

SYNTHESE SUR LE SEISME TSUNAMIGENE (M_w=8.9) DU 26 DECEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE): LE RISQUE TSUNAMI DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGERIE

Avertissement : L'Editeur a décidé de publier la présente note en premier article avec photo en une de couverture au vu, pour les pays riverains de la Méditerranée occidentale, de son "caractère d'actualité et d'alerte" souligné par les revueurs. Ces derniers ont fait remarquer également que cette note relève plutôt "d'une synthèse de plusieurs auteurs que des travaux originaux"

Moh - Amokrane AITOCHE* et Mabrouk DJEDDI*

RÉSUMÉ

De caractère plutôt épisodique dans la fréquence de leur occurrence, les séismes tsunamigènes (ou générateurs de tsunamis), relèvent de la simultanéité de deux phénomènes : une expression de type sismologique résultant le plus d'une dynamique de tectonique des plaques et un effet induit par un mouvement et une déformation géomorphologique du plancher océanique donc de rupture d'équilibre dont le tsunami en est la manifestation en surface. L'approche descriptive dite de causes à effet peut singulièrement occulter la complexité de ce phénomène dont les origines se situent en aval par référence à une sismicité avérée et en aval dans la prédisposition locale (présence d'un plan d'eau) à développer un tsunami. L'extrapolation d'un phénomène naturel observé en un point du globe vers une autre région est – elle envisageable ? Si tel est le cas, quel risque de séisme tsunamigène encourt alors le bassin méditerranéen en général et le littoral algérien en particulier ?

Mots clés - Tectonique - Subduction - Séisme - Tsunami - Vague - Vitesse - Longueur d'onde - Profondeur - Asie - Méditerranée.

SYNTHESIS ON THE TSUNAMIGENIC EARTHQUAKE (M_w=8.9) OF DECEMBER 26, 2004 (WEST OF ASIA) THE TSUNAMI RISK IN THE MEDITERRANEAN BASIN AND ON THE COASTLINE OF ALGERIA

ABSTRACT

Due to their character rather episodic in the frequency of their occurrence, the tsunamigenic earthquakes (generating of tsunamis), raise the simultaneity of two phenomena: the first is the seismological effect resulting principally from the tectonic dynamic plates, the second includes a secondary effect which results from a geomorphological movement and the

* Laboratoire de Physique de la Terre, FHC, Université de Boumerdès 35000 Boumerdès Algérie
- Manuscrit déposé le 14 Février 2005, accepté après révision le 28 Mai 2005

seafloor deformation. That is, a tsunami represents in a sens the visible impact of the underwater rupture. The so-called descriptive approach named as "from reasons to effects" can occult the complexity of this phenomenon whose the origins are located downstream by reference to a proven seismicity and downstream in the local predispositions (presence of a water plan) to develop a tsunami wave. Is the extrapolation of a natural recorded phenomenon in a point of the globe toward another region - it foreseeable? So such is the case, what risk of a tsunamigenic earthquake can occur in the Mediterranean basin in particular and along the Algerian coastline?

Key words - Tectonic - Subduction - Earthquake - Tsunami - Wave - Celerity - Wave length-Depth - Asia - Mediterranean sea - Algeria coastline.

INTRODUCTION

Répertorié comme l'une des catastrophes naturelles les plus dramatiques depuis 1900 et l'un des cinq plus grands cataclysmes enregistrés depuis, le séisme d'origine sous-marine de l'île indonésienne de Sumatra ($M_w=8.9$) et le tsunami d'une ampleur régionale qui suivit, soulève plus d'une question sur ces phénomènes exceptionnels. Il est indéniable qu'un régime tectonique contextuel virulent en constitue le principal facteur moteur : zone de subduction, zone d'expansion sous-marine, mouvement à deux degrés de liberté de certaines plaques (translation et rotation), présence de rifts... Si le tsunami peut être qualifié de réplique continentale au séisme majeur, il n'en demeure pas moins que la réunion de conditions locales spécifiques ont contribué à son caractère dévastateur : nous incluons la faible profondeur du séisme (à 10 Km sous la surface de l'eau), présence de plan d'eau semi-ouvert, faibles profondeurs vers le littoral (succession de plages et absence d'obstacles naturels).

La prévention des séismes semble à l'heure actuelle hypothétique malgré des avancées notables notamment dans la compréhension des mécanismes au foyer. Le risque «**tsunami**» bénéficie quant à lui de systèmes d'alerte cependant insuffisants et inégalement répartis à l'échelle de la planète puisque localisés dans la seule zone du Pacifique. Qu'en est-il alors de l'apparition de ce phénomène dans d'autres régions qui réunissent des conditions sismo-

tectoniques généralement admises comme source de tsunami? A cet effet, les pays limitrophes du bassin méditerranéen en général et l'Algérie en particulier réunissent les deux conditions *sine qua non* de l'occurrence d'un tsunami : une sismicité avérée et la présence d'un plan d'eau. Comme pour les tremblements de terre, on ne peut cependant extrapoler le phénomène dans sa globalité notamment en terme d'énergie donc d'envahissement du littoral et de destructions.

LE SEISME DE SUMATRA (INDONESIE): UN CAS HISTORIQUE

En cette fin d'année 2004, le 26 Décembre précisément, à 00h:58mn:50s, heure UTC (07h:58mn:50s heure locale), un violent séisme frappa le Nord-Ouest de Sumatra, l'une des plus grandes îles de l'archipel indonésien. L'épicentre du tremblement de terre a été localisé à 160 Km à l'Est de Sumatra (95.799°N , 3.298°E) à une profondeur avoisinant 10Km, donc un séisme plutôt superficiel. L'hypocentre appartient à la ceinture de feu désignant la guirlande de fractures majeures et de leurs ramifications cernant d'Est en Ouest le globe terrestre et sur laquelle sont concentrés les trois quarts des séismes de la planète (fig. 1).

Dans les premiers instants qui ont suivi l'occurrence du tremblement de terre, une magnitude relativement faible a été annoncée par différentes stations de sismologie en avançant une magnitude de 6.8 sur l'échelle de Richter laquelle est

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE (Mw=8.9) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

manifestement inadaptée pour un séisme de la taille de celui qui a affecté cette région du monde. L'échelle de magnitude Mw reflète mieux la violence du séisme: Mw=8.9(USGS). Pour rappel, le séisme le plus fort recensé à ce jour fut celui qui frappa le Chili en 1960 avec une magnitude de 9.

En terme d'énergie libérée, adoptons la relation approximative suivante reliant la magnitude à l'énergie libérée par un séisme:

$$M = 4 + \log E \Leftrightarrow E = 10^{M-4}$$

Pour Mw=8.9 on obtient : $E \approx 80$ mégatonnes c'est-à-dire une masse convertie supérieure à celle consentie dans des explosions nucléaires

IMPLICATIONS DU SEISME

La violence du séisme de Sumatra a induit quelques variations très faibles il est vrai, des paramètres dynamiques de rotation de la Terre, non perceptibles à l'échelle humaine. Ainsi, il a été relevé une légère diminution du moment d'inertie mais sans réelle variation du moment angulaire. De ce fait, il s'en suivit une augmentation de la vitesse de rotation de la Terre se traduisant par un raccourcissement de la durée du jour d'environ $4\mu s$. Cependant en raison des effets de marées lunaires tendant à ralentir le mouvement de rotation de la Terre, cette augmentation de la vitesse de rotation est donc inhibée et les incidences nulles.

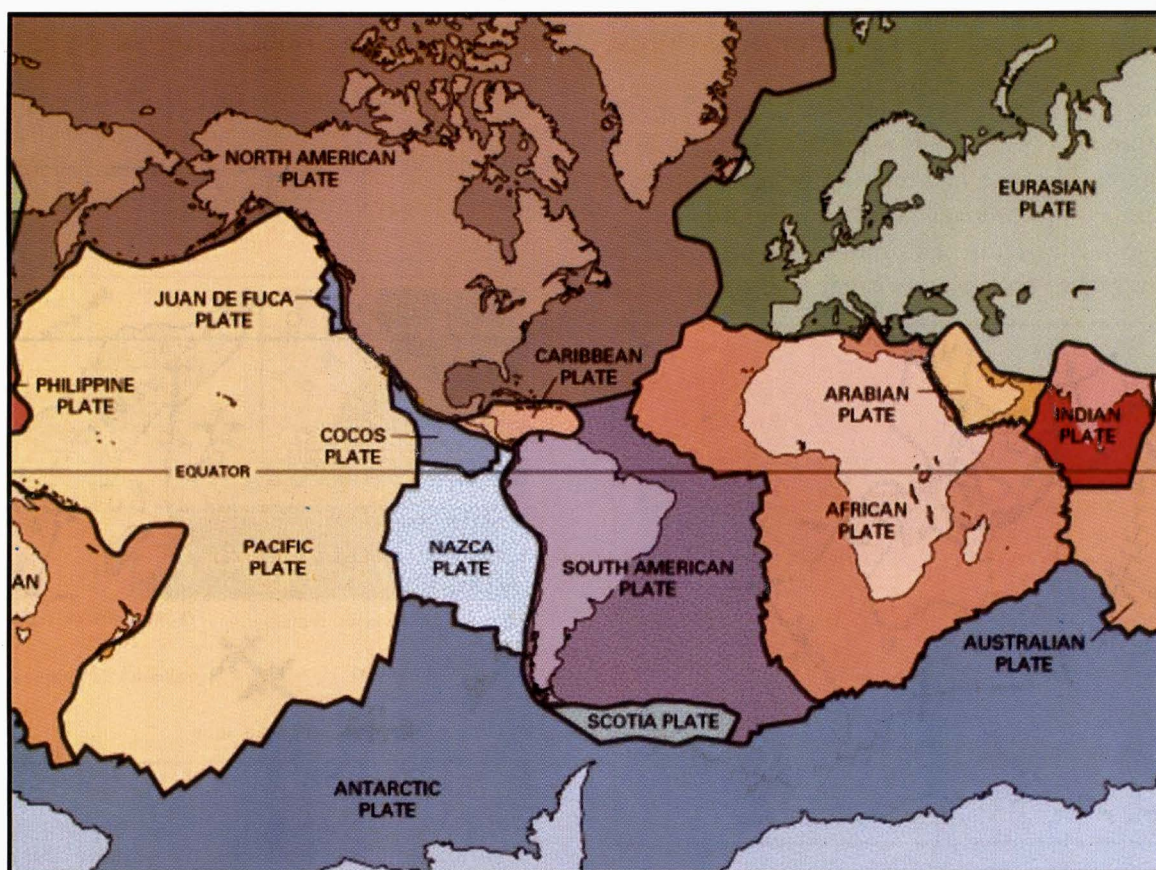


Fig. 1 - Distribution et mouvement des plaques tectoniques
<http://geology.er.usgs/eastern/plates.html>.

Distribution and movement of tectonic plates
<http://geology.er.usgs/eastern/plates.html>.

CONTEXTE SISMO-TECTONIQUE DE LA REGION

Le golfe de Bengal (Océan Indien) est caractérisé par une carte sismo-tectonique complexe réunissant pratiquement l'ensemble des facteurs dynamiques conduisant à une sismicité omniprésente de la région et un risque de tsunami local réel dans sa probabilité d'occurrence.

Tectonique de la région

Le golfe de Bengale et l'ensemble de la région Nord-Ouest et Sud-Est (sous continent australien) de l'Océan Indien subit à grande échelle un régime de compression par endroits et d'expansion en d'autres. Sur le plan géodynamique, les mouvements relatifs de deux plaques tectoniques majeures en constituent le moteur principal: la plaque indienne et la plaque australienne (fig. 2).

La plaque indienne appartient au complexe tectonique indo-australien qui délimite la baie de Bengale. Elle tend vers un rapprochement avec la plaque eurasiennne au Nord. Conjointement, la plaque australienne amorce une dynamique de convergence vers la plaque indienne dans un mouve-

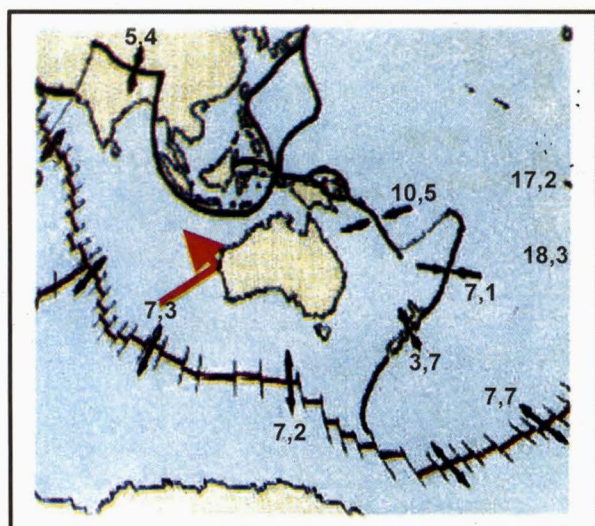


Fig. 2 - Structuré tectonique de l'Océan Indien (wikipedia 2004)

Tectonic structure of the Indian Ocean
(wikipedia 2004)

ment composé de translation et de rotation dans le sens rétrograde. Le phénomène de subduction (enfouissement d'une plaque sous une autre) préside à ce rapprochement inter-plaque d'une amplitude moyenne de 5cm/an vers la plaque Birmane. Retenons ce fort taux de déplacement alors que le taux de rapprochement des plaques africaine et eurasiennne avoisine «à peine» 1cm/an.

La plaque Birmane, sous la poussée de la plaque de Sunda entraîne dans son mouvement les archipels d'Andamane et de Nicobar et le Nord de l'île indonésienne de Sumatra.

Les mouvements tectoniques sont donc complexes par leur interaction les uns par rapport aux autres et mettent en jeu un formidable potentiel de contraintes, le séisme du 26 Décembre 2004 étant une voie d'évacuation de l'énergie accumulée.

Une analyse de la distribution spatiale étendue des répliques (fig. 3) localisées le long de l'arc de Sunda laisse deviner la longueur de la frontière inter-plaques (estimée à 1000 Km) en déplacement.

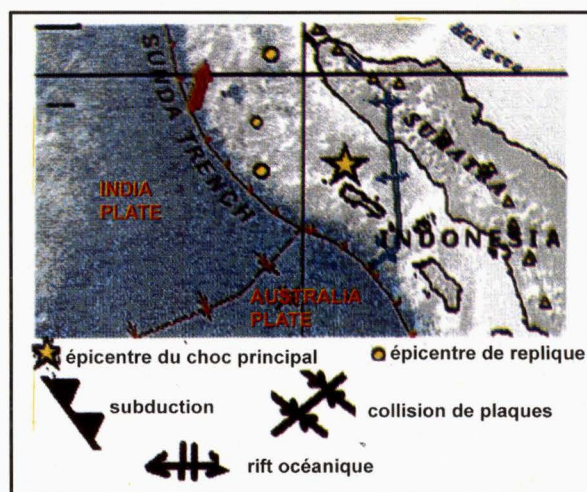


Fig. 3 - Mécanisme tectonique – épiscntre et distribution des répliques du séisme du 26 Décembre 2004 (wikipedia 2004)

Tectonic mechanism- epicenter and distribution of after chocs of the December 26 st, 2004 earthquake (document USGS) (wikipedia 2004)

UNE AUTRE INTERPRÉTATION DE L'ORIGINE DU SÉISME

Le nombre, la localisation et les mouvements relatifs des plaques tectoniques à l'échelle de la planète semblent définitivement répertoriés (fig. 1).

On estime cependant que la plaque australienne qui s'étend jusqu'à la périphérie de la plaque indienne se serait brisée en deux pour porter le nombre de plaques tectoniques majeures à treize (au lieu des douze généralement admises). La proximité de l'épicentre du séisme de Sumatra de la zone de fracture laisserait supposer la concentration d'une forte énergie. Son refoulement vers les limites de plaques combiné avec d'autres facteurs sismo-tectoniques locaux aurait provoqué à long terme cette rupture ayant conduit au séisme du 26 Décembre 2004.

ORIGINE DU PHÉNOMÈNE TSUNAMI

Étymologiquement, le terme japonais **tsunami** désigne une «vague de port ou portuaire» parce que mieux distinguée à l'approche d'une rade de port.

Les origines d'un tsunami peuvent être diverses (volcanisme, glissement de terrain, éboulement); notre intérêt dans la présente contribution se rapportera au tsunami d'origine tectonique dont le mécanisme de rupture est induit par les failles

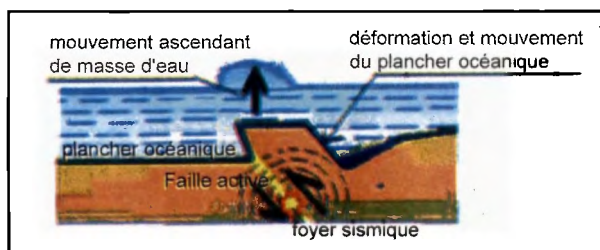


fig. 4 - Mécanisme de rupture – déformation du plancher océanique

Mecanism of rupture – distortion of the sea floor



Fig. 5 - Comportement d'une vague tsunami
Behaviour of a tsunami wave

actives entraînant un mouvement des plaques mobiles de la lithosphère sur l'asthénosphère. L'énergie due aux contraintes est libérée au cours d'une rupture sismique.

L'océan est supposé comme formé par une mince couche d'eau en mouvement sur toute son épaisseur et à laquelle est transmise la déformation instantanée substratum. En des temps relativement courts, un déplacement de masse d'eau se matérialisant en vagues tsunamiques dotées d'une grande vitesse de déplacement (jusqu'à 800 Km/h au voisinage de la zone épiscopentrale) est provoqué par suite d'une restauration des forces de gravité. La hauteur de la vague atteint à peine un mètre à l'opposé de sa longueur d'onde. A l'approche des côtes, un comportement inverse est observé.

structure d'une vague

La caractérisation d'une vague de tsunami est effectuée par rapport à certains paramètres descriptifs d'une vague «normale» (fig. 6)

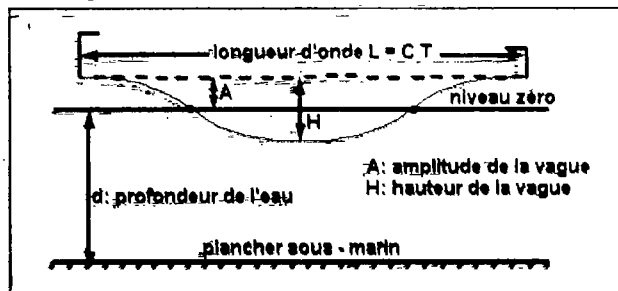


Fig. 6 - Paramètres descriptifs d'une vague
Descriptive parameters of a wave

hauteur et longueur d'onde d'un tsunami

La vague tsunami est une onde gravitaire accompagnant un mouvement brusque et une déformation résultante du plancher sous marin dans le cas d'un tsunami d'origine sismique. Ce processus dynamique provoque un soulèvement de masses d'eau dans le sens ascendant.

Par sa dynamique ondulatoire, le tsunami appartient à la classe des ondes dites à grande longueur d'onde (de l'ordre de 400 à 500 km) au large des côtes mais virant brusquement vers les hautes fréquences c'est-à-dire vers les courtes périodes (durées de cycle d'une vague) pouvant aller d'une heure (en haute mer donc pour les grandes profondeurs) à quelques minutes proche des rives vers les faibles profondeurs avec l'émergence de fortes amplitudes. Ce qui caractérise un tsunami, ce n'est pas tant la hauteur des vagues mais plutôt la longueur d'onde.

Près des côtes, il se produit alors un effet de compilation des énergies accumulées (on parle de conservation d'énergie) à l'approche du rivage. Les vitesses au large du littoral sont incommensurables : en effet, dans le premier cas, la vitesse de propagation avoisine 800 Km/h alors que près des côtes elle n'atteint que 35 à 40 Km/h. Cependant, la quantité d'énergie accompagnant les très grandes vitesses se trouve atténuée par la longueur d'onde élevée et, inversement, près du littoral de masses d'eau lesquelles se déversent par épanchement.

Vitesse de déferlement d'un tsunami

Il existe pratiquement une relation de proportionnalité entre la profondeur et la hauteur des vagues.

Cette dernière est proportionnelle à $\sqrt{d}$, d désignant la profondeur. Ce qui caractérise un tsunami, ce n'est pas tant la hauteur des vagues comme on pourrait le penser, mais la

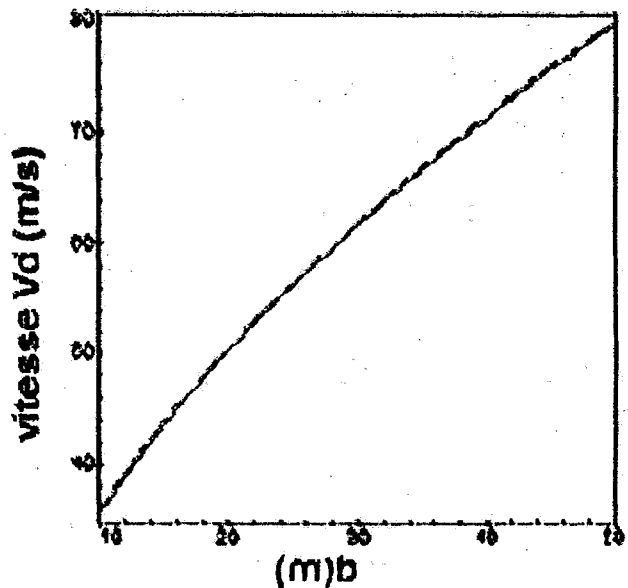


Fig. 7 - Variation de la vitesse de déferlement en fonction de la profondeur d (près du littoral)

Celerity variations of waves surge according to the depth (near the coastline)

vitesse de déferlement V_d des vagues près des côtes celle-ci suit la loi croissante suivante :

$$V_d = \sqrt{gd} \quad (1)$$

g étant l'accélération de la pesanteur.

Au large des côtes, la vitesse V_d obéit à une autre loi tant les conditions locales de période, de profondeur et de longueur d'onde sont différentes comparées à celles du littoral et qui n'apparaissent pas dans l'expression (1).

Vitesse de déferlement d'une vague tsunami vers les grandes profondeurs

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \operatorname{th}\left(2\pi \frac{d}{L}\right)} \quad (2)$$

avec

C la célérité (vitesse) de la vague tsunami

g la constante gravitationnelle

L la longueur d'onde

d la profondeur

th tangente hyperbolique

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE ($M_w=8.9$) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

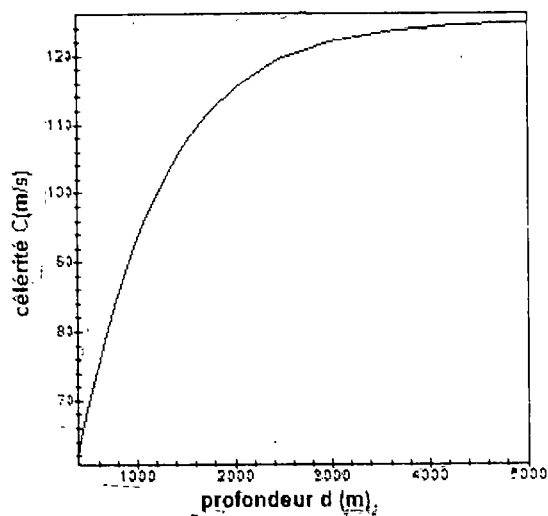


Fig. 8 - Variation de la vitesse de déferlement en fonction de la profondeur (au large)

Celerity variations of waves surge according to the depth (far from the coasts)

Tableau I - Quelques valeurs particulières de variation des paramètres d'une vague

Some particular values related to the variations of parameters of a wave

Profondeur (m)	Vitesse (Km/h)	Longueur d'onde (Km)
10	36.5	10.5
50	79.0	23.0
200	150.0	47.7
2000	604.20	151.0
4000	712.12	213.0
7000	942.20	280

L'application de la relation (2) est toutefois soumise à la condition suivante sur la profondeur d : $L/25 \leq d \leq L/2$. A titre d'exemple, $\rho=35g$ et $L = 10Km$ (noter la grande longueur d'onde de la vague tsunami vers le large d'où le caractère discret de la vague loin des côtes) on obtient $C \approx 450Km/h$ c'est – à – dire une vitesse étonnamment élevée. Le tableau 1 résume des variations non exhaustives des paramètres corrélés d'une vague.

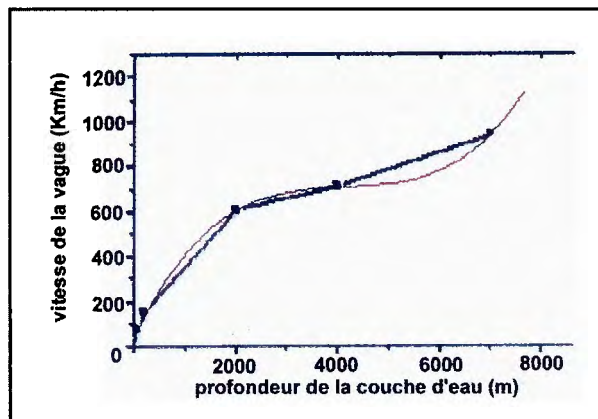


Fig. 9 - Courbe d'approximation des variations de la vitesse en fonction de la profondeur

Approximation curve of variations of a wave celerity versus depth

Remarquons la croissance rapide de vitesse de la vague vers les grandes profondeurs.

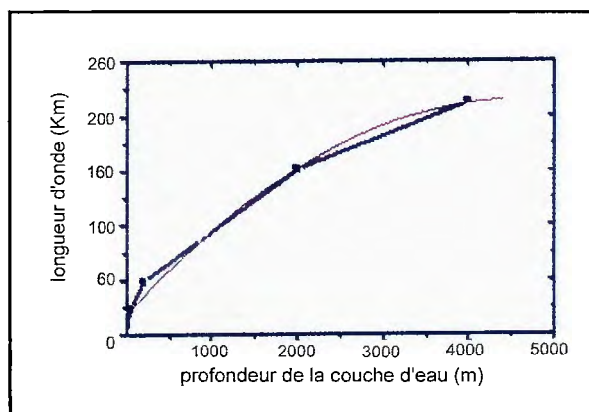


Fig. 10 - Variations de la longueur d'onde en fonction de la profondeur de la couche d'eau

The wave length versus the depth of water

ENERGIE D'UN TSUNAMI

Les facteurs influant sur l'énergie d'un tsunami sont fort nombreux: la célérité, l'amplitude de la vague, la longueur d'onde et la profondeur. Cette énergie découle de ce que l'on appelle le principe de proportionnalité inverse. En effet, à l'approche des côtes, un effet de frottement ralentit la vitesse de déferlement des vagues. Or le principe physique de

conservation de l'énergie conduit à rechercher un facteur de compensation à cette diminution de vitesse. Dans ce cas, il s'agit d'une augmentation de l'amplitude de la vague car énergie et amplitude sont directement proportionnelles. Ceci justifie l'apparition des «hautes» vagues meurtrières observées près des côtes.

Les expressions de l'énergie d'un tsunami

Les relations les plus fiables exprimant l'énergie d'un tsunami sont celles qui intègrent le maximum de paramètres. Certaines découlent de procédés de modélisation mathématique d'un tsunami.

Une expression simple est celle reliant l'énergie E d'une vague et la hauteur H de cette dernière:

$$E = \rho g H^2 \quad (3)$$

$\rho = 35 \text{ g/l}$ pour l'eau salée (océan)
 H hauteur de la vague

L'expression (3) est peu fiable puisqu'elle ne fait intervenir ni profondeur, ni vitesse, ni longueur d'onde. Une relation relativement plus explicite est de la forme:

$$E = \frac{8}{3} \rho g H d^2 \sqrt{\frac{H}{3d}} \quad (4)$$

On peut alors introduire la vitesse de déferlement de la vague C en écrivant :

$$E = \frac{8}{3} \rho H (gd) d \sqrt{\frac{H}{3d}} \quad (5)$$

Comme C^2 , alors:

$$E = \frac{8}{3} \rho H C^2 d \sqrt{\frac{H}{3d}} \quad (6)$$

Or : $d = \frac{C^2}{g}$, l'expression (6) devient :

$$E = \frac{8}{3} \frac{\rho}{g} \sqrt{\frac{g}{3}} \sqrt{H} C^3 \quad (7)$$

En posant

$$K(\text{constante}) = \frac{8}{3} \frac{\rho}{g} \sqrt{\frac{g}{3}}$$

il vient que :

$$E = K \sqrt{H} C^3 \quad (8)$$

Il apparaît donc que lors d'une diminution de la célérité C , l'augmentation de la hauteur de la vague H peut compenser cette diminution.

Si nous désirons impliquer la longueur d'onde L de la vague dans l'expression de l'énergie E , il suffit de considérer la célérité C qui introduit justement cette longueur d'onde.

LES ECHELLES D'INTENSITE D'UN TSUNAMI

Comme dans le cas de la quantification d'un séisme par le biais d'échelles appropriées (échelles d'intensité) des propositions de classification des tsunamis sont avancées, mais à notre sens, elles présentent plutôt un caractère subjectif puisque liées à des aspects descriptifs ou d'estimation.

L'échelle d'intensité de Sieberg

De «très légère» à très forte, l'échelle d'intensité de Sieberg repose sur des perceptions visuelles et sur une estimation des dommages occasionnés par la vague sur l'environnement et les vies humaines.

- Vague «très légère»: n'est détectée que par les marégraphes (instrument de détection de marées).

- Vague «légère»: légèrement perturbatrice du plan d'eau près du rivage.

- Vague «relativement forte»: inondation du rivage, chavirement des embarcations.

- Vague «forte»: inondation accentuée du rivage accompagnée de destructions des constructions limitrophes.

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE (Mw=8.9) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

- Vague «très forte»: Inondation (run-up) sur une grande distance à l'intérieur des terres et pertes humaines.

- $m = 4$: au large, la vague atteint une hauteur de 2 mètres alors que près des côtes, elle est de 30 mètres. Un effet tsunami majeur prend alors forme.

ECHELLES DE MAGNITUDE D'UN TSUNAMI

Al'instar des séismes, des versions d'échelles de magnitude de tsunamis sont proposées avec cependant des différences dans leur expression et dans la nature des paramètres introduits. La magnitude d'un tsunami quantifie l'importance de ce dernier et pour lequel la hauteur H_m de la vague représente un critère fondamental.

L'échelle de magnitude d'Imaoura et Liba

Cette échelle empirique introduit la notion de magnitude m d'un tsunami relativement à une hauteur maximale H_m de la vague:

$$m = \ln\left(\frac{H_m}{2}\right) \quad (9)$$

Cas de classifications retenus:

- $m = -1$: tsunami mineur.
- $m = 0$: vague de hauteur relativement faible (10 cm à 1m); les dégâts occasionnés sont minimes.
- $m = 1$: si au large la vague atteint à peine une vingtaine de centimètres, sa hauteur croît vite à l'approche des côtes accompagnée de préjudices aux constructions et aux navires stationnés en rade.
- $m = 2$: la hauteur de la vague peut atteindre 6 mètres et occasionner pertes humaines et destructions d'embarcations.
- $m = 3$: la vague tsunami commence à prendre forme avec une hauteur de 10 à 20 mètres. Une forte invasion du littoral est observée.

Echelle de magnitude m de Lida-Cox et Pararas Carayannais

$$m = \log 2H_m \quad (10)$$

H_m désigne l'amplitude maximale de la vague d'invasion ou run-up observée sur un rivage proche de la source tsunamigène.

Echelle de magnitude d'Abe

$$m = \log H_m + B \quad (11)$$

B désigne une constante.

Echelle de magnitude d'Abe modifiée

$$m = \log H_m + a \cdot \log D + b \quad (12)$$

avec a et b des constantes et D la distance suivant une ligne séparant l'épicentre du séisme de la station de veille marégraphique.

PARAMETRES ADIMENSIONNELS DE MODELISATION D'UN TSUNAMI

Sur le plan de la modélisation, le tsunami est intégré dans les écoulements à grande longueur d'onde; aussi, les paramètres caractéristiques d'amplitude H , de profondeur d et de longueur d'onde L sont-ils réunis sous la forme de paramètres adimensionnels ε , μ , et U , ce dernier désignant le nombre d'Ursel et tel que :

$$\varepsilon = \frac{H}{d}; \quad \mu = \frac{d^2}{L^2} \quad (13)$$

$$U = \frac{\mu}{\varepsilon} = \frac{HL^2}{d^3} \quad (14)$$

Le nombre d'Ursel est caractéristique de l'onde tsunamique; ainsi:

- si $U \ll 1$, la théorie des ondes longues est applicable et la vitesse de déferlement est supposée uniforme sur une verticale;

- si $U \approx 1$, l'équation d'écoulement de l'onde admet une solution sous la forme d'un potentiel harmonique;

- si $U \gg 1$, la théorie des ondes longues et d'amplitude finie est applicable; l'onde se déforme au cours de sa propagation;

CLASSIFICATION DES TSUNAMIS

Les tsunamis majeurs et destructeurs obéissent à une classification issue de la distance séparant la zone inondée de l'épicentre pour ce qui est des séismes tsunamigènes.

- Tsunamis locaux : leur influence est limitée aux côtes situées à quelques kilomètres (100 à 1000 km) de la source sismogène. Citons à ce propos les tsunamis locaux des séismes de Djidjelli et de Boumerdés (Algérie, respectivement en 1856 et 2003).

- Tsunamis régionaux: leurs effets dévastateurs peuvent s'étendre sur un rayon de plus d'un millier de kilomètres. Ainsi le tsunami issu du séisme de Sumatra a gagné non seulement en Asie le Bangladesh et la Malaisie, mais a atteint aussi les îles Seychelles et les côtes africaines du Kenya et de la Somalie avec des pertes en vies humaines et des destructions d'embarcations.

IMPACTS DU TSUNAMI

Si sur le plan des pertes humaines, le tsunami qui a suivi le séisme majeur de l'Ouest de Sumatra restera l'une des plus grandes catastrophes naturelles des deux derniers siècles (près de 280 000 victimes dont les deux tiers en Indonésie), il n'en demeure pas moins que ses impacts à la fois géomorphologiques et sur l'éco-système sont tout aussi dramatiques.

Le tableau II résume quelques tsunamis historiques parmi les plus meurtriers ayant marqué les trois derniers siècles.

Tableau II - Quelques tsunamis historiques
Some historic tsunamises

Date d'occurrence du tsunami	Pays	Estimation du nombre de victimes
1755	Portugal	60 000
1868	Chili	25 000
1883	Indonésie	37 000
1896	Japon	27 000
1952	Kamchatka (Pacifique)	5 000
1960	Chili+Hawai	5 000
1976	Philippines	8 000
1992	Nicaragua	13 000
1992	Indonésie	1700
1998	Papouasi-Nouvelle Guinée	3 000
2004	Sumatra (Indonésie) + Asie du Sud	275 000

Impact géomorphologique

On notera d'abord un impact immédiat sur le relief par suite d'un phénomène d'érosion quasi-instantané se traduisant par un retrait de la ligne des côtes de l'ordre d'une dizaine de mètres et la formation de micro-falaises et de ravins débouchant sur la disparition de certaines plages.

Près des côtes et à de faibles profondeurs, il se développe un phénomène de sédimentation aussi soudain que continu mais ralentissant vers le large.

A de très grandes profondeurs, comme pour compléter les effets du séisme majeur cause principale de la rupture et de la fracturation du plancher océanique, le tsunami agit comme un catalyseur sur les formations locales provoquant par endroits un effet de liquéfaction.

Impacts sur l'éco - système

Les répercussions du tsunami sur l'environnement et le biotope sont aussi néfastes et appelées

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE ($M_w=8.9$) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

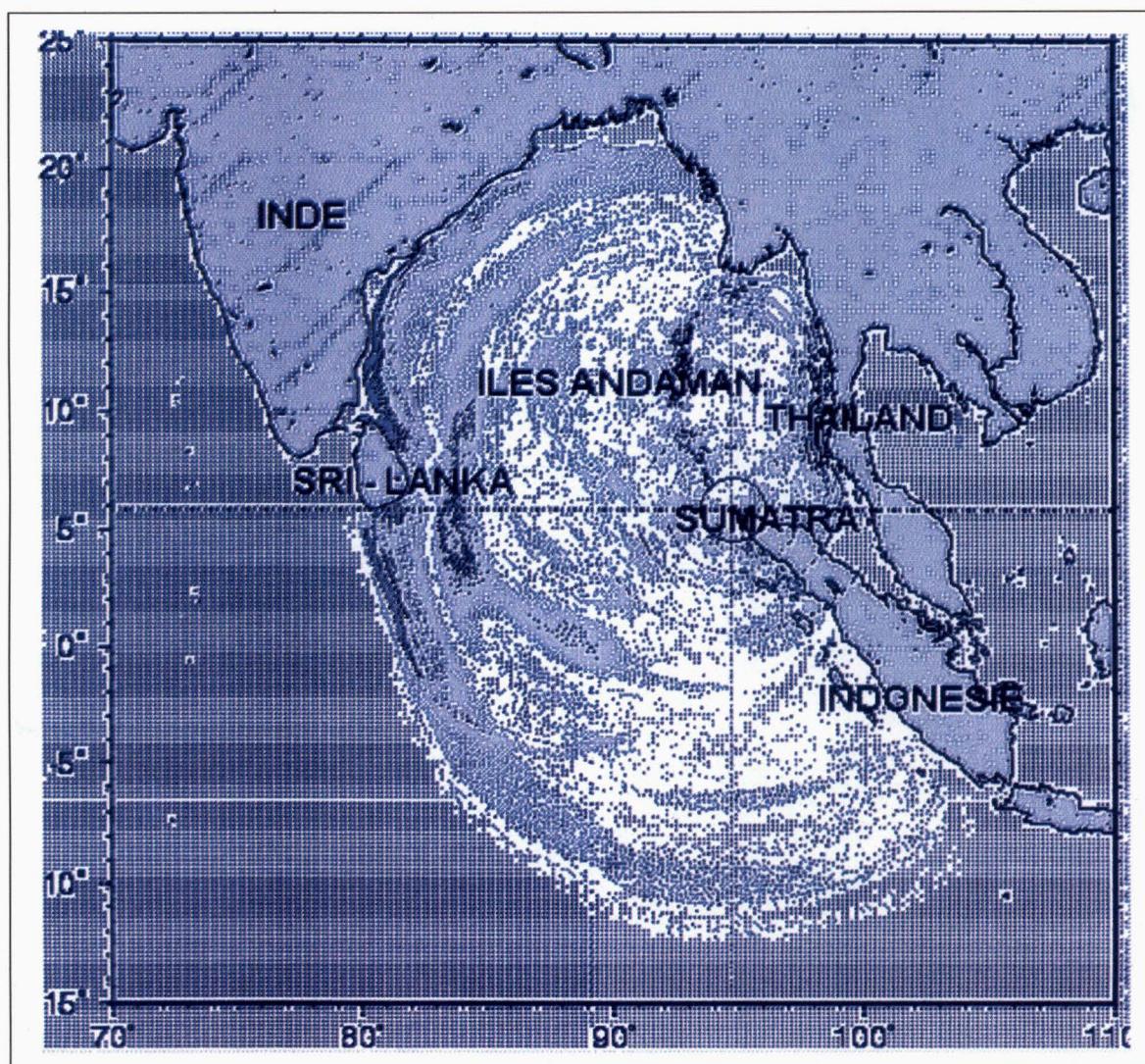


Fig. 11 - Tsunami issu du séisme de Sumatra
<http://terra.vulcania.chez.tiscali.fr/tsunami.htm> (modifiée)
Tsunami Induced by Sumatra earthquake
<http://terra.vulcania.chez.tiscali.fr/tsunami.htm> (modified)

à durer dans le temps. Il s'agit d'un bouleversement des conditions d'épanouissement de la flore et de la faune locales qui ont mis des millénaires à assurer l'équilibre de l'éco-système.

Des tonnes de matières organiques, de limons et de sables concourent à une raréfaction des conditions de vie optimales des espèces sous-marines. La biosphère servant de lieu de gestation et de développement aux espèces de la flore est soit anéantie donc difficilement restructurable à court terme, soit polluée par un apport de corps étrangers ou nocifs conduisant à une asphyxie des certaines espèces.

Un autre impact et non des moindres concerne l'anéantissement des récifs coralliens très nombreux dans la région; cet anéantissement peut être dû à deux facteurs: un facteur d'effondrement des récifs par un effet de tassement et un effet de dessèchement par suite d'une exposition prolongée à la lumière solaire lors du retrait des eaux précédant le développement du tsunami.

LE RISQUE TSUNAMI DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN ET EN ALGERIE

Le contexte sismo-tectonique en Algérie

Intégrée au pourtour méditerranéen, vaste étendue à tectonique complexe et sismo-active, l'Algérie appartient aux maghrébides, maillon de la chaîne alpine péri - méditerranéenne liée à la marge Sud du bassin algéro-provençal. Une activité sismique souvent violente manifeste caractérise cette région, principalement en Algérie au cours des quarante dernières années (tableau III)

Une tectonique très complexe liée à de grands ensembles structuraux témoigne de déformations actives le long de la côte africaine, parallèlement à la chaîne maghrébide. Les grands ensembles morphologiques répertoriés comprennent quatre

Tableau III - Principaux séismes
(années 1954-2003) de magnitude $M \geq 5.7$

Main earthquakes between 1954 and 2003 $M \geq 5.7$

Localité	Date	Magnitude
El-Asnam	09-09-1954	6.7
El-Asnam	10-10-1980	7.3
Constantine	27-10-1985	5.9
Tipaza	29-10-1989	5.9
Mascara	18-08-1994	5.9
Ain-Temouchent	04-09-1999	5.7
Beni-Ourlilane	10-11-2000	5.8
Zemmouri	21-05-2003	6.8

entités principales, contrastés sur les plans topographique et sismique. Du Sud au Nord nous distinguons :

- La plate forme saharienne classée comme asismique prolongée par l'Atlas saharien de sismicité épisodique de faible à modérée. La transition est assurée par la flexure sud atlasique.
- Les Hauts Plateaux annonciateurs des bouleversements structuraux et sismogéniques des chaînes côtières du Tell mais néanmoins caractérisés par une sismicité modérée comparée à celle des atlas.
- L'Atlas Tellien où se concentre l'essentiel de l'activité sismique de l'Algérie.

Sis à la périphérie des plaques de convergence des plaques africaines et eurasiennes avec une vitesse de rapprochement de 4 à 7 mm/an (fig. 12). l'Atlas Tellien vit au rythme d'un régime de compression matérialisé par un raccourcissement de direction NNO-SSE.

Cette activité tectonique trouve son origine dans le contexte global de la dynamique orogénique des chaînes alpine et himalayenne. Elle est matérialisée pour ce qui concerne le Nord de l'Algérie par une succession de structures alliant plis et plis failles se développant dans une direction quasi-perpendiculaire à celle du régime de compression. Les failles actives sont géné-

ralement de type inverse avec parfois des prolongements en mer. Nous répertorions ainsi d'Est en Ouest les failles de Thénia de direction ONO-ESE d'une longueur de 130km frolant la ville de Boumerdés au Sud, du Sahel d'une longueur de 60 km avec une extension en mer et, la faille inverse Sud-Mitidja d'une longueur de 50 km.

Les quelques études de cartographie sous-marine et le pointage d'épicentres de séismes localisés en mer laissent sous-entendre la présence de failles inverses au large du littoral. Ainsi, l'épicentre du séisme de Boumerdés (21 Mai 2003, $M_w=6.8$) a été localisé en mer (4 à 5km au large de la côte), entre les villes de Zemmouri et de Boumerdés (longitude 3.5 E, latitude 36.8 N).

LE RISQUE TSUNAMI EN MEDITERRANEE

Une rétrospective des tsunamis survenus en Méditerranée

Tout au long de l'histoire et selon les archives compilées à différentes époques, le bassin méditerranéen dans ses rives Nord et Sud, a été le siège

de phénomènes de tsunamis relativement nombreux et à des degrés de destruction divers. Sur le plan statistique, on estime, sur une période de 2000 ans, entre 5% et 10% le nombre de tsunamis répertoriés comme raz de marée ayant survenu en mer Méditerranée contre 80% pour l'Océan Pacifique (source CNRS). Cette faible proportion qui, traduite en termes de risques de tsunamis, ne doit pas impliquer une sous estimation de ce phénomène probable encore en Méditerranée tant les facteurs sismiques potentiels sont réunis. La seule différence réside dans l'intensité que pourrait développer un tsunami dans cette région du monde comparée à la catastrophe majeure de Sumatra.

Concernant l'occurrence probable de tsunami dans le bassin méditerranéen, il semble que les facteurs générateurs soient réunis à savoir une sismicité prouvée et la présence d'un plan d'eau.

La sismicité de la région est induite par la dynamique de rapprochement (0.7cm/an en Algérie) des plaques tectoniques africaine et eurasiennne (fig.12) engendré par le phénomène de subduction. Un ensemble de failles sub-atlasi-ques est essaimé le long de la rive Sud de la Mer

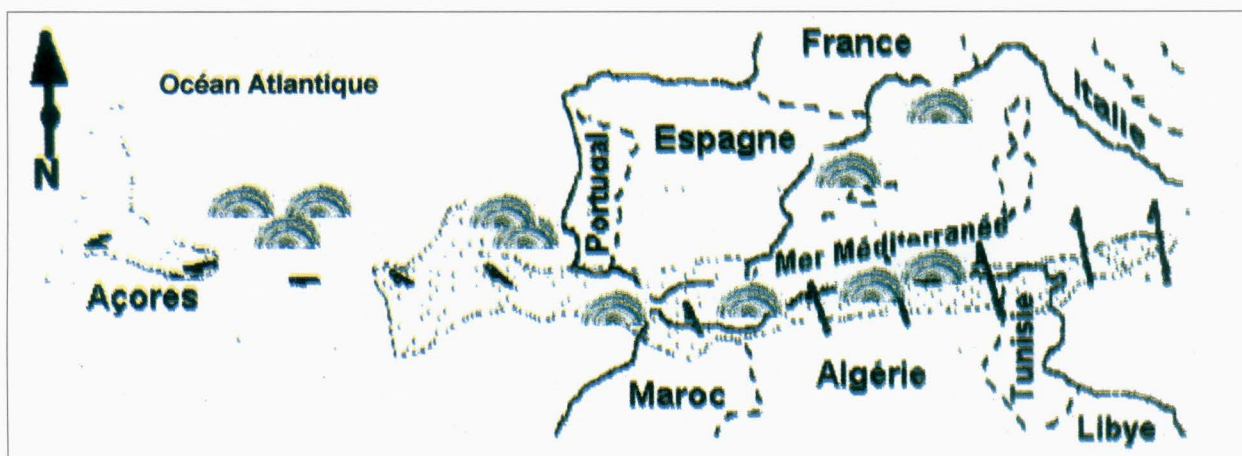


Fig. 12 - Le rapprochement des plaques tectoniques africaine et eurasiennne (0.7 cm/an). Principaux tsunamis répertoriés dans le bassin méditerranéen

The African and Eurasian tectonic plates bringing (0.7 cm/year). Main tsunamis listed in the Mediterranean basin

Méditerranée avec un prolongement Nord-Est sub-aquatique comme en témoigne l'activité volcanique en Sicile et la forte sismicité dans les îles ioniennes (Grèce) et dans les provinces anatoliennes turques avec un taux de rapprochement de plaques estimé à 3cm/an. De ce fait, la Libye et l'Egypte et surtout la mer intérieure de Miramar (Turquie) paraissent potentiellement les plus exposées à subir un raz-de-marée.

Historiquement et quoique peu nombreux, le bassin méditerranéen a connu des effets tsunami comme ceux vécus et décrits comme meurtriers en Egypte (XIV^{ème} siècle) et en Italie (1908). Cependant, à l'échelle de la planète, on estime à 10% le nombre de tsunamis observés en Méditerranée comparés à la fréquence de ceux se produisant dans le Pacifique (80% environ). Il y a lieu aussi de relativiser la puissance des tsunamis

tant les conditions locales sont déterminantes: configuration des zones côtières, relief en bordure d'océan, îles, archipels, limite de plaques, magnitude des séismes etc. Ces considérations conduisent à affirmer qu'un séisme ou un tsunami de magnitude et d'ampleur de celles observées dans la catastrophe du Sud-Est asiatique sont peu probables dans le bassin méditerranéen.

LE PHENOMENE TSUNAMI EN ALGERIE

Il est possible que l'Algérie ait connu tout au long de son histoire "sismique" le phénomène tsunami à l'exemple de celui ayant frappé Alger en 1365 et ayant entraîné l'inondation des parties basses de la ville. Les facteurs de confirmation et d'une approche préventive (évaluation du danger tsunami) proviendront des recherches en paléo-



Fig. 13 - Photo sous-marine montrant la plaque africaine s'enfoncer sous la plaque eurasiennne (au large de la Crète -Grèce) (Science et Vie, 1981)

Undersea picture showing the displacement of the african plate under the eurasian (one near the Crete coast) (Science et Vie, 1981)

**SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE (Mw=8.9) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.**

Tableau IV - Principaux tsunamis historiques ayant marqué la Méditerranée Occidentale

Main historic tsunamises having marked the western Mediterranean

DATE D'OCCURRENCE DU TSUNAMI	PAYS	CONSEQUENCES
218 av J.C	Cadiz (Espagne)	Inondation des rivages
210 av J.C	Cadiz (Espagne)	Inondation des rivages
an 60 av JC	Sud-Ouest Portugal	Inondation des rivages
881 ap. J.C	Cadiz (Espagne)	Phénomène de siphonage de la mer observé
1680	Mer d'Alboran (Sud de l'Espagne)	Vague tsunami observée
1755	Corogne (Nord-Ouest de l'Espagne)	Inondation des côtes
1756	Iles Baléares (Espagne)	Inondation des plages
1790	Mer d'Alboran (Sud de l'Espagne)	Inondation des côtes espagnoles et marocaines
1775 (1^{er}. Novembre)	Lisbonne (Portugal)	vague de 6m -côtes portugaises, espagnoles et marocaines inondées la capitale Lisbonne détruite – séismes atlantiques localisés sur la faille des Açores marquant la frontière des plaques Afrique et Eurasiatique
1790	Mer d'Alboran (Sud de l'Espagne)	Côtes espagnoles et marocaines inondées
1856 (21 Août))	Djidjelli (Nord-Est Algérie)	Inondation des côtes
1856 (22 Août)	Djidjelli –Bougie (Nord-Est Algérie)	Elévation du niveau de la mer – inondation des côtes
1969	Banc de Corringe	Tsunami consécutif à un séisme (m=7.3)
1978 (14 Août)	Cadiz (Espagne)	Grosse marée consécutive à un séisme (m=5)
1979	Alpes Maritimes (France)	Digue de l'aéroport de Nice emportée (11 victimes dénombrées)
1986	Plage du Beauduc (Bouches du Rhone France)	Vague de 2m suite à un séisme en méditerranée
2003 (27 Mai)	Iles Baléares – Côtes françaises)	Tsunami modéré consécutif au séisme (m=6.8) de Boumerdés Algérie du 21 Mai 2003 pas de victimes suite au tsunami

Tableau V - Principaux tsunamis historiques ayant marqué la Méditerranée Orientale

Main historic tsunamises having marked the Eastern Mediterranean

DATE D'OCCURRENCE DU TSUNAMI	PAYS	CONSEQUENCES
1626 av JC	Est de la Méditerranée- côtes de la Crète	vagues de plus de "100m" à l'origine de la légende de l'Atlantide disparition de la civilisation mionnienne
365 av JC	Côtes Egyptiennes – mer ionienne - Rhodes	Milliers de morts – Vague tsunamigène la plus ancienne connue – ruines d'Alexandrie
551 ap JC	Berite (Beyrouth) – côtes syro-libanaises)	Importantes destructions
1350	Egypte	Nombreuses victimes
1908	Messine (Italie)	Nombreuses victimes

ismique et en paléo-tsunami articulées autour de la collecte, l'analyse, l'identification, la datation des dépôts abandonnés sur les zones côtières ainsi que les modes de subsidence ou de relèvement.

Dans la présente contribution, nous nous limiterons dans la description de deux cas de développement de tsunamis: celui consigné dans les archives du début de l'époque coloniale connu sous le séisme de Djidjelli (1856) et le séisme plus récent de Boumerdés (2003)

Le séisme ($M_s \approx 5.8$) tsunamigène de Djidjelli (1856)

La région du littoral de Djidjelli (350 km à l'Est d'Alger) fut frappée le 21 Août 1856 par un séisme majeur d'une magnitude estimée $M_s \approx 5.8$. En fait, certaines archives font référence à l'occurrence de deux séismes consécutifs les 21 et 22 Août 1856, hypothèse discutable sur le plan sismologique d'autant plus qu'une même source sismogène ne peut être à l'origine de deux séismes d'intensités équivalentes.

Les répercussions du séisme de Djidjelli s'étendirent bien au delà région dévastée puisqu'elles furent ressenties aussi bien à l'Ouest

de la zone (Bejaïa et même Alger), à l'Est (plaine de Annaba), au Sud-Est (Batna) et au Sud (hauts plateaux sétifiens).

Epicentre et origine

La localisation de l'épicentre du séisme de Djidjelli a donné lieu à une légère controverse entre un foyer sismique continental ou sub-aquatique. En se référant aux observations rapportées par les témoins du séisme et l'intensité des dégâts engendrés, le foyer sismique ne peut que se situer qu'au large de la zone côtière djidjellienne. Le séisme a été fortement ressenti dans le pourtour du bassin méditerranéen, aux îles Baléares (Espagne) et en Sicile (Italie) et le long de la côte Est et Ouest de Djidjelli. Des secousses prémonitoires longues (jusqu'à 40 s de durée) et répétées précédèrent le séisme. La série des répliques post-séisme se développa pendant presque une année.

On affecte au séisme de Djidjelli une origine tectonique de failles situées sur la zone de transition entre le plateau continental et la plaine abyssale. Il est néanmoins difficile de diagnostiquer avec précision la faille active responsable du séisme en l'absence de données bathymétriques fiables

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE ($M_w=8.9$) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

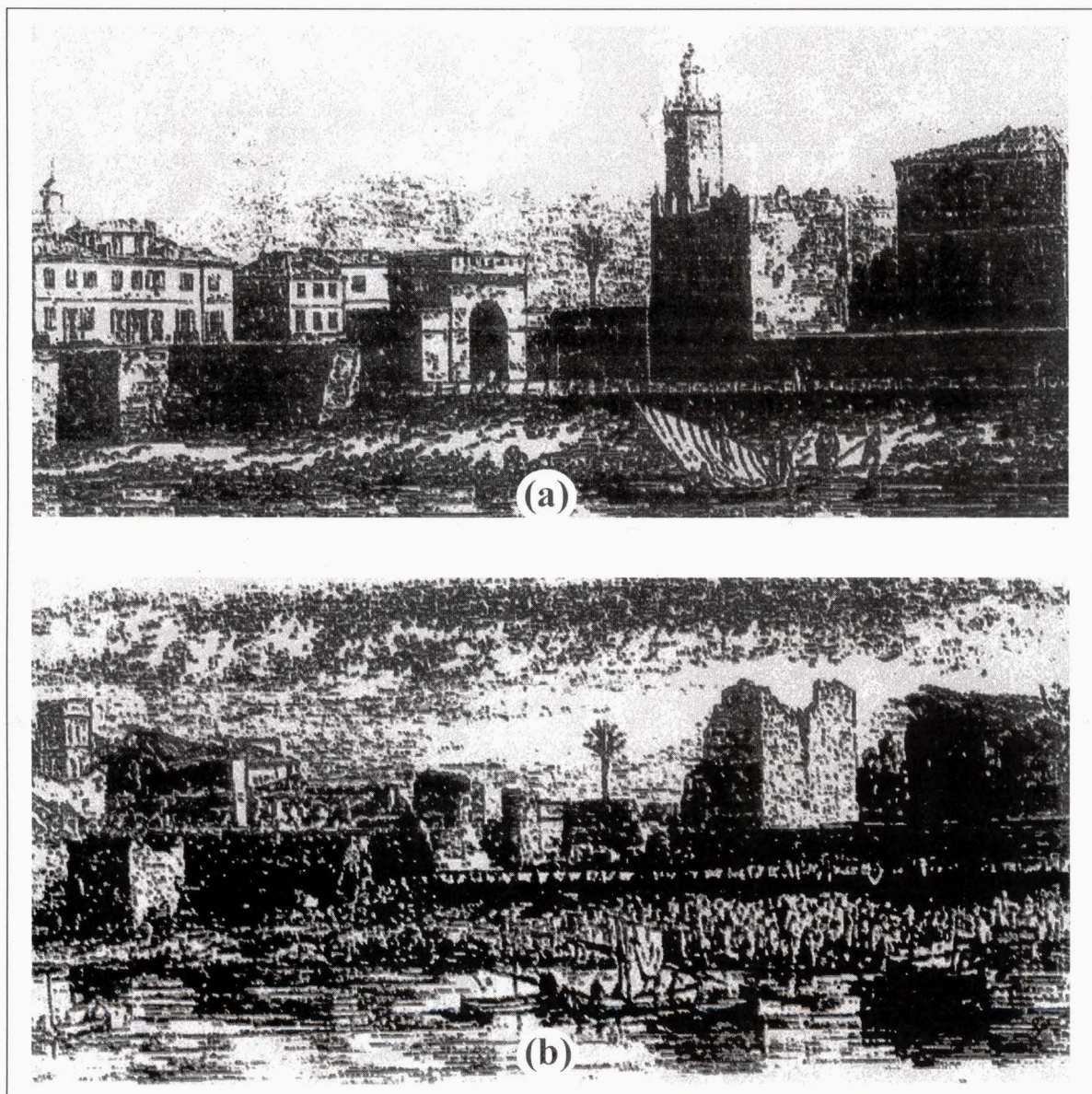


Fig. 14 - Vue partielle de la ville de Djidjelli avant (a) et après (b) le séisme et le tsunami de 1856 (photos d'époque) (Boughacha, 2001)

Partial view of the city of Djidjelli before (a) and after (b) the earthquake and the tsunami of 1856 (Boughacha, 2001)

et la disponibilité d'une cartographie sous-marine interprétable de cette zone côtière.

Effet tsunami induit par le séisme de Djidjelli

Sur la base des récits plutôt descriptifs rapportés par les archives datant de cette époque de début de colonisation (1856), outre les dégâts causés aux fortifications, les conséquences du séisme se focalisèrent surtout sur l'état et le comportement du paysage marin. On nota d'abord un retrait de la ligne côtière de la mer sur plus de 30 mètres suivi de raz-de-marée (les run-up) qui inondèrent à plusieurs reprises la côte. Pendant plusieurs jours la mer était fortement agitée (des vagues avoisinant 6 mètres de hauteur) mettant en difficulté les embarcations croisant au large du littoral Jidjellien. Ainsi, les descriptions faites du phénomène quoique incomplètes semblent corroborer les facteurs dynamiques de l'occurrence d'un tsunami que seules les analyses de paléotsunami circonscrites à la région peuvent confirmer scientifiquement l'ampleur du phénomène.

Le séisme ($M_w \sim 6.8$) modérément tsunamigène de Boumerdes (21 mai 2003)

Contrairement au séisme de Djidjelli dont il est fait cas précédemment, le violent séisme du 21 Mai 2003 (18h 44min GMT+1; $M_w = 6.8$ USGS) qui ébranla la région de Zemmouri-Boumerdes (100km à l'Est d'Alger) a été suivi d'une analyse plus conséquente en termes de facteurs moteurs ou induits (contexte sismo-géologique, failles actives, localisation de la zone épicentrale effet de site, phénomène de liquéfaction etc.). Les données de comparaison avec d'autres catastrophes sismiques sont donc disponibles et en tirer les enseignements dans le but de la prévention serait un objectif à concrétiser.

Origine du séisme de Boumerdes

Le choc principal du séisme de Boumerdes ébranla non seulement les régions proches de

l'épicentre (ce dernier étant localisé en mer, au large de la côte de Zemmouri pour une zone focale située à une dizaine de kilomètres de profondeur en zone crustale). Une série de répliques suivit le choc principal et dont la plus forte a été enregistrée le 27 Mai 2003 avec une magnitude moyenne de 5.8. L'origine de ce tremblement de terre relève d'une faille active ou réactivée supposée en mer d'orientation NE-SW comme l'atteste les déformations cosismiques observées et matérialisées entre autres par le soulèvement de la ligne de côte relevé entre les villes de Dellys et de Ain-Taya.

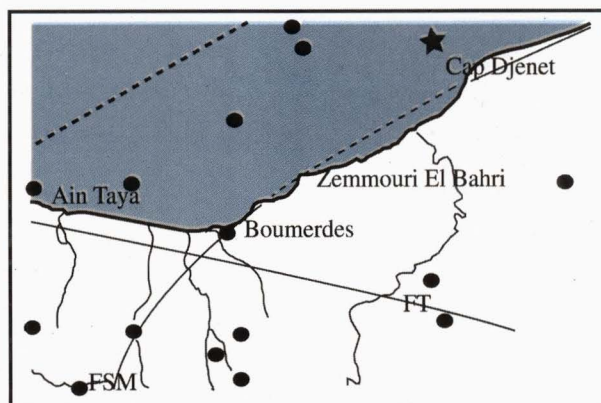


Fig. 15 - Faille de Zemmouri
Zemmouri fault

LE TSUNAMI ISSU DU SEISME DE BOUMERDES

Le tsunami lié au séisme de Boumerdes (21 Mai 2003)

Des facteurs post-séisme spécifiques aux tremblements de terre majeurs concourent à affirmer qu'un tsunami s'est développé après l'occurrence de la secousse principale. Leur interprétation doit être relative car les observations rapportées diffèrent selon que l'on se trouve sur la côte Sud-Est ou sur le littoral Nord-Ouest de la Méditerranée.

Dans le premier cas, des témoins oculaires ont rapporté des observations d'un comportement anormal de la mer et ce le long du segment de côte long d'environ 70 Km allant de Ain-

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE (Mw=8.9) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

Taya à l'Ouest de l'épicentre à Dellys à l'Est très proche de la zone épicentrale. Il a reporté un phénomène de siphonage (aspiration) ou retrait instantané de la mer sur une distance de 150 mètres et sur une durée de 2 minutes environ avant le refoulement des eaux vers la côte. Ces témoignages sont corroborés par les empreintes de dénivelées du niveau de la mer laissées sur des obstacles naturels tels que les rochers ou sur des édifices au niveau des ports. Ces déni-

velées ne peuvent provenir que d'une surélévation de la côte induite par un soulèvement du plancher sous-marin. Le taux de ces dénivelées dépend de la distance par rapport à l'épicentre; d'Ouest en Est : 20 cm près de Ain-Taya, 60cm près de Zemmouri, 50 cm près de Dellys

Dans le deuxième cas, sur le littoral du Midi de la France et autour de l'archipel des Baléares (Espagne), d'autres observations confortent le

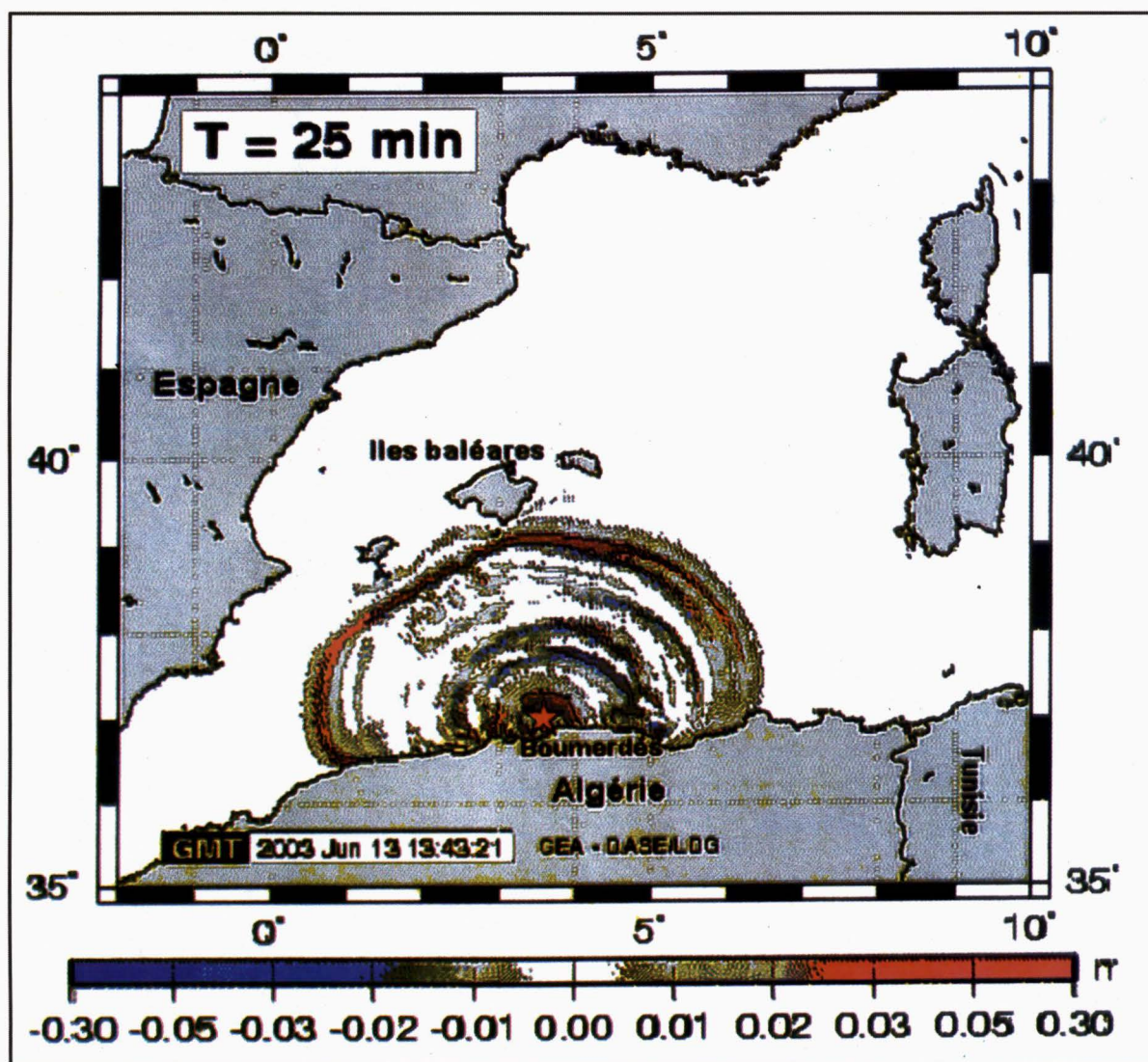


Fig. 16 - Modélisation du tsunami issu du séisme de Boumerdes (21 Mai 2003) (Herbert Helene, 2003)
Modelling of the tsunami born from Boumerdes earthquake (May 21st, 2004) (Herbert Helene, 2003)

développement du tsunami issu du séisme de Boumerdès. Au large des côtes espagnoles, des témoins ont décrit le déferlement de vagues atteignant 2 mètres de hauteur avec une période moyenne de 10 à 20 mètres. En fait ces affirmations subjectives ont été par la suite corrigées et ont révélé une hauteur des vagues de 60 cm. Toutes les interprétations du phénomène concourent à affirmer que ce tsunami modéré a pour origine la déformation du substratum résultant du jeu de la faille active sous-marine responsable du séisme.

LA PREVENTION DES TSUNAMIS

Tout comme les séismes, il serait vain de parler de prévision des tsunamis car ces derniers intègrent aussi la classe des phénomènes aléatoires c'est-à-dire assujettis à une approche probabiliste. Il y a lieu alors d'orienter les initiatives vers la prévention. En effet, l'occurrence d'un tsunami n'étant pas spontanée, du moins pour les régions éloignées de la zone épicertrale du séisme tsunamigène, l'implantation de systèmes d'alerte régionaux reste une issue favorable dans la prévention.

Le nombre de systèmes d'alerte actuellement opérationnels reste insuffisant puisque localisés principalement dans l'Océan Pacifique autour de l'île américaine de Hawaï.

Structure d'une station d'alerte

Par son mode de propagation mécanique sous la forme d'un front d'ondes, le tsunami peut évoluer sur de très grandes distances pour passer de l'état d'un tsunami proche ou local à un tsunami régional. Le principe d'une alerte au tsunami repose sur les faibles fluctuations du niveau des océans en différents endroits. Ces fluctuations peuvent ne pas être nécessairement d'origine tsunamique (par exemple dans le cas de résonances locales caractérisées par une focalisation d'énergie ou d'un apport d'eau dû à des condi-

tions climatiques); aussi une alerte au tsunami doit-elle être réfléchiée car elle peut déboucher sur une évacuation de population.

Structure d'un système d'alerte au tsunami

Même s'il se manifeste plutôt en surface, l'effet d'un tsunami atteint aussi les profondeurs de l'océan en modifiant les paramètres physiques locaux notamment de pression. Un système d'alerte au tsunami ne peut être conçu sans être couplé à une station sismologique destinée à détecter les séismes présumés tsunamigènes.

Un système d'alerte comprend un ensemble de balises consistant en un détecteur de tsunami immergé et éventuellement d'un hydrophone amarrés à une bouée de stabilisation flottant en surface. Un centre de traitement des données sismologiques (analyse puis interprétation des sismogrammes) et «tsunamiques» avoisine le système d'acquisition. Notons qu'il est retenu un seuil d'alarme en rapport avec la magnitude du séisme suspecté de tsunamigène. Ainsi, seuls les séismes de magnitude supérieure ou égale à 6.5 ($M \geq 6.5$) sont pris en considération.

Les données traitées et filtrées sont transmises via un relais satellitaire vers le centre d'alerte avec l'indication de l'heure d'arrivée de la vague «tsunamique» sur le littoral et sa direction de progression.

Une station marégraphe de surveillance des marées est ensuite sollicitée pour suivre de plus près la vague en termes de vitesse, d'amplitude et de longueur d'onde. L'alerte à l'occurrence d'un tsunami doit être prise après corrélation de ces données et intervenir dans des délais assez courts. Il est à noter que certains tsunamis très «forts» (méga - tsunamis) caractérisés par des vitesses de déferlement très élevées, peuvent ne pas être détectés par un système d'alerte éloigné; aussi l'édification de stations d'alertes

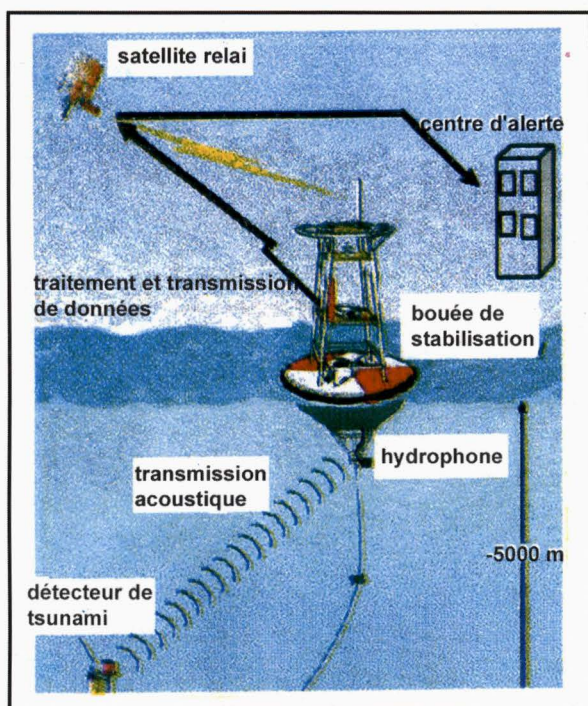


Fig. 17 - Système d'alerte au tsunami

http://en.wikipedia.org/wiki/tsunami_warning_system

A tsunami warning system

http://en.wikipedia.org/wiki/tsunami_warning_system

régionales ou de proximité judicieusement réparties à l'échelle de la planète est-elle recommandée (comme cela aurait dû être le cas dans l'Océan Indien).

OPPORTUNITÉ D'UNE STATION D'ALERTE AU TSUNAMI EN MÉDITERRANÉE

Il a été affirmé précédemment que le bassin méditerranéen pourrait être le siège d'un tsunami tant les conditions favorables au développement de ce dernier sont localement réunies. Cependant quelle opportunité accorder à l'édification d'une station d'alerte en Méditerranée? Le risque d'un tsunami majeur tel que vécu dans l'Océan Indien semble improbable pour cause de contexte sismo-tectonique différent. Un futur système d'alerte au tsunami prendra donc en compte la

sismicité modérée du bassin méditerranéen. D'autre part, la surface liquide que présente la mer Méditerranée est moindre comparée à celle d'un Océan d'où la prise en considération de paramètres géométriques: mer presque fermée et proximité des côtes Sud et Nord. Nous avons vu que la vitesse de déferlement d'un tsunami est élevée au voisinage de la zone épicentrale pour un séisme sous-marin. Dans le cas de la Méditerranée, cette vitesse ne faiblira que peu à l'approche des côtes. Il est connu que ces dernières sont surpeuplées pour des considérations historiques et économiques. Un plan d'évacuation des populations est difficilement envisageable dans le cas d'une alerte au tsunami car l'intervalle de temps réduit, séparant la détection de la vague tsunamique et l'invasion des côtes (run up) ne permettra pas une concrétisation efficace de tout plan d'évacuation.

CONCLUSION

L'occurrence de séismes tsunamigènes majeurs étant certes un fait sismologique peu fréquent comparés aux séismes «normaux», il n'en demeure pas moins que l'approche de prévention passe par une démystification du phénomène. Au-delà de leur expression violente car liée à la survie des hommes et à la sauvegarde de leur bien, les tsunamis étonnent par la complexité de leur dynamique intégrant des éléments qui, de prime abord, semblent sans relation aucune: profondeur de l'eau, longueur d'onde et vitesse de déferlement.

Ces éléments couplés à la force du séisme initiateur du séisme, forment pourtant les facteurs moteurs de la vague dévastatrice. Il est admis que la présence d'un plan d'eau dans une zone sismique suffit à rendre potentielle l'occurrence d'un tsunami. Dans ce contexte, le bassin méditerranéen en général et le littoral algérien présentent les conditions d'un développement de tsunami modéré comparé au tsunami du 26 Décembre 2004 de l'Ouest de l'Asie.

Un tsunami majeur n'est pas sans impact direct et désastreux sur l'équilibre du biotope. La prévision étant en l'état actuel exclue, seule la prévention du phénomène pourrait contribuer à atténuer les effets de cette catastrophe naturelle. Les systèmes d'alerte au tsunami généralisés et judicieusement répartis à la surface de la planète pourraient répondre à cette attente. Concernant la Méditerranée, de par sa configuration de mer fermée, un tel système d'alerte apparaît inopportun tant les délais entre une alerte au tsunami et la proclamation de la phase d'évacuation des populations sont réduits. La prévention passe par une sauvegarde du littoral exempt de constructions très proches des côtes et une préservation des reliefs naturels à même de ralentir et d'atténuer la furie de la vague tsunami.

BIBLIOGRAPHIE

- AOUDIA, A., VACCARI, F., SUHADOLC, P., and MEGHRAOUI, M., 2000. Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *Journal of Seismology*, 4, 79-98.
- AOUDIA, A. and M. MEGHRAOUI, 1995. Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria, The Cavaignac earthquake of 25 August 1922, *Tectonophysics*, vol. 248, 263-276.
- BADDARI, K. AND DJEDDI, M., 1994. Eléments de sismologie 478 p. *Editions OPU Alger*.
- BADDARI, K. AND DJEDDI, M., 2002. Les séismes et leur prévision 356p. *Editions OPU Alger*
- BOUGHACHA, M.S., 2001. La période sismique oranaise de 1790 à la lumière des archives espagnoles, publication du Dept. Géophysique FSTGAT USTHB.
- BOUHADAD, Y. *et al.*, 2004. Sismotectonique de la région d'Algèr-Boumerdès (Algérie) – le séisme du 21 Mai 2003 (Mw=6.8) *Mémoire du service Géologique de l'Algérie 12 ORGM Boumerdès* 67-80
- FITCH, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific: *J. Geophys. Res.*, v. 77, p. 4432-4460.
- GEIST, E.L., 1999. Local tsunamis and earthquake source parameters: *Adv. Geophysics*, v. 39, p. 117-209.
- GEIST, E.L., 2002. Complex earthquake rupture and local tsunamis: *J. Geophys. Res.*, v. 107, doi: 10.1029/2000JB000139.
- GEIST, E.L., AND R. DMOWSKA, 1999. Local tsunamis and distributed slip at the source: *Pure Appl. Geophys.*, v. 154, p. 485-512.
- GILLIER, B., 2004. Résultats préliminaires sur les fréquences et les amplifications de sols obtenus par l'étude de bruit sur la ville de Boumerdès *Mémoire du service Géologique de l'Algérie N°12 ORGM Boumerdès* 103-114
- HERBERT, H., 2003. Preliminary modeling of the tsunami triggered by the Algiers earthquake 21 May 2003 – CEA-DASE/LDG 12 june 2003
- KASAHARA, K., 1981. Earthquake Mechanics, *Cambridge Univ. Press*.
- KRISHNA, M.R., AND SANU, T.D., 2002. Shallow seismicity, stress distribution and crustal deformation pattern in the Andaman-West Sunda arc and Andaman Sea, northeastern Indian Ocean: *J. Seismology*, v. 6, p. 25-41.
- LAOUAMI, N., 2004. Analysis of strong ground motions registered by the algerian accelerograph network during the 21st May 2003 main shock of the Boumerdès Algeria. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie 12 – ORGM Boumerdès* 93-102
- MEGHRAOUI, M., 2001. Failles actives et trace des séismes en surface: l'approche paléosismologique, *C. R. Acad. Sciences* 333, 495-511.
- MICHAEL, A.J., 1990. Energy constraints on kinematic models of oblique faulting: Loma Prieta versus Parkfield-Coalinga: *Geophys. Res. Lett.*, v. 17, p. 1453-1456.

SYNTHÈSE SUR LE SÉISME TSUNAMIGÈNE ($M_w=8.9$) DU 26 DÉCEMBRE 2004 (OUEST DE L'ASIE) LE RISQUE TSUNAMI
DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN ET SUR LE LITTORAL EN ALGÉRIE.

SATAKE, K., 2002. Tsunamis, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A. W.H.K. Lee *et al.*, eds., *Academic Press*, p. 437-451.

SCIENCE ET VIE, 1981. N° 760 de Janvier.

Liens internet:

- 2004 Asian Tsunami Satellite Images:
http://www.digitalglobe.com/tsunami_gallery.html

- development Gateway Tsunami Special
<http://topics.developmentgateway.org/special/tsunami>

- The International Centre for Geohazards (ICG)
<http://geohazards.no>

- USGS : surviving a tsunami
<http://pubs.usgs.gov/circ/c1187>

- Tsunami travel fast but not at infinite speed
<http://www.abelard.org/briefings/tsunami.php>