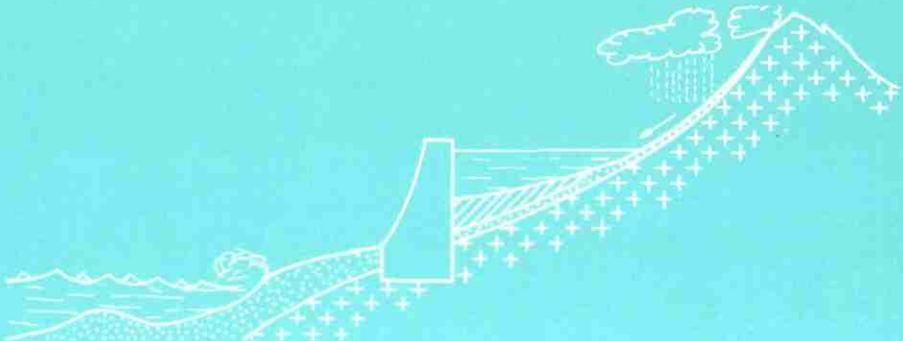




EROSION
TRANSPORTS SOLIDES
SEDIMENTATION



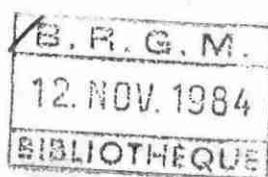
UNESCO - ONU(DIESA) - PNUE

**PROJET WACAF/3 : EROSION COTIERE EN AFRIQUE
DE L'OUEST ET DU CENTRE**

ELEMENTS DE DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE LITTORALE

I

GEOMORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE



BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES

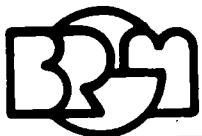
SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL

Département EAU

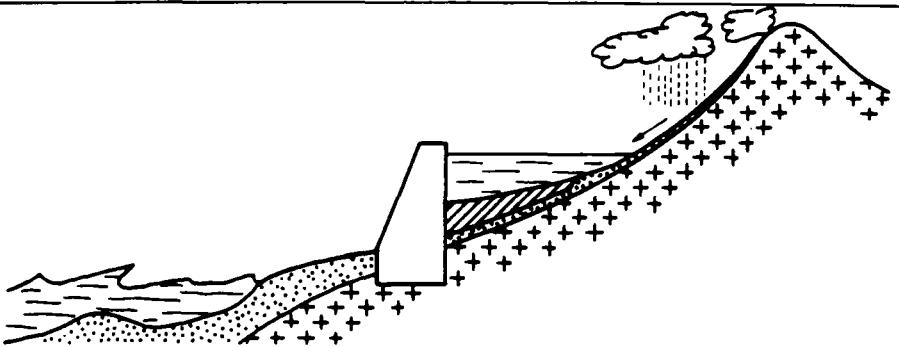
ATELIER "EROSION . TRANSPORTS SOLIDES . SEDIMENTATION"

Rapport du B.R.G.M.

84 SGN 272 EAU



EROSION
TRANSPORTS SOLIDES
SEDIMENTATION



UNESCO - ONU(DIESA) - PNUE

**PROJET WACAF/3 : EROSION COTIERE EN AFRIQUE
DE L'OUEST ET DU CENTRE**

ELEMENTS DE DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE LITTORALE I GEOMORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

par

R. E. QUÉLENNEC

**BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES
SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL
Département EAU**

Atelier "Erosion . Transports solides . Sédimentation"

Domaine de Luminy, Rte Léon Lachamp, 13089 Marseille

Tél:(31) 41.24.48 Telex: BRGM 401585 F

Rapport du B.R.G.M

84 SGN 272 EAU

Septembre 1984

UNESCO - ONU (DIESA) - PNUE
PROJET WACAF/3 : EROSION COTIERE EN AFRIQUE
DE L'OUEST ET DU CENTRE

* *

ELEMENTS DE DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE LITTORALE
I - GEOMORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

par

R.E. QUÉLENNEC

84 SGN 272 EAU

Septembre 1984

R E S U M E

Ce rapport a été établi par l'Atelier "érosion-transports solides-sédimentation" (E.T.S.) du Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.), afin de servir de support de référence pour un **cours-atelier de formation** théorique et pratique, organisé à Lomé (Togo), du 24 septembre au 2 octobre 1984, dans le cadre du projet **WACAF/3** (UNESCO-ONU/DIESA-PNUE) :

"érosion côtière en Afrique de l'Ouest et du Centre".

Le chapitre II du rapport, présenté séparément (réf. 17), constitue un "**guide pour un programme de mesures**" pour l'étude de la **dynamique sédimentaire littorale**.

La présentation des données et informations contenues dans le présent rapport n'implique nullement la responsabilité des organisations des Nations Unies organisatrices du cours-atelier de formation.

S O M M A I R E

	<u>Page n°</u>
1. GEOMORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	1
1.1. TYPOLOGIE DES FORMATIONS LITTORALES	1
1.1.1. LES FORMES D'EROSION : FALaises ET COTES ROCHEUSES	1
1.1.2. LES FORMES D'ACCUMULATION : CORDONS LITTORAUX, FLECHES, TOMBOLOS, DELTAS, VASIERES	1
1.2. QUELQUES CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS LITTORAUX	2
1.2.1. SEDIMENTS MEUBLES	2
1.2.2. SEDIMENTS COHESIFS	7
1.2.3. SEDIMENTS CONSOLIDES	9
1.2.3.1. BEACHROCK	9
1.2.3.2. CORAUX ET MAERL	10
1.3. PLAGES LITTORALES SABLEUSES – PRINCIPALES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES	10
1.3.1. NOMENCLATURE DU PROFIL DE LA PLAGE THEORIQUE	10
1.3.2. VARIATIONS MORPHOLOGIQUES DES PROFILS DE PLAGE	12
1.3.2.1. VARIATIONS SAISONNIERES	12
1.3.2.2. VARIATIONS BRUTALES DUES AUX TEMPETES	13
1.3.2.3. VARIATIONS DUES AUX MAREES	14
1.3.2.4. VARIATIONS DUES AUX VENTS	14
1.3.3. BARRES DE DEFERLEMENT	14
1.3.4. FORMATIONS SEDIMENTAIRES RYTHMIQUES SUR LES LITTORAUX MEUBLES	16
1.3.4.1. CROISSANTS DE PLAGE	16
1.3.4.2. ONDULATIONS DE LA LIGNE DE RIVAGE ET DES BARRES SOUS-MARINES	18
1.4. FORME ET EQUATIONS REPRESENTATIVES DES PROFILS DE PLAGES LITTORALES	19
1.4.1. TERMINOLOGIE	19
1.4.2. PROFIL DES ESTRANS DE PLAGE	19
1.4.3. PROFIL DE PLAGE	21
1.4.3.1. LIMITES INFERIEURE DE LA PLAGE SOUS-MARINE	21
1.4.3.2. EQUATIONS REPRESENTATIVES DES PROFILS DE PLAGE	22

LISTE DE REFERENCES

L I S T E D E S F I G U R E S

	<u>Page n°</u>
FIG. 1 – DIVERSES FORMES D'ACCUMULATIONS LITTORALES	1
FIG. 2 – PENTE DE LA PLAGE EN FONCTION DU DIAMETRE MEDIAN (D) DES SEDIMENTS ET DE L'EXPOSITION AUX HOULES	4
FIG. 3 – MEDIANE DES SEDIMENTS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR	4
FIG. 4 – DISTRIBUTION TYPIQUE DES SEDIMENTS SUR UN PROFIL	5
FIG. 5 – LIGNE NEUTRE	5
FIG. 6 – MORPHOLOGIE DE DELTA DU NIL ET GRANULOMETRIE DES SABLES DE PLAGE (ESTRANS)	6
FIG. 7 – VARIATION DU FACTEUR DE FLOCULATION EN FONCTION DE LA DIMENSION DES PARTICULES	8
FIG. 8 – VARIATION DE LA RIGIDITE INITIALE EN FONCTION DE LA CONCENTRATION EN SEDIMENTS SECS	9
FIG. 9 – NOMENCLATURE DE LA PLAGE THEORIQUE	11
FIG. 10 – PRINCIPALES ZONES DYNAMIQUES DE LA PLAGE THEORIQUE	11
FIG. 11 – DISTINCTION ENTRE PROFIL DE BEAU TEMPS (SWELL PROFILE) ET PROFIL DE TEMPETE (STORM PROFILE)	12
FIG. 12 – DOMAINE D'EXISTENCE DES PROFILS AVEC ET SANS BARRE	12
FIG. 13 – DIAGRAMME SCHEMATIQUE DE L'ATTAQUE DES VAGUES DE TEMPETE SUR LES PLAGES COTIERES	13
FIG. 14 – CROISSANTS DE PLAGES ET "DELTAS" SOUS-MARINS ASSOCIES	16
FIG. 15 – RELATION ENTRE L'AMPLITUDE DES CROISSANTS DE PLAGE (ECARTEMENT), LES CARACTERISTIQUES DES VAGUES (H, T) ET LA LARGEUR DE LA PLAGE SOUMISE AU RESSAC	17
FIG. 16 – CIRCULATION CELLULAIRE DES COURANTS LITTORAUX DUE A LA PRESENCE DE COURANTS DE RETOUR	18
FIG. 17 – RELATION ENTRE LA PENTE DE L'ESTRAN ET LA GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS	20
FIG. 18 – PROFONDEUR A LAQUELLE LES SEDIMENTS DE DIAMETRE (D) PEUVENT ETRE MOBILISES SOUS L'ACTION DE HOULES LONGUES D'AMPLITUDE (H) ET DE PERIODE T = 15 s	21
FIG. 19 – CHOIX D'UN SYSTEME DE REFERENCES (X, Y)	22

FIG. 20 – REPRESENTATION DE PROFILS DE PLAGE PAR L'EQUATION
 $y = ax^b$

23

**FIG. 21 – REPRESENTATION DES PROFILS DE PLAGE – LITTORAL DU DELTA
DU NIL**

24

* * *

i. GÉOMORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

1.1. Typologie des formations littorales

En se basant sur des considérations géomorphologiques et sédimentologiques, on peut établir une classification simplifiée des littoraux qui permet de distinguer divers types de formations en fonction des principales formes d'érosion et de dépôt. Ces diverses formations littorales sont les **témoins** de processus d'érosion-transport-dépôt dont l'occurrence est actuelle ou lointaine. On peut donc assister, dans le temps, à l'érosion de formes d'accumulation anciennes et vice-versa.

1.1.1. Les formes d'érosion : falaises et côtes rocheuses

L'érosion des **falaises côtières** résulte principalement de l'action mécanique des vagues (impact des vagues et abrasion du pied par des débris rocheux véhiculés par les vagues), ainsi que de celle des éléments météorologiques (infiltration de pluie, mise en pression, dissolution) et biologiques (animaux foreurs). Le recul des falaises par érosion libère des blocs et cailloux qui sont progressivement érodés par la houle et transportés sous forme de galets, graviers et sables sur le **platier rocheux** qui borde les falaises.

Le recul moyen des falaises côtières atteint 0,5 m/an entre Boulogne et Calais, ainsi que sur la côte des Basques (France). Il est de 0,3 m/an pour les falaises du Sénégal (caps des Biches, de Naze, de Fann).

L'érosion des **côtes rocheuses** dépend, comme pour les falaises, de la dureté, de la tectonique et de la structure des formations géologiques en place et de la puissance des agents hydrodynamiques, facteurs d'érosion. L'érosion des côtes rocheuses est généralement peu sensible à l'échelle humaine. Cependant, le manque de cohésion de certaines formations non consolidées du type **dépôts glaciaires** est la cause de l'érosion rapide de ces dépôts littoraux par la houle : cas des escarpements de Holderness (Angleterre), qui reculent à une vitesse de 1,2 à 2,5 m/an. Les formations géologiques les plus résistantes constituent des **caps** entre lesquels on trouve généralement des **baies** où peuvent se maintenir des plages constituées de sédiments hérités de l'érosion.

1.1.2. Les formes d'accumulation : cordons littoraux, flèches, tombolos, deltas, vasières

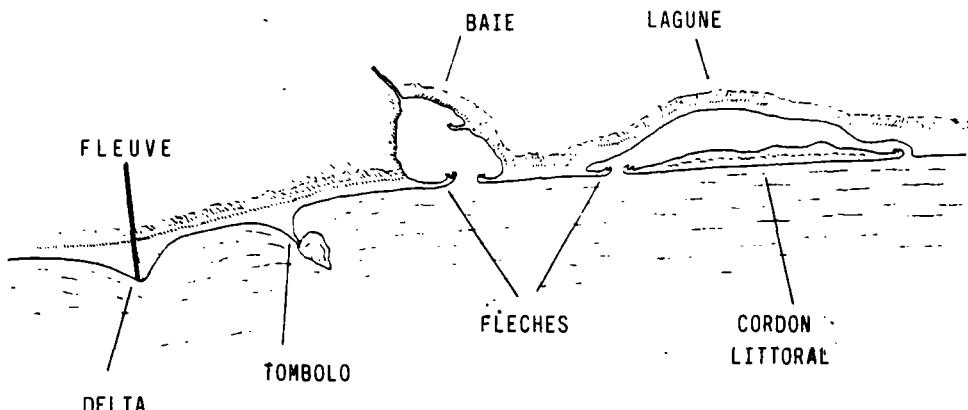


Fig. 1 – Diverses formes d'accumulations littorales

La **plage** est un terme générique qui indique une zone littorale, de type "interface", sujette à l'accumulation et au remaniement de sédiments non consolidés (sables, graviers, galets,...) qui sera caractérisée de façon plus précise au § 1.3. Les plages sont fréquemment sujettes à des processus alternatifs d'érosion et de dépôt.

Les **dunes littorales** résultent du transport éolien de sables issus des estrans de plage dans des zones à vents réguliers et forts. Elles peuvent constituer des formations de plusieurs dizaines de mètres de hauteur qui, quand elles sont situées à proximité du rivage, forment un stock sédimentaire **tampon** qui peut être remanié par la houle et conditionner l'équilibre des plages adjacentes.

Les **cordons littoraux** sont principalement développés dans des zones littorales où les marées et l'énergie de la houle sont relativement faibles. Leur mode de formation, probablement varié, fait l'objet de débats souvent contradictoires : émergence de barres sous-marines, exposition de dunes continentales après subsidence, extension de flêches littorales,... Ces cordons littoraux isolent souvent de la mer des formations de type **lagunaire** ou étangs côtiers.

Les **flêches littorales** souvent accrochées à des singularités littorales du type pointes rocheuses ou caps, embouchures de baies et de rivières, ont pour tendance de lisser ces singularités. La progression des flêches se fait dans le sens du transit littoral. L'extrémité est terminée par un crochet dirigé vers l'intérieur de la zone, à l'abri de la houle.

Les **tombolos** résultent de la diffraction de la houle sur un îlot rocheux ou une île situé à proximité d'un rivage. La rotation des crêtes de vagues aux extrémités de l'îlot et la réduction progressive de l'amplitude de la houle dans la zone à l'abri permettent le transport et l'accumulation de sédiments entre le masque rocheux et la côte.

Les **deltas** sont des formes d'accumulation sédimentaires complexes qui résultent de l'impossibilité des agents hydrodynamiques (houles, courants) de disperser les flux sédimentaires apportés sur le littoral par les fleuves.

Les **vasières** se trouvent le plus souvent dans des zones à faible énergie du type **estuaires** et zones abritées des houles du large par des îles ou des baies où se produit une sédimentation de particules fines dont le degré de consolidation augmente progressivement et qui constituent des zones privilégiées pour le développement de **mangroves** dans les régions tropicales.

1.2. Quelques caractéristiques des sédiments littoraux

Afin de mettre l'accent sur le comportement **hydrodynamique** des sédiments sous l'action des vents, houles et courants, nous distinguerons entre les sédiments **meubles**, les sédiments **cohésifs** et les sédiments **consolidés**.

1.2.1. Sédiments meubles

Ils comprennent les **rudites** (diamètre $D > 2 \text{ mm}$) et les **arénites** ($0,06 \text{ mm} < D < 2 \text{ mm}$). D'un point de vue pétrographique, la plupart des sédiments littoraux meubles sont généralement constitués, dans les régions tempérées, de grains de **quartz** et de **feldspath** issus de l'érosion de formations du type granites, gneiss et schistes, ainsi que de grains **calcaires** issus de roches sédimentaires et de la décomposition de coquillages dans des zones à haute productivité biologique (Tropiques).

Les paramètres fondamentaux qui interviennent dans la dynamique sont la **cohésion**, la **densité**, la **dimension** et, dans une moindre mesure, la **forme des grains** ; on peut dire, en première approximation, que la cohésion diminue quand le diamètre des grains augmente.

Du point de vue du classement granulométrique des sédiments meubles, il est intéressant de se référer au classement proposé ci-après par l'AIPCN pour le dragage des fonds marins :

Principaux types de sols		Identification de la dimension des grains (D)		Identification	
		Echelle des dimensions (mm)	Tamis BS		
Blocs Cailloux		> 200 mm 200 à 60 mm		Examen et calibrage visuels	
Graviers	GRANULEUX (sans cohésion)	Gros Moyens Fins	60 à 20 mm 20 à 6 mm 6 à 2 mm	3"-3 1/4" 3/4"-1 1/4" 1/4"-No. 7	Facilement identifiable par examen visuel
		Gros Moyens Fins	2 à 0,6 mm 0,6 à 0,2 mm 0,2 à 0,06 mm	7- 25 25- 72 72-200	Tous les grains visibles à l'œil nu. Très faible cohésion lorsque le sol est sec.
Limons	DOUÉS DE COHÉSION	Gros Moyens Fins	0,06 à 0,02 mm 0,02 à 0,006 mm 0,006 à 0,002 mm	Tamisat du tamis No. 200	D'habitude, les grains sont invisibles. Seuls des grains grossiers de limon sont encore visibles à l'œil nu. L'essai de dilatation (*) permet la meilleure détermination possible. Le limon peut être pétrissable, mais, séché, il tombe des doigts lorsqu'on secoue les mains ; une simple pression des doigts pulvérise les mottes séchées.
Argiles		Au-dessous de 0,002 mm la distinction entre les limons et les argiles ne devrait pas se faire uniquement d'après la dimension des grains puisque les propriétés physiques les plus importantes des limons et des argiles n'ont qu'un rapport indirect avec la dimension des grains		P.A.	Les argiles ont une cohésion et une plasticité importantes mais ne réagissent pas au test des secousses. Un échantillon humide colle aux doigts et au toucher paraît lisse et onctueux. Les fragments secs ne se réduisent pas en poudre mais au cours du séchage ils se contractent et se fissurent en acquérant une haute résistance au cisaillement.
Tourbes et Terres organiques	ORGANIQUES	P.A.		P.A.	Peuvent être généralement identifiées par leur couleur noire ou brune et souvent par leur forte odeur et par la présence de matières fibreuses ou ligneuses.

La **porosité** et la **densité** des sédiments littoraux dépendent des facteurs tels que nature, granulométrie, compaction et état de saturation du matériau. C'est ainsi que, pour des sables bien triés (granulométrie uniforme) la porosité (vol. de vides/vol. total) passe de 0,46 à 0,34 selon que les sables sont peu compacts ou bien compactés, tandis que dans le même temps, les densités sèches et humides (saturation) varient respectivement de 1,4 à 1,8 et de 1,9 à 2,1.

Les trois facteurs principaux qui contrôlent la **granulométrie** des sédiments meubles, sur un segment littoral, sont :

- * l'origine des sédiments (zones sources) ;
- * l'énergie de la houle (plage abritée ou exposée) ;
- * la pente de la plage sous-marine et du plateau continental.

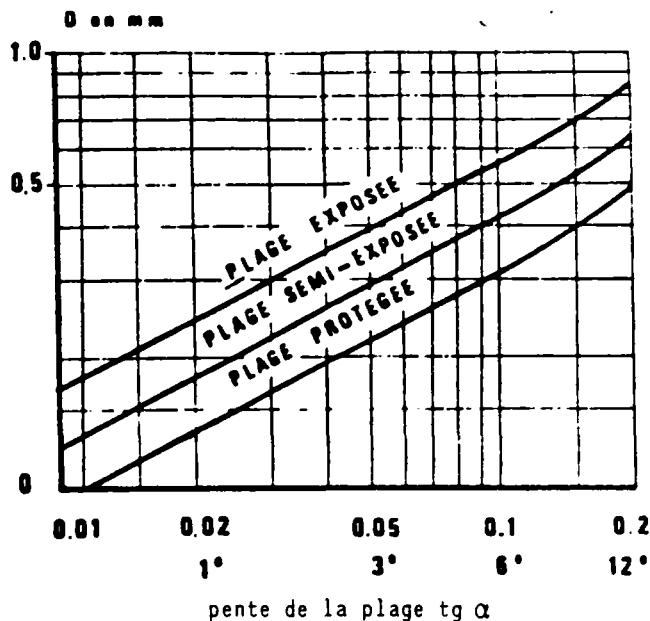


Fig. 2 – Pente de la plage en fonction du diamètre médian (D) des sédiments et de l'exposition aux houles (réf. 20)

L'action de la houle et des courants sur les sédiments meubles littoraux provoque un **triaje granulométrique**. Pour les littoraux sableux et des mesures effectuées dans diverses régions, il a pu être mis en évidence la répartition suivante du triage granulométrique (variation de D_{50} dans le profil sous l'action de la houle).

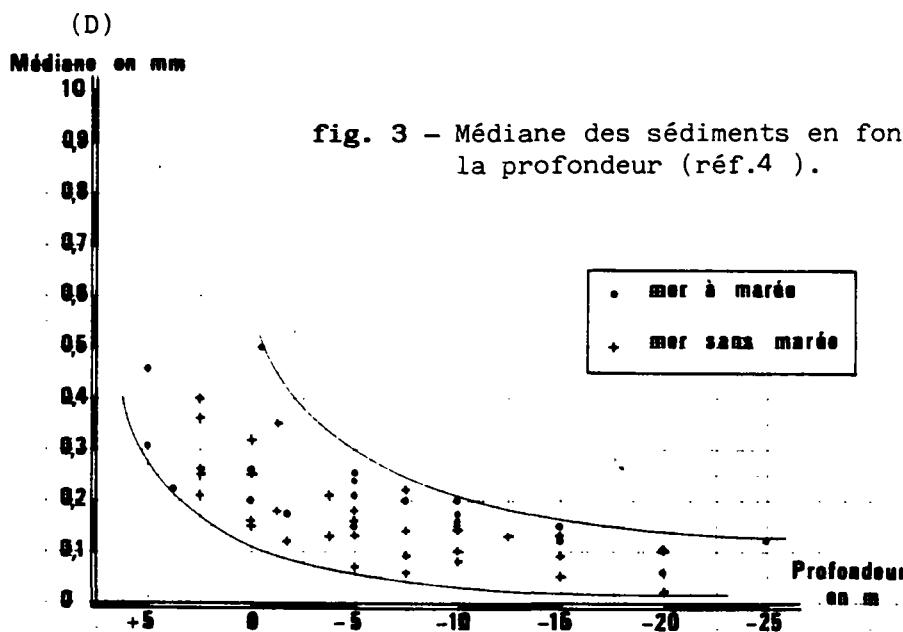


fig. 3 – Médiane des sédiments en fonction de la profondeur (réf. 4).

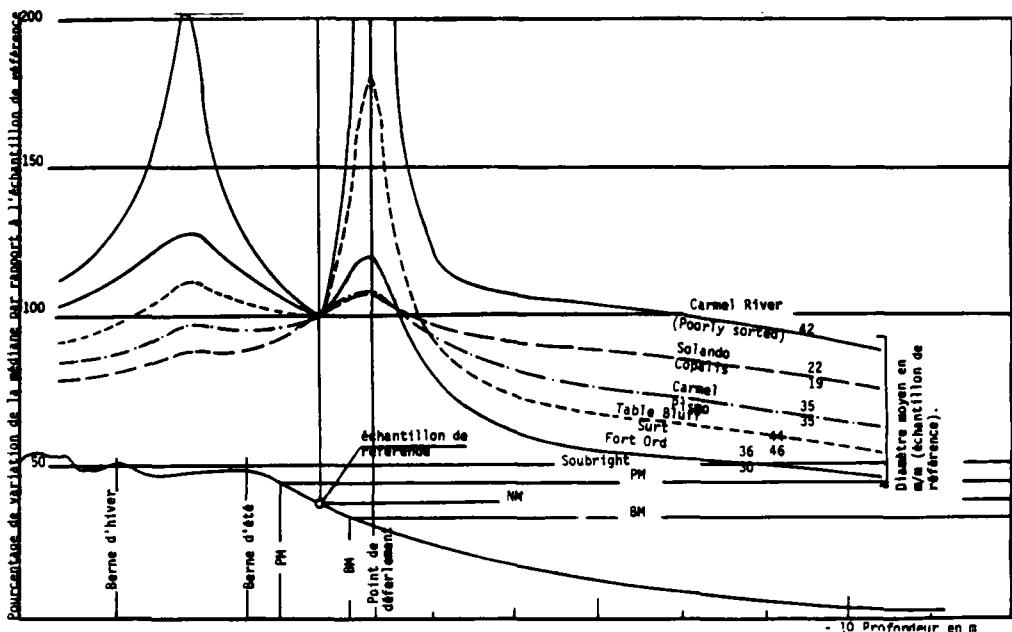
Des études effectuées par BASCOM ont montré que, pour les plages sableuses :

- * les sédiments les plus **grossiers** se trouvent au niveau de la **barre de déferlement** (zone des brisants) ;
- * la granulométrie des sédiments diminue au large de cette barre avec la profondeur, ainsi que vers la côte avant d'augmenter à nouveau vers le haut estran :

Fig. 4 -

Distribution typique des sédiments sur un profil.

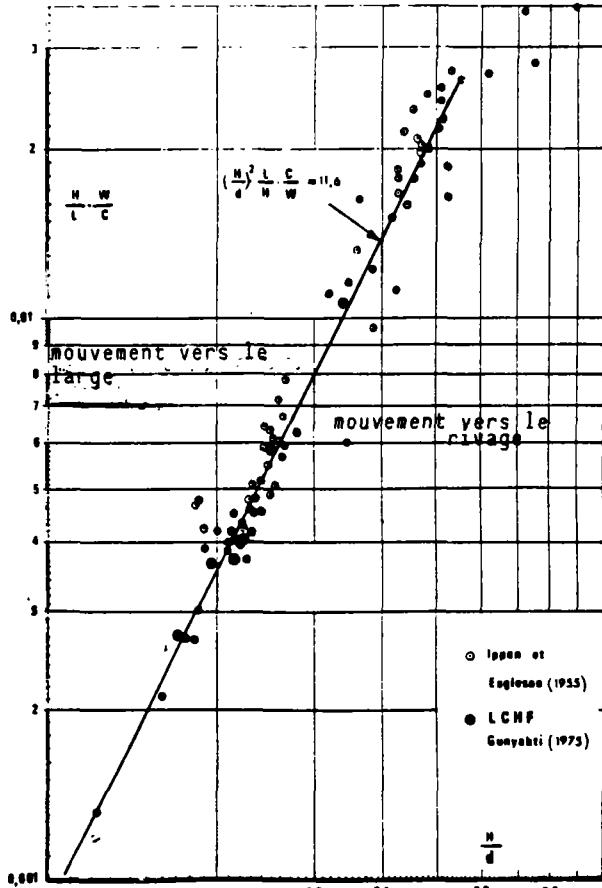
(Réf. 1)



Le triage granulométrique des sédiments dans le profil a permis à divers auteurs de mettre en évidence **en laboratoire**, une **ligne neutre** théorique qui sépare une zone où les sédiments sont entraînés vers la côte par la houle, de celle où ils sont entraînés vers le large :

Fig. 5 - Ligne neutre.

(réf. 5)



L'équation proposée par IPPEN et EAGLESON d'après des mesures en laboratoire, n'est valide que pour des plages sous-marines sableuses de pente 1/15 en l'absence de courants de marée et de formes de fond significatives (dunes ou rides). Les résultats en nature ne cadrent pas toujours avec les estimations données par l'équation proposée, laquelle doit être utilisée avec précaution.

L'action de la houle et des courants littoraux donne lieu également à un triage granulométrique longitudinal le long du littoral, avec accumulation des sédiments fins dans les zones à faible énergie de la houle et vice-versa.

Dans le cas de flêches littorales constituées de sables, graviers et galets, on assiste à un triage granulométrique avec diminution du diamètre des sédiments dans le sens du transit littoral : cas des flêches de galets des Bas-Champs et du sillon de Talbert (France) et nombreuses autres flêches sableuses en France et dans le Monde.

Ce type de triage s'observe sur de nombreux littoraux sableux, alimentés en sédiments fluviatiles (suspension et charriage). La diminution du diamètre des sédiments augmente sensiblement avec la distance à la zone source mais peut être altérée par d'autres phénomènes de triage granulométrique dus à des problèmes de convergence ou d'épanchement de la houle (fig. 6 - réf. 16).

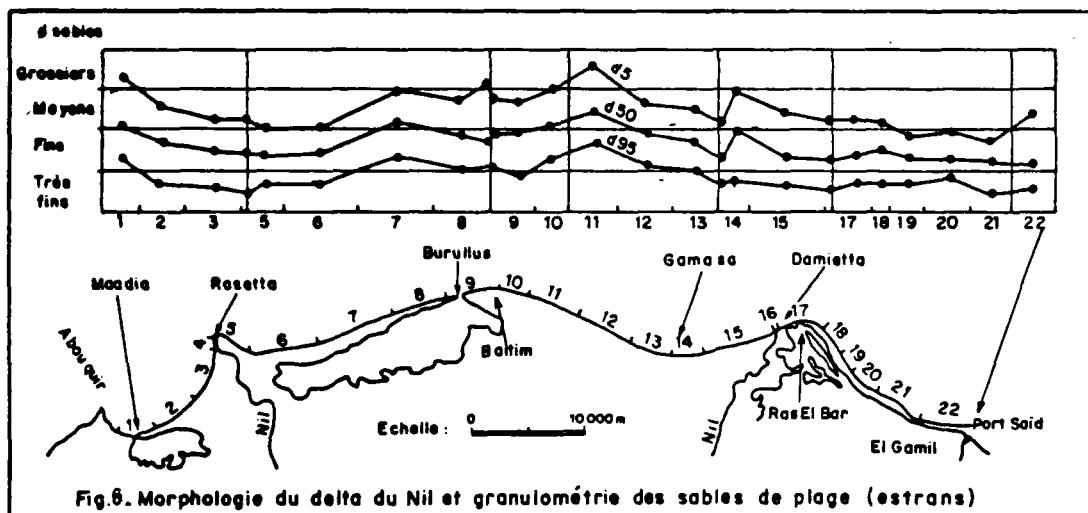


Fig.6. Morphologie du delta du Nil et granulométrie des sables de plage (estrans)

L'abrasion des sédiments littoraux sous l'action de la houle est peu sensible pour les sables de petit diamètre ($D < 0,2 \text{ mm}$) en raison de leur faible inertie. Le taux d'abrasion augmente avec la taille des sédiments ; il est important dans le cas de galets transportés par le transit littoral sur des rivages à haute énergie : des expériences ont montré qu'il suffit d'une durée d'action d'une semaine pour que des fragments de 10 cm de côté de type calcaire ou marne soient transformés en galets de plage bien arrondis par des houles de 0,5 m d'amplitude. Pour des fragments de type quartzite, ce résultat serait obtenu en un mois.

1.2.2. Séments cohésifs

Ces sédiments de type vaseux ou **pélitique** sont constitués par des éléments de diamètre granulométrique **inférieur à 64 microns** (lutites).

On distingue généralement :

	<u>Diamètre (D)</u>	<u>Composition minéralogique</u>
* les sables	0,02 à 0,064 mm	quartz
* les poudres	0,001 à 0,02 mm	quartz, micas, argiles
* les précolloïdes	0,0001 à 0,001 mm	argiles
* les colloïdes	D inférieur à 0,0001 mm	silice, hydroxydes, complexes organiques

Les propriétés **physico-chimiques** particulières des sédiments cohésifs (floculation, viscosité, consolidation,...) leur donnent un comportement spécifique assez complexe sous des actions hydrodynamiques (houles, courants).

La **floculation** des sédiments pélitiques résulte de l'agrégation, en flocons (0,1 à 2 mm) de particules élémentaires de quelques microns. Cette propriété qui influe sur la vitesse de chute, est liée à l'occurrence de potentiel Zéta faible : dans une suspension colloïdale, les particules argileuses qui portent une charge négative auront d'autant plus tendance à se rapprocher et s'agglomérer sous l'effet de forces de Van der Waals, que le potentiel Zéta du milieu aqueux sera faible (présence d'ions H^+ ou de cations Ca^{++} , Na^+ , ...).

La floculation et la **vitesse de chute (W)** des sédiments pélitiques varient principalement en fonction :

* de la nature minéralogique et des caractéristiques des particules élémentaires ;

* des caractéristiques du milieu aqueux récepteur : concentration (MES), physico-chimie (salinité, température), degré d'agitation.

La fig. 7 ci-après obtenue après de nombreuses études en nature et en laboratoire, traduit la variation du **facteur de floculation "F"** ($F = \frac{W_f}{W_d}$ où W_f est la vitesse de chute des flocons et W_d la vitesse de chute des particules élémentaires) en fonction du diamètre "D" des particules élémentaires.

On en retiendra que, pour une particule élémentaire de diamètre 1 micron, la vitesse de chute W_d de 0,001 mm/s est multipliée par 500 après floculation : **$W_f = 0,5 \text{ mm/s}$** , ce qui correspond à la **vitesse moyenne** des **flocons de vase** en eau de mer calme (salinité de 2 à 3 %).

La **salinité** de l'eau des mers tempérées, en surface, varie entre **3,2 et 3,8 %**, soit en moyenne 35 g de sels dissous par 1.000 g d'eau, ce qui correspond à une **densité de 1,026**.

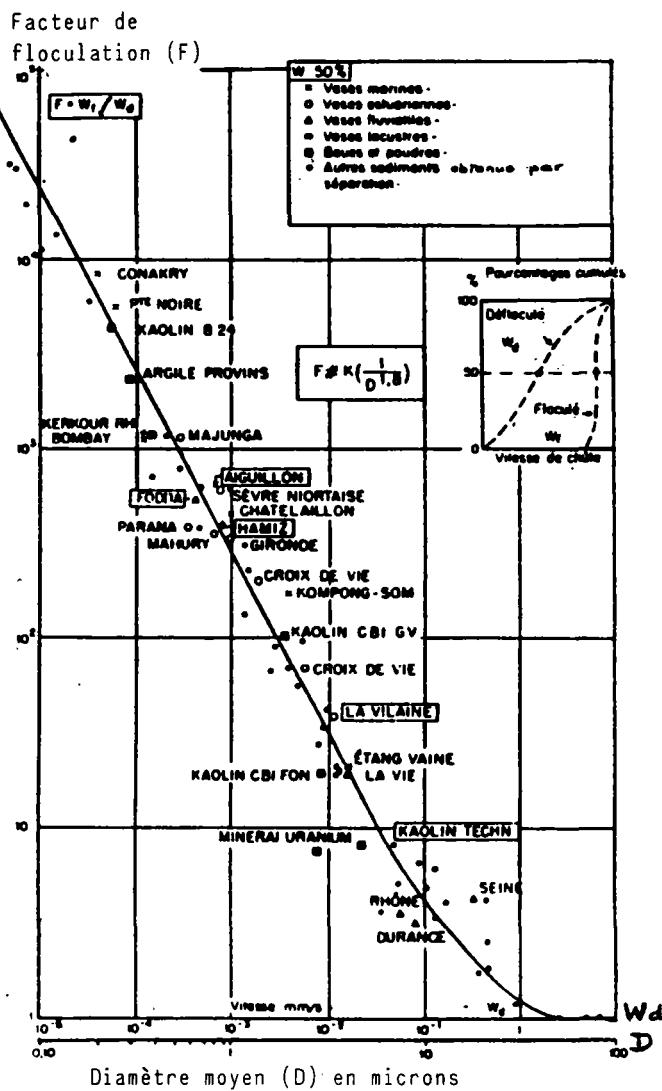


Fig 7 : Variation du facteur de flocculation en fonction de la dimension des particules (Réf. 4)

$$F \approx 250 \cdot D^{-1.8} \text{ ou } F \approx 250 \cdot W_d^{-0.9}$$

La **consolidation** des dépôts de sédiments pélitiques (vases) varie dans le temps en fonction principalement :

* des caractéristiques des sédiments et du milieu liquide environnant ;

* de la hauteur des dépôts, laquelle favorise le **tassement** par évacuation de l'eau intersticielle (augmentation de la concentration en éléments solides ou diminution de la porosité).

La **pente des dépôts** sédimentaires, ainsi que leur facilité d'être mis en mouvement par les houles et courants, est fonction notamment de paramètres tels que **rigidité** et **viscosité**, lesquels augmentent avec la concentration des dépôts (fig. 8) et la salinité de l'eau.

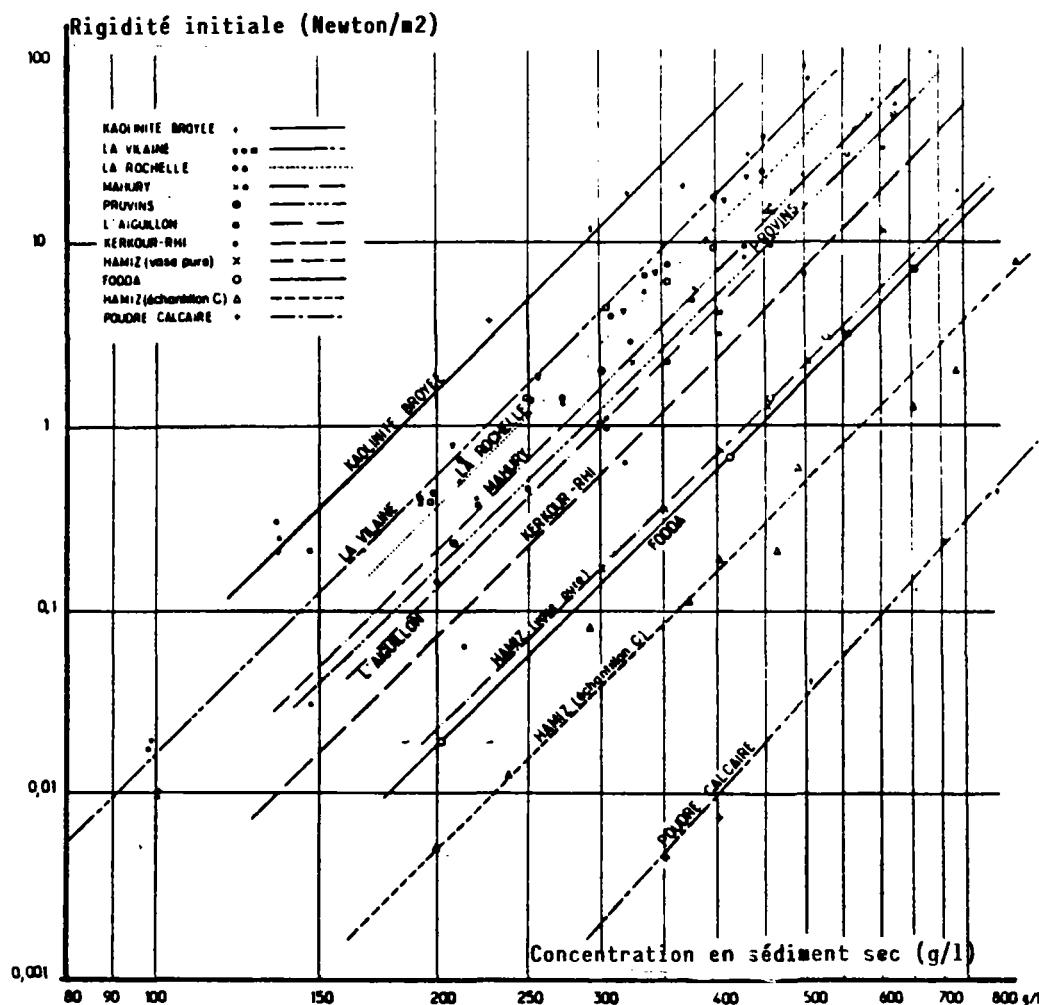


Fig. 8 : Variation de la rigidité initiale en fonction de la concentration en sédiments secs (réf. 13)

1.2.3. Sédiments consolidés

1.2.3.1. Beachrock

Les sédiments littoraux consolidés plus ou moins friables, de type grès de plage ou "**beachrock**" sont constitués de sables de plage cimentés notamment par des calcites ou aragonites (carbonates de calcium).

On les trouve principalement dans les régions chaudes à climat actuel de type aride à tropical (Golfe persique, Golfe du Togo-Bénin, Pacifique, Floride, Amérique du Sud, Méditerranée,...) où la concentration de sédiments littoraux calcaires de type corallifère, coquillier ou quartzé est importante.

Deux hypothèses principales sont le plus souvent utilisées pour expliquer la formation des beachrocks :

* la dissolution par les précipitations des carbonates de calcium contenus dans les sédiments et **sables terrestres**, leur transport dans les eaux souterraines, leur migration et leur fixation sous forme de calcite dans les sables de plage à marée basse ;

* la précipitation du carbonate de calcium contenu dans les **eaux marines** (sursaturation) sous l'effet combiné de l'augmentation de température et de l'évaporation de l'eau de mer sur les estrans à faible pente (humides et surchauffés) permet le dépôt d'un ciment intergranulaire de type aragonite.

La position des formations de type beachrock (dont certaines sont en cours de consolidation) par rapport aux lignes de rivage actuelles, dépendent de leur époque de formation, de phénomènes tels que variations du niveau marin, tectonique, recul du rivage, ainsi que de leur capacité à résister à l'érosion ou à la destruction par les houles et organismes.

La présence de **plusieurs lignes** et niveaux de beachrocks à proximité des littoraux actuels est fréquente (Golfe du bénin, Arabie, Brésil,...), ce qui permet de dater la position d'anciens rivages.

La présence de lignes de beachrocks émergeant sur les fonds littoraux à quelques mètres de profondeur sur la plage sous-marine ou le plateau continental, conduit parfois, comme pour les hauts fonds et écueils, à modifier la **propagation de la houle** vers le rivage (réfraction) ce qui peut créer des zones préférentielles d'accumulation ou d'érosion sur le rivage.

Situées légèrement en retrait de rivages actuels, les tables de beachrock peuvent constituer des lignes de **défense** éventuelles en cas d'érosion littorale et permettre d'assurer les fondations d'ouvrages de protection et d'aménagement littoral.

1.2.3.2. Coraux et maërl

Les **récifs coralliens** qui émergent souvent au niveau moyen des marées représentent des structures dissipatrices de l'énergie de la houle, formées dans les mers chaudes par des algues et organismes marins sous forme de concrétion de carbonate de calcium (Ca CO_3). A l'abri des barrières de récifs coralliens qui entourent les îles du Pacifique et autres mers chaudes, sont constitués des **lagons**.

Le **maërl** : sous les latitudes tempérées, les **algues calcaires** arbusculaires appelées **Lithothamnium** peuvent se développer à des profondeurs de 5 à 20 m, dans des eaux généralement peu turbides sous faible agitation de houle, en donnant des gisements de maërl. La destruction de boutures d'algues par de fortes houles permet leur transport par les courants jusqu'aux rivages. L'exploitation de ces gisements par dragage à proximité des rivages peut être la cause d'érosions littorales (réf. 15).

1.3. Plages littorales sableuses - principales caractéristiques morphologiques

1.3.1. Nomenclature du profil de la plage théorique

La fig. 9 ci-après donne la terminologie de base pour la description géomorphologique et hydrodynamique de la plage aérienne et sous-marine.

LEGENDE :

- M.P.H.M. : Moyenne des plus Hautes Mers
 M.P.B.M. : Moyenne des plus Basses Mers
 O (C.M.) : Zéro des Cartes Marines

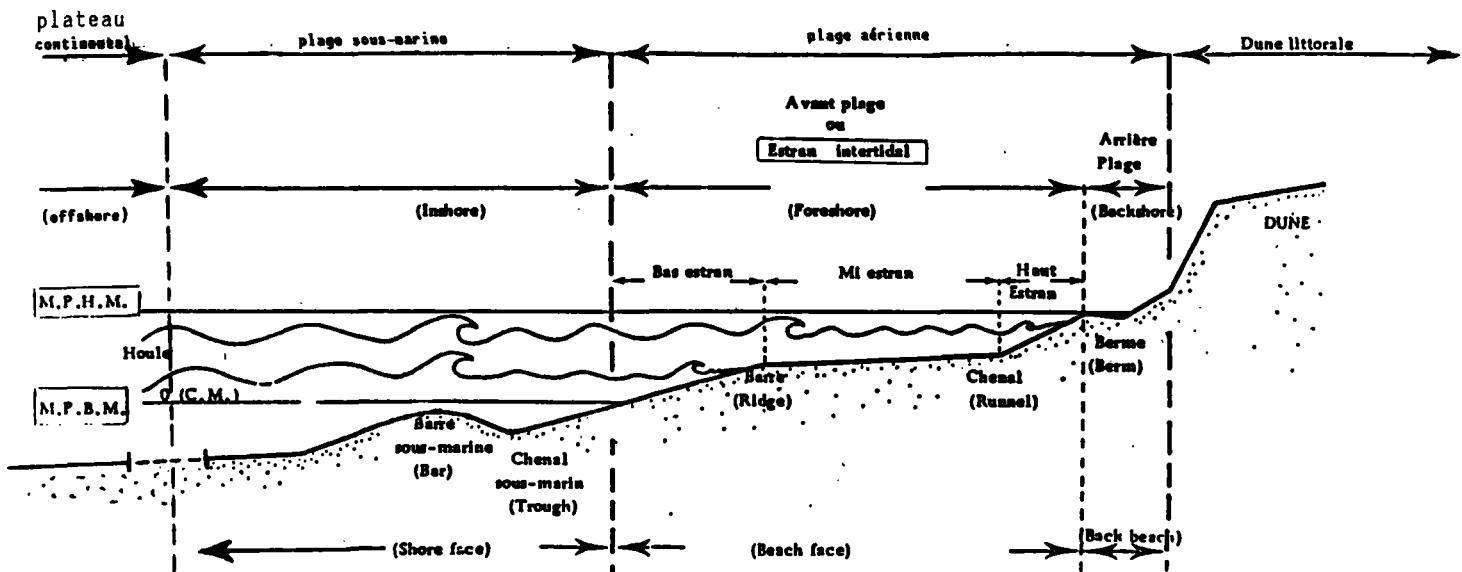
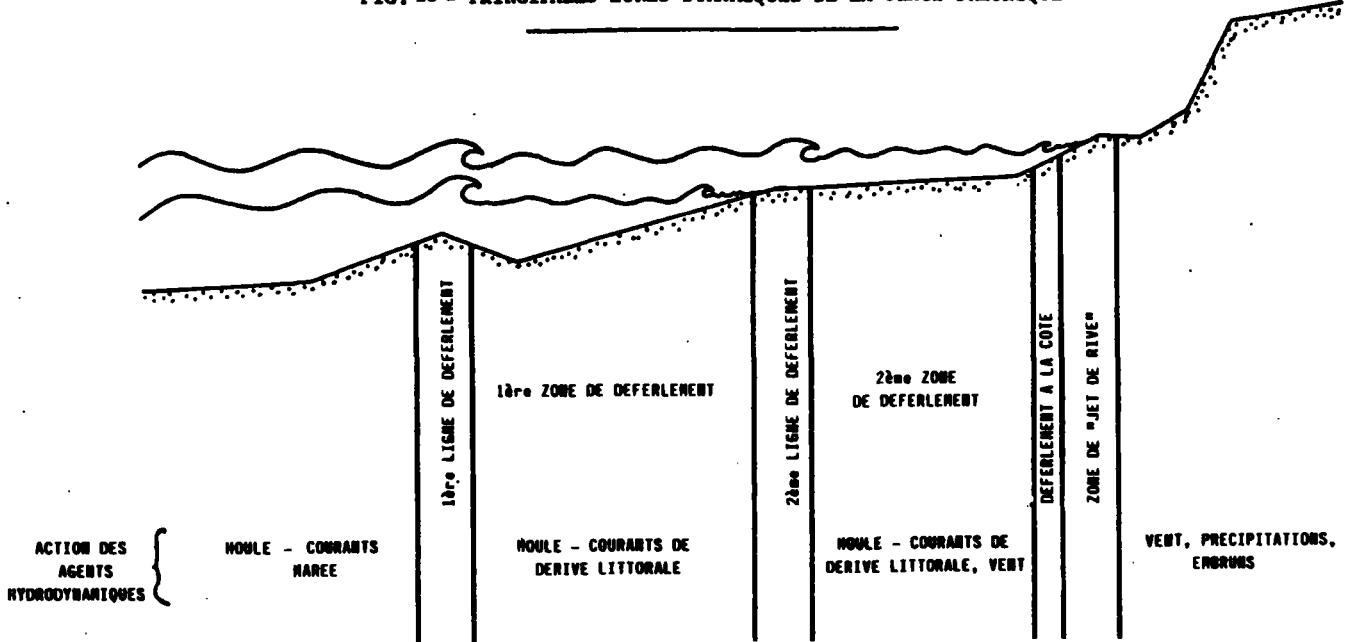


Fig. 9 – Nomenclature de la plage théorique

La Fig. 10 schématise les principales zones de la plage théorique du point de vue de l'action des agents hydrodynamiques :

FIG. 10 – PRINCIPALES ZONES DYNAMIQUES DE LA PLAGE THEORIQUE -



1.3.2. Variations morphologiques des profils de plage

1.3.2.1. Variations saisonnières

Tout usage régulier des plages connaît le changement saisonnier du profil des plages, lequel présente généralement, durant la saison calme (l'été dans les régions tempérées), un profil adouci avec une arrière-plage profonde, tandis que durant la saison de tempêtes (l'hiver), le profil se creuse et l'arrière-plage est rétrécie, sinon parfois absente.

Ce basculement de la plage, autour d'un profil moyen dans les zones littorales en équilibre dynamique, indique clairement la présence de transports sédimentaires dans le profil, avec une résultante moyenne orientée vers la côte durant la saison calme et vers le large, avec formation de barres sous-marines, en saison de tempête.

Différents essais, réalisés en laboratoire, ont conduit à montrer que la formation des profils saisonniers était fonction de paramètres tels que la **cambrure de la houle au large** (Ho/L) et un **diamètre D caractéristique** des sédiments de la plage (fig.11 - 12).

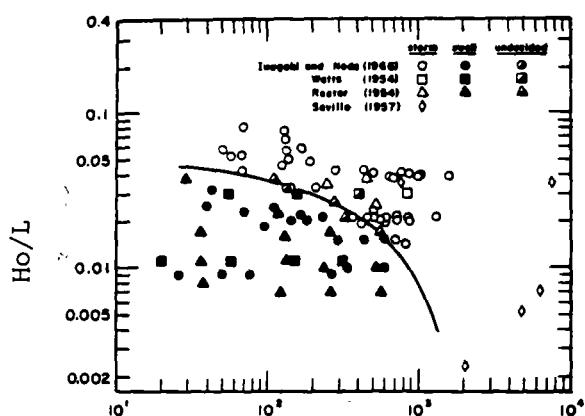


Fig. 11 - Distinction entre profil de beau temps (swell profile) et profil de tempête (strom profile) (réf. 6)

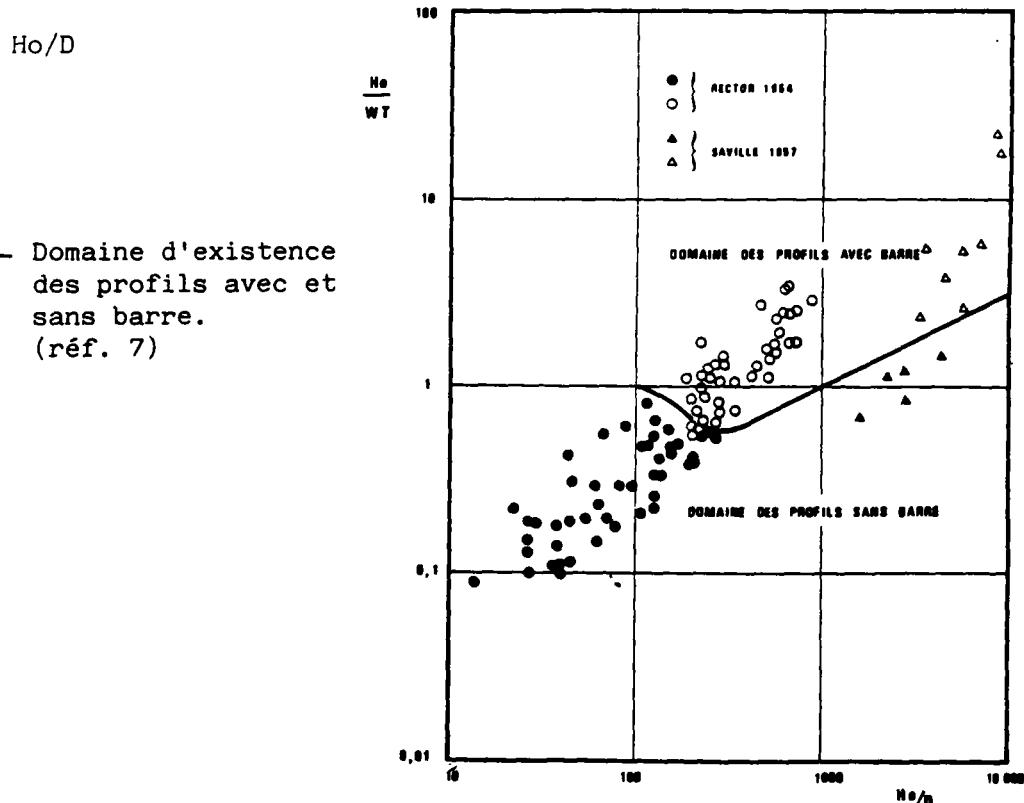


Fig. 12 - Domaine d'existence des profils avec et sans barre. (réf. 7)

La relation suivante est également utilisée pour caractériser la limite entre profils d'été et d'hiver (barres) :

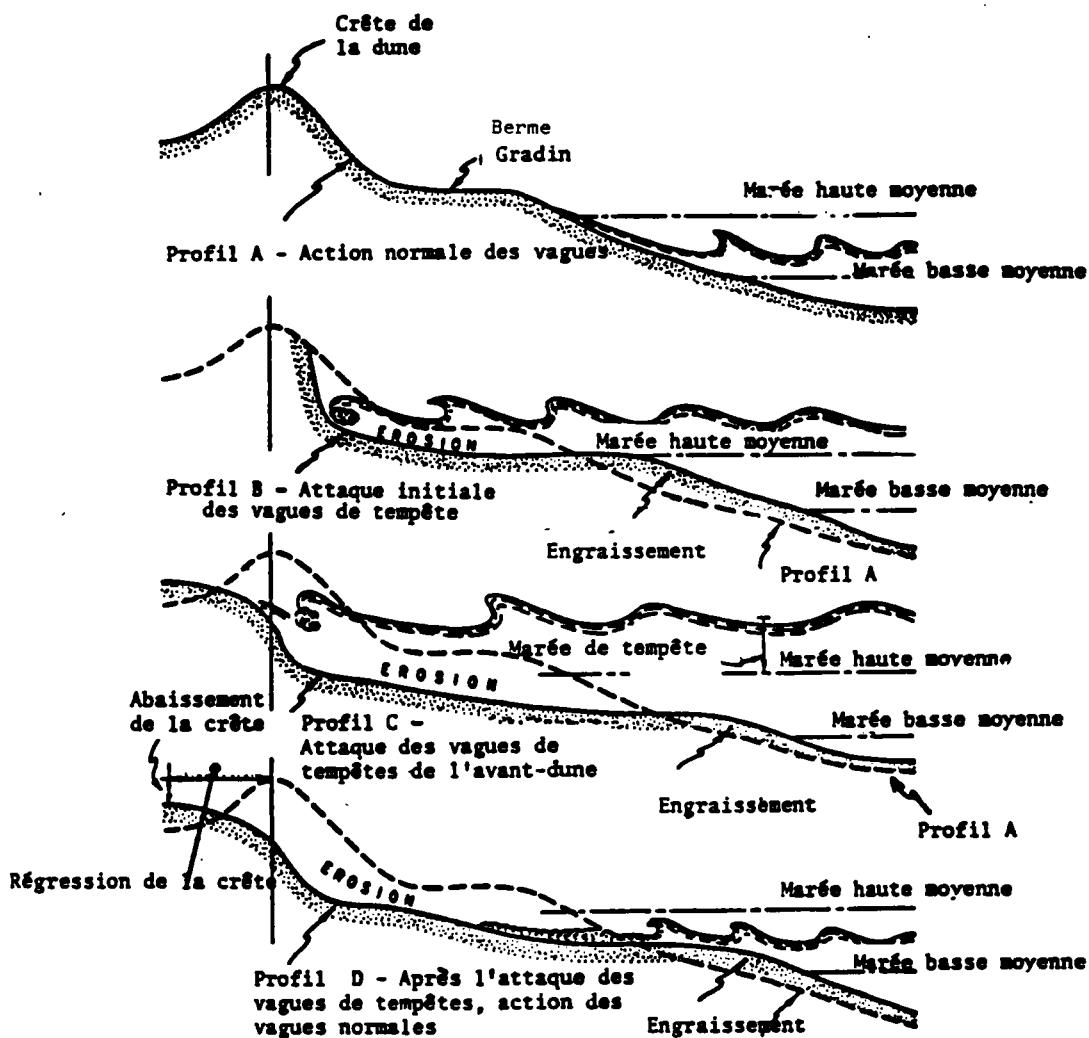
$$\frac{H_0}{L} \approx 1,7 \frac{W}{gT}$$

Notons que ces relations expérimentales établies d'après des données de laboratoire, ne sont qu'**indicatives** des phénomènes naturels de basculement saisonnier des plages, lesquels sont souvent difficiles à relier aux équations empiriques précédentes, en raison de l'absence ou de la déficience de données mesurées et fiables des caractéristiques des houles affectant le site étudié.

1.3.2.2. Variations brutales dues aux tempêtes

La fig. 13 ci-après schématisise l'action des tempêtes sur des plages bordées de dunes :

Fif. 13 : diagramme schématique de l'attaque des vagues de tempête sur les plages côtières (réf. 14)



L'action brutale de tempêtes, accompagnées de surélévation du niveau moyen de la mer, conduit à l'érosion des dunes côtières non protégées (stock tampon de sédiments mobilisables) dont la lente reconstitution ne pourra être réalisée progressivement, en l'absence de recul régulier du rivage, que si le transport éolien de sables de l'estran vers la dune est suffisant.

1.3.2.3. Variations dues aux marées

Des variations parfois sensibles des profils de plage peuvent se superposer aux précédentes, à l'échelle des cycles de marée (diurne ou saisonnier) quand l'amplitude de la marée est importante par rapport à celle de la houle.

Dans ce cas, on se trouve la plupart du temps en présence **d'estrans très peu pentus** et largement découverts à marée basse, avec un haut d'estran et une arrière-plage de pente nettement plus accusée et constitués de sédiments significativement plus grossiers et moins bien triés que ceux de l'avant-plage.

Les barres littorales permanentes sont, en général, inexistantes ou peu significatives sur les littoraux où la marée prédomine, tandis que des systèmes de rides et rigoles marquent souvent le profil de l'estran intertidal. Ils indiquent que le point de déferlement de la houle varie en position dans le profil, avec le cycle de marée dont le niveau influe sur la hauteur piézométrique et la vidange, par percolation à travers les sables de l'estran, de la nappe côtière.

1.3.2.4. Variations dues aux vents

Les vents qui soufflent au large vers la terre peuvent contribuer à surélever le niveau de la mer, ce qui renforce l'attaque de la houle sur le rivage en période de jusant. Ils créent un **courant de surface** dirigé vers le rivage, lequel est compensé par un **courant de fond** en direction du large qui renforce la migration des sédiments fins du rivage vers le plateau continental.

Un processus inverse a lieu pour les vents de terre, lesquels sont fréquents en début de journée, sous forme de brises terrestres, dans les zones arides et semi-arides, en raison des différences de chaleur et de pression existant entre le continent refroidi la nuit et les mers chaudes. Dans ces zones, la renverse de la brise se situe vers le milieu de la journée.

1.3.3. Barres de déferlement

On trouve des barres sous-marines dues au déferlement de la houle sur les plages dans la plupart des océans et mers à **marée faible à moyenne** où l'amplitude des houles moyennes prédomine sur l'amplitude de la marée.

Ces barres littorales, parallèles à la ligne de rivage, sont situées dans la zone de déferlement de la houle, soit à une profondeur voisine de $d \approx 1,28 H_d$;

H_d = amplitude de la houle au moment du déferlement.

$H_d >$ amplitude de la houle H_0 au large.

La formation des barres de déferlement est due à la convergence de transits sédimentaires dans le profil, dirigés du rivage vers la barre à l'aval du déferlement et du large vers la barre à l'amont du déferlement.

La formation et la position de la barre sur une plage donnée varient en fonction de l'**amplitude** de la houle (H) et de sa **cambrure** (H/L). La position de la barre liée au déferlement des houles de tempête sera située plus au large que celle de la barre liée au déferlement des petites houles de plus longue période (T). La barre de tempête tend à être érodée par le déferlement des houles de faible amplitude qui peuvent la franchir, se reformer partiellement et briser à nouveau plus près du rivage en formant une nouvelle barre.

On assiste donc généralement à l'atténuation progressive des profils des barres de tempête et à la migration de leur position vers la côte au cours des périodes de beau temps, ainsi qu'avec l'élévation du niveau moyen dû à la marée.

Sur les littoraux à faible pente des plages sous-marines, on trouve souvent **plusieurs systèmes de barres** de déferlement plus ou moins développées : cas du delta du Nil en Méditerranée orientale(réf.12) où on note la présence de 2 à 3 systèmes de barres littorales à des profondeurs variant entre 2 et 5 m.

Certaines barres littorales qui peuvent exister à des profondeurs supérieures à celles du déferlement de la houle sont causées par des phénomènes de convergence de transports de masse dus à la **réflexion de la houle** sur des plages sous-marines à **fortes pentes** (10°).

De plusieurs études réalisées en laboratoire, on en déduit que :

- * la **forme** de la barre de déferlement semble indépendante de l'amplitude et de la cambrure de la houle, ainsi que de la pente de la plage sous-marine ;

- * le développement des barres est peu significatif sur des plages à pentes fortes supérieures à $1/15$ (4°) ;

- * le rapport entre la profondeur du pied de la barre (fosse de lévigation) et de la crête de la barre varie généralement entre 1,3 et 1,7, selon les expériences et les références du niveau de la mer considérée.

L'occurrence des barres de déferlement (profils de calme ou de tempête) en nature peut être appréciée en fonction des relations empiriques et fig. 11 et 12 présentées au § 1.3.2.1.

Les barres de déferlement sur les littoraux meubles constituent un obstacle à la propagation de la houle, laquelle libère ainsi une partie importante de son énergie et diminue d'amplitude ; la partie haute de l'estran est, de ce fait, protégée d'attaques directes massives de la houle, grâce à ces structures sédimentaires **dissipatrices d'énergie** dans la zone desquelles s'effectuent 50 à 80 % du transport sédimentaire littoral.

Le basculement des profils de plage et la formation de barres de déferlement sont des **processus naturels d'adaptation dynamique** qui permettent aux estrans de plage de s'opposer à l'action énergétique de la houle.

1.3.4. Formations sédimentaires rythmiques sur les littoraux meubles

Les plages littorales constituées de sédiments meubles sont rarement linéaires dans leur développement longitudinal. On observe fréquemment sur les estrans de plages le développement rythmique de festons ou croissants de plages ("cusps"), dont les ventres ou arcs sont séparés par de petits caps (formes d'accumulation) orientés quasi perpendiculairement au rivage (fig. 14).

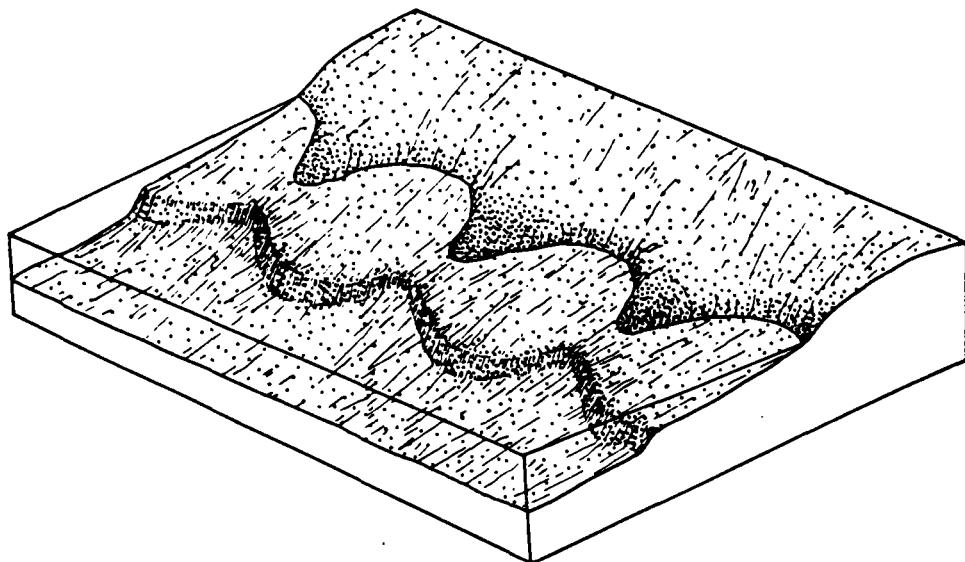


Fig. 14 – Croissants de plage et "deltas" sous-marins associés.
(réf. 9)

Une distinction des formations rythmiques littorales est généralement faite en fonction de leurs dimensions :

- * croissants de plage (beach cusps) : 0,2 à 100 m d'amplitude ;
- * ondulations de la ligne de rivage et des barres sous-marines : 100 à 1500 m d'amplitude.

1.3.4.1. Croissants de plage

Ils se trouvent aussi bien sur des plages littorales que sur le rivage d'étangs ou de lacs, quelle que soit la nature des sédiments meubles (**sables à galets**).

Les petits caps qui séparent les arcs, lesquels peuvent atteindre 60 à 100 m d'amplitude, sont des formes d'accumulation visibles sur les estrans de plage et formées de sédiments **plus grossiers** que ceux qui constituent le ventre des arcs.

Ce tri granulométrique permet aux caps de se maintenir du fait de leur granulométrie et de leur perméabilité, laquelle s'oppose à l'érosion par entraînement des jets de rive dus à la houle.

La théorie des processus de formation des croissants de plage est encore assez floue et discutée : des diverses explications données jusqu'à présent, il semble qu'on puisse retenir le fait que la capacité de transport des sédiments par jet de rive sur l'estran vers le haut de plage est supérieure à celle qui a lieu lors du retour vers le large des houles brisées (ressac), ce qui favorise le tri granulométrique noté précédemment. Le réflexion des houles sur les estrans de plage et l'interférence qui en résulte entre la houle incidente et le ressac (augmentation périodique de l'amplitude de la houle résultante entre les points nodaux) paraît pouvoir constituer également une explication à la formation rythmique des croissants de plage.

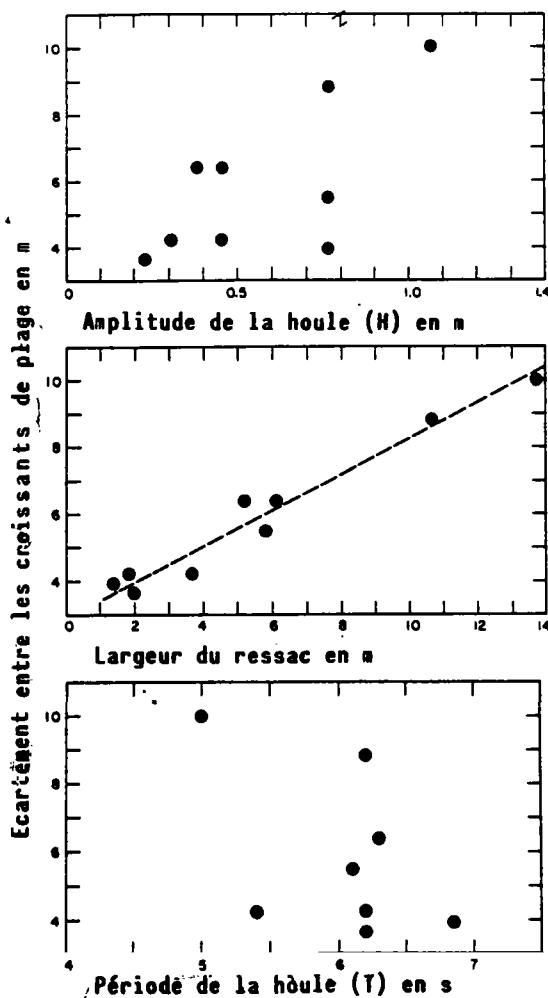
Les croissants de plage se trouvent fréquemment dans des baies, ainsi que sur des rivages réguliers pour des houles régulières peu obliques (faible transit littoral).

Ces croissants, qui peuvent disparaître en quelques heures sous l'effet de fortes houles abordant le rivage obliquement, sont généralement plus marqués et stables sur des littoraux soumis à de faibles marées.

Les expériences menées en laboratoire n'ont pas permis, jusqu'à présent, d'établir des relations significatives entre les caractéristiques des arcs ou croissants de plage, la hauteur ou la période de la houle, la pente de la plage ou le diamètre des sédiments, bien que l'amplitude des croissants de plage paraisse liée à l'énergie de la houle.

La seule relation significative semble être celle entre l'écartement des arcs et la largeur de la plage soumise au déferlement (fig.15, réf.11).

Fig. 15 – Relation entre l'amplitude des croissants de plage (écartement), les caractéristiques des vagues (H , T) et la largeur de la plage soumise au ressac.



1.3.4.2. Ondulations de la ligne de rivage et des barres sous-marines

Ce type de formation rythmique littorale n'est pas facilement décelable sur la plage aérienne, si l'amplitude des ondulations est importante.

Il est caractérisé par la présence de **barres sous-marines** se présentant schématiquement comme des arcs tendus de grande amplitude (100 à 1500 m) dont les extrémités sont dirigées vers la plage aérienne, formant ainsi quelque fois l'image réfléchie des ondulations de la ligne de rivage.

A ce type de formation de grande amplitude vient parfois se superposer des croissants de plage, ce qui complique l'interprétation morphologique.

Ces formations se trouvent sur de nombreux littoraux sableux de type rectiligne, avec des marées faibles à moyennes. Nous avons pu noter leur présence sur des littoraux français, ainsi que sur les plages du Golfe du Bénin, d'Afrique du Nord et sur le littoral du delta du Nil.

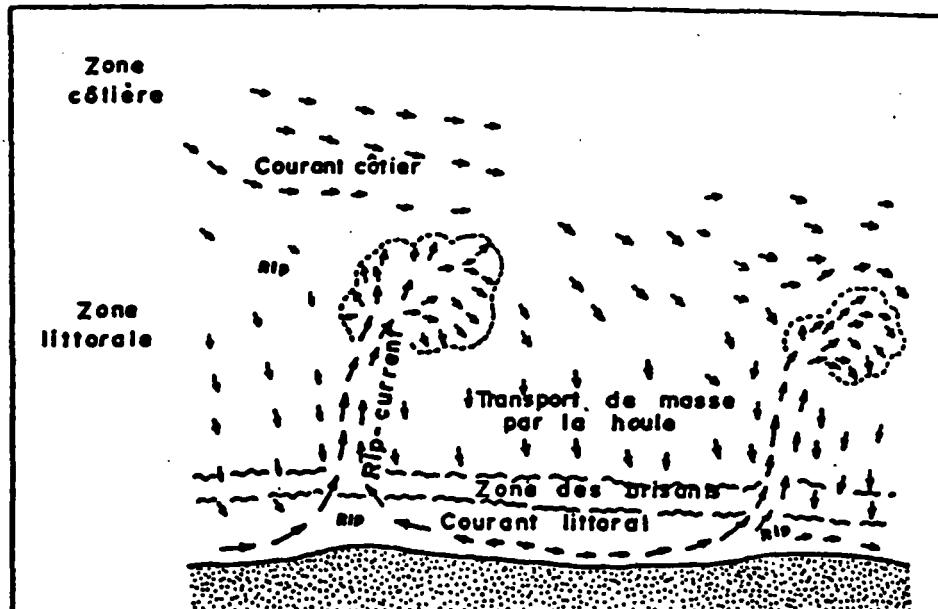
La **migration latérale** de ces formations de grande amplitude est souvent la cause de rythmes dans l'évolution morphologique du rivage, lequel passe par des **phases d'érosion et de sédimentation alternatives**.

Nous avons pu étudier de tels mouvements cycliques du rivage dans la partie centrale du littoral du delta du Nil (Burullus - Gamasa) et leur conséquence sur l'érosion de la plage de la station balnéaire de Baltim (réf. 15).

La vitesse de migration longitudinale de ces ondulations peut être notable à l'échelon de la journée, du mois ou de l'année, selon les côtes, la puissance et la stabilité du régime des houles.

La formation des ondulations de rivage est souvent expliquée par le développement sur le littoral de **circulations** de courants de type **cellulaire**, avec présence de **courants de retour** (rip-currents).

Fig. 16 : circulation cellulaire des courants littoraux due à la présence de courants de retour (réf.18)



Les courants de retour, qui sont souvent la cause de noyades sur les plages, permettent l'évacuation vers le large des sédiments transportés par le courant littoral et de l'eau de mer qui tend à s'accumuler près du rivage, sous l'effet du transport de masse dû à la houle incidente. Ces courants de retour sont généralement positionnés dans les zones de **faible convergence de la houle**, ainsi que dans celles de **faible surélévation du niveau marin** due aux houles incidentes et réfléchies. On constate généralement que plus l'amplitude de la houle est forte, plus grand est l'écartement entre les courants de retour.

La présence de **barres sous-marines incurvées** de grande amplitude n'est pas forcément associée aux circulations cellulaires avec courants de retour. L'explication de leur formation est encore controversée et fait parfois intervenir des phénomènes de réflexion (clapotis, ressac) de la houle sur des plages pentues ou entre des caps (réf. 3).

1.4. Forme et équations représentatives des profils de plages littorales

1.4.1. Terminologie

L'étude de la forme et des équations représentatives des profils de plage, d'après des données mesurées en laboratoire ou *in situ*, a fait l'objet de nombreuses publications.

L'analyse des divers résultats publiés montre des divergences souvent dues au fait que les **nomenclatures**, ainsi que les systèmes de références permettant la définition des paramètres utilisés dans les modèles, **varient** d'une étude à l'autre.

Dans ce qui suit, nous adopterons la terminologie suivante, utilisée couramment en génie côtier (voir fig. 9) :

- * profil de **l'estran** (beach or foreshore profile) pour la partie de plage soumise aux brisants et située entre les laisses de haute (berme) et de basse mer ;
- * profil de **plage** (nearshore profile) pour la partie de plage comprenant l'estran et s'étendant vers le large jusqu'à une limite où l'action de la houle sur les sédiments est peu significative (modifications topographiques négligeables) ;
- * profil du **plateau continental** (continental shelf profile) pour le plateau continental qui prolonge vers le large la plage littorale définie précédemment.

Les données qui suivent peuvent être considérées comme caractéristiques des littoraux à **énergie de houle dominante** où l'amplitude de la **marée** est dans la gamme **faible à moyenne**.

1.4.2. Profil des estrans de plage

L'estran ou zone intertidale de la plage est soumis à l'action directe des brisants de houle (jets de rive) et du ressac, ce qui donne un modèle concave particulier, avec une **pente assez prononcée** entre la petite berme (talus) supérieure qui caractérise souvent la limite amont d'action de la houle à marée haute, et le niveau de la plage aérienne à marée basse.

Le modélisé de l'estran est conditionné par la différence entre l'intensité du transport des sédiments lors de l'ascension de la houle sur l'estran et lors du ressac. L'estran est dit en **équilibre dynamique** quand, pour une pente donnée, le transport vers l'amont et l'aval s'équilibre.

Des études in situ et des expériences de laboratoire, on peut déduire en première approximation et pour les littoraux à marée faible à moyenne, que :

- * la **pente de l'estran** des littoraux meubles et ouverts dépend essentiellement de la **granulométrie** et l'amplitude de la houle incidente (fig. 17) ;
- * pour une même énergie de houle, elle **augmente avec la granulométrie** des sédiments ;
- * pour une même granulométrie, plus la plage est exposée, plus la pente de l'estran diminue.

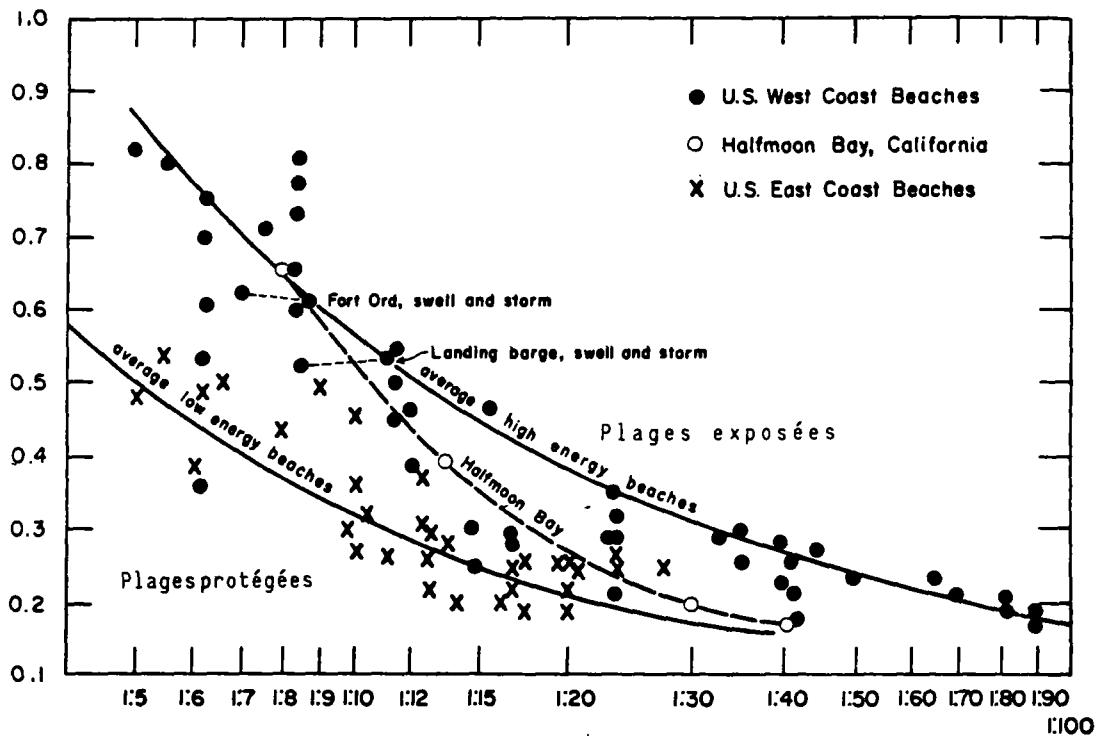


Fig. 17 : Relation entre la pente de l'estran et la granulométrie des sédiments.
(réf. 1 et 21)

De ces remarques, on déduit que la pente des estrans de plage peut être mise sous la forme :

$$\text{pente (estran)} = A + f (\text{diamètre sédiments}) - f (\text{énergie de la houle})$$

1.4.3. Profil de plage

1.4.3.1. Limite inférieure de la plage sous-marine

La **limite inférieure** du profil de la plage sous-marine, vers le large, sera d'un point-de-vue d'hydrodynamique littorale, située dans la zone où les **variations bathymétriques** saisonnières ou interannuelles sont **négligeables**. Cette limite sera fonction notamment de la topographie locale, de la granulométrie des sédiments et des caractéristiques des houles et courants affectant le littoral considéré.

Le concept de la ligne neutre (fig. 5) est parfois utilisé sans précaution et donc à tort pour définir cette limite inférieure de la plage sous-marine car, de nombreux résultats de mesures et d'observations en nature sont en contradiction avec les équations empiriques issues d'expériences limitées de laboratoire.

La limite inférieure de la plage sous-marine sera généralement prise à une profondeur voisine ou **inférieure à la profondeur limite théorique d'action de la houle sur les sédiments**, laquelle est celle où les sédiments de fond peuvent être mis en mouvement (oscillation sans déplacement appréciable) sous l'effet des vitesses orbitales dues à la houle (fig.18, réf.8).

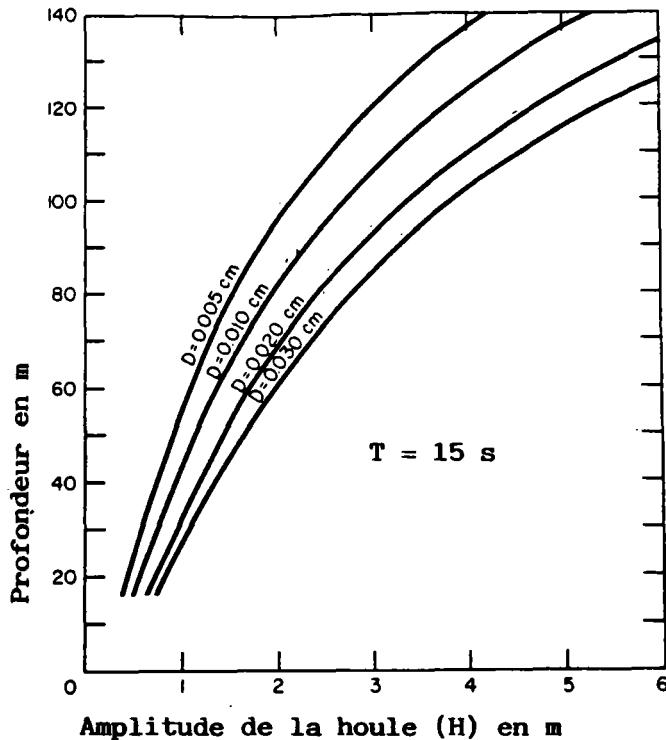


Fig. 18 – Profondeur à laquelle les sédiments de diamètre (D) peuvent être mobilisés sous l'action de houles longues d'amplitude (H) et de période $T = 15$ s.

Des mesures réalisées en France et à l'étranger, notamment à l'aide de techniques de **traceurs** (luminescents ou radioactifs), on peut en déduire que les **déplacements de sédiments** de fond sous l'action de **houles** pouvant atteindre des amplitudes de 5 à 7 m, sont faibles à **négligeables** pour des profondeurs supérieures à **20 ou 30 m**, en l'absence de courants de fond (circulation générale, marée) d'intensité particulièrement forte.

Quant à l'**épaisseur** de la couche de sédiments mobilisables par la houle, ces mêmes expériences ont montré qu'elle peut varier de 1 à 3 cm pour des profondeurs de 15 à 20 m, de 10 à 20 cm pour des profondeurs de 10 m, pour atteindre 30 à 50 cm pour des profondeurs de 5 à 6 m.

Ces quelques données générales permettent de fixer arbitrairement la **limite inférieure de la plage** d'un point-de-vue d'hydrodynamique sédiminaire, à une **profondeur** voisine de 10 m pour la majorité des littoraux sableux.

Ces quelques indications permettent de déterminer, en fonction des conditions locales, la longueur des profils et l'**étendue de la zone littorale à étudier**, afin d'apprécier l'évolution morphologique du littoral ; on constatera également que les seuls **levés des plages aériennes** qui sont fait généralement par manque de moyens, ne permettent d'obtenir qu'une **vision très incomplète** des processus morphologiques littoraux.

1.4.3.2. Equations représentatives des profils de plage

Les équations empiriques données ci-après peuvent être utilisées, sous réserve de vérification préalable, pour la représentation du profil de plages **sableuses** dans des zones littorales à marée **faible à moyenne**.

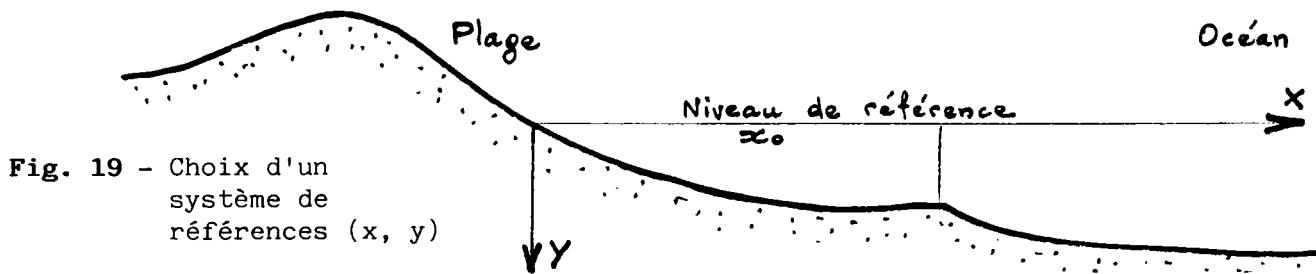


Fig. 19 - Choix d'un système de références (x, y)

Parmi les équations issues de mesures en **laboratoire**, on peut citer les équations de SITARZ et LARRAS.

J.A. SITARZ (réf. 19), à la suite d'études en cuve à houle et de vérifications *in situ* faites, notamment, sur les plages africaines du Golfe de Guinée, a abouti aux relations suivantes :

$$X' = CY^2 \text{ avec } X' = X - X_0$$

$$C = K / (\rho \cdot d^2 \cdot H^3 / 2)^{1/2}$$

$$K = 0,95 \text{ si } d \text{ en mm et } H \text{ en m}$$

H = amplitude de la houle sur les fonds remaniés avant déferlement - HO au large -

d = diamètre médian du sédiment au large du déferlement

ρ = densité du sédiment sous l'eau

X_0 = distance entre la ligne de rivage et la ligne de déferlement.

J.A. SITARZ considère que sa formule n'est valable qu'en dehors de régimes de houles faibles, pour des pentes de profil assez prononcées et pour $H \geq 0.02/\rho d^2$.

J. LARRAS (réf. 10) a proposé une relation basée sur des mesures en canal de houle :

$$Y/L_0 = K (X/L_0)^m$$

avec

$$K = \frac{H}{L_0} + 0.039 \frac{d^{1/2}}{\rho^{1/3}} \quad \text{avec } d \text{ en mm}$$

$$m = 11.5 \frac{H}{L_0} + 0.275 \frac{1}{\rho^{1/3}} - 0.05$$

L_0 et L_0 = amplitude et longueur d'onde de la houle au large,

relation qu'il donne valable pour toute partie de fond de mer non soumise au déferlement et pour :

$$\frac{X}{L_0} > 0.1 \text{ et } 0.006 < \frac{H}{L_0} < 0.05$$

Parmi les équations plus simples, car non paramétrées, résultant d'ajustements **empiriques** de fonctions de type exponentiel ou parabolique, on retiendra celles proposées par PER BRUUN, WEGGEL et QUÉLENNEC : les coefficients de ces équations s'estiment directement à partir des résultats de mesure (couples X, Y) effectuées sur des profils de plage.

PER BRUUN (réf. 2) après des études sur les plages du **Danemark** et de **Californie**, a proposé :

$$X = k \cdot Y^{3/2}$$

J.R. WEGGEL (réf. 21) a trouvé que l'équation suivante de type semi-logarithmique s'ajuste bien aux profils de plage étudiés sur la côte du Pacifique des **U.S.A.** :

$$Y - y_0 = d \cdot e^{-ax}$$

avec

y_0 = correction de niveau, par rapport au niveau de référence, déterminée par approximations successives

d = profondeur limite à laquelle le transport de sédiments est négligeable.

R.E. QUÉLENNEC (réf. 16) a montré, après avoir analysé plus de 300 profils de plage mesurés pendant 5 ans sur le littoral du **delta du Nil** (Egypte), que l'équation simple qui permettait la meilleure adéquation aux profils de plage étudiés (profondeur de 0 à 6 m) était de la forme :

$$Y = ax^b$$

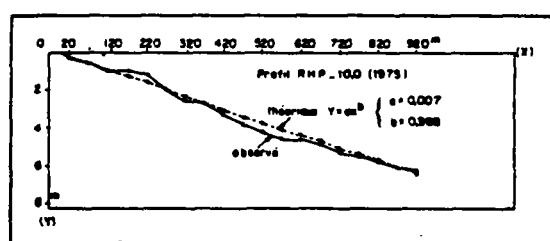
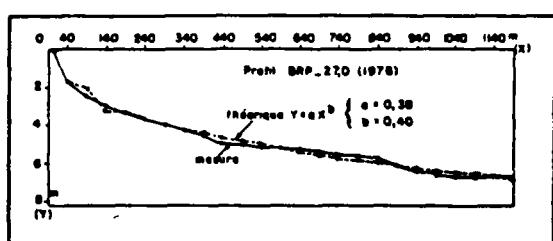
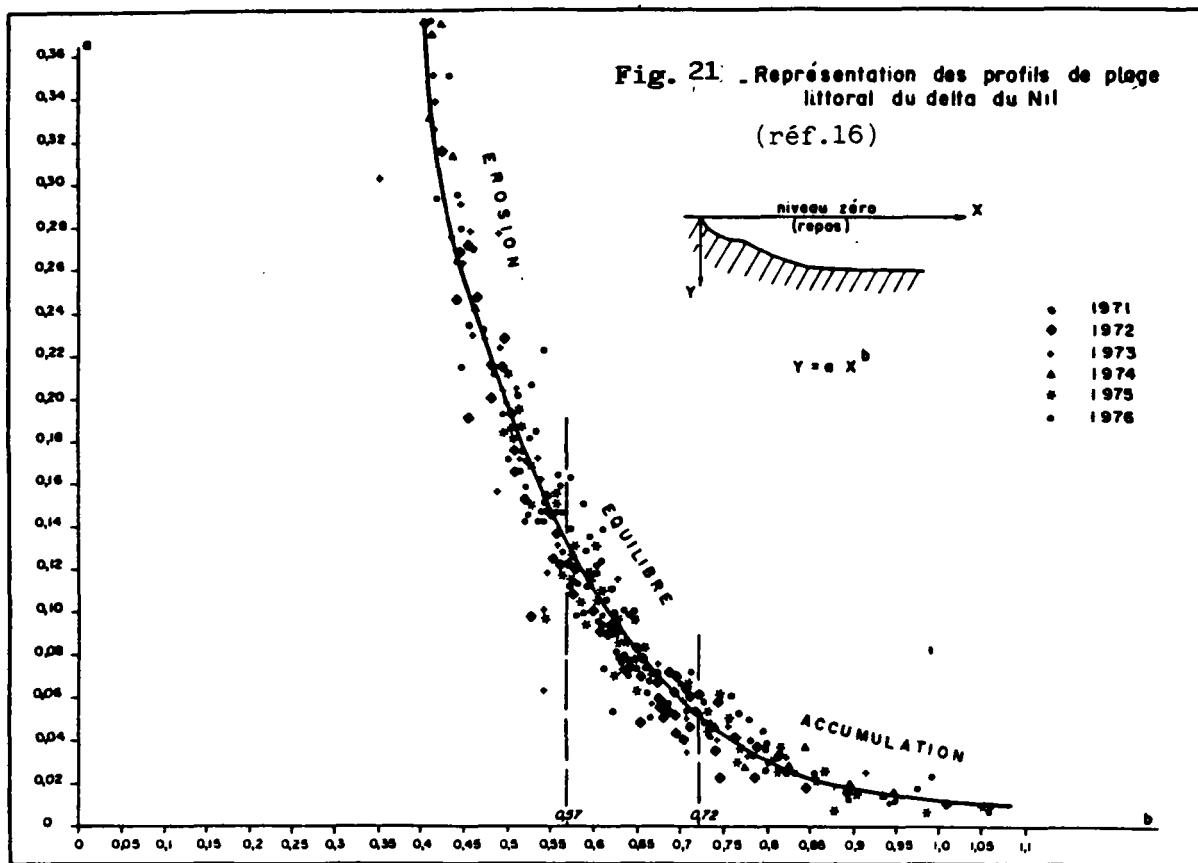


Fig. 20 – Représentation de profils de plage par l'équation $y = ax^b$ (réf. 16)



L'auteur a montré (réf.16) qu'il était possible, dans le cas étudié, de différencier les zones en **érosion** des zones sujettes à **engraissement**, grâce à l'analyse des valeurs des coefficients **a** et **b**.

La **transposition** des résultats précédents à d'autres littoraux devra tenir compte des caractéristiques hydrodynamiques et sédimentologiques propres à ces littoraux. En effet, le littoral du delta du Nil est caractérisé par les paramètres suivants :

$$\overline{H}_{1/3} \neq 1,0 \text{ m} \quad (\text{hauteur significative des houles au large})$$

$$8s < \overline{T} < 9s \quad 0.0035 < H_0/L_0 < 0,016$$

$$0,10 < D_{50} < 0,25 \text{ mm}$$

* * *

NOTA : dans un rapport B.R.G.M. à suivre (réf. 84 SGN 273 EAU), l'auteur présentera un guide pour la conception et la mise en oeuvre de programmes de mesures pour l'étude de la dynamique sédimentaire littorale. (réf. 17)

LISTE DE REFERENCES

* * *

- Réf. 1 - **BASCOM W.N.**, 1951 : *The relationship between sand size and beach-face slope* - *Transactions of American geophysical union*.
- Réf. 2 - **BRUUN P.**, 1954 : *Coast erosion and the development of beach profiles* - TM. 54 - *Beach erosion board*.
- Réf. 3 - **CLOS ARCEDUC A.**, 1962 : *Etude sur les vues aériennes des alluvions littorales d'allure périodique, cordons littoraux et festons*.
Bull. Soc. Franç. photogrammétrie, 4.
- Réf. 4 - **CNEXO/LCHF**, 1976 : *Action de la houle sur les sédiments*.
- Réf. 5 - **IPPEN A.T. and EAGLESON P.S.**, 1955 : *A study of sediment sorting by wave shoaling on a plane beach*.
U.S. Beach erosion board - TM 63.
- Réf. 6 - **IWAGAKI Y. and NODA H.**, 1963 : *Laboratory study of scale effects in two dimensional beach processes*.
Proc. 8th conf. coastal engineering.
- Réf. 7 - **KOHLER R.R. and GALVIN C.J.**, 1973 : *Berm-bar criterion*.
CERC Laboratory report - *Unpublished*.
- Réf. 8 - **KOMAR P.D. and MILLER M.C.**, 1975 : *Sediment threshold under oscillatory waves*.
Proc. 14th conf. coastal engineering.
- Réf. 9 - **KUENEN P.H.**, 1948 : *The formation of beach cusps*.
Journal of geology, 56.
- Réf. 10 - **LARRAS I.**, 1948 : *Les profils d'équilibre des fonds de sable sous la mer*.
Annales des ponts-et-chaussées, n° 18.
- Réf. 11 - **LONGUET-HIGGINS M.S. and PARKIN D.W.**, 1962 : *Sea waves and beach cusps*.
Geographical journal, 128.
- Réf. 12 - **MANOHAR M., QUÉLENNEC R.E. et al.**, 1977 : *Sediment movement along the Nile delta coast*.
Proc. Seminar on Nile delta coastal processes. PNUD/UNESCO project. Alexandria, Egypt.
- Réf. 13 - **MIGNIOT C.**, 1982 : *Etude de la dynamique sédimentaire marine, fluviale, estuarienne*.
Thèse, Paris-Sud.
- Réf. 14 - **NATIONS UNIES**, 1983 : *Technologies pour la lutte contre l'érosion des côtes*.
Document ST/ESA/116.

- Réf. 15 - QUÉLENNEC R.E., 1984** : Ile St Nicolas-de-Glénan (Finistère).
Propositions pour un schéma de protection et d'aménagement.
Rapport BRGM 84 AGI 238 BRE.
- Réf. 16 - QUÉLENNEC R.E., 1984** : Intérêt de l'analyse des profils de plage
pour l'étude de la dynamique sédimentaire littorale. Cas du
littoral du delta du Nil.
18èmes journées S.H.F. de l'hydraulique et la maîtrise du littoral.
Marseille, 11-13 sept. 1984.
- Réf. 17 - QUÉLENNEC R.E., 1984** : Eléments de dynamique sédimentaire littorale.
Guide pour un programme de mesures.
Rapport B.R.G.M. 84 SGN 273 EAU.
- Réf. 18 - SHEPARD F.P. and INMAN D.L., 1950** : Nearshore circulation related
to bottom topography and wave refraction.
Trans. Am. geophy. union, 31/4.
- Réf. 19 - SITARZ J.A., 1963** : Contribution à l'étude de l'évolution des
plages à partir de la connaissance des profils d'équilibre.
Travaux du CREO, tome 5.
- Réf. 20 - WIEGEL R.L., 1964** : Oceanographical engineering. Prentice Hall.
- Réf. 21 - WEGGEL J.R., 1976** : On numerically modeling coastal processes.
CERC, unpublished.

* * *