

Partie II : Aléa tsunami

Les défis de l'alerte tsunami en Méditerranée

Challenges of tsunami warning in the Mediterranean Sea

Résumé

Le Centre d'alerte aux tsunamis français (CENALT), implanté depuis 2012 au centre CEA de Bruyères-le-Châtel, fournit aux autorités françaises et aux pays de la région Euro-Méditerranée des messages évaluant le risque potentiel de tsunami suite à un séisme. Ce centre s'inscrit dans une gouvernance internationale (Unesco) et échange des données avec plusieurs instituts français et étrangers. Pour réaliser sa mission, le CENALT a développé des outils opérationnels innovants reposant sur les résultats récents de recherches en sismologie pour l'alerte précoce, en suivi du niveau de la mer, et sur l'estimation numérique rapide des effets des tsunamis générés.

Abstract

The French Tsunami warning center (CENALT) is being operated since 2012 in the CEA center of Bruyères-le-Châtel. It provides the French civil protection and the foreign partners in the Euro-Mediterranean area with relevant messages assessing potential tsunami risk, once an earthquake has occurred. The center is placed under an international governance (Unesco) and benefits from data exchanges with several French and foreign institutes. To achieve its goals, the CENALT has developed a series of innovative operational tools based on recent research results in seismology for early warning, monitoring of sea level variations, effective numerical computation of the effects of the ongoing tsunamis.

F. SCHINDELÉ, A. GAILLER, E. GUTIERREZ, H. HÉBERT, B. HERNANDEZ, A. LOEVENBRUCK, P. ROUDIL
CEA – DAM Île de France
L. RIVERA
École et observatoire des sciences de la Terre, Strasbourg

Les termes spécialisés et les sigles, définis dans le glossaire en fin de numéro, apparaissent en bleu.

Le CENALT : historique et fonctionnement

En conséquence du tsunami catastrophique de l'océan Indien du 26 décembre 2004 (encadré 1), l'Unesco a été mandatée pour construire des systèmes d'alerte aux tsunamis et la France s'est engagée à développer dans ce cadre un centre national d'alerte aux tsunamis pour l'Atlantique Nord-Est et la Méditerranée, avec une vocation internationale pour la Méditerranée occidentale. Les côtes de la Méditerranée occidentale et de l'Atlantique Nord-Est ont en effet déjà été touchées par des tsunamis dans le passé (encadré 2). La création du Centre d'alerte aux tsunamis français (CENALT) s'inscrit dans la gouvernance de l'Unesco, à travers le Groupe intergouvernemental de coordination (GIC) du système d'alerte aux tsunamis pour l'Atlantique Nord-Est, la Méditerranée et les mers connectées (mer de Marmara et mer Noire).

En partenariat avec le Service hydrographique et océanographique de la marine (SHOM) et le Centre national de la recherche scientifique (CNRS-INSU), le CEA a été chargé en 2009, par les ministères de l'Intérieur et de l'Écologie, de créer et d'exploiter

en 2012 un système et un centre d'alerte. Ses missions sont de détecter un séisme précurseur de tsunami, de déterminer les paramètres du tsunami généré, d'alerter les autorités de sécurité civile et d'informer les pays riverains de la Méditerranée occidentale (vocation internationale). Le CENALT est implanté au centre CEA de Bruyères-le-Châtel, où est aussi assurée la surveillance sismique du territoire métropolitain [1].

Les outils développés pour le CENALT répondent à plusieurs défis. Le premier est lié à l'étroitesse du Bassin méditerranéen (qui peut être traversé par un tsunami en à peine plus d'une heure), ce qui impose une grande rapidité de réaction [2]. Le second est de répondre aux demandes des autorités de caractériser de plus en plus finement les impacts côtiers des tsunamis. Enfin, les réseaux de capteurs doivent être surveillés en permanence pour assurer la qualité du service et connaître les limites de détectabilité des séismes et des tsunamis.

S'appuyant 24 h/24 et 7 j/7 sur des opérateurs analysant les données sismiques et les données du niveau de la mer, les objectifs sont de :

Du séisme au tsunami

Un **tsunami** est une onde de très basse fréquence se propageant dans l'océan ; la différence essentielle entre la houle océanique et un **tsunami** est entièrement liée aux très longues périodes (4-50 minutes) et aux grandes longueurs d'onde de ce dernier par rapport à la houle (périodes 4-22 s). Un **tsunami** est produit par le mouvement initial rapide et soudain d'un objet de grandes dimensions affectant l'océan, comme une météorite (phénomène éminemment rarissime) ou l'explosion d'un édifice volcanique (Santorin ~ 1600 av. J.-C., Krakatoa 1883), un glissement de terrain (aéroport de Nice de 1979, éboulement de falaise aux îles Marquises en 1999), phénomène demeurant rare.

Les grands **séismes** constituent le mécanisme de génération le plus courant. Le volume d'eau mis en mouvement est alors directement relié à la déformation rapide du plancher océanique suite au **séisme** (figure E1), donc de l'aire et du déplacement de la surface ainsi déformée, dépendant eux-mêmes de la géométrie et du glissement de la **faille**. Typiquement, pour un **séisme** de **magnitude** 8,0, l'aire de la rupture est d'environ 200 x 100 km², pour un déplacement vertical moyen de 2 à 5 m. Les **tsunamis** d'origine sismique ont la particularité de posséder une longueur d'onde de plus de 100 km, très grande devant l'épaisseur de l'océan. De ce fait, la propagation subit très peu de dispersion fréquentielle et l'énergie est

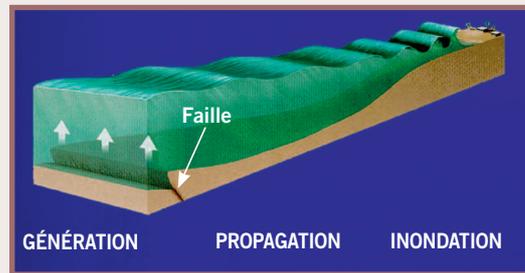


Figure E1

Schéma montrant les trois phases principales d'un tsunami.

À la génération, la colonne d'eau mise en mouvement a un volume directement proportionnel aux dimensions de la faille et à son glissement.

transportée efficacement à longue distance : en 1960, au sud du Chili, suite au plus fort **séisme** de **subduction** enregistré instrumentalement (**magnitude** 9,5), le **tsunami** généré a atteint le Japon plus de 20 heures après le **séisme** et a causé des victimes avec des hauteurs de **tsunami** parfois supérieures à 5 mètres.

Dans le cas des sources gravitaires (de type éboulement sous-marin), les effets majeurs sont souvent limités aux premières minutes de propagation et à l'échelle locale ; ce type d'événement étant difficilement détectable et caractérisable rapidement, un système d'alerte performant est difficile à mettre en œuvre.

- diffuser, dans les 15 minutes suivant un **séisme** potentiellement tsunamigène, un message d'alerte aux autorités françaises et aux autres centres d'alerte nationaux et internationaux de la région, qui précise, le cas échéant, les heures d'arrivée et le niveau d'alerte ;
- diffuser des messages de confirmation (ou d'infirmité) de l'occurrence d'un **tsunami**, qui préciseront les amplitudes du **tsunami** éventuellement mesurées aux côtes. Le délai de diffusion dépend de la disponibilité des données **marégraphiques**.

- des stations sismiques (figure 1), qui enregistrent les ondes sismiques à partir desquelles sont déterminées la localisation des **épicentres**, les **magnitudes** et les autres caractéristiques des **séismes** ;
- des stations de mesure du niveau de la mer (**marégraphes**) pour enregistrer les **tsunamis** (figure 1).

Un réseau primaire a été défini pour garantir la réception d'un minimum de stations fiables et de bonne qualité, comprenant les stations du CEA et du CNRS-INSU, ainsi que les réseaux d'autres pays avec lesquels le CEA échange des données en temps réel *via* des liaisons privées : Instituto Português do Mar e da Atmosfera (Portugal), Instituto Geografico Nacional (Espagne), Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Italie), Real Observatorio de la Armada et Universidad Complutense de Madrid (Espagne), Institut national de météorologie (Tunisie), GeoForschungsZentrum (Allemagne).

Évaluation de la menace : matrice de décision et heure d'arrivée

Le **CENALT** reçoit en temps réel par transmission satellitaire et par liaison informatique haut débit des données :

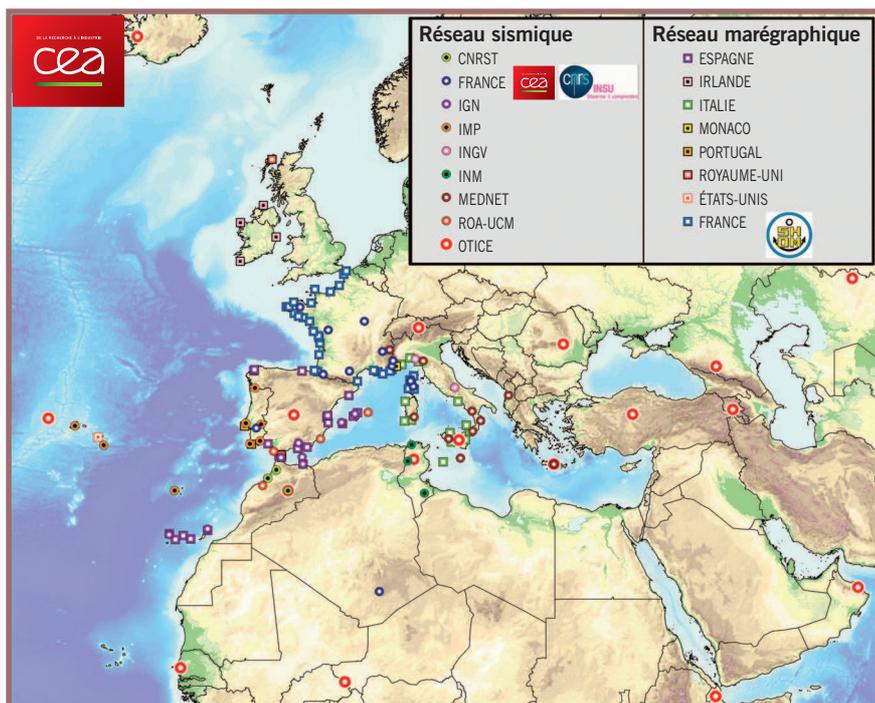


Figure 1
Carte des réseaux sismique et marégraphique du CENALT.

Pour donner à la sécurité civile des critères pertinents évaluant la menace, le GIC a défini trois niveaux d'alerte retenus au niveau international (tableau) :

- jaune (information) : il n'existe pas de potentiel d'impact tsunami ;
- orange (advisory) : potentiel d'impact dans les ports, les estuaires et le long des plages ;
- rouge (watch) : des inondations sont attendues le long de certaines parties de la côte.

Ces trois niveaux d'alerte sont basés sur des paramètres géographiques et géophysiques (tableau) : **magnitude** du séisme, profondeur du foyer, **épicentre** en mer ou à l'intérieur des terres à moins de quelques dizaines de kilomètres de la côte, et distance de l'**épicentre** au point de prévision.

La première information indispensable pour l'alerte est l'heure d'arrivée d'un tsunami potentiel.

Dès qu'un séisme potentiellement tsunamigène est identifié, les temps de trajet de la première vague sont estimés automatiquement pour tout le bassin, leur calcul au premier ordre ne requérant que la position de l'**épicentre** et la **bathymétrie**.

L'application *TTT (Tsunami Travel Times, Geoware®)* les calcule en s'appuyant sur le principe de Huygens selon lequel tous les points d'un front d'onde constituent des points sources pour les ondes sphériques secondaires [3].

Les heures théoriques des premières arrivées aux points de prévision (endroits en bord de côte qui correspondent en général à un port ou une zone très peuplée) définis par les pays riverains sont calculées à partir des temps de trajet et de l'heure origine de la source, et sont incluses automatiquement dans le message d'alerte.

Pour respecter un délai minimum, la déformation initiale de la surface de l'eau est réduite à un point source. Cette approximation, avec l'hypothèse d'onde longue, plus les incertitudes sur la **bathymétrie** et la localisation de l'**épicentre**, est nécessaire pour respecter les 15 minutes. Les heures théoriques d'arrivée ne sont donc que des estimations, mais elles sont essentielles pour l'organisation de l'alerte par la sécurité civile. Notons que les heures d'arrivée du tsunami ne correspondent pas forcément aux vagues les plus importantes qui peuvent arriver plus tardivement.

Profondeur	Localisation	M_w	Type de Message
< 100 km	Au large ou proche de la côte (< 40 km à l'intérieur)	5,5 à 6,0	Information
		6,0 à 6,5	Regional Tsunami Advisory
	Au large ou proche de la côte (< 100 km à l'intérieur)	6,5 à 7,0	Regional Tsunami Watch - Basin-wide Tsunami Advisory
		> 7,0	Basin-wide Tsunami Watch
> 100 km	À terre (> 40 km et < 100 km)	5,5 à 6,5	Information
	Au large ou à terre (< 100 km)	5,5	Information

Tableau

Matrice de décision pour la Méditerranée : les trois niveaux d'alerte définis par le Groupe intergouvernemental de coordination (GIC) en fonction des paramètres géographiques et géophysiques.

Tsunamis historiques en Atlantique Nord-Est et Méditerranée occidentale

Depuis 2 000 ans, au moins une cinquantaine de **séismes** ont produit des **tsunamis** qui ont été observés sur les rivages de la Méditerranée occidentale et de l'Atlantique Nord-Est (**figure E2**). Sur les côtes européennes de l'Atlantique, l'événement le plus marquant est le **tsunami** dévastateur du 1^{er} novembre 1755. Des survivants du **séisme** se ruèrent vers les quais du port de Lisbonne et assistèrent à un reflux de la mer comme ils n'en avaient jamais vu, laissant à nu des fonds marins où s'échouèrent et se disloquèrent des navires. Quelques dizaines de minutes après le **séisme**, un énorme **tsunami** avec des vagues d'une hauteur de 5 à 10 mètres submergea le port et les zones basses du centre-ville.

Sur les côtes de la Méditerranée occidentale, plusieurs **tsunamis** ont été répertoriés. La catastrophe naturelle la plus importante connue en Riviera est le **séisme** du 23 février 1887 qui frappa la côte ligure, entre Menton et Imperia. Ce **séisme** fut à l'origine d'un **tsunami** observé de Cannes à Gênes avec des vagues atteignant 2 mètres par endroits.

Au sud de la Méditerranée occidentale, des **séismes** importants se sont produits au niveau de la limite entre les plaques Afrique et Eurasie, générant ainsi de forts **séismes** parfois suivis de **tsunamis**. Le plus important **tsunami** connu en Algérie s'est produit près de Jijel le 21 août 1856. Le **tsunami** le plus récent est celui du 21 mai 2003, provoqué par le **séisme** de Boumerdès de magnitude 6,9. Ce **tsunami** a été observé le long de toutes les côtes espagnoles et françaises de Méditerranée, enregistré par de nombreux **marégraphes**, et est monté à plus 2-3 mètres d'altitude aux Baléares en détruisant une centaine d'embarcations et en coulant une centaine d'autres. En Sicile et en Calabre, de nombreux **séismes** ont été à l'origine de **tsunamis**, dont trois majeurs en 1693, 1783 et 1908. Le **séisme** du 28 décembre 1908 a touché le nord-est de la Sicile et la pointe de la Calabre. Il a été doublé d'un **tsunami** qui a emporté une dizaine de milliers de personnes, en particulier dans les villes de Messine et de Reggio de Calabre.

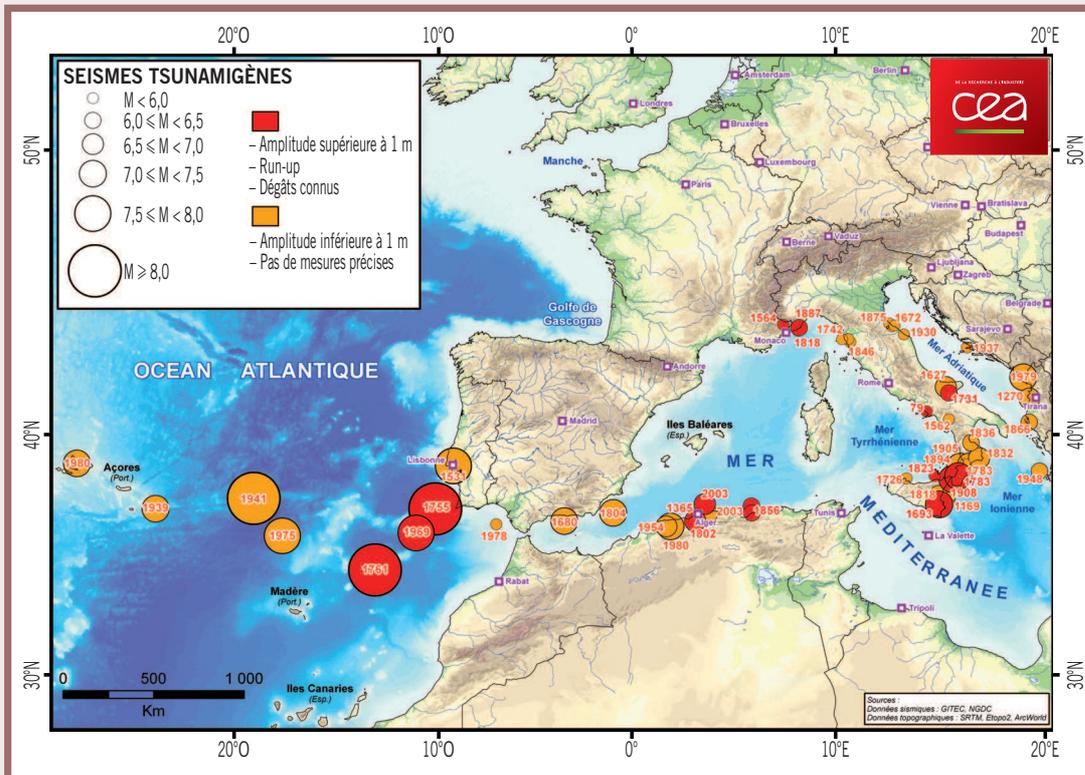


Figure E2 Principaux séismes tsunamigènes en Atlantique Nord-Est et Méditerranée occidentale (depuis l'an 79).

Évaluation et amélioration des capacités de détection marégraphique

Au CENALT, 34 stations du SHOM fournissent les mesures du niveau de la mer en temps réel. La transmission des données de pays partenaires requiert actuellement plusieurs minutes. Pour confirmer ou infirmer l'occurrence d'un tsunami suite aux premiers messages d'alerte, un délai minimum est essentiel. La connaissance *a priori* du délai de détection d'un tsunami potentiel constitue un élément remarquable d'un système d'alerte, et le CENALT est le premier centre d'alerte à l'avoir mis en place.

La méthode s'appuie sur le fait que ce délai de détection peut être théoriquement calculé à partir des temps de trajet jusqu'aux différents marégraphes opérationnels. Le CEA a développé un outil logiciel pour surveiller le réseau marégraphique et sa capacité quant aux délais de détection, qui rend compte en permanence du fonctionnement du réseau et établit le mode – nominal, dégradé ou inopérant – de chaque marégraphe. Cet état est déterminé selon la continuité des enregistrements et la latence observée associée à la transmission des données.

Les délais de détection d'un marégraphe sont estimés en s'appuyant sur la réversibilité de la propagation des tsunamis : les temps de trajet calculés depuis un marégraphe, sont également une bonne approximation des temps de trajet de tout point à ce marégraphe. Les délais de détection pour ce capteur sont déduits des temps de trajet en ajoutant le délai de transmission des données et un délai de détection du premier maximum d'amplitude.

Ce dernier paramètre tient compte de la durée d'enregistrement, qui doit être au moins d'un quart de la période du tsunami, soit typiquement six minutes.

Les délais de détection sont obtenus en combinant les contributions de chaque marégraphe. La carte obtenue pour le réseau actuellement opérationnel en Méditerranée occidentale est présentée sur la figure 2. Cette carte reflète la distribution hétérogène des stations, avec un délai minimum de détection de 15 à 20 minutes pour les secteurs les mieux couverts (mer Ligure, Corse, Sicile, et mer d'Alboran). En revanche, la marge nord-algérienne est susceptible d'engendrer des tsunamis qui ne pourraient au mieux être détectés qu'en 50 à 80 minutes. Ainsi, le tsunami associé au séisme de Boumerdès de 2003 n'aurait pu être confirmé par le réseau marégraphique actuel qu'au mieux en 70 minutes, alors que le temps de propagation jusqu'au littoral corse et à la côte varoise est respectivement d'environ 70 et 80 minutes.

Afin de réduire ces délais de détection, la mise en place de marégraphes supplémentaires est envisagée. Ainsi, l'installation d'une station sur l'île de Cabrera (sud de Majorque) et d'une autre à Teulada (sud de la Sardaigne) permettrait de réduire significativement ces délais au sud du bassin (figure 3a) : le long de la marge nord-africaine, le gain excède 12 minutes sur plus de 600 km de côtes et atteint 20 minutes en certains secteurs. Les délais de détection en ajoutant ces deux marégraphes (figure 3b) restent cependant supérieurs à 55 minutes pour cette région tsunamigène, où aucune station marégraphique n'est disponible à ce jour.

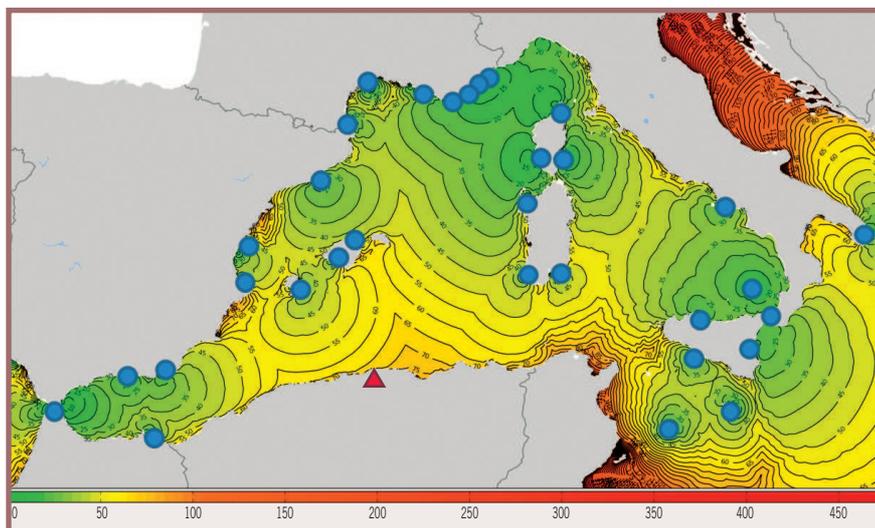


Figure 2

Carte des délais de détection (en minutes) pour tout point du Bassin ouest-méditerranéen lorsque toutes les stations (points bleus) du réseau marégraphique sont actives.

Le triangle rouge indique l'épicentre du séisme de Boumerdès, Algérie, de 2003 ($M_w = 6,9$) ; le tsunami généré n'aurait été confirmé par le réseau actuel au mieux qu'après environ 70 minutes de propagation.

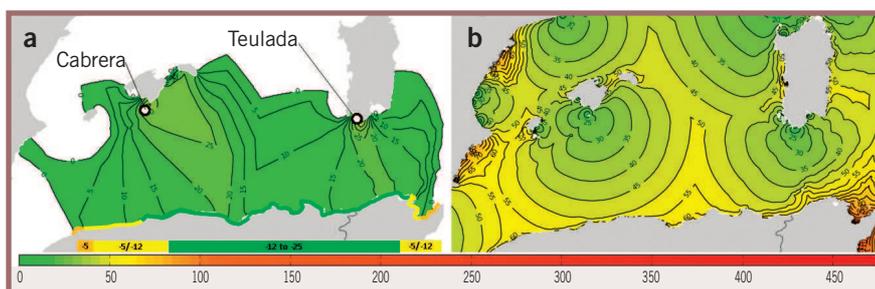


Figure 3

Réduction des délais de détection par l'ajout de deux marégraphes.

(a) : gain de délais de détection (en minutes).
(b) : carte des délais de détection (en minutes) avec l'ajout des stations de Cabrera et Teulada.

Affinement du niveau d'alerte : la base de données de scénarios précalculés

Lors d'une alerte tsunami, le CENALT doit spécifier rapidement au COGIC (centre opérationnel de gestion interministérielle des crises) quelles sont les régions les plus menacées. Cette information est obtenue à partir d'un outil de simulation automatisé, intégré à la chaîne logicielle du centre d'alerte, et qui fait appel à une base de scénarios unitaires de tsunamis précalculés [4]. Cet outil fournit des cartes venant en complément de la carte des heures d'arrivée du tsunami dans le bassin concerné (voir plus haut) et tient compte d'incertitudes.

En cas d'événement potentiellement tsunamigène, trois cartes sont produites en combinant plusieurs solutions précalculées pour obtenir des scénarios composites représentatifs des séismes

considérés. Ces cartes représentent le risque tsunami en bassin profond et indiquent le scénario le plus probable (figure 4b), ainsi que ses bornes minimale (figure 4c) et maximale (figure 4d). En plus de la carte établie dans les premières minutes à partir de la matrice de décision (figure 4a), les trois cartes apportent des précisions quant à la directivité de la source : l'axe principal de l'énergie du tsunami éclaire de manière focalisée les secteurs à risque.

La stratégie de calcul repose sur :

- la constitution d'une base de scénarios précalculés de propagation de tsunami ;
- la méthodologie d'agrégation de ces sources unitaires pour obtenir un scénario composite en fonction de la magnitude ;
- la prise en compte des incertitudes sur les paramètres du séisme.

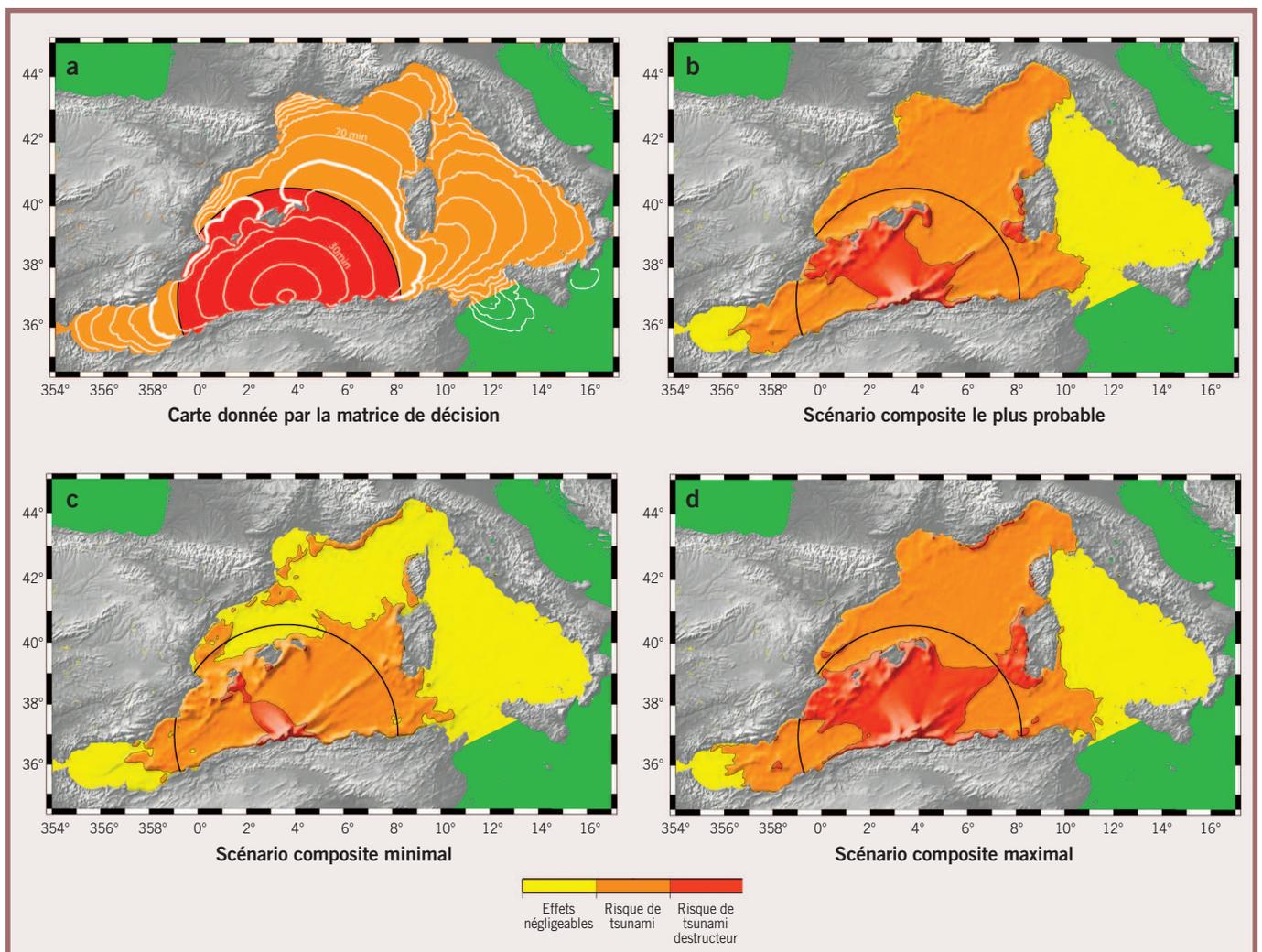


Figure 4
Cartes issues de Cassiopée au regard de la matrice de décision.

Exemple présenté pour le séisme de Boumerdes en Algérie (2003, $M_w = 6,9$). Le cercle noir représente la zone à risque de 400 km de rayon autour de l'épicentre défini dans la matrice de décision.

(a) : carte issue de la matrice de décision sur laquelle sont superposés en blanc les isochrones des temps d'arrivée de 1^{re} vague calculés par TTT – (b) : scénario composite le plus probable – (c) : scénario composite minimal – (d) : scénario composite maximal ; b-c-d étant calculés à partir de la base de fonctions sources unitaires précalculées en tenant compte de l'imprécision sur la localisation de l'épicentre du séisme détecté et de l'incertitude sur sa magnitude. Les niveaux de couleurs orange et rouge équivalent à ceux décrits dans la matrice de décision.

La base de données de scénarios unitaires précalculés est calquée sur un contexte **sismotectonique** connu. Afin de proposer un cadre géodynamique simplifié mais exhaustif, au-delà de travaux récents [5,6], une synthèse bibliographique importante a été réalisée, reprenant diverses études **sismotectoniques** (voir par ex. [7] et [8]), des profils de sismique réflexion (voir par ex. [9]), des données **bathymétriques** et topographiques, de l'imagerie satellitaire. Le système de **failles** qui en découle (**figure 5**) a été discrétisé en segments de longueur 25 km, chaque segment représentant la trace d'une source sismique unitaire fictive de : longueur $L = 25$ km et largeur $W = 20$ km.

Ces dimensions ont été définies en fonction de relations empiriques [10], qui relie la **magnitude** M_w et le **moment sismique** M_0 à L et W (voir [4] pour plus de détails).

Pour chaque source unitaire, le calcul de propagation du **tsunami** a été réalisé à partir d'un code de simulation (*Calypso* : voir **encadré 3** dans l'article 8, ce numéro) sur une grille **bathymétrique** de maille 2' (environ 3 km), avec un glissement sur la rupture de 1 m, et avec des **pendages** et angles de glissement régionalisés. Chaque scénario unitaire ainsi calculé (et stocké en base) représente un **tsunami** généré par un événement fictif de **magnitude** $M_w = 6,76$, pour trois heures de propagation dans le Bassin méditerranéen. Le nombre de scénarios de **tsunami** précalculés impliqués dans le calcul varie avec la **magnitude** de la solution composite voulue.

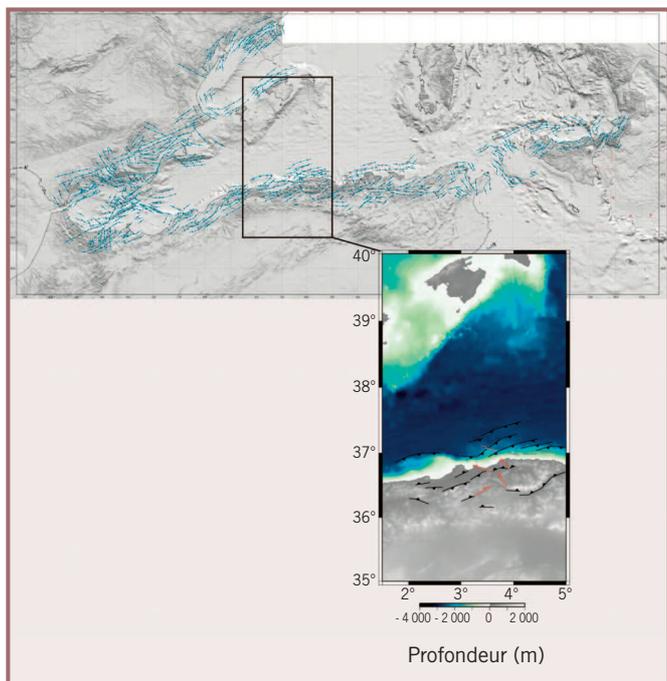


Figure 5

Carte des failles simplifiée utilisée pour générer la base de scénarios unitaires précalculés de tsunami dans le Bassin ouest-méditerranéen.

Les **segments bleus** représentent la trace de chaque zone de rupture de dimensions $L = 25$ km x $W = 20$ km associée à chaque scénario. Cadre noir : vue de détail de la zone du séisme de Boumerdès - (noir) : failles en chevauchement, (gris) : failles normales, (rouge) : failles en décrochement.

Chaque estimation composite correspond ainsi à une combinaison linéaire de x scénarios unitaires précalculés, multipliée par un facteur d'échelle approprié F_S . La stratégie de calcul de F_S s'inspire des travaux de [11] et fait appel au principe de linéarité de la physique des **tsunamis** en eau profonde (voir [4] pour plus de détails). Afin de rester le plus conservatif possible, les calculs de scénarios composites prennent en compte l'imprécision sur la localisation de l'**épicentre** (sélection des sources unitaires à l'intérieur d'un cercle de rayon 20 km autour) et l'incertitude sur la **magnitude** ($\pm 0,2$). La **figure 4** illustre la méthode : la **figure 4b** est établie pour une **magnitude** 6,9 (F_S de 1,6), la **figure 4c**, pour une **magnitude** de 6,7 ($-0,2$), F_S de 0,9, et la **figure 4d** pour une **magnitude** de 7,1 ($+0,2$), F_S de 3,2.

Estimation rapide de la menace d'un tsunami

Les sources réelles sont parfois très différentes des sources génériques cartographiées. En effet, le type de rupture sur la **faille** (**inverse**, **normale** ou **en décrochement**) a une importance de premier ordre sur la déformation du fond de la mer. En particulier, un **séisme** en **décrochement** va générer un **tsunami** au moins dix fois plus faible qu'un **séisme** de même **magnitude** en **faille inverse**, qui provoque un mouvement vertical plus important.

Depuis une vingtaine d'années, un effort considérable a porté sur le développement d'outils de caractérisation rapide du mécanisme de la source sismique. Le CENALT teste deux nouveaux outils :

- Le premier outil est la détermination du tenseur du **moment sismique** centroïde (CMT) par la méthode de la phase W [12]. La phase sismique W correspond à la superposition des modes normaux supérieurs à très longue période (entre 100 s et 1 000 s) arrivant entre l'**onde P** et les **ondes de surface** (**figure 6**) : accessible au début des sismogrammes, elle permet une analyse rapide. Ce code d'inversion a été développé récemment (2008-2011) pour accélérer les inversions des sources des **séismes** majeurs, et notamment pour des événements atypiques tels les **séismes tsunamis** (« tsunami earthquake ») de basse fréquence.

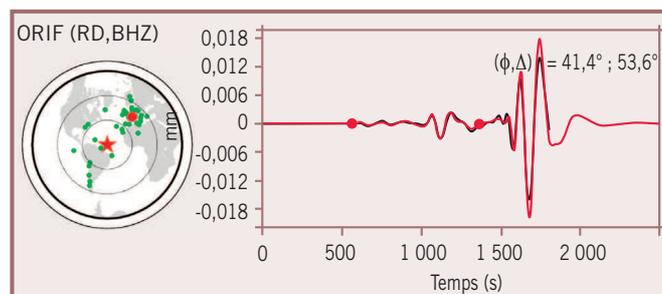


Figure 6

Composante verticale de la station ORIF pour le séisme de la ride nord-atlantique ($M_w = 6,7$).

Le signal noir est le signal réel enregistré et la trace en rouge représente la phase W calculée (entre les 2 points rouges) suivis des phases d'onde de surface.

Les grands **séismes** (*i.e.* $M_w > 8,0$) sont particulièrement difficiles à caractériser, et chacun d'entre eux constitue un cas particulier.

Fondée sur l'analyse des très longues périodes, cette méthode a pour intérêt principal sa rapidité et sa grande robustesse pour l'estimation du **moment sismique**, avec une totale insensibilité aux hétérogénéités latérales du modèle de Terre.

- Une seconde méthode (voir **article 8**, ce numéro), mise au point au Centre d'alerte en Polynésie française, s'appuyant sur les **ondes de surface** a été également implémentée au **CENALT** en 2013.

Dans les prochaines années, les résultats obtenus par ces méthodes seront comparés afin de déterminer laquelle est la plus précise, robuste ou rapide, ce qui permettra ensuite une prévision rapide de la menace de **tsunami** en bord de côte.

Les paramètres obtenus par ces méthodes sont introduits automatiquement dans le code de simulation numérique temps réel (*Calypso*), parallélisé sur les ordinateurs du **CENALT**. Ce code calcule l'amplitude des **tsunamis** au large, mais à l'avenir, l'amplitude à la côte devrait également être disponible, en s'appuyant sur des lois d'amplification empirique (voir **article 9**, ce numéro) ou sur des simulations de haute performance, dès lors que des données littorales haute résolution seront disponibles sur toutes les côtes.

Cependant, il serait très souhaitable que, comme dans le Pacifique (voir **article 8**, ce numéro), des **tsunamimètres** soient installés au large afin que ces approches soient bien contraintes en temps réel.

Conclusion

Depuis la mise en place du **CENALT** à Bruyères-le-Châtel, diverses méthodes ont été développées et implantées pour caractériser très rapidement les **séismes**, estimer leur potentiel tsunamigénique et, le cas échéant, caractériser un **tsunami** à la côte en cours de propagation. Pour cela, le **CENALT** s'appuie sur un réseau de capteurs français (CEA, SHOM, CNRS-INSU), complété par des stations étrangères, les niveaux de détectabilité de l'ensemble étant en permanence estimés.

Aujourd'hui, presque deux ans après l'ouverture du **CENALT**, les outils doivent évoluer pour répondre à une demande croissante d'amélioration de la maîtrise des risques, pour pouvoir prévoir rapidement les effets des **tsunamis** en cours de propagation. Cela nécessitera non seulement une maîtrise des incertitudes, mais aussi de favoriser la recherche sur les **séismes** et **tsunamis** passés, de renforcer les réseaux de mesures rapides (**marégraphie** proche des sources en Afrique du Nord, données au large) dans un partenariat international à promouvoir, et enfin de continuer l'optimisation des outils informatiques en s'appuyant sur l'évolution des calculateurs performants.

Références

- [1] P. ROUDIL, F. SCHINDELÉ, R. BOSSU, N. ALABRUNE, P. ARNOUL, P. DUPERRAY, A. GAILLER, J. GUILBERT, H. HÉBERT, A. LOEVENBRUCK, "The French tsunami warning center for the Mediterranean and the northeast Atlantic – CENALT", *Science of tsunami hazard*, **32**(1), p. 1-7 (2013).
- [2] F. SCHINDELÉ, A. LOEVENBRUCK, H. HÉBERT, "Strategy to design the sea-level monitoring networks for small tsunamigenic oceanic basins: the Western Mediterranean case", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**, p. 1019–1027 (2008).
- [3] Y. SHOKIN, L. B. CHUBAROV, V. A. NOVIKOV, A. N. SUDABOV, "Calculations of tsunami travel times charts in the Pacific Ocean (models, algorithms, techniques, results)", *Science of tsunami hazards*, **5**, p. 85–114 (1987).
- [4] A. GAILLER, H. HÉBERT, A. LOEVENBRUCK, B. HERNANDEZ, "Simulation systems for tsunami wave propagation forecasting within the French tsunami warning center", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, p. 2465-2482 (2013).
- [5] S. LORITO, M. M. TIBERTI, R. BASILI, A. PIATANESI, G. VALENSISE, "Earthquake-generated tsunamis in the Mediterranean Sea: Scenarios of potential threats to Southern Italy", *J. Geophys. Res.*, **113**:B01301 (2008); [doi:10.1029/2007JB004943](https://doi.org/10.1029/2007JB004943).
- [6] M. B. SØRENSEN, M. SPADA, A. BABEYKO, S. WIEMER, G. GRÜNTAL, "Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea", *J. Geophys. Res.*, **117**(B1): B01305 (2012).
- [7] S. PONDRELLI, A. MORELLI, G. EKSTROM, "European-Mediterranean regional centroid-moment tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002", *Phys. Earth Planet. Int.*, **145**(1-4), p. 127–147 (2004).
- [8] J. A. ÁLVAREZ GÓMEZ, ÍÑIGO ANIEL-QUIROGA, M. GONZÁLEZ, M. OLABARRIETA, E. CARREÑO, "Scenarios for earthquake-generated tsunamis on a complex tectonic area of diffuse deformation and low velocity: The Alboran Sea, Western Mediterranean", *Mar. Geol.*, **284**, p. 55-73 (2011).
- [9] J. DÉVERCHÈRE *et al.*, "Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake", *Geophys. Res. Lett.*, **32**(4): L04311 (2005), [doi:10.1029/2004GL021646](https://doi.org/10.1029/2004GL021646).
- [10] D. L. WELLS, K. J. COPPERSMITH, "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**(4), p. 974-1002 (1994).
- [11] D. J. M. GREENSLADE, M. A. SIMANJUNTAK, C. R. A. STEWART, *An enhanced tsunami scenario database: T2*, Centre for Australian Weather and Climate Research (CAWCR), CAWCR Technical Report, 14, (2009).
- [12] H. KANAMORI, L. RIVERA, "Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning", *Geophys. J. Int.*, **175**(1), p. 222–238 (2008).