Cyclones et tsunamis : deux aléas récurrents

Christian Giusti

▶ **To cite this version:**

Christian Giusti. Cyclones et tsunamis : deux aléas récurrents. Raymond WOESSNER. Géographie des mers et des océans, Atlande, 2014, 978-2-35030-275-1. hal-01367361

HAL Id: hal-01367361
https://hal.science/hal-01367361

Submitted on 16 Sep 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

Extrait de « Géographie des mers et des océans », R. WOESSNER (dir.),
Chapitre rédigé par C. GIUSTI, pp. 220-227.

Cyclones et tsunamis : deux aléas récurrents

1. Les cyclones tropicaux font l'objet de très nombreuses publications, parmi lesquelles on retiendra d'utiles mises au point : d'une part celles de J.-P. Vigneau, *Géoclimatologie* (2000, pp. 116-118) et de G. Beltrando, *Les climats. Processus, variabilité et risques* (2011, 2e éd., pp. 88-92), d'autre part celle de P. Smithson, K. Addison et K. Atkinson, *Fundamentals of the physical environment* (2008, 4e éd., pp. 146-153). Le web offre une abondante documentation, mais de valeur inégale : aussi les références indiquées ci-dessous ont-elles été vérifiées.

Les cyclones tropicaux caractérisent la météorologie de presque toutes les régions de basse latitude (zone intertropicale). À la différence de leur équivalent des latitudes moyennes, le « cyclone norvégien » (ou dépression tempérée), le cyclone tropical n'est pas un objet de grande dimension, mais plutôt un système tempétueux intense et ramassé, en rotation, qui trace sa route en se régénérant, avec de puissantes bandes de nuages organisées en spirales à partir du centre, chargées de grains massivement pluviogènes, accompagnées d'orages voire de tornades. Ces objets ont reçu des noms variés, parmi lesquels on retiendra ceux d'***ouragan*** aux Caraïbes et aux États-Unis, de ***typhon*** dans l'aire Pacifique et de ***cyclone*** dans le Golfe du Bengale. Dans l'océan Atlantique et dans le Pacifique nord-est entre le Mexique et la ligne de changement date, où s'applique l'échelle de Saffir-Simpson, un système tempétueux sera qualifié d'ouragan s'il s'accompagne de vents de plus de 32 m s^{-1} ; sinon il s'agit d'une tempête tropicale (18 à 32 m s^{-1}) ou d'une simple dépression tropicale.

Lorsque l'on examine une carte des régions qui, dans le monde, sont touchées par les cyclones tropicaux [Voir par exemple la carte cumulée des trajectoires de cyclones tropicaux au cours de la période 1985-2005 : http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone#mediaviewer/File:Global_tropical_cyclone_tracks-edit2.jpg], il est manifeste que ceux-ci sont associés aux eaux chaudes de la surface des océans, à l'exception de l'océan Atlantique et du Pacifique ouest au sud de l'équateur, qui ne présentent là presque aucune activité (Figure 1). Dans les deux hémisphères, c'est au cours de l'été et de l'automne du calendrier [La zone intertropicale, ou zone chaude, est en effet dépourvue de saisons thermiques] que les cyclones ont la plus grande probabilité de se produire.

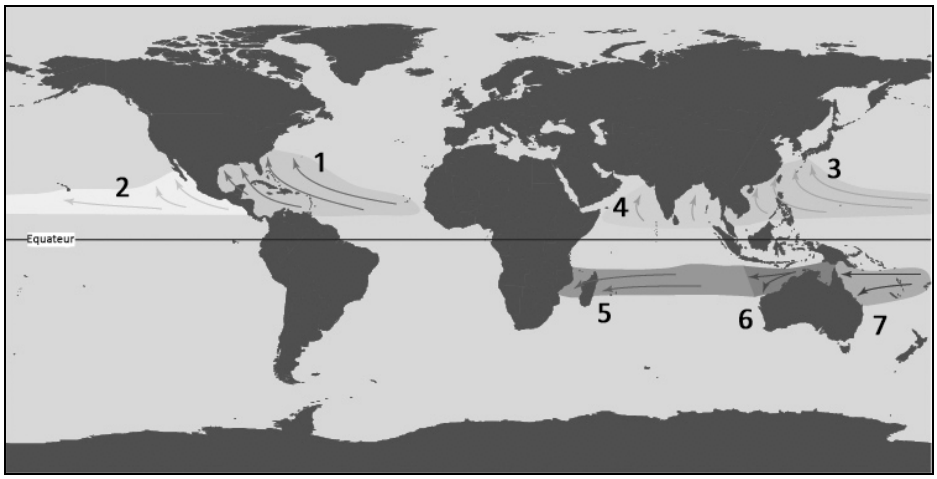

Figure 1 – Les sept grandes aires de formation des cyclones tropicaux. – 1. Atlantique nord, golfe du Mexique, mer des Caraïbes. – 2. Pacifique nord-est (du Mexique à la ligne de changement de date). – 3. Pacifique nord-ouest (de la ligne de changement de date à l'Asie, y compris le sud de la mer de Chine). – 4. Bassin nord-indien (golfe du Bengale, mer d'Arabie). – 5. Bassin sud-indien occidental (de l'Afrique au 100°E). – 6. Bassin sud-indien oriental et australien (du 100°E au 142°E). – 7. Bassin australien et du Pacifique sud-ouest (du 142°E au 120°W). Source : http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics/tc_basins.htm (modifiée).

Malgré le danger qu'ils représentent et les dégâts qu'ils provoquent, on ne sait que fort peu de choses sur l'origine des cyclones, sinon qu'ils apparaissent sur les mers tropicales où la température des eaux de surface dépasse 27°C, et qu'ils sont absents de la ceinture équatoriale (de part et d'autre de l'équateur, entre les 5^{e} parallèles nord et sud). Une fois formés, ils se déplacent globalement vers l'ouest dans le champ des alizés, gagnant progressivement en intensité. Avant de s'éteindre, le cyclone commence à prendre une trajectoire méridienne et à se diriger vers les pôles. Un petit nombre d'entre eux se maintient en diminuant graduellement d'intensité et en acquérant les caractères d'une dépression des latitudes moyennes : de nombreuses tempêtes et inondations affectant l'Europe du nord-ouest en septembre ont pour origine un ouragan venu des Caraïbes.

Une fois le cyclone apparu, sa progression est relativement prévisible, tant en terme de flux dans les niveaux intermédiaires de l'atmosphère que de grille des températures régionales. Mais quelle en est la cause première ? Pour qu'une circulation de vent cyclonique puisse se développer, il est nécessaire d'avoir une convergence des flux d'air, ce qui suppose une forme quelconque de perturbation initiale. Il faut aussi se situer suffisamment loin de l'équateur, d'au moins 5° de latitude, pour permettre à la force de Coriolis d'agir sur le flux d'air entrant et de déclencher la rotation. On trouve une variété de petites perturbations sous les tropiques, où les mouvements verticaux et de rotation peuvent être amorcés. Comme ces perturbations sont de petite taille et situées à la surface de l'océan, il est difficile de les localiser. Une fois que l'air chaud commence à s'élever (ascendance), il se refroidit, et, alors que la saturation de l'air ambiant en vapeur d'eau tendrait à être atteinte, de grandes quantités de chaleur latente sont cédées par l'air ascendant, d'où les anomalies thermiques mesurées entre 9 et 12 km d'altitude (de +8°C à +14°C par rapport à la température moyenne de l'air ambiant, déjà chaud), qui ont pour effet de retarder d'autant la saturation [Plus l'air est chaud, plus il peut contenir de la vapeur d'eau (rapport de mélange saturant)] tout en entretenant l'ascendance. C'est ce mécanisme de conversion de chaleur en mouvement, d'énergie thermique de la mer en énergie cinétique du vent, qui est responsable de la puissance des tempêtes et de leur transformation en cyclone. Lorsque le cyclone passe d'un substrat marin à un substrat terrestre, il est brutalement coupé de sa source d'énergie, ce qui entraîne son affaiblissement immédiat. Fort heureusement, toutes les dépressions tropicales ne deviennent pas des cyclones : souvent, la tempête acquiert une certaine force, puis décroît. Elle ne peut devenir un cyclone que si des conditions de substrat, de température, et d'instabilité atmosphérique sont réunies. Des travaux récents insistent également sur la structure interne du cyclone, notamment le rôle de l'œil [Voir le schéma 3D d'un cyclone : http://fr.wikipedia.org/wiki/Cyclone_tropical#mediaviewer/Fichier:Hurricane-fr.svg] dans le soutien (« mur de l'œil ») de la convection intense qui accompagne l'aspiration de l'air humide dans la circulation ascendante en rotation.

La meilleure compréhension des conditions d'apparition et de développement des cyclones tropicaux à l'interface de la basse atmosphère et de la surface de l'océan a permis une meilleure prévision en terme d'occurrence saisonnière. Par exemple, les facteurs propices à un grand nombre d'ouragans dans le bassin Atlantique sont des eaux très chaudes au large de l'Afrique, des alizés plus faibles que la moyenne, un plus grand nombre d'ondes d'est au large de l'Afrique de l'Ouest (Vigneau, *op. cit.*, pp. 110-111 et 114-115), une saison humide dans l'aire sahélienne au sud du Sahara, et pas de situation El Niño dans l'océan Pacifique. On rappelle qu'un événement de type El Niño avec des eaux anormalement chaudes dans l'Est du Pacifique sud tropical favorise de forts vents d'Ouest sur l'océan Atlantique, ce qui réduit l'activité cyclonique par cisaillement. Au contraire, en situation La Niña (eaux anormalement froides), les cyclones tropicaux sont favorisés, comme en l'an 2000 [Plus d'informations sous : http://en.wikipedia.org/wiki/El_Niño_Southern_Oscillation]. Des chercheurs américains (États-Unis) ont

récemment connu un grand succès en prévoyant très précisément le nombre et la force des ouragans du bassin Atlantique, notamment les 15 cyclones de l'année 2005, ce qui laisse penser que le modèle de prévision utilisé intègre les bons facteurs [La visite du site du *National Hurricane Center* vaut le détour : http://www.nhc.noaa.gov/].

2. Les tsunamis, qui ont endeuillé en 2004 les rivages de l'océan Indien (plus de 220 000 victimes, notamment dans les pays d'Asie du Sud : Indonésie, Malaisie, Thaïlande, Inde, Sri Lanka) puis en 2011 la côte Pacifique du Japon au nord de Tokyo (18 000 morts et disparus), viennent de faire l'objet d'une analyse comparative par H.K. Gupta et V.K. Gahalaut, *Three Great Tsunamis* (2013). Cette étude inclut l'analyse des événements historiques survenus au Portugal en 1755, auxquels le géophysicien J.-P. Poirier (2005) a consacré une monographie détaillée : *Le tremblement de terre de Lisbonne*. Sur le web, on consultera l'article en français sur Wikipédia [http://fr.wikipedia.org/wiki/Tsunami], et l'on se reportera à la page « Tsunami » du site de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) [http://www.tsunami.noaa.gov/].

Le mot *tsunami*, d'origine japonaise, signifie littéralement « vague de port ». Il a été forgé par les pêcheurs qui, de retour à terre, découvraient leur village dévasté par des vagues énormes, d'une ampleur inconnue en mer. En langue tamoule [Le Tamil Nadu est un État de la côte orientale de l'Inde du Sud], un mot équivalent est *aazhi peralai*, « destruction par les grandes vagues ». Dans la langue d'Aceh (Sumatra, Indonésie), on emploie *ië beuna* ou *alôn buluël*. Dans l'île de Simeulue, au large de la côte ouest de Sumatra, les équivalents sont respectivement *smong* et *emong*. Bien que des cas de paléo-tsunamis aient été signalés à partir de la reconnaissance et de la datation de dépôts caractéristiques (mer de Norvège, Santorin), les événements anciens les mieux connus sont, d'une part le tsunami qui frappe le Golfe Maliaque au cours de l'été 426 av. J.C., que Thucydide a su relier à la vague de séismes de la période 431-404 av. J.C., d'autre part le tsunami qui a dévasté Alexandrie le 21 juillet 365, dont Ammien Marcellin a parfaitement noté les trois termes : le séisme initial suivi du retrait soudain de la mer, puis du déferlement d'une vague géante. Toutefois, le Japon reste le pays du monde qui a enregistré le plus grand nombre de tsunamis. Le premier désastre dont le souvenir est conservé date du 29 novembre 684, lié au séisme Kakuho. Depuis, 195 événements significatifs ont été enregistrés soit un tsunami tous les 6,7 ans en moyenne, la fréquence la plus élevée au monde [Liste sous : http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_earthquakes_in_Japan], le dernier étant la catastrophe du 11 mars 2011 (Gupta et Gahalaut, 2013).

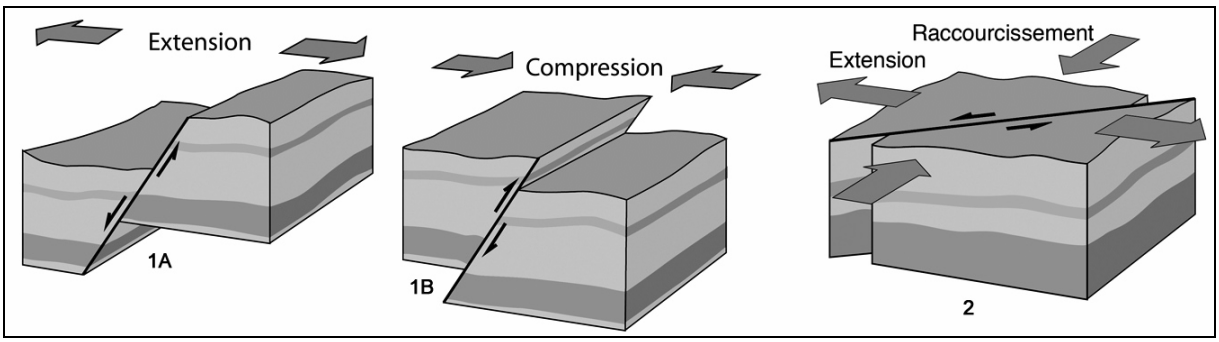

Figure 2 – Trois types de failles : normale (1A), inverse (1B) et décrochante-senestre (2).
Source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Faille (modifiée).

Les tremblements de terre sont à l'origine de 90% des tsunamis, et la plupart des séismes sont d'origine tectonique. Ces tremblements de terre sont dus à la libération soudaine d'énergie élastique le long d'un plan de faille (Figure 2). Une faille peut être définie comme un plan de fracture, le long duquel se produit un déplacement relatif des deux lèvres de la faille, l'une par

rapport à l'autre. Il existe deux grandes familles de failles : (1) les failles à jeu vertical (*dip-slip fault*), qui peuvent être normales en extension (1A) ou inverses en compression (1B), et les failles à jeu horizontal en coulissage (2), dites failles décrochantes (*strike-slip fault*), qui peuvent être dextres ou senestres suivant que le compartiment opposé à celui sur lequel se trouve l'observateur se déplace vers la droite, ou vers la gauche (cas représenté). Le plus souvent, le jeu d'une faille combine une composante verticale et une composante horizontale : on parle alors de faille oblique (*oblique-slip fault*). Il existe aussi des failles listriques qui s'apparentent à des failles normales dont le plan est courbe, le pendage (ou inclinaison) du plan de faille, raide près de la surface du sol, s'amortissant en profondeur dans le sous-sol. Présentes partout à la surface de la Terre, les failles sont cependant particulièrement abondantes aux marges des plaques lithosphériques (Figure 3), tout déplacement relatif le long d'un plan de faille entraînant un séisme : la lithosphère est en effet divisée en un certain nombre de plaques, qui se déplacent les unes par rapport aux autres de façon continue.

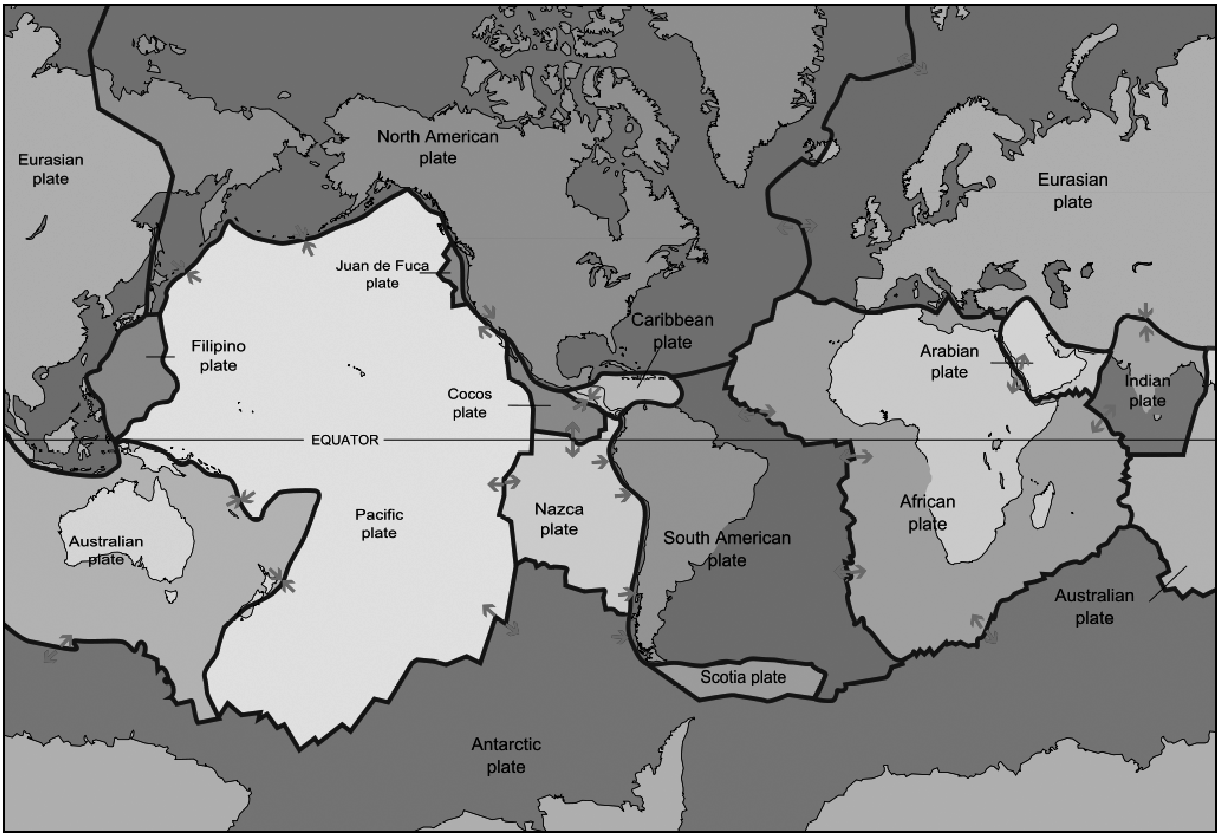

Figure 3 – Les grandes plaques lithosphériques du globe terrestre (les surfaces sont déformées par la projection de Mercator lorsque l'on s'éloigne de l'équateur).
Les plaques majeures sont les plaques Pacifique, Nord-Américaine, Sud-Américaine, Africaine, Eurasiatique, et Antarctique. La rupture possible de la plaque Indo-Australienne explique sa représentation actuelle en deux plaques distinctes (Indienne et Australienne). Les plaques mineures sont les plaques Philippines, Nazca, Cocos, Juan de Fuca, Caraïbes, Scotia, et Arabique. Les micro-plaques ne sont pas représentées à cette échelle.
La plupart des tremblements de terre se produisent le long des limites de plaques. Si les limites en divergence (←/→) ne donnent que des séismes de faible magnitude, par exemple le long des dorsales océaniques, par contre, les limites en convergence (→/←) des zones de subduction ou de collision, ainsi que les failles transformantes (↑/↓), s'accompagnent de séismes plus ou moins profonds et de magnitude élevée sur l'échelle de Richter. On rappelle que la magnitude est la quantité d'énergie libérée au foyer du séisme.
Source : http://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics#mediaviewer/File:Plates_tect2_en.svg (modifiée).
Sur les séismes, la magnitude, et l'échelle de Richter, voir : http://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-les-seismes/la-sismologie-en-quelques-mots/ ainsi que http://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-les-seismes/notions-pour-petits-et-grands/notions-de-base/magnitude-dun-seisme/ (site de l'EOST, Strasbourg).

Les plaques lithosphériques, dont l'épaisseur est d'environ 100 km, se déforment sur leurs frontières où se produisent la plupart des séismes. Les tremblements de terre de magnitude élevée s'observent dans les zones de convergence, soit par collision (Alpes, Carpathes, Anatolie, Zagros, Himalaya), soit par subduction (Indonésie ; archipels et guirlandes insulaires du Pacifique ouest : Nouvelle-Guinée, Philippines, Japon, Kouriles, Kamtchatka, Aléoutiennes ; cordillère des Andes). Ces régions sont le lieu de séismes de magnitude M > 7, qui dissipent 96% de l'énergie de déformation accumulée. Les dorsales océaniques ne sont que très rarement le lieu d'un séisme de grande magnitude. La magnitude des séismes de Lisbonne (1er novembre 1755), de Sumatra (26 décembre 2004) et de Tohoku (11 mars 2011) a été estimée à 8.5~9.0, 9.1 et 9.0 respectivement, l'énergie libérée par un séisme de magnitude 6 étant équivalente à celle de la bombe atomique d'Hiroshima. Comme l'échelle de Richter est logarithmique, un séisme de magnitude 7 libère 30 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 6, et ainsi de suite, de telle sorte qu'un séisme de magnitude 9 représente 2 600 séismes de magnitude 6. Ces événements de M ≥ 9 restent exceptionnels, de 1 à 3 par siècle : entre janvier 1912 et décembre 2011, ils ont dissipé 36% de l'énergie de déformation accumulée au cours de la période (données du Service géologique des États-Unis).

Un tsunami peut être provoqué par la déformation brutale du plancher sous-marin entraînant le déplacement de la colonne d'eau surincombante. Ceci est parfois la conséquence d'une éruption volcanique sous-marine ou d'un glissement de terrain sous-marin, mais la plupart des tsunamis résultent d'un tremblement de terre. Un tsunami se formera en cas de séisme à foyer peu profond (P < 70 km) [le rayon terrestre moyen est de 6 371 km] et de magnitude M > 6.5 : la rupture d'une faille normale ou inverse (cas les plus fréquents) s'accompagne du déplacement vertical d'une partie du plancher océanique et de la mise en mouvement de la colonne d'eau superposée. Les tsunamis peuvent aussi être provoqués par un glissement de terrain sous-marin, notamment lorsqu'un séisme active la mise en mouvement d'une masse glissée le long d'un plan de faille. Le nom de *sciorruck* est utilisé pour désigner les glissements de terrain sous-marin générateurs de tsunamis. Leur existence a été confirmée le 9 juillet 1958 lorsqu'un énorme glissement de terrain déclenché par un séisme de magnitude M = 8.3 et de profondeur P = 60 km a touché la baie de Lituya (Alaska, États-Unis), provoquant un mégatsunami avec une vague record haute de 524 mètres [Voir : http://en.wikipedia.org/wiki/1958_Lituya_Bay_megatsunami].

Près de 80% des tsunamis surviennent dans l'océan Pacifique, où la Ceinture de Feu est liée aux zones de subduction majeures (Figure 3), siège de nombreux séismes de forte magnitude. Les rivages de la fosse de Java-Sumatra (îles de la Sonde, Indonésie), la côte du Makran au large du Pakistan et de l'Iran, la mer Méditerranée et une partie de la côte du Portugal sont les lieux où des tsunamis ont également été signalés.

Les vagues de tsunami sont des vagues d'eau gravitaires. Elles appartiennent à la même famille que les vagues marines, mais s'en distinguent par leurs caractéristiques physiques et par leurs conditions de formation. À la différence des vagues ordinaires liées à la marée, au vent, à un débordement, qui dépendent de l'évolution combinée du vent, du champ de pression et des effets de marée, la plupart des tsunamis sont provoqués par un mouvement vertical soudain du plancher océanique déclenché par un phénomène sous-marin (séisme, glissement de terrain, éruption volcanique). Alors que la houle se caractérise par une période de 5 à 10 secondes et une longueur d'onde (λ) pouvant atteindre 150 m, celle d'un tsunami dépasse 100 km et sa période est comprise entre 1 minute et 1 heure. Les tsunamis d'origine tectonique ont des périodes longues, généralement entre une dizaine de minutes et plus d'une heure, alors que les tsunamis créés par des glissements de terrain ou par un phénomène volcanique ont souvent des périodes plus courtes, de quelques minutes à un quart d'heure.

D'un point de vue hydrodynamique, une vague de tsunami est « longue », ce qui veut dire que $\lambda >> H$, où H est la profondeur de l'océan. La vitesse de propagation, *c*, peut être calculée grâce à la formule $c = \sqrt{gH}$ où g est l'accélération de la pesanteur. Pour H = 4 km (profondeur typique d'un bassin océanique), les vagues de tsunami se propageront à la vitesse de 720 km/h environ. Au large, là où l'océan est profond de 4 à 5 km en moyenne (moins profond au niveau des dorsales et du talus continental, plus profond au niveau des fosses océaniques), les distances entre deux crêtes de vague peuvent atteindre 10, 30 voire 100 kilomètres : un tsunami peut donc passer totalement inaperçu des navires en mer, qui ne peuvent le distinguer de la houle. Mais, contrairement à celle-ci, le tsunami provoque une oscillation de l'eau aussi bien en surface de l'océan qu'au fond : en fait, c'est toute la colonne d'eau qui se retrouve animée d'une oscillation horizontale dans le sens de la propagation du tsunami. Ce fait est lié à la grande longueur d'onde du phénomène, dans tous les cas très supérieure à la profondeur moyenne de l'océan. La quantité d'eau totale mise en mouvement est donc bien supérieure à ce que la houle produit, aussi le tsunami transporte-t-il beaucoup plus d'énergie que la houle. Or, étant donné que la vitesse à laquelle une onde perd son énergie est inversement proportionnelle à sa longueur d'onde, les tsunamis peuvent traverser les étendues océaniques en ne perdant que peu d'énergie, ce que montrent les cartes de propagation des tsunamis engendrés par les séismes de Valdivia le 22 mai 1960 (Chili, M = 9.5), de Sumatra le 26 décembre 2004 (Indonésie, M = 9.1) et du Tohoku le 11 mars 2011 (Japon, M = 9.0) [Voir : http://en.wikipedia.org/wiki/1960_Valdivia_earthquake#mediaviewer/File:Tsunami_travel_time_Valdivia_1960.jpg et http://en.wikipedia.org/wiki/2004_Indian_Ocean_earthquake_and_tsunami#mediaviewer/File:2004IndianOceanTsunami.jpg et http://fr.wikipedia.org/wiki/Tsunami#mediaviewer/Fichier:2011Sendai-NOAA-TravelTime-Ttvulhvpd9-06.jpg].

Une autre conséquence de la relation $\lambda >> H$ (longueur d'onde du tsunami très supérieure à la profondeur de l'océan) est que la propagation du tsunami peut être assimilée à celle d'une vague en eau peu profonde. Là où, dans les océans, la profondeur est uniforme, les tsunamis se propagent en anneaux circulaires dans toutes les directions comme les rayons d'une roue. Comme la vitesse de propagation dépend de la profondeur, la forme des fonds sous-marin joue un rôle important : les irrégularités du plancher et les rides océaniques provoquent une dispersion des tsunamis. En cas de séisme, les temps de propagation et l'amplitude doivent donc être estimés en tenant compte de la topographie sous-marine et de la bathymétrie, et ajustés aux conditions locales de ces deux paramètres, un tsunami impliquant la mise en mouvement de toute la colonne d'eau.

À l'approche des côtes, notamment au passage du talus continental et de la plateforme associée, l'amplitude A des vagues de tsunami augmente car l'eau devient moins profonde [L'amplitude d'une onde est l'écart maximal par rapport à la valeur moyenne, ici le niveau moyen de la mer]. D'une part, la vitesse du tsunami est liée à la profondeur : lorsque celle-ci décroît, le tsunami ralentit. Or, parce que la fréquence est fixe, la longueur d'onde d'un tsunami qui ralentit décroît, mais l'énergie étant conservée, l'amplitude A s'accroît. D'autre part, comme un tsunami déplace toute la colonne d'eau, lorsqu'il s'avance au rivage en eau peu profonde, toute l'énergie est comprimée verticalement, ce qui contribue aussi à l'accroissement de A. Par conséquent, lorsque le tsunami s'approche des côtes, sa période et sa vitesse diminuent, son amplitude augmente (*shoaling*). Le déferlement est la phase finale du tsunami, généralement précédée d'un retrait qui expose sur plusieurs centaines de mètres des fonds ordinairement sous-marins. Les personnes non averties ou non informées s'aventurent sur ces espaces découverts à la recherche de coquillages, ou simplement pour satisfaire leur curiosité : elles seront les premières noyées lors du déferlement final et de la phase d'inondation. Les effets d'un tsunami à la côte sont très difficiles à prévoir, car de nombreux phénomènes interfèrent, ce qui explique que des secteurs préservés ou peu endommagés puissent coexister spatialement avec

des secteurs entièrement et profondément dévastés. En particulier, le confinement des vagues dans une baie étroite peut produire des effets aussi spectaculaires que limités : le séisme du 9 juillet 1958 en Alaska (M = 8,3) a provoqué une vague record de 524 mètres de hauteur dans la baie Lituya, mais très localisée [Voir la carte sous : http://www.drgeorgepc.com/tsu1958LituyaInund.jpg].

De même que pour les tremblements de terre, des échelles d'intensité ont été proposées pour évaluer les effets d'un tsunami. À la différence de la magnitude, qui est une grandeur physique qui se calcule et dont la valeur est associée au lieu du séisme, l'intensité ne peut faire l'objet que d'une estimation, associée au lieu d'observation. L'intensité caractérise la sévérité de la secousse au sol ou des effets d'un tsunami à la côte. Dans le cas d'un séisme, elle est estimée en un lieu à partir des effets produits par le séisme, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objet, fissures…) ou qu'ils aient causé des dégâts plus ou moins importants aux constructions selon leur vulnérabilité (capacité à résister au secousses sismiques). On parle alors d'effets macrosismiques. Depuis 1996, la 25e Assemblée Générale de la Commission Sismologique Européenne recommande fortement l'usage de la nouvelle échelle *European Macroseismic Scale* (EMS98) à ses pays membres. L'Échelle Macro-sismique Européenne est fondamentale pour évaluer l'intensité sismique d'un tremblement de terre ressenti en Europe mais aussi dans d'autres continents. Toutes ces échelles ont été définies sur douze degrés notés généralement en chiffres romains de I à XII. Le degré I correspond aux secousses les plus faibles, à peine ressenties, tandis que le degré XII exprime une destruction totale du paysage. Le nombre de victimes n'est pas pris en compte dans ces évaluations car il dépend non seulement de l'intensité, mais aussi du type local de construction, de la densité de population et de l'heure de l'avènement du séisme [Télécharger la notice EMS98 : http://media.gfz-potsdam.de/gfz/sec26/resources/documents/PDF/EMS-98_French.pdf ou en abrégé : http://media.gfz-potsdam.de/gfz/sec26/resources/documents/PDF/EMS-98_short_form_French_PDF.pdf].

Les premières échelles d'intensité des tsunamis ont été l'échelle Sieberg-Ambraseys utilisée en Méditerranée, et l'échelle Imamura-Iida utilisée dans l'océan Pacifique. Elles ont été remplacées en 2001 par une échelle à 12 degrés proposée par G. Papadopoulos et F. Imamura, comparable à l'échelle macro-sismique. Nous donnons une version abrégée (Tableau 1) de cette échelle qui, dans le détail, repose sur l'évaluation des dommages aux personnes (a), aux objets comme les navires (b) et aux bâtiments (c).

Intensité	**Définition**	**Hauteur de vague**
I	Non ressenti	
II	Rarement ressenti	
III	Faible	
IV	Largement observé	
V	Fort	1 m
VI	Dégâts légers	2 m
VII	Dégâts	4 m
VIII	Dégâts importants	4 m
IX	Destructions	8 m
X	Destructions importantes	8 m
XI	Catastrophe	16 m
XII	Catastrophe généralisée	32 m

Tableau 1 – L'échelle d'intensité des tsunamis (d'après Gupta et Gahalaut, 2013)

Texte publié en 2014 dans « Géographie des mers et des océans », R. WOESSNER (dir.), Collection Clefs Concours, Éditions Atlande, Neuilly, pp. 220-227.