Vagues et houles

Auteur :
TEMPERVILLE André, Professeur Emérite à l'Université Grenoble Alpes, chercheur au LEGI (Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels)

02-11-2021



Les vagues que l'on voit se propager à la surface des océans, des mers ou des lacs sont généralement dues au vent. Un corps en déplacement dans l'eau peut aussi engendrer des vagues, c'est le cas des vagues d'étrave. Le déplacement du fond de l'océan dû à un séisme ou à un éboulement sous-marin peut aussi créer une onde longue du type tsunami. Intéressons-nous plus particulièrement aux vagues dues au vent et tentons de comprendre leurs formes variées. Ceci nous amènera à utiliser certains mots du vocabulaire marin comme fetch et à comprendre aussi bien les formes variées, plus ou moins irrégulières, de leur surface que les mécanismes de leur propagation. Pourquoi certaines vagues déferlent-elles, éventuellement en formant les superbes rouleaux recherchés par les surfeurs ? Que se passe-t-il sous la surface et jusqu'à quelle profondeur l'eau est-elle agitée ? Comment évaluer et capter l'énergie de ces vagues ?

1. Des vagues aux houles régulières

La propagation d'ondes représente de façon générale la réponse d'un milieu physique à une perturbation. Une **force de rappel** tend alors à ramener le milieu vers l'équilibre. Dans le cas des ondes acoustiques, il s'agit de la résistance à la compression du milieu (Lire : L'émission, la propagation et la perception du son). Dans le cas d'une surface liquide, deux forces interviennent : la **gravité** et la **tension superficielle**. Cette dernière conduit à la propagation de petites rides à l'échelle du centimètre, mais les vagues et houles qui nous intéressent ici sont entièrement gouvernées par la gravité. La gravité tend localement à ramener la surface libre vers sa forme d'équilibre horizontale, mais ce mouvement induit des **forces de pression** qui transmettent le mouvement à l'eau environnante, et propagent ainsi la perturbation.

Les vagues sont produites par le **vent** selon des mécanismes complexes qui font encore l'objet de recherches. Cependant lorsqu'elles s'éloignent de leur zone de génération, les vagues se régularisent et on parle alors plutôt de **houle**. Cette houle peut être décrite comme une somme d'**ondes sinusoïdales** élémentaires qui se prêtent bien à l'analyse mathématique.

Figure 1. Canal à houle et son batteur [Source : © LEGI]

[video width="550" height="308"
mp4="https://www.encyclopedie-environnement.org/app/uploads/2021/04/canal-houle-1.mp4"][/video]

De telles **houles régulières** sont reproduites dans des bassins par des batteurs mécaniques oscillants (Figure 1). On peut alors fixer les paramètres qui contrôlent leur comportement : leur **période** et leur **amplitude**, ainsi que la **hauteur d'eau** du bassin.

2. La houle de faible amplitude

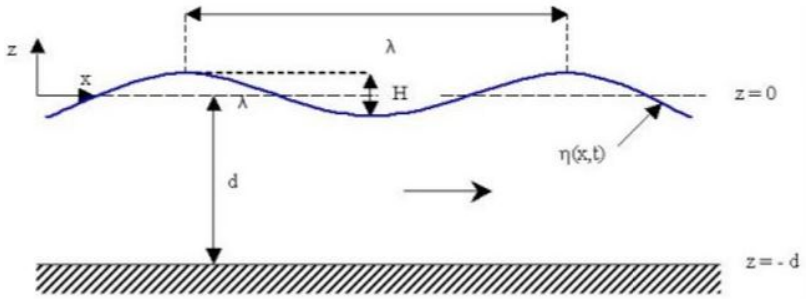


Figure 2. Houle sinusoïdale. Le déplacement vertical de la surface libre s'exprime en fonction de la position x et du temps t comme $\eta(x,t)=(H/2)\ \sin[2\pi(x/\lambda - t/T)]$ [Source : auteur]

L'amplitude de la houle est définie comme la déviation maximum de la surface par rapport à sa forme d'équilibre horizontale. Elle est égale à la moitié de la hauteur totale *H* entre la crête et le creux (Figure 2). La notion de « faible » amplitude se rapporte à la longueur d'onde λ, c'est-à-dire que la **pente de la surface reste faible**. L'amplitude doit être faible aussi par rapport à la hauteur d'eau *d*.

Dans cette limite de faible amplitude, les équations de la mécanique des fluides admettent des solutions simples, de forme sinusoïdale. On parle alors de **houle d'Airy**, du nom du mathématicien et astronome britannique George Biddell Airy (1801-1892).

Outre son amplitude, cette houle est caractérisée par sa **période** *T* (la durée d'une oscillation en un point donné) et sa **longueur d'onde** λ (la distance entre deux crêtes successives). La longueur d'onde est reliée à la période par la **vitesse de propagation c=λ/T**, qui dépend de la hauteur d'eau selon une formule donnée par la solution mathématique.

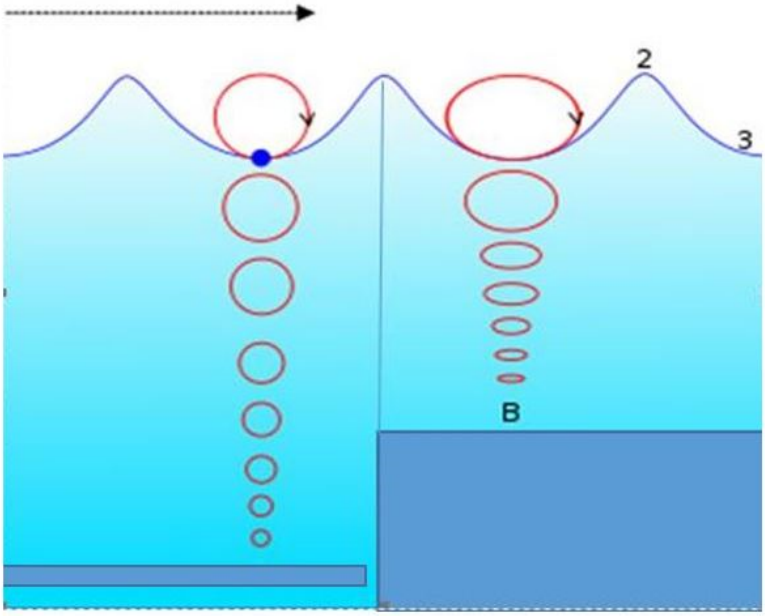


Figure 3. Trajectoire des particules, A : eau profonde, B : eau peu profonde. [Source : auteur]

Dans le cas de **l'eau profonde** (par rapport à la longueur d'onde), la vitesse de propagation s'exprime comme $c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$ où g représente l'accélération de la pesanteur. Une houle de longueur d'onde λ=10 m se propage ainsi à la vitesse c=4 m/s, et une houle de longueur d'onde λ=100 m se propage plus rapidement, à vitesse c=12,5 m/s. Les périodes correspondantes, $T=\lambda/c$, sont respectivement T=2,5 s et T=8 s. En combinant ces formules on peut aussi exprimer la longueur d'onde comme $\lambda=gT^2/(2\pi)$.

L'autre cas limite correspond à l'**eau peu profonde**, pour laquelle la longueur d'onde est grande par rapport à la profondeur d. Dans ce cas l'onde se propage à la vitesse $c = \sqrt{gd}$, indépendante de la longueur d'onde. Par exemple un **tsunami** se propage avec une longueur caractéristique de l'ordre de la centaine de km, grande par rapport à la profondeur océanique, de quelques km. On est alors dans le régime d'eau peu profonde, et pour d=4 000 m, la vitesse de propagation c=200 m/s. La **marée** se propage également à la surface de la Terre comme une onde d'eau peu profonde, avec une période principale de 12 h, et une longueur d'onde correspondante de plusieurs milliers de km (Lire : Les marées).

Il ne faut pas confondre la **vitesse de propagation de l'onde** avec **la vitesse de déplacement des particules** d'eau, celle-ci est beaucoup plus faible et donne pour les particules une **trajectoire circulaire** en eau profonde (voir Figure 3). Pour les particules situées à la surface libre le diamètre de la trajectoire est égal à la hauteur totale H de la houle. La vitesse du fluide est donc égale à $\pi H/T$, nettement plus petite que la vitesse de propagation λ/T pour une houle sinusoïdale. Le diamètre de ces trajectoires tend exponentiellement vers 0 avec la profondeur, devenant pratiquement nul à une profondeur égale à une demi-longueur d'onde.

En eau peu profonde ces trajectoires deviennent **elliptiques** et s'aplatissent vers le fond, la composante horizontale ayant une grande importance pour le transport sédimentaire.

Ces trajectoires sont fermées, et le déplacement moyen d'une particule fluide est donc nul. Cependant il ne s'agit que d'une première approximation, valable seulement dans la limite d'une onde de très faible amplitude. Les particules se déplacent en réalité d'une distance de l'ordre de $40H^2/\lambda$ par période. C'est ce qu'on appelle la **dérive de Stokes**, nommé d'après le mathématicien britannique George Gabriel Stokes (1819 -1903) qui l'a décrite et calculée. Pour une houle de hauteur H=2m et de longueur d'onde λ=100 m le déplacement est ainsi de 1,6 m par période.

3. Les houles non-linéaires

La houle sinusoïdale n'est qu'une première approximation valable pour les faibles amplitudes. On parle alors de « houles linéaires » correspondant à la forme simplifiée des équations du mouvement, dite « linéaire ». Dans cette approximation tout champ d'ondes peut être décrit comme une addition d'ondes élémentaires sinusoïdales, chacune gardant son identité.

En dehors des houles linéaires d'Airy on peut distinguer deux types de houles non- linaires :

- les houles de plus grandes amplitudes en eau **profonde**
- les houles en eau **peu profonde**

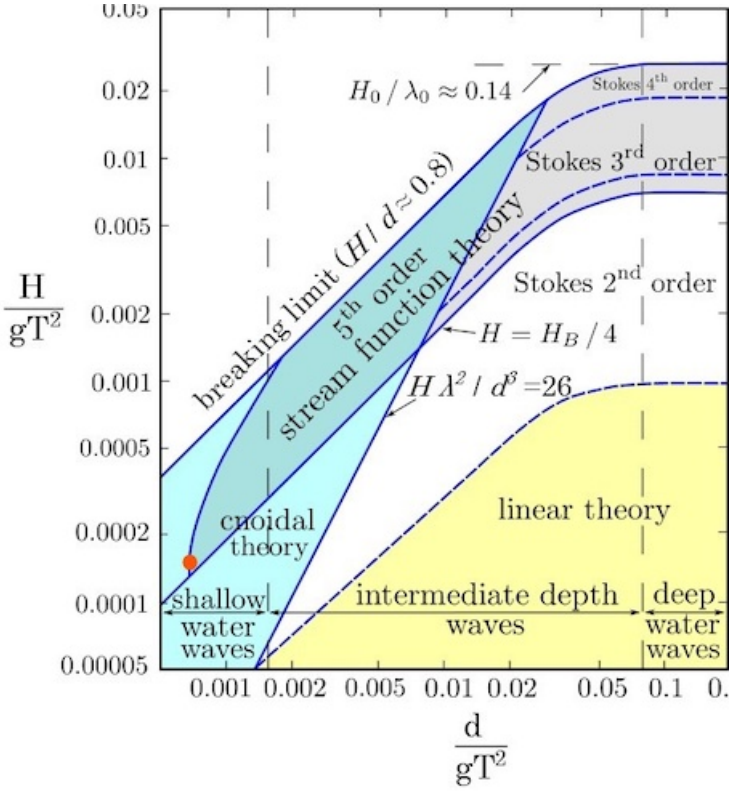


Figure 4. Domaine d'existence des différents types de houles. En fonction de la profondeur h, hauteur de la vague H, période temporelle de la vague τ et pesanteur g. [Source : Kraaiennest, CC BY-SA 3.0, via Wikimedia Commons]

Le domaine de validité des différents régimes de houles sont représentés sur la figure 4 en fonction de l'amplitude H et de profondeur d'eau d, rapportés à la période de l'onde T pour former les paramètres H/gT^2 et d/gT^2. Sachant que la longueur d'onde en eau profonde s'exprime comme $\lambda = gT^2/(2\pi)$ pour une onde sinusoïdale, ces deux paramètres comparent en fait respectivement la hauteur de houle et la profondeur à cette longueur d'onde. Le bas du graphique correspond à la limite linéaire des faibles amplitudes, où les ondes sont sinusoïdales.

3.1. Houle en eau profonde

La droite du graphique de la figure 4 correspond à l'eau profonde, pour laquelle des solutions mathématiques périodiques plus complexes ont été obtenues par le mathématicien **George Gabriel Stokes** déjà mentionné. Les ondes de Stokes du 2e, 3e, ou 4e ordre correspondent à des amplitudes croissantes, qui nous éloignent de plus en plus du cas sinusoïdal : les creux deviennent de plus en plus étalés, et les crêtes de plus en plus aigües, jusqu'à former un sommet anguleux (d'angle 120°). A ce stade l'onde devient instable et se brise par déferlement. Sa **courbure** représentée par le rapport H/λ atteint une valeur limite de l'ordre de 0.14, et au-delà de cette amplitude limite, il n'existe plus de houle périodique : elle déferle.

3.2. Houle en eau peu profonde

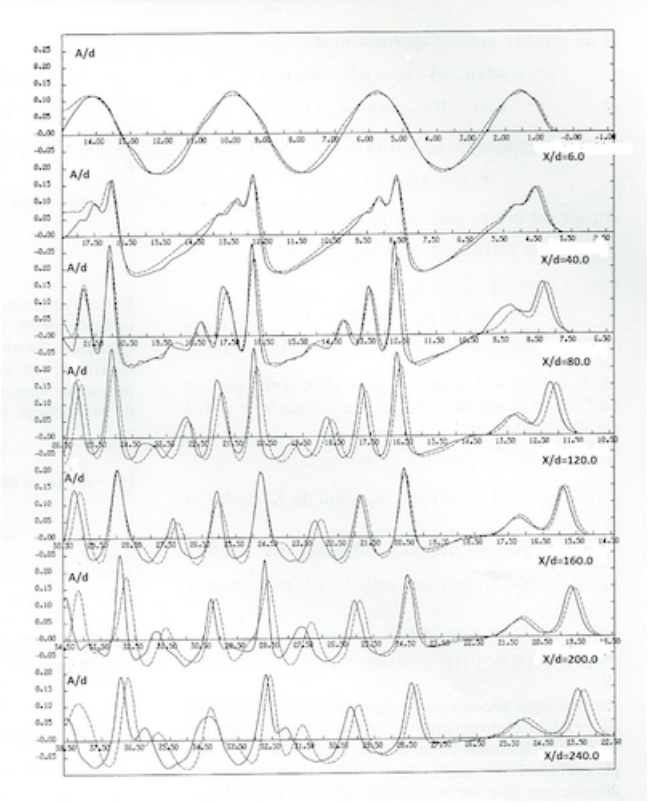


Figure 5. Houles non linéaires [Source : d'après Etude théorique et expérimentale des domaines de validité des théories d'évolution des ondes en eau peu profonde Seabra Santos F.J., Renouard D., Temperville A. Annales Geophysicae 1988,6]

Le domaine des houles en faible profondeur, correspond à la partie gauche de la Figure 4.

La Figure 5 (en trait plein) montre l'évolution d'une houle initialement sinusoïdale se propageant dans un **canal à houle à fond horizontal**. La hauteur d'eau est de d=10 cm, tandis que la hauteur de la houle initiale est H=2,5 cm et sa période T=4 secondes, ce qui donne une longueur d'onde de 4 mètres. La profondeur relative d/gT^2 est donc égale à 0.0006 et la hauteur relative H/gT^2 à 0.00015, ce qui est représenté par le point rouge sur la Figure 4. Ceci nous situe bien dans le domaine de l'eau peu profonde.

Chaque courbe en trait plein donne l'évolution temporelle de la dénivellation à différentes distances relatives x/d de l'origine où l'onde est produite par un batteur oscillant (comme celui représenté sur la Figure 1). Rapidement chaque période initiale se décompose en une suite de pics d'amplitude décroissante et de célérité décroissante. Ainsi le pic principal de chaque période peut rattraper les pics secondaires de la période précédente.

Les théories de Stockes, même aux ordres supérieurs, donnent une mauvaise représentation de ces phénomènes. Une meilleure représentation mathématique de la propagation des ondes en eau peu profonde fait appel à des équations non linéaires (**équations K D V**) qui portent le nom des scientifiques qui les ont étudiées : **Korteweg (1848-1941) et De-Vries**. Sur la Figure 5 une simulation numérique (en trait pointillé) de la propagation de la houle à l'aide de ces équations est en très bonne coïncidence avec les enregistrements.

4. Houle cnoïdale et ondes solitaires

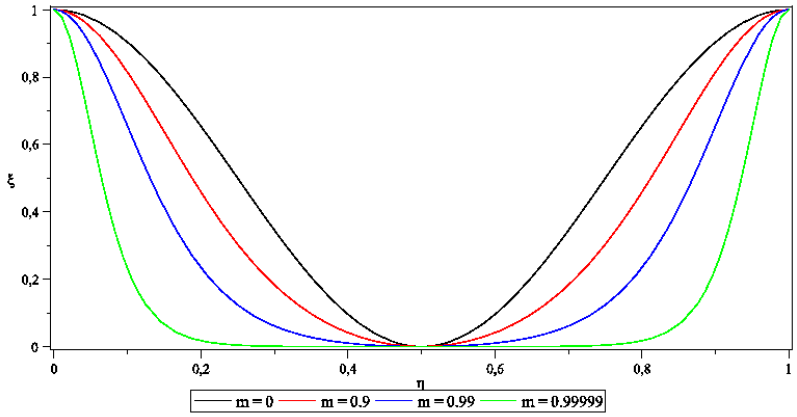


Figure 6. Différents profils d'ondes cnoïdales. Le paramètre m est calculé numériquement à partir de l'amplitude et de la période de l'onde [Source : Jojo V, CC BY-SA 4.0 via Wikimedia Commons]

Les équations K-D-V admettent des solutions périodiques appelées **« ondes cnoïdales »** [1] pour lesquelles leur asymétrie devient considérable, jusqu'à pouvoir former des pics isolés appelés « **ondes solitaires** ». On peut voir de tels profils sur la Figure 6. A très faible amplitude l'onde cnoïdale tend vers une onde sinusoïdale.

Les ondes solitaires ont la propriété remarquable de se former spontanément à partir de conditions initiales plus douces comme on l'a vu sur la Figure 5. Dans la nature c'est le cas d'un tremblement de terre en zone maritime qui génère au large une vague de *tsunami* de l'ordre du mètre. Celle-ci s'amplifie quand la profondeur d'eau au voisinage des côtes diminue et se décompose en un train d'ondes solitaires dont l'amplitude peut atteindre une vingtaine de mètres. De telles vagues deviennent alors dévastatrices et mortelles comme ce fut le cas au Japon avec 23 500 morts (2015) et en Indonésie avec plus de 200 000 morts (2004). (Lire : Tsunamis, les connaître pour mieux les prévoir)

5. Raidissement de la houle à l'approche d'une plage



Figure 7. Déviation et raidissement de la houle à l'approche de la côte. [Source : Surf Nature Alliance - DR]

Au cours de leur propagation les houles peuvent subir des modifications dues à la morphologie des côtes ou à la topographie des fonds. A la rencontre d'une paroi ou d'une côte abrupte, la houle subit une **réflexion**. Dans le cas d'un cap, la houle peut alors changer sa direction de propagation par le phénomène de **diffraction**, ce que l'on peut voir sur la Figure 7.

La houle est aussi déviée par un changement de profondeur, à cause du phénomène de **réfraction**. Ainsi à l'approche d'une plage, les lignes de crête ont tendance à suivre les lignes bathymétriques [2], comme on le voit sur la Figure 7. Cet effet est dû à la diminution de la célérité de la houle à plus faible profondeur. De façon analogue la lumière est déviée en entrant dans un milieu à fort indice de réfraction, où elle se propage moins vite.

La houle se raidit aussi de plus en plus à l'approche de la plage, jusqu'au **déferlement**. Cet effet est dû à la diminution de la

célérité de propagation à flux d'énergie constant, ce qui implique une augmentation de la densité d'énergie, et donc de la hauteur de vague, ainsi qu'une diminution de la longueur d'onde. A faible profondeur, la crête de l'onde se propage plus vite que les creux ce qui conduit au déferlement final.



Figure 8. Houles croisées au nord de l'ile de Ré [Source : Michel Griffon, CC BY 3.0, via Wikimedia Commons]

L'impact de la houle sur une plage entraîne alors une légère surélévation que l'on nomme le *run-up*, ce qui peut induire des courants de retour vers le large, source de danger pour les baigneurs.

Il peut arriver que des trains de houles arrivent de directions différentes et par interaction donnent **des houles croisées ou un état de mer dit « gaufré »**. La Figure 8 représente une mer gaufrée en eau peu profonde où les houles relativement régulières présentent un profil de type cnoïdal avec un creux plus allongé que la crête ; une légère réflexion au voisinage de la côte apparait.

Enfin, la houle est influencée par la morphologie côtière, mais **sculpte** aussi en retour le **rivage à long terme**, par l'érosion des côtes rocheuses et des plages, ainsi que par le dépôt de sédiments au gré des courants qu'elle induit.

6. Houles de mer et génération par le vent

Le vent qui souffle à la surface de la mer transfère une partie de l'énergie de l'atmosphère vers la surface de l'eau. C'est un phénomène de **frottement des couches d'air sur l'eau** qui crée des dépressions sur les crêtes et des surpressions dans les creux, ayant pour effet d'amplifier des vaguelettes initiales pour former un régime complexe de vagues de plus en plus longues et puissantes au fur et à mesure de leur propagation.

En eau profonde les paramètres mis en jeu sont la vitesse du vent, la longueur de la zone où souffle le vent appelée *fetch* et la durée pendant laquelle souffle ce vent. La profondeur d'eau aura aussi une influence si celle-ci est faible. Par exemple un vent qui souffle à 15 m/s pendant 10 heures sur un *fetch* de l'ordre de 100 km engendre des vagues de hauteur significative H_s (voir définition ci-dessous) de l'ordre de 3 m. Notons que la vitesse du vent croît avec la hauteur : la vitesse de référence, notée U_{10}, est celle mesurée à 10 mètres au-dessus de la mer (en position moyenne).

7. Houles irrégulières

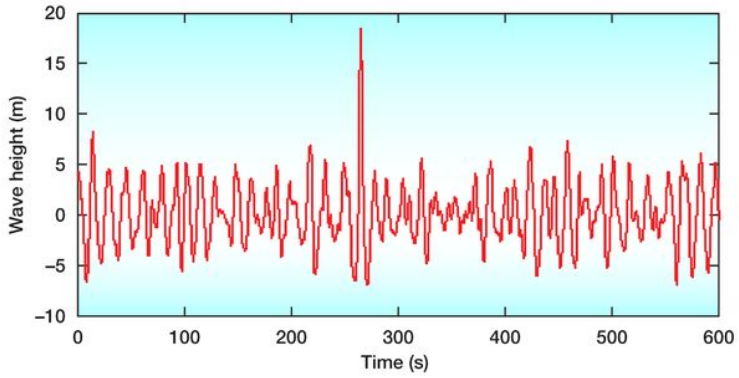


Figure 9. Enregistrement de houles irrégulières à la plateforme norvégienne Draupner [Source : adaptation - Ingvald Straume, CC BY-SA 3.0, via Wikimedia Commons]

En dehors de la zone de *fetch*, les vagues vont se **lisser** et devenir moins rugueuses, tout en gardant leur caractère de houles irrégulières (voir Figure 9).

Il y a deux façons de les analyser : l'**analyse statistique locale** et l'**analyse spectrale**.

7.1. Analyse statistique locale

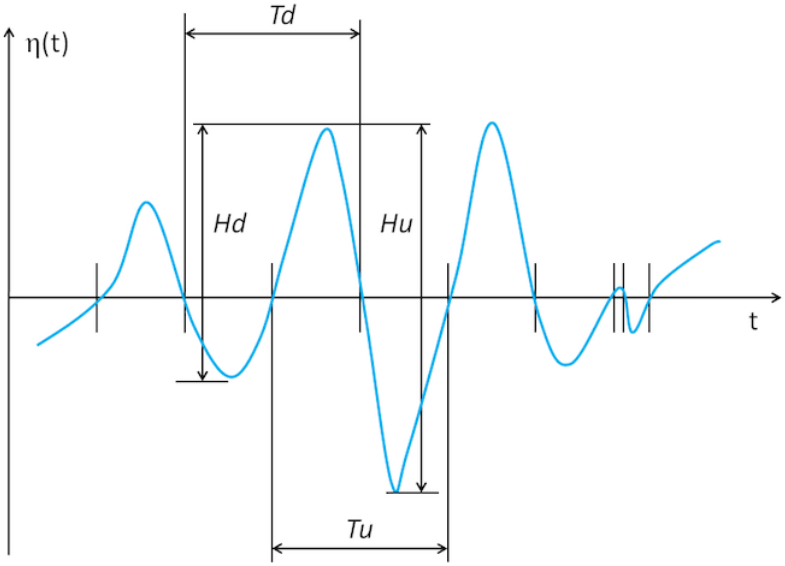


Figure 10. Estimation de la hauteur de vague [Source : Nielsen P, Coastal and estuarine Processes, Advenced Series on Ocean Engineering vol, 29, DOI:10.1142/9789812837134_0001]

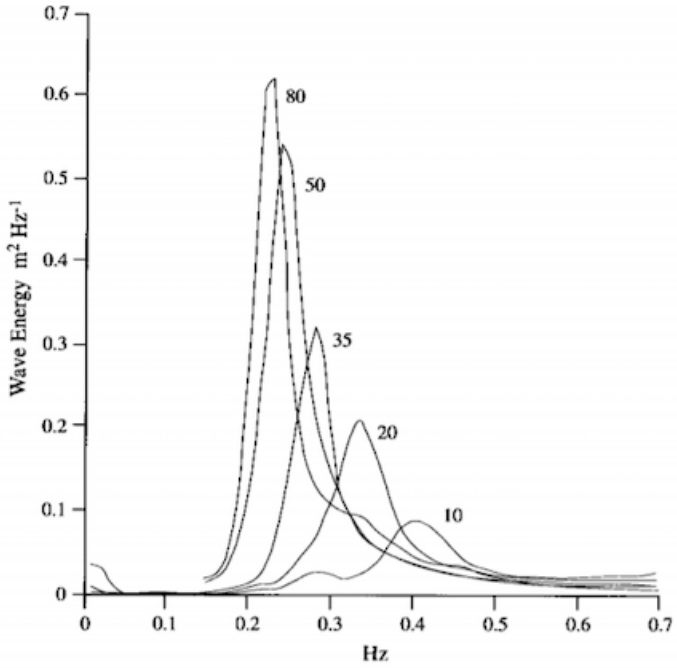
Le profil d'une houle réelle est en général très complexe. La hauteur totale et la période sont calculées en décomposant le profil en une succession d'ondes élémentaires. Il y a deux possibilités pour évaluer la hauteur (Figure 10) :

- la hauteur d'un creux à la crête suivante est dite *downcrossing* et notée H_d ;
- d'une crête au creux suivant c'est la hauteur *upcrossing* notée H_u.

Les valeurs moyennes de H_d et de H_u sont les mêmes et donnent une estimation de la hauteur total H. On fait de même pour la période avec T_d et T_u pour avoir une estimation de la période T.

Dans la pratique, on s'intéresse plutôt à ce que l'on appelle la hauteur significative H_s qui correspond à la **valeur moyenne des hauteurs du tiers des vagues les plus hautes** [3]. La météo marine donne H_s qui est calculé par modélisation numérique à partir du spectre de la houle, connaissant la vitesse du vent et le *fetch* (voir 7.2). Dans les zones côtières peu profondes le modèle intègre aussi la topographie du fond.

7.2. Analyse spectrale



Evolution of wave spectrum with fetch for offshore winds from 11.00–12.00 hours, 15 September 1968. The fetch, in kilometres, is shown adjacent to each spectrum

Figure 11. Spectres de houle pour différentes longueurs d'action du vent (fetch). [Source : rapport technique Hasselmaan et al. (1973), référence 4, Fig. 2.5 (p 33)]

L'analyse spectrale est une autre façon de décrire statistiquement un train de vagues. Il s'agit de représenter la distribution de l'énergie des vagues en fonction de la fréquence. Une des représentations spectrales les plus courantes est **la fonction spectrale dite de JONSWAP** dont le nom a pour origine l'analyse de données issues de mesures faites en mer au cours du projet *Joint North Sea Wave Project* [4]**.** Les courbes dépendent de paramètres représentant la vitesse du vent et le *fetch* qui sont à l'origine des vagues (Figure 11). On voit sur ces graphes que dans la zone d'action du vent, les vagues se renforcent progressivement en énergie (amplitude), tout en évoluant vers de plus basses fréquences, ce qui correspond à des vagues plus longues.

7.3. Vague scélérate

Il arrive parfois qu'une vague de très grande amplitude (deux à trois fois H_s), nommée **vague scélérate**, apparaisse au milieu d'un train de vagues. Les récits de ce phénomène observé par différents marins ont longtemps été mis en doute. Cependant les méthodes modernes d'enregistrement ont permis de confirmer cette réalité. Sur la Figure 9 apparait le signal d'une vague scélérate dont la hauteur est de l'ordre de **26 mètres** parmi un train de vagues d'amplitude significative H_s de 11,8 mètres. Cet enregistrement a été réalisé le 01/01/1995 sur la plateforme pétrolière Draupner au large de la Norvège. Une vague est qualifiée de scélérate quand elle apparait de façon isolée au milieu d'un train de vagues avec une amplitude de plus de 2 fois supérieure à l'amplitude significatrice de ce train. On estime que 22 cargos ont coulé entre 1973 et 1994 à cause de vagues scélérates, faisant des centaines de victimes [5].

L'origine d'une vague scélérate n'est pas encore bien comprise et pourrait être expliquée par des **interactions non linéaires** ou par **rencontre de trains de vagues** d'origines différentes. Cependant des scientifiques ont pu réaliser en laboratoire une expérience qui met en évidence une vague scélérate issue du croisement de deux trains de houles croisées faisant un angle de 120 degrés [6].

8. Energie houlomotrice

L'énergie cédée par le vent à la houle est-elle récupérable? C'est une question qui a pris toute son importance ces dernières années dans le cadre de la recherche des énergies renouvelables. Une formule d'approximation permet de chiffrer la puissance E (énergie apportée par seconde) par mètre linéaire de crête, $E=0.5H_s^2.T$ (kW/m). Environ 2% des 800 000 km de côtes mondiales ont une puissance énergétique moyenne supérieure à 30 kW/m, ce qui correspond à une puissance totale de l'ordre de 0.5 TW [7] , soit une production annuelle d'énergie électrique d'environ **2 000 TWh** (8% de la consommation mondiale) [8].

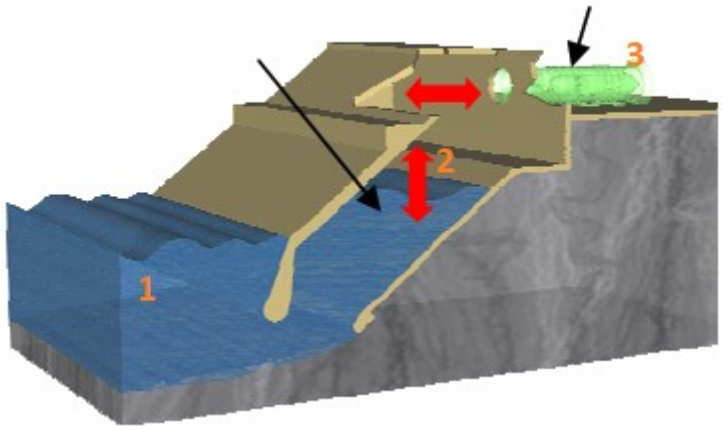


Figure 12. Dispositif à colonne oscillante LIMPET [MAC 04]. [Source : Hal archives ouvertes - société Wavegen]

Sachant qu'il n'est pas envisageable d'aménager toutes ces côtes, la contribution possible à la production électrique globale reste limitée, mais peut présenter un grand intérêt au **niveau local**, en particulier pour les nombreuses îles existantes de par le monde. Cela a entraîné ces dernières décennies l'élaboration de différentes techniques de récupération de cette énergie. Des projets ont été réalisés ou sont en cours de réalisation pour tester la rentabilité de ces techniques et plusieurs centaines de brevets ont été déposés. L'insertion dans des aménagements de protection du littoral présente des opportunités particulièrement attractives.



Figure 13. Centrale houlomotrice de Mutriku par BiMEP. www.bimep.com [Source : © Energy Agency of the Basque Government (EVE)]

Certains projets sont basés sur le principe de la **colonne d'eau oscillante**. Ce type d'installation (Figure12) comprend un caisson en béton immergé dans l'eau, ouverte à la mer vers le bas (1) et dont la surface libre à l'intérieur est en contact avec un volume d'air(2). Le mouvement alternatif du niveau de la mer entraîne une compression puis une décompression de l'air à l'intérieur du caisson et actionne ainsi une turbine(3) qui produit l'électricité.

Un prototype pré-commercial a été construit à Mutriku dans le golfe de Gascogne par l'agence basque de l'énergie et mis en service en 2011. Cette centrale houlomotrice de puissance 300 kW est incorporée dans un brise-lame (Figure 13).

9. Message à retenir

Les vagues sont **générées par le vent** dans la zone de *fetch* ;

En dehors de la zone de *fetch*, les vagues se **lissent** pour donner des **houles** plus ou moins régulières ;

Au voisinage du littoral, les **houles se déforment** sous l'influence des variations de bathymétrie et de morphologie de la côte ;

Dans les zones littorales, en combinaison avec les courants les houles ont une importance fondamentale sur le **transport sédimentaire** ;

L'énergie des vagues peut être en partie récupérée.

Notes et références

Image de couverture. [Source : VIGNA christian, CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons]

[1] Ces solutions font intervenir les fonctions elliptiques de Jacobi notées cn, d'où l'adjectif « cn-oïdal ».

[2] Lignes d'égale profondeur, équivalentes aux lignes de niveau pour les reliefs (du grec ancien *bathys* signifiant « profond »)

[3] Cette hauteur H_s donnée par les bulletins météo est environ 4 fois l'écart type de la déviation verticale de surface η (l'écart type est la racine carré de la moyenne de η^2). La relation précise entre ces deux quantités est cependant complexe et dépend des conditions de vent.

[4] Hasselmann et al. (1973) *Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Ergnzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe*, A(8) (Nr. 12), p.95.

[5] https://fr.wikipedia.org/wiki/Vague_sc%C3%A9l%C3%A9rate

[6] Allister et al. (2019) *Laboratory recreation of the Draupner wave and the role of breaking in crossing seas*, J. Fluid Mechanics 860, 767-786.

[7] Le terawatt (TW) est une unité de puissance qui correspond à 10^{12} watts soit un milliard de kilowatts. Un TWh est l'énergie totale apportée par 1 TW pendant une heure (soit 3600 terajoules).

[8] www.irena.org/Publications/2014/wave-énergie

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - www.univ-grenoble-alpes.fr

Pour citer cet article: **Auteur :** TEMPERVILLE André (2021), Vagues et houles, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=13470

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.
