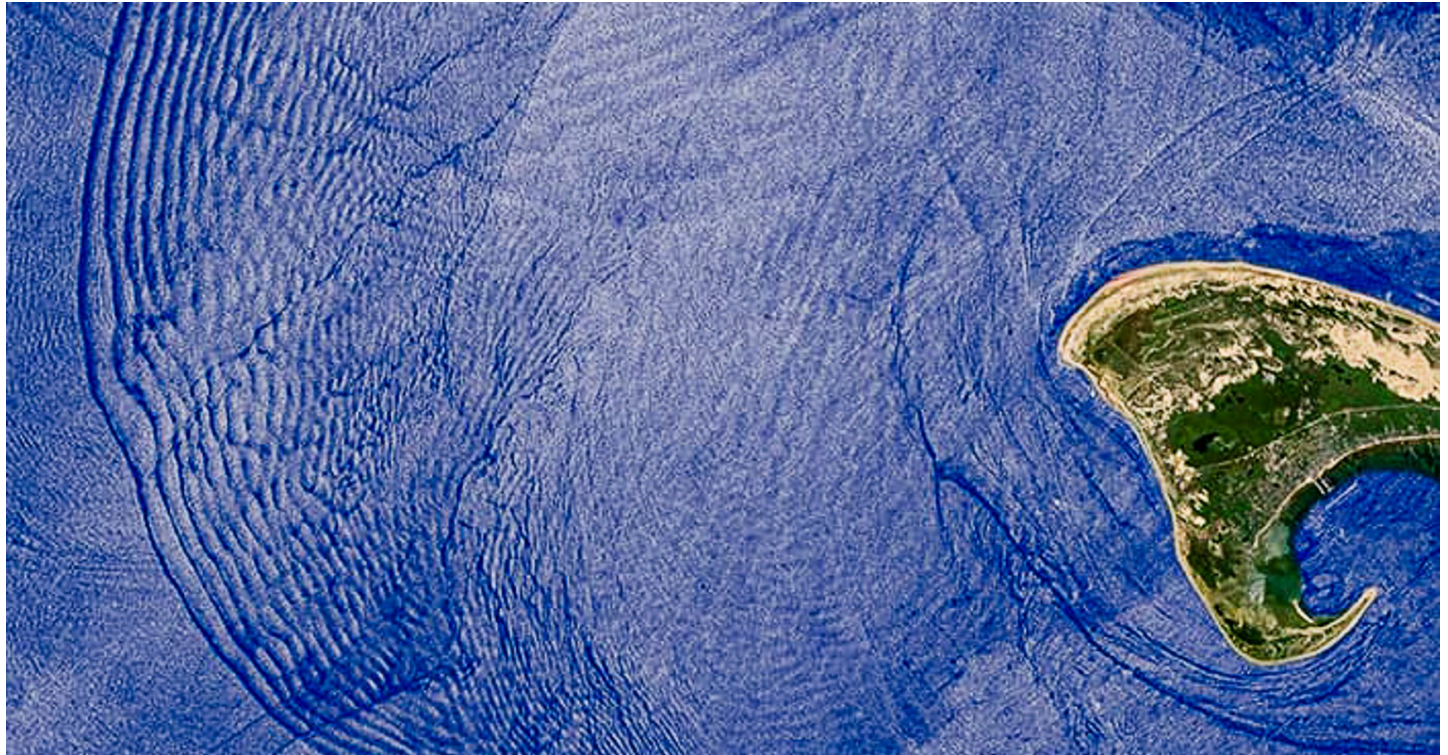


# Les ondes internes, des vagues sous la surface de la mer

**Auteur :**

**LI Jiachun**, Membre de l'Académie chinoise des sciences et chercheur à l'Institut de mécanique de l'Académie chinoise des sciences.

28-05-2026



*Les ondes ne se limitent pas à la surface de la mer. Elles se propagent dans les profondeurs océaniques sous forme de perturbations des couches de densité définies par les profils verticaux de température et de salinité. Ces ondes dites « ondes de gravité internes » présentent des amplitudes plus importantes (jusqu'à 300 m) et des fréquences plus basses que les ondes de surface océaniques en raison de leur force de rappel réduite. Elles sont généralement générées par des rafales de vent et par le soulèvement des courants océaniques au-dessus de la topographie des fonds marins. Ainsi, les monts sous-marins isolés, les dorsales médio-océaniques et les pentes continentales peuvent être des sources d'ondes internes dans des conditions appropriées. Les ondes internes se manifestent sous la forme de marées internes périodiques, mais se dispersent également sous la forme d'une superposition aléatoire de vagues à petite échelle. L'activité des ondes internes présente des risques pour la sécurité des structures maritimes, contribue au bruit de fond dans les canaux acoustiques sous-marins et agit comme un mélangeur des eaux profondes. Les ondes internes sont donc impliquées dans de nombreux domaines des sciences et de l'ingénierie marines.*

## 1. Des vagues sous-marines géantes

En raison de la dilatation, l'eau chaude est plus légère que l'eau froide ; elle reste donc près de la surface. De plus, l'eau salée est plus dense que l'eau douce, de sorte que la densité dépend à la fois de la température et de la salinité. Dans une configuration stable, les couches d'eau sont **classées par densité**, laquelle augmente continuellement avec la profondeur. Les gradients de densité verticaux sont souvent concentrés dans une zone appelée pycnocline, séparant deux couches de densité quasi-uniforme : une couche supérieure plus légère et une couche inférieure plus dense. Des ondes peuvent se propager le long de cette interface

de manière très similaire aux ondes de surface. Dans le cas plus général d'une stratification continue, les ondes peuvent également se propager dans une direction inclinée par rapport à l'horizontale.

Comme les ondes internes se produisent à l'intérieur de la masse d'eau, leur existence n'est pas facilement perceptible, ce qui rend leur observation et leur étude entourées d'un voile de mystère. Lors d'une expédition arctique en 1893, le célèbre scientifique et explorateur polaire norvégien Fridtjof Nansen a observé que son navire de recherche, le Fram, avait soudainement ralenti au nord de la Sibérie. Cela s'est produit près de la côte de la péninsule de Taymyr alors que le navire naviguait dans une zone d'eau douce formée par la fonte des glaces, flottant sur l'eau de mer sous-jacente. Son rapport [1] a constitué la première description scientifique d'un phénomène appelé « **eau morte** ». Celui-ci avait toutefois déjà été mentionné auparavant dans les récits de marins.

Le phénomène a été expliqué en 1904 par l'océanographe et physicien suédois Vagn Walfrid Ekman dans sa thèse de doctorat [2] : il est dû à la formation de vagues à l'interface de densité entre l'eau salée et l'eau douce. Dans des conditions favorables, le sillage produit à cette interface peut avoir une amplitude bien supérieure à celle du sillage de surface habituel, ce qui entraîne une dépense d'énergie considérable et des difficultés à avancer. Il s'agit là d'une des premières découvertes des ondes internes dans l'océan.

### Film court [Phénomène d'eaux mortes à deux couches](#)

Ekman a pu reproduire le phénomène en laboratoire, dans une expérience reproduite avec des outils modernes dans le film ci-dessus. En 1847, le physicien britannique George Gabriel Stokes avait déjà proposé la théorie des ondes interfaciales entre deux couches [3], une généralisation directe de ses travaux fondateurs sur les ondes de surface. En 1883, Lord Rayleigh a étudié le cas de la stratification continue, où les ondes peuvent se propager dans une direction inclinée par rapport à l'horizontale.



*Figure 1. Ondes de gravité internes au-dessus des montagnes visualisées par des nuages lenticulaires [Source photo © Alain Herrault].*

Les ondes internes sont également observées dans l'atmosphère sous la forme de vents oscillant verticalement en aval d'une montagne. Ce phénomène est bien illustré par les nuages lenticulaires, comme le montre la figure 1. Ces ondes se renversent et se brisent souvent, produisant des zones de turbulence semblables aux vagues sur une plage. C'est l'une des sources de turbulence en air clair rencontrées par les avions.

Dans le cas des ondes sous-marines, peu de progrès ont été réalisés pendant une longue période en raison de la difficulté d'observation. Dans les années 1960, les avancées en matière de détection ont facilité la recherche théorique et appliquée sur les ondes internes. La société Exxon a découvert dans les années 1970, après quatre mois d'observations et à la suite d'opérations de forage dans la mer d'Andaman (Océan Indien), que la mer pouvait présenter des vitesses d'écoulement pouvant atteindre 1,8 m/s. Des images satellites ultérieures ont montré que des ondes internes avaient traversé la zone [4]. Ces images, présentées à la figure 2, sont obtenues grâce à une technique appelée radar à synthèse d'ouverture (SAR). Cette technique explore la capacité de la surface de la mer à diffuser les ondes radio réfléchies, qui dépend elle-même de la rugosité de la mer. Les courants marins associés aux ondes internes perturbent la propagation des ondes de surface, dont la texture fournit ainsi une empreinte des ondes internes.

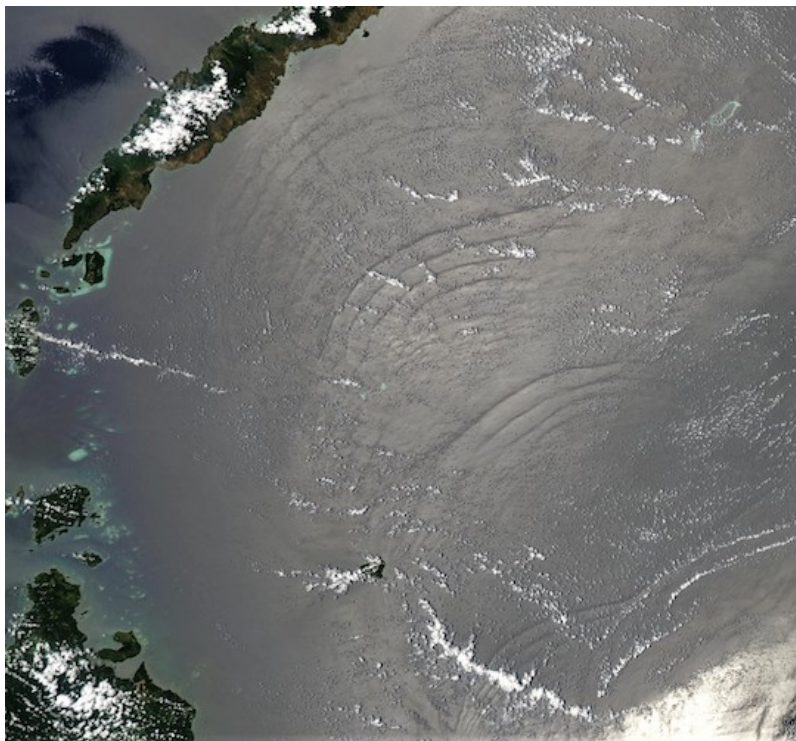


Figure 2. Marée interne mise en évidence par son impact sur la rugosité de la surface de l'océan. Mer de Sulu, entre les Philippines et Bornéo. La distance entre deux trains d'ondes, générés à 12 heures d'intervalle, est d'environ 100 km, tandis que la distance entre les crêtes est de l'ordre de 10 km. [Source : image Jacques Descloitres, MODIS Land Rapid Response Team au GSFC de la NASA, NASA, domaine public]

La société Amoco a également observé des marées internes en mer de Chine méridionale, c'est-à-dire des ondes internes induites par les courants de marée traversant la topographie du fond marin. Par conséquent, la puissance de ces ondes sous-marines cachées ne doit pas être prise à la légère.

Pourquoi les mêmes facteurs externes qui ne provoquent que de faibles perturbations à la surface de l'océan peuvent-ils déclencher d'énormes vagues dans l'océan ? La différence de densité (ou différence de gravité et de flottabilité) dans l'océan stratifié est bien plus faible que celle entre l'atmosphère et l'eau de mer. Par conséquent, la force de rappel, qui est proportionnelle à cette différence de densité, est considérablement réduite à environ 0,1 % de celle des vagues de surface. Cette réduction entraîne une augmentation de l'amplitude des vagues, laquelle peut atteindre plus de 100 mètres, soit 20 à 30 fois celle des vagues de surface. La période d'oscillation des vagues internes varie de quelques minutes à plusieurs dizaines d'heures. Les longueurs d'onde varient généralement de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Les ondes internes sont donc d'énormes vagues sous-marines. Pour la même raison, ces ondes internes se propagent lentement, avec une vitesse de phase de l'ordre de 1 m/s, tandis que la vitesse du courant induit peut atteindre 2 m/s.

## 2. Stratification de la densité de l'océan

La compréhension de la structure stratifiée de l'océan en fonction de la densité est une condition préalable à l'étude du mécanisme de formation des ondes internes. Les effets de la salinité se limitent à des zones spécifiques, tandis que la densité de l'eau est plus généralement déterminée par la température. L'océan peut être globalement divisé en trois couches verticales. La **couche de mélange supérieure** (UML), d'une épaisseur typique de quelques dizaines de mètres, est fortement mélangée par le cisaillement du vent et le déferlement des vagues de surface. Le mélange turbulent au sein de cette couche entraîne une distribution de température quasi uniforme. Au niveau du fond marin, la **couche limite de fond** (BBL), d'une épaisseur d'environ 10 mètres, est mélangée de manière similaire par la turbulence due au cisaillement des courants. Entre ces deux couches se trouve une région relativement calme à l'intérieur de l'océan. Dans cette région, les couches de densité subissent de légères oscillations dues aux ondes internes, mais la turbulence est produite de manière sporadique par le processus de déferlement des ondes [5], un peu comme le déferlement des vagues de surface.

Entre la couche de mélange supérieure et les eaux profondes, il existe une **thermocline** présentant un écart de température important (d'où un gradient de densité marqué) qui empêche pratiquement tout transfert d'impulsion, d'énergie et de masse entre les masses d'eau supérieures et inférieures. Il existe deux types de thermoclines, comme indiqué ci-dessous :

**La thermocline permanente** : sa profondeur (environ 100 à 800 mètres) et son intensité ne varient pas avec les saisons, mais

dépendent de la latitude. Près de l'équateur, la thermocline est moins profonde et plus intense ; elle devient plus profonde et moins intense aux latitudes plus élevées, et peut même disparaître dans la région arctique.

**La thermocline saisonnière** : elle se forme en été et en automne sous l'effet du réchauffement solaire direct, avec des profondeurs d'environ 100 mètres, comme le montre la figure 3 (Lire [Le milieu marin](#)).

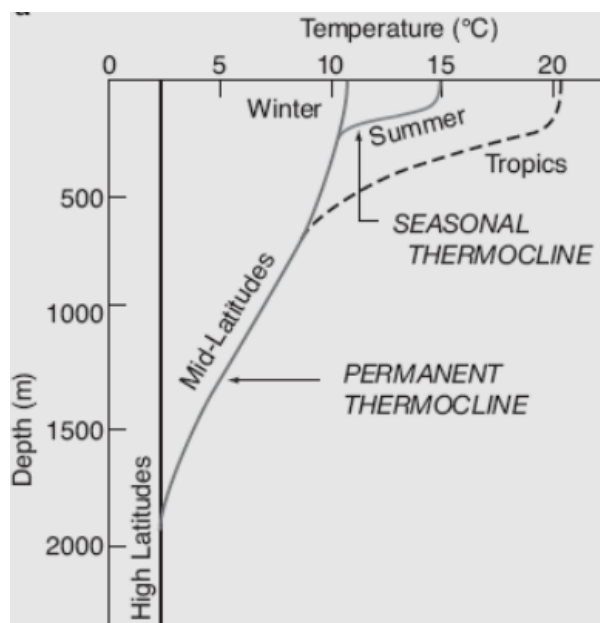


Figure 3. Structure stratifiée en fonction de la densité dans l'océan, présentant des thermoclines saisonnières et permanentes majeures. [Source [Welcome1To1The1Jungle at English Wikipedia, CC BY 3.0, via Wikimedia Commons](#)]

La thermocline a tendance à s'étendre vers le bas par un processus de mélange provenant de la couche de mélange supérieure sous l'effet de la force du vent, du réchauffement et du refroidissement. Cette extension vers le bas est en moyenne compensée par une lente remontée due à la circulation océanique. Les profondeurs océaniques sont en effet en permanence remplies d'eau froide provenant des régions polaires, comme nous le verrons dans la section 7.

Grâce à l'amélioration de la précision des mesures, d'autres **microstructures** lamellaires de densité ont également été découvertes dans la thermocline et les eaux profondes. Leur épaisseur est de 2 à 10 m et leur extension horizontale de 2 à 20 km. Le mécanisme de formation de ces couches microstructurales irrégulières doit encore être approfondi. Il pourrait être attribué à l'interaction entre différentes masses d'eau et à la rupture d'ondes internes à petite échelle.

### 3. Détection et répartition spatio-temporelle des ondes internes

L'observation par satellite à l'aide d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR) permet une visualisation globale des configurations des vagues grâce à la houle associée, comme le montre déjà la figure 3. Il convient de noter que la houle peut également être observée directement par la diffusion de la lumière solaire, mais le SAR est très sensible et n'est pas affecté ni par les nuages ni par la lumière du soleil, ce qui en fait le principal moyen de détection. Cependant, il ne fournit pas de mesure quantitative de la structure des vagues.

Les enregistrements temporels provenant de réseaux de bouées, de plates-formes océaniques fixes et de navires de recherche fournissent des informations plus précises à des emplacements particuliers. Les profils de densité verticaux sont fournis par des chaînes de capteurs de température/salinité, tandis que le profil de vitesse associé est mesuré par son influence sur la propagation des ultrasons, à l'aide de profileurs acoustiques de courant Doppler (ADCP).

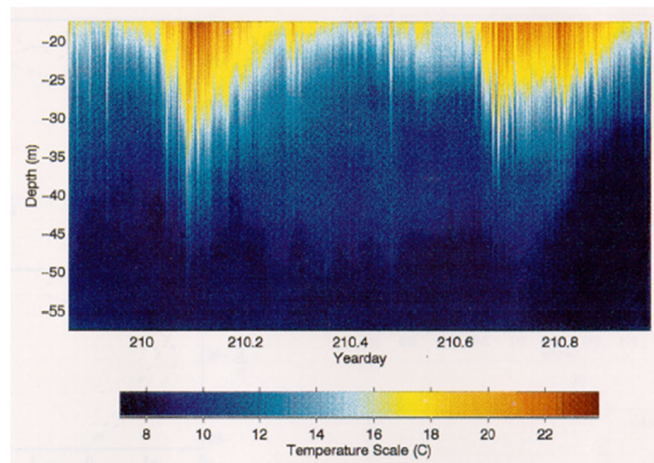


Figure 5. Variation de la température des solitons sur une journée dans la mer de Blight, près de New York, pendant l'été. Les pics correspondent à des ondes solitaires individuelles ; les grands groupes correspondent à des modulations semi-quotidiennes liées aux marées. La température de l'eau de mer varie lentement au passage des crêtes et des creux, ce qui est caractéristique du comportement des « solitaires ». [Données fournies par J. Lynch ; Source : Apers W., Heng WC. et Lim H., 1997, Droits réservés]

Depuis 1960, des traces d'ondes internes ont été successivement détectées dans les eaux océaniques à l'aide de ces différents capteurs, favorisant ainsi l'étude des ondes internes. La télédétection et les observations sur site menées par divers pays à bord de la station spatiale ERST/LAND STAT-1 ont permis de cartographier la distribution mondiale des ondes internes. Il a été constaté que la plupart des ondes internes se produisent dans les régions marginales des océans où la stratification, la topographie et les courants océaniques sont propices. Ces courants sont principalement générés par les marées (Lire [Les marées](#)) et **les marées internes** qui en résultent se propagent à une vitesse typique de 1 m/s. Avec une période de 12 heures, leur longueur d'onde est généralement de 50 km. Cependant, elles ont tendance à se concentrer en trains **d'ondes solitaires** dont la longueur est réduite à l'échelle du kilomètre, comme nous le verrons dans la section suivante.

L'une des zones les plus actives en matière de marées internes se situe dans la partie nord de la mer de Chine méridionale, dans le détroit de Luzon. Plusieurs facteurs contribuent à cette prévalence. Parmi ceux-ci figurent la thermocline saisonnière qui se développe au printemps et en été, la topographie s'approfondissant progressivement du sud-est vers le nord-ouest, et les voies navigables étroites dans l'est des Philippines. L'interaction entre les marées barotropes et la topographie complexe génère de grandes vagues ou des vagues de division [6].

Les eaux océaniques où se produisent des ondes internes peuvent s'étendre jusqu'au détroit de Béring dans l'Arctique et à la mer de Weddell dans l'Antarctique. Outre les mers marginales, des ondes internes peuvent être générées à partir de monts sous-marins ou de dorsales isolés. Elles sont observées de manière notable au nord des Açores sur la dorsale médio-atlantique, et au nord-est des îles Bismarck-Salomon dans le Pacifique Sud. Les premières sont causées par le passage du courant du golfe du Mexique sur la dorsale sous-marine, tandis que les secondes sont attribuées à la présence de seuils entre les îles Bismarck et Salomon [7].

Il convient de noter qu'outre ces sources topographiques organisées, les ondes internes sont produites de manière aléatoire par les fluctuations du vent qui entraînent les courants de surface. Il en résulte un spectre continu d'ondes internes qui remplit l'ensemble de l'océan, mais qui est particulièrement actif après les tempêtes. Ce forçage éolien est également important dans les lacs. La période propre du mouvement de ballotement interne est souvent proche d'un jour, ce qui le rend sujet à une excitation résonante par la période quotidienne du vent thermique.

## 4. Diverses formes d'ondes internes

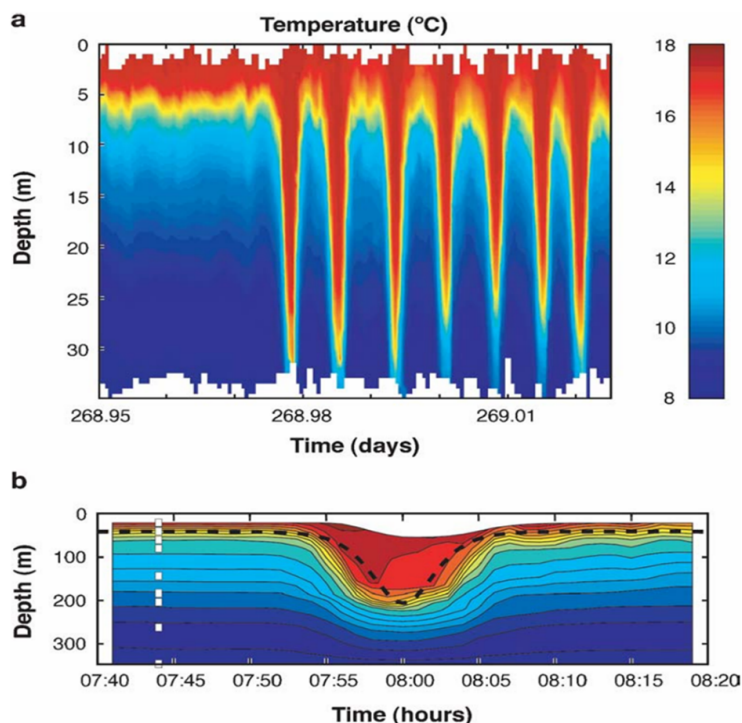


Figure 6. Ondes internes de grande amplitude observées à l'aide d'un réseau de thermistances fixes (a) La partie avant d'une onde solitaire observée à une profondeur de 147 m au large de la côte de l'Oregon [Source : Stanton & Ostrovsky 1998, Droits réservés]. Les couleurs de la figure suivent l'échelle de température pour indiquer la température ; (b) Une seule grande vague à une profondeur de 340 m dans le nord-est de la mer de Chine méridionale [Source : Duda et al. 2004, Droits réservés], avec des intervalles isothermes de 1 °C. Les carrés blancs indiquent les positions des thermistances. La ligne pointillée épaisse représente une onde solitaire par rapport à la structure de stratification de fond. [Source : Karl R. Helfrich & W. Kendall Melville, 2006 [14], Droits réservés]

Les ondes internes peuvent prendre une grande variété de formes, à l'instar des ondes de surface. Elles peuvent se propager sous forme d'ondulations sinusoïdales douces de faible amplitude, ou prendre des formes spécifiques associées à des effets non linéaires à forte amplitude (Lire [Vagues et houles](#)). Un processus remarquable est la formation de trains **d'ondes solitaires** par l'accentuation des marées internes, initialement produites lorsque les courants de marée passent au-dessus de la topographie [8]. Ceci est illustré à la figure 6.

En 1834, le scientifique écossais John Scott Russell a observé une vague étonnante s'élevant de la surface de l'eau devant un navire dans un canal. Elle prend la forme d'une élévation isolée qui se propage sur une longue distance sans changer de forme. Ceci est remarquable car une telle bosse isolée est généralement décrite comme une superposition de différentes longueurs d'onde, chacune se propageant à une vitesse différente. Cela devrait entraîner une division de la bosse en trains d'ondes. Cet effet de dispersion est en fait compensé par une accentuation due à des effets non linéaires, qui déterminent la forme stable de cette onde dite solitaire.

Cette observation initiale de Russell a longtemps été ignorée, et son importance n'a été reconnue qu'au milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Elle est désormais reconnue comme un processus fondamental ayant de profondes implications en mathématiques et en physique. La division des vagues de marée en un train de solitons, aujourd'hui bien comprise fait l'objet d'une théorie [9].

## 5. Risques pour la sécurité liés aux ouvrages maritimes

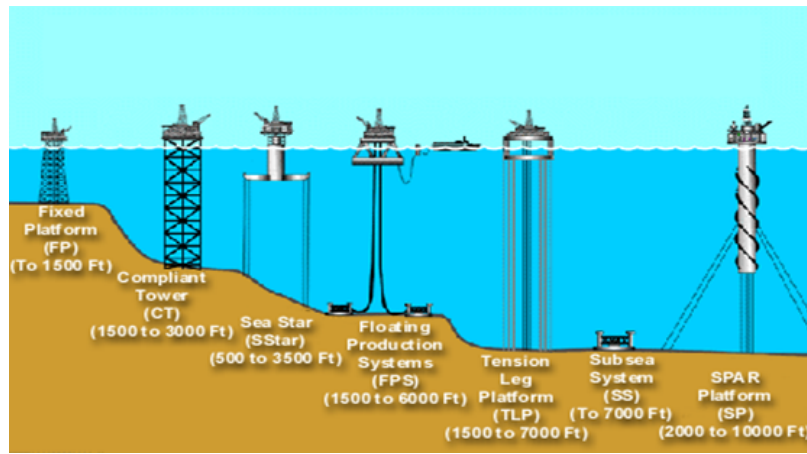


Figure 7. Différents types de plates-formes océaniques : plate-forme fixe, tour flexible, Sea Star, système de production flottant, plate-forme à pieds tendus, système de fond marin, plate-forme SPAR [Source Droits réservés]

Afin de répondre aux besoins énergétiques, la première plate-forme offshore a été mise en service dans la baie du Mexique en 1947. Au cours des décennies suivantes, plus de 1 000 plates-formes offshore ont été construites dans le golfe du Mexique, en Europe du Nord, en Afrique de l'Ouest, en Amérique du Sud, en mer de Chine méridionale et dans d'autres régions. La profondeur de l'eau variant de quelques dizaines à 3 000 mètres, les plates-formes vont des modèles à jacket aux modèles flottants, en passant par les modèles souples (voir figure 7). Dans l'environnement océanique hostile caractérisé par le vent, les vagues et les courants, les charges externes auxquelles les plates-formes sont soumises doivent être prises en compte pour assurer la sécurité des plates-formes et du personnel en service. Les charges dues aux ondes internes constituent l'un des facteurs les plus importants [10].

L'analyse du champ d'écoulement des ondes internes permet de tirer les conclusions suivantes : un cisaillement se produit au-dessus et au-dessous de la pycnocline. La différence de densité entre les couches supérieure et inférieure de la pycnocline influence ses propriétés : une différence de densité plus importante conduit à une pycnocline plus mince et à un cisaillement plus fort. Cette conclusion a été validée par des observations dans le canal de Messine, situé à proximité de la Sicile, en mer Méditerranée.

Les ondes internes constituent également un danger pour la sécurité des véhicules sous-marins. On a enregistré des cas de véhicules sous-marins tombant au fond de l'océan, et l'enquête a conclu que la raison en était que le véhicule avait rencontré une forte onde interne. Une force verticale spectaculaire l'a entraîné vers le fond de l'océan, où il n'a pas pu résister à la pression extrême et s'est brisé en morceaux. Par conséquent, l'équipage des véhicules sous-marins doit toujours être vigilant pour éviter les ondes internes, afin d'ajuster l'équilibre de la coque assez tôt et d'éviter les accidents.

## 6. Source de bruit de fond dans le canal acoustique sous-marin

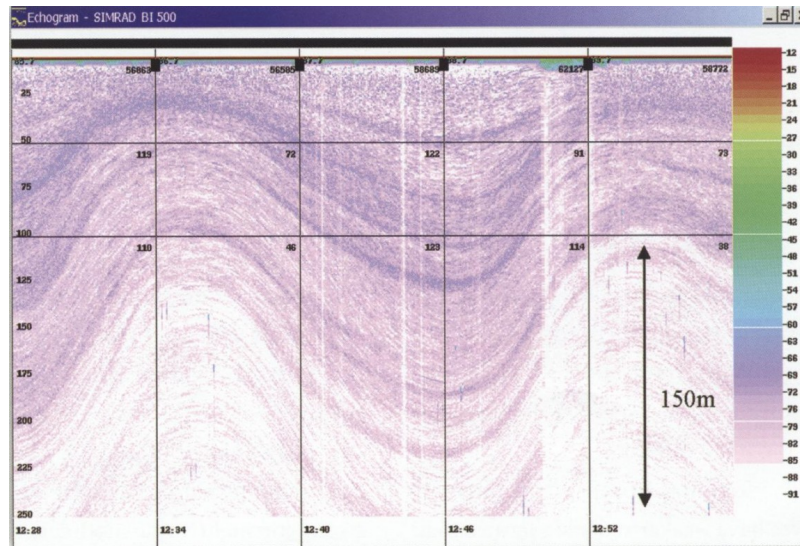


Figure 7. Échogramme spectaculaire de la colonne d'eau obtenu à l'aide d'impulsions sonores verticales (fréquence de 38 Hz) émises depuis un navire en attente. À chaque impulsion sonore, le son est rétrodiffusé par des couches de plancton ou des bancs de poissons, dont la profondeur est déduite du temps de retard des échos. La profondeur est exprimée en mètres sur l'échelle verticale, tandis que l'heure de l'impulsion est indiquée en heures et en minutes sur l'échelle horizontale. L'échelle de couleurs représente l'intensité des échos exprimée en décibels. Cela permet de visualiser l'oscillation verticale locale de la masse d'eau provoquée par le passage d'une onde interne. L'amplitude de l'onde (du pic au creux) dépasse 100 m. Observation dans le détroit de Lombok par la campagne indonésienne « 2005 INSTANT ». [Source : figure reproduite à partir de Susanto et al., réf. [11], licence CC CA 4.0]

Le taux d'atténuation par absorption du son sous-marin peut être inférieur à 0,1 dB/km (à 1 kHz), ce qui signifie que la puissance diminue d'un facteur 10 sur 100 km. C'est au moins 1 000 fois moins que pour les ondes électromagnétiques, ce qui fait des ondes sonores le moyen de détection sous-marine le plus privilégié. Après le naufrage du Titanic en 1912, des scientifiques américains ont inventé un instrument permettant de détecter des cibles sous-marines grâce à des échos sonores. En 1914, un iceberg sous-marin a été détecté à 3 000 m de distance. Avec l'invention des transducteurs piézoélectriques, combinée à la technologie d'amplification par tubes électroniques, l'utilisation du son sous-marin pour la détection à longue distance est devenue opérationnelle. Pendant la Première Guerre mondiale, le physicien français Paul Langevin a mis au point le sonar, ouvrant la voie à l'acoustique sous-marine moderne. Cette technologie a été largement appliquée à la détection des navires, des poissons, de la profondeur de l'eau, du relief et des gisements de pétrole [11],[12].

Outre l'absorption, l'intensité des ondes diminue en raison de leur dispersion géométrique. Ce processus est toutefois atténué par un phénomène de **canalisation des ondes** similaire au guidage de la lumière dans les fibres optiques. En effet, la vitesse du son dépend de la température et de la pression de l'eau de mer, ce qui entraîne une déviation des ondes par réfraction. Dans la thermocline principale, qui s'étend de la surface de l'eau jusqu'à une profondeur de plusieurs centaines de mètres, la vitesse du son diminue avec la profondeur, en raison de la baisse de température. À des profondeurs encore plus grandes, la température devient presque uniforme et l'effet de la pression domine, ce qui entraîne une augmentation de la vitesse du son avec la profondeur. La vitesse du son atteint donc un minimum sous la thermocline, qui piège les ondes sonores par réfraction. Les ondes sonores peuvent parcourir de longues distances le long de ces canaux de guidage, et la distance de détection peut dépasser plusieurs milliers de kilomètres.

Les ondes sonores fournissent de nombreuses informations sur la cible qui, elle-même, peut émettre du son, ou simplement réfléchir le son incident. Ce dernier cas correspond à **la détection active**, par opposition à **la détection passive**. Le signal de réflexion dépend de la forme de la cible, de ses propriétés élastiques et de sa vitesse. Cette dernière peut être mesurée par le décalage de fréquence induit du son réfléchi par rapport au son incident (décalage Doppler).

En détection active, les caractéristiques spectrales du son émis fournissent de nombreuses informations. Les vibrations des pales causées par l'écoulement de l'eau émettent des sons à des fréquences spécifiques (spectre linéaire), tandis que le processus de cavitation émet du bruit sur une large bande de fréquences, avec un pic spectral dans l'intervalle 100-1000 Hz.

Le signal acoustique est perturbé par le bruit de fond et les effets de réverbération le long des lignes de propagation. Les ondes internes ont une forte influence à cet égard. Elles peuvent multiplier par 10 l'intensité du signal. Cela peut être utilisé pour explorer les propriétés des ondes internes régulières et aléatoires.

## 7. Un « agitateur » de mélange en eaux profondes

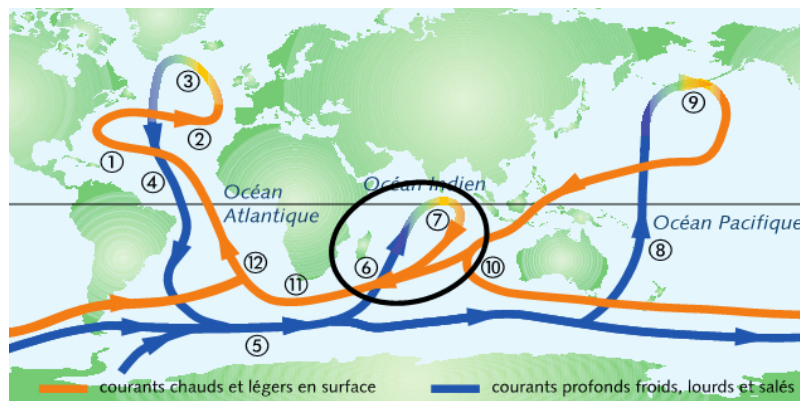


Figure 8. Circulation thermohaline globale à travers les océans. Couleur orange pour le courant de surface (eau chaude), couleur bleue pour le courant de fond (eau froide). Les chiffres permettent d'identifier divers tronçons : exemple de la zone entourée d'un cercle noir (6 et 7) avec la remontée en surface de la circulation thermohaline dans l'Océan indien. [Source figure reproduite de R. Moreau. *L'air et l'eau*, Ed. EDP Sciences, Coll. : Grenoble Sciences, 306 p., avec la permission de l'éditeur] ; voir aussi l'article [La lente et puissante circulation océanique](#).

Le mouvement horizontal des courants océaniques est entraîné par la force du vent, tandis que les effets de la gravité jouent un rôle dans la **circulation thermohaline** (Figure 8). Cette dernière implique la descente d'eau dense dans les régions polaires, en particulier dans le détroit du Danemark entre l'Islande et le Groenland. Cette descente est alimentée près de la surface par le Gulf Stream, qui a acquis un excès de salinité par évaporation lors de son passage dans les régions tropicales. Cette eau entrante acquiert ainsi un excès de densité après avoir été refroidie au contact de l'atmosphère dans la mer Arctique, ce qui lui permet de descendre vers les profondeurs de l'océan.

Il en résulte une boucle méridionale qui achemine les eaux de surface chaudes vers les pôles, tandis que les eaux froides des profondeurs remontent quelque peu aux latitudes plus basses, bouclant ainsi la boucle (Lire [La lente et puissante circulation océanique](#)). Cette circulation thermohaline génère un flux de chaleur global de l'équateur vers les pôles, d'une ampleur comparable à celle de la circulation atmosphérique. Elle **tempère** donc considérablement le **climat** sur Terre (Lire également [La machine climatique](#)). Elle influence également le climat par la dissolution et la **séquestration du dioxyde de carbone** dans les profondeurs océaniques (Lire [Un cycle du carbone perturbé par les activités humaines](#)).

La circulation thermohaline joue également un rôle écologique essentiel pour la survie et la reproduction des organismes (Figure 9). En effet, elle apporte **de l'oxygène dissous** dans les profondeurs de l'océan tout en remontant à la surface **les substances chimiques fertilisantes** et les nutriments présents sur le fond marin.

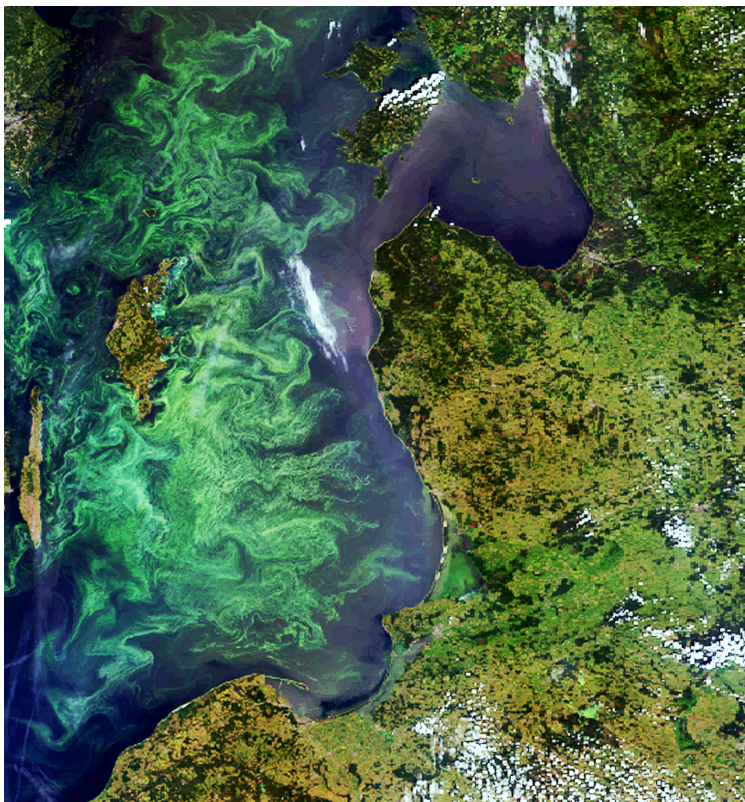


Figure 9. Image (prise par l'instrument MERIS d'Envisat le 13 juillet 2005) montrant une prolifération estivale de phytoplancton marin recouvrant une grande partie de la mer Baltique. Elle illustre de manière frappante l'importance du brassage des eaux par la circulation pour la vie océanique. [Source : ESA, licence CC BY-SA 3.0 IGO]

Il convient de noter que la circulation thermohaline nécessite un apport d'énergie mécanique. Dès 1916, le scientifique suédois Johan Wilhelm Sandström a démontré que cette circulation ne peut être maintenue uniquement par la gravité à partir de sources froides et chaudes situées au même niveau horizontal : la conversion de l'énergie thermique en énergie mécanique nécessite que le réchauffement se produise à une altitude inférieure à celle du refroidissement. C'est en effet le cas pour les mouvements atmosphériques, qui sont globalement régis par les effets de la gravité. Les résultats de Sandström ont été réexaminés plus récemment à l'aide d'hypothèses affiniées, mais ils restent fondamentalement valables.

L'apport mécanique nécessaire au maintien de la circulation thermohaline provient principalement du mélange vertical induit par les ondes internes. Ce mélange soulève en effet globalement le fluide froid et dense du fond vers la surface, bouclant ainsi la circulation thermohaline contre la gravité. Il convient de noter que les ondes internes elles-mêmes n'impliquent qu'un mouvement oscillatoire réversible, mais que le mélange se produit lorsque les **ondes se brisent** et libèrent leur énergie sous forme de turbulence.

L'énergie responsable du mélange des eaux profondes provient principalement du vent et des marées [13]. L'apport d'énergie éolienne à l'océan est estimé à 20 TW ( $20 \times 10^{12}$  watts), principalement sous forme de vagues de surface. Seuls quelques pourcents entraînent des courants océaniques et de grands tourbillons horizontaux. Les fluctuations du vent génèrent également des ondes internes d'une puissance d'environ 0,6 TW.

L'autre source d'ondes internes est la marée, qui fournit globalement une énergie de 3,5 TW aux courants océaniques, dont 25 % (0,9 TW) sont convertis en marée interne par interaction avec la topographie. Ces estimations, encore très imprécises, indiquent que les ondes internes reçoivent globalement une puissance de l'ordre de 1 TW, provenant pour moitié du vent et pour moitié des marées. Environ 25 % de cette puissance (l'efficacité de mélange) est utilisée pour maintenir la circulation thermohaline par mélange vertical.

## 8. Messages à retenir

L'océan maintient une structure de stratification de densité stable, et les ondes internes sont la manifestation de perturbations de la pycnocline. Par rapport aux ondes de surface, les ondes internes se caractérisent par une amplitude plus grande, une période plus longue et une propagation plus lente.

Sous l'effet de perturbations externes telles que le vent, la pression atmosphérique, les marées, les glissements de terrain sous-marins et les mouvements d'objets, diverses formes d'ondes internes peuvent être induites dans des conditions de structure stratifiée et de relief appropriées, notamment des ondes de micro-amplitude, des ondes internes non linéaires, des ondes solitaires (grappes), des paquets d'ondes internes, des marées internes, etc.

Les ondes internes constituent un danger caché pour la sécurité des ouvrages maritimes, une source de bruit pour la détection acoustique sous-marine et un « agitateur » de la circulation en eaux profondes ; leur étude revêt donc une grande importance sur le plan scientifique et technique.

---

## Notes et références

**Image de couverture.** *Les images satellites montrent des bandes alternées, sombres et claires, d'eaux calmes et agitées, formées à la surface de l'océan par une onde interne se propageant dans les profondeurs. Cette onde interne se propage dans la baie de Cape Cod, entre la pointe de Cape Cod et le banc de Stellwagen, un banc sous-marin peu profond situé au nord. [Source : José da Silva/Université de Porto au Portugal et le satellite TerraSAR-X du Centre aérospatial allemand, superposé sur une carte de Google Earth, SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, U.S. Geological Survey, TerraMetrics, DR]*

Traduit avec DeepL.com (version gratuite)

[1] Nansen F. (1897), Farthest North, <https://www.gutenberg.org/files/30197/30197-h/30197-h.htm>

[2] Ekman V. W. (1904), On dead water, Norw. N. Polar Exped. 1893–1896: Sci. Results, XV, Christiana, Ph.D. thesis.

[3] G. Stokes (1847), On the Theory of Oscillatory Waves, *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* **VIII**, 197–229, and Supplement 314–326.

[4] Osborne A.R. & Burch T.L. (1980), Internal solitons in the Andaman Sea, *Science*, **208**,451-460.DOI: [10.1126/science.208.4443.451](https://doi.org/10.1126/science.208.4443.451)

[5] Li J.C. (1993) Turbulence in Atmosphere and Ocean. In: New Trends on Fluid Mechanics and Theoretical Physics, Peking University Press,1993, 427-433

[6] Cai S.Q., Gan Z.J. & Long X.M. (2001) Some Characteristics and evolution of the internal soliton in the northern South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, **46**(15),1245-1250 - Orr M.H., Mignerey PC. (2003) Nonlinear internal waves in the South China Sea: observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves. *J Geophys. Res.* **108**, C3, 3064-3076.

[7] Jackson C.R. & Apel J.R. (2002), An Atlas of Internal Waves and Their Properties. Global Ocean Associates.

[8] Grimshaw R. (1997), Internal solitary waves. In: Liu Philip L-F, Eds. Advances in Coastal and Ocean Engineering. **Vol. 3** *World Scientific*. 1-30.

[9] Helfrich K.R. & Melville W.K. (2006), long nonlinear internal waves, *Ann. Rev. Fluid Mech.* **38**, 395-425 - Duda T.F. et al. (2004), Internal tide and nonlinear wave behavior in the continental slope in the northern South China Sea. *IEEE J. Ocean Eng.* **29**, 1105-31.

[10] Sarpkaya T & Isaacson M (1981), Mechanics of Wave Forces on Off-shore Structures. New York: Van Nostrand Reinhold - Chakrabarti S.K. (1994), Fluid Structure Interaction in Offshore Engineering. *Computational Mechanics Publication*.

[11] Susanto R.D., Mitnik L., & Zheng Q. (2005). Ocean internal waves observed in the Lombok Strait. *Oceanogr.*, 18(4):80{87.

[12] Caruthers JW. Elements of Marine Acoustics. Elsevier Company, 1977

[13] Wunsch C, Ferrari R. (2004) Vertical mixing, energy and the general circulation of the oceans. *Ann Review of Fluid Mech.* **36**: 281~304

Pour citer cet article: **Auteur** : LI Jiachun (2026), Les ondes internes, des vagues sous la surface de la mer, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=23784>

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.

---