



Estimation quantitative du PGA sur la Côte d'Azur

Par Víctor M. Cruz-Atienza^{1,2*}, Jean Virieux^{1,2}, Carine Khors-Sansorny^{1,2}, Olivier Sardou², Stéphane Gaffet¹ and Martin Vallée¹

1 Géosciences Azur, CNRS, Sophia-Antipolis, France

2 GIS CURARE, Sophia Antipolis, France

* Maintenant au Department of Geological Sciences, San Diego State University, USA

RÉSUMÉ : Nous avons développé une méthode par différences finies pour simuler la propagation des ondes sismiques dans des milieux élastiques avec atténuation. Cette méthode fondée sur un stencil numérique spatial via une grille en rotation permet d'obtenir des résultats stables et précises en présence de topographies complexes et même quand une partie du milieu se trouve être de l'eau. Nous pouvons ainsi utiliser cette technique pour une estimation déterministe du mouvement du sol une fois que la structure du sous-sol est connue et une fois que l'on a défini des sources sismiques ponctuelles décrites par un tenseur de moments.

Cet outil est donc bien adapté à l'étude dans la région de Nice en France où une forte topographie continentale et une bathymétrie variée doivent contribuer à complexifier le signal sismique enregistré sur le littoral. Il est possible de faire des simulations jusqu'à des fréquences de 1.5 Hz pour un modèle d'environ 20 km de côté sur un ordinateur de bureau. En dépit de la simplicité du modèle considéré, la couche d'eau peut entraîner des facteurs d'amplification pouvant dépasser 5 par rapport à une modélisation sans la couche d'eau surtout au fond de la mer. Au fur et à mesure que les fréquences augmentent, le PGA peut être même réduit par un facteur de 0.8 essentiellement sur le fond de la mer, ce qui est important pour la possibilité de déclencher un glissement sous-marin lors d'un séisme. Ces estimations ont été faites pour un séisme de magnitude 4.5 en mer à une profondeur de 6.5 km et à une distance de 10 km de St-Jean Cap Ferrat au Sud.

MOTS-CLÉS : séisme, source ponctuelle, moment sismique, propagation des ondes, lois d'atténuation, amplification locale,

KEYWORDS: earthquakes, punctual source, seismic moment, wave propagation, attenuation law, local amplification.

1. Introduction

L'estimation du mouvement du sol est la tâche difficile du sismologue dans les régions actives sismiquement de façon à fournir cette estimation aux ingénieurs pour la construction de bâtiments pouvant supporter ce mouvement. Cette estimation doit être maximale et se fonde à l'heure actuelle sur des connaissances relativement simples de la propagation avec des lois d'atténuation calibrées adaptées aux différentes régions. On constate que la diversité des amplifications observées lors de crises sismiques ne peut pas être expliquée par ces lois relativement simples (Berge et al, 2003). Il nous faut aller donc plus en avant dans cette estimation en combinant des approches statistiques fondées sur des arguments probabilistes toujours nécessaires car notre connaissance du milieu restera toujours incomplète et des approches déterministes qui nous permettent d'avoir une idée de l'importance des différents paramètres (influence de la topographie, des couches sédimentaires superficielles, de la présence d'eau etc) (Virieux et al, 2007).

Aussi, au fur et à mesure que les structures du sous-sol sont connues, il est possible de faire appel à des simulations quantifiées qui permettent d'apprécier les amplifications ou atténuations du mouvement sismique lors d'un séisme donné. Cette approche commence à fournir des informations pertinentes, notamment en Californie avec les effets du bassin de Los Angeles (e.g. Komatitsch et al., 2004 ; Cotton et al., 1998 ; Wald and Graves, 1998, Bielak et al., 1999 ; Olsen et al, 1999). La fréquence supérieure est de l'ordre de 1 Hz à 2 Hz pour des propagations sur plusieurs centaines de kilomètres, essentiellement limitée par la connaissance du milieu où l'onde se propage.

Il est possible d'effectuer de telles simulations aussi sur des structures plus locales comme dans la région de Nice qui connaît une activité sismique assez soutenue avec des variations de topographie et de bathymétrie décrivant un relief tourmenté. Ce relief tourmenté est associé à une tectonique complexe qui conduit aussi à des variations en profondeur et latérales considérables des vitesses des ondes sismiques. L'activité sismique de cette région concerne l'Arc alpin et la Mer Ligure. Nous nous intéressons donc à l'estimation des mouvements forts dans la région de Nice dont l'histoire sismique révèle qu'elle a subi à de multiples reprises des séismes destructeurs ayant des intensités épicentrales (MSK) entre VII et VIII dans les derniers siècles (Lambert et Levret, 1996).

2. Définition du modèle et sa discrétisation

Grâce à diverses prospections géophysiques, il est possible de se faire une idée relativement claire de la structure géologique sous-jacente dans certaines régions : c'est le cas de la Côte d'Azur. Des campagnes sismiques passives (Courboux et al, 2003), une intégration des données géophysiques (Calais et al., 2000 ; Rollet et al, 2002), un catalogue des sondages et des zonages microsismiques (Duval, 1994) ont permis de construire un modèle crustal de la région de Nice où la connaissance géologique s'accroît (Debran-Passard et al., 1984 ; Larroque et al, 2001). De celui-ci, nous avons extrait une portion suffisamment grande pour estimer les effets à la fois de la topographie et bathymétrie et de la présence de l'eau marine dans les alentours de Nice (Figure 1). Par l'instant nous avons considéré un modèle structurel relativement simple car on a voulu empêcher d'assombrir ces effets avec la présence d'autres agents géologiques majeurs comme des sédiments alluviales à terre et dans le fond marin.

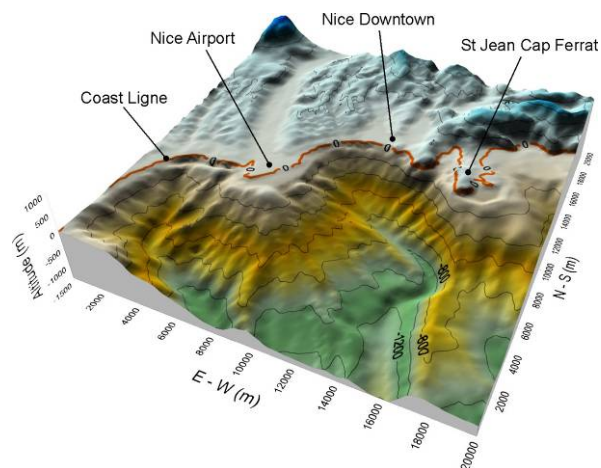


Figure 1. Cadre géographique de la région de Nice montrant les dimensions horizontales du modèle utilisé dans les simulations numériques.

Notre modèle de propagation est donc constitué d'un demi-espace élastique, isotrope et infini, limité en surface par la topographie du terrain à terre et le plafond supérieur d'une couche d'eau à mer. La seule interface dans notre modèle étant donc l'interface solide – fluide entre la croûte terrestre et la Mer Méditerranée, donnée par la bathymétrie du fond marin (Figure 1). Les propriétés élastiques du milieu de propagation étant $V_p = 5.7$ km/s, $V_s = 3.3$ km/s et $\rho = 2.6$ gr/cm³ pour la partie solide ; et $V_p = 1.53$ km/s, $V_s = 0$ km/s et $\rho = 1.03$ g/cm³ pour la partie fluide, où V_p , V_s et ρ sont, respectivement, la vitesse de propagation des ondes P et S et la masse volumique. Nous utilisons le code

séquentiel de propagation « Shake3D » (Cruz-Atienza, 2006) qui adopte une méthode par

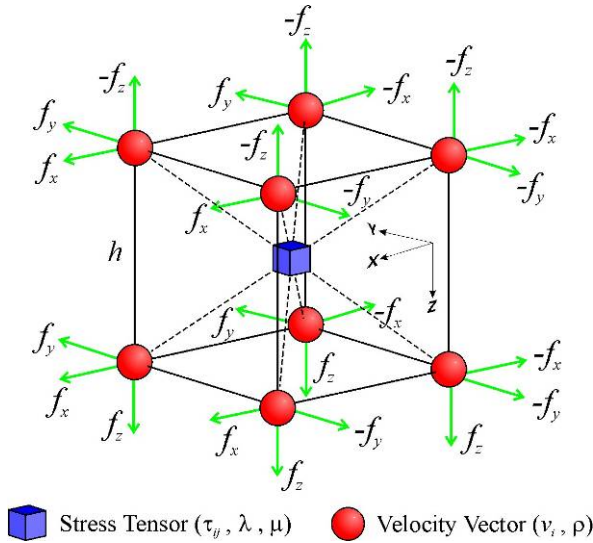


Figure 2. Discretisation d'une source ponctuelle dans la grille différences finies partiellement en quinconce, décrite par l'ensemble de forces $(f_i).v_i$, τ_{ij} et ρ étant respectivement le vecteur de vitesse, le tenseur de contraintes et la masse volumique ; et λ et μ le coefficients de Lamé.

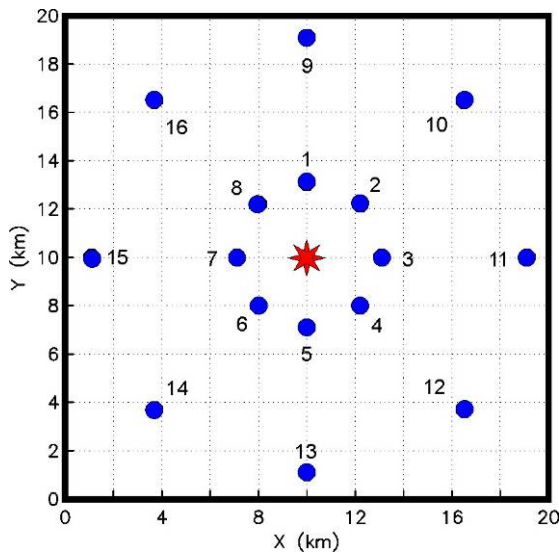


Figure 3. Nappe de capteurs (cercles) autour de l'épicentre (triangle) utilisée pour valider l'excitation et la propagation dans le milieu unidimensionnel décrit dans le tableau 1.

différences finies basée sur une grille partiellement en quinconce (Saenger et al., 2000) pour simuler la propagation des ondes sismiques dans un milieu 3D comportant de l'eau (voir Figure 2).

Le modèle a été discrétisé de manière régulière dans l'espace de telle sorte que toute interface du milieu est décrite en attribuant des valeurs des propriétés rhéologiques pertinentes à chaque nœud de la grille numérique (i.e. formulation hétérogène à moyenne harmonique, voir Cruz-Atienza, 2006).

3. Choix de la source sismique

Nous nous intéressons à l'excitation de sources ponctuelles dans ce travail. La source est ainsi intégrée en additionnant aux équations du mouvement qui relient les accélérations du milieu au gradient des contraintes, l'ensemble des forces (f_i) équivalent au type d'excitation désirée, soit isotrope soit double-couple soit hybride. Ces forces, appliquées à l'ensemble des nœuds de vitesse montrés sur la Figure 2, décrivent les trois dipôles et les six couples propres au tenseur de moment sismique M_{ij} . Les forces de volumes moyennes sont donc simplement reliées aux composantes de ce tenseur, au court du temps, de la manière suivante :

$$f_i(t) = \frac{M_{ij}(t)}{4h \cdot h^3} \tag{1}$$

où h est le pas spatial de discrétisation et h^3 le volume décrit par l'ensemble des huit nœuds de vitesse (points rouges, Figure 2). Dans l'Equation 1, les composantes du tenseur de moment sont décrites par le produit du moment sismique M_0 , le diagramme de rayonnement $R(\phi, \delta, \lambda)$ et l'intégrale de la fonction source (STF) normalisée $f(t)$:

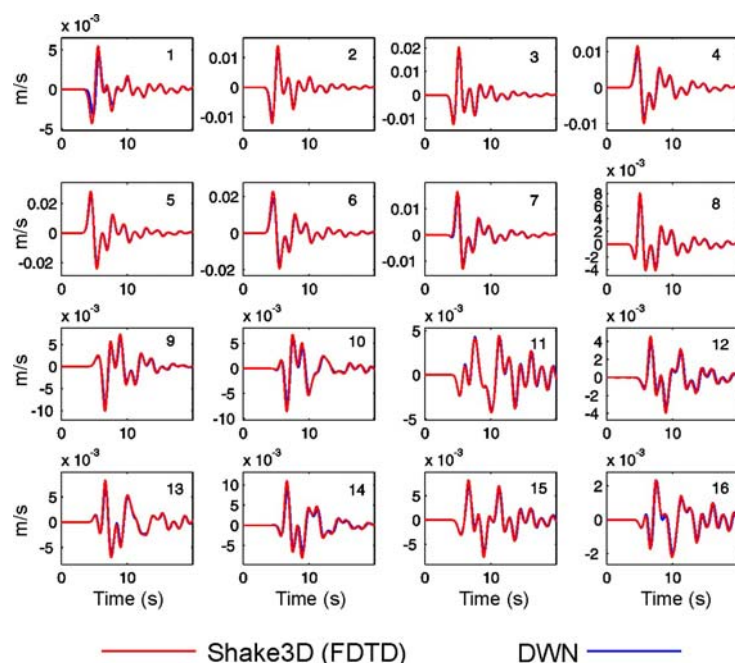


Figure 4. Comparaison des composantes verticales du champ de vitesse synthétisées à la surface libre par le code différence finie Shake3D (rouge) et par la méthode du DWN (bleu) dans les 16 capteurs montrés sur la Figure 3.

$$M_{ij}(t) = M_0 \cdot R(\phi, \delta, \lambda) \cdot f(t) \quad (2)$$

Afin de préserver la stabilité du schéma lors de l'excitation du milieu, ces forces doivent être pondérées spatialement dans chacun des huit nœuds de vitesse suivant une loi gaussienne d'écart type égal à $2h$.

Afin de valider la mise au point de l'excitation ainsi que la discrétisation implicite d'interfaces en présence d'eau, nous avons comparé des sismogrammes calculés par le code Shake3D avec les signaux synthétisés par une méthode spectrale basée sur le Nombre d'Onde Discret dans 16 capteurs disposés autour de l'épicentre (Figure 3). Pour cela nous avons choisi un milieu unidimensionnel à quatre couches dont la couche la plus superficielle correspond à un milieu d'eau de mer (Tableau 1). La source se trouve à 5 km de profondeur et la fonction source est décrite par une gaussienne de durée égale à ~ 2 s (i.e. écart type égale à 0.5 s). Le séisme est de magnitude $M_w = 4.9$ avec un mécanisme au foyer est égal à $\phi = 142^\circ$ (azimut), $\delta = 74^\circ$ (pendage) et $\lambda = 215^\circ$ (rake) avec un pas de discrétisation spatiale $h = 100$ m.

La comparaison des sismogrammes verticaux présentée sur la Figure 4 montre comment le code de propagation Shake3D gère avec une précision notable à la fois les conditions de frontière libre et les conditions de continuité entre deux milieux d'interface solide-solide et solide-fluide. Les écarts les plus importants entre les signaux sont probablement du au fait qu'ils ont été calculés aux nœuds de la grille les plus proches des points d'observations et non pas en faisant des interpolations dans les localisations exactes considérées par la méthode DWN. Si l'on considère 0.5 Hz comme étant la fréquence maximale dans le champ d'ondes radié, alors le nombre de points de la grille par longueur d'onde minimal est $N_\lambda = 30$.



	Epaisseur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)
Couche1	2	1,53	0	1,03
Couche2	3	5,4	3,1	2,5
Couche3	7	5,7	3,3	2,6
Demi-espace	∞	6,4	3,7	2,8

Tableau 1. Propriétés du milieu unidimensionnel utilisé pour simuler les sismogrammes de la Figure 4. Vitesse des ondes P (V_p), Vitesse des ondes S (V_s), masse volumique (ρ).

4. Résultats des simulations et méthode d'analyse

Afin d'estimer l'effet de site ayant lieu dans la structure régionale de Nice (Figure 1) ainsi que le rôle de la mer dans la propagation des ondes, nous avons réalisé plusieurs simulations tenant compte d'une source explosive située dans l'endroit indiqué sur la Figure 5 et ayant quatre spectres différents (i.e. en additionnant uniquement les dipôles du tenseur de moments sismiques). Les fonctions source temporelles sont données par des gaussiennes ayant des écart types égaux à : 0.5 s, 0.375 s, 0.25 s et 0.175 s (associées respectivement aux spectres bleu, jaune, vert et rouge montrés sur la Figure 6). Le modèle a été discrétisé avec des pas de grille spatial et temporel respectivement de $h = 50$ m et 0.005 s. Cela implique 48e6 nœuds en total (400 X 400 X 300) qui correspondent environ à 2,2 Go de mémoire vive par simulation. Puisqu'il faut environ 30 points de la grille par longueur d'onde minimale afin de minimiser la dispersion numérique à la surface libre (voir aussi Saenger et Bohlen, 2004), des harmoniques ayant une longueur d'onde plus grande que 1500 m sont résolues correctement par notre méthode. A l'intérieur de notre modèle, cela se traduit par une fréquence maximale d'environ 1 Hz. Le Tableau 2 donne une valeur plus précise des fréquences maximales et des longueurs d'onde minimale propagées dans chaque cas test.

Les effets de site ont été déterminés à partir des valeurs maximales des accélérations du sol (PGA) une fois corrigées du facteur $1/r$ associé à la dispersion géométrique d'un front d'onde sphérique, où r est la distance séparant l'hypocentre et chaque point d'observation. Les valeurs de PGA corrigées ont été ainsi normalisées pour chaque simulation par rapport à celles obtenues dans un site de référence localisé à l'aéroport de Nice (Figure 1).

	λ_{\min}	f_{\max}
Source 1	~8.3 km	~0.4 Hz
Source 2	~5.5 km	~0.6 Hz
Source 3	~3.6 km	~0.9 Hz
Source 4	~2.8 km	~1.2 Hz

Tableau 2 : Les longueurs d'onde caractéristiques et les fréquences associées pour les quatre fonctions sources (Figure 6) considérées sur la Figure 7.

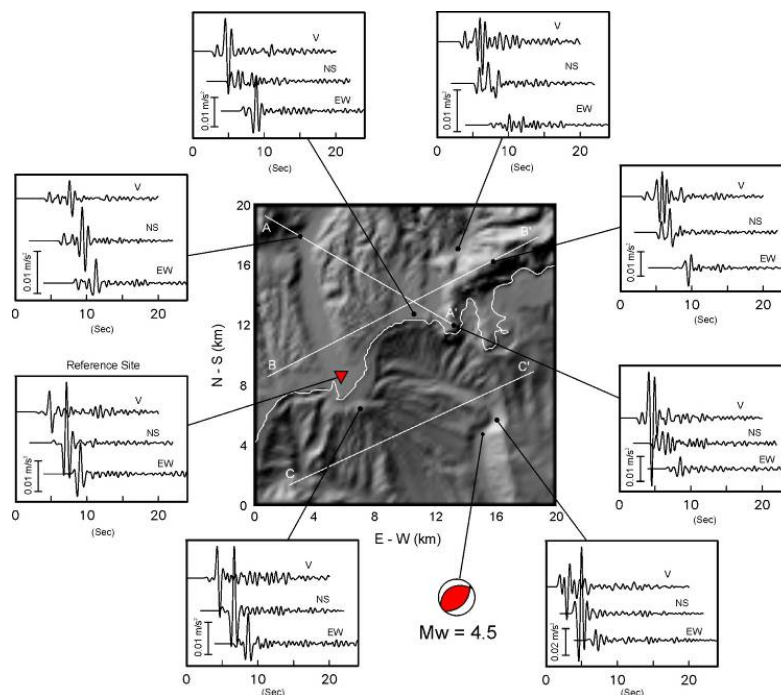


Figure 5. Sismogrammes pour un séisme de magnitude 4.5 situé à 10 km au Sud de Saint-Jean Cap-Ferrat et à 6.5 km de profondeur. Ce séisme sert comme un hypothétique scénario pour calculer les accélérations maximales. Le site de référence se trouve à l'aéroport.

La Figure 7 montre le long de la topographie aérienne et sous-marine les facteurs d'amplification obtenus selon la procédure qui vient d'être décrite. La colonne de droite correspond aux résultats des simulations en présence de la mer et la colonne de gauche sans la présence de l'élément liquide. La ligne jaune correspond au facteur d'amplification d'une unité (i.e. sans amplification par rapport à l'expansion géométrique dans le site de référence). Chaque panneau horizontal correspond à un contenu fréquentiel de la source allant des basses fréquences (ligne bleue de la figure 6) aux hautes fréquences (ligne rouge de la figure 6). On voit l'importance de la fréquence et de la topographie pour expliquer les variations des amplifications. La présence de l'eau joue donc un rôle très important surtout à basses fréquences.

Il est possible aussi de faire des évaluations objectives des accélérations ressenties conduisant à des cartes de PGA pour un séisme donné (figure 8). En effectuant un nombre important de simulations, il serait possible d'avoir une statistique sur ces valeurs de PGA et d'en déduire certains traits caractéristiques touchant plus à la propagation qu'à la source elle-même. Bien sûr, ces cartes pourront être comparées à des cartes d'observation si la densité des stations est suffisante lors d'un prochain séisme comme cela fut le cas à Taiwan.

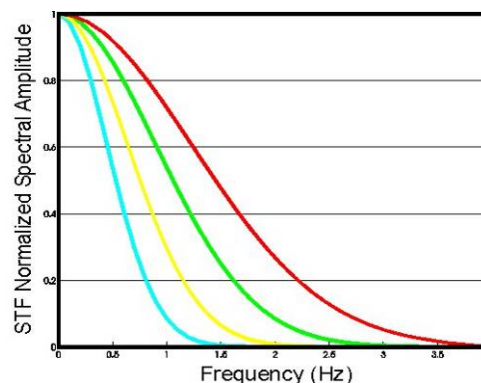
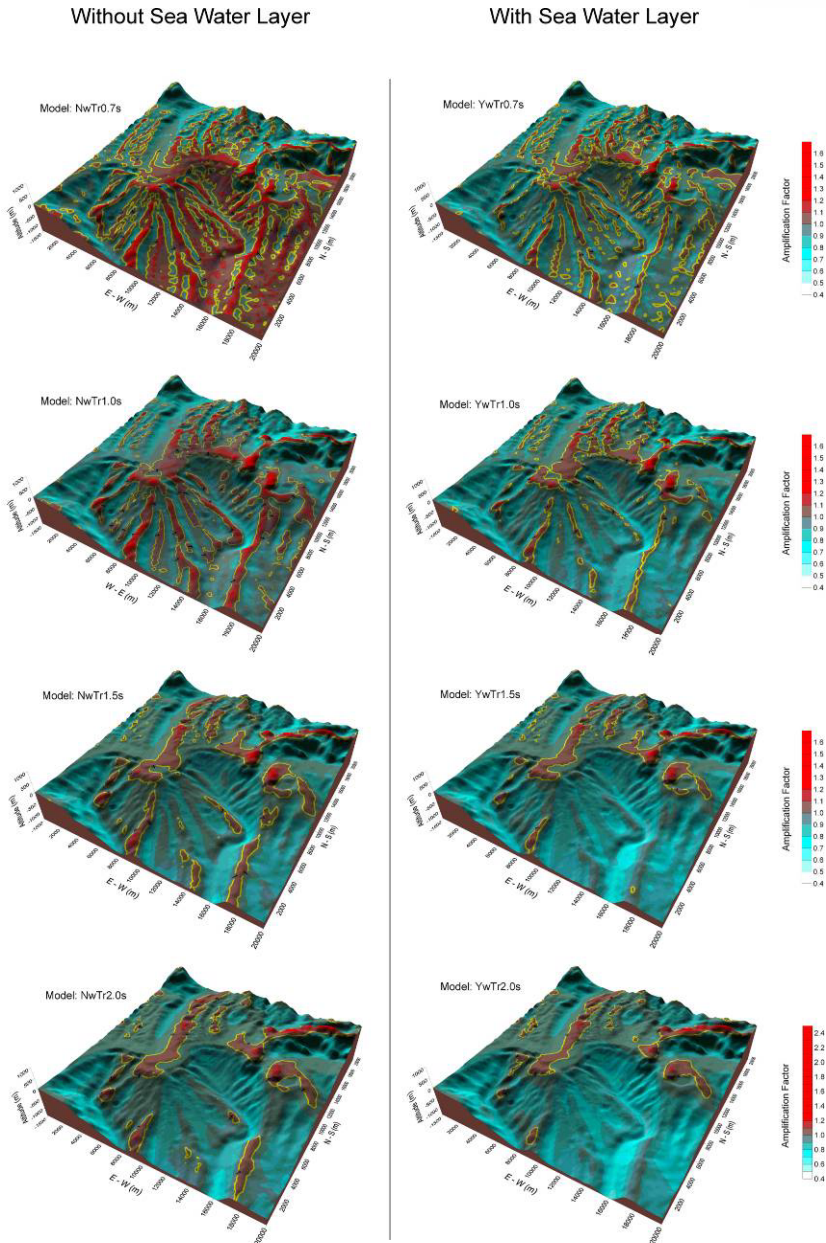


Figure 6. Spectres des fonctions source utilisés pour estimer l'effet de site.

5. Conclusion

La simulation déterministe permet d'envisager différents scénarii avec des effets de site pouvant conduire à des amplifications d'un facteur au-delà de 2 et pouvant atteindre parfois 5 en raison d'effets topographiques. Cette amplification est associée à la fréquence des ondes et



se trouve renforcée à haute fréquence (au-delà de 2 Hz). La colonne d'eau atténue ces amplifications essentiellement sur le fond de la mer mais l'énergie emmagasinée dans ce volume est ensuite renvoyée dans le milieu solide rallongeant la durée du signal sismique. La simulation présentée pour un séisme de magnitude 4.5 à 10 km au large de Nice n'est pas encore représentative de l'estimation de l'aléa sur la Côte d'Azur. Un choix de scénarii précis est indispensable pour tirer des conclusions quantitatives.

Figure 7 : Facteur d'amplification dans l'interface solide de la Terre en présence (colonne droite) et en absence (colonne gauche) de la mer pour les différentes excitations dont les spectres sont sur la Figure 6.

Remerciements

Ce travail a été financé par le “Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología” (CONACyT), Mexico, ainsi que par les projets QSHA numéro ANR-05-CATT-011 et GIS CURARE.

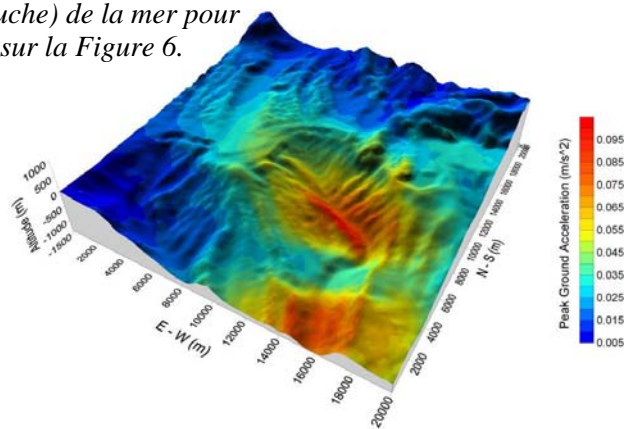


Figure 8. Estimation du PGA pour le scénario envisagé dans la Figure 5 avec n séisme au large de Saint-Jean Cap-Ferrat.

Références

- Berge-Thierry C., F. Cotton, O. Scotti, DA. Pommera and Y. Fukushima 2003. New empirical response spectral attenuation laws for moderate european earthquakes, *Journal of Earthquake Engineering*, Vol 7, No 2, PP. 193-222, 2003.
- Bielak J., J. Xu, and O. Ghattas, Earthquake ground motion and structural response in alluvial valleys, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 125 (1999), pp. 413–423.
- Calais E., Galisson L., Stéphan J.F., Delteil J., Deverchère J., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Popoff M. & Sosson M., 2000. Crustal strain in the southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, 319, 1-17.
- Cotton, F., C. Berge, F. Lemeille, A. Pitarka, B. Lebrun and M. Vallon, Three-dimensional simulation of earthquakes in the Grenoble's basin (Western Alps), pp 873-878 of the *Proceedings of the second international symposium on the effects of surface geology on seismic motion (Yokohama – Japan)*, Balkema Ed., ISBN 90 5809 030 2, 1998.
- Courboux F., Larroque C., Deschamps A., Gélis C., Charreau J. & Stéphan J.F., 2003. An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1782, doi:10.1029/2003GL017171.
- Cruz-Atienza, V. M., 2006, Rupture dynamique des faille non-planaires en différences finies: Thèse de Doctorat, Université de Nice Sophia - Antipolis, France.
- Debran-Passard S., Courboux S. & Lienhardt M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire BRGM Fr. n°125, 615 pp.
- Duval A.M., 1994, Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Komatitsch, D. & Vilotte, J.-P., The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2-D and 3-D geological structures, *Bull. seism. Soc. Am.*, 88, 368–392, 1998.
- Lambert J. & Levret A., 1996. Mille ans de séismes en France. Ouest Editions Presses Académiques, Nantes, 120 pp.
- Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. & Gilli E., 2001. Active deformation at the junction between southern French Alps and Ligurian basin. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80, 255-272.
- Olsen K., R. Archuleta and J. Matarrese, Three-dimensional simulation of a magnitude 7.5 earthquake on the San Andreas fault in southern California, *Science*, 270, pp. 1628–1632, 1997.
- Rollet N., Déverchère J., Beslier M.O., Guennoc P., Réhault J.P., Sosson M. & Truffert C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian Sea, western Mediterranean. *Tectonics*, 21, 3, 10.1029/2001TC900027.
- Saenger, E. H., N. Gold, and S. A. Shapiro, Modeling the propagation of elastic waves using a modified finite-difference grid: *Wave Motion*, 31, 77–92, 2000.
- Saenger, E. & Bohlen, T., Finite difference modeling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid, *Geophysics*, 69(2), 583–591, 2004
- Virieux, J., P.-Y. Bard et H. Modaressi, Quantitative Seismic Hazard Assessment, chapitre du livre sur 'Early warning' édité par P. Gasparini, Springer-Verlag, 2007.
- Wald D. and R. Graves, The seismic response of the Los Angeles Basin, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88 , pp. 337–356, 1998.