MODELE DE PROPAGATION D'UNE VAGUE DE TSUNAMI EN 2D PAR COULWAVE (CAS DE ZEMMOURI, BOUMERDES 2003)

PROPAGATION MODEL OF TSUNAMI WAVE IN 2D BY COULWAVE (CASE OF ZEMMOURI, BOUMERDES 2003)

Houssam Eddine TOUHAMI, LEGHYD, FGC, *Univ. des Sciences et de la Technologie. Bab Ezzouar, Alger. htouhami@usthb .dz.*
Mohamed Cherif KHELLAF. *LEGHYD, FGC, Univ. des Sciences et de la Technologie. Bab Ezzouar, Alger. mckhellaf@yahoo.fr*

RESUME : Ce travail présente une modélisation numérique d'une vague solitaire de tsunami. La modélisation a été réalisée en utilisant les équations de Boussinesq en deux dimensions, modifiées par (WEI *et al*, 1995). Une simulation du tsunami engendré par le séisme de Zemmouri, Boumerdes en 2003 est présentée. Pour cela, nous avons utilisé le code de calcul, élaboré par l'université de Cornel (USA), nommé COULWAVE.

Mots clés : COULWAVE, Tsunami, onde solitaire, Boumerdes.

ABSTRACT: This work presents a numerical modelling of tsunami solitary wave. The modelling was carried out using Boussinesq equations in two dimension modified by (Wei et al 1995). A simulation of the tsunami, caused by Zemmouri, Boumerdes2003 earthquake, is presented. For this we used the computing code developed In Cornel University (USA) namely COULWAVE.

Keywords: COULWAVE, Tsunami, Solitary wave, Boumerdess.

INTRODUCTION

Le séisme côtier du 21 Mai 2003 de Zemmouri à Boumerdes en ALGERIE, a fortement marqué les esprits. Les habitants des régions avoisinantes ont remarqué que la mer a fait un recul de plusieurs dizaines de mètres, juste après ce séisme qui a causé un soulèvement côtier le long de la zone épicentrale, c'était un tsunami.

Le problème de la propagation des tsunamis est un cas particulier de la propagation des ondes. Toutes les équations utilisées pour la modélisation

des vagues dérivent des équations de Navier-Stokes, néanmoins il existe plusieurs modèles de tsunami qui diffèrent dans :

a) la forme de l'onde : l'onde solitaire (SYNOLAKIS, 1987) et l'onde sinusoïdale (KAISTRENKO *et al*., 1991 ; MADSEN & FUHRMAN, 2008),
b) la linéarité : l'onde linéaire (SYNOLAKIS, 1991) et l'onde non linéaire périodique déformée (DIDENKULOVA *et al*., 2007) et enfin,
c) la dispersion.

La fiabilité du modèle (équations de Boussinesq) et du code de calcul (COULWAVE) a été étudié par plusieurs auteurs notamment, (TOUHAMI & KHELLAF, 2011) en 1D et ,(TOUHAMI & KHELLAF, 2012) en 2D.

Le présent travail va étudier un cas réel, celui du tsunami engendré par le séisme du 21 Mai 2003 de Zemmouri Boumerdes.

MODELE NUMERIQUE

Équation de (WEI et al, 1995)

Continuité de la masse

$$\eta_t + \nabla . M = 0 \tag{1}$$

Où,

$$M = (h+\delta\eta)\left\{\mathbf{u}_\alpha + \mu^2\left[\frac{1}{2}z_\alpha^2 - \frac{1}{6}(h^2 - h\delta\eta + \delta^2\eta^2)\right]\nabla(\nabla.\mathbf{u}_\alpha) + \mu^2\left[z_\alpha\frac{1}{2}(h+\delta\eta)\right]\nabla[\nabla.(h\mathbf{u}_\alpha)]\right\} \tag{2}$$

Équation du mouvement

$$\mathbf{u}_{\alpha t} + \delta(\mathbf{u}_\alpha.\nabla)\mathbf{u}_\alpha + \nabla\eta + \mu^2\mathbf{V}_1 + \delta\mu^2\mathbf{V}_2 = O(\mu^4) \tag{3}$$

Où,

$$\mathbf{V}_1 = \frac{1}{2}z_\alpha^2\nabla(\nabla.\mathbf{u}_{\alpha t}) + z_\alpha\nabla[\nabla.(h\mathbf{u}_{\alpha t})] - \nabla\left[\frac{1}{2}(\delta\eta)^2\nabla.\mathbf{u}_{\alpha t} + \delta\eta\nabla.(h\mathbf{u}_{\alpha t})\right] \tag{4}$$

$$\mathbf{V}_2 = \nabla\left\{(z_\alpha - \delta\eta)(\mathbf{u}_\alpha.\nabla)[\nabla.(h\mathbf{u}_\alpha)] + \frac{1}{2}(z_\alpha^2 - \delta^2\eta^2)(\mathbf{u}_\alpha.\nabla)(\nabla.\mathbf{u}_\alpha)\right\} + \frac{1}{2}\nabla\{[\nabla.(h\mathbf{u}_\alpha) + \delta\eta\nabla.\mathbf{u}_\alpha]^2\} \tag{5}$$

$\delta = \frac{a_0}{h_0}$, $\mu = k_0 h_0$: Sont respectivement les paramètres de la non-linéarité et de la dispersion, où a_0 et h_0 sont respectivement l'amplitude et la profondeur représentatives (typique).

$$z_\alpha = \left[(1+2\alpha)^{\frac{1}{2}} - 1\right] h \approx -0.531\, h \tag{6}$$

$$\alpha = \frac{1}{2}\left(\frac{z_\alpha}{h}\right)^2 + \frac{z_\alpha}{h} \approx -0.390 \tag{7}$$

$\mathbf{u}_\alpha$ = la vitesse horizontale à $z = z_\alpha \mathbf{u}_\alpha = (\nabla\phi)_{z=z_\alpha}$

MODELISATION D'UN CAS REEL : (CAS DE ZEMMOURI A BOUMERDES)

Dans le cadre d'une étude réelle, nous avons fait une simulation d'un tsunami frappant les côtes estes de BOUMERDESS**.** Le domaine simulé est d'une surface carrée de 64 Km^2 (8 Km × 8 Km) sur la plage s'étalant du cap de Figuier au cap de Zemmouri Bahri, délimité par les latitudes 3.50° E à 3.57° E et les longitudes 36.77° N à 36.84° N. La figure 1 est une vue satellite de la zone qui montre le domaine simulé, notant que cette photo a été prise récemment donc les aménagements du port de Zemmouri Bahri et le figuier n'existaient pas lors de la réalisation du levé bathymétrique que nous avons utilisé pour la simulation.

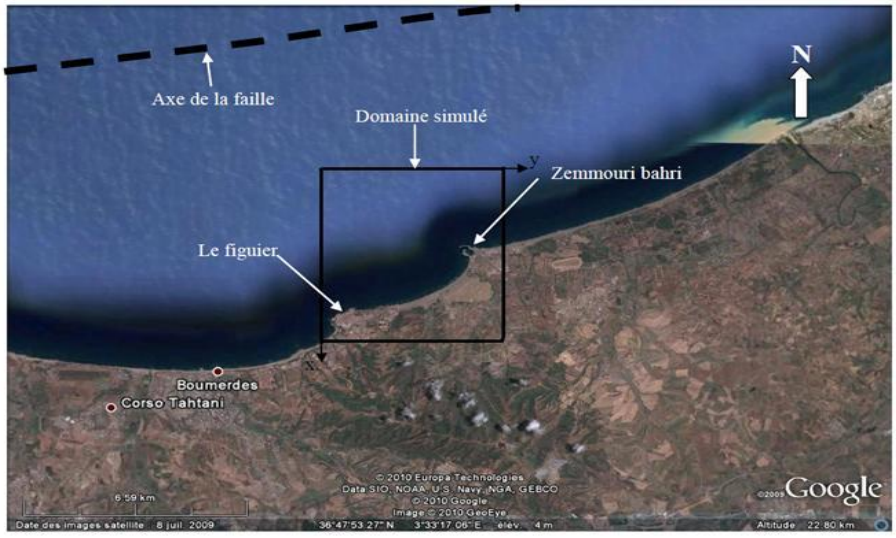

Fig.1. Image satellite de la zone étudiée (source : Google earth)

La simulation a été faite avec COULWAVE, pour une vague solitaire d'amplitude égale à 0.4 m ce qui est le cas des vagues qui se formes sur une profondeur de 200 m, et avec un angle d'inclinaison par rapport à l'axe y égale à 10°, suivant l'inclinaison de l'axe de la faille par rapport au même axe (y), ces valeurs ont été choisies dans cet ordre de grandeur à partir des analyses faites par ALASSET (2005) pour le séisme de Zemmouri en 2003.

Surface d'eau

Comme pour les expériences de Briggs et al (1995) la surface d'eau sera présentée sous la forme d'une vue en plan du domaine simulé et les déplacements verticaux seront représentés par différentes franges de couleurs, et la surface de la terre en marron.

Les figures.2. (a-i) représentent la surface d'eau dans le domaine simulé dans plusieurs instants durant la propagation de la vague de tsunami.

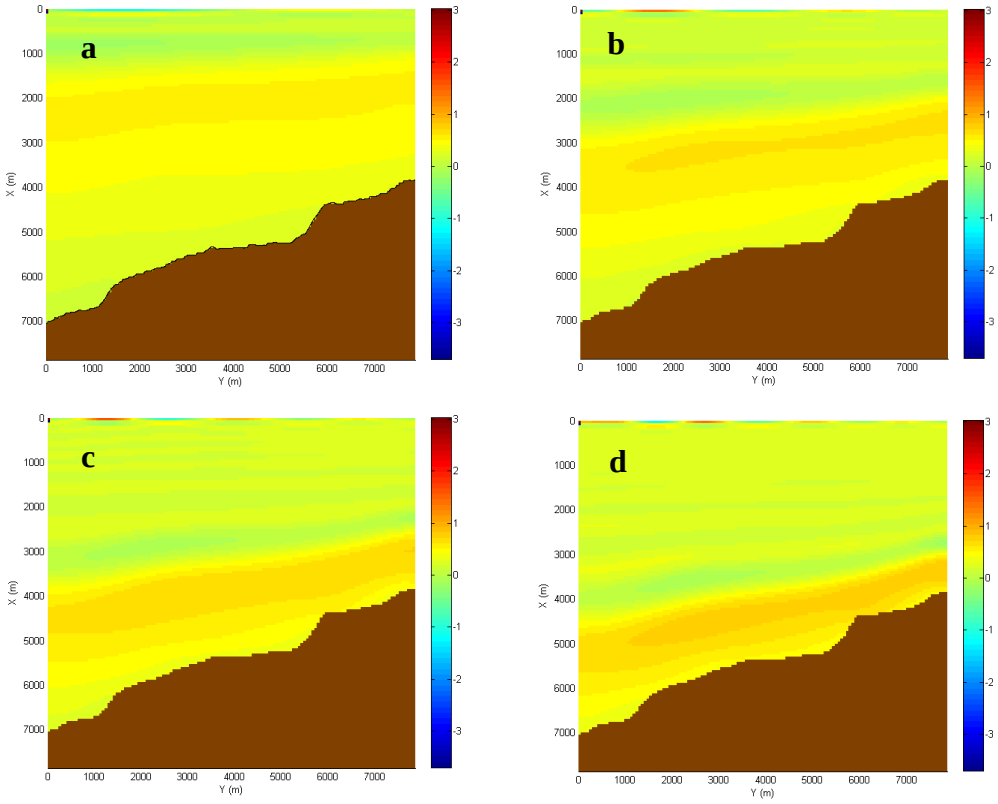

Fig.2. Evolution de la surface d'eau à t=30 s, t=60 s, t=90 s, t=120 s.

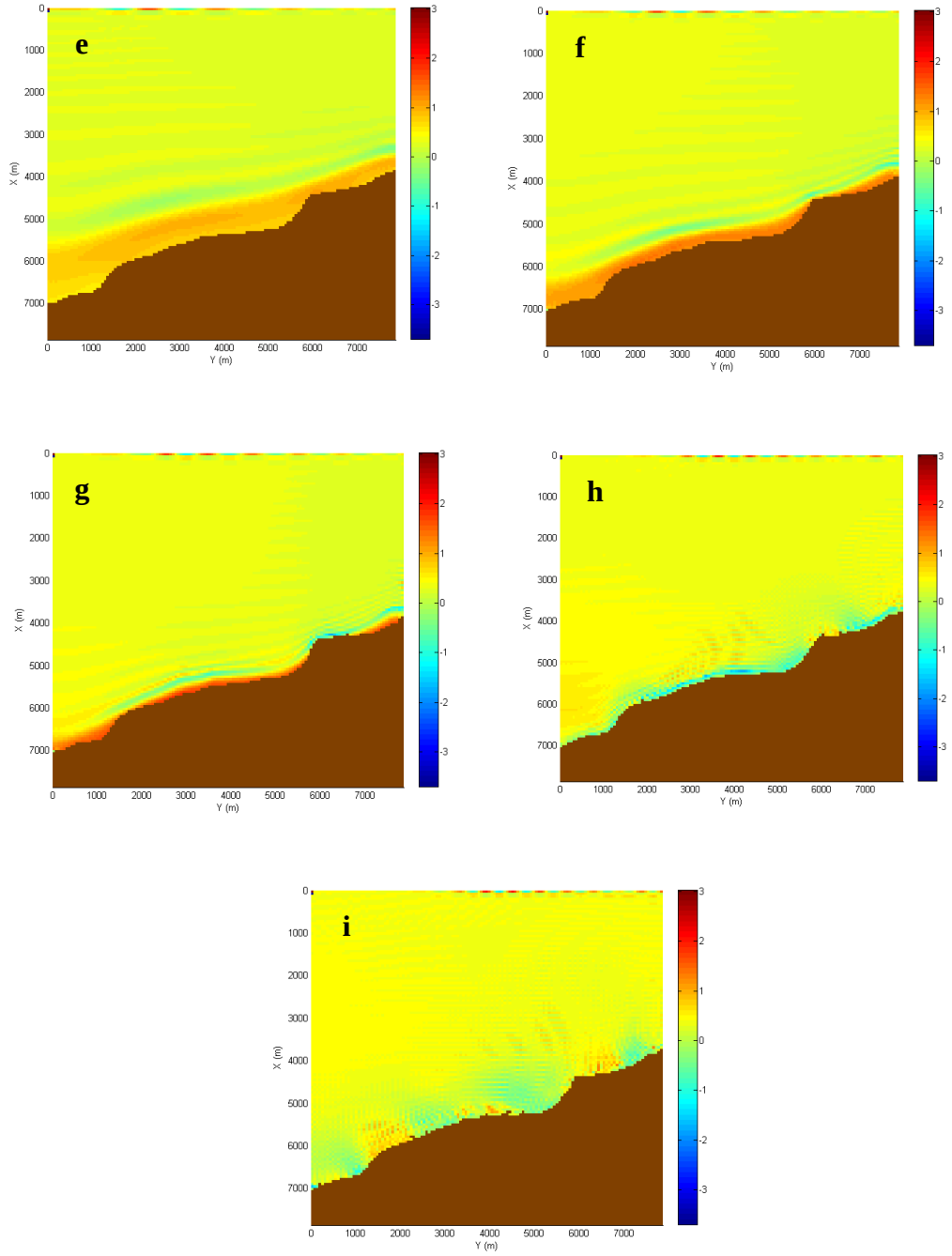

Fig.2. Evolution de la surface d'eau à t=150 s, t=190 s, t=220 s, t=320 s, t=380 s (suite)

En observant les figures2. (a-i) par ordre, on verra tout le processus de propagation d'une vague solitaire sur une bathymétrie irrégulière relativement douce, et ensuite le processus d'inondation (run-up) du continent ainsi que le retour des eaux vers la mer (run-down). Commençant la figure 1 à t = 30s, on observe la ligne de la côte au repos (avant le run-up) tracée par le trait noir, et aussi la forme de la vague solitaire qui a toujours une seule crête mais on voit le début de création du creux juste après cette vague. Dans la figure 2 à t = 60s, on remarque l'avance qu'a pris la vague sur le côté Ouest par rapport au côté Est à cause de l'effet de la dispersion, alors que l'amplitude dans le coté Est, est supérieure à celle dans le côté Ouest vue la différence de la profondeur. Les figures 3 et 4 montrent le reste du processus de propagation de la vague vars la côte ainsi que les effets de la dispersion et de la profondeur sur cette dernière, le début du run-up se voit dans la figure 5 comme aussi la formation de plusieurs vagues après l'onde principale, ensuite ce run-up prend la valeur maximale dans la figure 6 où on voit que dans la zone de y = 0 jusqu'à y = 1000 m l'amplitude est moins importante à cause de la pente douce de cette zone ce qui a impliqué le déferlement loin de la côte, le contraire de la zone du cap Zemmouribahri. La figure 7 montre le retour des eaux vers la mer (run-down) et ainsi la fin du processus du run-up. Et enfin dans les figures 8 et 9 on remarque qu'il ne reste que les petites perturbations un peu partout alors que dans les zones à pente aigue on voit toujours la présence de grandes amplitudes indiquant le run-up des vagues secondaires suivants l'onde principale.

Enregistrement des sondes

On a fait une simulation des enregistrements de douze sondes positionnées en trois lignes d'équi-profondeurs et ainsi d'équidistance de la côte. Le tableau 1 donne les coordonnées de ces sonde et la figure 3 présente les positions des sondes dans le domaine simulé.

Les trois lignes mentionnées dans le paragraphe précédent sont : la première ligne est constituées des sondes ; S1, S2, S3, S4, et S5 ; ces sondes sont situées à 10 m de la plage, la deuxième ligne est constituée des sondes ; S6, S7, S8 et S9 situées entre 1 et 1.5 Km de la plage, et enfin la troisième ligne constituée des sondes ; S10, S11, et S12 situées entre 2 et 2.5 Km de la plage.

Tableau 1. Coordonnées des sondes dans le domaine simulé

Sondes	***x***	***y***
S1	*6563,52877*	*494,854978*
S2	*5672,85196*	*2038,75552*
S3	*5107,36892*	*3524,24724*
S4	*4998,96026*	*4992,15917*
S5	*4020,35231*	*6665,16857*
S6	*5000*	*1000*
S7	*4000*	*3000*
S8	*4000*	*5000*
S9	*3000*	*7000*
S10	*3500*	*2000*
S11	*2500*	*4000*
S12	*2000*	*6000*

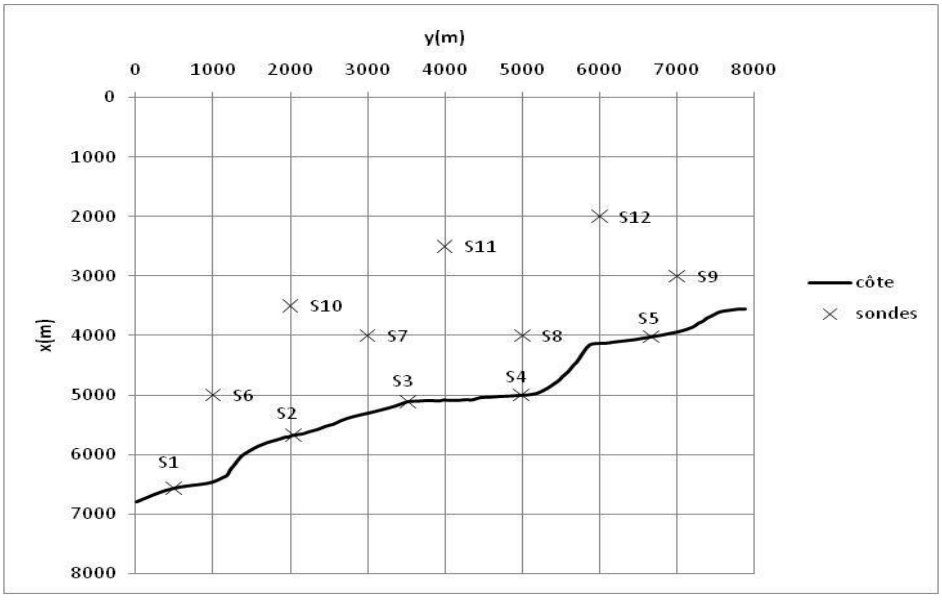

Fig.3. Positions des sondes dans le domaine simulé.

La figure 4 représente les enregistrements des sondes de la première ligne c.-à-d. les sondes installées à 10 m de la plage ce qui justifie l'apparition d'un pique après celui de l'onde principale qui est presque égale à ce dernier pour S1, S2 et S3 (pente douce) et supérieur pour S4 et S5

(pente aigue), ces piques sont dus à l'interaction des vagues secondaires qui suivent l'onde principale et le retour de cette dernière.

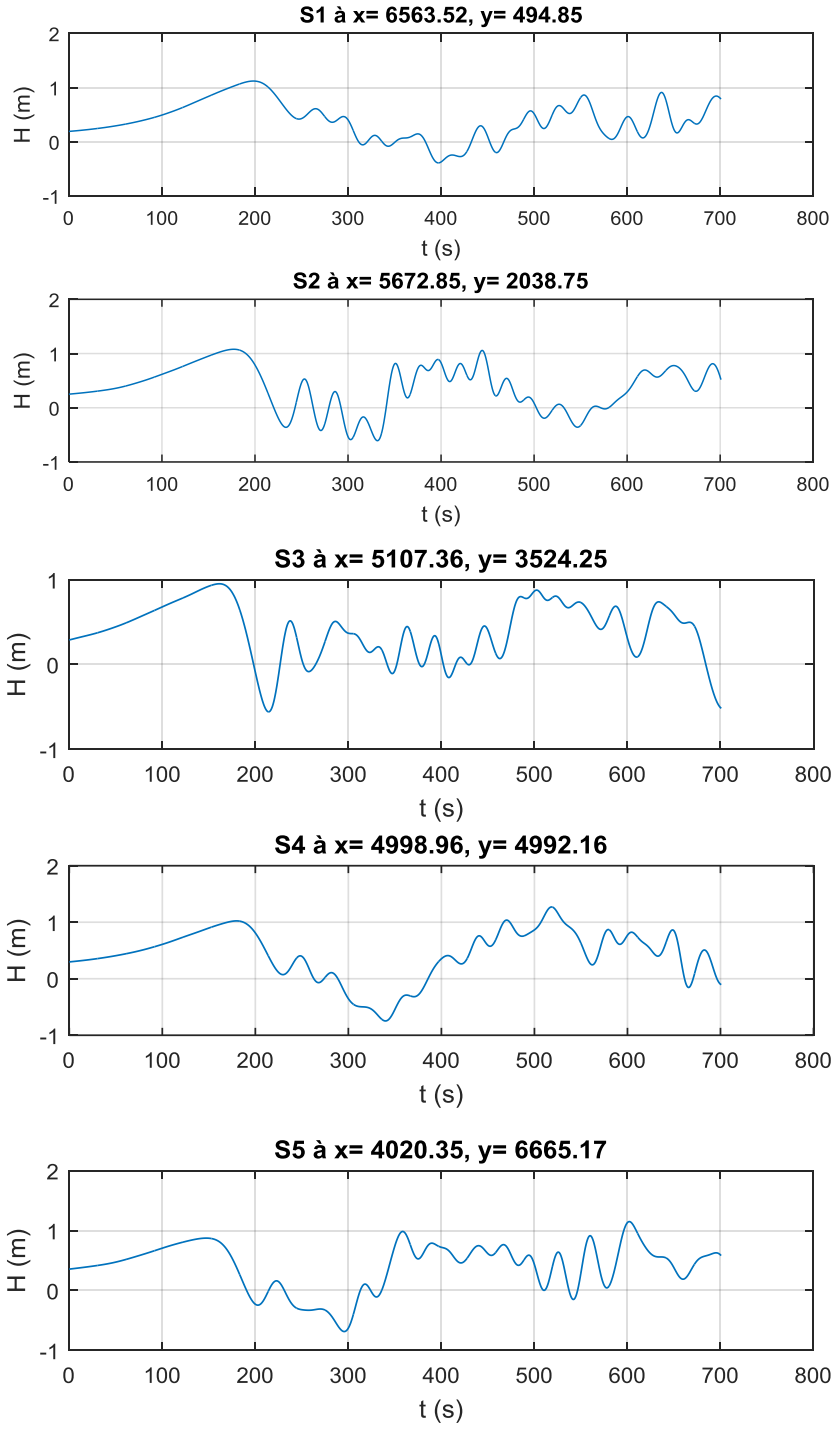

Fig.4. Enregistrements des sondes de la première ligne S1, S2, S3, S4 et *S5*

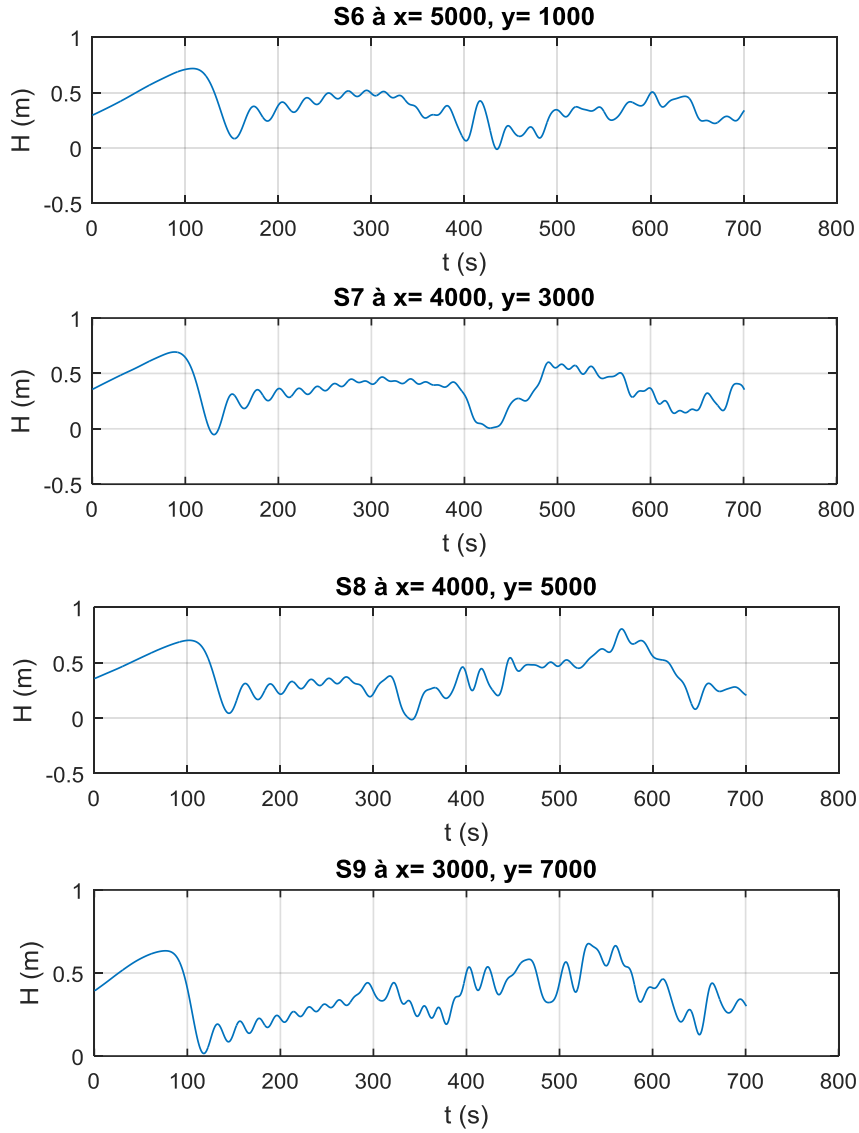

Fig.5. Enregistrements des sondes de la deuxième ligne S6, S7, S8 et S9.

La figure 5 représente les enregistrements des sondes de la deuxième ligne S6, S7, S8 et S9, qui sont situées entre 1 et 1.5 Km de la plage. On remarque que la vague de retour existe toujours, mais elle est plus loin de la vague principale par rapport à la première ligne, notamment pour la pente douce que pour la pente aigue. On remarque aussi la présence du train de vague qui suit l'onde principale ; ce groupe de vagues se forme à cause de la bathymétrie, on voit qu'il est moins important pour la zone Est vue la

profondeur importante de cette dernière, ainsi qu'il est plus important pour la zone Ouest dont la profondeur est moins importante.

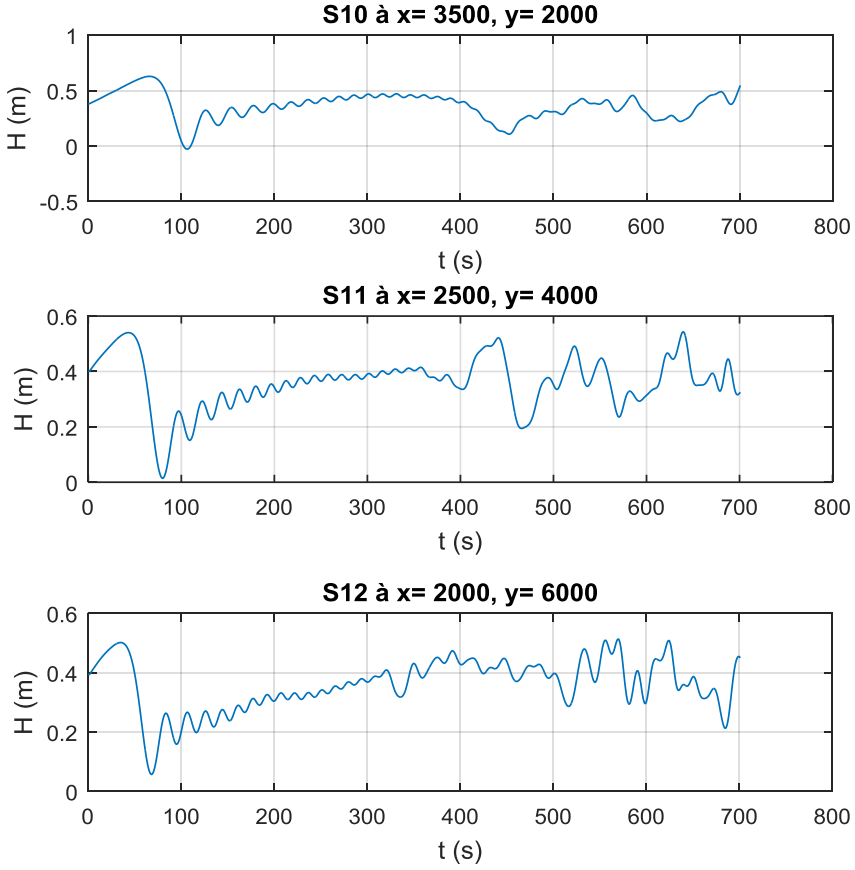

Fig.6. Enregistrements des sondes de la troisième ligne S10, S11 et S12.

Dans la figure 6 les enregistrements des sondes de la ligne trois S9, S10, et S11, qui se situent entre 2 et 2.5 Km de la plage, montrent que la vague de retour s'éloigne plus de l'onde principale, et confirme le fait que le profil bathymétrique parcouru par la vague joue un rôle très important dans le changement de forme de cette dernière.

CONCLUSION

Ce travail a permis de voir le processus de propagation d'une vague solitaire dans le cas réel (bathymétrie non régulière. Un éventuel Tsunami ne présente pas un risque potentieldans la région de Zemmouri, et les zones inondées ne sont pas exposées à un grand danger qui peut toucher les vies

humaines ; ceci est dû à la morphologie de la région (pente relativement douce) qui dissipe une grande partie de l'énergie du Tsunami.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alasset, P.J., (2005). *Sismotectonique et identification des sources sismiques en domaine à déformation lente: Cas des Pyrénées Occidentales et des Alpes du Nord (France). Le tsunami créé par le séisme de Zemmouri (Mw= 6.9, Algérie) du 21 Mai 2003*. Thèse de doctorat. Univ. Louis Pasteur (Strasbourg).

Briggs, M.J., Synolakis, C.E., Harkins, G.S., (1995). *Tsunami runup on a conical island. Proc. Waves-Physical and Numerical Modeling*. University of British Columbia, Vancouver, Canada, pp. 446–455.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T.& Zahibo, N. (2007). *Run-up of nonlinear asymmetric waves on a plane beach, Tsunami and Nonlinear Waves*(ed. Kundu, A.) (Springer), pp. 173–188.

Kaisrenko,V.M., Mazova,R.Kh., Pelinovsky,E.N. & Simonov,K.V. (1991). *Analytical theory for tsunami run-up on a smooth slope,* Int. J. Tsunami Soc. 9, 115–127.

Madsen, P.A. & Fuhrman, D.R. (2008). *Run-up of tsunamis and long waves in terms of surf-similarity*, Coastal Engin. 55, 209–223.

Synolakis, C.E. (1987). *The run-up of solitary waves*, J. Fluid Mech. 185, 523–545.

Synolakis, C.E. (1991). Tsunami *run-up on steep slopes: How good linear theory really is*, Natural Hazards 4, 221–234.

Touhami, H.E. & Khellaf, M.C. (2011). *Aspects de la modélisation numérique des tsunamis,* 2ème édition de la Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, TANGER, MAROC.

Touhami, H.E. & Khellaf, M.C. (2012). *Numerical model of tsunami wave propagation around an island,* International Conference of the Application of Physical Modeling to Port and Coastal Protection, Gand, Belgique.

Wei .G, Kirby .J. T, Grilli .S. T & Subramanya .R (1995). *A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves. Part 1. Highly nonlinear unsteady waves*. J. Fluid Mech., 294:71–92, 1995.

&&&&&