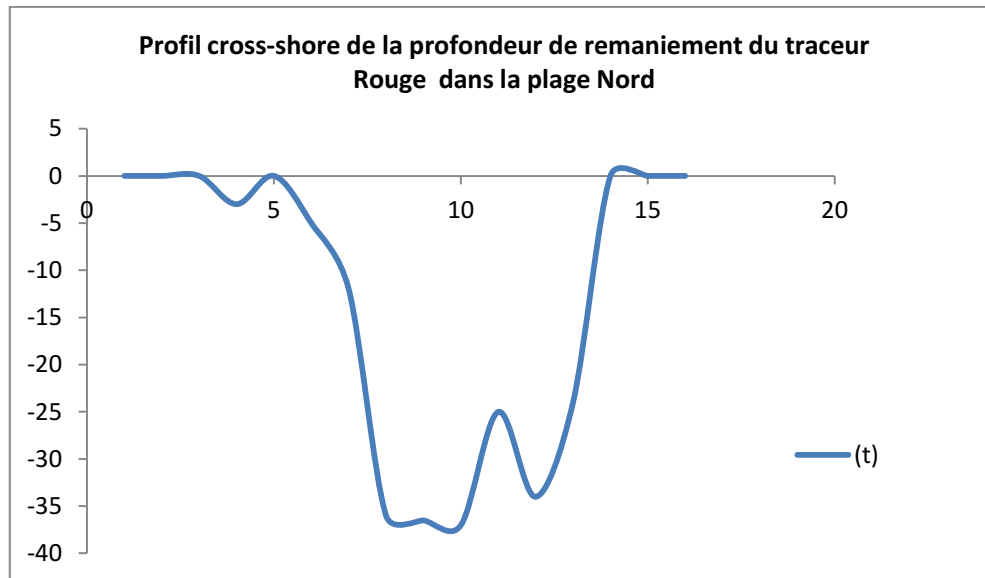


Figure 81 : Variation cross shore en allant de la côte vers le large de la profondeur de remaniement suivant un axe SE-NW 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord

1.3.1.2.2 Variation de la profondeur de remaniement dans les huit Directions

L'analyse de la variation de la profondeur de remaniement dans les huit directions nous laisse constater une nette augmentation de celle-ci dans les différentes directions à proximité du point d'injection, elle atteint un maximum de -37 cm dans la direction SE à 3 m du point d'injection et -32 cm dans la direction S sur une distance de 2m. Par contre on note une disparition du traceur au delà de 2m dans la direction NW, 4m dans les directions N, NE, SW et W, 5 m dans les directions E, 6 m dans les directions S, 7 m dans la direction SE (Figures 82 et 83). Cette disparition nous laisse suggérer un éventuel enfouissement du traceur, hypothèse qu'on ne pouvait pas confirmer car les carottes utilisées ne dépassaient pas les 40 cm de longueur.

Cependant on peut conclure que les déplacements du traceur se font beaucoup plus en profondeur qu'en surface. Ce qui indique que la profondeur de remaniement est très importante au niveau de la plage Nord, ceci peut être expliquée par la présence de dunes hydrauliques importantes dont la couche surfacique mobilisable dépasse amplement les 40 cm. Ce qui reflète l'importance des forçages hydrodynamiques notamment les houles qui ont tendance à gonfler dans le point Nord sous l'effet shaoling.

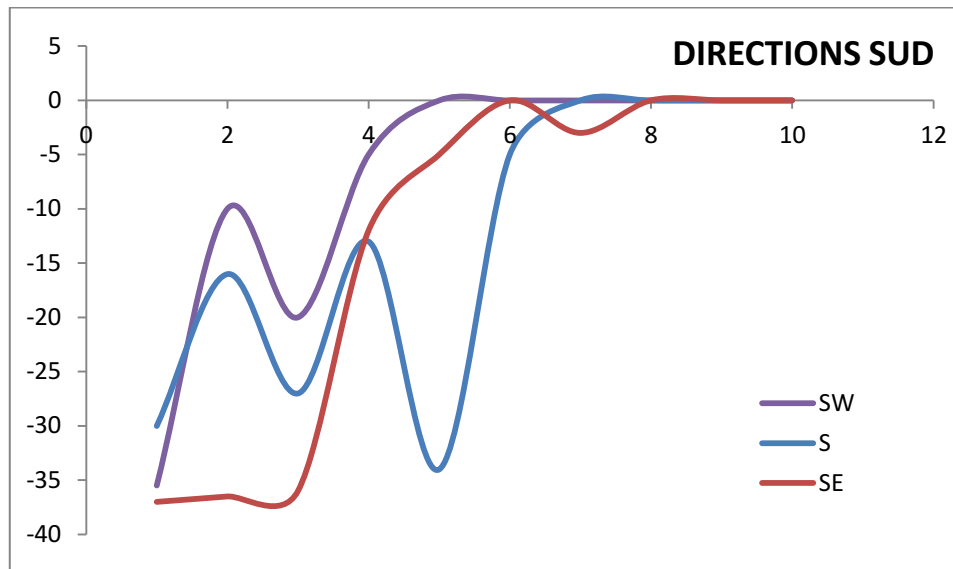


Figure 82 : Variations de la profondeur de remaniement dans les directions Sud 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord

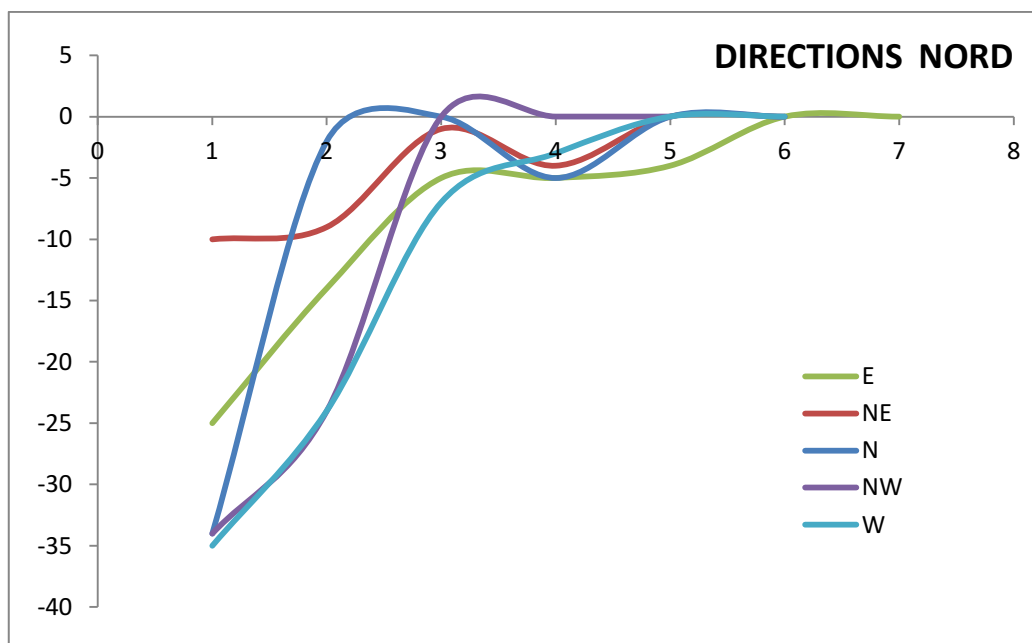


Figure 83 : Variations de la profondeur de remaniement dans les directions Nord 91 heures après injection du traceur rouge dans la plage Nord

1.3.1.3 Position et Variation verticale de la vitesse d'advection du centre de masse

L'analyse de la variation verticale de la vitesse de déplacement du centre de masse (Fig.84) nous laisse constater que les déplacements sont plus rapides en surface (0-5cm) qu'en profondeur (25-37cm), néanmoins l'évolution sur un profil vertical nous laisse remarquer une augmentation de la vitesse de déplacement jusqu'à -25cm ($5.53 \cdot 10^{-6}$ m/s), ceci nous mène à suggérer que la couche mobile en surface est remaniée par les houles, ces dernières enfouissent le traceur à l'intérieur du fond en le faisant déplacé sur une distance donnée suivant un vecteur oblique en direction du fond.

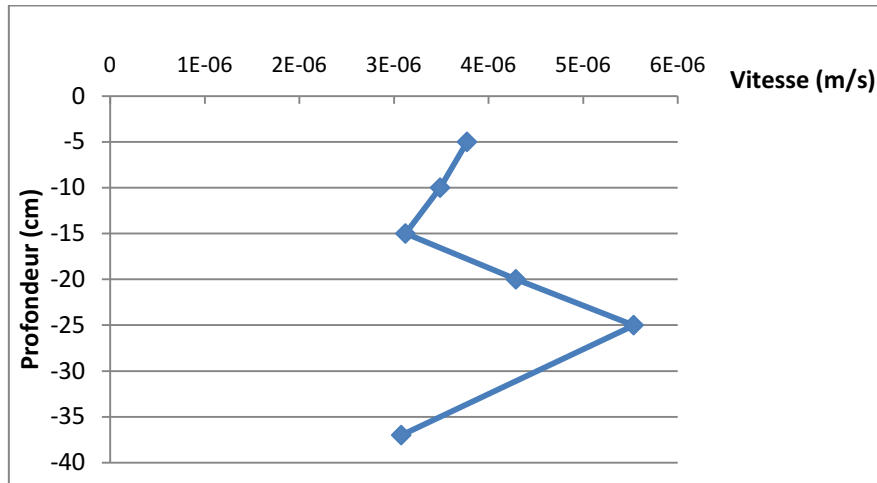


Figure 84 : Variation de la vitesse de déplacement du centre de masse du nuage fluorescent en fonction de la profondeur

1.3.1.4 Mesures des forçages hydrodynamiques

1.3.1.5 Courants côtiers

Les mesures effectuées durant l'injection du traceur rouge le 16 Octobre à 14h, sont de dominance Nord-Ouest avec des vitesses faibles ne dépassant pas 0.3 m/s. Par contre les courants enregistrés durant l'injection du traceur jaune le 17 Octobre à 16h étaient de dominance Est et Nord Ouest avec des vitesses ne dépassant pas 0.24 m/s. Ce sont des courants qui se dirigent vers la côte et dont la trajectoire est déviée par l'épi Sud pour se diriger par la suite vers le Port en formant ainsi un courant circulaire très faible (Fig 85).

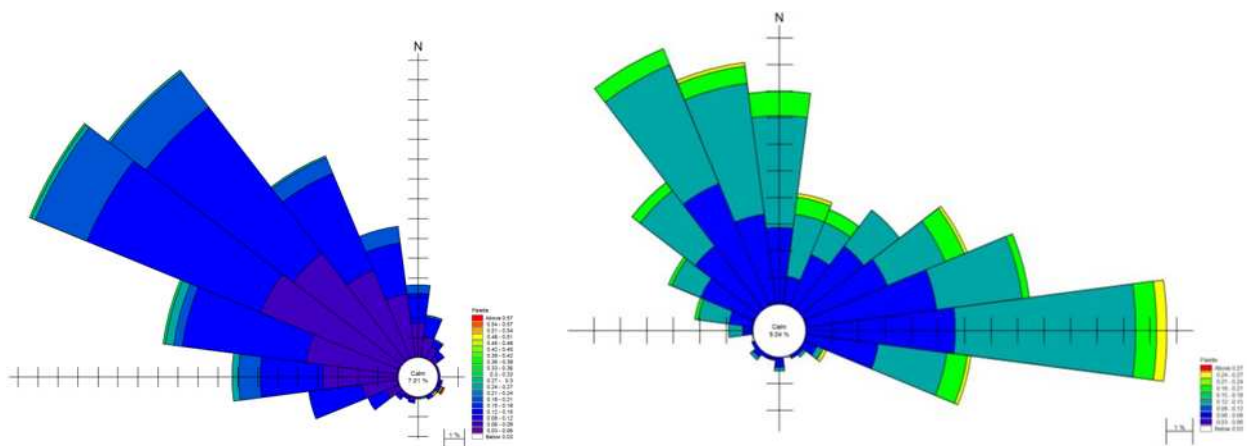


Figure 85 : Courants enregistrés durant l'injection des traceurs fluorescents – A gauche Plage Nord, A droite Plage Sud (Entre le 16 et 18 Oct).

L'évolution des courants du Côté Nord est très importante en matière de directions enregistrées, car elles deviennent dominantes vers la côte le 17 octobre pour des houles en provenance de l'ouest, et de directions Sud Ouest pour des houles de Direction Nord Est avec des vitesses ne dépassant pas les 0.3m/s (Fig 86).

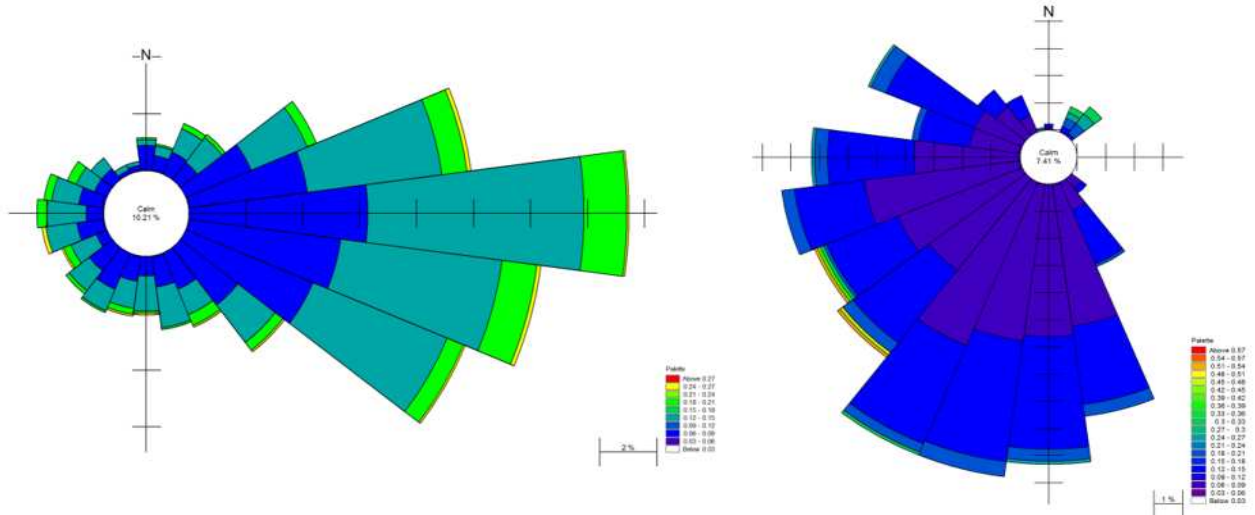


Figure 86 : Courants enregistrés dans la plage Nord à gauche le 17 Oct à 10:40 et à droite le 18 Oct à 16:55

Il ressort clairement de l'analyse des régimes courantologiques dans les alentours du port de Cap Djinet que les courants fluctuent en vitesse et en direction en fonction des régimes des vents dominants. Les transports sédimentaires ainsi engendrés peuvent être orientés différemment en fonction du forçage à proximité de la côte. Cependant compte tenue des vitesses moyennes collectées et de leur directions, les courants côtiers enregistrés peuvent engendrer un transit littoral important, selon une direction préférentielle.

1.3.1.6 Houles au large

Les caractéristiques de houles au large ont été extraites à partir d'une base de données reliée à un modèle tridimensionnel de prévision marine appelé wave-watch III, dans laquelle les données de houle (Hs – Tp – Directions) ont été disponibles chaque trois heures. D'autres données sur la météorologie telle que la vitesse et la direction du vent au large ont été aussi exploitées. La période extraite a englobé toute la durée d'expérimentation du 16 au 31 Octobre 2014, pendant laquelle les directions de houle dominantes étaient de secteur NNE (15-30°N) à 53% du temps et W (270-280°N) à 19% du temps.

Durant l'épisode calme (du 16 au 21 oct) les houles ne dépassaient pas les 0.5 m avec des périodes piques maximales de 5 s. A partir du 22 Oct une tempête exceptionnelle s'est produite au large, la vitesse du vent dépassait les 20m/s générant des houles en provenance du Nord avec des hauteurs de l'ordre de 3 m et des périodes piques de 10 s. L'agitation à la côte était plus importante au niveau de la plage Nord (Zone exposée) où les houles déferlantes dépassaient les 1.5m. La tempête a duré quatre jours jusqu'au 26 Octobre 2014 (Figs 87 et 88).

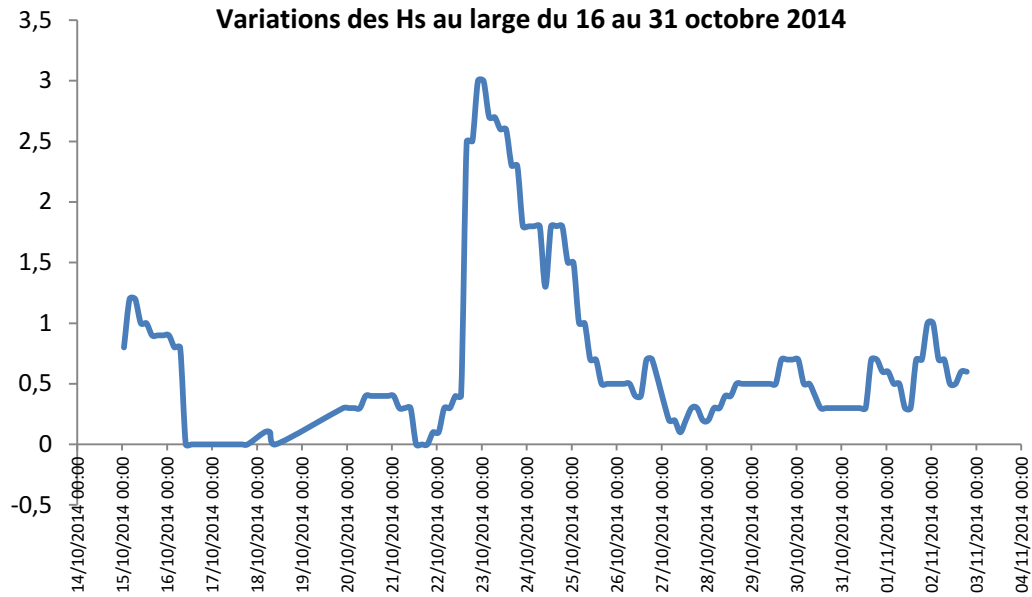


Figure 87 : Signal temporel des hauteurs significatives des houles au large du 16 oct au 31 Octobre 2014 (Source Wave-Watch III)

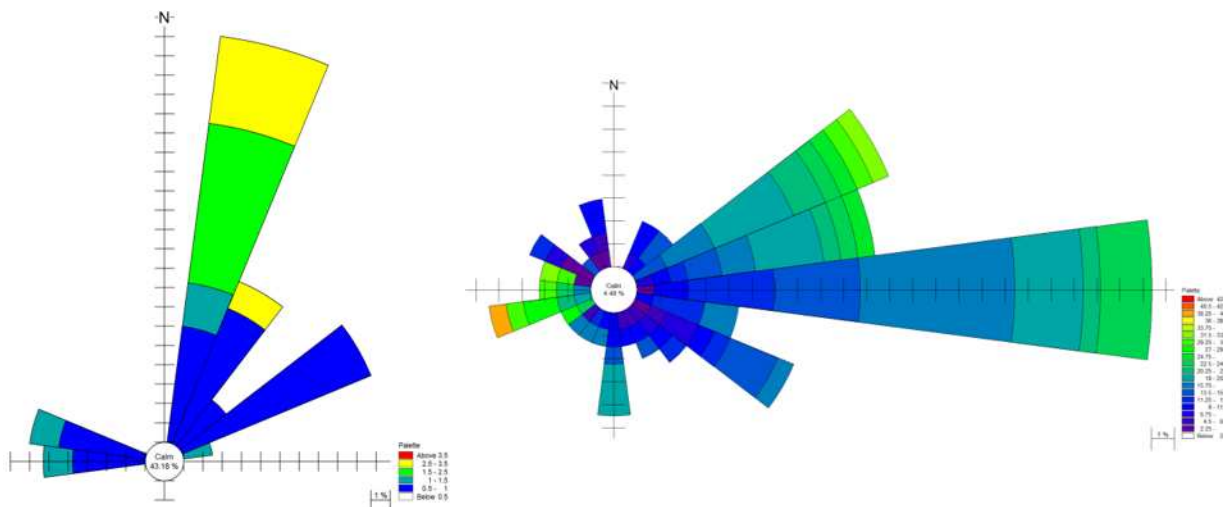


Figure 88 : à gauche Rose des houles au large – à droite Rose des vents au large durant la période d'expérimentation du traçage fluorescent (du 16 au 31 oct 2014) (Source Wave-Watch III)

Il ressort de l'analyse des houles prédites au large, que le climat de houle a été très favorable au charriage des sédiments au niveau de la côte. En effet le climat de houle a enregistré un pic de tempête qu'on a classé comme étant exceptionnelle vue sa probabilité d'occurrence qui dépasse les six années. Le régime des vents au large a été intense formant ainsi des houles de fortes amplitudes qui dépassaient les 1.5 m et 10 s à la côte suite aux observations sur le terrain. Les transports sédimentaires générés par ces houles de tempêtes étaient intenses, dans la plage Nord, qui a été chargée en gravier et gros galets après le passage de la tempête notamment au niveau de la ligne du rivage et au dessus de l'épi Nord.

1.4 Conclusion partielle

Cette première étape nous a permis de répondre à quelques questions posées en problématique. En effet, l'opération du traçage fluorescent a clarifié le schéma des transports sédimentaires dans les alentours du port de Cap Djinet.

Les résultats obtenus à partir des deux expérimentations mettent en évidence une dérive littorale Nord – Sud sous l'effet des houles de l'Ouest et du Nord-Est. En effet le centre de masse du traceur rouge injecté dans la plage Nord s'est déplacé dans la direction SW avec un débit net annuel qui s'élève à $7021 \text{ m}^3/\text{an}$ sous l'effet des houles en provenance de l'Ouest ayant de faibles amplitudes ne dépassant pas les 0.5 m et 5 s, ce volume de sable déplacé a nécessité un temps d'immersion de 91 heures durant lesquelles la surface du nuage de point ne dépassait pas les 70 m^2 . Par contre les prélèvements au moyen des carottes nous ont laissé constater que l'épaisseur de la couche mobile est importante dans la plage Nord, car elle dépasse les 40 cm. Ceci pourrait éventuellement être justifié par la présence de barres d'avant très mobiles dans le site d'étude.

Le centre de masse du traceur Jaune s'est déplacé dans la direction E avec un débit annuel d'environ $152665 \text{ m}^3/\text{an}$. La différence dans les volumes de sable charriés est expliquée par le degré du forçage qui a été faible durant la dispersion du traceur Rouge et fort durant la dispersion du traceur Jaune. La surface du nuage de dispersion du traceur Jaune dépassait les 500 m^2 , et la profondeur de remaniement était de l'ordre de 10 cm. Cette différence pourrait être expliquée par le caractère vaseux des sédiments qui sont répartis dans le secteur Sud.

Après le passage de la tempête venue du Nord, les prélèvements effectués dans le secteur Sud ont révélé la présence de particules rouges mélangés au jaune, ce résultat impressionnant mais tout a fait logique a mis en évidence une dynamique sédimentaire importante dans le site d'étude, car les courants engendrés par les houles de tempête ont été très intenses et ont joué un rôle important dans le charriage du traceur rouge vers le secteur de la passe d'entrée du port. Ces résultats viennent appuyer la carte de simulation obtenus par le module HD du Mike 21 pour la période allant du 22 au 26 Octobre 2014 (Episode de tempête). Finalement ce courant longshore formé par les houles du Nord-Est arrive à contourner l'épi Nord quand le forçage est intense et charrie par conséquent les sables vers le Sud.

Pour conclure, il est souhaitable que ce type d'expérimentation soit répétée dans le temps afin d'englober différents régimes de houles pouvant solliciter le site d'étude, dans le but de synthétiser une carte qui schématise les transferts sédimentaires qui peuvent en résulter. Ces expérimentations doivent bien évidemment être accompagnées de mesures intenses de courants à la côte afin de mieux connaître le régime courantologique et d'enduire les déplacements de sables pour différents degrés d'énergie.

La quantification des transferts sédimentaires par les pièges est réalisée afin de quantifier le volume de sable déplacé sous l'effet de la houle déferlante. Cette opération fera l'objet du prochain chapitre.

2 Etape 02 : Piégeage des sédiments

Ils permettent une mesure directe des flux sédimentaires sur l'avant-côte et les plages (Kraus, et al., 1987; Rosati, et al., 1991). Il en existe de nombreuses variantes reposant toujours sur le même principe, à savoir: le déploiement sur une structure, installée sur les fonds marins ou mise en œuvre à partir d'un bateau, de réceptacles destinés à piéger les sédiments en mouvement. Leur déploiement peut s'avérer délicat dans les zones à haute énergie, en présence de courants intenses ou dans le déferlement par exemple.

2.1 Inconvénients

Comme pour tout instrument de mesure, la condition première à l'utilisation des pièges est que leur présence ne perturbe pas trop le phénomène à quantifier, c'est à dire les transports solides dans le cas présent. D'un point de vue pratique, cette condition est évidemment impossible à satisfaire. L'affouillement localisé sous la structure, d'autant plus marqué que les réceptacles sont proches du fond, témoigne notamment de cette influence. Parmi les raisons de cette perturbation :

- L'accentuation progressive du remplissage des réceptacles qui perturbe l'écoulement.
- La durée d'immersion du piège qui doit être ajustée en fonction de l'intensité des transports sédimentaires, ceci exige des contrôles réguliers du remplissage des réceptacles.
- L'augmentation du nombre des réceptacles à la verticale qui certes améliore la définition du profil vertical des transports mais, en contrepartie, accentue les perturbations induites sur l'écoulement.
- Le squelette du piège qui peut aussi dévier légèrement les directions de courant et perturber l'écoulement.

La plupart du temps, les pièges sont testés dans des canaux pour apprécier la modification du champ de courants à leur voisinage et dans l'entrée du réceptacle (Rosati, J.D et Kraus, N.C., 1989). Il en ressort des courbes correctrices, mettant en relation la vitesse du courant avec et sans l'instrument, qui laissent présager de l'influence du piège sur les transports sédimentaires.

Aucune loi correctrice standardisée ne permet en réalité d'évaluer le flux sédimentaire, qui aurait été observé en l'absence du piège, à partir du matériel stocké.

Les pièges à sédiments donnent une information qui peut être quasi ponctuelle mais qui est intégrée sur la durée de l'expérience. Donc les données recueillies restent instantanées et valables seulement sur la période d'expérimentation.

Leur déploiement peut s'avérer délicat dans les zones à haute énergie, en présence de courants intenses ou dans le déferlement par exemple.

La hauteur des réceptacles par rapport au fond est une donnée importante qui peut être difficile à évaluer (zones à haute énergie ou déploiement à partir de navires) et évoluer au cours du temps avec la modification du régime hydrodynamique.

2.2 Méthodologie

L'approche méthodologique de cette seconde étape consiste à :

- Mesurer les flux sédimentaires sous l'effet des houles déferlantes au moyen des pièges unidirectionnels au niveau de la plage Nord caractérisée par des agitations fréquentes.
- Mesurer les forçages hydrodynamiques (Houle déferlante et Courant côtier) par des moyens empiriques (Mât à houle et Objet flottant).

2.2.1 Mesure des flux sédimentaires par piégeage sous l'effet de houles déferlantes

2.2.1.1 Présentation des types de piège utilisés

Le taux de transport longitudinal a été mesuré au moyen de pièges à sables portables. Si plusieurs types de pièges existent (Horikawa, 1988; Van Rijn, 1986b), celui défini par (Kraus, et al., 1987) est aujourd'hui le plus performant (Rosati, et al., 1988) et le plus utilisé (Levoy, 1994).

Les pièges sont constitués d'une armature métallique, sur laquelle sont accrochés des collecteurs formés de filets rectangulaires de 0.5m de long, en polyester dont le diamètre de la maille est de 100 μ m. Ils sont montés sur une ossature en acier galvanisé d'une hauteur de 1.4m et 0.35m de large. Trois à quatre collecteurs sont fixés sur la face avant de l'ossature, permettant de piéger les sédiments transportés à différents niveaux de la tranche d'eau (Fig 89).

L'efficacité hydraulique E_h de ces pièges a été étudiée par (Rosati, J.D et Kraus, N.C., 1989) en canal à courant afin de valider les mesures effectuées. Ces travaux ont tous montré que l'efficacité hydraulique de ces pièges est bonne, les valeurs de E_h se rapprochent toujours de 1 même si certains pièges viennent perturber fortement les trajectoires des filets d'eau.

Quant à l'efficacité sédimentaire E_q de ces pièges, elle reste relativement moins bonne surtout au voisinage immédiat du fond ou des affouillements basaux apparaissent à cause des effets de la structure sur le fond marin.

Les pièges à sédiment mis en œuvre par le Professeur (Boutiba, 2006) sont légèrement modifiés par rapport à ceux utilisés par (Kraus, et al., 1989) et (Rosati, et al., 1990) dans le cadre des programmes DUCK et SUPERDUCK. Ils se rapprochent beaucoup de ceux utilisés sur la côte ouest du Contentin (France) dans le cadre du programme général de défense contre la mer (Levoy, 1994).

Les collecteurs qui sont en bas du piège sont moins hauts et comportent une avancée métallique de 5 cm par rapport au cadre du collecteur, leur efficacité sédimentaire E_q est de 0.68 (Levoy, 1994). Les collecteurs supérieurs ont une efficacité sédimentaire de 0.86 (Kraus, et al., 1989).

Cette technique de mesure des transferts sédimentaires développée par le CREC reste donc très efficace en dépit des difficultés attachées à la détermination de l'efficacité de ces pièges. Cette dernière varie entre 1.5 et 10 dans la zone de déferlement de la houle.

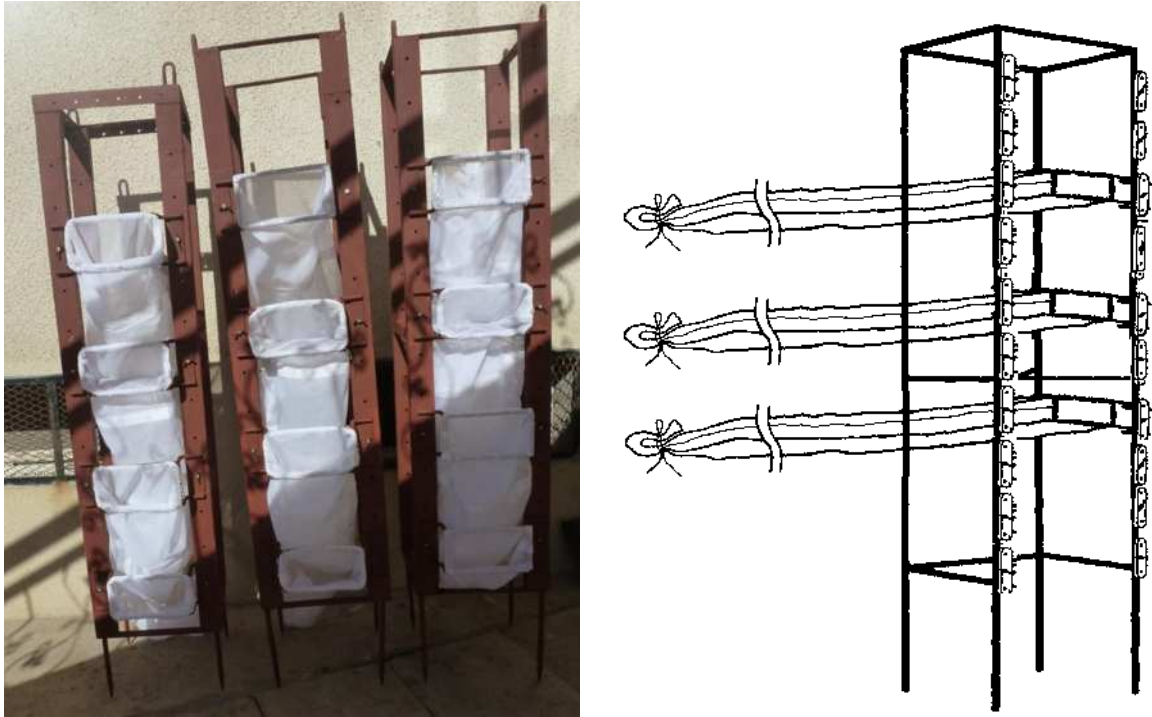


Figure 89 : à droite : Exemple type d'un piège à sédiment unidirectionnel issu du modèle de (Kraus, 1987) - à gauche : Trois pièges unidirectionnels utilisés pendant l'expérimentation sur le terrain (Boutiba, 2006)

2.2.1.2 Mise en place des pièges à sédiments et traitement des données collectées

Les pièges à sédiments ont été placés dans la zone de déferlement perpendiculairement au rivage et répartis selon les milieux dynamiques, les conditions de houles et l'organisation bathymétrique. Les pièges doivent recouvrir les unités morphologiques caractéristiques de la zone de déferlement en allant du point de déferlement dont la position est difficile à déterminer en raison de sa fluctuation régulière qui correspond à la ligne des brisants localisée sur la barre interne jusqu'au dernier déferlement qui a eu lieu suffisamment loin du rivage avant le jet de rive en passant par la zone de déferlement qui correspond au secteur où l'écume des vagues se propage appelée barre interne ou face interne pouvant localement s'étendre sur une partie de la fosse et par la fosse au niveau de laquelle les vagues sont les plus calmes.

Trois pièges, comportant chacun 04 collecteurs ont été installés lors des 02 sessions de mesures (Le 25-10-2014 à 10:40 et le 26-10-2014 à 13:20) au niveau de la plage Nord, la première correspondant à des conditions d'agitation moyenne (Vent de terre très faible (2.4 m/s) et Houle au large ne dépassant pas les 0.7 m en provenance du Nord) et la seconde à des conditions d'agitation faible (Vent de terre faible (22 m/s) et Houle au large ne dépassant pas les 0.4 m en provenance du Nord) favorisant dans les deux cas l'opération du piégeage des sédiments transportés sous l'effet des houles déferlantes.

La durée d'immersion des pièges était de 1 heure selon l'intensité des vagues et du courant afin de limiter les affouillements au pied des armatures (Levoy, 1994). Cette expérimentation devient délicate quand la hauteur des brisants dépasse 0.5m car l'équilibre des opérateurs est difficilement

réalisé. Ces derniers doivent contrôler régulièrement la distance qui sépare le fond de la mer de la base du piège afin de piéger correctement les masses charriées durant l'expérimentation.

L'ouverture des nacelles était orientée dans la direction du courant de dérive littorale qui a été confirmé par le déplacement du centre de masse du traceur fluorescent Rouge employé dans le point Nord (Fig 90).



Figure 90 : Mesure des transferts sédimentaires dans la zone de déferlement de la houle à l'aide des pièges à sédiments unidirectionnels (Plage Nord) le 25-10-2014.

Les échantillons des sables collectés dans chaque nacelle ont été lavés, séchés et pesés au laboratoire. La quantification totale a été effectuée par extrapolation sur la verticale et l'horizontale des valeurs piégées afin de déterminer le transport longitudinal total dans la zone de déferlement (Kraus, 1987). Contrairement aux capteurs optiques qui mesurent des concentrations, les pièges à sédiment mesurent des flux de sable. Le poids de sédiments récupérés dans un collecteur (k) d'un piège est noté $S(k)$ avec k variant de 1 à n . La quantité de sédiments piégés peut être exprimé par :

$$F(k) = \frac{S(k)}{\Delta h \Delta w \Delta t}$$

- $F(k)$: Flux de sable ($\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{sec}$)
- $S(k)$: Poids de sédiments récupérés dans un collecteur (k)
- Δh : Hauteur du collecteur (m)
- Δw : Largeur du collecteur (m)
- Δt : Temps d'immersion (sec)

Le flux de sable entre deux collecteurs voisins ($FE(k)$) peut être approché par interpolation linéaire :

$$FE(k) = \frac{1}{2} [F(k) + F(k + 1)]$$

L'utilisation de plusieurs collecteurs, disposés l'un au-dessus de l'autre, donne une idée de la répartition verticale des flux et permet une intégration sur la tranche d'eau pour aboutir à un débit solide pour une longueur unitaire dans la direction d'ouverture du réceptacle. Le flux total de sable

(F) par unité de largeur i dans un piège est calculé en utilisant les flux déterminés et les distances entre les collecteurs :

$$F = \Delta h \sum_{k=1}^n F(k) + \sum_{k=1}^{n-1} \Delta a(k) * FE(k)$$

Avec n étant le nombre total de collecteur

2.2.2 Mesure des forçages hydrodynamiques

2.2.2.1 Mesure de la houle au déferlement

La hauteur de la houle au déferlement a été mesurée par un mât gradué selon la méthode de Hoyt (in (Horikawa, 1988)), largement utilisée dans les études de la zone du déferlement (Levoy, 1994). Le mât est gradué tous les 0,05 m et la hauteur est déterminée à partir d'une lecture directe d'une trentaine de passages des vagues (valeurs mini-maxi) (Fig 91).

La hauteur des houles déferlantes est calculée en effectuant la moyenne du tiers supérieur des hauteurs des houles mesurées. Cette méthode permet d'obtenir des valeurs plus proches de la hauteur significative des vagues déferlantes, pour permettre des comparaisons avec la houle au large (H_{mo} qui peut être assimilée à H_{sig} au large – (SPM., 1984)).

La marge d'erreur couramment admise pour cette méthode est de 10 %, mais compte tenu de l'espacement des graduations, nous admettons une erreur de +/- 0,05 m. Les conditions des mesures expérimentales sont résumées dans le tableau qui suit.



Figure 91 : Mât à houle

Ces mesures ont été effectuées pendant l'expérimentation par les pièges à sédiments sur 02 sessions de mesure la première correspondant à des conditions d'agitation moyenne et la seconde à des conditions d'agitation faible. La durée d'observation était de 20 minutes pour chaque session.

2.2.2.2 Mesure de courant

Une technique originale a été utilisée pendant l'opération de piégeage pour calculer la vitesse du courant longshore. Elle consiste à poursuivre visuellement le déplacement d'un objet flottant de préférence lesté avec un chronomètre par rapport à des repères fixes sur la côte. Cet objet flottant peut éventuellement être remplacé par la rhodamine injectée dans la zone de déferlement dans le

but de suivre le déplacement du nuage coloré. La vitesse moyenne du courant est alors évaluée en moyennant plusieurs mesures.

2.3 Résultats

2.3.1 Répartition verticale des transports sédimentaires dans la zone de déferlement

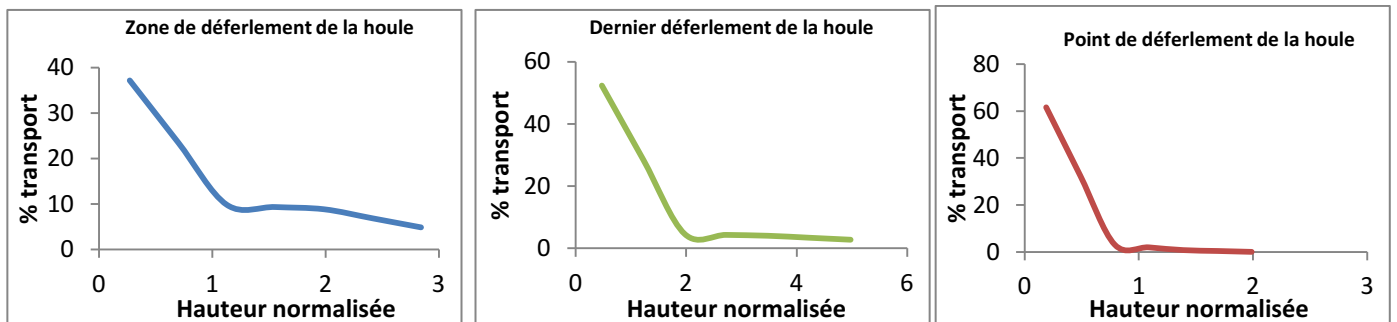
Pour pouvoir établir une comparaison de la répartition verticale des transports sédimentaires dans la zone de déferlement de la houle, nous avons exprimé en pourcentage les taux de transports par rapport au taux intégral par piège par tranche verticale et par hauteur normalisée ($Z(t)$).

Cette dernière est définie par la position relative de chaque collecteur (d) en fonction de la hauteur d'eau (Z), elle est définie par la relation suivante :

$$Z(t) = \frac{d}{-Z}$$

Les Figures suivantes (Fig 92) représentent la répartition verticale des pourcentages de transport au niveau des différentes unités morphologiques de la zone de déferlement :

Session du 25-10-2014



Session du 26-10-2014

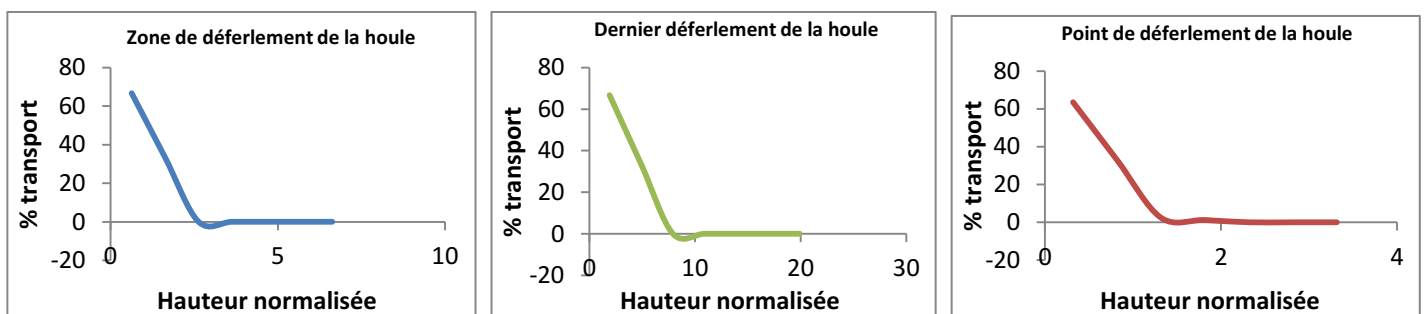


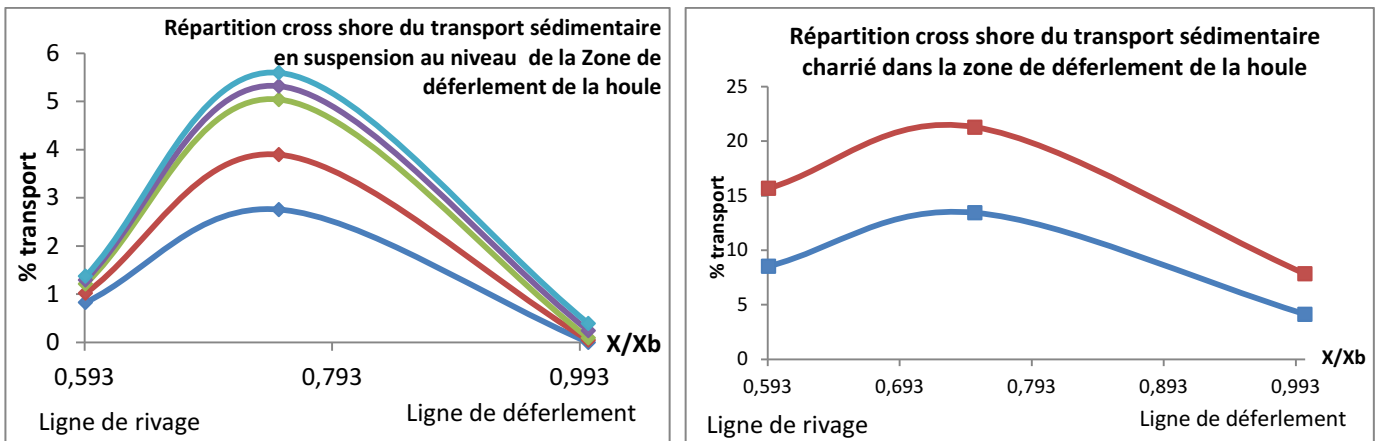
Figure 92 : Répartition verticale des transports sédimentaires dans la zone de déferlement durant les deux sessions de mesure (25 et 26 oct 2014)

2.3.2 Répartition cross-shore des transports sédimentaires dans la zone de déferlement

L'organisation latérale du transport dans la zone du déferlement a fait le sujet de plusieurs travaux sur les côtes à barres (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970; Kraus, 1987; Miller, 1999). Tous ces auteurs s'accordent sur l'existence d'une relation étroite entre la localisation du déferlement (X_b) et les taux de transport.

Deux expérimentations sur le terrain ont été réalisées pour étudier l'organisation latérale des flux sédimentaires dans la zone de déferlement au moyens de pièges unidirectionnels comportant 04 nacelles et disposés sur un profil cross-shore. Afin de pouvoir comparer les mesures réalisées dans une gamme de conditions différentes, les distances de chaque piège (X) par rapport à la largeur du déferlement (X_b) sont normalisées. Le point du déferlement correspond donc à $X/X_b = 1$. Le transport capturé par chaque piège est exprimé en pourcentage du transport total afin de déterminer la proportion du transport selon les unités morphologiques (Fig 93).

Session du 25-10-2014



Session du 26-10-2014

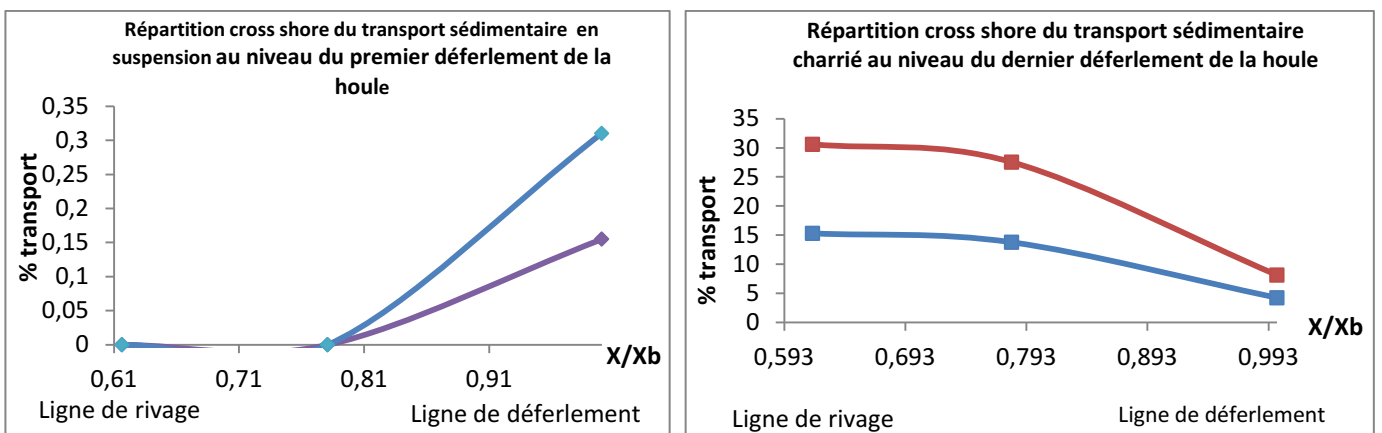


Figure 93 : Répartition Cross-shore du transport sédimentaire durant les deux sessions de mesure (25 et 26 oct 2014)

2.3.3 Conditions environnementales mesurées

Les conditions hydro sédimentaires mesurées pendant l'opération du piégeage sont résumées dans le tableau qui suit :

Figure 94 : Conditions environnementales mesurées lors des 02 sessions de piégeage dans la plage Nord

Date	Heure	Durée	H _{b,sig} (m)	D _b (m)	L _b (m)	Pente	Type de défer	Dir	V courant (m/s)	H _{m0} (large)	T _{pic} (large)
25/10/14	15:04	11 min	0.78	0.65	20.24	0.03125	Plongeant	Nord	0.2640	0.7	6
26/10/14	13:28	17 min	0.42	0.31	11.24	0.09589	Plongeant	Nord	0.1803	0.4	5

2.3.4 Influence des paramètres environnementaux

(Komar, P.D et Inman, D.L., 1970), ont étudié les conditions qui gouvernent le transport longitudinal, ils soulignent le rôle de l'incidence de la houle et du déferlement par une approche énergétique. Dans le cadre de cette recherche, nous avons cherché à définir quel forçage a le plus d'influence sur le transport. Les figures qui suivent (95) illustrent les relations entre le transport mesuré, les conditions environnementales et les forçages : largeur de la zone du déferlement, hauteur de la houle au déferlement, Profondeur de déferlement, pente de la zone du déferlement, vitesse du courant et incidence des houles.

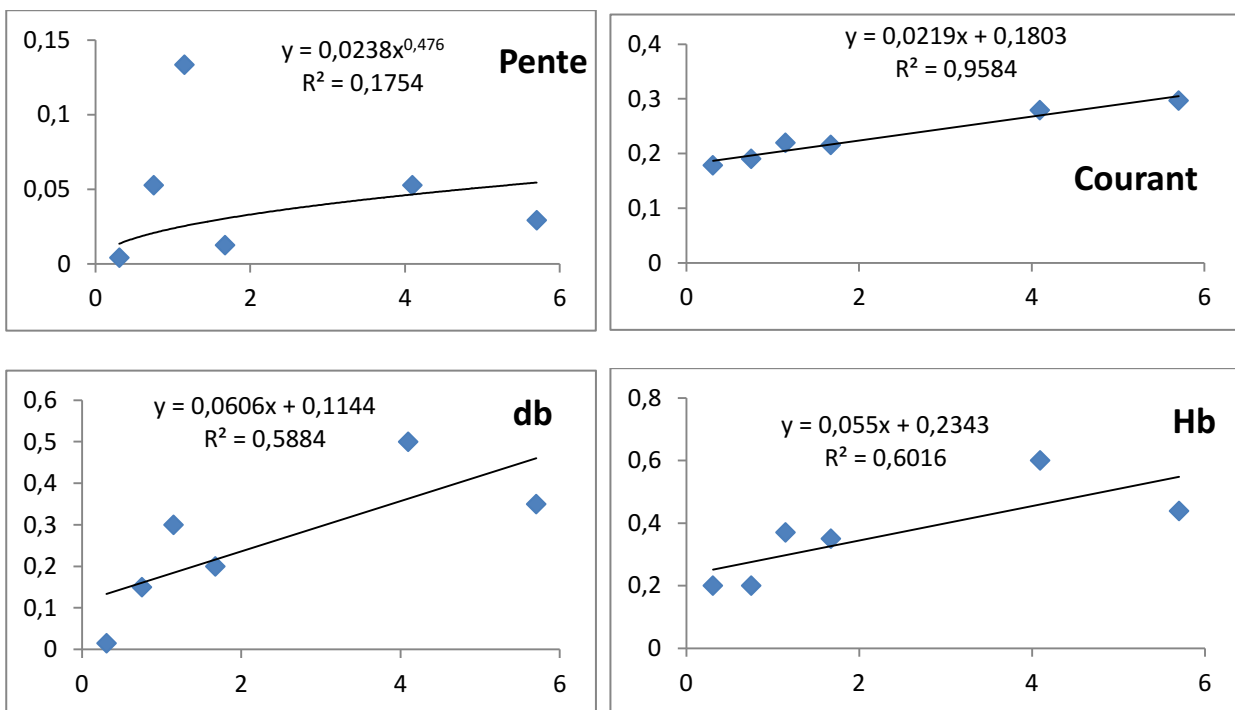


Figure 95 : Influence des paramètres environnementaux lors des sessions de piégeage

2.4 Synthèse et discussions

Le transport par charriage était plus important que le transport par suspension, 45% et 66% du transport total mesuré lors des deux sessions de mesures (25 et 26 oct) respectivement. Les plus grandes quantités du transit sédimentaire ont été enregistrées au niveau de la zone de déferlement (57% du transport total) qui correspond au secteur où l'écume des vagues se propage et ce durant la première session de mesure, cela est dû à la combinaison des différents agents hydrodynamiques. Lors de la seconde session, le transport était essentiellement localisé au point du dernier déferlement (46% du transport total) qui a eu lieu suffisamment loin du rivage avant le jet de rive, cela est dû à la combinaison des différents agents hydrodynamiques (courant de la dérive littoral, courant de retour,...). Dans les deux sessions, la fosse qui correspond à la ligne des brisants transporte peu de sables (12% du transport total); or le maximum du transport a été localisé après le point du déferlement.

La répartition cross-shore du transport semble étroitement liée à la forme du déferlement et la force de la houle. Elle est plus diffuse et répartie de manière homogène dans le cas d'un déferlement déversant, alors qu'avec un déferlement plongeant elle est localisée sur une bande plus étroite et concerne peu la fosse et le second déferlement. Le rôle de la force de la houle est aussi important.

En effet, les houles les plus fortes se brisent et dispensent plus d'énergie lors du 1er déferlement, ce qui explique la proportion du transport plus importante à proximité du 1er déferlement ; les houles plus faibles passent la barre et concentrent essentiellement leur énergie au niveau du deuxième déferlement. Ce phénomène explique certainement la répartition du transport lors des deux sessions de mesure. Le faible transport dans la fosse est expliqué par sa profondeur plus importante, or les houles ont moins d'influence sur le fond et sont moins déformées. Néanmoins, dans le cas de houles déversantes, qui étendent leur déferlement, le sable peut être projeté vers la fosse et transiter jusque celle-ci.

En conclusion, la répartition latérale du transit littoral est influencée par le déferlement et se localise préférentiellement sur la face interne de la barre (zone du déferlement). Le transport est essentiellement localisé au point du dernier déferlement et sur la face interne de la barre, alors que la fosse et le point de déferlement transportent peu de sables ; et donc le maximum du transport est localisé après le point du déferlement. Nos résultats confirment les travaux antérieurs (Mignot, 1977; Komar, 1977; Miller, 1999) mais ils montrent aussi la complexité des processus dans la zone du déferlement, très souvent simplifiée par les modèles d'évolution du rivage 1D (one-line model), qui considèrent en première approximation que le transit littoral est homogène dans la zone du déferlement (Hanson, 1989).

La pente ne semble pas avoir d'influence directe sur le transport ($r = 0,17$). Les forçages qui conditionnent le transport sont la hauteur et la profondeur au déferlement ($r = 0,6$) et la meilleure corrélation ($r = 0,887$) est obtenue avec la vitesse du courant à la côte ($r = 0,95$). Nos données confirment alors les travaux antérieurs (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970; Kraus, et al., 1982; Wang, et al., 1998) en ce qui concerne l'importance de l'énergie de la houle qui est en fonction de la hauteur au déferlement et la vitesse des courants sur le transport. La bonne corrélation transport-

vitesse du courant est logique, mais rappelons que cette dernière dépend directement de l'incidence des houles et de leur hauteur.

2.5 Conclusion partielle

En conclusion, l'opération du piégeage que nous avons effectué dans la plage Nord, a mis en évidence d'importants mouvements sédimentaires parallèlement à la côte. Le transit sédimentaire est variable selon la force de la houle et son action sur le fond. Les taux maximaux de transport sont généralement associés au déferlement sur la face interne de la barre (zone des brisants) : cette dernière concentre le maximum d'énergie qui se traduit par un transport par charriage plus important que le transport par suspension sur la moitié du temps. Au niveau des fosses de lévigation les sédiments sont plus fins que dans les autres zones et sont mobilisable que par les houles d'énergie plus élevée, où la part relative du transport est donc la plus réduite. La relative faible énergie se traduit par du transport par charriage dominant. Le dernier déferlement, avant le jet de rive, montre des taux de transport par charriage importants en fonction de la force des houles, qui se brisent ou non avant d'atteindre cette zone ; le charriage domine largement et la taille du matériel transporté est similaire à celle de la zone des brisants.

En vue du nombre réduit des sessions de mesure, et de la nature des plages qui nous a limité à effectuer l'opération du piégeage dans la plage Nord seulement, nous avons préféré valider les modèles de prédiction des flux sédimentaires en fonction des résultats obtenus à partir des expérimentations de traçage fluorescent. Néanmoins, les opérations de piégeage ont confirmé l'existence des transports longitudinaux à la côte et dont les débits sont sous-estimés par rapport aux débits mesurés par le traçage fluorescent dans la plage Nord, ceci peut être expliqué par le degré du forçage hydrodynamique qui était plus important durant le traçage fluorescent.

Chapitre 02 : Prédiction des forçages hydrodynamiques dans la zone de déferlement

1 Introduction

La hauteur de la houle au déferlement et la localisation du point de déferlement à partir d'une certaine profondeur sont deux paramètres essentiels pour l'étude du transport sédimentaire dans la zone du déferlement. La connaissance de ces paramètres permet de déterminer l'impact de la houle à la côte par l'intermédiaire d'indices morpho-dynamiques et de calculer le transit longitudinal. Leur détermination reste cependant délicate et l'utilisation des formules est rarement précisée par les auteurs.

2 La houle au déferlement

Les premiers travaux de détermination théorique de la hauteur de houle au déferlement ont été réalisés dans un canal à houle (Miche, 1944). (Rattanapitikon, W et Shibayama, T., 2000) ont mené une étude comparative de 26 formules de prédiction de la hauteur de houle au déferlement en utilisant 574 cas de houles déferlantes. L'ensemble de ces formules et les nombreux cas testés présentent l'avantage de « balayer » de nombreuses conditions hydrodynamiques et morphologiques. Sur la base des travaux de Rattanapitikon et Shibayama (2000), nous avons choisi de tester les formules donnant les meilleurs résultats ($Rms < 14\%$) pour des pentes douces correspondant aux plages sableuses, elles sont regroupées dans le tableau 28. Ces formules choisies intègrent divers paramètres selon les auteurs (Pente, Indice de déferlement, Nombre d'Iribaren). Rappelant que la formule de (Goda, 1970), décrite sous forme d'abaques dans le manuel SPM (1984), est certainement la plus utilisée en ingénierie, d'où l'intérêt de la tester.

Tableau 28 : Formules empiriques de calcul des Hauteurs de la houle déferlante

Auteurs	Abréviations	Formules
Miche (1944)	Mi (44)	$H_b = 0.14L_b \tanh\left(\frac{2\pi d_b}{L_b}\right)$
Battjes et Janssen (1978)	B&J (78)	$H_b = 0.14L_b \tanh\left(\frac{0.8}{0.88} \frac{2\pi d_b}{L_b}\right)$
Goda (1970)	Go (70)	$H_b = 0.17L_0 \left[1 - \exp\left(-1.5 \frac{\pi d_b}{L_0} (1 + 15 \tan\beta^{4/3})\right) \right]$
Goda modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000)	Go (70) - R&S (00)	$H_b = 0.17L_0 \left(1 - \exp\left(\frac{\pi d_b}{L_0} K\right) \right)$ $K = 16.21 \tan\beta^2 - 7.07 \tan\beta - 1.55$
Ostendorf et Madsen (1979)	O&M (79)	$H_b = 0.14L_b \tanh\left((0.8 + \tan\beta) \frac{2\pi d_b}{L_b}\right)$
Ostendorf et Madsen modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000)	O&M (79) - R&S (00)	$H_b = 0.14L_b \tanh\left(\frac{2\pi d_b}{L_b} K\right)$ $K = -11.21 \tan\beta^2 + 5.01 \tan\beta + 0.91$

Selon (Sabatier, 2001), il est difficile d'apprécier a priori le rôle de chaque paramètre dans ces formules, qui de toute manière sont empiriques. Le grand nombre de ces formules est dû au fait que leurs auteurs modifient les formules antérieures à partir de nouvelles mesures, pour proposer une équation mieux adaptée au terrain concerné. Ceci démontre la difficulté à déterminer une formule universelle et justifie notre démarche pour la validation d'une formule de calcul de la hauteur de déferlement la plus adaptée à la côte de Cap Djinet.

Certaines formules intègrent la pente de la plage qui est calculée de différentes manières. En effet, nous pouvons considérer que la pente de la plage correspond à la zone du déferlement proprement dit, qui correspond à la houle ayant déjà déferlé (Wright, L.D. et Short, A.D., 1984). On peut aussi considérer que la pente à utiliser correspond à celle du dos de la barre, c'est à dire la région où la houle subit les dernières modifications précédant le déferlement (Barrusseau, 1994 *in* (Sabatier, 2001) (Fig 96). D'autres intègrent la pente de la zone de swash (Nielsen et Hanslow, 1991 *in* (Sabatier, 2001). Dans le cas de notre étude, nous avons choisi d'utiliser la pente de la zone de déferlement.

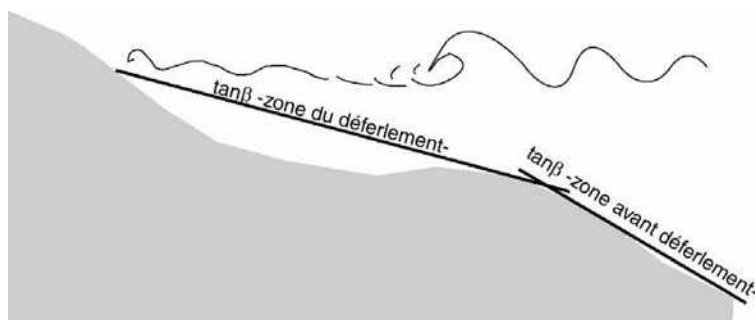


Figure 96 : Les différentes méthodes de calcul de la pente ($\tan\beta$)

2.1 Résultats

Les résultats de comparaison entre les valeurs calculées et mesurées sont résumés dans le tableau 29 :

Tableau 29 : Résultats de test des formules de prédiction de la hauteur de la houle au déferlement

	Mi (44)	BJ (78)	Go (70)	Go (70) - RS (00)	OM (79)	OM (79) - RS (00)
Dr moy	0,950533	0,86681	0,93230375	0,96754969	0,7840313	0,955770959
Srs (%)	35,32194	99,5185	48,8042994	22,9686811	169,40096	31,49600628
Rms	4,638453	13,0658	6,408	3,019309005	22,239995	4,136293524
Ecartype	0,160803	0,15697	0,1592442	0,161394468	0,1557802	0,161126701
R à 95%	0,943833	0,85108	0,93314004	0,993030982	0,7701093	0,989678654

Les indices statistiques démontrent que la formule de Go (70) - RS (00) donne de bons résultats malgré une Srs élevée (22%) mais elle reste la plus faible comparée aux autres formules qui présentent des erreurs assez importantes $Srs > 30\%$, $Rms > 4\%$.

3 L'indice de déferlement

En littérature, plusieurs formules de calcul de l'indice de déferlement existent, elles ont été déterminées en canal à houle, elles tiennent compte de la pente et de la cambrure de la houle. La plus ancienne formule revient à (McCowan, 1894), qui a démontré que les vagues déferlent quand leur hauteur devient égale à une fraction de la profondeur de l'eau.

$$\gamma = \frac{H_b}{d_b}$$

Une valeur de $\gamma = 0.78$ est couramment utilisée dans le cas de houles monochromatiques

Le SPM (1984) propose d'utiliser les travaux de (Weggel, 1972) [Abréviation : We (72)] qui prennent en compte les conditions de houle et la pente de la plage :

$$\gamma = b - \frac{aH_b}{gT^2}$$

$$a = 43.75 (1 - e^{-19 \tan \beta})$$

$$b = \frac{1.56}{1 - e^{-19 \tan \beta}}$$

(Sunamura, 1988) et (kaminsky, G et kraus, N.C., 1993) [Abréviation : Su (80) – k&k (93)] suggèrent d'utiliser le nombre d'Iribaren qui permet de prendre en compte la pente de la plage et la cambrure des houles.

$$\gamma = 1.14 \xi^{0.21}$$

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}}$$

(kaminsky, G et kraus, N.C., 1993) [Abréviation : k&k (93)] ont mené une étude comparative basée sur une analyse de travaux antérieurs (409 cas) couvrant une gamme importante de cambrures de houle et de pentes de plage. Ils montrent une relation positive entre l'indice de déferlement et la pente (avec une bonne représentation de $\gamma = 0,78$ pour les pentes de 0,03 à 0,1) et une relation négative entre l'indice de déferlement et la cambrure. Les auteurs conseillent d'utiliser :

$$\gamma = 1.2 \xi^{0.27}$$

La totalité de ces auteurs ont obtenus ces formules par des expériences et des mesures en canal à houle. Mais en réalité les valeurs de ces indices varient en fonction des conditions dynamiques et la morphologie de la plage. D'où l'objectif de cette étude est de chercher à vérifier expérimentalement la valeur optimale de γ qui sera ensuite utilisée comme un paramètre d'entrée dans les simulations du transport sédimentaire.

Dans le cas d'une houle stable et progressive au-dessus d'un fond plat, la valeur maximale théorique de γ est de 0.78 (McCowan, 1894). Toutefois, il faut noter que γ n'est pas constant, mais qu'il se situe globalement entre 0.5 et 1.5 selon la pente du fond et la période de la houle incidente. De nombreux critères de prédiction de la valeur de γ ont été proposés. (Rattanapitikon, W et Shibayama, T., 2000) proposent une analyse et une comparaison exhaustives de la plupart d'entre elles. Dans le cas d'une houle régulière arrivant perpendiculairement sur un talus uniforme de pente m deux critères sont recommandés pour une utilisation pratique, et qui sont proposés par la formule de (Goda, 1970) :

$$\gamma = \frac{H_b}{d_b} = 0.17 \frac{L_0}{d_b} \left\{ 1 - \exp \left[-1.5\pi \frac{d_b}{L_0} (1 + 15m^{4/3}) \right] \right\}$$

3.1 Résultats

Les mesures effectuées sur le terrain montrent que la valeur moyenne de l'indice de déferlement de McCowan est de $k = 0.9$, l'intervalle entre la valeur minimale et maximale oscille entre 0.89 et 0.91.

Les résultats de comparaison entre les valeurs calculées et mesurées de l'indice de déferlement sont résumés dans le tableau 30 :

Tableau 30 : Résultats de test des formules de prédiction de l'indice de déferlement

	We (72)	Go 1970b	Su (88) - K&K (93)	K&K (93)
Dr moy	5,4104489	0,9342385	0,8743	0,830092
Srs (%)	1175,4581	47,360668	93,567	129,6713
Rms	80,674646	3,2509246	6,4316	8,906733
Ecartype	2,0060712	0,0306131	0,0574	0,077454

Il ressort de ce tableau que la formule de (Goda, 1970) donne les meilleures résultats avec des erreurs faibles comparée aux autres formules (Srs 47%, Rms 3%).

4 La profondeur de déferlement

La profondeur de déferlement est beaucoup moins étudiée. Nous la calculerons par déduction à partir des équations empiriques décrites précédemment, et ce soit en substituant les H_b mesurées sur le terrain.

Par la suite les résultats obtenus à partir des formules empiriques sont comparés à ceux récoltés sur le terrain selon les critères statistiques de comparaison.

4.1 Résultats

Les résultats de comparaison entre les valeurs calculées et mesurées de la profondeur au déferlement sont résumés dans le tableau 31 :

Tableau 31 : Résultats de test des formules de prédiction de la profondeur de déferlement

	Mi (44)	BJ (78)	Go (70)	Go (70) - RS (00)	OM (79)	OM (79) - RS (00)
Dr moy	1,05412983	1,15954281	1,07440126	1,03437721	1,28552418	1,00785204
Srs (%)	36,7018323	103,059861	49,9626858	23,530904	174,869792	9,96322103
Rms	6,22551367	17,4775928	8,47607413	3,99747362	29,6549922	1,90681607
Ecartype	0,19136074	0,2049802	0,19432744	0,18979131	0,22526009	0,18170334

Il ressort de ce tableau que la formule (Ostendorf, et al., 1979) modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000) donne les meilleurs résultats (Srs 9.96% et Rms 1.9%) comparée aux autres formules qui enregistrent de grandes erreurs (Srs > 36% et Rms > 3%).

5 Discussions des résultats

Hauteur de houle au déferlement : D'après les résultats obtenus nos travaux confirment ceux du SPM (1984) qui proposent d'utiliser GO70. On remarque aussi que la formule de Miche (1944) montre des résultats acceptables, même si elle n'intègre pas la pente. La formule d'Ostendorf et Madsen (1979), donne de mauvais résultats (Srs > 100%) tel est le cas pour Battjes et Janssen (1978) (Srs ~ 100%). En effet, les formules qui montrent une Srs supérieur à 30 % peuvent être améliorées à moins que 30 % en modifiant les paramètres empiriques. Mais comme la formule de Goda modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000) a donné de meilleures résultats avec un intervalle de confiance presque égalant à 1, nous avons préféré nous contenter de cette formule pour prédire la hauteur de la houle au déferlement.

Les mesures effectuées sur le terrain montrent que la valeur moyenne de l'indice de déferlement de McCowan est de $k = 0.9$, l'intervalle entre la valeur minimale et maximale oscille entre 0.89 et 0.91. Les formules empiriques qui donnent les meilleurs résultats est celle de (Goda, 1970). Cette dernière a été utilisée pour calculer l'indice de déferlement dans la prédiction des flux sédimentaires. Quant à la profondeur de déferlement nous avons choisis d'utiliser la formule d'Ostendorf et Madsen modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000) puisqu'elle donne les meilleures prédictions de d_b .

La comparaison des formules empiriques avec les mesures in situ s'est avérée intéressante car le choix était a priori difficile compte tenu de l'importante littérature traitant ce sujet. On peut se demander s'il existe une formule universelle pouvant être appliquée sur des plages différentes, compte tenu de la spécificité de chacune. Ainsi, les modifications de OM79 par Rattanapitikon et Shibayama (2000) reposent sur un échantillon de données faisant varier de manière hétérogène les pentes de plage, ce qui l'a rendu performante dans notre cas. Le choix de la houle au large ou à la côte est également important. Dans notre cas, la formule utilisant les caractéristiques de la houle au large donne de bons résultats, ce qui ne concordant avec les travaux de (Sabatier, 2001). L'effet de site est donc primordial et ces résultats posent indirectement la question des performances du modèle de propagation de houle utilisé et du fond bathymétrique de référence. Malgré un modèle simple de réfraction et une bathymétrie relativement ancienne (1974) nous obtenons des simulations satisfaisantes.

6 Conclusion partielle

Ce chapitre a consisté à tester et valider plusieurs formules concernant les caractéristiques de la houle déferlante :

- ◆ La hauteur de la houle au déferlement sera calculée par la formule de Rattanapitikon et Shibayama (2000).
- ◆ La profondeur du déferlement sera calculée par la formule d'Ostendorf et Madsen modifiée, Rattanapitikon et Shibayama (2000).
- ◆ L'indice de déferlement sera calculé par la formule la formule du SPM (1984) $\gamma = 0.78$.

La prédiction des flux sédimentaires engendrés par les forçages hydrodynamiques font l'objet du chapitre suivant dont le but principal est de valider un modèle empirique de calcul des taux de transport sédimentaires le plus adapté à la région de Cap Djinet.

Chapitre 03 : Prédiction des flux sédimentaires dans la zone de déferlement de la houle

1 Introduction

C'est en France que les premières expérimentations ont été réalisées par Du Buat (1734 – 1809) qui a mis en avant la théorie de contrainte de cisaillement. Plusieurs scientifiques se succédèrent au fil des derniers siècles pour proposer ce qui devient petit à petit l'ensemble des théories actuelles.

Dès 1900, les premiers modèles physiques sont développés par Reynolds (1892 – 1912) in (Cartier, 2011), notamment connu pour avoir mis en évidence les différents types d'écoulement. Un peu plus tard, (Hjulström, 1935) a mis en lumière les vitesses de courant nécessaires au dépôt, au transport et à l'érosion des sédiments. Ensuite, (Shields, 1936) détermine la contrainte de cisaillement critique nécessaire à la mise en mouvement des particules et propose ainsi une formulation mathématique largement reconnue et utilisée actuellement par l'ensemble de la communauté scientifique.

Dans la même optique, une des premières formulations mettant en relation le transport de sédiment avec les conditions d'agitation remonte à 1938 avec la relation de Munch-Peterson (Petersen, 1950).

A partir des années 60, le "Delft Hydraulics Laboratory" publie de nombreux rapports mettant en avant diverses techniques de piégeage et notamment la charge sédimentaire de fond (Delft Hydraulics Laboratory, 1958, 1966, 1969) in (Cartier, 2011).

Dès les années 60, la littérature devient de plus en plus fournie et les expérimentations de terrain connaissent un essor important, notamment au cours des années 70 et 80 avec le développement de plusieurs techniques de piégeages (Helley, E.J et Smith, W., 1971; Katori, 1983; Kraus, 1987; Hubbell, et al., 1985; Rosati, J.D et Kraus, N.C., 1989) ou de pompages (Van Rijn, 1979; Dijkman, J.P.M et Milisic, V., 1982; Van Rijn, 1993).

Plus récemment, l'avènement des technologies acoustiques et optiques a permis la quantification des flux sédimentaires à micro échelle ainsi que des intégrations sur des périodes de temps de l'ordre du cycle tidal (Aagaard, et al., 2002; Masselink, G et Pattiaratchi, C., 2000; Amos, et al., 2010).

2 Origine physique du transport littoral sur une plage

Avant de décrire la représentation mathématique du courant littoral, il est bon d'en fournir une description physique : considérons une houle monochromatique d'amplitude H_0 et d'incidence α en eau profonde approchant une côte rectiligne. Au-delà d'une certaine hauteur d'eau, la propagation de la houle est indépendante de la profondeur (Cayocca, 1996).

Lorsque la houle commence à « sentir » le fond (c'est-à-dire que sa propagation est modifiée par les variations de la profondeur), la composante du nombre d'onde normale à la côte augmente par réfraction, de sorte que les rayons de houle tendent à s'orienter perpendiculairement à la côte.

A mesure que la profondeur diminue, le profil des vagues se raidit jusqu'à l'éventuel déferlement à une distance X_b de la côte, par une profondeur $h_b = h(X_B)$. Cette ligne de déferlement délimite l'extrémité océanique d'une bande appelée zone de déferlement, limitée d'autre part par la plage.

L'énergie de la houle y est en grande partie dissipée par l'intense turbulence qui y règne, ce qui se traduit par une diminution de la hauteur des vagues. A leur arrivée sur la berge, les vagues « montent » finalement sur la plage en une mince pellicule d'eau avant de se retirer par gravité et d'être absorbées par les crêtes suivantes. Alors que le retour des vagues vers la mer s'effectue le long de la ligne de plus grande pente, leur avancée vers la plage s'effectue obliquement. Cette incidence oblique est à l'origine d'un courant net le long de la rive, appelé courant littoral. La turbulence présente dans la zone de déferlement provoque par ailleurs la mise en suspension d'importants volumes de sédiments mêlés au fluide; le courant littoral devient ainsi un puissant mécanisme de transport (Cayocca, 1996).

3 Catégories des formules de calcul du transport sédimentaire littoral

Les équations de calcul du transport sédimentaire sont généralement divisées en trois catégories, dont deux sont basées sur les mécanismes de forçage du processus de transport sédimentaire, et une basée sur la méthode de dérivation à partir d'équations analytiques (Wellen, et al., 2000).

3.1 Catégorie énergétique

Cette catégorie est l'application des méthodes énergétiques, elle est basée sur deux approches : Approche de flux d'énergie des vagues et Approche de force de courant.

3.1.1 Approche de flux d'énergie des vagues

L'approche de flux d'énergie des vagues a été développée spécifiquement pour le transport sédimentaire dans les zones côtières. Une discussion approfondie sur l'évolution des formules du transport littoral basée sur l'énergie est représentée dans la thèse de (Sayao, 1982) en particulier l'évolution de la formule dite "CERC". Cette dernière a été développée à partir de mesures de prototype et de modèles bien avant le développement de la formule de calcul du courant littoral. En effet, elle a été développée peu après la Seconde Guerre mondiale par le Conseil de l'érosion des plages, le prédécesseur du centre de recherche en ingénierie côtière de l'Armée US. Parmi les équations de calcul du transport sédimentaire basées sur le flux énergétique des vagues nous citons : Munch-Peterson (1938) in (Petersen, 1950) ; (Scripps, 1947) ; (Watts, 1953a) et (Caldwell, 1956) ; (Savage, 1962) ; (Inman, D.L et Bagnold, R.A., 1963) ; (Komar, 1969) ; (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) ; (Swart, 1976) ; (Walton, 1979) ; (Walton, et al., 1979) ; CERC (1966, 1977, 1984) in (SPM., 1984) ; (Kraus, et al., 1982) ; (Brampton, et al., 1984) ; (Bailard, 1981) ; (Bailard, 1984) ; (Kamphuis, et al., 1986) ; (Deigaard, et al., 1986) ; (Komar, 1988) ; (Chadwick, 1989) ; (Kamphuis, 1991) ; (del Valle, et al., 1993).

Des chercheurs de la CHL (inédit) ont utilisé les données de traçage de sable de Santa Barbara et Torrey Pines Californie, et les enregistrements de dragage du port de Santa Barbara, Californie, pour comparer 20 modèles de transport littoral de sédiments. Ils ont conclu que l'équation CERC est plus performante que les autres modèles. Parmi les six modèles incluant les effets de la taille des

grains évalués, ils ont conclu que la relation de (Bailard, 1984) a été la plus performante. Cependant, l'ensemble des données utilisées pour des fins de comparaison seulement représentaient une granulométrie entre 0,15 et 0,25 mm, et n'était donc pas particulièrement adapté pour tester la dépendance de l'équation du transport de sédiment avec la taille des grains en dehors de cette gamme.

3.1.2 Approche de force de courant

L'approche de force de courant est appliquée en général dans différentes situations de transport sédimentaire. Les Premiers travaux tels que (Grant, 1943) a souligné que le transport de sable dans l'avant côte résulte des effets combinés des vagues et des courants, à savoir, les vagues mettent le sable en mouvement et les courants littoraux produisant une advection nette de sable. Plusieurs autres approches ont été développées dans ce sens, nous citons (Bagnold, 1963) ; (Bagnold, 1966) ; (Engelund, F. et Hansen, E., 1967) ; (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) ; (Ackers, P et White, W.R., 1973) ; (Van De Graaff, J et Van Overeem, J., 1979) ; (Bailard, 1981) ; (Bailard, 1984).

3.2 Catégorie d'équilibre des forces (Force des vagues et des courants)

Cette catégorie est classiquement la méthode alternative de l'approche de force de courant dans la prédiction du transport sédimentaire où le transport de sédiment est lié au cisaillement du fond. Cette catégorie nécessite un modèle hydrodynamique approprié pour déterminer les courants de vague induits par les contraintes de radiation. Cette méthode est donc plus complexe que la méthode énergétique ou de méthodes basées sur l'analyse dimensionnelle.

L'une des premières formules de transport de sédiments qui a considéré les contraintes de cisaillement plutôt que le flux d'énergie des vagues est la formule de Kalinski-Frijlink (proposé à l'origine par (Frijlink, 1952)). La formule est constituée de deux parties, l'une représentant l'agitation des sédiments par les vagues et l'autre représentant les sédiments dans les transports. Ce concept a ensuite été adapté et approfondi par (Bijker, 1967, 1971, 1992) pour une utilisation dans les modèles hydrodynamiques, où le taux de transport local était intégré numériquement dans la zone de surf. Ce concept a également été étudié par d'autres auteurs parmi lesquels nous citons : (Van De Graaff, J et Van Overeem, J., 1979) ; (Bailard, J.A et Inman, D.L., 1981) ; (Van Rijn, 1984) ; (Watanabe, 1992) ; (Damgaard, J.S et Soulsby, R.L., 1996) ; (Bayram, et al., 2001).

3.3 Catégorie analytique basée sur des expériences en laboratoire

La troisième catégorie comprend les équations obtenues à partir des analyses de régression multiples des résultats d'expériences de terrain et de laboratoire. Ces formules relient les paramètres environnementaux aux taux volumétriques de transport. Cette catégorie regroupe un ensemble de paramètres non-dimensionnels supposés importants dans le processus du transport sédimentaire. Les expressions résultantes ressemblent beaucoup aux équations énergétiques de base, mais elles ont été obtenues à partir de relations mathématiques entre un groupe de variables sans dimension, plutôt qu'à partir de principes physiques. Parmi ces équations nous citons celles de : (van Hijum, E et Pilarczyk, K.W., 1982) ; (Van Hijum, 1976) ; (Brampton, et al., 1984) ; (Kamphuis, et al., 1986) (Kamphuis, 1991) ; (Chadwick, 1989) ; (Van der Meer, 1990) ; (Veldman et Van der Meer J.W., 1992) ; (Schoonees, J.S et Theron, A.K., 1996).

4 Application à la côte de Cap Djinet et validation d'une formule

Dans le cadre de cette recherche, nous avons choisie d'utiliser les deux catégories énergétique et analytique en appliquant les équations les plus utilisées pour prédire le transport sédimentaire, ce dernier a été quantifié pour les directions de houles au large pouvant solliciter le site d'étude, les angles choisis ont été variés d'un pas de 10° , ils sont compris entre 250° et 60° pour la plage Nord et 250 et 320 pour la plage Sud. Ces angles ont été calculés au niveau des points d'injection des traceurs. Pour chaque direction, quatre combinaisons de hauteurs et de périodes les plus dominantes ont été choisies pour calculer le transport sédimentaire [0.5m - 6s, 1m - 7s, 1.5m - 8s, 2.5m - 9s, 3m - 10s]. Les volumes ainsi obtenus pour chaque point (Plage Nord et Plage Sud) sont multipliés par les fréquences d'apparition des houles. Les transports vers l'Est sont précédés d'un signe positif et ceux vers l'Ouest d'un signe négatif.

4.1 CERC (1966, 1984)

L'équation inclue les deux types de modes de transport par charriage et par suspension, elle a été dérivée sur un certain nombre d'années et récemment par (Inman, D.L et Bagnold, R.A., 1963) ; (Komar, 1969) et (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970). Les campagnes de mesures de courant, de houle et de transport sédimentaire ont laissé entrevoir que le transport littoral était proportionnel à la composante du flux d'énergie dirigée parallèlement à la côte dans la zone du surf. En s'inspirant de la relation intuitive suggérée par les mesures et utilisant la similitude des unités entre le flux d'énergie et le poids de sédiment immergé, (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) proposent une équation de calcul du taux de transport massique :

$$Q = k \left(\frac{\rho \sqrt{g}}{16 \sqrt{\gamma} (\rho_s - \rho) (1-p)} \right) H_b^{5/2} \sin (2 \alpha_b) \quad (\text{m}^3/\text{s})$$

- g : Accélération de la pesanteur = 9.81 m/s^2
- ρ : Densité de l'eau de mer (1025 kg/m^3)
- ρ_s : Densité du sable (2650 kg/m^3)
- P : Porosité du sédiment (0.4)
- H_b : Hauteur de houle au déferlement
- α_b : Angle d'incidence de houle au déferlement
- γ : Indice de déferlement (0.78) pour les plages plates et augmente plus que 1.0 selon la pente de plage (Weggel, 1972).
- k : Coefficient empirique dimensionnel

Diverses valeurs du coefficient empirique dimensionnel K ont été obtenues à partir des analyses de régression de différents ensembles de données qui lient le poids submergé des sédiments transportés et le flux d'énergie des vagues.

$k = 2.2$ (Caldwell, 1956) ; $k = 0.77$ (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) ; $k = 0.2$ (Kraus, et al., 1982) ; $k = 1.23$ (Dean, et al., 1982) ; $k = 0,39$ et 0.92 (SPM., 1984) ; $k = 0.82$ (Schoonees et Theron (1993, 1994)) ; $K_{\text{SPM rms}} = 0,92$ (Rosati, et al., 2002) ;

Bailard (1981, 1984) a mis au point un modèle basé sur l'énergie, qui présente un K en fonction de l'angle de déferlement et le rapport vitesse orbitale/vitesse de chute des sédiments, basés sur la H_{rms} des vagues dans la zone de déferlement. Il propose la relation suivante :

$$k = 0.05 + 2.6 \sin^2 \alpha_b + 0.007 U_{mb} / w_s$$

$$2.5 \leq w_s \leq 20.5 \text{ cm/s} \quad 0.2^\circ \leq \alpha_b \leq 15^\circ \quad \text{et} \quad 33 \leq U_{mb} \leq 283 \text{ cm/s}$$

- U_{mb} : Vitesse orbitale maximale près du fond (m/s) : $U_{mb} = \frac{k}{2} \sqrt{gd_b}$
- w_s : Vitesse de chute des sédiments (m/s)

Il conclut que cette modification de K élargit le champ d'application de l'équation du CERC, qui peut être appliquée à une large gamme de tailles de sédiments.

Komar 1988 a noté que l'incapacité à corrélérer le coefficient K avec les paramètres environnementaux (tels que la taille des grains, la pente de la plage et les hauteurs de déferlement des vagues) est due au manque de données de qualité. Il convient de noter que pour les vagues aléatoires (réelles), le choix de la hauteur de vague utilisée dans l'équation du CERC (H_s ou H_{rms}) doit être corrélé avec la valeur K . Beaucoup de confusion peuvent survenir, comme le cas de certains auteurs qui ont utilisé H_s et autres H_{rms} sans donner une explication à ce choix. Pour la distribution des vagues de Rayleigh, H_{rms} est doublement utilisée que H_s .

Récemment, del Valle, Médine et Losada (1993) ont présenté une relation empirique pour K , en ajoutant des données de transport des sédiments représentant un large éventail de tailles médianes de grains de sédiments (0,40 mm à 1,5 mm) à partir du delta de la rivière Adra, Espagne à la base de données disponible tel que modifié par Komar (1988). Les Résultats de leur analyse renforcent une diminution du coefficient empirique K avec la taille des grains. Leur ajustement empirique est basé sur les corrections apportées à la base de données comme suggérait Komar (1988). La relation empirique doit être appliquée avec H_{rms} dans la zone de déferlement.

$$k = 1.4e^{(-2.5D_{50})}$$

D_{50} est la taille moyenne des grains du sédiment de plage en millimètres

D'autres ont proposé des relations empiriques de l'augmentation de K avec la diminution de la taille des grains (ou équivalente, la vitesse chute) (Dean, et al., 1982) ; (Kamphuis, et al., 1986) ; (Dean, 1987).

Dans notre cas, nous avons choisi de tester la formule du CERC, 1984 en employant le coefficient k de (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) et (del Valle, et al., 1993).

4.2 Kamphuis *et al.*, (1986, 1991)

La Formule du transport littoral de (Kamphuis, et al., 1986) a été développée pour les plages de sable, et inclut les effets de la pente et la taille des grains, par conséquent peut être appliquée aux sédiments grossiers. La distinction est faite entre transport par charriage et suspension. Cela a été dérivé à partir d'une série complète de tests de laboratoire et un vaste ensemble de données sur le

terrain. Cette formule a été définie après une relecture des travaux antérieurs, en laboratoire et en nature, et une validation expérimentale à Pointe Sapin, Canada. Cette formule présente l'avantage d'avoir été définie à partir de forçages variés et de tenir compte de la granulométrie. Elle s'écrit :

$$Q = 1.28 \frac{\tan \beta H_{sb}^{7/2}}{D_{50}} \sin 2 \alpha_b \quad (\text{kg/s})$$

L'expression a été affinée ultérieurement en utilisant une autre série d'essais sur modèles hydrauliques à trois dimensions avec fond mobile et des vagues régulières et irrégulières (Kamphuis, 1991). Après une analyse dimensionnelle détaillée il a exprimé le taux de transport littoral des sédiments en fonction de la cambrure des vagues, de la pente des plages, la taille des grains et l'angle des vagues. L'effet de la mise à échelle pour le taux de transport de sédiments a été très faible. Les résultats de l'expérience donnent deux pics dans la distribution du transport: l'un situé dans la zone de déferlement, provenant exclusivement de transport par charriage (ce qui correspond au maximum unique relaté par (Komar, 1977), et l'autre sur la ligne de déferlement, provenant d'une combinaison entre transport par charriage et suspension. Une analyse dimensionnelle permet à l'auteur de proposer la formule suivante pour le transport Q (en kg de sédiment immergé par seconde) :

$$Q = 2.27 H_{sb}^2 T_p^{1.5} (\tan \beta_b)^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} 2 \alpha_b \quad (\text{kg/s})$$

- H_{sb} : est la hauteur significative des vagues au point de déferlement,
- T_p : est la période de crête,

Pour un sable moyennement dense de porosité 32%, le transport volumique annuel est donné par :

$$Q = 6.4 \cdot 10^4 H_{sb}^2 T_p^{1.5} \tan \beta_b^{0.75} d_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} (2 \alpha_b) \quad (\text{m}^3/\text{an})$$

$$Q = 7.3 H_{sb}^2 T_p^{1.5} \tan \beta_b^{0.75} d_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} (2 \alpha_b) \quad (\text{m}^3/\text{h})$$

Cette formule expérimentale a été validée à partir de plusieurs données de terrain. Le transport est ici proportionnel à H^2 , et dépend plus de la période et de la pente de la plage que de la taille des grains. D'après Kamphuis, le terme $\sin 2\alpha$ communément introduit dans les formules classiques surestime le transport, d'où l'introduction d'une puissance inférieure à 1, justifiée en partie par l'interaction houle-courant négligée dans les approches énergétiques classiques.

4.3 Kraus *et al.*, (1982)

La formule de (Kraus, et al., 1988) a été déterminée au moyen de 8 campagnes de traceurs fluorescents dans la zone du déferlement sur des plages du Japon.

$$Q = \frac{0.00038}{\gamma \tan \beta} H_b^2 \vec{V} \quad (\text{m}^3/\text{s})$$

- V : vitesse moyenne du courant de dérive au milieu du déferlement (m/s)

4.4 Chadwick 1989

(Chadwick, 1989) a appliqué l'Eq. 9 avec une manière un peu différente en omettant la taille des particules et fixant ε_2 à 1, ce qui a induit à la relation suivante :

$$Q_i = \frac{kP_i}{\Gamma} \left(1 - \frac{8.1D_{90}}{H}\right)$$

En appliquant cette équation aux données de terrain à long terme de Shoreham, la valeur K de 0,07 (en utilisant H_{rms} pour la hauteur des vagues) était de 9% de la valeur K de sable, tandis que l'utilisation de l'équation standard de CERC, c'est à dire sans les termes de seuil et de la taille des particules dans l'équation. 9, la valeur K obtenue était de 7% de celle du sable.

Une autre façon de considérer le seuil de mouvement avec la formule de CERC est d'avoir une force de vague en dessous de laquelle aucun transport significatif de sédiments n'a eu lieu P_{i0} (Chadwick, 1989) :

$$Q_i = \frac{k}{\Gamma} (P_i - P_{i0})$$

Chadwick a dérivé une valeur P_{i0} de 13,9 W/m en utilisant les données de piégeage de Shoreham avec $K = 0.0366$, $\Gamma = 10$, $807 \text{ kg/m}^2\text{s}^2$ et P_i calculées en utilisant H_{rms} . Toutefois, la valeur P_{i0} dépend d'autres paramètres tels que la taille des grains. Pour l'instant, il n'y a pas de relation déterministe entre P_{i0} et d'autres paramètres tels que la D_{50} et, par conséquent, cette Equation reste spécifique au site.

Chadwick 1989 injecte les données expérimentales de Delft en termes de conditions de déferlement, il donne :

$$Q_{ls} = 0.0013(gD_{90}^2 T_s)W(W - 8.3)\sin \alpha_b$$

Avec :

$$W = \frac{H_{sb}\sqrt{\cos\alpha}}{D_{90}}$$

4.5 Récapitulatif des formules utilisées

Catégorie	Auteurs	Formules	Abréviations
Approche de flux d'énergie des vagues	CERC (1966, 1984)	$Q = k \left(\frac{\rho\sqrt{g}}{16\sqrt{\gamma}(\rho_s - \rho)(1-p)} \right) H_b^{5/2} \sin(2\alpha_b)$	K&I (70)
		$K = 0.77 \text{ (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970)}$	
Approche de force de courant	(Kraus, et al., 1982)	$Q = \frac{0.00038}{\gamma \tan\beta} H_b^2 \vec{V}$	K et al. (82)
Approche analytique	(Kamphuis, et al., 1986)	$Q = 1.28 \frac{\tan\beta H_{sb}^{7/2}}{D_{50}} \sin 2\alpha_b$	KP et al. (86)
	(Kamphuis, 1991)	$Q = 2.27 H_{sb}^2 T_p^{1.5} (\tan\beta_b)^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} 2\alpha_b$	KP et al. (91)
	(Chadwick, 1989)	$Q_{ls} = 0.0013 (g D_{90}^2 T_s) W (W - 8.3) \sin \alpha_b$ $W = \frac{H_{sb} \sqrt{\cos \alpha}}{D_{90}}$	Ch (89)

5 Résultats et discussions

5.1 Prédictions par la formule du CERC (1984)

Les prédictions de la formule du CERC (1984) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans les deux plages nord et sud avec un débit solide net d'environ 195175,85 m³/an et 4499210,8 m³/an respectivement (Tabs. 32 et 33). Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 7255593,88 m³/an et 5262782,9 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 7060418,028 m³/an et 763572,152 m³/an respectivement.

Tableau 32 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-1305,78	-25582,91	-60568,88	-272397,42	-84253,11	-444108,09
260	-70	-2454,07	-48080,14	-113832,25	-511939,69	-158344,05	-834650,18
270	-60	-12257,70	-218056,17	-485239,26	-1830275,79	-576008,16	-3121837,08
280	-50	-7427,99	-116200,86	-202991,47	-517765,02	-161731,43	-1006116,77
290	-40	-7427,99	-116200,86	-202991,47	-517765,02	-161731,43	-1006116,77
300	-30	-4112,78	-55654,50	-76682,89	-225403,42	-71112,12	-432965,71
310	-20	-3052,62	-31150,51	-46652,56	-133840,44	-52781,35	-267477,48
320	-10	-1624,26	-16574,84	-24823,31	-71215,01	-28084,37	-142321,79
330	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
340	10	1942,75	21979,68	29787,97	124626,27	28084,37	206421,04
350	20	3651,17	41308,29	55983,07	234220,77	52781,35	387944,65
360	30	2419,28	51092,66	89253,85	315564,79	71112,12	529442,71
10	40	8345,03	142138,55	233011,34	784337,10	242597,15	1410429,17
20	50	8345,03	142138,55	233011,34	784337,10	242597,15	1410429,17
30	60	13064,13	171525,35	280332,53	644653,79	142224,24	1251800,04
40	70	15801,79	223132,46	312572,16	612320,02	52781,35	1216607,78
50	80	8407,96	118726,30	166316,17	325808,68	28084,37	647343,48

Tableau 33 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-3780,69368	-74071,47073	-175368,1021	-788685,899	-243942,2443	-1285848,4
260	-31	-3370,96034	-66043,96208	-156362,5532	-703211,926	-217504,9607	-1146494,4
270	-21	-9470,85837	-168480,111	-374917,9171	-1414154,3	-445050,0959	-2412073,3
280	-11	-2825,49989	-44201,12097	-77215,01448	-196950,306	-61520,29335	-382712,24
290	-1	-263,232217	-4117,911705	-7193,587061	-18348,4933	-5731,418807	-35654,643
300	9	1467,53139	19858,75614	27362,14845	80428,92022	25374,37471	154491,731
310	19	2923,79564	29835,93513	44683,7876	128192,2705	50553,93476	256189,724
320	29	4027,40698	41097,76069	61550,06042	176579,5252	69635,94417	352890,697

5.2 Prédictions par la formule de Kamphuis *et al.*, (1991)

Les prédictions de la formule de (Kamphuis, 1991) (Tabs. 34 et 35) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans les deux plages nord et sud avec un débit solide net d'environ 475,568 m³/an et 836070001 m³/an respectivement. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 131811,3 m³/an et 990849447 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 131335,7 m³/an et 154779446 m³/an respectivement.

Tableau 34 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du (Kamphuis, 1991) pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-38,856806	-678,3467718	-1602,115003	-6659,652533	-2202,318476	-11181,29
260	-70	-56,7383349	-990,5154404	-2339,392939	-9724,36066	-3215,804285	-16326,81
270	-60	-251,544137	-3987,297891	-8851,329939	-30858,40975	-10383,20084	-54331,78
280	-50	-144,793187	-2018,325936	-3517,240503	-8292,039801	-2769,291852	-16741,69
290	-40	-144,793187	-2018,325936	-3517,240503	-8292,039801	-2769,291852	-16741,69
300	-30	-84,3996774	-1017,678541	-1398,785301	-3800,296767	-1281,876647	-7583,037
310	-20	-70,5769532	-641,742398	-958,7675978	-2542,316512	-1071,934762	-5285,338
320	-10	-48,3340758	-439,4922747	-656,6045095	-1741,085629	-734,1061587	-3619,623
330	0	0	0	0	0	0	0
340	10	57,81134552	582,8049729	787,9254113	3046,899852	734,1061587	5209,5477
350	20	84,41557143	851,0062234	1150,521117	4449,053897	1071,934762	7606,9316
360	30	49,64686907	934,2622673	1628,094367	5320,415474	1281,876647	9214,2956
10	40	162,6688885	2468,845118	4037,395789	12561,20881	4153,937778	23384,056
20	50	162,6688885	2468,845118	4037,395789	12561,20881	4153,937778	23384,056
30	60	268,093093	3136,451897	5113,592167	10868,84875	2563,753295	21950,739
40	70	365,3395222	4596,828699	6423,742905	11631,09804	1071,934762	24088,944
50	80	250,1999216	3148,102272	4399,250213	7965,466755	734,1061587	16497,125
60	90	1,91954E-07	2,64724E-06	2,95769E-06	3,33834E-06	3,96498E-07	9,532E-06

Tableau 35 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du (Kamphuis, 1991) pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-735339,26	-12837262,36	-30318962,92	-126029503	-41677415,22	-211598483
260	-31	-686431,246	-11983445,58	-28302423,99	-117647178	-38905416,38	-197524896
270	-21	-2154777,13	-34155987,12	-75822253,47	-264339278	-88944564,45	-465416860
280	-11	-810741,68	-11301229,02	-19694113,69	-46429686,7	-15506118,65	-93741890
290	-1	-195177,05	-2720645,294	-4741139,006	-11177431,1	-3732925,743	-22567318
300	9	454790,963	5483800,622	7537409,304	20478047,76	6907442,45	40861491,1
310	19	687745,243	6253532,654	9342821,199	24773895,85	10445591,65	51503586,6
320	29	833440,686	7578312,76	11322051,87	30022123,72	12658438,82	62414367,9

5.3 Prédictions par la formule de Kamphuis *et al.*, (1986)

Les prédictions de la formule de (Kamphuis, et al., 1986) (Tabs. 36 et 37) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans les deux plages nord et sud avec un débit solide net d'environ 535,5385 m³/an et 4158,8801 m³/an respectivement. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 6504,492 m³/an et 4825,0192 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 5968,9532 m³/an et 666,139171 m³/an respectivement.

Tableau 36 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kamphuis, et al., 1986) pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-0,25657393	-10,05360908	-35,70367226	-267,6178708	-99,32973941	-412,9615
260	-70	-0,48220125	-18,89460453	-67,10095471	-502,9570767	-186,6788463	-776,1137
270	-60	-2,40852523	-85,69204231	-286,0350859	-1798,161359	-679,0816689	-2851,379
280	-50	-1,45953145	-45,66478766	-119,6578445	-508,6801941	-190,6723905	-866,1347
290	-40	-1,45953145	-45,66478766	-119,6578445	-508,6801941	-190,6723905	-866,1347
300	-30	-0,8081236	-21,87119071	-45,20243586	-221,4484432	-83,83724308	-373,1674
310	-20	-0,59981131	-12,24157476	-27,50039127	-131,4920462	-62,2262821	-234,0601
320	-10	-0,31915293	-6,513605882	-14,63265256	-69,96545641	-33,10991314	-124,5408
330	0	0	0	0	0	0	0
340	10	0,38173194	8,6376078	17,55918308	122,4395487	33,10991314	182,12798
350	20	0,71742138	16,23339262	33,00046953	230,1110808	62,2262821	342,28865
360	30	0,47536682	20,07847016	52,61267125	310,0278205	83,83724308	467,03157
10	40	1,63972052	55,85782062	137,3537229	770,5749475	286,0085857	1251,4348
20	50	1,63972052	55,85782062	137,3537229	770,5749475	286,0085857	1251,4348
30	60	2,56698084	67,40629269	165,2482491	633,3425477	167,6744862	1036,2386
40	70	3,10490562	87,68693228	184,2526215	601,5761114	62,2262821	938,84685
50	80	1,65208578	46,65724213	98,03877218	320,0919631	33,10991314	499,54998
60	90	8,4061E-16	2,60206E-14	4,37146E-14	8,89711E-14	1,18603E-14	1,714E-13

Tableau 37 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kamphuis, et al., 1986) pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-0,74287136	-29,10871842	-103,3746324	-774,847439	-287,5943746	-1195,668
260	-31	-0,66236254	-25,95405595	-92,17138841	-690,873211	-256,4262837	-1066,0873
270	-21	-1,86093611	-66,20956842	-221,0037138	-1389,34123	-524,6893762	-2203,1048
280	-11	-0,55518461	-17,37022327	-45,51610948	-193,494572	-72,52901334	-329,4651
290	-1	-0,0517227	-1,61826316	-4,240420059	-18,0265465	-6,757024853	-30,693977
300	9	0,28835635	7,804123976	16,12922763	79,0176963	29,91498028	133,154385
310	19	0,57449881	11,72497084	26,33985349	125,9429801	59,60028486	224,182588
320	29	0,79134824	16,15066006	36,28205353	173,4812211	82,09691548	308,802198

5.4 Prédications par la formule de Kraus et al., (1982)

Les prédictions de la formule (Kraus, et al., 1982) (Tabs. 38 et 39) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans la plage nord avec un débit solide, et de 135070,77 m³/an et de l'Est vers l'Ouest dans la plage Sud avec un débit solide net d'environ 473781,76 m³/an. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 3296798,63 m³/an et 1005169,36 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 3161727,87 m³/an et 1478951,12 m³/an respectivement.

Tableau 38 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kraus, et al., 1982) pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
343,92	13,92	1726,58	27104,90	86977,98	248470,78	34343,1178	398623,35
343,9857	13,9857	7134,81	31029,49	106017,97	279130,31	43747,9221	467060,5051
352,78619	22,78619	6826,81	97604,96	104571,94	297827,20	51357,0817	558187,9943
358,68544	28,68544	9973,76	45471,68	64461,96	251282,38	44600,3133	415790,0879
5,01562	35,01562	9038,57	101010,78	51353,73	128433,53	29708,0354	319544,6522
6,11744	36,11744	29785,57	94034,77	46868,43	121518,76	24164,2795	316371,8023
23,692	53,692	30265,35	220503,95	149655,36	264211,82	21512,9985	686149,4715
309,357	-20,643	-7058,58	-53923,75	-67209,47	-141363,81	-44818,1568	-314373,7607
317,534	-12,466	-7215,40	-55595,18	-71977,53	-151743,76	-46956,9829	-333488,8395
323,36	-6,64	-5367,42	-50181,78	-63916,11	-172079,31	-45106,2789	-336650,8964
329,325	-0,675	-5185,33	-45942,11	-57066,14	-158454,60	-42634,6208	-309282,8025
282,701	-47,299	-8920,64	-93468,88	-145659,39	-301301,81	-86638,6667	-635989,3844
292,122	-37,878	-6696,07	-120318,79	-176176,97	-167984,05	-43085,3034	-514261,1924
296,194	-33,806	-7635,23	-75166,70	-86078,55	-188900,82	-49727,2008	-407508,5102
304,363	-25,637	-7530,51	-77776,26	-95053,95	-210879,13	-54003,3973	-445243,2487

Tableau 39 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Kraus, et al., 1982) pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
343,92	13,92	463,811919	9046,56	19506,9465	38021,0987	14432,0759	81470,48928
343,9857	13,9857	168,329334	2686,80	5150,42834	15901,0453	7170,25685	31076,86463
352,78619	22,78619	68,2977187	1379,50	2777,56388	10169,2181	5107,32891	19501,91218
358,68544	28,68544	59,6412107	1039,01	3346,59433	5890,01374	1730,78229	12066,04034
5,01562	35,01562	24,937148	548,62	2003,50292	3012,97856	1528,14195	7118,181081
6,11744	36,11744	0,00071779	301,75	407,164032	1950,01832	754,650604	3413,579494
23,692	53,692	0,00017644	2,80	36,3081252	2022,78758	463,91922	2525,816979
309,357	-20,643	5484,28354	52670,44	53402,4132	72375,1227	15970,2206	199902,4827
317,534	-12,466	4705,09844	30425,68	37900,7254	56976,6591	15511,6229	145519,782
323,36	-6,64	6441,85912	47576,36	45296,2629	57149,6197	15657,9586	172122,056
329,325	-0,675	2519,06651	29883,62	39317,5189	51362,5031	12728,8237	135811,535
282,701	-47,299	-6318,8571	-76456,73	-122626,26	-158008,351	-40093,4164	-403503,614
292,122	-37,878	-16173,146	-211693,93	-223648,472	-192826,036	42675,8349	-601665,747
296,194	-33,806	17994,4125	208786,74	93077,5622	91916,5455	20161,8081	431937,0731
304,363	-25,637	6095,5377	60737,35	67797,3591	82554,1299	19300,9394	236485,3126

5.5 Prédications par la formule de Valle et al., (1993)

Les prédictions de la formule de (del Valle, et al., 1993) (Tabs. 40 et 41), montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans les deux plages nord et sud avec un débit solide net d'environ 130481,1m³/an et 3007860,6 m³/an respectivement. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 4850587 m³/an et 3518332 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 4720106,3 m³/an et 510471,434 m³/an respectivement.

Tableau 40 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (del Valle, et al., 1993) pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/côte	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-872,954812	-17102,95842	-40492,15344	-182106,039	-56325,7894	-296899,9
260	-70	-1640,61839	-32143,04764	-76100,35557	-342247,402	-105857,8573	-557989,3
270	-60	-8194,65061	-145777,2453	-324397,3478	-1223595,575	-385079,1444	-2087044
280	-50	-4965,83974	-77683,84055	-135706,0351	-346141,814	-108122,4311	-672620
290	-40	-4965,83974	-77683,84055	-135706,0351	-346141,814	-108122,4311	-672620
300	-30	-2749,52093	-37206,74461	-51264,86585	-150689,1103	-47540,63512	-289450,9
310	-20	-2040,76922	-20825,07312	-31188,67031	-89476,44497	-35285,95244	-178816,9
320	-10	-1085,87062	-11080,78996	-16595,14485	-47609,42195	-18775,26313	-95146,49
330	0	0	0	0	0	0	0
340	10	1298,786427	14694,09104	19914,17382	83316,48841	18775,26313	137998,8
350	20	2440,920043	27615,85783	37426,40438	156583,7787	35285,95244	259352,91
360	30	1617,365251	34157,01144	59668,94221	210964,7544	47540,63512	353948,71
10	40	5578,906373	95023,98353	155775,2374	524353,441	162183,6467	942915,22
20	50	5578,906373	95023,98353	155775,2374	524353,441	162183,6467	942915,22
30	60	8733,772356	114669,967	187410,903	430970,8553	95081,27023	836866,77
40	70	10563,98182	149170,9042	208964,0911	409354,7358	35285,95244	813339,67
50	80	5620,977323	79372,18028	111187,4705	217813,1054	18775,26313	432769
60	90	2,86007E-12	4,42657E-11	4,95774E-11	6,05422E-11	6,72548E-12	1,64E-10

Tableau 41 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (del Valle, et al., 1993) pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/côte	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-2527,50983	-49519,053	-117238,962	-527260,745	-163082,882	-859629,15
260	-31	-2253,59051	-44152,41693	-104533,1689	-470118,769	-145408,7461	-766466,69
270	-21	-6331,55968	-112634,1284	-250644,1417	-945405,58	-297529,6571	-1612545,1
280	-11	-1888,93345	-29549,80684	-51620,60854	-131667,328	-41128,20546	-255854,88
290	-1	-175,978821	-2752,95044	-4809,133873	-12266,5313	-3831,629491	-23836,224
300	9	981,089803	13276,18837	18292,43656	53769,20323	16963,54877	103282,467
310	19	1954,64718	19946,23893	29872,4843	85700,46978	33796,85795	171270,698
320	29	2692,44525	27475,11518	41148,10566	118048,8355	46553,76727	235918,269

5.6 Prédictions par la formule de Chadwick (1989)

Les prédictions de la formule de (Chadwick, 1989) (Tabs. 42 et 43) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans la plage nord avec un débit solide net de 70805,535 m³/an et de l'Est vers l'Ouest dans la plage sud avec un débit solide net d'environ 498202,45 m³/an. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de 640591,7 m³/an et 580627,55 m³/an dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de 711397,21 m³/an et 82425,0971 m³/an respectivement.

Tableau 42 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de (Chadwick, 1989) pour le secteur Nord.

Compas (°)	Angle/côte	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-1683,21983	-10184,40912	-9965,528221	-243,0558607	-3158,490682	-25234,7
260	-70	-2025,55038	-9944,973556	-5185,660642	-32303,22676	-14261,88513	-63721,3
270	-60	-7681,0686	-27226,49036	-2642,073697	-164295,1715	-64863,17043	-266708
280	-50	-3821,20143	-9131,080973	-6949,460354	-54271,28225	-20270,08059	-94443,11
290	-40	-3298,255	-5756,677713	-10616,54145	-59161,79973	-21561,30633	-100394,6
300	-30	-1638,29357	-1708,323525	-4909,555805	-27137,12402	-9848,793091	-45242,09
310	-20	-1127,79947	-584,9791515	-3332,71976	-16632,27381	-7482,956967	-29160,73
320	-10	-573,990218	-201,404833	-1875,653523	-9003,373616	-4032,773427	-15687,2
330	0	0	0	0	0	0	0
340	10	686,5373197	267,0803221	2250,784227	15755,90383	4032,773427	22993,079
350	20	1348,936622	775,7332227	3999,263712	29106,47917	7482,956967	42713,37
360	30	963,7021008	1568,297007	5714,401019	37991,97363	9848,793091	56087,167
10	40	3705,446981	7041,650417	12186,59335	89621,34019	32341,95949	144896,99
20	50	4292,954691	11169,26869	7977,197449	82212,93252	30405,12088	136057,47
30	60	8186,402065	21416,65351	1526,379364	57867,51113	16015,59764	105012,54
40	70	13042,56827	46153,0815	14239,31406	38637,19279	4753,96171	116826,12
50	80	10838,29353	47264,26485	27364,36028	290,7138726	1052,830227	86810,463
60	90	0,0003674	0,002345481	0,001634194	0,001043416	9,79733E-05	0,0054885

Tableau 43 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule de Chadwick (1989) pour le secteur Sud.

Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-1700,46531	-3845,095533	-8913,286529	-89510,3088	-32362,34218	-136331,5
260	-31	-1355,3431	-2128,634829	-9861,624215	-84311,0035	-30031,90169	-127688,51
270	-21	-3520,50011	-3321,388762	-26565,01014	-175306,191	-62981,60752	-271694,7
280	-11	-1001,58635	-557,0877429	-5812,656525	-24870,5157	-8826,354167	-41068,2
290	-1	-91,6762241	-41,35229436	-552,9874278	-2332,30013	-826,3262782	-3844,6424
300	9	517,152656	233,2121138	2074,428353	10178,90972	3646,476109	16650,1789
310	19	1073,95006	533,9626546	3216,607393	15967,17547	7179,435887	27971,1315
320	29	1589,95818	1201,197487	3996,873949	21343,31705	9672,440038	37803,7867

En résumé les résultats des prédictions des flux sédimentaires à partir des Cinq formules empiriques (CERC, 1984), (Kraus, et al., 1982), Kamphuis (1986, 1991), (del Valle, et al., 1993), (Chadwick, 1989) montre que le transport sédimentaire le plus important, s'effectue de l'Ouest vers l'Est, il est provoqué essentiellement par les houles de secteur Ouest – Nord Ouest au niveau de la plage Nord et des houles de secteur Ouest dans la plage Sud.

Comparaison des résultats obtenus par les six (06) formules

Les résultats de l'étude comparative des transits sédimentaires obtenus dans la région de Cap Djinet, selon les six formules, sont représentés dans le tableau 44 et la figure 97 :

Tableau 44 : Résultats des prédictions des flux sédimentaires au moyen de formules empiriques

	Plage Nord			Plage Sud		
	Ouest	Est	Net	Ouest	Est	Net
CERC (1984)	-7255593,88	7060418,03	-195175,8549	-5262782,933	763572,152	-4499210,781
Kamphuis et al (1991)	-131811,264	131335,696	-475,5680038	-990849446,9	154779445,6	-836070001,3
Kamphuis et al (1986)	-6504,49165	5968,95318	-535,5384667	-4825,019243	666,1391711	-4158,880072
Kraus et al (1982)	-3296798,63	3161727,87	-135070,7669	-1005169,36	1478951,12	473781,764635
Valle et al (1993)	-4850587,34	4720106,28	-130481,0531	-3518332,017	510471,4338	-3007860,583
Chadwick (1989)	-640591,675	711397,211	70805,53527	-580627,5465	82425,09712	-498202,4493

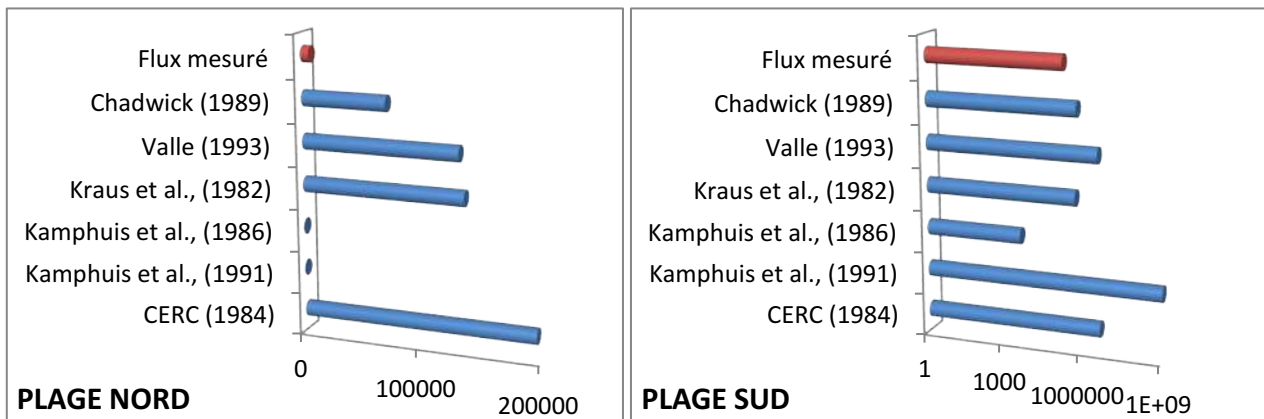


Figure 97 : Résultats de prédiction du transport net (m^3/an) à gauche dans la plage Nord et à droite dans la plage Sud

Nous constatons que les valeurs du transit littoral prédites par les formules restent élevées et ne représentent pas les quantités réelles qui transitent le long de la zone. La raison en est que la valeur des constantes K utilisées reste trop élevée, et ne convient pas à la morphologie de la zone d'étude. A titre d'exemple la constante ($k = 0.77$) utilisée dans la formule du CERC (1984) donne généralement des valeurs de transport pour la période de 11 secondes (période des tempêtes) qui se produisent rarement. En conséquence, les rapports valeurs mesurées/valeurs prédites oscillent entre 0.00018 et 36 et les erreurs Srs et Rms sont très importantes pour les deux plages (Tab 45).

Tableau 45 : Résultats de la comparaison des flux prédits et mesurés

	Plage Nord			Plage Sud		
	Srs	Rms	Dr	Srs	Rms	Dr
CERC (1984) $k=0,77$	144,40319	4,23024E-06	0,035972291	146,939755	9,26405E-09	0,03393145
Kamphuis <i>et al.</i> , (1991)	116,9181563	2,77316E-06	14,76323602	373,850385	5,99678E-08	0,0001826
Kamphuis <i>et al.</i> , (1986)	111,760352	2,53389E-06	13,110025	156,47624	1,05056E-08	36,7081415
Kraus <i>et al.</i> , (1982)	128,4167175	3,34545E-06	0,051979587	49,1839547	1,03793E-09	0,32222591
Valle (1993)	126,9153263	3,26768E-06	0,053807986	129,451891	7,19017E-09	0,05075526
Chadwick (1989)	100,367302	2,0436E-06	0,099157822	51,3667064	1,1321E-09	0,30643117

5.7 Validation des formules empiriques

L'étude comparative de l'estimation du transit sédimentaire selon les six formules sus citées démontre que ces formules surestiment systématiquement le transport sédimentaire à l'avant côte de Cap Djinet. Rappelons que ces trois formules sont basées sur les paramètres les plus importants dans un transport sédimentaire (caractéristiques de la houle, vitesse du courant littoral, la taille du grain et la pente de la plage), et donc pour bien quantifier ce transit, il faut déployer une instrumentation de mesure (traceurs ou pièges à sédiments) et procéder par la suite à une calibration des modèles à constantes afin qu'ils soient adaptés aux conditions du milieu étudié. Pour valider un modèle empirique nous avons choisi de calibrer la formule du CERC (1984) en faisant varier la valeur k sur la base des valeurs mesurées. Le résultat obtenu est plutôt satisfaisant car nous avons pu réajuster la constante k de telle façon que le modèle donne des prédictions proches des valeurs mesurées au niveau des deux plages Nord et Sud. La valeur de k obtenue est de 0.0274.

Prédictions par la formule du CERC (1984) avec $k = 0.0274$

Tableau 46 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule du CERC (1984) pour le secteur Nord

Compas (°)	Angle/ cote	Q x % (m3/an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-80	-46,47	-910,35	-2155,31	-9693,10	-2998,10	-15803,33
260	-70	-87,33	-1710,90	-4050,65	-18217,07	-5634,58	-29700,54
270	-60	-436,18	-7759,40	-17266,96	-65129,29	-20496,91	-111088,75
280	-50	-264,32	-4134,94	-7223,33	-18424,37	-5755,12	-35802,08
290	-40	-264,32	-4134,94	-7223,33	-18424,37	-5755,12	-35802,08
300	-30	-146,35	-1980,43	-2728,72	-8020,85	-2530,48	-15406,83
310	-20	-108,63	-1108,47	-1660,10	-4762,63	-1878,19	-9518,03
320	-10	-57,80	-589,81	-883,32	-2534,14	-999,37	-5064,44
330	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
340	10	69,13	782,13	1059,99	4434,75	999,37	7345,37
350	20	129,92	1469,93	1992,12	8334,61	1878,19	13804,78
360	30	86,09	1818,10	3176,05	11229,19	2530,48	18839,91
10	40	296,95	5057,92	8291,57	27910,18	8632,68	50189,30
20	50	296,95	5057,92	8291,57	27910,18	8632,68	50189,30
30	60	464,88	6103,63	9975,47	22939,63	5060,97	44544,57
40	70	562,30	7940,04	11122,70	21789,05	1878,19	43292,28
50	80	299,19	4224,81	5918,26	11593,71	999,37	23035,34

Tableau 47 : Prédiction des transferts sédimentaires longshore à partir de formule CERC (1984) pour le secteur Sud

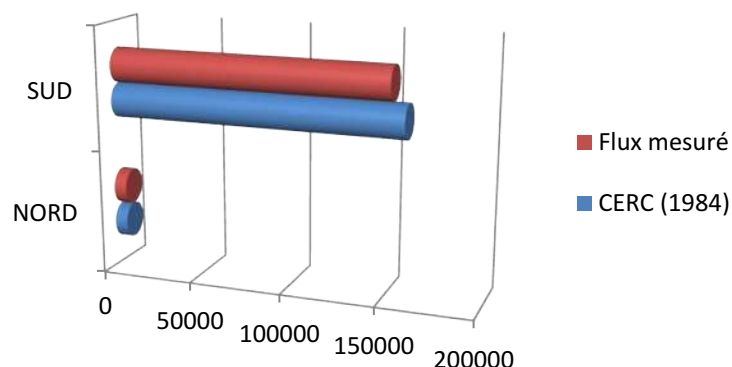
Compas (°)	Angle/cote	Q x % (m ³ /an)					Total
		0,5 m - 6s	1 m - 7s	1,5 m - 8s	2,5 m - 9s	3 m - 10s	
250	-41	-134,533775	-2635,789998	-6240,371425	-28064,9268	-8680,5422	-45756,164
260	-31	-119,953654	-2350,135794	-5564,070075	-25023,3854	-7739,786914	-40797,332
270	-21	-337,01496	-5995,266287	-13341,23497	-50321,8543	-15836,84757	-85832,218
280	-11	-100,543762	-1572,871058	-2747,651165	-7008,36155	-2189,163685	-13618,591
290	-1	-9,36696461	-146,5334814	-255,9795915	-652,920411	-203,9491887	-1268,7496
300	9	52,2212468	706,6622316	973,6660619	2862,016122	902,932295	5497,49796
310	19	104,041559	1061,694315	1590,046468	4561,64703	1798,932224	9116,3616
320	29	143,312924	1462,439796	2190,222929	6283,479207	2477,954377	12557,4092

Les prédictions de la formule du CERC (1984) avec un $k = 0.0274$ (Tab 46 et 47) montrent que la direction du transit sédimentaire dominant se fait de l'Ouest vers l'Est dans les deux plages nord et sud avec un débit solide net d'environ $6945,22 \text{ m}^3/\text{an}$ et $160101,79 \text{ m}^3/\text{an}$ respectivement. Ce transport se répartit en un transport brut vers l'Ouest d'environ de $258186,1 \text{ m}^3/\text{an}$ et $187273,06 \text{ m}^3/\text{an}$ dans les plages Nord et sud et un transport brut vers l'Est de l'ordre de $251240,85 \text{ m}^3/\text{an}$ et $27171,2688 \text{ m}^3/\text{an}$ respectivement.

Le calcul des erreurs Srs et Rms (Tab 48) démontre une bonne corrélation entre les valeurs prédites par le CERC (1984) calibrée et les valeurs mesurées.

Tableau 48 : Résultats de la comparaison des flux prédits et mesurées

	Plage Nord			Plage Sud		
	Srs	Rms	Dr	Srs	Rms	Dr
CERC (1984) $k=0,0274$	0,470826261	4,4971E-11	1,010900154	2,06573831	1,83094E-12	0,95354813

**Figure 98** : Comparaison valeur mesurée et prédite par le CERC (1984) calibrée

6 Conclusion partielle

Ce chapitre a consisté à valider une formule de prédiction des flux sédimentaires en réajustant le coefficient empirique k . Il s'agit de la formule du CERC (1984). En effet, les récents travaux de recherche menés par (Wang, et al., 1998) et Thielier et al., (2000) in (Boutiba, 2006) qui remettent en cause la généralisation de l'utilisation d'une seule valeur K . De ce fait, nous avons essayé de déterminer un K propre à la côte de Cap Djinet qui tient compte de ses caractéristiques. La valeur de k obtenue à partir de la calibration du modèle pour la côte de Cap Djinet est de 0.0274.

Néanmoins ce coefficient reste à améliorer à travers d'autres expérimentations de traçage fluorescent et de piégeage dans les alentours du Port de Cap Djinet qui doivent se faire dans différents degrés de forçage afin d'englober les différents climats de houle. Le modèle empirique du CERC (1984) suggère que le transport est en relation étroite avec l'énergie des vagues, ce qui exige une série de mesure des flux sédimentaires c'est-à-dire plusieurs expérimentations de traçage fluorescent pour pouvoir déterminer la valeur du coefficient qui lie le flux sédimentaire et l'énergie des vagues.

Diverses valeurs du coefficient empirique dimensionnel K ont été obtenues à partir des analyses de régression de différents ensembles de données qui lient le flux énergétique et le poids submergé des sédiments transportés, (Caldwell, 1956) a obtenu une valeur de $k = 2.2$; (Komar, P.D et Inman, D.L., 1970) ont obtenus une autre valeur de $K_{K \& I_{rms}} = 0,77$ en utilisant les $H_{b, rms}$; pour les sédiments ayant la taille de sable. Cette valeur est généralement considérée dans de nombreux calculs de taux de transport littoral. (Kraus, et al., 1982) ; (Dean, et al., 1982) ont obtenus des valeurs de $k = 0.2$ et 1.23 respectivement. Le *Manuel de protection des Côtes* (1984) a présenté un coefficient dimensionnel $K_{SPM sig} = (0,39)$ basé sur des calculs utilisant la hauteur significative des vagues et $K_{SPM} = 0.92$ basé sur des calculs utilisant la $H_{b, rms}$; (del Valle, et al., 1993) dans CEM (1998) ont obtenu des valeurs de $k = 0.31$ et $1,4 e^{(-2,5 D_{50})}$ respectives ; (Rosati, et al., 2002) ont représenté un ensemble de données de terrain qui lient I_l et P_l , dans lequel les calculs de l'énergie des vagues sont basés sur $(H_{rms, b})$ dans la zone de déferlement. Cet ensemble de données inclue les mesures de l'accumulation de sable sur les jetées et brise-lames, des traceurs de sable et des pièges à sédiments, en raison des questions de méthodologie et de l'efficacité de piégeage, probablement l'ensemble de données le plus approprié pour l'application en ingénierie est celui basé sur la catégorie 1 ci-dessus, l'accumulation de sable (de la mise en eau) sur les jetées et les brises lames. La valeur du coefficient empirique dimensionnel correspondant à $H_{b, rms}$ est $K_{SPM rms} = 0,92$.

Enfin, des chercheurs de la CHL (inédit) ont utilisé les données de traçage de sable de Santa Barbara et Torrey Pines Californie, et les enregistrements de dragage du port de Santa Barbara, Californie, pour comparer 20 modèles de transport littoral de sédiments. Ils ont conclu que l'équation CERC est plus performante que les autres modèles.

Conclusion de la troisième partie

Les développements abordés dans les différents chapitres de la troisième partie nous ont permis de mieux comprendre le schéma des transports sédimentaires qui s'opèrent dans les alentours du port de Cap Djinet. Au cours de cette partie nous avons concentré notre travail sur la simulation des transports sédimentaires en se basant sur des expérimentations réalisées sur le terrain et sur des modèles mathématiques.

L'analyse des régimes courantologiques dans les alentours du port de Cap Djinet que les courants fluctuent en vitesse et en direction en fonction des régimes des vents dominants. Cependant compte tenue des vitesses moyennes collectées et de leur directions, les courants côtiers enregistrés peuvent engendrer un transit littoral important, selon une direction préférentielle.

Il ressort de l'analyse des houles prédites au large, que le climat de houle a été très favorable au charriage des sédiments au niveau de la côte. En effet le climat de houle a enregistré un pic de tempête qu'on a classé comme étant exceptionnelle vue sa probabilité d'occurrence qui dépasse les six années. Les transports sédimentaires générés par les houles de tempêtes étaient intenses, dans la plage Nord, qui a été chargée en gravier et gros galets après le passage de la tempête notamment au niveau de la ligne du rivage et au dessus de l'épi Nord.

L'opération du traçage fluorescent nous a permis de clarifier le schéma des transports sédimentaires dans les alentours du port de Cap Djinet. Les résultats obtenus à partir des deux expérimentations mettent en évidence un transport des sables dans la direction SW avec un débit net annuel qui s'élève à $7021 \text{ m}^3/\text{an}$ au niveau de la plage Nord, et un transport des sables dans la direction E avec un débit annuel d'environ $152\,665 \text{ m}^3/\text{an}$ au niveau de la plage Sud. La différence dans les volumes de sable charriés est expliquée par le degré du forçage qui a été faible durant la dispersion du traceur Rouge et fort durant la dispersion du traceur Jaune.

Le passage de la tempête a révélé l'existence d'un courant longshore Nord-Sud intense qui contourne l'épi Nord et charrie des taux de sable importants vers le secteur de la passe d'entrée du port. Ces résultats de déplacements des centres de masses ont été très intéressants sur tous les plans car ils caractérisent la dynamique importante du Cap même en période de mer calme. Ceci ouvre un axe de recherche important sur le site qui doit traiter de façon plus approfondie les processus hydro-sédimentaires qui s'opèrent à l'avant côte de Cap Djinet.

L'opération du piégeage que nous avons effectué dans la plage Nord, a mis en évidence d'importants mouvements sédimentaires parallèlement à la côte. Le transit sédimentaire est variable selon le type de déferlement. Les taux maximaux de transport sont généralement associés au déferlement sur la face interne de la barre (zone des brisants), cette dernière concentre le maximum d'énergie qui se traduit par un transport par charriage plus important que le transport par suspension sur la moitié du temps.

L'étude comparative de l'estimation du transit sédimentaire selon les six formules choisies a démontré que ces dernières surestiment systématiquement le transport sédimentaire dans la côte de

Cap Djinet et donc pour bien quantifier ce transit, il faut déployer une instrumentation de mesure (traceurs ou pièges à sédiments) et procéder par la suite à une calibration des modèles à constantes afin qu'ils soient adaptés aux conditions du milieu étudié. Pour se faire nous avons utilisé les résultats du traçage fluorescent pour calibrer la formule du CERC (1984), ces mesures nous ont permis de réajuster le coefficient empirique k à 0.0274. Cette valeur donne de bonnes prédictions dans la plage Nord et Sud comparé aux valeurs mesurées.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de cette étude était de contribuer à la compréhension des processus hydro-sédimentaires qui s'effectuent à l'avant côte de Cap Djinet. C'est une côte qui est située dans un Cap dont les caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques sont complexes du fait de sa configuration et de son exposition aux agitations marines et météorologiques qui affectent le site des deux côtés Nord et Sud.

En vue des multiples impacts de ces infrastructures maritimes implantés au niveau des plages sableuses de Cap Djinet (Port de pêche et de plaisance, Ouvrages de défense) sur l'équilibre naturel de ces dernières, nous avons concentré notre travail sur les processus physiques responsables des accumulations de sable au niveau du port et ses alentours immédiats. Pour mener à bien cette recherche, notre intérêt s'est porté sur le transport sédimentaire à l'avant côte de Cap Djinet que nous avons étudié par deux approches différentes mais complémentaires :

- Une approche expérimentale à court terme basée sur les résultats des campagnes de mesures hydro-sédimentaires.
- Une approche numérique basée sur les résultats de simulation empiriques et de modélisation au moyen du logiciel Mike 21 DHI.

Avant d'étudier les transports sédimentaires dans la zone d'étude, une recherche bibliographique sur les caractéristiques du site a été effectuée dans le but de replacer la zone de Cap Djinet dans son contexte topographique, géologique, bioclimatique, hydrodynamique, hydrographique et morphodynamique. L'analyse des données générales relatives au cadre physique et dynamique de la côte de Cap Djinet a permis d'avoir une vue d'ensemble sur l'organisation des reliefs et des structures et de déceler les caractères spécifiques à cette région :

- La zone de Cap Djinet s'insère dans le paysage Nord-ouest de la grande Kabylie, elle est formée de grandes unités topographiques (chaînes de montagnes, massifs côtiers et bassins) constituant l'assiette globale des ensembles structuraux. Les grands traits structuraux du domaine interne et de l'ensemble de la région sont acquis durant la période Moï-plio-quadernaire. La frange côtière est occupée par des roches magmatiques représentées par des roches plutoniques et des laves post-tectoniques mises en place au Miocène et recoupant les formations post-nappes.
- L'étude de la variation des paramètres climatiques (Températures et Précipitations) a été basée sur l'analyse des moyennes mensuelles et annuelles des enregistrements de la station marine la plus proche du site d'étude située dans le port de Dellys. L'analyse des températures atmosphériques mensuelles fait ressortir que la zone d'étude chiffre des amplitudes thermiques tempérées annuellement en raison de sa proximité de la mer. Sur la base des minimax moyens calculés, l'amplitude thermique dans cette zone littorale est en moyenne 20°C, et atteint son maximum (26°C) durant l'année 2012.

CONCLUSION GENERALE

- Le climat de la région est un climat type Méditerranéen, pluvieux en hiver, sec en été. Le mois le plus pluvieux est celui de Novembre avec un bilan global de 2500 mm, par contre le mois le moins pluvieux est celui de Juillet avec un bilan global de 42 mm. Le taux global de précipitations est de 14 354 mm. Selon la classification de L.EMBERGER, cette région appartient au climat Méditerranéen subhumide.
- La variabilité interannuelle des débits liquides de l'Isser est plus importante que celle du Sébaou. L'évolution des débits pour le cas de l'Isser et Sebaou est caractérisée par la succession de 18 et 20 périodes hydro-climatiques avec une norme d'écoulement estimée à **260 millions m³** et **825 millions m³** respectivement. L'érosion spécifique moyenne a été estimée à 1116 tonnes/an/km² et 5606 tonnes/an/km² respectivement avec une corrélation de 0.7 avec les pluies annuelles.
- Les vents dominants proviennent des secteurs Nord-Est en été (29%), Ouest en hiver (27%). Pendant l'automne et le printemps les vents dominants sont issus des deux secteurs Nord-est et Ouest (17% et 23%). Les vents dominants sont caractérisés par des vitesses oscillant généralement entre 2 et 12m/s. Les fortes tempêtes proviennent fréquemment de l'ouest (20m/s en hiver et en Automne).
- Les houles les plus fréquentes proviennent des deux secteurs Ouest (27% annuellement) et Nord Est (43% annuellement) avec des hauteurs comprises entre 0.25 et 2.5m. Les fortes agitations proviennent fréquemment de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5m en hiver. Les classes de périodes de pointes (Tp) dominantes (3 – 9 s) à 49% du temps.
- La bande côtière de Cap Djinet est caractérisées par des plages avec des pentes douces, le paramètre de Gourlay (1968) les classant dans la catégorie des plages intermédiaires de type barrées selon la classification de Wright et Short 1984. La présence de ces structures morphodynamiques à l'avant côte de Cap Djinet témoignent de l'importance des transferts sédimentaires qui s'opèrent le long de la côte ainsi que les forçages hydrodynamiques responsables de ce transport, ces transferts sédimentaires et forçages hydrodynamiques feront l'objet des deux parties suivantes.

La deuxième partie de ce mémoire a été consacrée à la modélisation des processus hydro-sédimentaires au moyen d'un logiciel numérique puissant (Mike 21) de l'institut Danois DHI. L'approche numérique a consisté à réaliser une simulation intégrée du transport sédimentaire qui inclue les contraintes de radiation des houles à la côte ainsi que les champs de courant générés par les houles et les vents.

La calibration des modèles numériques s'est basée sur les mesures de courant effectuées sur le terrain, ces dernières ont été effectuées lors de l'expérimentation du traçage fluorescent. Les résultats obtenus sont plutôt satisfaisants car nous avons réussi à obtenir une assez bonne superposition des données prédites et mesurées. Ce réajustement a concerné les directions et les vitesses des courants prédits par le modèle et a permis de reproduire les conditions hydro-

sédimentaires qui ont dominé durant l'expérimentation en mer. Les valeurs du modèle validé restent sous-estimées par rapports aux résultats du traçage fluorescent à 25%, ceci pourrait être corrigé au moyen d'autres mesures très importantes notamment le niveau de la mer et le climat de houle à la côte.

Les résultats de simulation ont mis en évidence une dérive littorale Nord-Sud générée par les houles de secteur Nord-Est, et Sud-Nord par les houles de secteur Ouest. Les courants générés par les houles prennent souvent des formes circulaires en raison de la présence d'ouvrages qui jouent un rôle important dans leur déviation.

La troisième partie de ce mémoire a été consacrée au réseau expérimental, qui constitue l'une des tâches les plus importantes accomplies dans ce travail. L'objectif principal de cette partie était de contribuer à la compréhension des processus hydro-sédimentaires qui s'opèrent à l'avant côte de Cap Djinet, et donc pour répondre aux questions posées en problématique, nous avons choisi de procéder par deux types d'approches, la première étant qualitative indirecte de type *lagrangienne*, basée sur l'utilisation de traceurs fluorescents et la seconde étant directe de type *Eulérien*, basée sur l'emploi des pièges à sédiments.

Ces expérimentations réalisées à court terme nous ont permis de tirer plusieurs informations sur le plan méthodologique en testant plusieurs formules empiriques qui traitent la houle au déferlement et les transferts dans la zone de déferlement. Les résultats des flux sédimentaires obtenus par la première approche ont été choisis pour valider les modèles de prédiction les plus adaptés à la région de Cap Djinet et nous ont conduits à réajuster les coefficients en fonctions des flux mesurées. Compte tenu des conditions de faible agitation dans lesquelles nous avons travaillé, les mesures effectuées peuvent être entachées d'une marge d'erreur puisque les plus grands charriages et transferts se font lors des tempêtes et grands forçages. Mais ceci n'empêche pas de dire que nous avons réalisé une expérimentation qui n'a jamais été effectuées sur le terrain de Cap Djinet et qui nous a apporté des éléments de réponse originaux et nouveaux.

La validation des formules empiriques a été effectuée sur la base d'indices statistiques qui nous ont permis de comparer les valeurs des flux sédimentaires prédites et calculées. Cette validation nécessite néanmoins une répétitivité des expérimentations sur le terrain afin d'englober les différents climats de houle et d'agitation auxquelles est exposé le site d'étude.

En synthèse générale,

Le schéma général de la dynamique sédimentaire dans les alentours de Cap Djinet a été perceptible grâce aux travaux de modélisation et d'expérimentation par des traceurs fluorescents. Ainsi l'existence de cellules hydro-sédimentaires tout au long du Cap a été mise en évidence à partir des résultats du traçage, elles témoignent d'une grande mobilité du stock sédimentaire côtier dans les deux sens, en effet les résultats obtenus montrent que la côte de Cap Djinet, a été soumise aux houles de fortes amplitudes provenant du secteur Nord. Le flux énergétique longshore provient du secteur Nord-Est et s'oriente vers le Sud-Ouest. Le courant longshore mis en évidence par la simulation et les mesures in-situ est généré par les houles déferlantes. Ce courant prend une direction Nord-Sud lorsque les houles atteignent obliquement la côte en provenance du Nord Est, et une direction Sud-Nord pour des houles de l'ouest. Les vitesses de ce courant enregistrées dans des

conditions d'agitation moyenne au niveau des deux points d'injection du traceur fluorescent ne dépassent pas les 0.24 m/s. Ces mesures concordent avec les valeurs prédites par le modèle (HD) après calibration.

Les résultats de simulation du transport sédimentaire nous laissent suggérer que la principale zone dynamique demeure la plage Nord notamment après passage d'une tempête venant du Nord ou des flux de sable importants viennent modifier la morphologie de ces plages et ensabler l'épi nord se trouvant actuellement franchis par les sables grossiers. Ceci explique la présence de graviers et l'absence de sable à cet endroit très énergétique due à la fois à la configuration de la côte qui a fait que ce tronçon du littoral soit exposé aux houles énergétiques qui proviennent du Nord et à la profondeur très importante en amont de l'épi Nord qui est à l'origine du gonflement des houles à la côte ainsi que la pente qui joue un rôle important dans la forme plongeante du déferlement qui domine dans le site d'étude. Ce type de déferlement cause par conséquent une forte dissipation des houles qui est à l'origine de charriage important de sable sur le fond au niveau de la plage Nord.

Néanmoins, la plage Sud est aussi sujette aux accumulations de sable qui proviennent à la fois du secteur Nord et Sud selon le régime des houles au large, en effet les sables piégés au niveau des deux épis ne présentent pas du tout les mêmes caractéristiques granulométriques qui tend vers le grossier dans la plage Nord, et vers le fin dans la plage Sud. Toute fois les prélèvements de sédiments dans le secteur Sud effectué durant l'expérimentation en mer nous ont permis de constater que les sédiments répartis dans le secteur Sud sont mélangés entre sable grossier et vase ce qui pourrait éventuellement expliquer la dynamique des sédiments dans ce secteur et appuyer l'hypothèse du charriage des sables du Nord vers le Sud durant les épisodes de tempêtes en provenance du Nord, ce qui a d'ailleurs été vérifié par les traceurs fluorescents.

Pour conclure, il est souhaitable que ce type d'expérimentation soit répétée dans le temps afin d'englober différents régimes de houles pouvant solliciter le site d'étude, dans le but de synthétiser une carte qui schématise les transferts sédimentaires qui peuvent en résulter. Ces expérimentations doivent bien évidemment être accompagnées de mesures intenses de courants à la côte afin de mieux connaître le régime courantologique et d'enduire les déplacements de sables pour différents degrés d'énergie

Les développements successifs présentés au cours de cette étude nous ont permis de relever quelques incertitudes et lacunes qui guideront les futurs axes de recherche à savoir :

- ◆ Développement de la modélisation physique sur canal à houle afin d'apporter d'avantages des éléments de réponse sur la dynamique sédimentaire.
- ◆ Étude de la mobilité des barres d'avant côte qui sont très importantes au niveau de Cap Djinet vue leur immensité et leur degrés important de mobilité.
- ◆ Etude des transferts sédimentaires dans les plages à sédiment grossier afin de pouvoir développer des formules de prédiction adaptées à ce type de plage.
- ◆ Suivi de l'évolution du trait de côte afin de mieux connaître l'évolution future des plages.

BIBLIOGRAPHIE

AAGAARD, T. (1988). A study on nearshore bar dynamic in a low-energy environment: Northern Zealand, Denmark. *Journal of Coastal Research*. Vol. 4(1), pp. 115-128.

AAGAARD, T., KERRY, P.B. ET GREENWOOD, B. (2002). Cross-Shore Suspended Sediment Transport in the Surf Zone : A field-Based Parameterization , *Journal of Marine Geology*. 2002, Vol. 185, pp. 283-302.

ACKERS, P ET WHITE, W.R. 1973. Sediment transport: new approach and analysis. *Journals of Hydraulics Division*. Vol. 99 (1), pp. 2041-2060.

AMOS, C.L., VILLATORO, M., HELSBY, R., THOMPSON, C.E.L., ZAGGIA, L., UMGIESSER, G., VENTURINI, V., ARE, D., SUTHERLAND, T.F., MAZZOLDI, A. ET RIZZETTO, F. (2010). The measurement of sand transport in two inlets of Venice Lagoon, Italy. *Continental Shelf Research*. Vol. 87, pp. 225 - 236.

ANRH. (1993). Carte pluviométrique du Nord de l'Algérie. 1993.

BAGNOLD, R.A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geological Survey 422-I*. pp. 11–137.

BAGNOLD, R.A. (1963). Beach and nearshore processes part 1: mechanics of marine sedimentation. In : *The sea : Ideas and observations vol. 3 Interscience, NYrHill M.N.* pp. 507–528.

BAGNOLD, R.A. (1954). Experiments on the gravity-free dispersion of large spheres in a Newtonian fluid under shear. *Royal Soc : London. Proc., A 225*, p. 49.

BAILARD, J.A ET INMAN, D.L. (1981). An energetics bedload model for plane sloping beach: local transport. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86 (C3), pp. 2035– 2043.

BAILARD, J.A. (1984). A simplified model for longshore sediment transport. *Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering, Houston, American Society of Civil Engineers*. pp. 1454–1470.

BAILARD, J.A. (1981). An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research 86 CII*. pp. 10938–10954.

BATTJES, J.A. ET JANSSEN, J.P.F.M. (1978). Energy loss and set up due to breaking of random waves. *16 th International Coastal Engineering Conference, Hambourg*. pp. 509-587.

BAYRAM, A., LARSON, M., MILLER, H.C. ET KRAUS, N.C. (2001). Cross-shore distribution of longshore sediment transport : comparison between predictive formulas and field measurements. *Coastal Engineering*. Vol. 44, pp. 79– 99.

BELANTEUR, O. (2001). Le magmatisme miocène de l'Algérois: chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. *Thèse de doctorat, Option: Pétrologie, USTHB : Alger*, pp. 1-81.

BIBLIOGRAPHIE

BELANTEUR, O. (1989). Pétrologie des roches magmatiques néogènes de Thénia. Thèse Magister USTHB : Alger, p. 124.

BELANTEUR, O., BELLON, H., MAURY, R.C., OUABADI, A., COUELLE, A., SEMROUD, B., MEGARTSI, M. ET FOURCADE, S. (1995). Le magmatisme Miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie et géochronologie. C. R. Acad. Sci : Paris, t. 321, IIa, pp. 489-496.

BELLON, H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique: implications géodynamiques. Thèse Univ : Paris-VI.

BELLON, H., LEPVRIER, C., MAGNE, J. ET RAYMOND, D. (1977). L'activité éruptive dans l'Algérois: nouvelles données géochronologiques. Provence : Rev. Géol. Méditer. Ann. Univ., Vol. 4, pp. 291-298.

BIJKER, E.W. (1971). Longshore transport computations. Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division. Vol. 97 (4), pp. 687– 703.

BIJKER, E.W. (1992). Mechanics of sediment transport by the combination of waves and current. Design and Reliability of Coastal Structures, Proceedings of the Short Course attached to 23rd International Conference on Coastal Engineering. pp. 147–171.

BIJKER, E.W. (1967). Some considerations about scales for coastal models with movable bed. Delft Hydraulics Laboratory, Publication 50, Delft, The Netherlands.

BIRD, E. (2008). Coastal Geomorphology : An Introduction. Seconde Edition. University of Melbourne : Australia. JohnWiley & Sons Ltd. Livre, pp. 201 - 221 & 365 - 385.

BONTE, Y. (2013). Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage. Doctorat de l'Université de CAEN. Spécialité : Terre Solide et Enveloppes Superficielles. pp. 1-48.

BOUHAMADOUCHE, M. (1993). Sédimentologie du plateau continental Est Algérois (Boumerdès, Bou-Ouaou El Behri). Morphologie - Minéralogie - Mécanisme hydrosédimentaire. Erosion et protection du littoral. Thèse de Magister : IST. USTHB.

BOUILLIN, J. P. (1986). "Le bassin maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol : France, Vol. (8) 4, pp. 547-558.

BOUTIBA, M. (2006). Géomorphologie dynamique et mouvements des sédiments le long de la côte sableuse jijilienne (Est Alger). Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire FSTGAT/USTHB : Bab ezzouar. Thèse de Doctorat, pp. 1 - 252.

BOUYASSE, P. (1989). Etude de la dynamique sédimentologique de la plage de Courbet marine (Algérie). Thèse de Doctorat 3ème cycle : Université d'Alger, p. 70.

BOWEN, A.J. (1969). "Rip Currents: 1. Theoretical Investigations," Journal of Geophysical Research, Vol 74. pp. 5467-78.

BRAMPTON, A.H. ET MOTYKA, J.K. (1984). Modelling the plan shape of shingle beaches. POLYMODEL 7 Conference, Sunderland Polytechnic, UK.

CAILLOT, A., QUESNEY, M. ET WILSON, G. (1978). Contribution à l'étude de mouvements sédimentaires le long du littoral belge à l'aide de traceurs radioactifs. Mesure du débit de charriage. Rapport e.E.A 13/ C 256. p. 48.

CALDWELL, J.M. (1956). "Wave Action and Sand Movement Near Anaheim Bay, California," U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 68.

CALDWELL, J.M. (1956). "Wave Action and Sand Movement Near Anaheim Bay, California," U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 68.

CARRIER, G.F. ET GREENSPAN, H.P. (1958). Water waves of finite amplitude on a sloping beach. Journal of Fluid Mechanics. Vol. 4, pp. 97-109.

CARTER, R.W.G. (1988). Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Academic Press : Oxford (London). Elsevier : Science and Technology. Livre, pp. 1 - 617.

CARTIER, A. (2011). Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : Vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales. Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Université du Littoral côte d'Opale : France. Thèse de Doctorat, pp. 1 - 408.

CAYOCCA, F. (1996). Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale : Application aux passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. Thèse de Doctorat. Université Bordeaux I : France.

CEM. (1998). Coastal Engineering manual. Departement of the Army, US Army corps of engineers, Washington, DC. Part (II-1) and Part (III-2). pp. 1-121 & 1-119.

CHADWICK, A.J. (1989). Field measurements and numerical model verification of coastal shingle transport BHRA, The Fluid Engineering Centre, UK, 381-402, Chapter 27.

CHEMLAL, N. (1983). Etude paléomorphologique et hydrogéologique de la vallée du bas Isser. Thèse d'Etat. Université Scientifique et médicale de Grenoble. p. 233.

CIRIA, CUR ET CETMEF. (2009). Guide Enrochement. L'utilisation des enrochements pour les ouvrages hydrauliques. Version française du Rock Manual. CETMEF : Compiègne, pp. 314-416.

COURTOIS, G. ET MONACO, A. (1969). Radioactive methods for the quantification of coastal drift rate. Marine Geology, 7. pp. 183-206.

CROWSON, R.A., BIRKEMEIER, W.A., KLEIN, H.M. ET MILLE, H.C. (1988). Superduck nearshore process experiment : summary of studies CERC field research facility. Technical report CERC-88-12. p. 116.

DAGORNE, A., MAHROUR, M., ALBUISSON, M., MONGET, J.-M. ET POISSON, M. (1985). Télédétection satellitaire et cartographie du littoral en Algérie. Un exemple en Kabylie : La feuille de Djinet. In: Méditerranée. Article, Vol. 54 - Télédétection III, Série 3, pp. 81 - 94.

DAMGAARD, J.S ET SOULSBY, R.L. (1996). Longshore bed-load transport. Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering, Orlando, American Society of Civil Engineers. pp. 3614–3627.

DARSAN, J. (2013). Beach state classification: the dissipative domain of Cocos Bay, (Manzanilla), Trinidad. Caribbean Journal of Earth Science. Vol. 46, pp. 1-11.

DE VRIEND, H.J., COPABIANCO, M., CHESHER, T., DE SWART, H.E., LATTEUX, B. ET STIVE, M.L.F. (1993). Long term modelling of coastal Morphology, Coastal Engineering, N° 21. pp. 225-269.

DEAN, R.G. (1987). “Measuring Longshore Transport with Traps,” Nearshore Sediment Transport, Richard J. Seymour, ed., Plenum Press, New York.

DEAN, R.G., BEREK, E.P., GABLE, C.G. ET SEYMOUR, R.J. (1982). “Longshore Transport Determined by an Efficient Trap,” Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers. pp. 954-968.

DEGIOVANNI, A.R. (1978). Les formations volcaniques du Cap Djinet. Thèse USTHB : Alger, p. 80.

DEIGAARD, R., FREDSOE, J. ET HEDEGAARD, I.B. (1986). Suspended sediment in the surf zone. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean engineering. Vol. 112 (1), pp. 115-128.

DEL VALLE, R., MEDINA, R. ET LOSADA, M.A. (1993). “Dependence of Coefficient K on Grain Size,” Technical Note No. 3062. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. Vol. 119 (5), pp. 568-574.

DHI-SW. (2007). Spectral Waves FM Module. User Guide.

DIJKMAN, J.P.M ET MILISIC, V. (1982). Investigations on suspended sediment samplers. Delft Hydraulics Laboratory – Jaroslav Cerni Institute, Report S410. The Netherlands.

DOWNING, J.P. (1984). “Suspended Sand Transport on a Dissipative Beach,” Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers. pp. 1765-1781.

DOWNING, J.P., STERNBERG, R.W. ET LISTER, C.R.B. (1981). New instrumentation for investigation of sediment suspension processes in the shallow marine environment. Journal of Marine Geology. Vol. 42, pp. 19-34.

DUANE, D.B. ET JAMES, W.R. (1980). “Littoral Transport in the Surf Zone Elucidated by an Eulerian Sediment Tracer Experiment,” Journal of Sedimentary Petrology, Vol 50. pp. 929-942.

BIBLIOGRAPHIE

DURAND, D.M. ET FONTBOTE, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée Occidentale. Mem : Bur. Rech. Géol. min, Vol. 115, pp. 65-85.

DURAND, D.M. (1969). Mise en point sur la structure du Nord Est de la Berbérie. Bull. Srv. Carte Géol : Algérie, Vol. 39, pp. 89-131.

ENGELUND, F. ET HANSEN, E. (1967). A Monograph On Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Forlag, Copenhagen, Denmark.

EVANS, O.F. (1940). The low and ball of the east shore of Lake Michigan. Journal of Geology. p. 48.

FICHEUR, E. (1885). Carte géologique détaillée de Ménerville, au 1/50 000.

FOLK, R.L. ET WARD, W.C. (1957). Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameter. Journal of sedimentary petrology, (27). pp. 3-26.

FRIJLINK, H.C. (1952). Discussion des formules de debit solide de Kalinske, Einstein et Meyer –Peter et Mueller compte tenue des mesures recentes de transport dans les rivieres Neerlandaises. 2me Journal Hydraulique Societe Hydraulique de France Grenoble. pp. 98–103.

G.I.E.C. (2001). Bilan 2001 des changements climatiques: Les éléments scientifiques. pp. 1 - 90.

G.I.E.C. 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat : Genève. ONU, pp. 1 - 103.

GALVIN, C. (1990). Importance of longshore transport. Shore Beach. Vol. 58 (1), pp. 31–32.

GALVIN, C. (1987). Vertical profile of littoral sand tracers from a distribution of waiting times. Proc. Coastal Sediments. ASCE. New York. pp. 437-451.

GLANGEAUD, L. (1952). Les éruptions tertiaires Nord Africaines. Leurs relations avec la tectonique Méditerranéenne. Publication : 19ème cong. Géol. Inter, Vol. 17, pp. 71-101.

GLANGEAUD, L. (1933). Sur la composition du massif éruptif de Cavallo. C. R : Acad. Sc, t.196.

GODA, Y. (1970). “A synthesis of breaker indices”. Trans Japan Soc Civil Engrs, vol 2. pp. 227–230.

GOURLAY, M.R. (1968). Beach and dune erosion tests. Delft Hydraulics Laboratory, report n° M935/M936.

GOURLEZ, P., CAILLOT, A. ET QUENSNEY, M. (1978). Contribution à l'étude des mouvements sédimentaires sur les estrans situés à l'Est de Zeebrugge. Rapport CEE, C 225. p. 62.

GRAILLOT, A. (1987). Cours de travaux maritimes. Nouvelle édition. Institut portuaire d'enseignement et de recherche IPER : France. Manuel, Vol. 2, pp. 1 - 246.

GRANT, U.S. (1943). "Waves as a Transporting Agent," American Journal of Science. Vol. 241, pp. 117-123.

GREENWOOD, B. ET DAVIDSON, A.R.G.D. (1979). Sedimentation and equilibrium in waveformed bars: a review and case study. Canadian Journal of Earth Sciences, 16 (2). pp. 312-332.

GUZA, R.T. ET DOUGLAS, L.I. (1975). Edge Waves And Beach Cusps, Scripps Institution Of Oceanography University Of California : Journal Of Geophysical Research.

HANSON, H. (1989). A generalized shoreline change numerical model, " Journal of Coastal Research ". Vol. 51, pp. 1-27.

HELLEY, E.J ET SMITH, W. (1971). Development and calibration of a pressure difference bed load sampler. U.S. Geological Survey Open File Report, Washington, USA.

HELLEY, E.J. ET SMITH, W. (1971). Development and calibration of a pressure difference bed load sampler. U.S. Geological Survey : Washington, USA. Open File Report, pp. 1 - 18.

HILLY, J. (1957). Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fe (Est constantinois). Thèse de doctorat. Nancy : s.n., Vol. 5, 4, pp. 381-389.

HJUSLTRÖM, F. (1935). The Morphological Activity of Rivers as Illustrated by River Fyris. Bulletin of the Geological Institute. Upsala. 25.

HOLTHUIJSEN, L.H., BOOIJ, N. ET HERBERES, T.H.C. (1989). A Prediction Model for Stationary, Short-crested Waves in Shallow Water with Ambient Currents, Coastal Engineering, Vol. 13. pp. 23-54.

HORIKAWA, K. (1988). Nearshore dynamics and coastal processes Theory, measurement, and predictive mode/s. University of Tokyo. Press, Tokyo,. p. 515.

HORN, D.P. (1993). Sediment dynamics on a macrotidal beach: Isle of Man. Journal of Coastal Research, 9(1). pp. 189-208.

HUBBELL, D.W., STEVENS, H.H., SKINNER, J.V. ET BEVERAGE, J.P. (1985). New approach to calibrating bed load samplers. Journal of Hydraulic Engineering. Vol. 111, p. 4.

INGLE, J.C. (1966). The mouvement of beach sand. An analysis using fluorescent grain. Developments in sedimentology (5). p. 211.

INMAN, D.L ET BAGNOLD, R.A. (1963). "Beach and Nearshore Processes; Part II: Littoral Processes," contribution to The Sea, Vol 3, M. N. Hille, ed., John Wiley and Sons. pp. 529-553.

JAGO, C.F. ET HARDISTY, J. (1984). Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. Marine Geology, (60). pp. 123-154.

KAMINSKY, G ET KRAUS, N.C. (1993). Evaluation of depth-limited wave breaking criteria. Ocean wave measurement and anlysis, New Orleans. pp. 180-193.

KAMPHUIS, J.W. (1991). Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port Coastal, and Ocean Engineering* 117 (6). pp. 624–641.

KAMPHUIS, J.W. 2010. Introduction to coastal engineering and management. *Advanced series on Ocean Engineering : 2nd Edition. Livre, Vol. 30, p. 525.*

KAMPHUIS, J.W., DAVIES, M.H., NAIRN, R.B. ET SAYAO, O.J. (1986). Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering* 10. pp. 1–21.

KATORI, S. (1983). Measurement of sediment transport by streamer sand trap, NERC. Rep. No. 17, TR-82-1. pp. 110 - 117.

KING, C.A.M. (1972). *Beaches and Coasts. 2ème édition, Edward Arnold, Londres. p. 570.*

KING, C.A.M. ET WILLIAMS, W.W. (1949). The formation and movement of sand bars by wave action. *The Geographical Journal, V 113. pp. 70-85.*

KOMAR, P.D ET INMAN, D.L. (1970). “Longshore Sand Transport on Beaches,” *Journal of Geophysical Research, Vol 75, No. 30. pp. 5914-5927.*

KOMAR, P.D. (1998). *Beach processes and sedimentation (2ème édition). Prentice-Hall, New Jersey. p. 545.*

KOMAR, P.D. (1988). Environmental controls on littoral sand transport. *Proceedings of the 21st International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers. pp. 1238–1252.*

KOMAR, P.D. ET MICHAEL, K.G. (1973). *Airy Wave Theory And Breaker Height Prediction ,Chapter 20 ,School of Oceanography, Oregon State University ,Corvallis, Oregon 97331. 1973.*

KOMAR, P.D. (1977). Selective longshore transport rates of different grain-size fraction within a beach. *Journal of Sedimentary Petrology, 47(4). pp. 1444-1153.*

KOMAR, P.D. (1969). The longshore transport of sand on beaches. Ph.D. thesis, Scripps Institute of Oceanography, University of California, San Diego.

KRAUS, N.C. (1987). Application of Portable Traps for Obtaining Point Measurements of Sediment Transport Rates in the Surf Zone. *Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Springer : Journal of Coastal Research. Article, Vol. 3, 2, pp. 139 - 152.*

KRAUS, N.C. ET DEAN, J.L. (1987). Longshore sediment transport rate distributions measured by trap. *Coastal sediment (87). pp. 881 -898.*

KRAUS, N.C. (1985). Field experiments on vertical mixing of sand in the surf zone 1 ,near shore environment research center, *journal of sedimentary petrology, vol. 55(1). pp. 0003--0014.*

KRAUS, N.C., FARINATO, R.S. ET HORIKAWA, K. (1981). Field experiments on long shore sand transport in the surf zone; time-dependent motion, on-offshore distribution and total transport rate: Japan Soc. Civil Eng., Coastal Engineering in Japan, v (24). pp. 171-194.

KRAUS, N.C., GINGERICH, K.J. ET ROSATI, J.D. (1989). DUCK85 Surf zone sand transport experiment. Technical report CERC-89-5. Department of the Army : Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, pp. 1-48.

KRAUS, N.C., GINGERICH, K.J. ET ROSATI, J.D. (1988). Toward an Improved Empirical Formula for Longshore Sand Transport," Proceedings of the 21st International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers. pp. 1182-1196.

KRAUS, N.C., ISOBE, M., IGARASHI, T., SASAKI, O.T. ET HORIKAWA, K. (1982). Field experiments on longshore sand transport in the surf zone. Coastal Engineering. pp. 969-988.

LARFI, B. ET REMINI, B. (2006). Le transport solide dans le bassin versant de l'Oued Isser. Impact sur l'envasement du Barrage de Beni Amrane (ALGERIE). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, N° 05. pp. 63-73.

LCHF. (1978). Contribution à l'étude des mouvements de sable sur les plages situées à l'Est de Zeebrugge à l'aide de traceurs fluorescents. p. 29.

LECLAIRE, L. (1972). La sédimentation Holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Baléaire. Université de Paris, Mémoires (Muséum national d'histoire naturelle), Sciences de la terre : Paris. Thèse de Doctorat, Vol. 23 à 24, Série C, p. 391.

LEVOY, F. (1994). Évolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales: l'exemple de la côte ouest du Cotentin. Université de Caen : Thèse de Doctorat, p. 423.

LEVOY, F. (2000). L'influence de la marée sur la morpho dynamique des plages sableuses. Habilitation a Diriger des Recherches : Univ. Caen, p. 183.

LEVOY, F., MONFORT, O. ET LARONNEUR, C. (1997). Transports solides sur les plages macrotidales : traçage fluorescent et application à la côte ouest du Cotentin (France).Journal d'Oceanologia ACTA. Vol. 20(6), pp. 811-822.

LEVOYL, L. ET MONFORT, O. (2002). Les transports sédimentaires sur les côtes sableuses, retour d'expérience sur la fiabilité des principales techniques de mesures. VII èmes Journées Nationales Génie Civil- Génie Côtier : Anglet, France. Conférence, pp. 1 - 8.

LIPPMAN, T.C. ET HOLMAN, R.A. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. Journal of Geophysical Research, 95(C7). pp. 11575-11590.

LIST, J.H., JAFFE, B.E., SALLENGER, J.R.A.H. ET HANSEN, M.E. (1997). Bathymetric comparisons adjacent to the Louisiana barrier island: processes of large-scale change. Journal of Coastal Research, 13(3). pp. 670-678.

LONGUET-HIGGINS, M.S. ET STEWART, R.W. (1964). Radiation stresses in water waves, a physical discussion with applications, Deep-sea Research, Vol. II. pp. 529-562.

MADSEN, O.S. (1989). Transport determination by tracers. A. Tracer theory. In: Nearshore sediment transport, R.J. Seymour éd. Plenum Press, New York. pp. 103-114.

MADSEN, O.S. (1987). Use of tracers in sediment transport studies. Proc Coastal Sediments. ASCE, New York. pp. 424–435.

MASSELINK, G ET PATTIARATCHI, C. (2000). Tidal asymmetry in sediment resuspension on a macrotidal beach in northwestern Australia. University of Western Australia, Nedlands. ELSEVIER : Marine Geology. Article, Vol. 163, pp. 257 - 274.

MASSELINK, G. ET SHORT, A.D. (1993). The effect of tide ranges on beach morph dynamics an morphology: a conceptual beach model. Journal of Coastal Research, 9(3). pp. 785-800.

MATET/CENEAR. (2008). Etude relative à la délimitation et à la caractérisation des zones de montagnes et des massifs montagneux du Djurdjura. Phase n°2 : Analyse de l'état des lieux du massif, p. 173.

MCCAIVE, I.N. ET GEISER, A.C. (1978). Megaripples, ridges and runnels on the intertidal flats of the Wash, England. Sedimentology, 26. pp. 353-369.

MCCOWAN, M.A. (1894). On the highest wave of permanent type. Philosophical magazine. Vol. 38(5), pp. 351-358.

MEGARTSI, M. (1985). Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale. Thèse d'état, USTHB : Alger, p. 296.

MEZOUAR, K. (2009). Etude comparative entre les méthodes de projection des deux littoraux Algérien et Roumain, Université Technique de Construction de Bucarest. Faculté d'Hydrotechnique : Thèse de Doctorat, pp. 1- 417.

MICHE, R. (1944). Mouvements ondulatoires des mers en profondeur constante. Annales des Ponts et Chaussées, Chap. 114, 164. pp. 369-406.

MIGNOT, C. (1977). Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. La Houille Blanche, 1.

MILLER, H.C. (1999). Field measurements of longshore sediment transport during storm Coastal Engineering, 36. pp. 301-321.

MORFETT, J.C. (1988). Modelling shingle beach evolution. IAHR symposium: Mathematical Modelling of Sediment Transport in the Coastal Zone Copenhagen. pp. 148–155.

MORNER, N.A. (2004). Estimating future sea level changes from past records. Paleogeophysics and Geodynamics, Stockholm University : Sweden. Elsevier : Global and Planetary Change. Article, Vol. 40, pp. 49 - 54.

MUOUR, P. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique de la basse kabylie (Région de Dellys) (Tizi-Ouzou). Publication du Service de la carte géologique de l'Algérie. nouvelle Série : Bull N°7, p. 383.

OSTENDORF, D.W. ET MADSAN, O.S. (1979). An analysis of longshore current and associated sediment transport in the surf zone. 241. MIT-Departement Civil Engineering.

OUABADI, A. (1994). Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes paralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Flifila) Algérie Nord Orientale. Thèse d'état, USTHB : Bab Ezzouar.

PASKOFF, R. (2000). Le changement climatique et les espaces côtiers (L'élévation du niveau de la mer : risques et réponses). Actes du colloque euro-méditerranéen : Arles, France. Conférence, pp. 1 - 97.

PETERSEN, M. (1950). The Bulletin of the beach erosion board. Department of the Army Corps of Engineers. Vol. 4 (4), pp. 1-50.

PIERSON, W.J. ET MOSKOWITZ, L. (1964). A Proposed Spectral Form For Fully-Developed Wind Sea Based On The Similarity Law Of S.A Kitaigorodskii. Article publié : "Journal Of Geophysical Research", Vol. 69, pp. 5181-5203.

PILKEY, O.H. ET HUME, T. (2001). The shoreline erosion problem : lessons from the past. Water & Atmosphere : Coastal research. Article, Vol. 9, 2, pp. 1 - 2.

PILKEY, O.H., YOUNG, R.S., RIGGS, S.R., SMITH, A.W.S., WU, H. ET PILKEY, W.D. (1993). The Concept of Shoreface Profile of Equilibrium : A critical Review. Journal of Coastal Research. Vol. 9, 1, pp. 255-278.

PINTO, J.R.C., DIAS, J.M.A., FERNANDES, S.P., FERREIRA, Ó., SILVA, A.V. ET TABORDA, R. (1994). Automatic system for tagged sand detection Gaia 8. pp. 161–164.

PIRAZZOLI, P.A. (1989). Recent sea-level changes in the North Atlantic. In (Bird, 2008) Coastal Geomorphology : An Introduction. Seconde Edition. Kluwer : Dordrecht, pp. 153 - 167.

PNUD. (1987). Projet : Erosion et transport solide en zones semi-arides. Projet : RAB/80/011.

RAIS, S. ET ABID, M. (1989). Prévision du transport solide sur un bassin versant. Application à l'envasement d'une retenue. Revue la Houille Blanche. pp. 296-300.

RAMOGE. (2002). La défense des plages contre l'érosion dans la zone RAMOGE. Guide à l'attention des maîtres d'ouvrages : Suisse. Guide, pp. 1 - 43.

RATTANAPITIKON, W ET SHIBAYAMA, T. (2000). Verification and modification of breaker height formulas. Coastal Engineering Journal, 42(4). pp. 389-406.

RAYMOND, D. (1976). Evolution sédimentaire et tectonique du NW de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. Thèse Doct. Etat : Univ. Paris 6, p. 152.

ROSATI, J.D ET KRAUS, N.C. (1989). Development of portable sand trap for use in the nearshore. Us Army Corp Of Engineers, technical report 89-11. p. 109.

ROSATI, J.D. ET KRAUS, N.C. (1988). Hydraulic test of streamer sediment trap. Journal of Hydraulic Engineering, 114(12). pp. 1527-1532.

ROSATI, J.D., GINGERICH, K.J., KRAUS, N.C., SMITH, J.M. ET BACH, R.A. (1991). Longshore sand transport rate distribution measured in Lake Michigan. Coastal Sediment '91 v(1). pp. 156-169.

ROSATI, J.D., GINGERISH, K.J. ET KRAUS, N.C. (1990). Superduck surf zone sand transport experiment. Technical report, CERC-90-10. U.S Army Engineer Waterway Experiment Station, CERC, Vicksburg, Miss.

ROSATI, J.D., WALTON, T.L. ET BODGE, K. (2002). Longshore sediment transport. Coastal Engineering Manual, Part III, Longshore sediment transport, Chapter III-2, Engineering Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC. p. 1100 & 1100.

SAADALLAH, A. (1992). Le cristallin de la Grande Kabylie (Algérie): sa place dans la chaîne des Maghrébides. Thèse d'Etat : USTHB, Alger.

SABATIER, F. (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhone. Thèse de Doctorat. Université Aix-Marseille III.

SARRE, R.D. (1988). Evaluation of eolian sand transport equations using intertidal zone measurements, Saunton sand, England. Sedimentology (35). pp. 671-679.

SAVAGE, R.P. (1962). "Laboratory Determination of Littoral Transport Rates," Journal of the Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division, American Society of Civil Engineers, No. WW2. pp. 69-92.

SAYAO, O. (1982). "Beach Profiles and Littoral Sand Transport," Ph.D. diss., Department of Civil Engineering Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.

SCHOONEES, J.S ET THERON, A.K. (1994). Accuracy and applicability of the SPM longshore transport formula. Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering, Kobe, American Society of Civil Engineers. pp. 2595-2609.

SCHOONEES, J.S ET THERON, A.K. (1996). Improvement of the most accurate longshore transport formula. roceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering, Orlando, American Society of Civil Engineers. pp. 3652-3665.

SCHOONEES, J.S ET THERON, A.K. (1993). Review of the field-data base for longshore sediment transport. Coastal Engineering ,. Vol. 19, pp. 1-25.

SCHWARTZ, M.L. (2005). Encyclopedia of coastal science. Department of Geology, Western Washington University : USA. Springer, pp. 251 -253.

SCRIPPS. (1947). "A Statistical Study of Wave Conditions at Five Locations along the California Coast," Wave Report No. 68, University of California, San Diego.

SEMROUD, B. (1981). Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Béjaïa-Amizour. Thèse d'état, USTHB : Alger, p. 267.

SHERMAN, D., JACKSON, D.W.T., NAMIKAS, S.L. ET WANG, J. (1998). Wind-blow sand on beaches : an evaluation of models. *Geomorphology*, (22). pp. 113-133.

SHIELDS, A. (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*. Vol. 26, pp. 5 - 24.

SHORT, A.D. (1991). Macro-meso tidal beach morphodynamics - An overview. *Journal of Coastal Research*, 7(2). pp. 417-436.

SHORT, A.D. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley : Chichester, p. 379.

SHORT, A.D. (1979). Three dimensionnal beach-stage model. *Journal of Geology*. Vol. 87, pp. 553-571.

SILVA, P. (2001). Contribution to the study of the morphodynamic in coastal region. Thesis, University of Aveira, Portugal. In Portuguese.

SONU, C.J. (1973). Three-dimensional beach changes. *Journal of Geology*, 81. pp. 42-64.

SPM. (1984). *Shore Protection Manual*. Department of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center : Washington. Manuel, Vol. 1, pp. 1 - 26.

STEIJN, R.C. ET HARTSUIKER, G. (1992). Morphodynamic response of a tidal inlet after a reduction in basin area, Delft Hydraulics, Coastal Genesis report. H840. pp. 0 - 75.

STEIJN, R.C. (1992). Input filtering techniques for complex morphological models, Delft.

STEIJN, R.C., LOUTERS, T., VAN DER SPEK, A.J.F. ET DE VRIEND, H.J. (1989). Numerical model hindcast of the ebb tidal delta evolution in front of the delta-works, in / Falconer, R.A. et al. (eds) *Hydraulic and Environmental Modelling of Coastal, Estuarine and River Waters*, Gower Technical, Aldershot. pp. 255-264.

STEPHANIAN, A. (2002). Evolution Morphologique d'une Plage Macrotidale A Barres , Omaha Beach (Normandi). Thèse de Doctorat : Université de Can, pp. 17-51.

STIVE, M.J.F, ROELVINK, D.J.A ET DE VRIEND, H.J. (1990). Large-scale coastal evolution concept. Delft Hydraulics : The Netherlands. The Dutch Coast. Section, Vol. 9, 148, pp. 1962 - 1974.

STONE, G.W. ET ORFORD, J.D. (2004). Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. Elsevier : Marine Geology. Article, Vol. 210, pp. 1 - 5.

SUNAMURA, T. (1988). Beaches morphologies and their change. In K.E Horikawa (Editor), Nearshore Dynamics and Coastal Processes. University of Tokyo Press.

SWART, D.H. (1976). Predictive equations regarding coastal transports. Proceedings of the 15th International Conference on Coastal Engineering, Honolulu, American Society of Civil Engineers. pp. 1113–1132.

TABORDA, R., CASCALHO, J. ET SA-PIRES, C. (2006). Intra-tidal beach morphological changes and their relationship with sand mixing depth. J. Coast. Res. SI 39,. pp. 319–322.

TIRECHE, S. (2006). Contribution à l'évaluation de la pollution au profit des Collectivités locales, Application d'un système d'évaluation de la Qualité . Mémoire De Magister. Faculté Des Hydrocarbures Et De La Chimie : Université M'Hamed Bougara. Boumerdes.

VAN DE GRAAFF, J ET VAN OVEREEM, J. (1979). Evaluation of sediment transport formulae in coastal engineering practice. Coastal Engineering. Vol. 3, pp. 1 –32.

VAN DER MEER, J.W. (1990). Static and dynamic stability of loose material. In: Coastal Protection. Balkema. pp. 157–195.

VAN HIJUM, E ET PILARCZYK, K.W. (1982). Equilibrium profile and longshore transport of coarse material under regular and irregular wave attack. Delft Hydraulics Laboratory. Netherlands, Publication no. 274.

VAN HIJUM, E. (1976). Equilibrium profiles and longshore transport of coarse material under wave attack. Delft Hydraulics Laboratory. Netherlands, Publication no. 174.

VAN OVEREEM, J., STEIJN, R.C. ET VAN BANNING, G.K.F.M. (1992). Simulation of morphodynamics of tidal inlet in the Wadden Sea, in : H. Sterr, J. Hofstede, H.-P. Plag (eds), Proc. Int. Coastal Congress, Kiel, Peter Lang Verlag, Frankfurt am Main. pp. 351-364.

VAN RIJN, L. (1979). Pump-filter Sampler. Delft Hydraulics Laboratory – Report S404, The Netherlands.

VAN RIJN, L.C. (1986a , 1992). Manual sediment transport measurements. Publ. Aqua Publications, Zwolle : the Netherlands. Manual, pp. 1 - 457.

VAN RIJN, L.C. (1986b). Mathematical modeling of suspended sediment in non uniform flows. Delft Hydraulics Laboratory. ASCE : Journal of Hydraulic Engineering, The Netherlands. Article, Vol. 112, 6, pp. 433 - 455.

VAN RIJN, L.C. (1998). Principles of coastal morphology. Aqua Publications, Amsterdam. p. 730.

BIBLIOGRAPHIE

VAN RIJN, L.C. (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. University of California, Aqua Publication : the Netherlands, Amsterdam. Manual, pp. 1 - 633.

VAN RIJN, L.C. (1984). Sediment Transport: Part 1. Bed Load Transport; Part 2. Suspended Load Transport; Part 3. Bed Forms and Alluvial Roughness, Vol. 110. ASCE.

VELDMAN ET VAN DER MEER, J.W. (1992). Singular points at berm breakwaters: scale effects, rear, round head and longshore transport. Coastal Engineering. Vol. 17, pp. 153–171.

VILA, J.M. (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de d'Etat : Paris.

VILA-CONCEJO, A., FERREIRA, Ó., CIAVOLA, P., MATIAS, A. ET DIAS, J.M.A. (2004). Tracer studies on the updrift margin of a complex inlet system. Mar. Geol. 208. pp. 43–72.

VINCENT, C.E., HANES, D.M. ET BOWEN, A.J. (1991). Acoustic measurements of suspended sand on the shoreface and the control of concentration by bed roughness. Marine Geology, 96. pp. 1-18.

WALTON, T. ET CHIU, T. (1979). “A Review of Analytical Techniques to Solve the Sand Transport Equation and Some Simplified Solutions,” Proceedings of Coastal Structures '79, American Society of Civil Engineers. pp. 809-837.

WALTON, T.L. 1979. “Littoral Sand Transport on Beaches,” Ph.D. diss., University of Florida, Gainesville.

WANG, P., KRAUS, N.C. ET DAVIS, R.A.J.R. (1998). Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions. Journal of Coastal Research 14 (1). pp. 269-282.

WATANABE, A. (1992). Total rate and distribution of longshore sand transport. Proceedings of the 23rd Coastal Engineering Conference. pp. 2528– 2541.

WATTS, G.M. (1953a). “A Study of Sand Movement at South Lake Worth Inlet, Florida,” Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 42, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

WEGGEL, J.R. (1972). Maximum breaker height. J. Waterw., Port, Coast., Ocean Eng. 98(4). pp. 529-548.

WELLEN, E.V., CHADWICK, A.J. ET MASON, T. (2000). A review and assessment of longshore sediment transport equations for coarse-grained beaches. Coastal Engineering (40). School of Civil and Structural Engineering, University of Plymouth, Palace Court, Palace Street : Plymouth PL1 2DE, UK, pp. 243–275.

WHITE, T.E. ET INMAN, D.L. (1989). Measuring longshore transport with tracers. Seymour Editor. pp. 287-312.

WHITE, T.E. (1998). Status of measurement techniques for coastal sediment transport. *Coast. Eng.* 35. pp. 17–45.

WILDI, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratégie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys : Paris*, Vol. 24, pp. 201-297.

WOODWORTH, P.L., TSIMPLIS, M.N., FLATHER, R.A. ET SHENNAN, I. (1999). A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Mathematics & Physical Sciences : Geophysical Journal International*. Article, Vol. 136, 3, pp. 651 - 670.

WRIGHT, L.D., NIELSEN, P., SHORT, A.D. ET GREEN, M.O. (1982). Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, (50). pp. 97-128.

WRIGHT, L.D. ET SHORT, A.D. (1984). " Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis", *Mar.Géol.*(56). pp. 93-118.