

Le terme **Tsunami** est un terme japonais signifiant « vague de port ». L'étymologie des mots recèle quantité d'informations. Elle en dévoile son origine et précise de ce fait le concept auquel le mot renvoie.

Tout d'abord, commençons par son origine. Le Japon se situe sur le pourtour pacifique, région où l'aléa aux tsunamis est le plus fort. Elle coïncide de ce fait avec la grande ceinture de feu déjà connue par les volcanologues et sismologues. De ce fait, la population japonaise a adopté une résilience culturelle face aux catastrophes naturelles particulièrement observable dans le quotidien. Beaucoup de pays ne connaissant pas ce phénomène intense de surrection des eaux, le terme «*tsunami*» s'est invité dans le vocabulaire mondiale. En français, nous ne possédons que le terme de «*raz-de-marée*», mais il est impropre de le considérer comme synonyme de tsunami. En effet, il renvoie à une manifestation météorologique extrême et ne possède pas en conséquence les mêmes propriétés que le tsunami.



La Grande Vague de Kanegawa, la plus célèbre estampe des 36 vues du Mont Fuji réalisé par Hokusai, 1830 - Metropolitan museum of art.

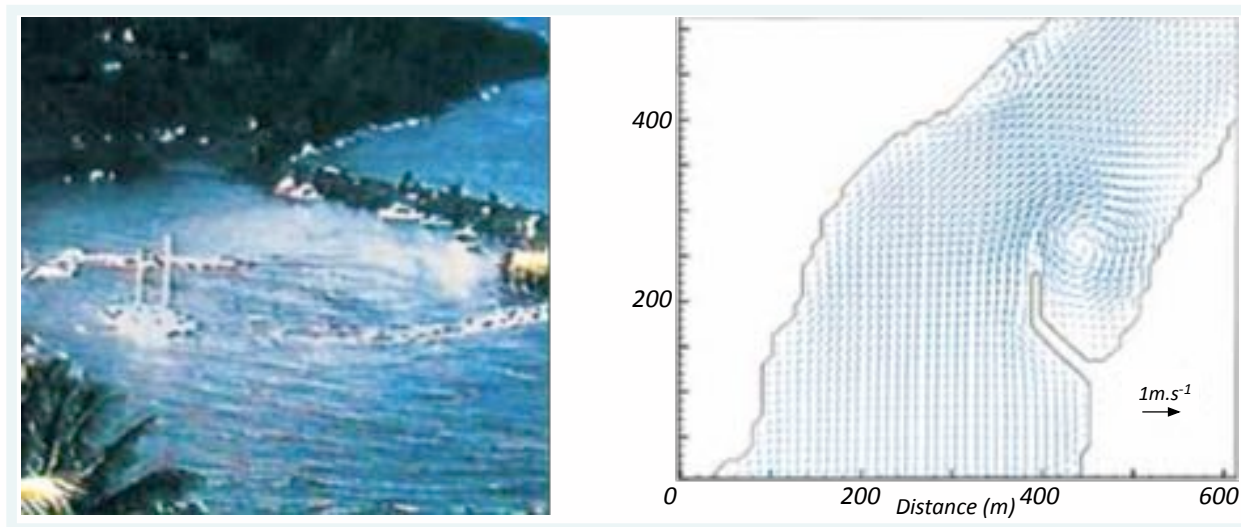
Ensuite, il précise la nature de la manifestation. La vision du tsunami est catastrophiste et cette «*mauvaise réputation*» est compréhensible, tant elle s'est construite autour des images du tsunami de Sumatra en 2004, ou encore celui de Tohoku en 2011. Mais, en réalité, elle renvoie simplement à un **effet secondaire, souvent faiblement perceptible**, accompagnant certains séismes dont les propriétés particulières les conduisent à impacter l'hydrosphère : ces séismes sont qualifiés de **tsunamigènes**.

En première approximation, présentons un tsunami comme **une succession de vagues dont la période avoisine la demi-heure (en réalité entre 20 minutes et près d'une heure)**. Cette période est un bon paramètre de distinction des manifestations météorologiques (houle, raz-de-marée). La définition ne prend donc pas en compte l'amplitude des vagues ou leur célérité (vitesse) car ces paramètres ne sont pas aussi discriminants. Ils sont sujets à de fortes variations pour un même événement.

Cet effet secondaire est relativement fréquent autour de l'océan Pacifique et dans l'océan Indien du fait du contexte géodynamique propre à ces régions. Mais il demeure la plupart du temps faiblement perçu à l'échelle régionale. Cependant, le découpage des côtes ou la bathymétrie sont autant de paramètres capables localement d'influencer l'amplitude du tsunami... et les ports sont de véritables amplificateurs ! De là à parler de vague de port, il n'y avait plus qu'un pas.

Il ne s'agit pas ici de se focaliser sur les tsunamis géants qui ne prêtent à aucune confusion. Ce qui nous intéresse est de pouvoir détecter des phénomènes plus modestes dans leur intensité, et dont l'observation directe devient en conséquence moins évidente. L'intérêt ici est d'étudier un plus grand nombre d'évènements afin de contraindre les modèles.

Rappelons de plus que reconnaître ce type de tsunamis peut constituer un enjeu important car, localement amplifiés, ils peuvent également générer des dégâts importants.



30 juillet 1995, Séisme au Chili. A gauche : Photographie d'un tourbillon en arrière d'une digue de protection de la baie de Tahauku, aux îles Marquises (Polynésie française) à plusieurs milliers de kilomètre de la source. A droite : modélisation numérique des courants dans la baie suite à un séisme chilien de caractéristiques identiques.

La quantification des tsunamis passe par la mesure de la variation de la hauteur d'eau. Pour cela, de nombreux dispositifs existent. Du plus ancien, le marégraphe, au dispositif DART le plus récent, c'est dans l'étendue de leur réseau et leur capacité à fournir des données en temps réel qu'ils justifient leur efficacité dans la prévention du risque aux tsunamis. Comment permettent-ils d'identifier un tsunami ?

Le marégraphe

C'est l'outil standard de mesure du niveau de mer sur les côtes. Le principe est de disposer un émetteur-récepteur d'onde radio, un **radar**, à la verticale de l'interface air-eau.

La difficulté repose sur l'étalonnage de ces outils.

Plusieurs méthodes existent :

- **méthode TDR** (Time Domain Reflectometry) consiste à émettre des impulsions électromagnétiques et d'en récupérer l'impulsion réfléchi. Le décalage de temps permet alors de déduire la distance double et donc la hauteur d'eau.

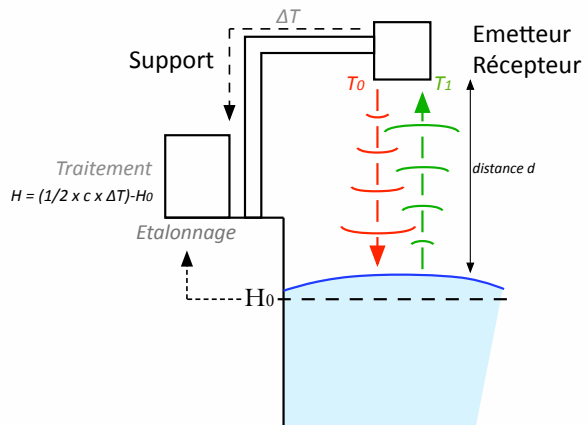
- **méthode FMCW** (Frequency Modulated Continuous Wave) émettent un signal continu en modulation de fréquence. Est ainsi analysée la différence de fréquence. La méthode offre une meilleure précision et un flux continu de mesure. Il demande en revanche une puissance de calcul plus important.



Sous l'égide de l'UNESCO, la commission intergouvernementale IOC met à disposition les données de marégraphes des réseaux nationaux. Ils sont la source des données sélectionnées pour le site EduMed-obs

Marégraphe KHRONE Optiwave
déployé à Sainte-Marie (La Réunion)
- RONIM (Crédits SHOM, Noé Poffa,
octobre 2011)

L'inconvénient majeur du marégraphe est son installation obligatoire sur la côte. Lorsqu'il permet de détecter un tsunami, il ne permet pas de déclencher d'alerte sur site. Le marégraphe devient un outil d'alerte à partir du moment où il fonctionne en réseau. Mais le maillage du réseau est dépendant de la géographie.



Le dispositif DART®

Le **DART®**, pour Deep océan Assessment and Reporting of Tsunamis, est un système de mesure déployé depuis près de 30 ans sur le pourtour de l'océan Pacifique. Aujourd'hui à sa 4ème génération, le principe demeure identique.

Il s'agit d'un **capteur de pression** déposé en grande profondeur (plusieurs milliers de mètres). Il est en communication avec une antenne-bouée fixée par une ancre à proximité (voir le schéma plus loin). La communication entre le capteur de profondeur et l'antenne se fait par onde radio. Le signal est alors transmis à un centre côtier par des satellites de communication.

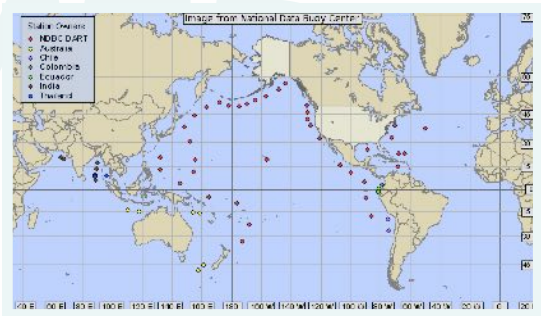
La pression directement liée à la hauteur d'eau permet de calculer les variations du niveau marin.



Photographie du dispositif DART® observable en surface - Crédit photo NCAA.

Cependant, le capteur étant solidaire du plancher océanique, **l'arrivée des ondes sismique est également enregistrée** dans les données transmises. La lecture des données DART apparaît donc plus complexe que celle des marégraphe.

Un tel dispositif est beaucoup **plus coûteux** qu'un marégraphe et son installation rencontre également beaucoup plus de difficultés. Pour ce réseau, le réseau qui est peu à peu consolidé depuis près de 30 ans s'est concentré sur le pourtour Pacifique (carte ci-dessous). Il se développe du côté de la Thaïlande suite au tsunami de 2004, et le réseau américain commence à s'étendre à l'Océan Atlantique



Carte de répartition actuelle des dispositifs DART®

Le grand intérêt est ici de **s'affranchir ainsi de la dépendance à la côte**. Le réseau DART enregistre ainsi au large le déclenchement d'un tsunami. Ce progrès permet de concevoir plus facilement des signaux d'alertes efficaces en raison d'une détection très en amont de l'éventuel déferlement sur la côte.

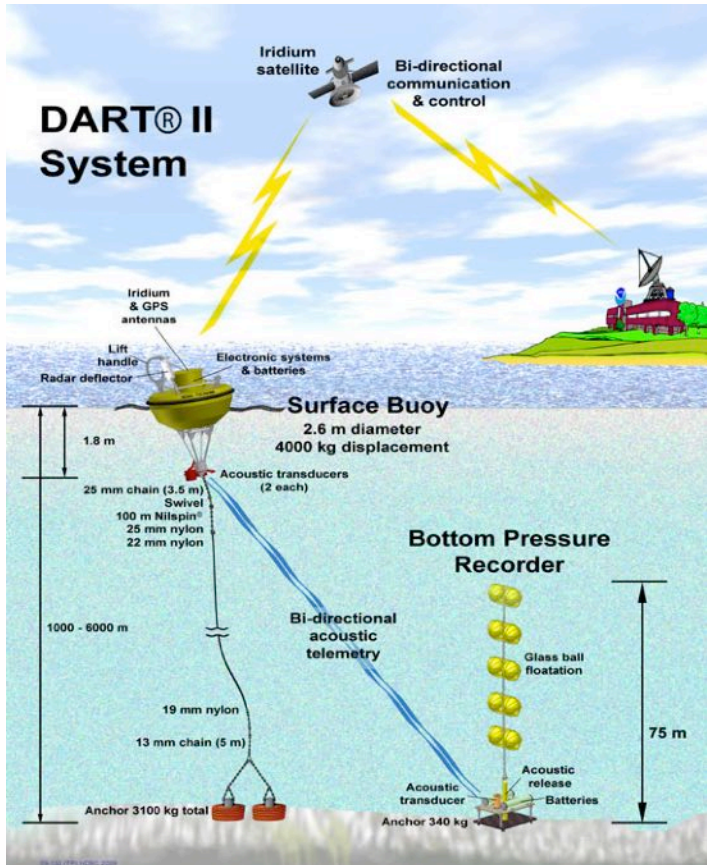


Schéma explicatif du dispositif DART® illustrant la chaîne d'acquisition depuis le capteur du plancher océanique jusqu'au centre opérateur sur le continent.

Le sismomètre

Un bon moyen de traquer le tsunami, c'est de se concentrer sur l'évènement déclencheur. En effet, les séismes tsunamigènes sont des séismes de magnitude supérieur à 6 et dont le mécanisme au foyer déclenche des variations verticales du plancher océanique (jeu d'une faille inverse ou normale).

Afin d'affiner le maillage et de caractériser plus précocement un évènement, des sismomètres posés sur le plancher océanique complètent le réseau existant sur Terre.

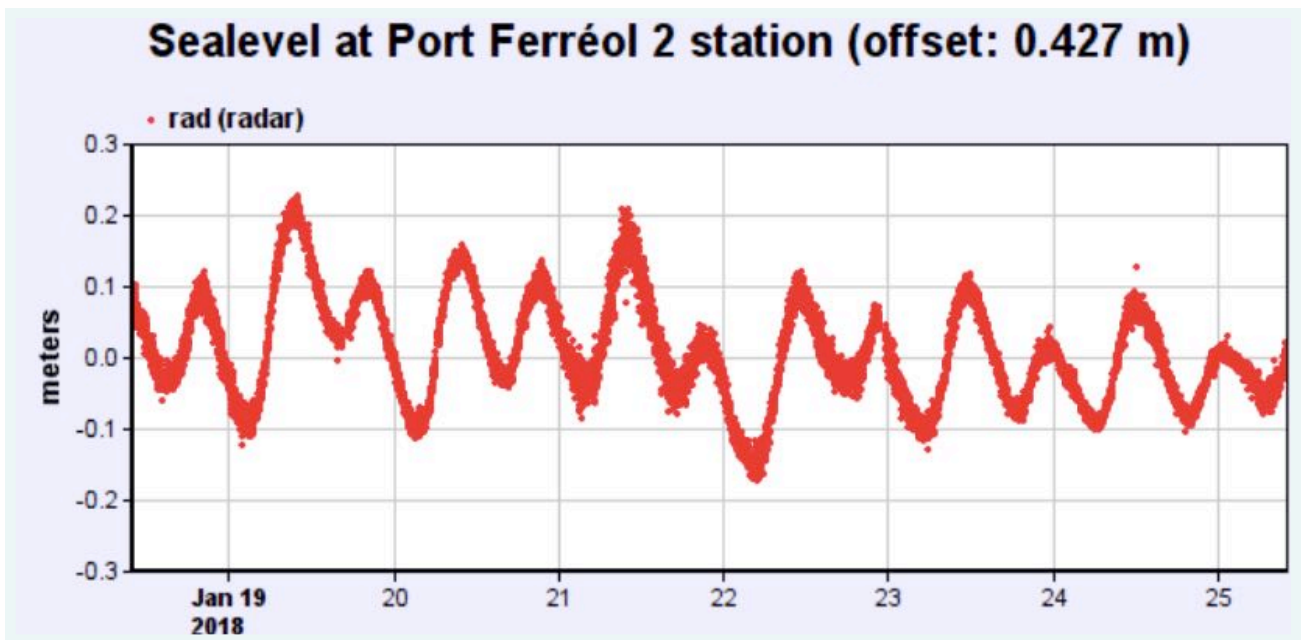
Le principe de communication est similaire à celui du DART avec le présence en surface d'une antenne couplée pour la communication vers un centre à terre.

En revanche il ne renseigne pas sur l'évolution et la progression éventuelle de la vague créée en surface.

Ces outils permettent donc le recueil d'informations plus ou moins en temps réel mais l'interprétation des données doit permettre de distinguer la nature des variations du niveau marin. Les sources de variations sont multiples et se juxtaposent. Comment distinguer une vague de type « tsunami » au sein de ce qui peut être considéré comme un bruit de fond (dans le cadre de notre intérêt).

Les variations liées aux effets de marée

Quelque soit le marégramme extrait des réseaux de mesure, on constate une variation cyclique de période longue avoisinant les 12 heures. Il s'agit de l'effet de marée qui affecte toute étendue d'eau. On élimine au passage une idée encore répandue qui consiste à dénigrer les marées en Méditerranée. Une belle illustration qui nous montre que l'amplitude constatée sur la période du 19 janvier au 25 janvier avoisine les 40 cm ! Rien à voir avec les grandes marées des côtes atlantiques, mais non négligeable.



Donnée d'un marégraphe du réseau SHOM installé à Port Ferréol (Roquebrune sur Argens). Données accessibles sur le site UNESCO (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/map.php>)

Pourquoi un tel cycle de douze heures ?

Rappelons que les effets de Marées sont la conséquence de la force d'attraction qu'exerce le couple Lune-Soleil sur notre planète.

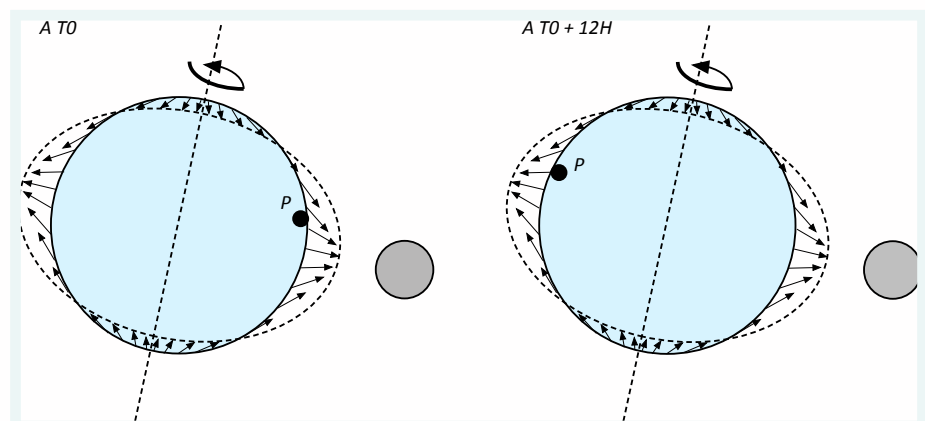


Schéma simplifié des effets de marée naissant de la force d'attraction exercée par la Lune sur la Terre. On néglige ici la force d'attraction solaire. N'est pas représentée la force exercée par la Terre sur la Lune.

Sur un cycle de 24 heures, Le couple impose en tout point de la surface une déformation lorsqu'il lui fait face mais également lorsqu'il se situe face au point diamétralement opposé. La période de déformation passe donc à 12 heures. La lune se déplaçant également, la force d'attraction varie d'un cycle à l'autre.

Les ondes de gravité

Ce terme générique regroupe toutes les perturbations de surface liées à l'effet de la gravité. Elle regroupe donc les vagues associées aux phénomènes météorologiques mais aussi celles consécutives à un évènement sismique, les tsunamis.

L'effet de gravité n'est pas le paramètre causal de ces vagues. Ces vagues vont en revanche posséder une énergie liée à la gravité, d'où leur nom.

Ce sont des ondes transversales car la déformation du milieu est perpendiculaire au déplacement de l'onde. Afin de faciliter la description des tsunamis, redéfinissons juste quelques termes de vocabulaire indispensables.

On peut représenter une onde transversale comme une oscillation périodique le long de l'axe de déplacement. Cette oscillation peut être décrite par son amplitude (hauteur de l'oscillation), sa période (temps séparant deux positions identiques sur la trajectoire de l'onde), sa fréquence (nombre de cycles par unité de temps) et sa longueur d'onde (distance séparant deux positions identiques sur la trajectoire de l'onde).

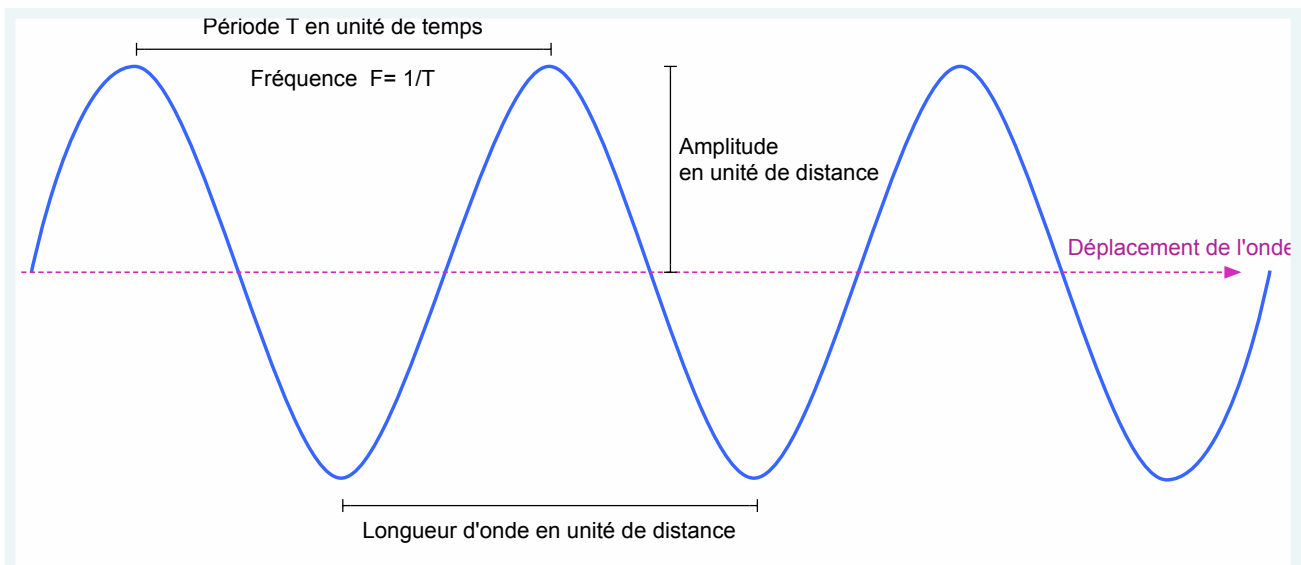


Schéma récapitulatif des propriétés générales d'une onde mettant en relation les notions de période et fréquence associée, de longueur d'onde et d'amplitude.

Leur comportement répond au modèle des ondes acoustiques dans un milieu de propriétés connues. Dans le cas des ondes de tsunami, le milieu est considéré de faible profondeur car la profondeur des océans est faible devant la longueur de l'onde (de l'ordre de la centaine de km). Dans ce cas, plusieurs approximations nous intéressent :

- La vitesse de propagation de l'onde dépend seulement de la constante d'accélération de la pesanteur g et de la profondeur du milieu de propagation.

$$v = \sqrt{g \cdot h}$$

rappelons de plus la relation liant vitesse v , longueur d'onde λ et période T . La valeur de la période demeurant constante au regard des observations, la perte de vitesse implique la diminution de la longueur d'onde. Les vagues se rapprochent.

$$v = \lambda / T$$

- Partant de la source, un tsunami se rapprochant des côtes traverse un milieu de moins en moins profond, par conséquent, sa vitesse diminue. La déperdition d'énergie étant très faible, la conservation de l'énergie mécanique implique que l'énergie cinétique décroissante soit compensée par un gain d'énergie potentielle. La vague prend donc en conséquence de la hauteur. Cependant, la nature empirique des formules ne permet pas d'approcher une valeur satisfaisant de l'amplitude

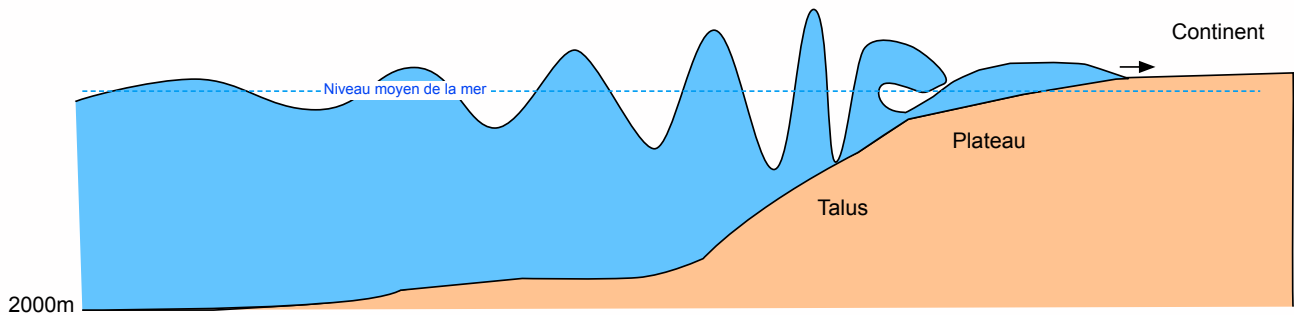
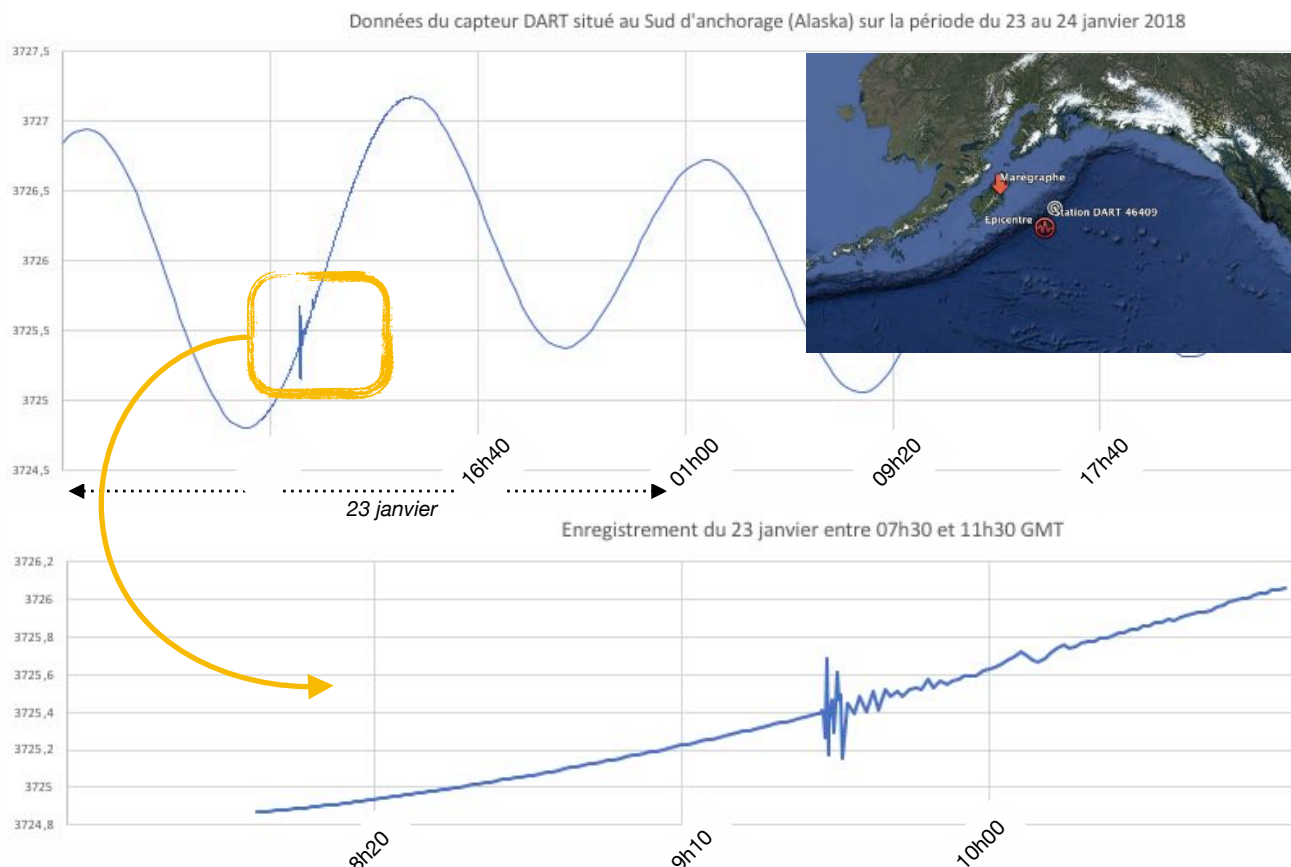


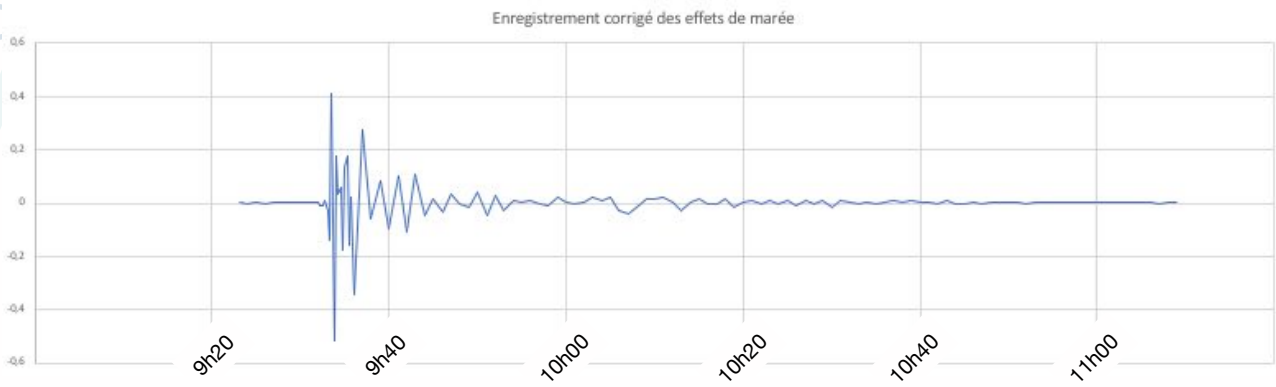
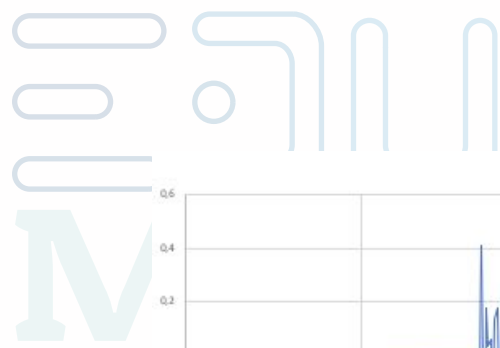
Schéma de l'évolution générale des ondes de tsunami à l'approche des côtes. La tendance générale est à la baisse de vitesse et en conséquence, la baisse de la longueur d'onde et le gain d'amplitude (compensation par l'énergie potentielle en raison de la conservation de l'énergie mécanique)

De plus, les vagues arrivant à l'approche de la côte changent d'apparence. Lorsque l'amplitude est inférieure à la profondeur, les frottements à la base de la vague engendrent un différentiel de vitesse des particules en position haute et basse. **La vague s'effondre, on dit qu'elle déferle.** De plus, de nombreux paramètres vont jouer sur l'amplitude : la profil topographique, la présence d'une barrière de corail... Autant de facteurs qui rendent l'estimation complexe.

A quoi ressemble en conséquence l'enregistrement d'un tsunami ?

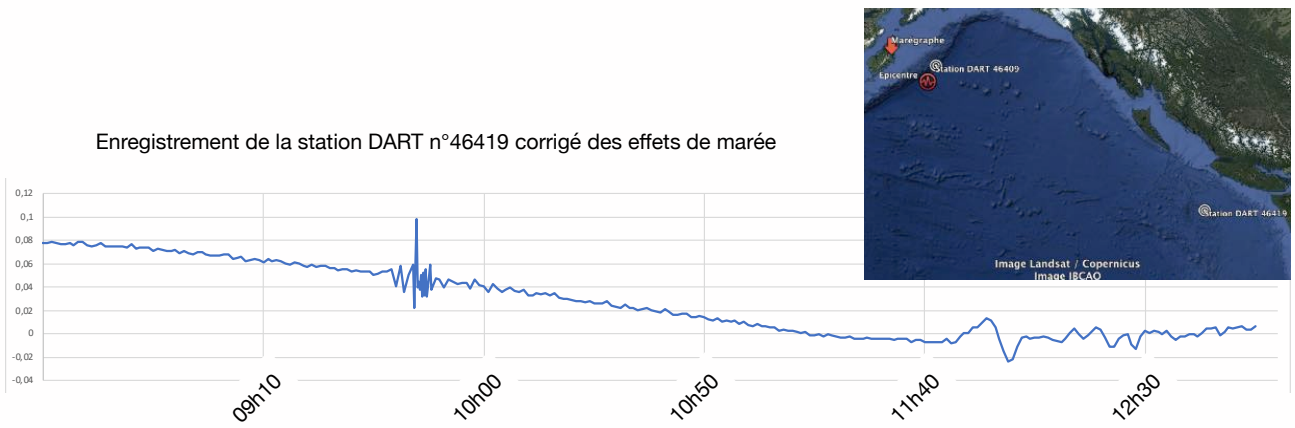
Tout comme les perturbations météorologiques, il se juxtapose à l'enregistrement des variations de marée, mais il n'affecte qu'un temps relativement court.



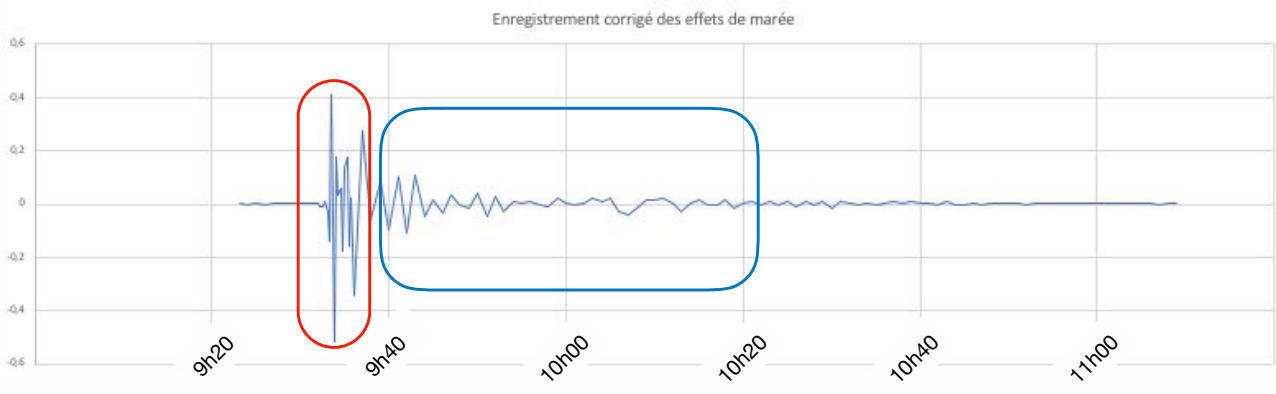


Le signal traité nous permet d'observer un évènement perturbant la pression au niveau du capteur durant près d'une heure. Traduite en hauteur d'eau, la période d'oscillation est ici de de l'ordre de la minute et la hauteur de la plus grande vague n'excède pas les 40 cm. L'enregistrement ne nous permet pas de retrouver les caractéristiques d'un tsunamis. En réalité l'enregistrement correspond aux ondes sismiques !

La station est en effet situé à moins de 100 km, l'enregistrement correspond à la juxtaposition des ondes sismiques (qui ne correspond pas à une variation de hauteur d'eau) ainsi que les vagues de tsunamis générées. Plaçons nous un peu pus loin a fin d'observer l'évolution d'un tel enregistrement.

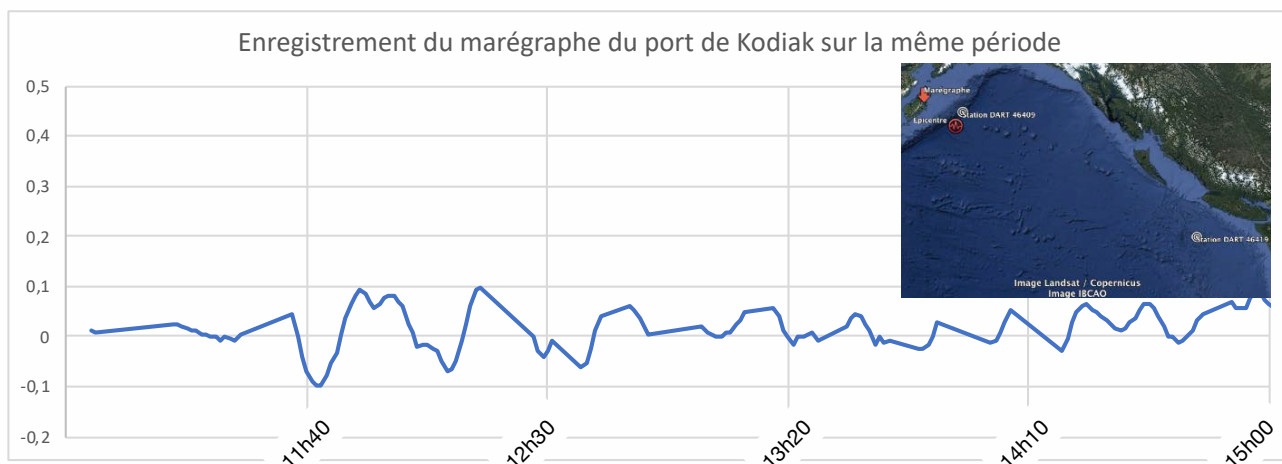


La distance permet de séparer les deux signaux, le premier correspondant à l'enregistrement des ondes sismiques atteignant le capteur de pression solidaire du plancher océanique. Le second train d'onde arrive vers 11h50, sa signature correspond à une longueur d'onde plus longue (même si difficilement déterminable) de plusieurs minutes. La vitesse de propagation depuis la source est calculable, de l'ordre de 680 km.h⁻¹. Si on considère la vitesse théorique attendue ($v = \sqrt{9,81 \times 3500} = 673 \text{ km/h}$), on peut considérer qu'il s'agit de l'enregistrement du tsunami.



Revenons maintenant sur le premier enregistrement pour l'interpréter à la lumière de nos observations : L'enregistrement permet de visualiser les ondes sismiques (cadre rouge) de fréquence plus élevée que l'enregistrement du tsunami dont la fréquence est plus faible (cadre bleu). La lecture d'un enregistrement réalisé à partir d'un dispositif DART nécessite donc une interprétation du signal afin de discriminer les ondes sismiques des ondes de tsunami.

A l'inverse, l'enregistrement de cet évènement sur les marégraphes n'enregistre que les mouvements de surface donc l'onde de tsunami. Ils sont en revanche moins intéressants dans le cadre de la prévention puisqu'ils enregistrent la perturbation du niveau de la mer dans les ports. A l'échelle d'un réseau



L'onde enregistrée présente une période proche de la demi-heure conforme avec une onde de tsunami pour une amplitude de 10 cm. Un point mérite cependant d'être souligné : le temps d'arrivée de l'onde. En effet, en pointant l'onde de tsunami autour de 11h38, on ne peut faire que le constat suivant : l'onde a mis autant de temps à franchir les 280 km vers la côte de l'Alaska que les 1600 km qui la séparent des côtes de l'état de Washington (Seattle) ! L'explication s'explique dans la profondeur du plancher océanique. Remontant vers le Nord, l'onde franchit la frontière de plaque et atteint le plateau continental en remontant vers l'île de Kodiak, la profondeur n'excède plus les 100 mètres contre près de 4000 mètres sur le trajet en direction de Seattle. La vitesse passe donc de 680 km.h^{-1} à 32 km.h^{-1} !

L'alerte Tsunami déclenchée ce jour a été rapidement levée, après 2 heures suivant l'enregistrement du séisme. Pourtant sa magnitude comprise entre 7,2 et 7,8 était suffisante pour produire un évènement de plus grande ampleur.

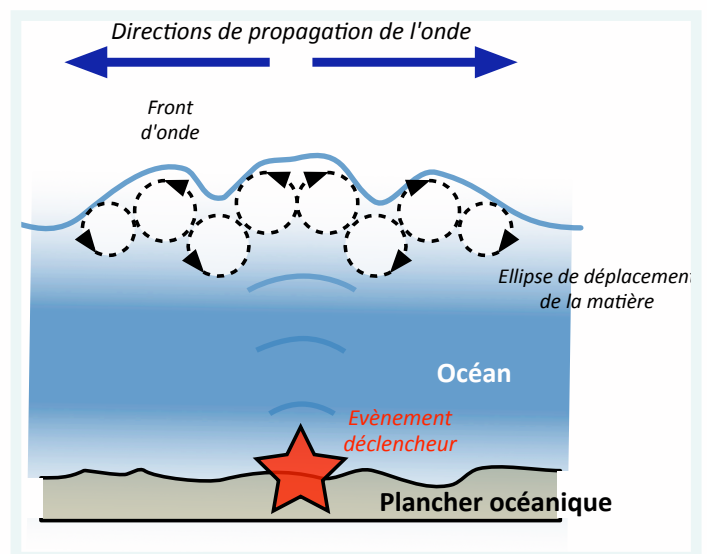
Quelles sont les causes d'un tsunami ?

Toute perturbation affectant la forme générale d'un bassin (mer ou océan) peut provoquer le déplacement d'un volume d'eau. La déformation du volume d'eau se propage alors sous forme de trains d'ondes concourant peu à peu à un retour progressif à l'équilibre.

A ce titre, les processus géologiques pouvant affecter plus ou moins localement la forme d'un bassin : un simple processus de pente (mouvement gravitaire), une éruption volcanique sous-marine, ou un séisme, autant d'évènements ponctuels capables d'affecter la colonne d'eau située au-dessus. Le retour à l'équilibre est donc à la mesure de l'amplitude de la première déformation.

Rappelons que comme toute onde, elle n'implique pas de déplacement de matière. Elle est la manifestation de la propagation d'une déformation. Dans le cas d'une onde de tsunami, chaque particule accomplit un mouvement ellipsoïde qui se dessine autour de sa position initiale et qui s'amoindrit en fonction du temps. Ce mouvement peut être considéré comme circulaire dans le cas où le milieu de propagation est suffisamment profond. Il devient elliptique à l'approche de la côte.

Schéma décrivant le comportement de la matière permettant la propagation de l'onde de choc dans l'eau, dans le cas où la hauteur de la colonne d'eau affectée est négligeable devant la longueur d'onde.

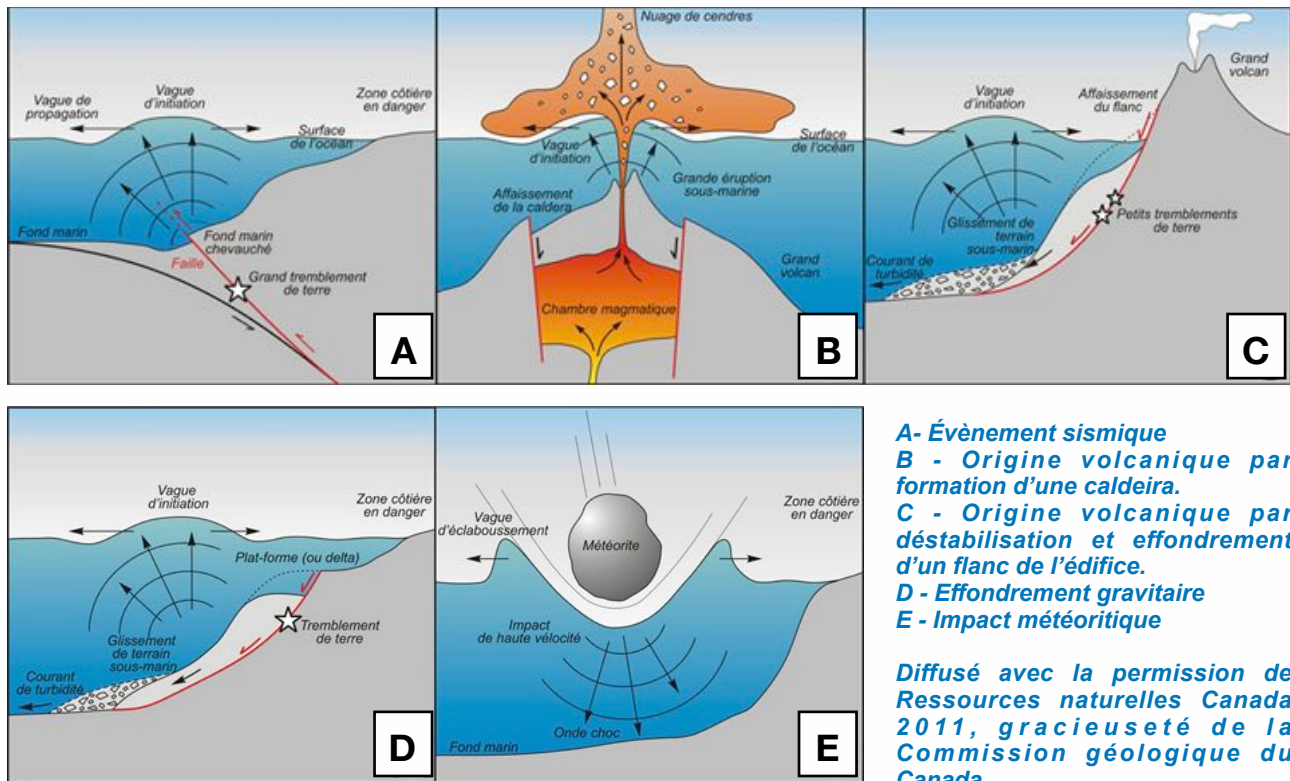


Si la mémoire collective semble se focaliser sur les tsunamis de cause sismique, d'autres évènements plus anciens illustrent la diversité des phénomènes tsunamigènes :

- l'effondrement gravitaire de l'aéroport de Nice en 1979 : Encore mal documenté en raison des enjeux économiques (assurances), l'évènement a provoqué le déferlement d'une vague de 2-3 mètres de hauteur sur les plages d'Antibes. L'évènement d'ampleur a causé la mort d'une dizaine de personnes.
- La disparition de la civilisation minoenne et le tsunami associé à l'éruption cataclysmique du volcan Santorin aux alentours de 1600 ans avant notre ère. C'est la naissance du mythe de l'Atlantide décrit dans les écrits de Platon.

La récurrence des tsunamis étant bien inférieure à celle des séismes, leur étude passe par les traces que ces derniers ont laissés dans les terres bien après leur passage. En effet, les tsunamis les plus violents laissent après le retrait de la vague déferlante des marques de déformations et des empilements de débris constituant des dépôts sédimentaires qualifiés de tsunamites. Le terme est très générique, il se trouve employé autant pour les marques laissés sur le continent, que sous les eaux. La plupart du temps, ils correspondent cependant à l'enregistrement dans les dépôts sédimentaires continentaux. Souvent reconnus par la nature très déformée et par l'origine continentale (dépôts organiques, débris d'activité humaine, reprise de dépôts continentaux consolidés) et marine (présence de foraminifère ou d'autres fossiles de type planctonique), leur recensement permet parfois de reconstruire par modélisation des scénarios précis de l'évènement.

Le document ci-dessous reprend sous forme schématique les différents scénarios de genèse d'un tsunami. On peut ainsi mentionner la possibilité de cataclysmes liés aux impacts de météorites (tsunamites décrites en relation avec la limite KT⁽¹⁾)



A - Évènement sismique
B - Origine volcanique par formation d'une caldera.
C - Origine volcanique par déstabilisation et effondrement d'un flanc de l'édifice.
D - Effondrement gravitaire
E - Impact météoritique

Diffusé avec la permission de Ressources naturelles Canada 2011, gracieuseté de la Commission géologique du Canada

Pour en revenir à la cause première qui demeure l'évènement d'un séisme, les paramètres qui contrôlent le déclenchement d'un tsunami sont multiples :

- Sa proximité avec un volume d'eau : un séisme ne provoque de tsunamis que s'il peut déformer le bassin contenant l'eau. L'épicentre est donc soit sous-marin, soit proche du bassin.
- Les caractéristiques propres aux tsunamis : L'énergie libérée estimée par la magnitude, et le mécanisme au foyer. Plus la déformation générée indique une composante verticale importante, plus le déplacement de la colonne d'eau sera conséquent.
- La bathymétrie et son évolution : des pentes douces diminuent la déperdition d'énergie et favorisent le déferlement sur le continent.

Le séisme qui s'est déclenché au large de l'Alaska en janvier dernier correspondait à un mécanisme au foyer essentiellement décrochant, raison pour laquelle le tsunami induit fut de faible ampleur.

Bibliographie

Commission océanographique intergouvernementale. 2012. Tsunamis : Les grandes vagues, deuxième édition révisée. Paris, UNESCO, 16 p., illus. Brochure de la COI 2012-4. (Original anglais)

Glossaire sur les tsunamis - 2013 - Commission océanographique intergouvernementale
<http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001882/188226f.pdf>

(1) The global stratigraphy of the cretaceous-tertiary boundary impact ejecta - 1999 - J. Smit - Annual Review of Earth and Planetary sciences.

Données traitées issues des réseaux DART et IOC Sea Level Facility :
<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/map.php>
<http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>