

1– Le littoral

1.3. Fonctionnement hydrodynamique du littoral

Sommaire

CHAPITRE 01 PROFILS DES PLAGES SABLEUSES.....	2
CHAPITRE 02 LA HOULE REGULIERE.....	14
CHAPITRE 03 DEFORMATION DE LA HOULE.....	19
CHAPITRE 04 LA ZONE DE SURF.....	34

1– Le littoral

1.3. Fonctionnement hydrodynamique du littoral

CHAPITRE 01 PROFILS DES PLAGES SABLEUSES

Les profils de plage résultent des forces agissant sur les sédiments les constituant. Sans action de forçage hydrodynamique, les profils transversaux seraient linéaires avec une pente correspondant à l'angle de repos des sédiments. In situ, les plages ont souvent un profil concave. Après une tempête, le sable déplacé au large revient vers le rivage et la pente de haut de plage ré-augmente.

De façon générale, les sédiments grossiers sont associés à de fortes pentes, les grandes hauteurs de vague correspondent des pentes douces, les grandes périodes de houles correspondent des pentes fortes.

Le rôle des marées est essentiel sur la morphodynamique de plage en raison de la variation avec le temps des zones de profil subissant l'action de la houle. Masselink et Short (1993) ont proposé une classification des plages suivant la valeur de deux paramètres : la vitesse de chute adimensionnelle (nombre de Dean) et le marnage relatif.

La synthèse de plusieurs séries d'observations a permis d'établir des modèles conceptuels d'évolution s'appuyant sur différents éléments tels que : la morphologie des plages, l'hydrodynamisme, la granulométrie, la présence de barres sableuses et leur localisation.

1. Caractéristiques des plages sableuses

Les plages bordant les zones littorales sont soumises à différents types de conditions climatiques et météorologiques, et leurs caractéristiques dépendent de plusieurs facteurs tels que la géométrie du littoral, le type et le volume de sédiments disponibles et l'hydrodynamique locale (marée, courants et agitation). Ainsi, la zone littorale s'étendant du large vers la côte peut être divisée en plusieurs zones :

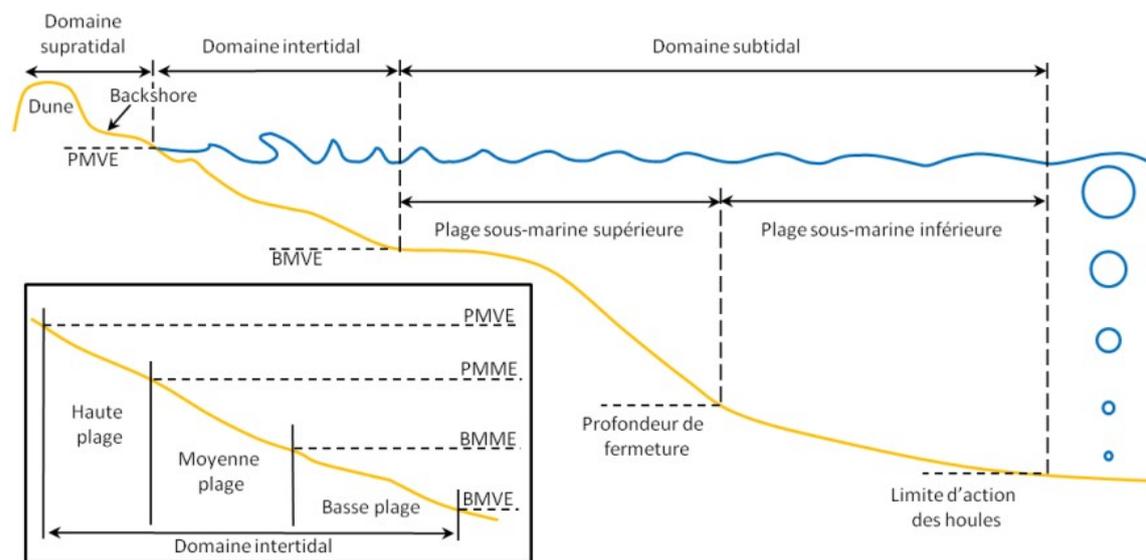


Figure 1.1 – Délimitations du domaine côtier d'après Short (1999) et Wright et al. (1982), modifié.

- La plage **sous marine inférieure** s'étend de la profondeur limite d'action des vagues de tempête sur le fond jusqu'à la profondeur d'action des vagues de beau temps (profondeur de fermeture).
- La plage **sous marine supérieure** s'étend de la profondeur de fermeture au niveau moyen des basses mers de vive-eau. Les plages sous marines inférieures et supérieures sont constamment immergées et constituent le **domaine subtidal**.
- Le domaine **intertidal** se situe dans la zone de balancement des marées. Ses dimensions dépendent de la pente de la plage et du marnage. En régime **macrotidal**, le domaine intertidal se décompose en trois parties dépendant directement du niveau de marée (Wright et al., 1982) :
 - la **basse plage** se situe entre le niveau moyen des basses mers de vive-eau (BMVE) et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME)
 - la **moyenne plage** est localisée entre le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME) et le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME)
 - la **haute plage** se situe entre le niveau moyen de pleines mer de morte-eau (PMME) et le niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE). Cette zone est très évolutive car elle subit de multiples processus hydrodynamiques.
- Le domaine **supratidal** s'étend de la laisse des plus hautes mers jusqu'à l'arrière de la dune. Il peut être soumis à l'action des tempêtes de façon épisodique (surcotes, vagues de tempête), notamment le **backshore** qui s'étend du niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE) au niveau maximum atteint par les vagues de tempêtes. Le backshore constitue également le lieu de construction de la berme de haut de plage dont la présence au cours du temps est très variable.

2. Hydrodynamique des plages

De nombreux agents dynamiques affectent les plages et sont responsables des écoulements pouvant véhiculer les sédiments sableux à différentes échelles spatiotemporelles. Les phénomènes ondulatoires tels les ondes de gravité (période de 4 à 20 s), les ondes infra-gravitaires (période de 20 à 250 s) et l'onde de marée (période de 12 à 24 h) sont essentiels à considérer. La combinaison de ces différents processus hydrodynamiques fait des plages une zone au fonctionnement extrêmement complexe.

- **Les ondes de gravité.** Les ondulations sur la mer sont générées, au large ou près de la côte, par l'action du vent sur la surface de l'eau. Leur hauteur et période dépendent du fetch, distance sur laquelle le vent souffle. La longueur d'onde, la périodicité et l'amplitude de ces ondulations vont évoluer sous l'influence en particulier de la profondeur d'eau qui diminue du large vers la côte. Les différentes transformations que vont donc subir ces ondulations à l'approche de la côte permettent de définir des zones précises (Figure 1.2) affectées par des processus spécifiques plus ou moins dominants en fonction de leur état.

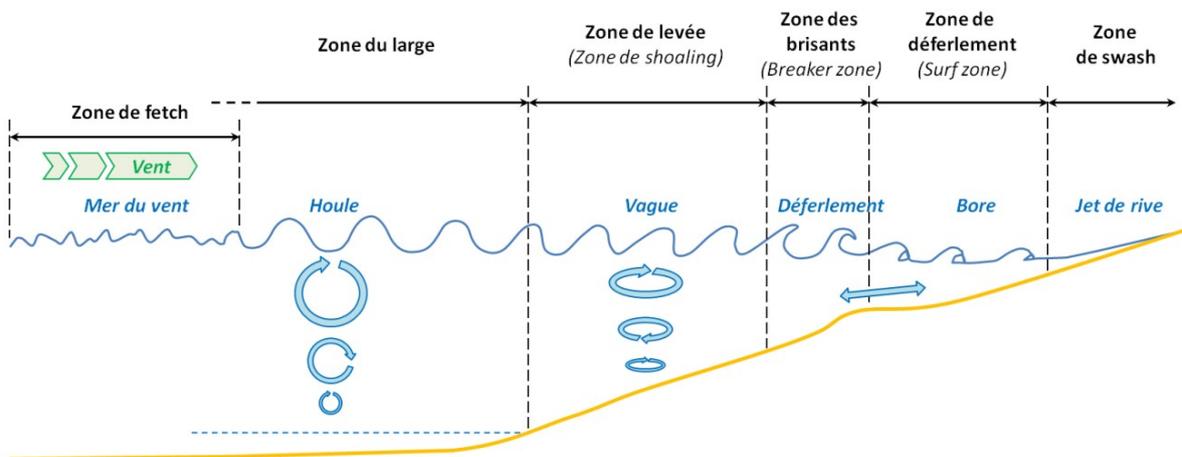


Figure 1.2 – Schéma de transformation des vagues à l'approche de la côte.

- La **zone du large** se situe au niveau de la plateforme continentale. Dans cette zone, la profondeur importante n'agit pas sur l'agitation se déplaçant librement. Les vagues vont commencer à être influencées dès lors que la profondeur d sera égale à la moitié de la longueur d'onde au large L , soit $d = L / 2$.
- La **zone de levée** Elle est également appelée zone de shoaling. C'est une zone où la profondeur influence l'agitation incidente. Au fur et à mesure de leur propagation vers la côte, la hauteur des vagues diminue, puis en zone littorale, l'agitation voit sa hauteur H augmenter et sa longueur d'onde L diminuer. Il en résulte :
 - 1) une augmentation de la cambrure des vagues, de rapport H/L , qui engendre une asymétrie des orbites des particules d'eau sous la vague, créant ainsi un courant sur le fond. Ce courant peut induire des mouvements sédimentaires proches du fond et créer des rides symétriques en entrée de zone de shoaling, devenant asymétriques au fur et à mesure que la profondeur diminue ;
 - 2) une génération d'harmoniques, vers les hautes fréquences, au fur et à mesure de la diminution de la profondeur d'eau. Les fréquences libérées sont égales à n fois celles du pic principal.
- La zone des **brisants** (breaker zone). Lors de leur arrivée près du rivage, les vagues deviennent trop cambrées et leur forme devient instable, entraînant un effondrement de celles-ci sous forme de déferlement. Ce dernier libère une importante quantité d'énergie et

se produit dans la théorie pour une onde monochromatique lorsque le rapport $H/d < 0.78$ (Mc Cowan, 1894), avec H la hauteur de vague et d la profondeur d'eau. Trois types de déferlements peuvent être observés. Ils sont fonction de la pente de la plage et de la cambrure des vagues incidentes. Le paramètre de similarité de surf, également appelé nombre d'Iribarren, exprimé par :

$$\xi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad (1.1)$$

avec β la pente de la plage, H_0 et L_0 la hauteur et la longueur d'onde des vagues au large, permet de caractériser ces déferlements :

- $\xi_0 < 0.5$: le déferlement sur une pente faible est qualifié de glissant. L'écrasement de la crête de la vague sur elle-même provoque un mélange d'eau et d'air sur sa face avant (Figure 1.3 a) ;
- $0.5 < \xi_0 < 2.5$: le déferlement sur une pente intermédiaire est plongeant. La crête de la vague est projetée vers l'avant et impacte violemment la surface de l'eau (Figure 1.3 b) ;
- $\xi_0 > 2.5$: le déferlement sur une pente forte est gonflant ou frontal. La crête de la vague ne déferle pas, mais s'étale sur la plage (Figure 1.3 c).

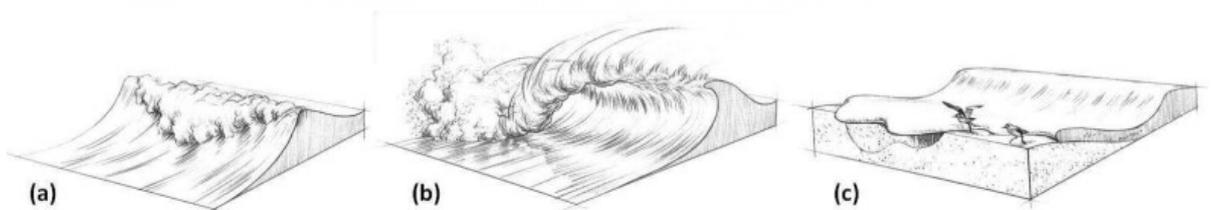


Figure 1.3 – Illustrations des différents types de déferlement d'après Robin (1989, modifié).

- La **zone de déferlement** (surf zone). Il s'agit d'une zone de transition entre la première ligne de brisants et l'amortissement des ondes induites sur la plage ayant une pente faible. Les vagues se propagent dans cette zone sous formes de **bores** (front d'onde) ; des courants et des turbulences y sont provoqués par leur propagation. Une augmentation du niveau d'eau moyen, appelé **set-up**, peut être induite par un surplus de flux de quantité de mouvement lié à la présence des vagues (pression, vitesse des particules...). Cet apport d'eau a tendance à accentuer le courant de retour (**undertow**), orienté vers le large, dont l'intensité dépend de la hauteur des vagues dans la zone de déferlement. Plus les vagues sont hautes, plus l'apport d'eau sera important et plus le courant de retour sera fort (Levoy et al., 2000 ; Anthony et al., 2004). L'angle d'incidence des vagues déferlantes à la côte provoque un courant moyen dit d'obliquité qui induit un transport longshore (Longuet-Higgins, 1970a,b ; Bowen, 1969).
- La **zone de swash**. Cette zone constitue le dernier domaine de propagation des ondes incidentes sur la plage. C'est un espace d'atténuation de l'énergie non dissipée dans le déferlement. Elle se matérialise par une oscillation périodique d'une faible hauteur d'eau sur la plage. Le swash est également caractérisé par deux mécanismes : le **jet de rive** (uprush) lors de la montée de l'eau sur la plage et le **retrait de nappe** (backwash) lors de la descente. L'alternance entre uprush et backwash est fonction de la période propre des vagues, ainsi que de la présence d'ondes infragravitaires (Guza et Thornton, 1982 ; Holman et Sallenger, 1985). La différence entre le niveau moyen de l'eau et le niveau le plus haut atteint par le swash s'appelle le **runup**. Plusieurs valeurs de runup peuvent être calculées, mais la plus utilisée dans le dimensionnement d'ouvrages ou l'érosion de plages est le runup 2% (R2), correspondant à la hauteur dépassée par 2 % des plus hauts jets de rive.

- **Les ondes infra-gravitaires.**

Les ondes infra-gravitaires ont des fréquences comprises entre 20 secondes et plusieurs minutes. Malgré leur faible amplitude, en comparaison aux ondes gravitaires, elles véhiculent une part importante de l'énergie dissipée par l'agitation dans la zone littorale, notamment dans la zone de swash. Il en existe trois grands types : **les ondes liées, les ondes libres et les ondes de coin** (Figure 1.4).

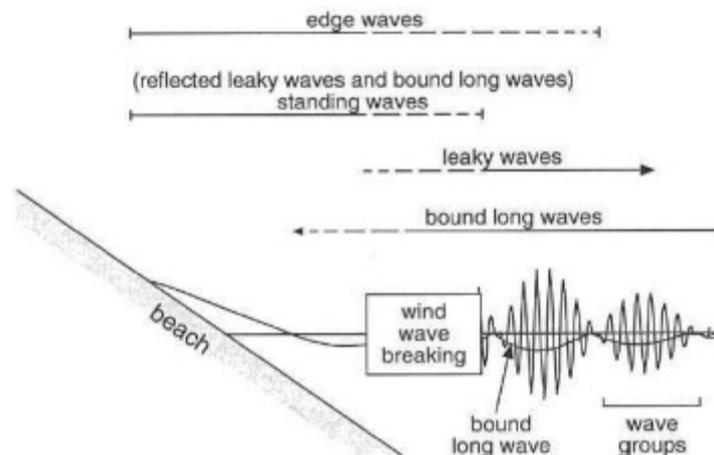


Figure 1.4 – Les différents types d'ondes infra-gravitaires en zone côtière d'après Aagaard et Masselink (1999).

Les **ondes liées** (bound long waves) proviennent des ondes de gravité. Celles-ci se propagent associées aux groupements de vagues de haute fréquence. Elles sont composées alternativement d'ondes de faible et de forte amplitude qui, du fait de leurs vitesses propres, entraînent des regroupements et une modification du niveau moyen de l'eau selon l'amplitude de ces groupes (Aagaard et Masselink, 1999) (Figure 1.5).

Les **ondes libres** (leaky waves) peuvent être incidentes par libération au moment du déferlement ou réfléchies par la réflexion à la côte des ondes infra-gravitaires à incidence normale. Elles se propagent vers la côte ou vers le large, et peuvent engendrer des ondes stationnaires dans la zone de surf (Figure 1.6 a).

Les **ondes de coin** (edge waves) sont issues de la réflexion à la côte des ondes infra-gravitaires à incidence oblique. Ces ondes étant séquestrées en zone de surf par réfraction sur le fond, elles se propagent le long de la côte (Figure 1.6 b) et peuvent être réfléchies sur des obstacles naturels (falaise) ou des ouvrages (digues) disposés le long de la côte.

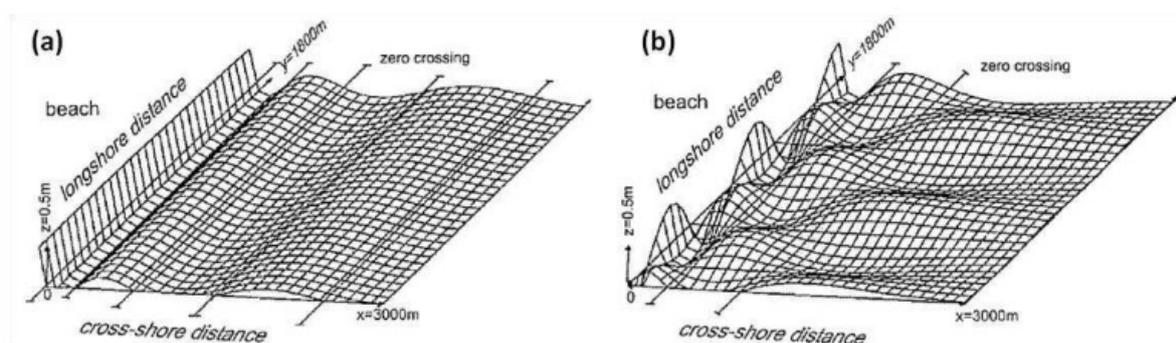


Figure 1.6 – Illustration d'une onde libre (leaky waves) (a) et d'une onde de coin (edge waves) (b) d'après Aagaard et Masselink (1999).

- **La marée.**

La marée est une onde oscillatoire périodique due à l'effet combiné de la rotation de la terre et de l'attraction du couple lune/soleil (voir CH05). En fonction des différents points du globe, de la taille des bassins et de la bathymétrie, l'amplitude de l'onde de marée, ainsi que sa période, varient. Les environnements tidaux peuvent être soumis à différents régimes de marée : la marée diurne et la marée semi diurne, dont les périodes respectives sont de 24 h 50 min et 12 h 25 min pour les plus fréquentes. D'après Davies (1964), ces régimes sont également subdivisés en fonction de l'amplitude de marée en période de vive-eau moyenne en 3 groupes :

- **microtidal** : marnage inférieur à 2 m
- **mésotidal** : marnage compris entre 2 et 4 m
- **macrotidal** : marnage supérieur à 4 m
- **mégatidal** : marnage supérieur à 8 m

L'onde de marée induit deux types d'actions sur la frange littorale : la genèse de **courants moyens** comme l'agitation et la **variation du niveau d'eau**.

Les courants de marée

La marée génère des courants alternatifs, dont la direction et l'orientation sont parallèles à la côte, ou localement rotationnels, avec une direction et une orientation changeante en fonction du moment de la marée. Ces courants de marée ont une force qui diminue du large vers la côte au fur et à mesure que la profondeur diminue. En environnement macrotidal, les variations de hauteurs d'eau sont telles, que selon le moment de la marée, un point de la plage peut se retrouver influencé de façon majeure par les vagues, et, dès lors que le niveau d'eau devient suffisant, il peut être dominé sur le fond par le courant de marée. Toutefois, **l'action seule des courants de marée sur le transport sédimentaire est faible, voire insignifiante sur les hautes plages** (Levoy et al., 2000).

La variation du niveau d'eau

En domaine méso- et macrotidal, les variations régulières du niveau d'eau le long du profil de plage induisent un déplacement périodique des différentes zones hydrodynamiques de courant de marée, de shoaling, de déferlement des vagues, du swash et de leurs courants induits. Cela entraîne donc une modification constante de leur intensité, amplifiée ou non sous l'action de tempête, et de leur influence en différents points de l'estran (Wright et al., 1982 ; Masselink, 1993).

- A pleine mer, sur la haute plage, les processus dominants sont donc le swash et le déferlement.
- Sur la moyenne plage, autour du niveau de mi-marée, ce sont principalement les processus de shoaling et de déferlement qui dominent, tandis que sur la basse plage, c'est uniquement le shoaling.
- Etant donné le profil général concave des plages, la zone de levée de la houle est plus étendue sur la basse plage que sur la haute plage, entraînant une plus grande dissipation des vagues sur le fond et par conséquent une diminution de leur hauteur (Jago et Hardisty, 1984).

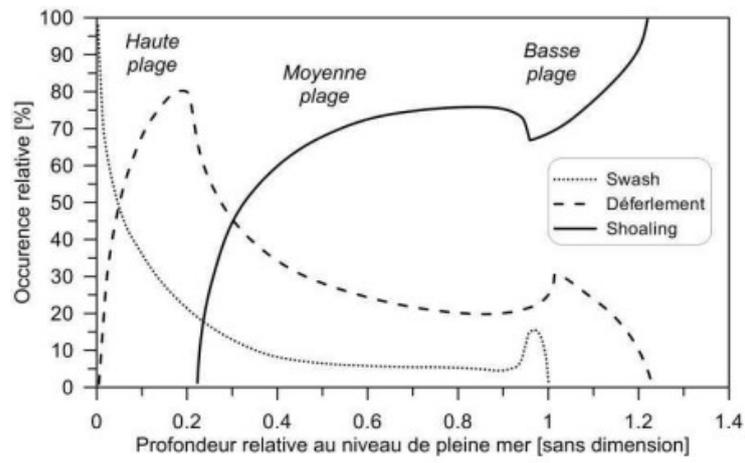


Figure 1.8 – Occurrence relatives des processus de swash (swash zone), déferlement (surf zone) et shoaling (shoaling waves) en fonction de la hauteur d'eau relative d'après Masselink (1993, modifié).

3. Classification morpho-dynamique des plages sableuses

3.1. Modèle de Sunamura

Le modèle de Sunamura, établi en 1985 (Figure 1.9), s'applique pour des plages microtidales en contexte de houles moyennes à fortes, avec des pentes variant entre 1/50 et 1/200, une granulométrie comprise entre 0,1 et 2 mm, et un régime dominant de transport orienté cross-shore. Ce modèle est composé de huit états morphologiques, dont deux extrêmes d'accrétion et d'érosion, et six étapes transitoires.

Un paramètre adimensionnel dérivé d'expériences en canal, est utilisé comme indicateur de changements notamment concernant la direction des transports sédimentaires en haut de plage (Sunamura, 1984, 1986).

$$K_* = \frac{\bar{H}_B^2}{g\bar{T}^2 d} \quad (1.7)$$

avec \bar{H}_B la moyenne journalière de hauteur de brisant, \bar{T} la moyenne journalière de période de vague, d la taille moyenne des grains ou la médiane des sédiments et g l'accélération de la gravité.

Le modèle met en avant plusieurs phases d'évolution de plage, soit en période d'accrétion ou d'érosion, avec une transition possible d'un état à un autre sans passer par les extrêmes, en fonction de l'évolution de l'indicateur. Les changements morphologiques affectent notamment la berme de haut de plage et une barre dont l'orientation est parallèle à la côte.

Accrétion

- Les phases d'accrétion indiquent une migration de la barre vers le haut de plage sous l'action de houles peu cambrées (Figure 1.9, étapes 1, 2, 3). Cette barre évolue par des stades linéaires, puis sous l'action de courants de retours se modifie en une barre en croissants (Figure 1.9, étape 3a), puis discontinue (Figure 1.9, étape 3b).
- Dans un cas d'accrétion continue maximum, la barre rejoint le haut de plage (Figure 1.9, étape 4), et vient nourrir la berme. La berme évolue en parallèle avec des morphologies secondaires de types croissants de plage (Figure 1.9, étape 2) et mega-croissants (Figure 1.9, étape 3) lorsque les courants de retour fractionnant la barre sont plus importants.
- Au stade maximum de développement de la berme (Figure 1.9, étape 5), celle-ci induit un changement dans la morphologie générale de la plage avec la présence d'une pente de haut de plage importante et réfléchive.

Erosion

- Les phases érosives sous l'action des houles de tempêtes (avec $K_* \geq 20$ lorsque la barre s'est éloignée de la plage, et $K_* \geq 10$ lorsque la barre se forme devant la berme) présentent une érosion marquée de la berme de haut de plage sous forme d'escarpement (Figure 1.9, étapes 6, 7, 8). Le matériel érodé de la berme vient nourrir une barre en avant de celle-ci, qui évolue vers le large sous l'influence des courants de retour induits par les houles de tempête (Figure 1.9, étapes 6, 7, 8).
- La berme s'érode tant que les houles agissent sur celle-ci jusqu'à la détruire et laisser un profil lissé en pente douce (Figure 1.9, étapes 1).

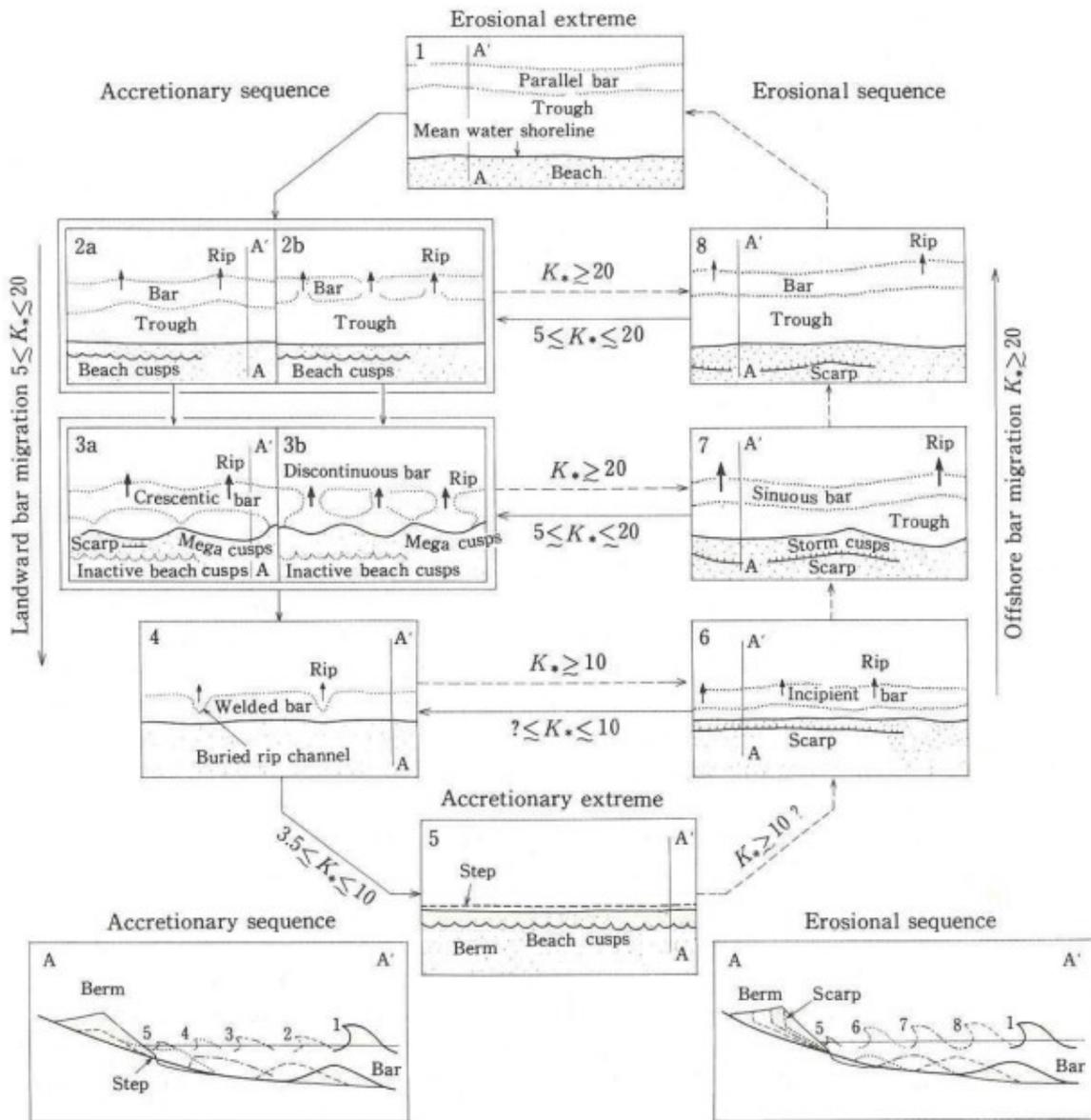


Figure 1.9 – Modèle conceptuel d'évolution de plage d'après Sunamura (1985, in Horikawa, 1988).

3.2. Modèle de Masselink et Short

Masselink et Short (1993) prennent en compte l'action combinée de la houle et des marées pour les plages méso- et macrotidales (Figure 1.10).

Les plages sont classées selon deux paramètres : Ω représentant le paramètre de Gourlay ou de Dean, et RTR (Relative Tidal Range) représentant le marnage relatif.

- Le paramètre Ω permet de quantifier le caractère **dissipatif ou réfléchif** d'un profil de plage. Il est défini par :

$$\Omega = \frac{H_b}{T \cdot w_s}$$

avec H_b la hauteur des brisants, w_s la vitesse de chute de la particule et T la période de la houle.

Trois types de plage sont définies selon ce paramètre : **réflectives** ($0 < \Omega < 2$), **intermédiaires** ($2 < \Omega < 5$) et **dissipatives** ($\Omega > 5$).

- Le marnage relatif RTR est un indicateur de la **dominance des processus de houle** (RTR faible) par rapport à ceux de la marée (RTR élevé) (Masselink et Short, 1993). Il est défini par :

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

avec TR le marnage moyen de vives eaux.

Trois types de marnages relatifs sont définis par ce paramètre : **faible** ($0 < RTR < 3$), **moyen** ($3 < RTR < 7$) et **fort** ($7 < RTR < 15$).

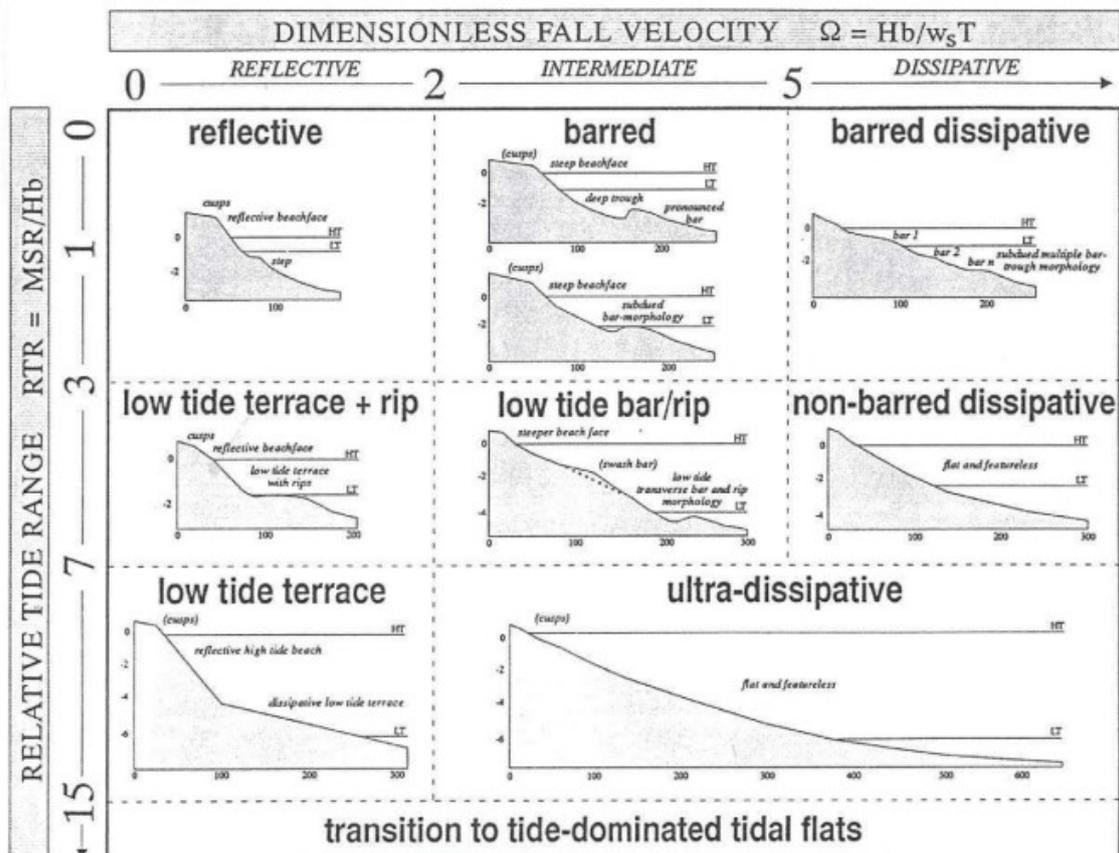


Figure 1.10 – Classification morphodynamique des plages sableuses influencées par la houle et la marée d'après Masselink et Short (1993).

Contrairement au modèle précédent de Sunamura, ce modèle est moins évolutif et présente principalement des états morphologiques « modaux » des plages avec la présence de barres ou non, ainsi que des morphologies de type croissant de plage en haut de plage. Toutefois, ces états peuvent tout de même évoluer selon les variations des conditions de forçage, tels que la hauteur des brisants ainsi que leur période, induisant un changement des indicateurs RTR ou Ω comme l'ont décrit Wright et Short (1984) dans leur modèle (Figure 1.11).

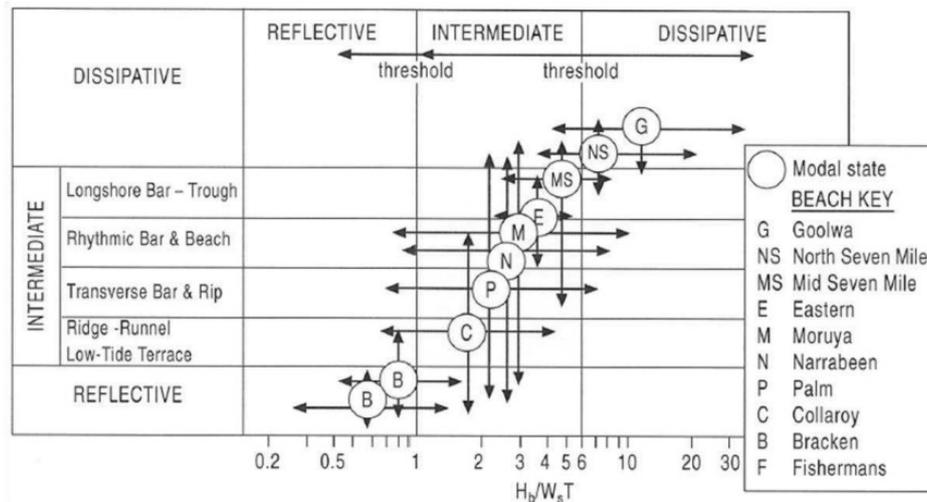


Figure 1.11 – Schéma récapitulatif des états modaux de différents types de plages et de leur variabilité temporelle en fonction de la variation de $H_b/W_s T$. Les flèches horizontales indiquent la gamme de variation de $H_b/W_s T$, et les flèches verticales indiquent la gamme de variation des états de plage.

3.3. Modèle de Short

Les études de Wright et Short (1984) sont une référence dans le domaine des évolutions de plage grâce à leurs importantes observations menées sur deux années en Australie. Leur premier modèle conceptuel a été réalisé en domaine microtidal avec des conditions de vagues modérées à fortes et une granulométrie moyenne de 0,5 mm. Cette synthèse a par la suite été améliorée par Short (1999) pour les plages influencées par la houle avec une description schématique détaillée de la présence de morphologies et de conditions hydrodynamiques différentes (barres, croissant de plage, escarpement, variation de niveau d'eau, type de déferlement, courant de retour...) pour différents types de plages (dissipatives à réfléchives) avec une description des morphologies d'accrétion et d'érosion pour chacune de ces plages (Figure 1.12).

Comme dans le modèle de Sunamura, certaines de ces descriptions schématiques font état de formation d'escarpements dans la berme de haut de plage en condition d'agitation érosive dans le cas des plages intermédiaires (Figure 1.12d-e). Toutefois, ces approches restent qualitatives en deux dimensions, les processus de construction ou destruction de la berme de haute plage ne sont pas précisément mentionnés car seul un climat général d'agitation est considéré.

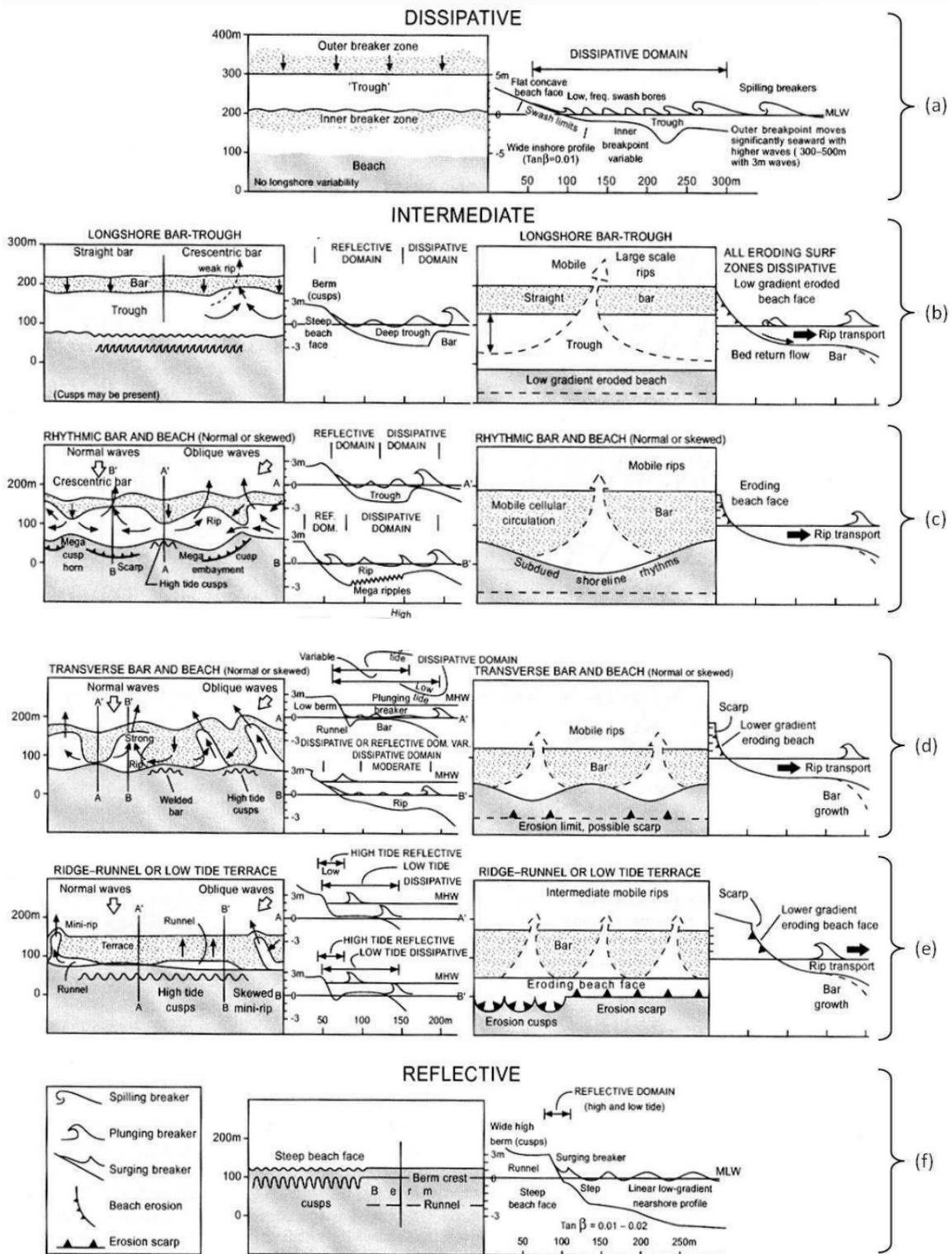


Figure 1.12 – Classification morphodynamique 3D des plages en conditions d'agitation favorisant l'accrétion (à gauche) et l'érosion (à droite) d'après Short (1999).

CHAPITRE 02 LA HOULE REGULIERE

Les caractéristiques physiques de la houle

La houle est une onde de gravité qui présente une double périodicité :

- la période temporelle T variant de 3 s à 25 s et correspond à l'intervalle de temps entre le passage de deux crêtes successives de vague, ou de deux creux successifs, en un point donné.
- la période spatiale ou longueur d'onde λ variant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres et correspondant à la distance horizontale entre deux points correspondants sur deux crêtes de vague successives ou deux creux de vague successifs.
- la célérité de l'onde : c'est la vitesse de propagation de la houle

Autres paramètres pris en compte :

- hauteur crête-creux H ,
- hauteur d'eau moyenne au repos d .

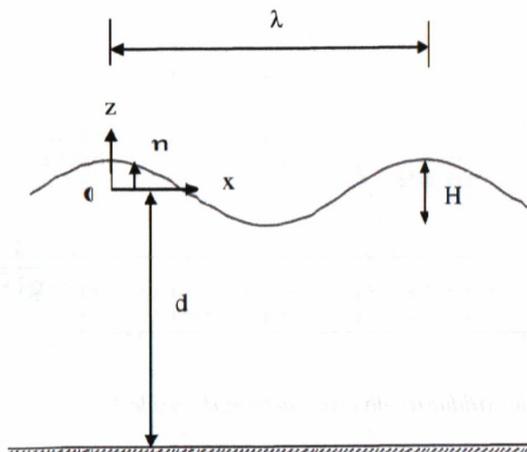


Figure 1.1 : Schéma de définition.



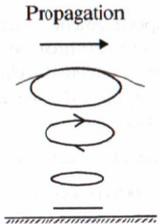
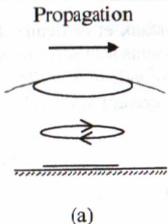
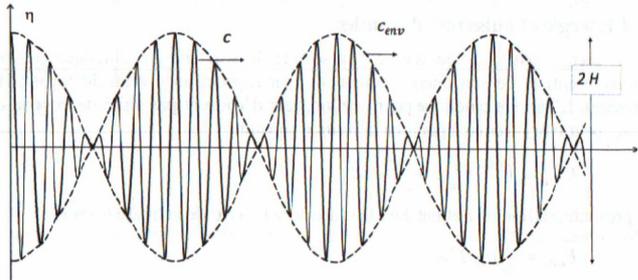
Train de houle dans la baie des Trépassés.

Les modèles théoriques

- La théorie la plus simple : la théorie de faible amplitude, théorie du premier ordre également appelée théorie d'Airy, ou théorie **linéaire** : on prend en compte l'amplitude ou distance verticale entre le niveau d'eau au repos et le creux de vague : $H/2$.
- Les théories d'ordre supérieur, **non linéaires** : cas de houles plus fortes (d'amplitude finie) ou de houle se propageant en eau peu profonde.

Théorie du premier ordre de faible amplitude, théorie d'Airy ou théorie linéaire

- Ecoulement bidimensionnel
- Ecoulement incompressible
- Ecoulement irrotationnel
- Fluide non visqueux
- Faible hauteur de houle par rapport à la longueur d'onde et la profondeur d'eau
- Effets de Coriolis dus à la rotation de la terre négligés
- Fond horizontal fixe imperméable

	eau profonde	profondeur intermédiaire	eau peu profonde
Longueur d'onde	$d > \lambda/2$	$\lambda/25 < d < \lambda/2$	$d < \lambda/25$
Vitesse de la houle	$c = \frac{\lambda}{T} = \sqrt{\frac{g \times \lambda}{2\pi}}$ <p>La célérité ne dépend que de sa longueur d'onde : milieu dispersif.</p>	$c = \frac{\lambda}{T}$ $c = \sqrt{\frac{g \times \lambda}{2\pi} \times \tanh\left(\frac{2\pi \times d}{\lambda}\right)}$ <p>La célérité dépend de la hauteur d'eau d et de sa longueur d'onde : milieu dispersif.</p>	$c = \sqrt{g \times d}$ <p>La célérité ne dépend que de la hauteur d'eau d: c'est une onde longue : milieu non dispersif.</p>
Surface libre de la houle A : amplitude horizontale B : amplitude verticale	$A = B = \frac{H}{2} \times \exp\left(\frac{2\pi \times z}{\lambda}\right)$ <p>Si on se rapproche de la surface (z augmente), les amplitudes augmentent</p> 		$A = \frac{H}{2} \times \frac{\lambda}{2\pi \times d}$ $B = \frac{H}{2} \times \left(1 + \frac{z}{d}\right)$ <p>A une profondeur d donnée, si on se rapproche de la surface (z augmente) B diminue</p>  <p style="text-align: center;">(a)</p>
Combinaison d'ondes.	<p>Deux ondes sinusoïdales de longueurs proches, de périodes temporelles proches, de même hauteur H se propageant dans la même direction. Le profil de la surface libre est :</p> 		
Vitesse de groupe : c'est la vitesse de propagation de l'énergie de la vague	<p>Les ondes apparaissent se déplacer en groupe dont le mouvement est décrit par l'enveloppe en tirets.</p> <p>Vitesse de groupe :</p> $c_g = \frac{1}{2} c = \sqrt{\frac{g \times \lambda}{8\pi}}$ <p>Les ondes longues (λ élevée) se propagent plus vite que les ondes courtes : ondes dispersives</p>	<p>Les ondes longues (λ élevée) se propagent plus vite que les ondes courtes : ondes dispersives</p>	<p>Vitesse de groupe :</p> $c_g = c = \sqrt{g \times d}$ <p>Toutes les ondes se propagent à la même vitesse : ondes non-dispersives.</p>
Puissance de la houle	$E_{flux} = \frac{1}{16} \rho g H^2 c \left(1 + \frac{4\pi d}{\lambda \sinh\left(\frac{4\pi d}{\lambda}\right)} \right)$		

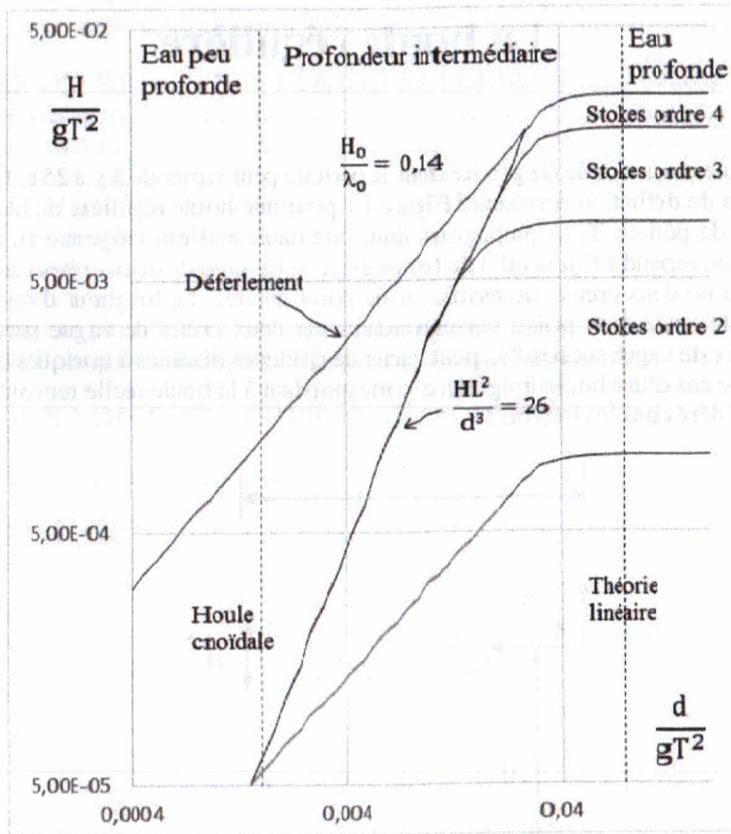


Figure 1.2 : Domaines de validité de diverses théories de houle.

Théorie d'ordre supérieur, de forte amplitude, théorie de Stokes ou théorie non-linéaire

	eau profonde	profondeur intermédiaire	eau peu profonde
Validité de la théorie de Stokes Cambrure maximale (déferlement)	$\frac{H}{d} \ll \left(\frac{2\pi \times d}{\lambda}\right)^2$ et $\frac{H}{\lambda} \ll 1$ soit $\frac{\lambda^2 H}{d^3} < 79$ (nombre d'Ursell) soit $\frac{d}{\lambda} > \frac{1}{8}$		
	$\left(\frac{H}{d}\right)_{max} = 0,142$ Michell (1893)	$\left(\frac{H}{d}\right)_{max} = 0,142 \times \tanh\left(\frac{2\pi \times d}{\lambda}\right)$ Miche (1944)	
Validité de la théorie de Korteweg et de Vries (1895).			$\frac{\lambda^2 H}{d^3} > 20$ (nombre d'Ursell) soit $\frac{d}{\lambda} < \frac{1}{8}$ Onde non-linéaire : la longueur d'onde tend vers l'infini. Onde solitaire de forme permanente : si son amplitude diminue, sa largeur diminue aussi. Ce soliton a un pulse de grande amplitude et de forme permanente, sa vitesse n'est pas modifiée par collision avec d'autre solitons. Le soliton peut disparaître à l'approche du littoral. Le tsunami est un soliton même en eau profonde ($\frac{d}{\lambda} = \frac{4 \text{ km}}{100 \text{ km}} < \frac{1}{8}$)
Transport de masse. Longuet-Higgins (1953).	Les effets visqueux sont générés par les couches limites du fond et de la surface libre. Le courant de dérive (composante stationnaire de vitesse de la houle) a des effets sur le transport des sédiments et polluants. L'écoulement moyen prend la forme de cellules fermées de recirculation.		

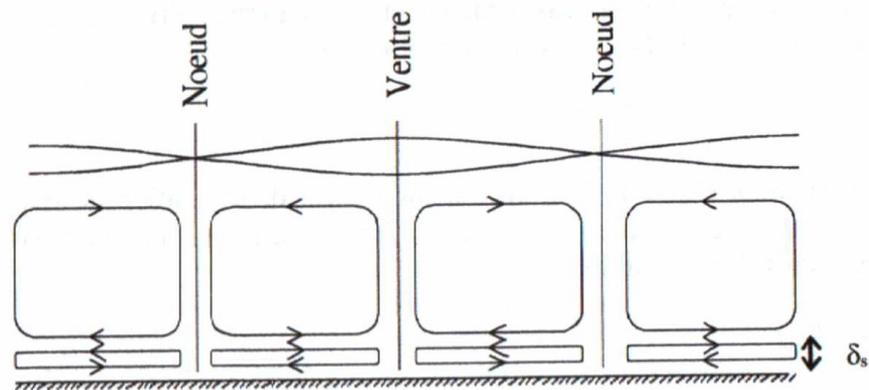


Figure 1.6 : Schéma de l'écoulement moyen pour une onde stationnaire ; δ_s représente l'épaisseur de couche limite de Stokes ($\delta_s = \sqrt{2\nu/\omega}$).

CHAPITRE 03 DEFORMATION DE LA HOULE

Les caractéristiques physiques de la houle

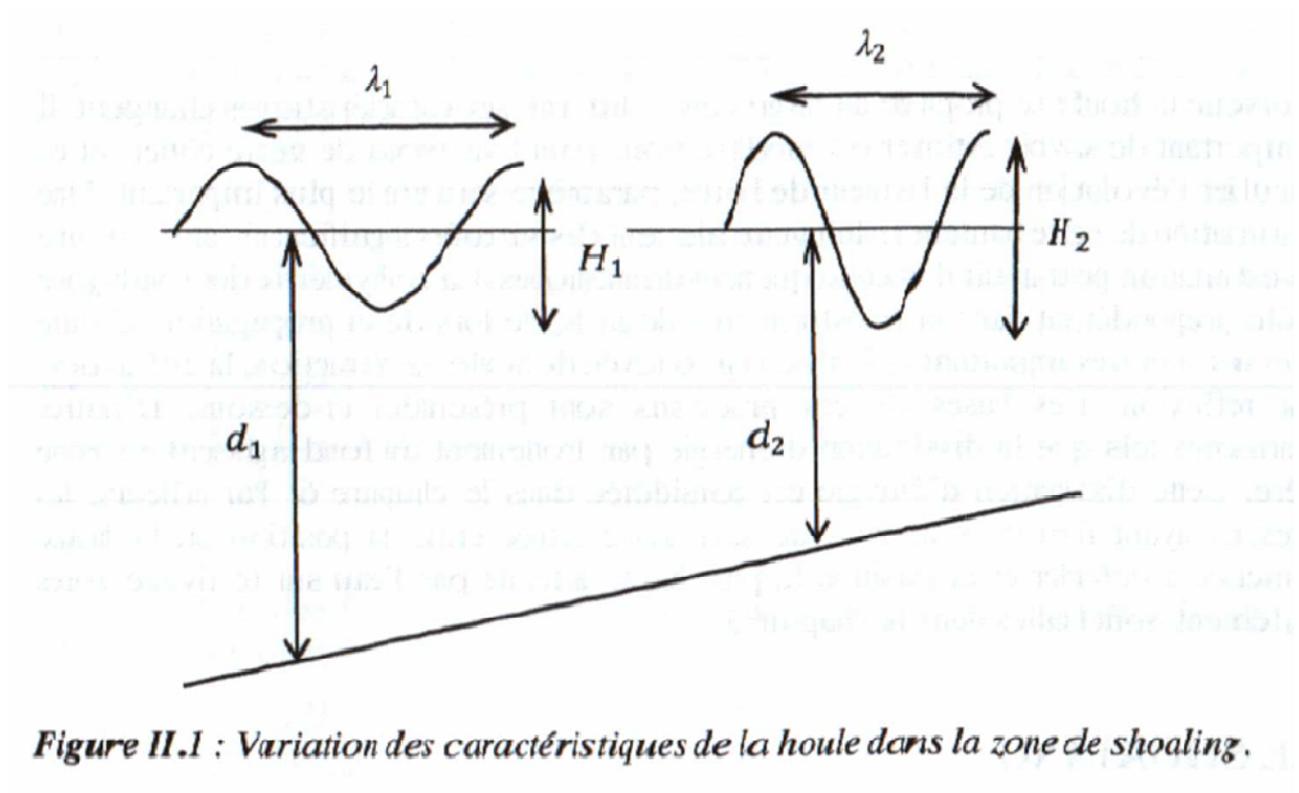
La houle change de caractéristiques lors de son approche vers le littoral. Quatre processus sont expliqués dans ce chapitre : le shoaling ou levée de houle, la réfraction, la diffraction et la réflexion.

1. Le shoaling

On définit le coefficient de shoaling K_s : rapport entre la hauteur de la houle pour une profondeur d et la hauteur de la houle au large H_0

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \frac{1}{\sqrt{\tanh\left(\frac{2\pi \times d}{\lambda}\right) \times \left(1 + \frac{4\pi d}{\lambda \times \sinh\left(\frac{2\pi \times d}{\lambda}\right)}\right)}}$$

L'augmentation de la hauteur de la vague est limitée par le déferlement.



2. La réfraction

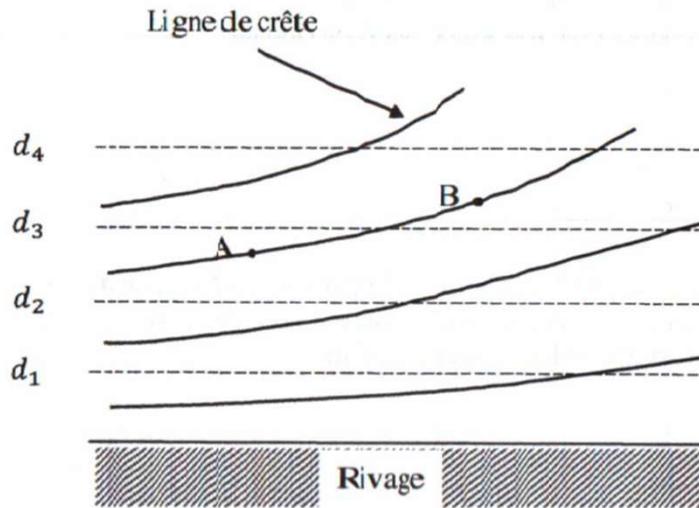


Figure II.2 : schéma de la réfraction de la houle par la bathymétrie. Les isobathes sont représentées par les lignes en tirets.

Les isobathes (lignes de profondeur identique) sont parallèles au rivage. La célérité de l'onde au point A est inférieure à celle en B. Cette variation de célérité le long d'une ligne de crête permet d'expliquer que les crêtes s'orientent progressivement parallèlement au rivage.

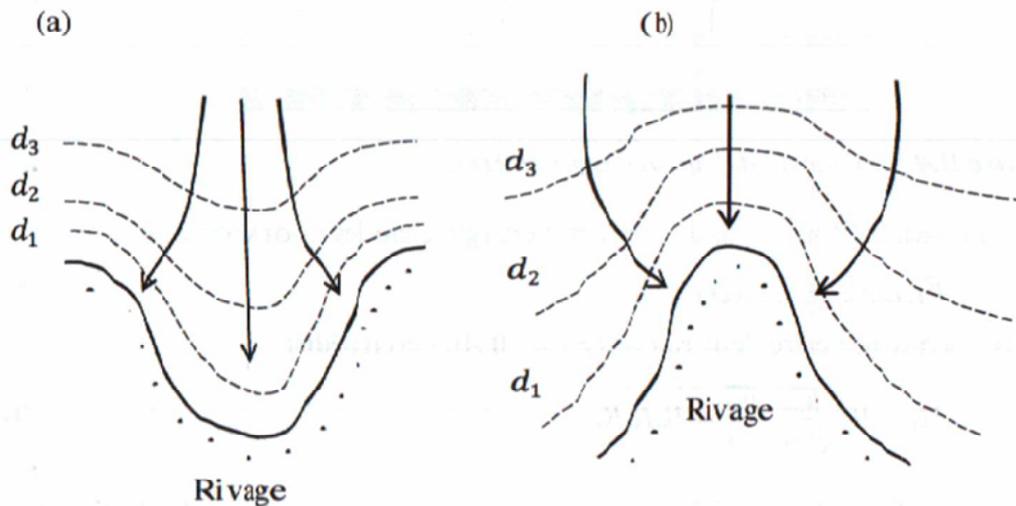


Figure II.3 : schéma de rayons (représentés par des flèches) au voisinage d'une baie (a) et d'un cap (b).

La réfraction est liée à la bathymétrie : lorsque la houle se propage vers une baie, les isobathes s'éloignent, l'énergie de la houle est plus diffuse. Lorsque la houle se rapproche d'un cap, les isobathes se rapprochent induisant une concentration de l'énergie de la houle au niveau du cap.

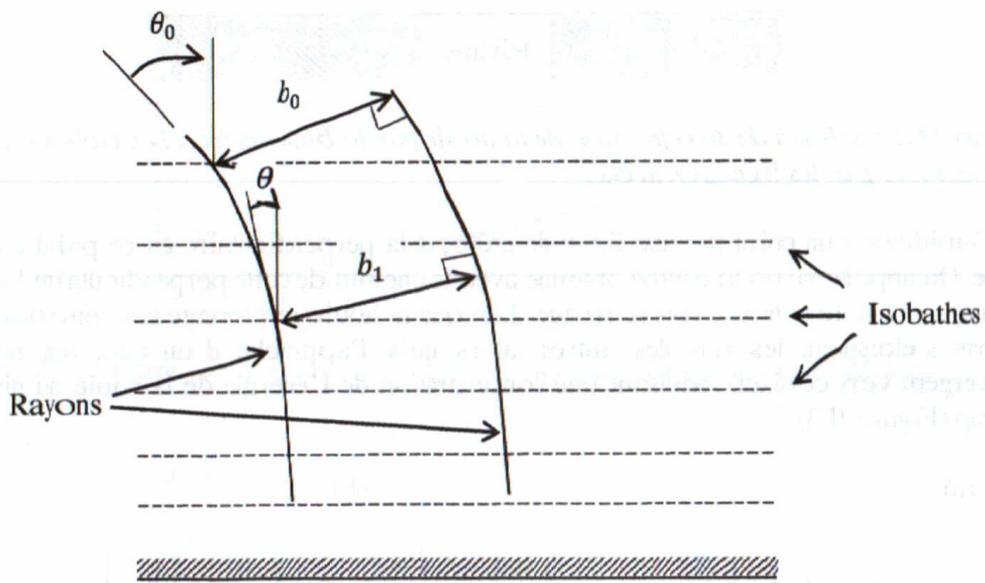
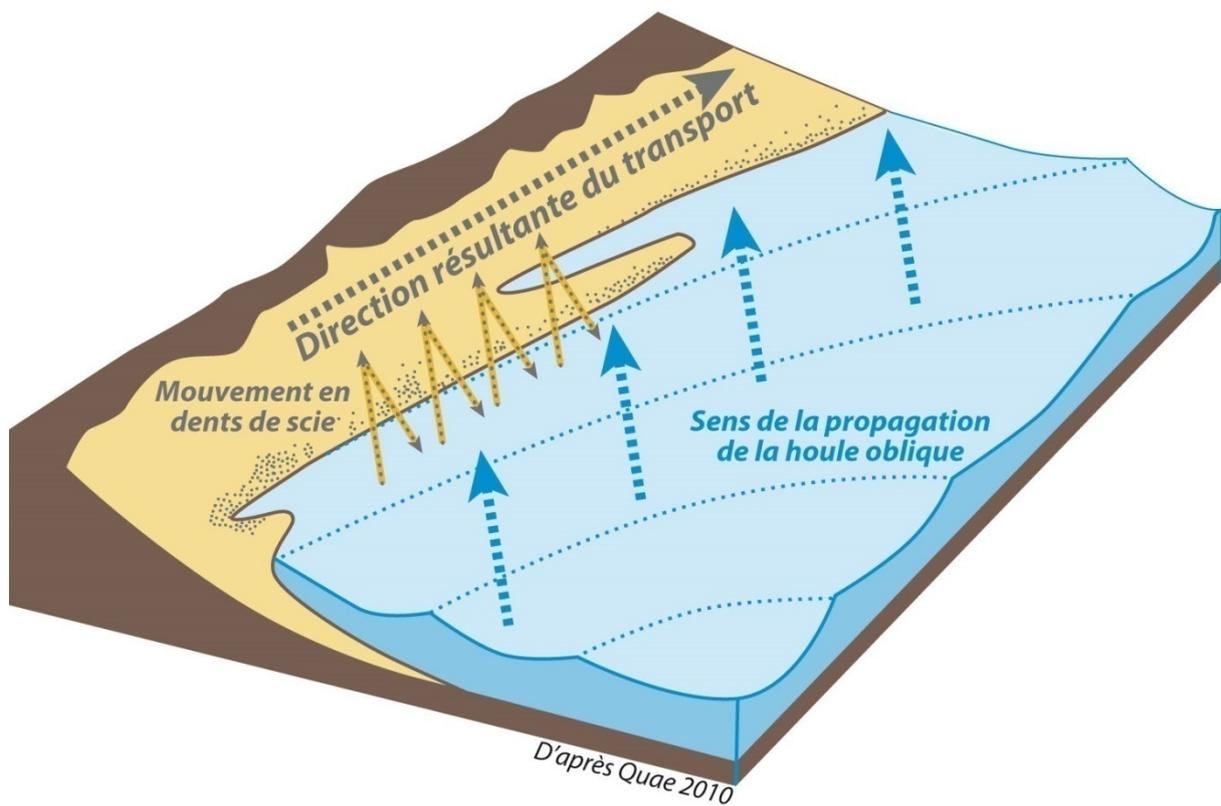


Figure II.4 : schéma de définition des paramètres.

Vitesse de la houle et loi de Snell.

En eau peu profonde, on trouve l'approximation sur la hauteur de la houle : $H_1 = K_s \sqrt{\cos \theta_0} H_0$



3. La diffraction

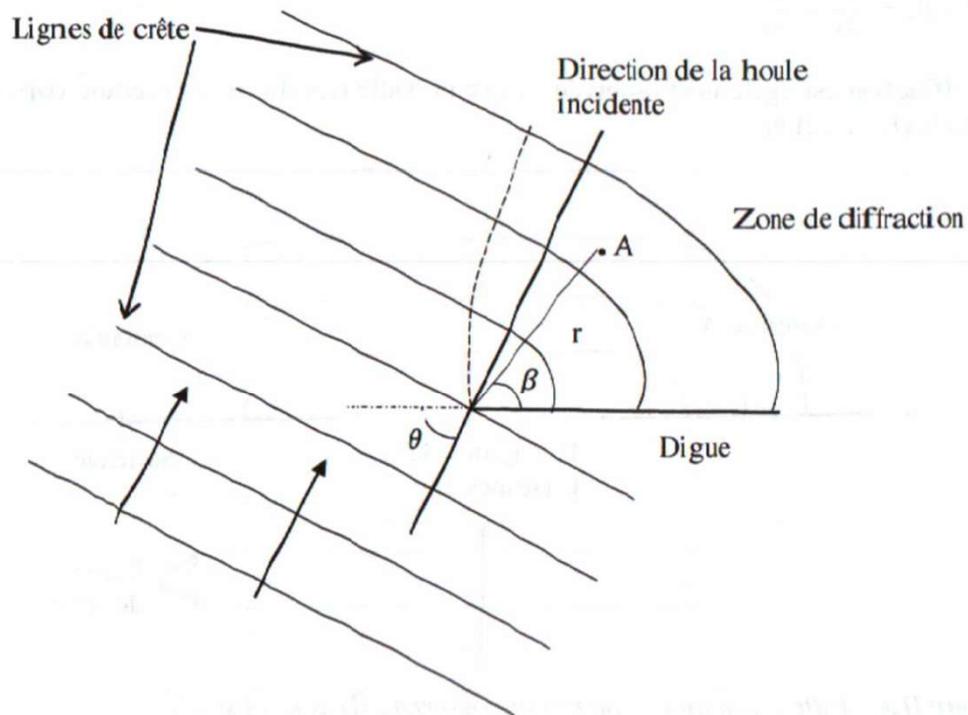


Figure II.5 : Diffraction au voisinage d'une digue.



Ce phénomène se produit au voisinage d'obstacles, à l'extrémité d'une digue par exemple. La direction et l'amplitude de l'onde sont modifiées. Elle intervient lorsque la hauteur de houle n'est pas constante sur une ligne de sommet de vague. Sur le schéma, les lignes de crêtes diffractées forment des cercles concentriques.

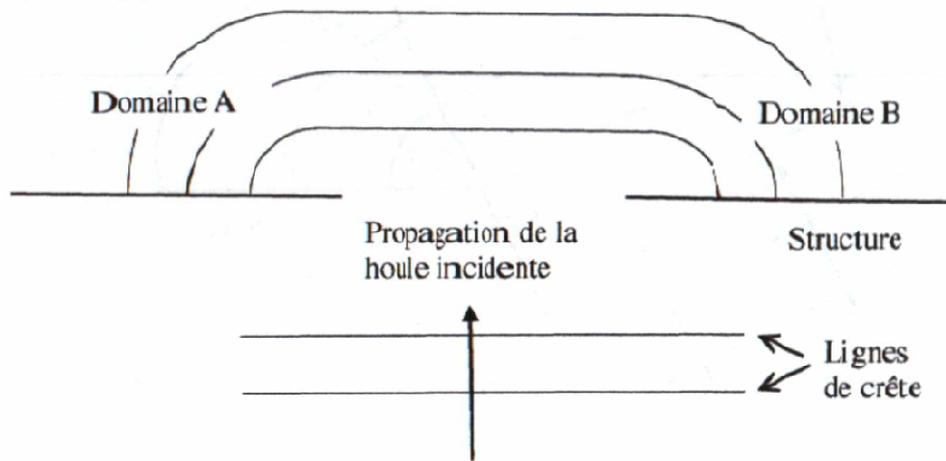


Figure II.6 : Diffraction au voisinage d'une ouverture dans un obstacle.

La diffraction s'observe aussi lorsque la houle franchit une ouverture dans un obstacle.

4. La réflexion

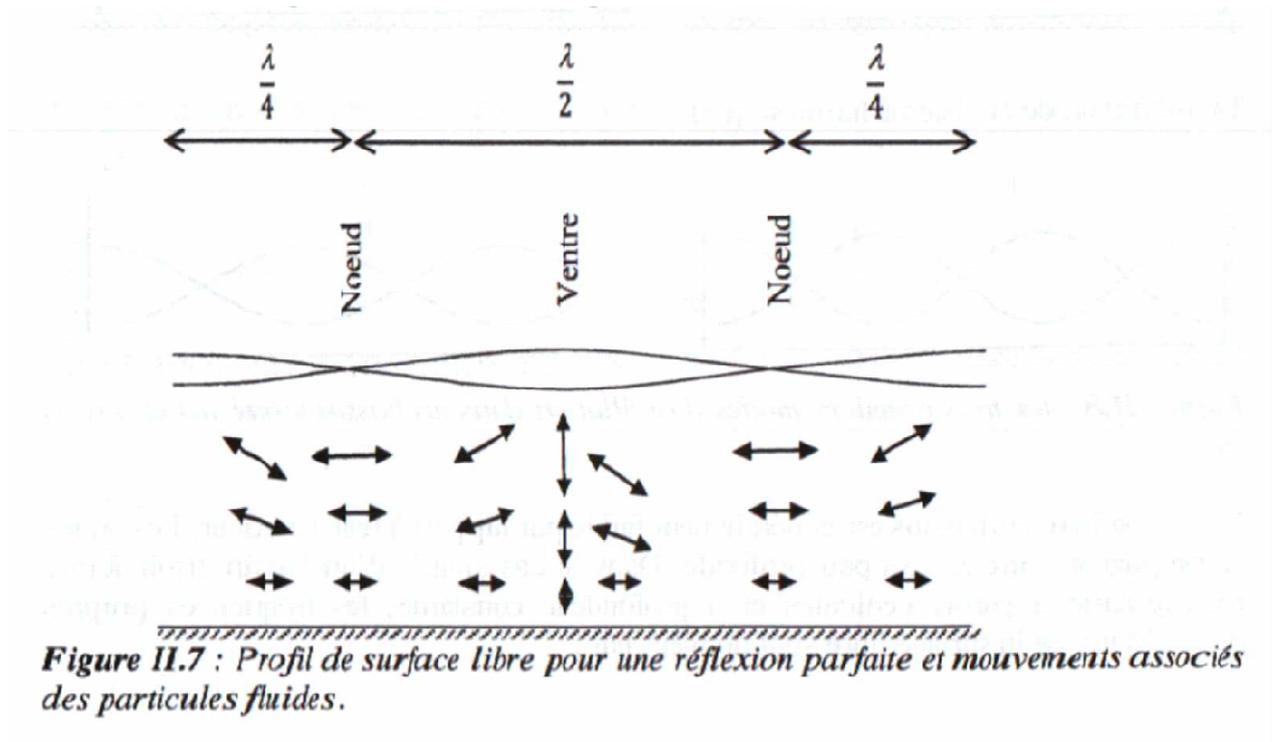


Figure II.7 : Profil de surface libre pour une réflexion parfaite et mouvements associés des particules fluides.

La houle rencontre un obstacle : l'onde incidente se combine à l'onde réfléchi par l'obstacle. La surface libre montre l'apparition de ventres et de nœuds : ce sont des **ondes stationnaires**. Sous les ventres, le mouvement des particules est verticale, sous les nœuds le mouvement est horizontal.

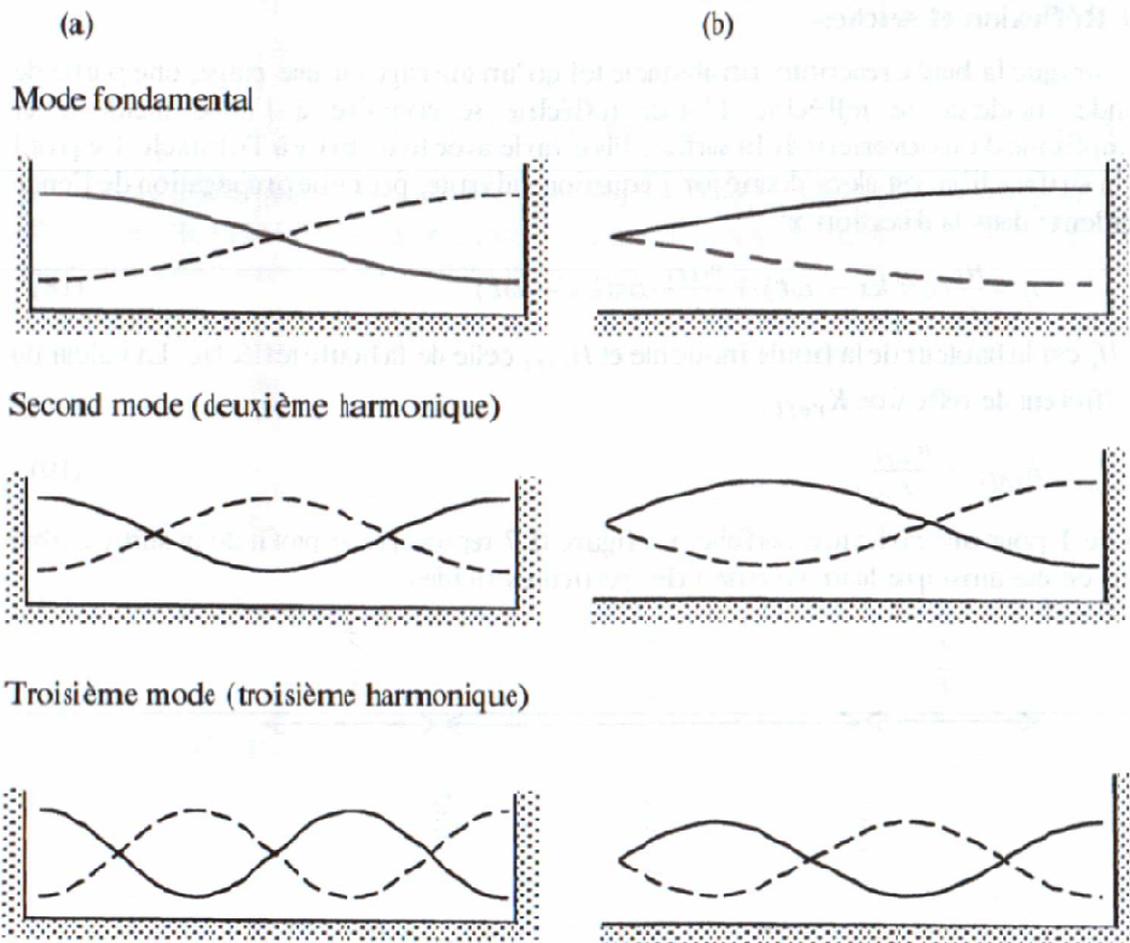


Figure II.8 : les trois premiers modes d'oscillation dans un bassin fermé (a) et ouvert (b).

Ces ondes stationnaires créées par un forçage extérieur s'appellent des ondes **seiches**. Le lac est considéré comme un bassin fermé, un port comme un bassin ouvert. Différents modes d'oscillations apparaissent avec une fréquence d'oscillations propre à chaque mode.

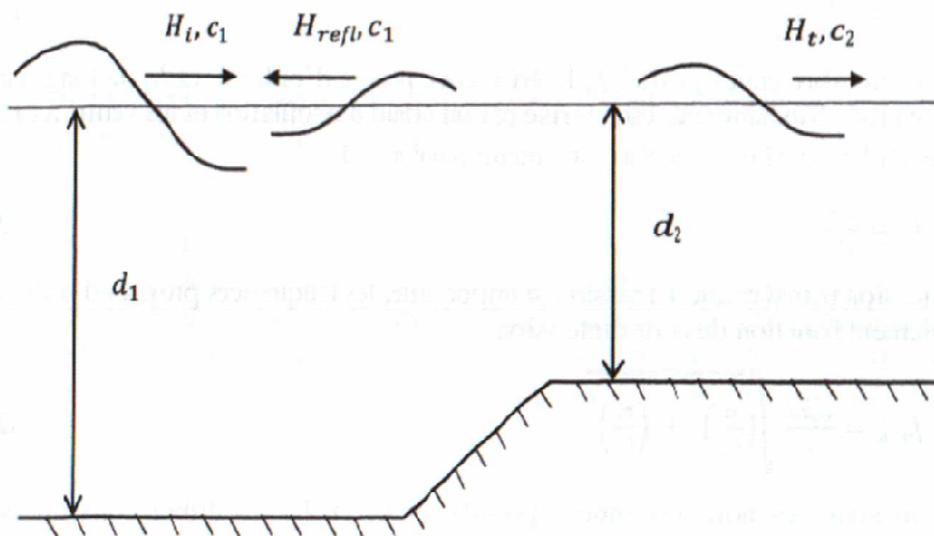


Figure II.9 : Réflexion et transmission d'une onde incidente au voisinage d'un changement de profondeur.

Lorsque la profondeur d'eau change sur une petite distance comparée à la longueur d'onde, la houle est partiellement réfléchi et transmise au niveau du changement de profondeur.

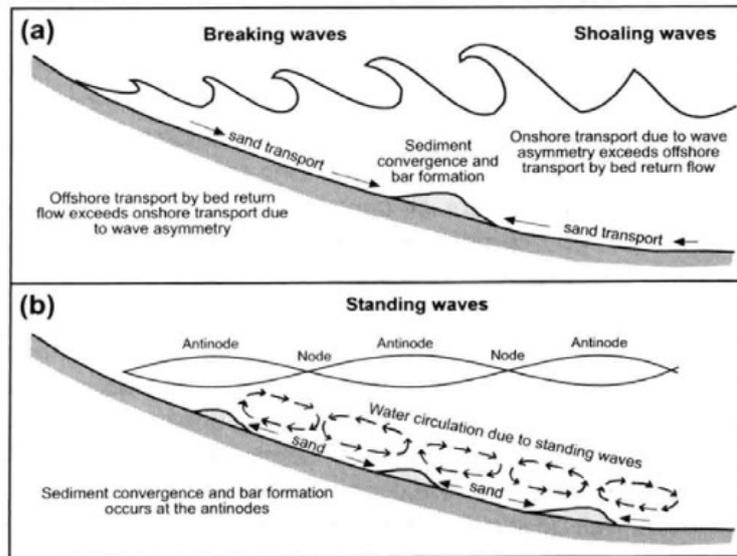


Illustration 90. Deux modèles de formation de barres sableuses : (a) au point de déferlement, (b) par une onde stationnaire (d'après Komar, 1998).

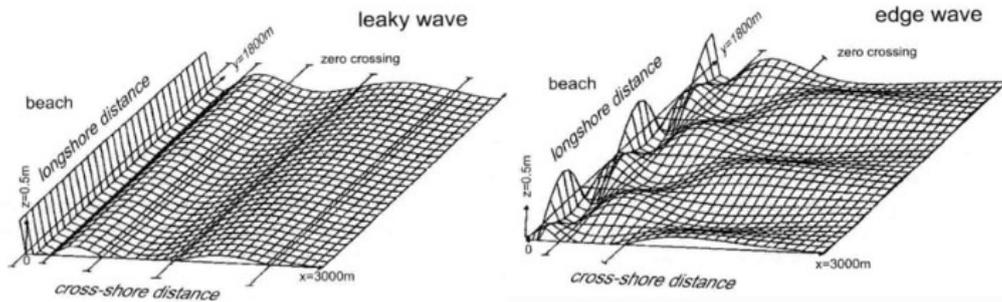


Illustration 91. Onde réfléchiée vers le large (*leaky wave*) et onde de bord piégée à la côte (*edge wave*), (d'après Wright *et al.*, 1982).

La zone de swash correspond à la zone tampon entre la zone de déferlement et la plage. Son hydrodynamisme repose sur la compétition entre deux courants, le jet de rive (*uprush*) orienté vers la plage par le déferlement des vagues, et la nappe de retrait (*backwash*) orientée vers le large. La ligne de rivage avance et recule au rythme des cycles de swash.

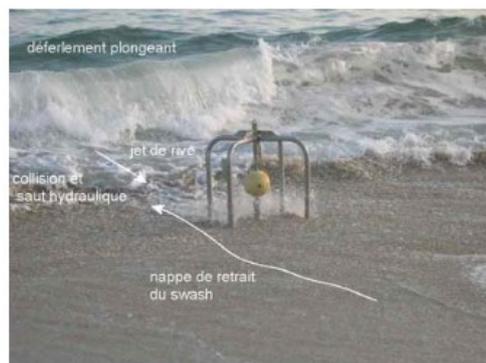


Illustration 93. Jet de rive et nappe de retrait dans la zone de swash à Tregana.

1.3.2.2. Théorie de l'onde de bord stationnaire

La théorie la plus répandue est celle présentée par Guza and Inman (1975) selon laquelle les formes rythmiques se développent sous l'effet d'une onde longue stationnaire. L'onde longue forcée par les groupes de vagues incidents est réfléchiée et piégée à la côte par réfraction. Son caractère stationnaire s'acquiert à la faveur d'environnements semi-fermés, réfléchifs pouvant provoquer la superposition de deux ondes en opposition de phase. L'alternance longitudinale de zones d'accrétion (cornes des croissants, crêtes des barres en croissant) et d'érosion (baies) est provoquée par des flux sédimentaires respectivement convergents dans les ventres de l'onde stationnaire et divergents à ses noeuds (ill. 95).

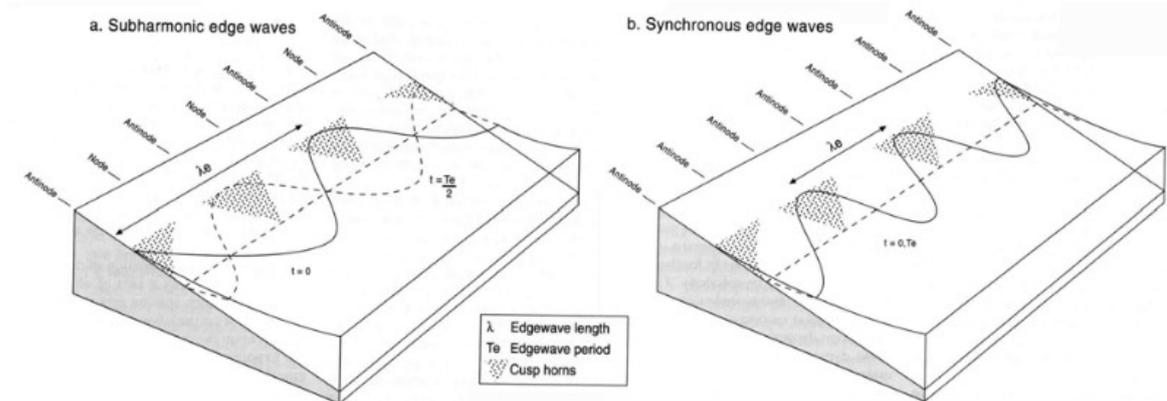


Illustration 95. Diagramme schématique montrant l'espace théorique des croissants de plage pour une onde de bord (a) sub-harmonique, (b) synchrone (d'après Komar and Holman, 1986).

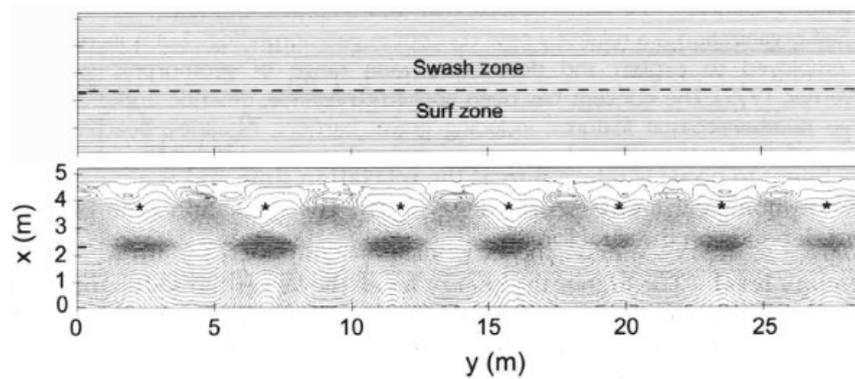


Illustration 97. Simulation numérique de la formation de croissants de plage. Les deux figures montrent la morphologie du haut de plage au début de la simulation et après 800 cycles de swash (d'après Coco *et al.*, 2000).

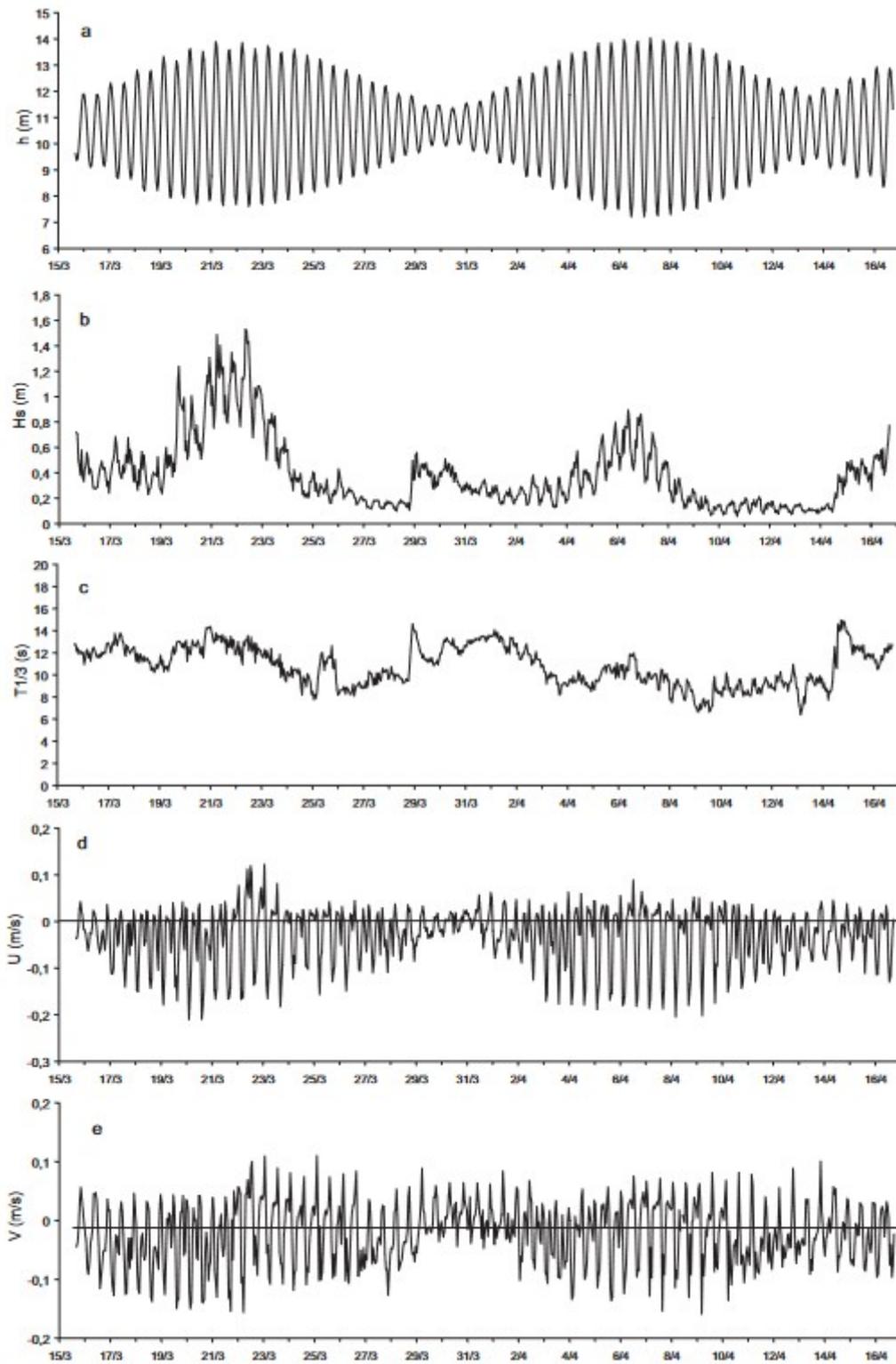


Illustration 109. Paramètres hydrodynamiques aux Blancs Sablons : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V .

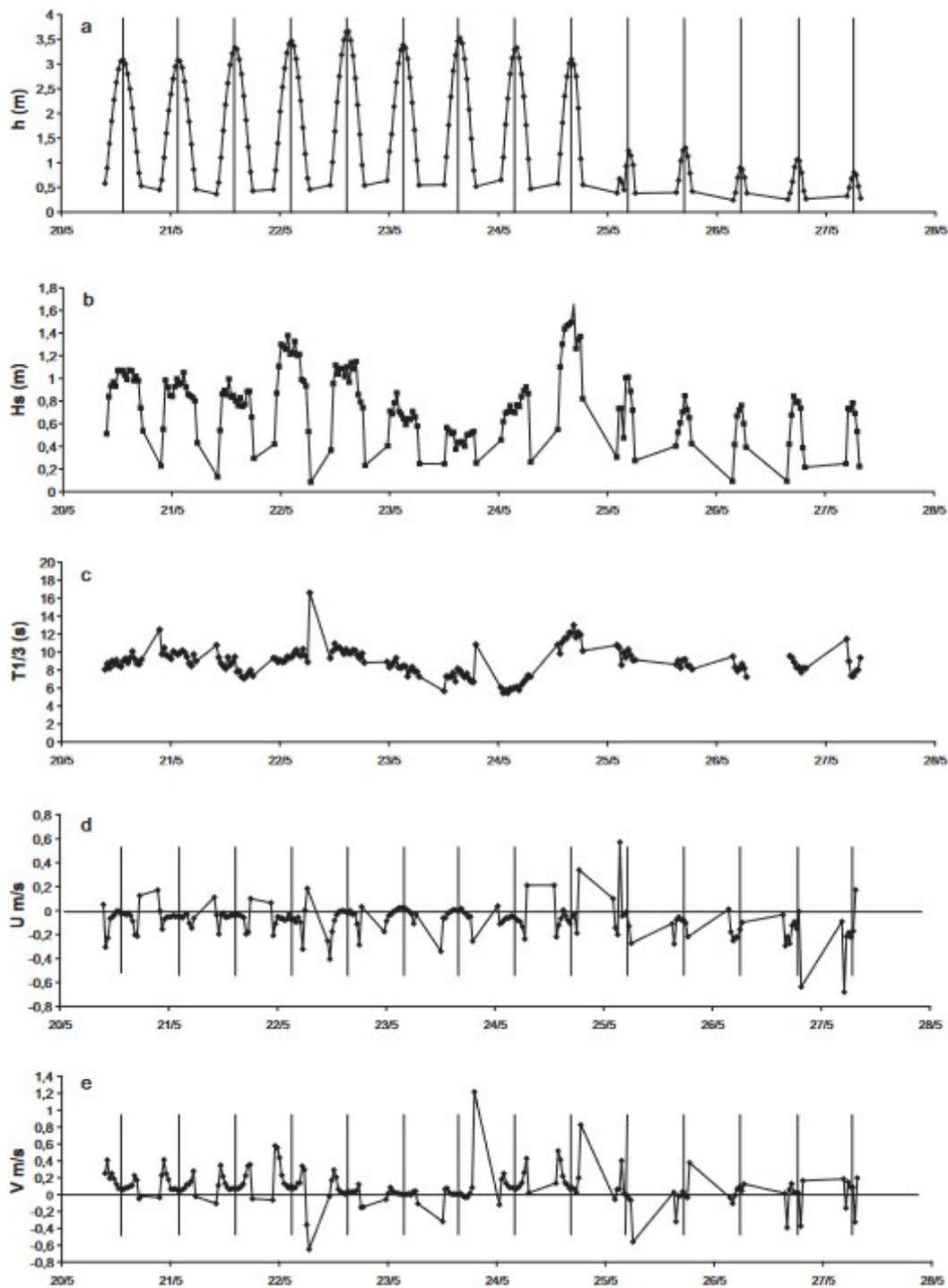


Illustration 111. Paramètres hydrodynamiques à Tregana : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période $T_{1/3}$ significatives des vagues, courants cross-shore U et lognshore V .

Plusieurs caractères liés aux vagues apparaissent par l'analyse des fluctuations de la hauteur et de la période des vagues :

il existe un contrôle de la hauteur d'eau sur la hauteur des vagues observée sur les quatre plages. La

hauteur des vagues décroît avec une hauteur d'eau décroissante du fait de l'amortissement des vagues et la

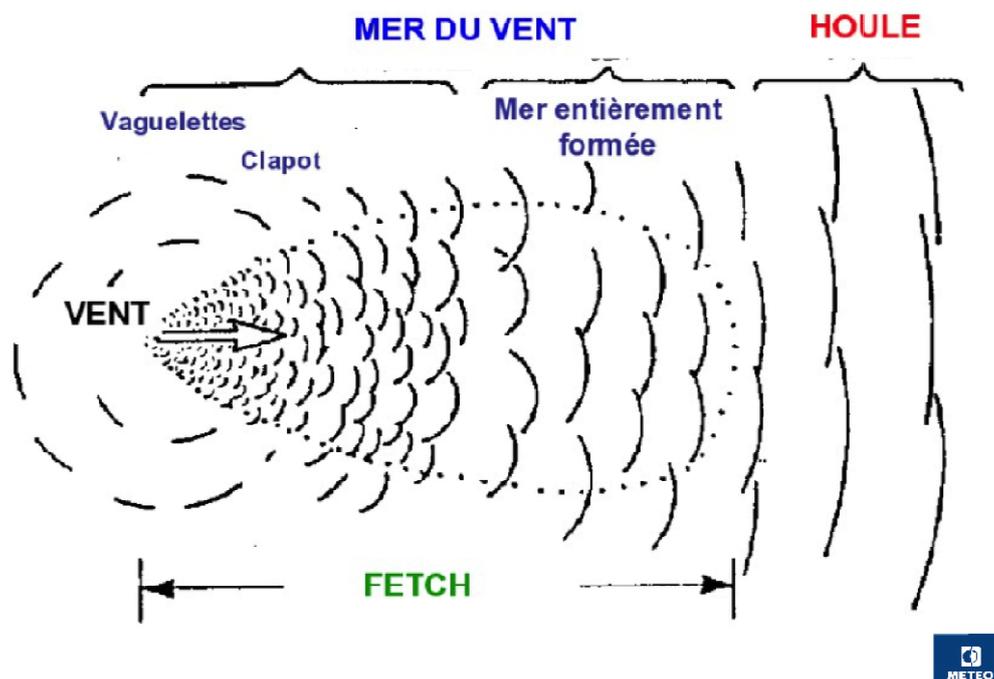
dissipation de leur énergie dans la zone de déferlement (Dehouck et al., 2006). Ces processus seront développés en détail dans ce chapitre (§ 2.1.) ;

[L'importance de la période de la houle, Souvent marginalisée, la notion de période est d'une importance cruciale pour appréhender les prévisions. \(surf-report.com\)](#)

La période de la houle

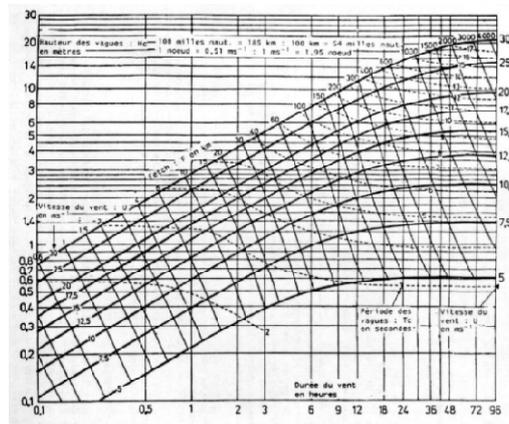
La **période** représente, en seconde, le temps que met une onde pour passer par le même état vibratoire : soit le temps d'une crête à la suivante, ou d'un creux au suivant. Pour deux houles de hauteur identique, la période peut être différente. Cela dépend des caractéristiques des fetchs.

Un **fetch** constitue la dimension de la zone au sein de laquelle le vent est homogène, en force et en direction. À ce fetch est associée une durée d'action égale au temps pendant lequel ce vent souffle. Plus le fetch est grand, plus le vent est important et dure dans le temps. Par conséquent, plus la période de la houle créée sera longue.



©Météo

Ce sont les **dépressions les plus creuses**, ou les **cyclones**, qui se déplacent dans la même direction que la mer du vent - devenant houle plus tard - qui parviennent à créer les swells avec les plus grandes périodes. C'est ce qu'on appelle les **fetchs mobiles**. Lors de leur propagation, différentes houles peuvent se croiser sans qu'il n'y ait d'impact conséquent sur les caractéristiques de ces dernières. Au cours de leur propagation, l'énergie des houles se dissipe et seule la période reste constante. Les ondes dotées d'une courte période se dissipent plus rapidement que les houles longues, c'est donc au sein des océans les plus vastes, à l'image du **Pacifique**, que les houles de grandes périodes sont les plus fréquentes.



En chiffre : Pour donner un exemple concret, un vent soufflant à 50 noeuds sur 100km créera une houle de 8s. Alors que si ce même vent souffle sur 1000km, la période de la houle créée sera de 13s.

Différence entre houle courte et houle longue

Lorsqu'on se trouve en eau profonde, c'est-à-dire quand la longueur d'onde de la houle est plus petite de deux fois la profondeur (ce qui est permanent au large en plein océan), alors la houle se propage à la vitesse $V=1.56 \times T$. - T étant la période -, alors les houles de plus longues périodes sont les plus rapides.

Les **trains de houles** se séparent alors au cours de leur propagation, ainsi les vagues de périodes plus longues arrivent sur nos côtes en premier, si le trajet est assez long. Ce n'est pas le cas en Méditerranée, où la distance de propagation est courte. Les trains de houles sont donc moins dispersés, et les périodes plus variables.



Train de houle dans la baie des Trépassés.

©Camille Le Saux

L'énergie d'une houle : $E = 1/8 \rho g H^2$. ρ étant densité de l'eau, g la constante gravitationnelle et H la hauteur de la vague, crête à creux. L'énergie d'une houle ne dépend donc que de sa hauteur.

La puissance d'une houle en eau profonde : $P = E \times V = E \times 1.56 \times T$ donc $P = \text{constante} \times H^2 \times T$.

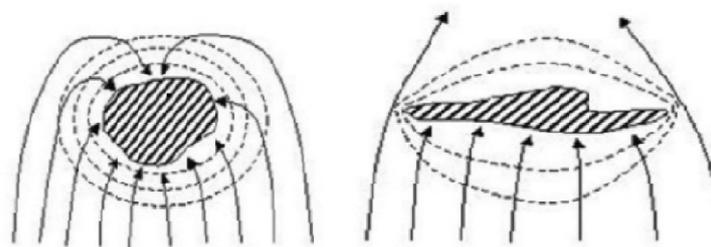
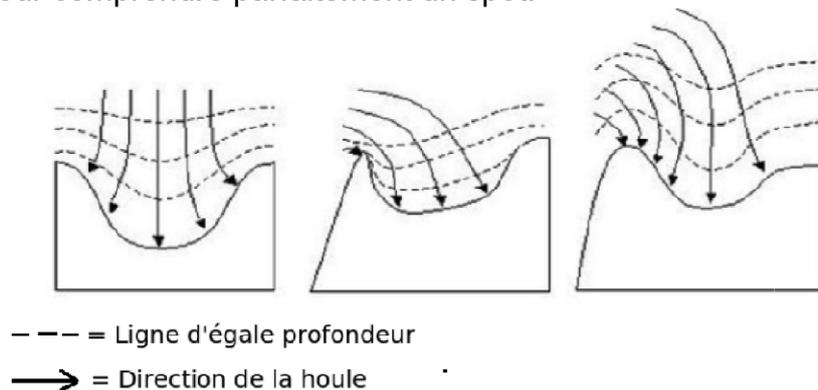
Les houles les plus puissantes sont donc les houles de plus grande période.

L'arrivée de la houle sur les côtes est plus complexe. Quand un train d'onde aborde une côte ou un haut-fond, il y a interaction avec le fond.

Réfraction

La houle crée des mouvements **orbitaux**. Plus elle est longue, plus ces mouvements se propagent en profondeur.

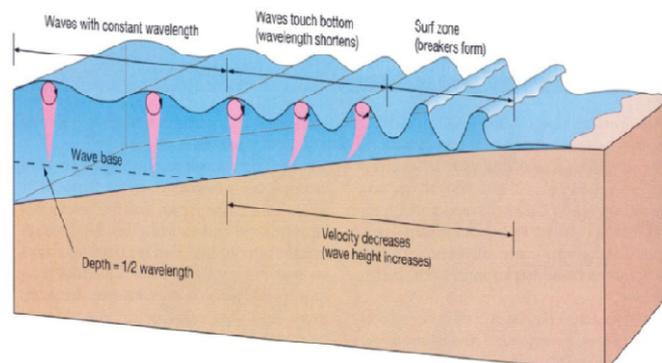
Lorsque ces derniers interagissent avec le fond, la houle ralentit par frottement. Cela change donc les caractéristiques de l'onde, et peut créer un changement local de la direction de la houle, qui a tendance à s'aligner perpendiculairement aux lignes d'égales profondeurs. L'étude de la **bathymétrie** (la science de la mesure des profondeurs en eau pour déterminer la topographie des fonds marins) est donc primordiale pour comprendre parfaitement un spot.



Réfraction autour d'une île

Levage

Les houles les plus longues vont être ralenties plus rapidement. Et leurs longueurs d'ondes diminuent aussi. C'est à ce moment que le **levage** s'effectue. Plus la longueur d'onde est grande, plus le levage sera consistant.



Les houles longues vont faire lever un volume d'eau plus important donc avoir une plus grosse capacité à grossir pour donner de grosses vagues.

Période et bathymétrie peuvent privilégier la concentration de **l'énergie/puissance** d'une houle sur certaines zones, et ainsi donner une grande diversité sur les spots, et surprendre les surfeurs les moins attentifs.

Pour approfondir : [Etudes expérimentales et numériques de la propagation des vagues au-dessus de bathymétries complexes en milieu côtier - Nicolas Jarry.](#)

CHAPITRE 04 LA ZONE DE SURF

Le déferlement se produit lorsque $hauteur\ eau = 0,8 \times hauteur\ houle$. La zone est située entre la position où la houle commence à déferler et la position la plus atteinte par l'eau sur le rivage.

La zone de swash correspond à la surface de sédiments immergée et émergée.

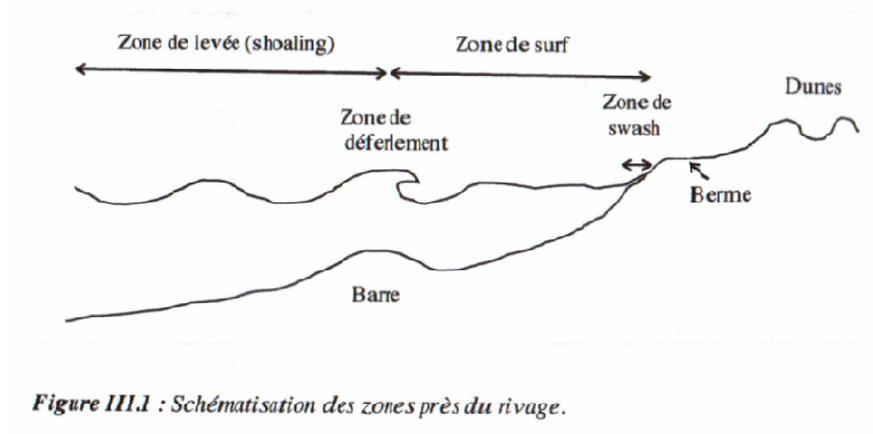
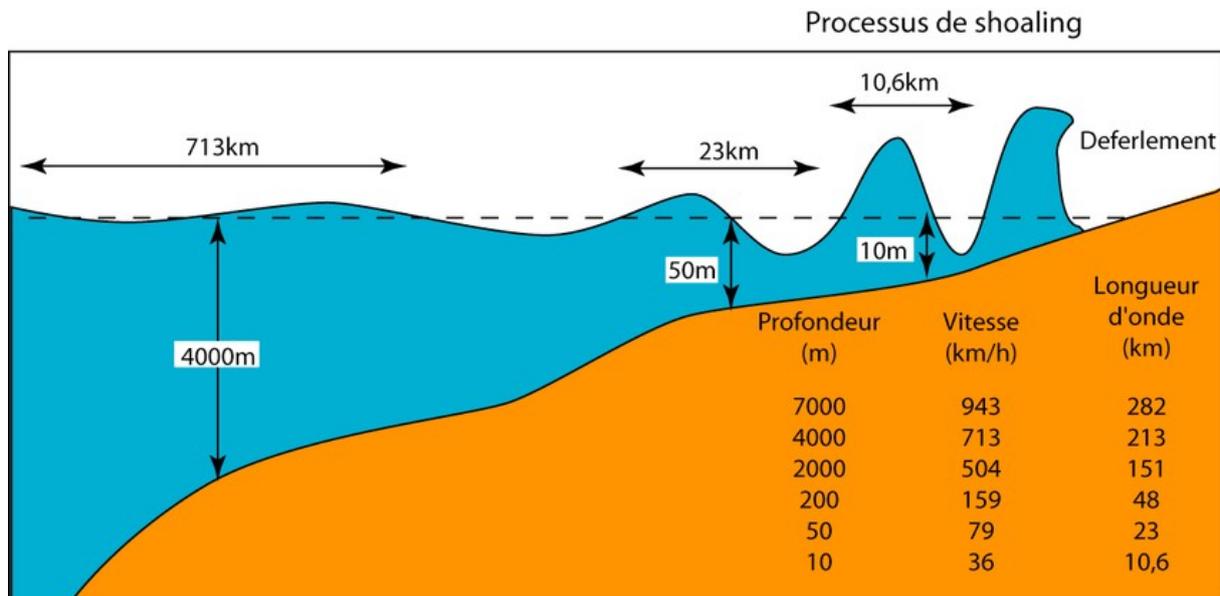


Figure III.1 : Schématisation des zones près du rivage.



5. Les types de déferlements

Les types de déferlement sont définis à partir du nombre d'Iribarren : $\xi = \tan(\beta) \times \sqrt{\frac{\lambda_0}{H_d}}$

β : angle de la pente de fond, λ_0 : longueur d'onde de la houle au large, H_d : hauteur de la houle au déferlement.

Valeurs de ξ_d	Type de déferlement
$4 < \xi_d$	Absence (ou très peu) de déferlement
$2 < \xi_d < 4$	Déferlement frontal
$0,4 < \xi_d < 2$	Déferlement plongeant
$\xi_d < 0,4$	Déferlement glissant

Tableau III.1 : Les types de déferlement en fonction du nombre d'Iribarren.

La dissipation d'énergie se fait sur une faible distance cross-shore pour un déferlement plongeant, et s'effectue sur une grande distance pour un déferlement glissant.

Le transport sédimentaire dépend :

- de façon non-linéaire des vitesses fluides : ce transport se fait vers le rivage (onshore).
- de la rugosité du fond
- de la présence de rides, structures sédimentaires de petite taille pouvant inverser le sens de transport de ces sédiments.
- de courants de retour

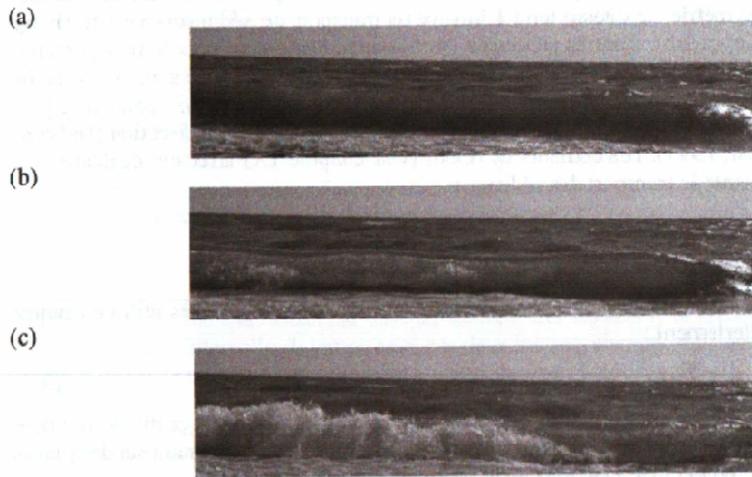


Figure III.2 (a), (b), (c) : Images successives d'un déferlement plongeant (clichés : F. Marin).



Figure III.3 : Déferlement glissant – plage du Havre (Seine Maritime) (cliché : F. Marin).

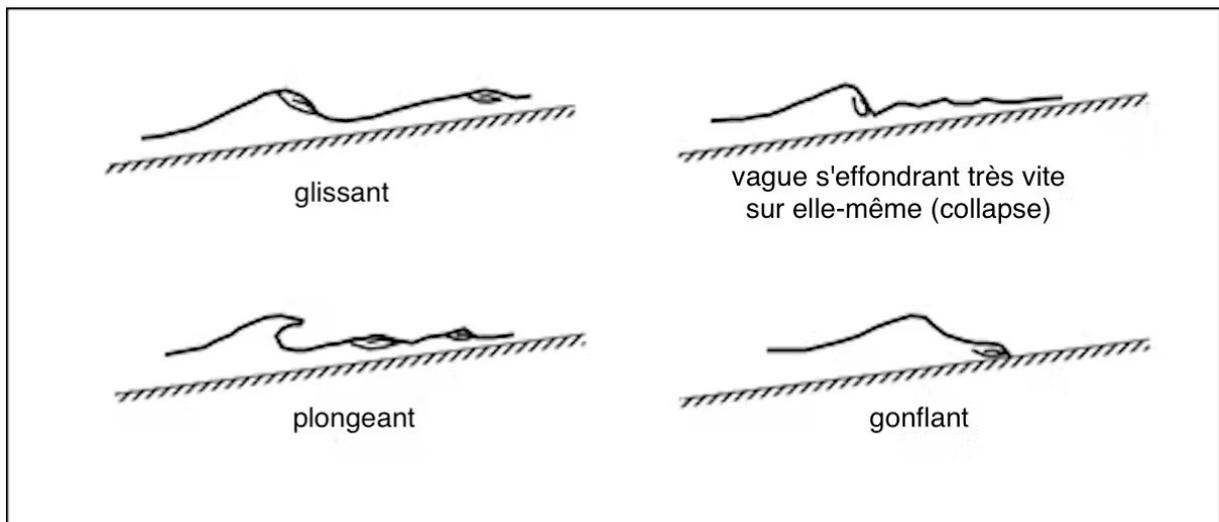




Illustration 180. Déferlement (a) plongeant à Porsmilin, (b) frontal à Corsen et (c) glissant aux Blancs Sablons.

Source : HAL Id: tel-00109373 <https://theses.hal.science/tel-00109373> page 251

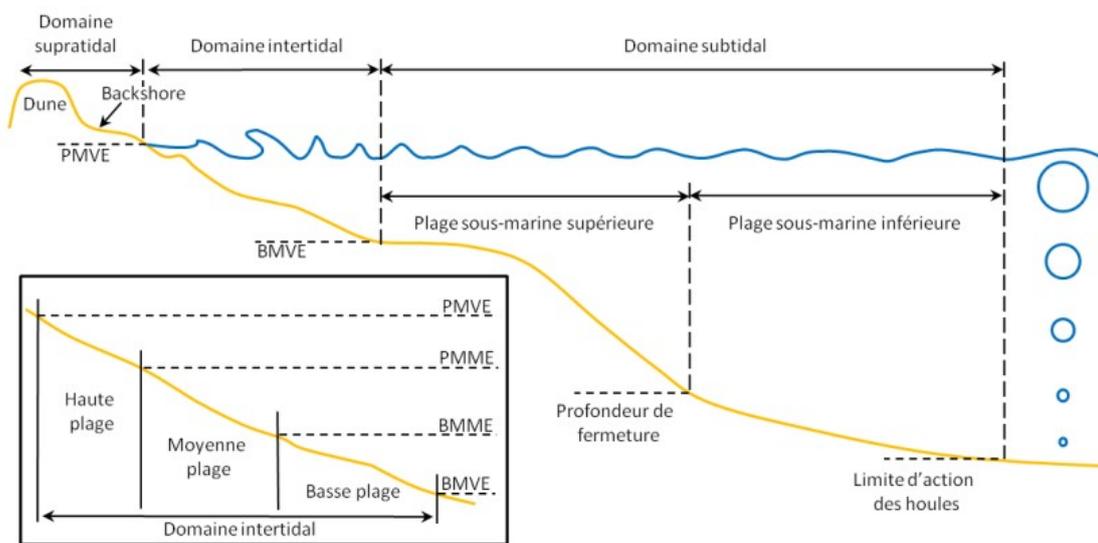


Figure 1.1 – Délimitations du domaine côtier d'après Short (1999) et Wright et al. (1982), modifié.

6. Le runup

Le runup est une **surélévation** du niveau de l'eau au-dessus du niveau d'eau au repos (**setup**) et une **fluctuation** autour de ce niveau surélevé (**swash**).

a. Le setup

Le transport de masse induit par la houle génère un courant de retour (**undertow**) qui est plus intense pour des plages à forte pente.

Lors d'une tempête, le setup induit une élévation du niveau de l'eau dans la zone de surf, la pente de la plage augmente, le déferlement érode alors cette partie de plage qui avait été façonnée par le swash.

Dans la zone du surf, des mouvements de fréquence plus basse apparaissent : ce sont des ondes **infragravitaires**.

- Leur énergie provient du transfert d'énergie des ondes incidentes.
- Leur hauteur est aussi grande que la houle incidente.
- Elles sont fortement réfléchies et créent des ondes stationnaires

b. Le swash

- Il est composé d'une phase de montée de fluide (**uprush**) sur la pente de la plage et d'une phase de descente vers le large (**backwash**).
- Le backwash est d'une durée plus importante.
- Les vitesses sont identiques lors des deux phases.
- La collision entre le uprush et le backwash crée un **bore** quasi stationnaire (saut hydraulique).
- La présence de deux écoulements de sens opposé induit un transport sédimentaire dont la direction dépend de la profondeur d'eau.
- Pendant le uprush : vitesse du fluide, concentration en sédiments et flux en suspension sont maximum si l'écoulement est turbulent. L'énergie décroît ensuite rapidement induisant le dépôt sédimentaire.
- Lors du backwash, l'écoulement s'accélère, les concentrations augmentent.
- Le transport près du fond est plus important (100 kg/m^3) que dans la zone de surf.
- Fréquence du swash : les basses fréquences sont plus importantes pour des faibles pentes, soit des plages dissipatives qui agissent comme des filtres passe-bas.

c. La hauteur du runup

La hauteur du runup peut varier d'un facteur 2 entre la marée basse et la marée haute durant laquelle la houle peut déferler au-dessous ou au-dessus de la barre subtidale.

