



مرکز بررسی‌ها و مطالعات دریایی

سازمان بنادر و دریانوردی به عنوان تنها مرجع حاکمیتی کشور در امور بندری، دریایی و کشتی‌رانی بازرگانی به منظور ایفای نقش مرجعیت دانشی خود و در راستای تحقق راهبردهای کلان نقشه جامع علمی کشور مبنی بر "حمایت از توسعه شبکه‌های تحقیقاتی و تسهیل انتقال و انتشار دانش و سامان‌دهی علمی" از طریق "استانداردسازی و اصلاح فرایندهای تولید، ثبت، داوری و سنجش و ایجاد بانک‌های اطلاعاتی یکپارچه برای نشریات، اختراعات و اکتشافات پژوهشگران"، اقدام به ارایه این اثر در سایت SID می‌نماید.



سازمان بنادر و دریانوردی



مدلسازی عددی پیشروی امواج ناشی از زمین لغزش با استفاده از معادلات کاملاً غیر خطی بوسینسکی

محمدرضا بنازاده ماهانی
استادیار گروه فیزیک دریا
دانشگاه تربیت مدرس

محمودرضا اکبرپور جنت
استادیار گروه مهندسی و تکنولوژی دریا
مرکز ملی اقیانوس شناسی

طیبه السادات تجلی بخش
دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک دریا
دانشگاه تربیت مدرس

Mrbannaz@yahoo.com

akbarpour@inco.ac.ir

Tajallibakhsh@gmail.com

مقدمه:

سونامی ها از مخرب ترین حوادث طبیعی محسوب می شوند و مطالعه آنها جهت محافظت از سواحل ضروری به نظر می رسد. این امواج که توسط حرکات تکتونیکی زمین در زیر آب، زلزله ها و آتشفشان های دریایی در ناحیه ای وسیع ایجاد می شود، امواجی با پریود بسیار بزرگ را شکل می دهند. این امواج بلند، در طیف امواج گرانشی بین امواج جزرومدی و امواج دوراً (swell) قرار می گیرند. طول عمر سونامی به سه مرحله تولید، پیشروی و سیل یا بالاروی (run-up) تقسیم می شود. مرحله اول به منبع سونامی وابسته است که می تواند زمین لرزه، آتشفشان، زمین لغزش های زیردریایی و یا برخورد شهاب سنگ ها با اقیانوس باشد (Watts, 2004). مرحله دوم به توپوگرافی و شکل خط ساحلی بستگی دارد. مرحله سوم به دامنه، ارتفاع و شکست موج سونامی پس از عبور از خط ساحلی مربوط است و به مدلسازی های پیچیده ای نیاز دارد. در تحقیق حاضر از مدل عددی FUNWAVE که بر مبنای معادلات بوسینسک ارائه شده است، استفاده می گردد. این مدل شکست موج، جذب انرژی امواج در مرز و حرکت خط ساحلی را در بر می گیرد. خروجی مدل با مدول BW نرم افزار MIKE21 مقایسه گردیده و سپس برای شبیه سازی موج سونامی از شکست زیرسطحی استفاده گردیده است.

معادلات حاکم:

مختصات صفحه افق را با x و y ، و مختصه عمودی را با z نمایش می دهیم. گرادیان افقی را به صورت $\nabla := (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ ، سرعت افقی را به شکل $\vec{u}(x, y, z, t) = (u, v)$ و سرعت عمودی را با $w(x, y, z, t)$ ، نشان می دهیم. جریان سه بعدی سیال تراکم ناپذیر و ناوشکسان (inviscid)، با روابط بقای جرم (۱) و بقای مومنتم (۲) و (۳) کنترل می شود:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\rho \frac{D\vec{u}}{Dt} = -\nabla p \quad (2)$$

$$\rho \frac{Dw}{Dt} = -\rho g - \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

که در آن چگالی آب، ρ ، شتاب گرانشی g و شتاب گرانشی و $P(x, y, z, t)$ میدان فشار است. برای تحلیل امواج سطحی، معمولاً سیال غیر چرخشی فرض می شود. پس یک تابع اسکالر $\phi(x, y, z, t)$ (پتانسیل سرعت)، به این صورت تعریف می شود:

$$\vec{u} = \vec{\nabla} \phi, \quad w = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (4)$$

در نتیجه معادله پیوستگی و معادله مومنتم بدین صورت بیان می شوند:

$$\nabla^2 \phi + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} |\nabla \phi|^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 + gz + \frac{P - P_0}{\rho} = 0 \quad (6)$$

شرایط مرزی معادلات، به صورت شرط سینماتیک و دینامیک سطح آزاد در $z = \eta(x, y, t)$ و شرط سینماتیک بستر $z = -h(x, y, t)$ به ترتیب عبارتند از:

$$\eta_t + \bar{\nabla} \phi \cdot \bar{\nabla} \eta - \phi_z = 0 \quad (7)$$

$$\phi_t + \frac{1}{2} |\bar{\nabla} \phi|^2 + \frac{1}{2} \phi_z^2 + g\eta = 0 \quad (8)$$

$$\bar{\nabla} \phi \cdot \bar{\nabla} h + \phi_z = 0 \quad (9)$$

برای رسیدن به معادلات بوسینسکی لازمست با در نظر گرفتن شرایط مرزی، بسط ϕ برحسب پارامتر پراکندگی (نسبت عمق آب به طول موج) در معادلات حاکم و شرایط مرزی جاگذاری شود. در نهایت، معادلات پیوستگی و مومنتم حاکم بر مدل بوسینسکی به صورت زیر بدست می آیند:

$$\eta_t + \nabla \cdot \left\{ (h + \eta) [u_\alpha + \left(\frac{z_\alpha^2}{2} - \frac{1}{6} (h^2 - h\eta + \eta^2) \right) \nabla (\nabla \cdot u_\alpha)] + [z_\alpha + \frac{1}{h} (h - \eta)] \nabla (\nabla \cdot (hu_\alpha)) \right\} = 0 \quad (10)$$

$$\begin{aligned} & u_\alpha + (u_\alpha \cdot \nabla) u_\alpha + g \nabla \eta + z_\alpha \left\{ \frac{1}{2} z_\alpha \nabla (\nabla \cdot u_\alpha) + \nabla (\nabla \cdot (hu_\alpha)) \right\} \\ & + \nabla \left\{ \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - \eta^2) (u_\alpha \cdot \nabla) (\nabla \cdot u_\alpha) + \frac{1}{2} [\nabla \cdot (hu_\alpha) + \eta \nabla \cdot u_\alpha]^2 \right\} \\ & + \nabla \left\{ (z_\alpha - \eta) (u_\alpha \cdot \nabla) (\nabla \cdot (hu_\alpha)) - \eta \left[\frac{1}{2} \eta \nabla \cdot u_\alpha + \nabla \cdot (hu_\alpha) \right] \right\} = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

در این معادلات η ارتفاع سطح آزاد آب، h عمق آب در حالت سکون، u_α بردار سرعت افقی در عمق $z = z_\alpha = -0.531h$ ، و اندیس t نشان دهنده مشتق نسبت به زمان می باشند (Kennedy et al., 2000).

مدل عددی:

برای شبیه سازی پیشروی موج، از مدل عددی FUNWAVE استفاده گردیده است. این مدل که در دهه ۹۰ در دانشگاه Delaware ارائه شده است (Kennedy et al., 2000, Chen et al., 2000, Wei et al., 1995, Wei and Kirby, 1995) بر اساس معادلات بوسینسکی می باشد. همانطور که ذکر شد این معادلات ترم های غیرخطی و پراکندگی را در برمی گیرد. Wei و همکاران (۱۹۹۵) نشان دادند که حفظ اثرات غیرخطی برای شبیه سازی کم عمقی لازم و ضروری است؛ و وجود ترم های پراکندگی فرکانسی در حین پیشروی امواج لازم است و موجب منشعب شدن امواج می شود.

در این مدل برای کاهش خطای قطع (truncation error)، مخلوطی از طرح Adams - Bashforth - Moulton رتبه ۴، شامل یک گام پیش بینی کننده Adams - Bashforth رتبه ۳، و یک گام تصحیح کننده Adams - Moulton رتبه ۴، برای پیشروی زمانی مدل به کار می رود. ترم های شامل مشتقات فضایی رتبه اول با استفاده از یک فرمول پنج نقطه ای و دقت $O(\Delta x^4)$ گسسته می شوند. بنابراین تمام خطاهای موجود در حل معادلات آب کم عمق، به رتبه ۴ در فواصل شبکه (grid) کاهش می یابند. گسسته سازی مشتقات فضایی و زمانی برای ترم های رتبه بالاتر پراکندگی، با دقت رتبه دوم انجام می شود. برای مشتقات رتبه دوم، طرح تفاضل سه نقطه ای به کار می رود.

شرایط مرزی:

حل بهینه هیدرودینامیک نزدیک ساحل را می توان با گسترش مدل های بوسینسکی برای نمایش بهتر دینامیک ناحیه یورش موج (swash) بدست آورد، در اینجا برای مدل سازی بالاروی (runup) بر روی ساحل از روش چشمه (slot method) که توسط Madsen و همکاران (۱۹۹۷) معرفی شده (Brocchini et al., 2001) استفاده می شود. برای شرط مرزی ناحیه دور از ساحل، جهت عبور موج بدون انعکاس، از لایه های اسفنجی استفاده گردیده است.

موج ناشی از زمین لغزش:

با استفاده از قانون دوم نیوتن، معادله دیفرانسیلی به دست می‌آید، که حرکت لغزش زیرسطحی را به صورت حرکت مرکز جرم یک جسم صلب $s(t)$ ، در راستای سطح شیبدار (شکل ۱) بیان می‌کند. تعادل نیروهای ناشی از جرم افزوده، گرانش، شناوری و درگ، معادلات زیر را نتیجه می‌دهد (نقاط در بالای پارامتر S نشان دهنده مشتق زمانی است):

$$(M_\ell + \Delta M_\ell)\ddot{S} = (M_\ell - \rho_w V_\ell)(\sin \theta - C_n \cos \theta)g - \frac{1}{2}\rho_w C_d A_c \dot{S}^2 \quad (12)$$

که در آن g شتاب گرانش، ΔM_ℓ جرم افزوده، و $A_c = Tw$ سطح مقطع لغزنده عمود بر راستای حرکت است. می‌توان این معادله را به شکل زیر نیز بیان کرد:

$$(\gamma + C_m)\ddot{S} = (\gamma - 1)(\sin \theta - C_n \cos \theta)g - C_d \frac{2}{\pi B} \dot{S}^2 \quad (13)$$

که در آن $C_m = \Delta M_\ell / (\rho_w V_\ell)$ است. با فرض چگالی ویژه $\gamma \cong 1.85$ ، ضریب اصطکاک قابل اغماض $C_n \cong 0$ ، ضریب افزایش جرم $C_m \cong 1$ ، و ضریب درگ (که تنها تابعی از شکل لغزنده فرض می‌شود) $C_d \cong 1$ و شرط شروع حرکت در زمان $t = 0$ یعنی $\dot{S} = 0$ ، انتگرال معادلات بالا به روابط زیر برای حرکت لغزش زیر سطحی منتهی می‌شود:

$$s(t) = s_0 \ln[\cosh(\frac{t}{t_0})] \quad (14)$$

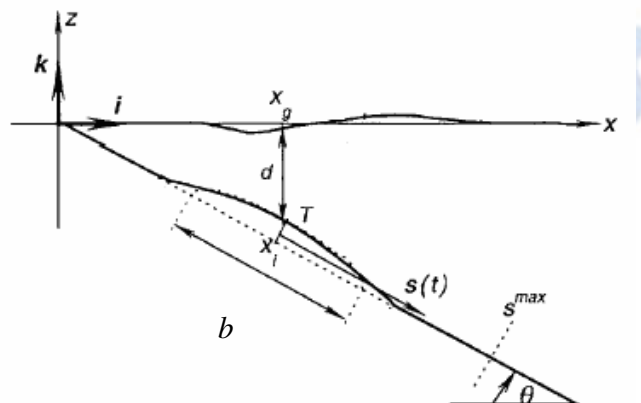
$$s_0 \cong \frac{u_t^2}{a_0} \cong 4.48b \quad (15)$$

$$t_0 \cong \frac{u_t}{a_0} \cong 3.87 \sqrt{\frac{b}{g \sin \theta}} \quad (16)$$

$$a_0 \cong 0.03g \sin \theta \quad (17)$$

$$u_t \cong 1.16\sqrt{bg \sin \theta} \quad (18)$$

که a_0 شتاب اولیه، u_t حداکثر سرعت توده، s_0 فاصله مشخصه حرکت، t_0 زمان مشخصه حرکت، b طول لغزنده، d عمق اولیه لغزنده، θ زاویه شیب لغزنده را نشان می‌دهد (شکل ۱).



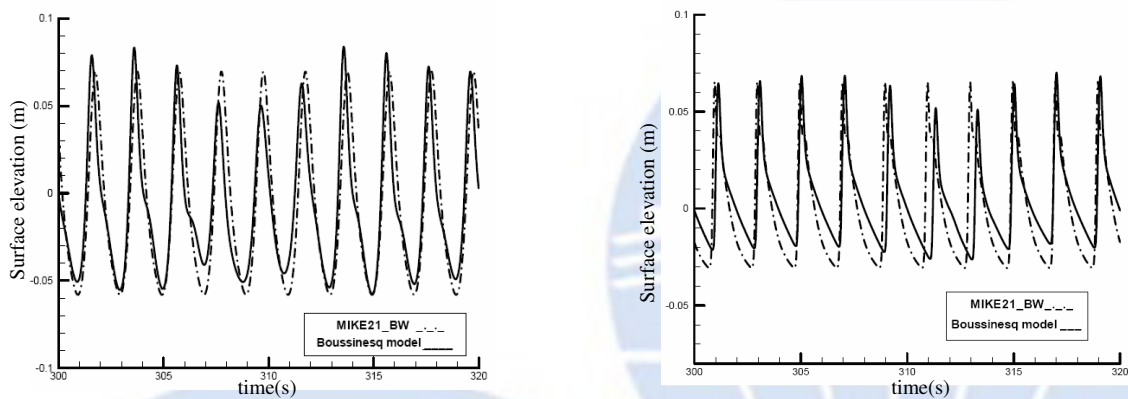
شکل ۱) مشخصات هندسی زمین لغزش و امواج حاصل

برای شبیه سازی موج حاصل از شکست زیرسطحی، طول موج و دامنه موج اولیه ناشی از لغزش از روابط زیر محاسبه می گردد (Watts et al., 2003).

$$\lambda_0 \equiv t_0 \sqrt{gd} \cong 3.87 \sqrt{\frac{bd}{\sin \theta}}, \quad \eta_0 \cong 0.2139T(1 - 0.7458 \sin \theta + 0.1704 \sin^2 \theta) \left(\frac{b \sin \theta}{d}\right)^{1.25} \quad (19)$$

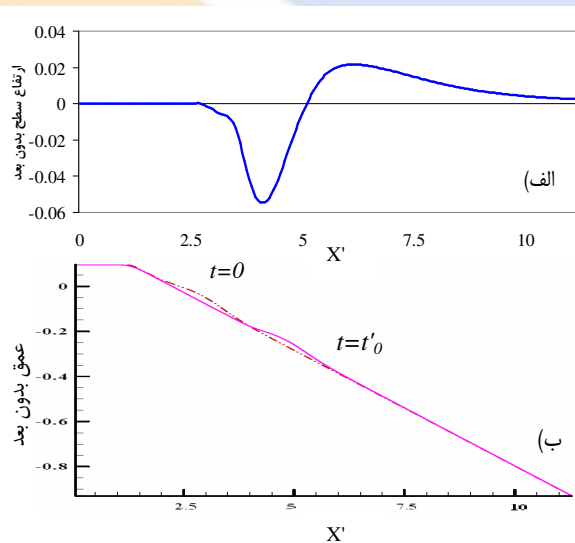
نتایج:

برای تأیید مدل، از مثال پیشروی موج بر روی سطح شیبدار استفاده گردید. این مثال، برای بررسی اثرات کم عمقی و شکست امواج بر روی سطح شیبدار است و در آن قطار موجی با پریود ۲ ثانیه به یک ناحیه فرضی با عمق ۰/۴۷ m وارد شده و سپس بر روی شیب ($\theta = 1:20$) پیشروی می کند. در شکل (۲) مقایسه ارتفاع محاسبه شده توسط مدل عددی و ارتفاع خروجی MIKE21 BW در دو ایستگاه نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می شود مدل با دقت خوبی قادر به مدلسازی امواج با استفاده از مدل غیر خطی بوسینسکی بوده و نتایج از هماهنگی خوبی با خروجی MIKE21 BW برخوردار است. مدل پس از تأیید شدن، برای مدلسازی پیشروی موج حاصل از زمین لغزش استفاده می گردد.



شکل (۲) مقایسه ارتفاع امواج خروجی مدل بوسینسک و MIKE21 BW در عمق ۷/۵ cm (راست) و ۳۵ cm (چپ) ($\theta = 1:20$)

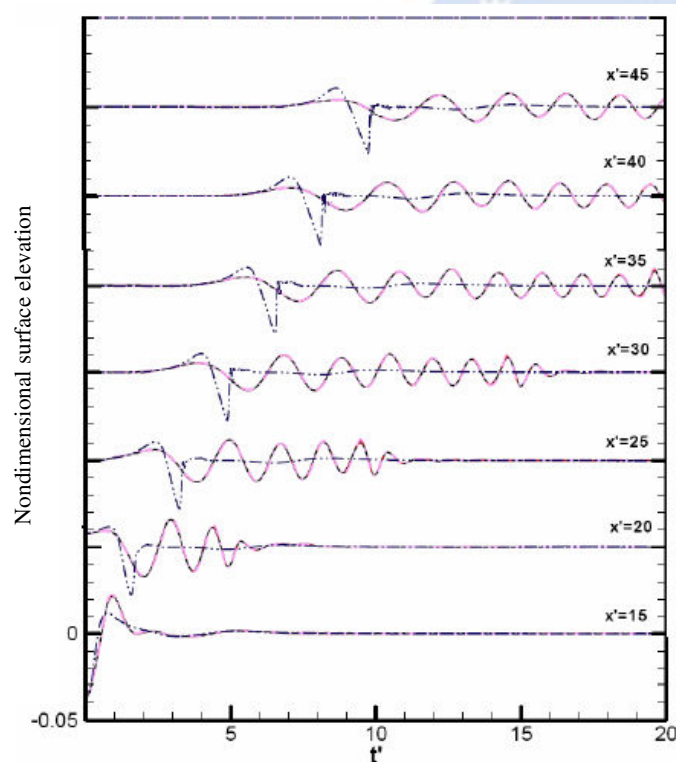
برای مطالعه پیشروی موج ناشی از زمین لغزش، موج حاصل از زمین لغزشی بر روی شیب $\theta = 15^\circ$ ، عمق اولیه بدون بعد $d' = 0.08$ و ضخامت بدون بعد $T' = 0.1$ را به عنوان شرایط اولیه ناحیه پیشروی در آب عمیق، در نظر می گیریم (کمیت های طولی، با تقسیم شدن بر b یعنی طول لغزنده، نرمال، و زمان با تقسیم شدن بر t_0 یعنی زمان مشخصه حرکت، بدون بعد می شوند). (شکل ۳)



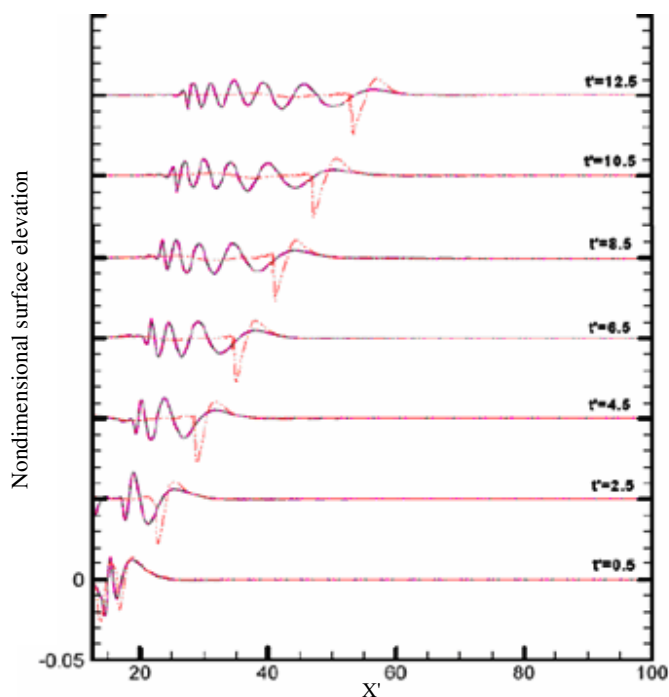
شکل (۳) الف: پروفیل سطح آب حاصل از زمین لغزش با پارامترهای $\theta = 15^\circ$ و $d' = 0.08$ و $T' = 0.1$ در زمان مشخصه حرکت
ب: زمین لغزش در زمان تولید موج

برای بررسی اثرات پراکندگی و غیرخطی، پیشروی موج در آب عمیقی با عمق ثابت بی بعد $h'_0=1$ مدلسازی شد. موج حاصل از زمین لغزش، به صورت پروفیل سطح آب در زمان $t=t_0$ در ابتدای ناحیه مدلسازی پیشروی موج وارد گردید. مدلسازی با استفاده از معادلات غیرخطی آب کم عمق، معادلات خطی شده Nwogu و معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی انجام شد. در شکل (۴) سری زمانی حاصل از پیشروی موج ناشی از زمین لغزش در مکان های مختلف نشان داده شده است. شکل (۵) پروفیل سطح آب را در زمان های مختلف نشان می دهد. مشاهده می شود که در همان شروع پیشروی در آب عمیق، به سرعت از ارتفاع و تیزی موج اولیه و دامنه فعر آن کاسته می شود. پراکندگی فرکانسی به قطار موجی منتهی می شود که با زمان، در دنباله موج اولیه افزوده می شود. این تولید متمادی امواج کوتاه با طول موج کم، بسته موجی پیشرونده را به وجود می آورد. اندازه گیری ها نشان می دهد که امواج تولیدی جدید بر مناطق پشت خود تأثیر چندانی نمی گذارند. معادلات آب کم عمق غیر خطی به علت نداشتن ترم های پراکندگی و پایین بودن رتبه غیرخطی، هیچ تولید موجی را در دنباله موج اولیه نمایش نمی دهد و در نتیجه قطار موجی را ایجاد نمی کند؛ همچنین کاهش دامنه را بسیار کمتر از معادلات بوسینسکی محاسبه می کند. طول موج و پرپود محاسبه شده با این معادله نیز کمتر از حالات دیگر است.

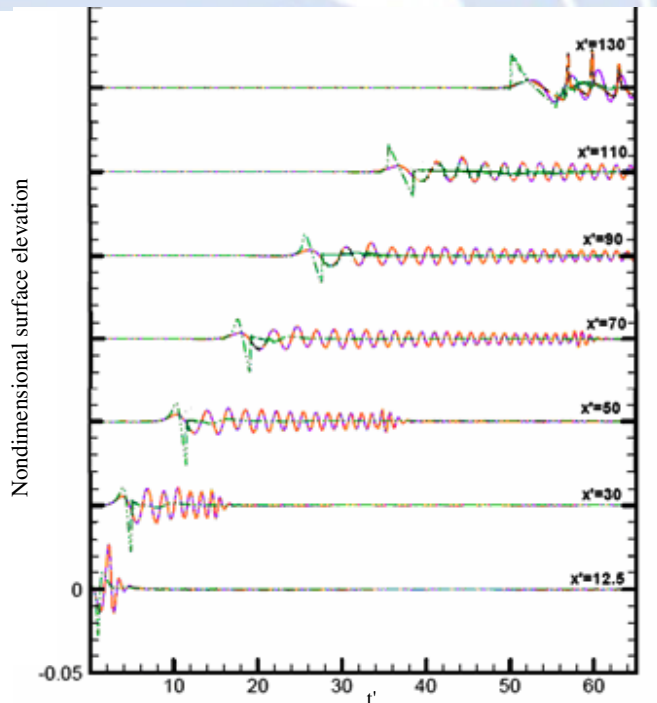
در مرحله بعد برای بررسی تأثیر کم عمقی بر موج و نحوه عملکرد معادلات مختلف در حین غیرخطی شدن موج، پیشروی موج بر روی بستر با شیب ۰/۱ مدلسازی شد. عمق ناحیه با عمق ثابت برابر $h'=1$ در نظر گرفته شد. در شکل (۶) سری زمانی خروجی مدل و در شکل (۷) پروفیل سطح آب در زمان های مختلف نمایش داده شده است.



شکل ۴) سری زمانی حاصل از پیشروی امواج ناشی از زمین لغزش در آب عمیق در مکان های مختلف، معادلات خطی شده Nwogu (—) ، معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی (---) ، معادلات غیرخطی آب کم عمق (— · — · —)



شکل ۵) پروفیل سطح آب در زمان های مختلف، پیشروی موج حاصل از لغزش در آب عمیق، معادلات خطی شده Nwogu (___)، معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی (____)، معادلات غیرخطی آب کم عمق (___)



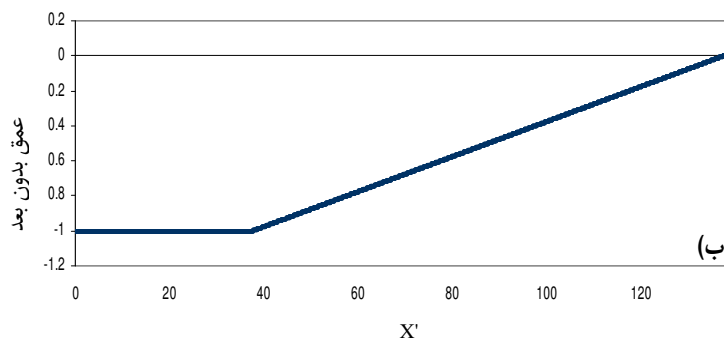
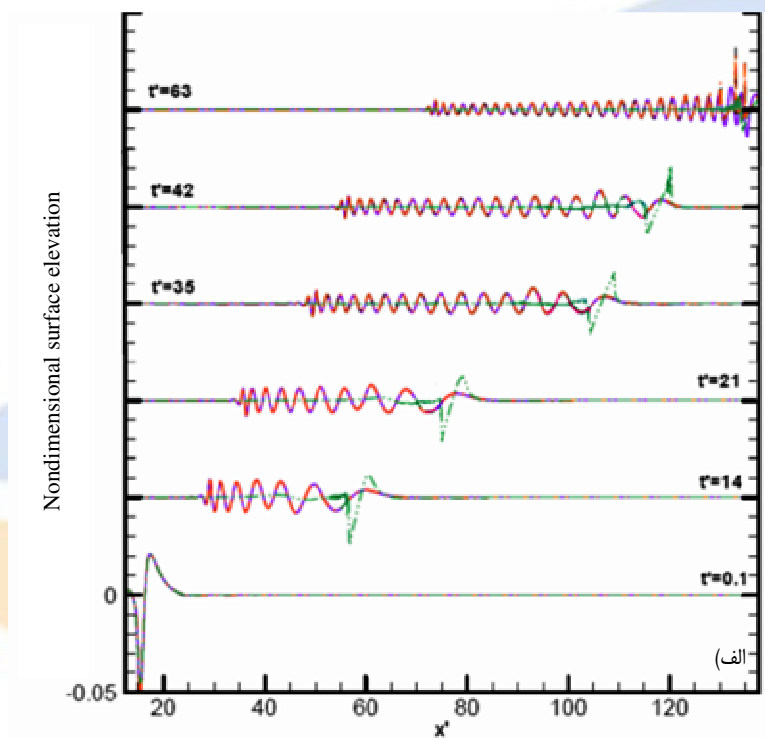
شکل ۶) سری زمانی حاصل از پیشروی امواج ناشی از زمین لغزش، بر روی بستر با شیب $0.1/0$ ، معادلات خطی شده Nwogu (___)، معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی (____)، معادلات غیرخطی آب کم عمق (___)

نتایج نشان می دهد که در آغاز پیشروی موج، به سرعت دامنه موج کاهش می یابد. در حین پیشروی، در اثر وجود ترم های غیر خطی و پراکندگی فرکانسی، دامنه امواج کاهش یافته و قطاری از موج در دنباله موج اولیه ایجاد می شود. با این حال در مدلسازی با معادلات غیرخطی آب کم عمق، تولید موج مشاهده نمی شود و تنها کاهش ارتفاع مشهود است.

بر روی سطح شیبدار با کاهش عمق، ارتفاع موج افزایش یافته و طول موج کاهش می یابد؛ در نتیجه تیزی موج افزایش می یابد. این افزایش ارتفاع تا شکست موج ادامه می یابد.

مدل غیر خطی آب کم عمق، در ناحیه شکست، ارتفاع موج بلندتری را محاسبه می کند. در نتیجه موج مدلسازی شده با این معادلات، زودتر از دیگر مدل ها می شکند ($t'=52$).

تفاوت معادلات بوسینسکی در این حالت در نزدیکی خط ساحلی مشخص می شود. در شکل مشاهده می شود که در مکان $x'=130$ ، ارتفاع محاسبه شده در مدل های مختلف، تفاوت دارند. در مدل بوسینسکی موج زودتر و بیشتر از موج مدلسازی شده با مدل خطی شده Nwogu، ارتفاع یافته و در خط ساحلی در نزدیکی شکست قرار دارد.



شکل ۷ الف: پروفیل سطح آب در زمان های مختلف، پیشروی موج حاصل از زمین لغزش، بر روی بستر با شیب $+0.1$ ، معادلات خطی شده Nwogu (____)، معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی (____)، معادلات غیرخطی آب کم عمق (____) ب: بستر ناحیه

همچنین در شکل (۶) و (۷) مشخص است که در $x'=130$ امواج دوم و سوم ارتفاع بیشتری نسبت به اولین قله دارند. پس لزوماً اولین موج بلندترین موج نیست و لازم است با توجه به اثر پراکندگی، ارتفاع و زمان رسیدن امواج بعدی در قطار موج مورد توجه قرار گیرد. بنابراین به علت نبودن ترم های پراکندگی در معادلات غیر خطی آب کم عمق، این معادلات توانایی شبیه سازی موج های دنباله موج اولیه که در اثر پخش انرژی در بین فرکانس های مختلف، ایجاد می شود را ندارند. در عین حال استفاده از معادلات بوسینسک برای رویدادهایی که در گذشته ثبت شده است، نشان می دهد پیش بینی منطقی شکل موج قسمت ضروری مدلسازی است. به طور خاص می توان گفت تعیین ترتیب ارتفاع امواج در قطار موج سونامی حاصل از پراکندگی، در فواصل طولانی ضروری می باشد. به عنوان مثال اغلب مرگ و میرهای ناشی از سونامی های ۱۹۶۰ شیلی در هاوایی (زمانی که سیستم هشدار نصب شده و در حال استفاده بود)، به دلیل کوچک بودن امواج اولیه، و عدم آمادگی برای بزرگترین موج در قطار امواج، یعنی موج سوم بود که ۲ ساعت بعد رسید (Dalrymple و همکاران، ۲۰۰۶). مدل های کاملاً غیر خطی بوسینسکی، امکان پیش بینی دقیق تر سری زمانی یک قله موج را در قطار پراکنای امواج سونامی، افزایش می دهند.

مراجع:

- Brocchini, M, Bernetti, R., Mancinelli, A., Albertini G. (2001), An efficient solver for nearshore flows based on the WAF method, Coastal Engineering, Vol.43, Pages 105–129.
- Chen, Q., Kirby, J. T., Dalrymple, R. A., Kennedy, A. B., Chawla, A. (2000), Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. II:2D., J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, Vol. 126(1), Pages 48-56.
- Dalrymple Robert A., Grilli Stephan T., Kirby James T.; Tsunamis and Challenges for Accurate Modeling; Oceanography Vol. 19, No. 1, Mar. 2006 (142-151).
- Dias F., Dutykh D. (2006); Dynamics of Tsunami Waves; Springer; 25 pages.
- Grilli S. T., Watts P.; Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses; Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering; 2005; 283-297.
- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, A. (2000), Boussinesq Modeling of Wave Transformation, Breaking, and Runup.I:1D, J. Waterway , Port, Coastal, and Ocean Eng., Vol.126, No.1, Pages 39-46.
- Kirby, J. T., Wei, G., Chen, Q., Kennedy, A. B., Dalrymple, R. A.(1998), FUNWAVE 1.0, Fully nonlinear Boussinesq wave model documentation and user's manual, Research Report, No. CACR-98-06.
- Watts P. (2004); Probabilistic predictions of landslide tsunamis off Southern California; Marine Geology., Vol. 203, Pages 281-301.
- Watts1, P., Grilli, S., Kirby, T.J. T., Fryer, G. J., Tappin, D. R. (2003), Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model, Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 3,Pages 391–402.
- Wei, G., and Kirby, J. T. (1995), Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 121(5), 251-261.
- Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., Subramanya,R. (1995)., A fully nonlinear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinear unsteady waves, J. Fluid Mechanics, 294,71-92.

Numerical Modeling of Propagation of Landslide Generated Waves by Fully Nonlinear Boussinesq Equations

T. S. TajalliBakhsh

M. Akbarpour Jannat

M. BannaZadeh

Abstract

Tsunamis are accounted as one of the most destructive natural disasters and so it is necessary to evaluate them to protect the coasts. These long waves can be generated by tectonic displacements of seafloor, earthquakes, and volcanic eruptions in large area. The life of a tsunami is usually divided into three phases: the generation (tsunami source), the propagation and finally the inundation. The first phase of the dynamics of tsunami waves deals with the tsunami source that may be a volcanic activity, seismic sea floor displacement, underwater or subaerial landslides, andoceanic meteor strikes (watts, 2000). The second phase relates to the topography. The third stage deals with their breaking as they approach the shore, and its modeling is difficult. In this study, a fully nonlinear and dispersive Boussinesq model (FUNWAVE) is used. This model includes wave breaking, boundary absorption and moving shoreline. Finally, result has been compared with the resulted wave height calculated by MIKE21.

Keyword: *Tsunamis, propagation, modeling, coastline*