



ORIGINAL RESEARCH PAPER

Numerical Study of the Effect of Nonlinear Parameters in Tsunami Wave Modeling: Case Study: Chabahar Bay (Engineering and Science)

Mahmood reza Akbarpour Jannat^{1*}, Ehsan Rastgoftar²

1. Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran.

2. Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran.

ARTICLE INFO

Article History:

Received: 2023/11/11

Revised: 2023/12/6

Accepted: 2024/01/13

Keywords:

Makran Subduction Zone,
Tsunami modeling,
Chabahar bay,
Boussinesq and Nonlinear
Shallow Water equations,
Inundation

*Corresponding author:

✉ akbarpour@inio.ac.ir

orcid: 0000-003-1850-9617

doi: [10.52547/joc.14.55.10](https://doi.org/10.52547/joc.14.55.10)

doi:

ABSTRACT

Background and Objectives: In order to assess tsunamis in the Makran subduction zone, various earthquake scenarios were defined and the resulting tsunamis were numerically modeled. Based on the results of a new study using thermal modeling, the maximum earthquake magnitude in the scenarios was considered to be 8.9 and 7.8.

Methods: Unlike previous studies that only considered a single large-scale model containing topographic and bathymetric data with low magnification to simulate Makran tsunamis, the present study defined a local model with finer spatial grids alongside the global model in order to accurately calculate uplift. Tsunami modeling was performed considering different scenarios using the Boussinesq and nonlinear shallow water models.

Findings: The results showed a significant difference in the use of Boussinesq and nonlinear shallow water models, with the percentage difference being much higher for smaller earthquakes such as 7.8 than larger earthquakes such as 8.9. This higher difference in the 7.8 earthquake can be attributed to the entry of tsunami waves into the Gulf and the breaking of waves inside the Gulf.

Conclusion: The Boussinesq model is able to simulate wave breaking more accurately than the nonlinear shallow water model. On the other hand, for the 8.9 earthquake, due to the very high wave height, most waves are broken before entering the Gulf and the waves enter the Gulf as a mass of water, and less wave breaking is seen than the 7.8 earthquake scenario inside the Gulf.



NUMBER OF TABLES

6



NUMBER OF FIGURES

14



NUMBER OF REFERENCES

24

مقاله پژوهشی

مطالعه عددی تأثیر پارامترهای غیرخطی در مدل سازی امواج سونامی مطالعه موردی: خلیج چابهار (مهندسی و

علوم پایه)

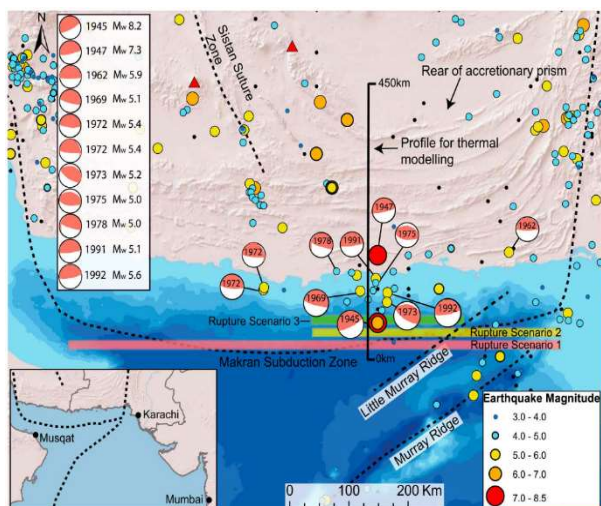
محمودرضا اکبرپورجنت^{۱*}، احسان راست گفتار^۲

۱. استادیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی، تهران، ایران.

۲. استادیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی، تهران، ایران.

اطلاعات مقاله	چکیده
<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۸/۲۰</p> <p>تاریخ بازبینی: ۱۴۰۲/۹/۱۵</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۲۳</p>	<p>پیشینه و اهداف: به منظور ارزیابی سونامی های ناحیه فرورانش مکران، سناریوهای گوناگون رخداد زمین لرزه در این ناحیه تعریف و سونامی های ناشی از آن ها به طور عددی مدل سازی شد. با توجه به نتایج تحقیق جدید بر اساس مدل سازی حرارتی حداکثر بزرگی زلزله در سناریوها ۹/۱ و ۸/۷ در نظر گرفته شد.</p> <p>روش ها: بر خلاف مطالعات پیشین که جهت شبیه سازی سونامی های مکران تنها یک مدل بزرگ مقیاس حاوی داده های توپوگرافی و هیدروگرافی با درشت نمایی کم را در نظر می گرفتند، در تحقیق حاضر به منظور محاسبه دقیق بالاروی، در کنار مدل سراسری یک مدل محلی با شبکه های مکانی ریزتر تعریف شد. مدل سازی سونامی با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف و با استفاده از مدل های بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق انجام گرفت.</p> <p>یافته ها: نتایج حاصل بیانگر اختلاف حائز اهمیت در استفاده از مدل های بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق می باشد به طوری که برای زلزله های پایین تر مثل ۸/۳ این درصد اختلاف خیلی بیشتر از زلزله های بزرگتری مثل ۹/۱ است. این اختلاف بیشتر در زلزله ۸/۳ می تواند به دلیل راه یابی امواج سونامی به داخل خلیج و شکست امواج در داخل خلیج باشد</p> <p>نتیجه گیری: مدل بوسینسکی قادر به شبیه سازی دقیق تری از شکست موج نسبت به غیرخطی آب کم عمق هست. در حالی که برای زلزله ۹/۱ به علت ارتفاع بسیار زیاد امواج، اکثر امواج قبل از ورود به داخل خلیج شکسته و امواج به صورت توده آب وارد خلیج می شوند و شکست امواج کمتری نسبت به سناریوی زلزله ۸/۳ در داخل خلیج را شاهد هستیم.</p>
<p>واژگان کلیدی:</p> <p>گسل مکران، مدل سازی سونامی، خلیج چابهار، مدل های غیرخطی بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق، آب گرفتگی،</p>	
<p>*نویسنده مسئول ✉ akbarpour@info.ac.ir</p> <p>orcid: 0000-003-1850-9617 doi: 10.52547/joc.14.55.10 dor:</p>	

مقدمه

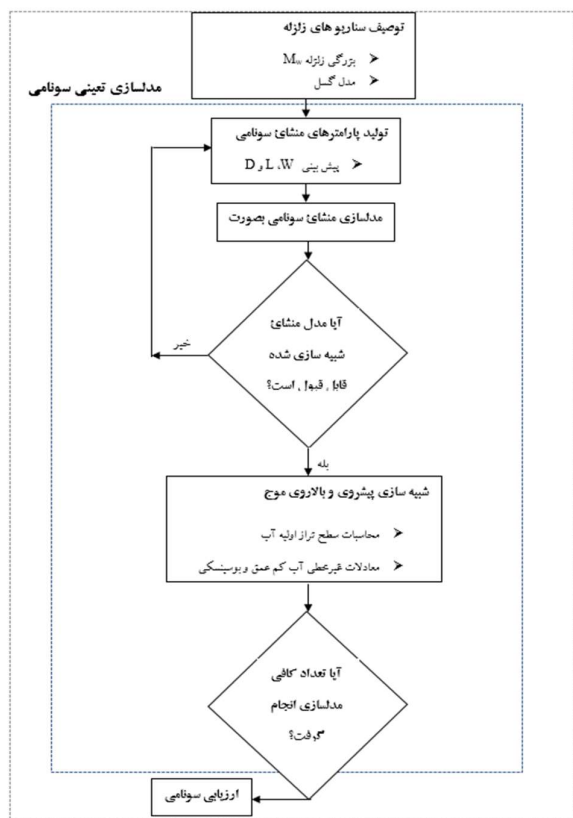


شکل ۱: موقعیت مکانی مناطق فرو رانشی و زمین لرزه ها (Smith et al., 2013)

تاکنون تحقیقات مختلفی در زمینه مدل سازی سونامی مکران، اعم از سونامی سال ۱۹۴۵ و سونامی های احتمالی آینده در این منطقه انجام شده است (Rastgoftar and Soltanpour, 2016; Momeni et al., 2020; Rashidi et al., 2020; Akbarpour Jannat, 2021). با وجود این مطالعات، اغلب مدل سازی های انجام شده در مقیاس بزرگ بوده و داده های توپوگرافی و هیدروگرافی به کار رفته دارای درشت‌نمایی کم (با مرتبه ۱ درجه جغرافیایی) بوده‌اند. با توجه به طول موج بسیار زیاد سونامی های لرزه ای (در مرتبه صد کیلومتر) چنین درشت‌نمایی می‌تواند برای مدل سازی تولید و انتشار سونامی کافی باشد؛ اما میزان بالاروی و شدت ضربه سونامی، به اثرات پیچیده عمق دریا و تراز ساحل در مجاورت ناحیه ساحلی وابسته است. ثبت این تأثیرات، معمولاً نیازمند در اختیار داشتن اطلاعات هیدروگرافی و توپوگرافی با یک درشت‌نمایی بسیار بیشتر از درشت‌نمایی به کاررفته در مدل سازی مراحل تولید و انتشار سونامی است (کمتر از صد متر). بنابراین می‌توان گفت تاکنون مطالعات موج و بالاروی سونامی در منطقه مکران و خصوصاً در مناطق ساحلی ایران با دقت کافی بررسی نشده است. مطالعه احتمالاتی وقوع سونامی در سواحل ایران، پاکستان و عمان توسط Hechner (2015) و همکاران نیز در سال ۲۰۱۵ انجام گرفته است (Hoegner et al., 2015). مطالعات میدانی از سواحل ایران برای بررسی سونامی ۱۹۴۵ نشان می‌دهد که علاوه بر منشأ زمین لرزه در وقوع سونامی، منشای زمین لغزش نیز در نتایج مؤثر بوده است (Okal et al., 2015). مطالعات عددی انجام گرفته توسط محققان نشان می‌دهد که منشای زمین لغزش در شکل گیری سونامی ۱۹۴۵ نیز مؤثر بوده است (Heidarzadeh and Satake, 2017). در مورد استفاده از مدل های عددی خطی و یا غیرخطی در مدل سازی سونامی، مطالعاتی توسط محققان انجام گرفته است که بیانگر صحت مدل سازی ها با نتایج برداشت شده در منطقه آب عمیق توسط مدل های خطی

در پی وقوع سونامی های عظیم و هولناک در سال های اخیر (سونامی سال ۲۰۰۴ اقیانوس هند و سونامی سال ۲۰۱۱ ژاپن)، که خسارات وصف ناپذیری را بر جوامع انسانی تحمیل کرد، بررسی وقوع احتمالی سونامی های آینده و اتخاذ پیش بینی های لازم بیش از هر زمان دیگری ضروری به نظر می‌رسد. رایج ترین عامل ایجاد سونامی وقوع زمین لرزه در نواحی فرورو یا همان مرز صفحات تکتونیک پوسته زمین است. به گونه ای که حتی زلزله های عظیم بستر دریاها در خارج از این نواحی غالباً نمی‌توانند منجر به ایجاد سونامی شوند. یکی از نواحی فرورانش زمین به نام مکران در شمال غرب اقیانوس هند و در مجاورت سواحل جنوبی ایران و پاکستان، در اثر برخورد صفحه عربی به صفحه ای اوراسیا شکل گرفته است (شکل ۱). این ناحیه به همراه ناحیه فرورانش ساندا، که سونامی سال ۲۰۰۴ اقیانوس هند در اثر فعالیت آن شکل گرفت، جزء دو ناحیه مستعد ایجاد سونامی در اقیانوس هند محسوب می‌شود. ناحیه مکران از نزدیکی تنگه هرمز تا کراچی به طول تقریبی ۹۰۰ کیلومتر امتداد یافته است. مجموعه اطلاعات به دست آمده از شواهد تاریخی، از وقوع سونامی های لرزه ای در ناحیه فرورانش مکران در گذشته و احتمال وقوع آن‌ها در آینده حکایت دارد (Heidarzadeh et al., 2008).

برجسته ترین وقوع سونامی در ناحیه فرورانش مکران به سال ۱۹۴۵ مربوط می‌شود که حداقل ۴۰۰۰ کشته در سواحل پاکستان، هند، ایران و عمان بر جای گذاشت (Heck, 1947). از سوی دیگر نتایج تحقیق بر اساس مدل سازی حرارتی ناحیه مکران (Smith et al., 2013)، حاکی است که خطر زلزله های زیر دریا و سونامی ناشی از آن‌ها در ناحیه مکران، در گذشته کمتر از مقدار واقعی برآورد شده است و این ناحیه پتانسیل ایجاد زمین لرزه های عظیم، با بزرگی گشتاوری بین ۸/۷ تا ۹/۲، (مشابه زلزله سال ۲۰۰۴ سوماترا) را دارد. مطالعه همبستگی بین پارامترهای مربوط به گسل های فعال با حداکثر شدت زلزله بیانگر این است که گسل مکران، گسلی با ریسک احتمال وقوع زلزله بالا بوده که احتمال وقوع زلزله با شدت بزرگ تر از ۸/۵ را می‌توان برای آن متصور شد (Schellart and Rawlinson, 2013). با توجه به مطالب بیان شده ملاحظه می‌شود وقوع مجدد زلزله و سونامی در ناحیه مکران دور از ذهن نبوده و خطر سونامی های احتمالی برای سواحل اطراف این ناحیه کاملاً ملموس است. با توجه به افزایش جمعیت ساکن در سواحل جنوبی و جنوب شرق کشور، بی‌توجهی به پدیده سونامی می‌تواند به فاجعه ای انسانی منجر شود. در این منطقه نه تنها وقوع زمین لرزه هایی نظیر زمین لرزه سال ۱۹۴۵ میلادی باعث ایجاد سونامی می‌شود، بلکه شیب نسبتاً زیاد قاره ای در سمت کشور عمان و نیز بخش غربی مکران (سواحل ایران) همراه با نرخ بالای رسوب گذاری در این حوضه، می‌تواند موجب زمین لغزه های عظیم و وقوع سونامی گردد. لذا ناحیه فرورانش مکران پتانسیل ایجاد زمین لرزه هایی با بزرگی بیش از ۸ ریشتر را دارد که می‌تواند سونامی های مخربی مشابه آنچه که در سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد را به وجود آورد.



شکل ۲: فلوجارت مراحل انجام مدل سازی سونامی و تحلیل نتایج

روش پژوهش

۱. مواد و روش‌ها

۱-۱ معادلات حاکم بر مدل سازی عددی سونامی

در این مطالعه از مدل عددی GEOWAVE که ترکیبی از دو مدل عددی TOPICS و FUNWAVE می باشد، استفاده شده است. TOPICS، منشأ ایجاد سونامی را مدل کرده و FUNWAVE انتشار و بالاروی سونامی را شبیه سازی می کند. مدل FUNWAVE با به کارگیری خروجی های به دست آمده از مدل TOPICS به عنوان شرایط اولیه، معادلات آب کم عمق غیرخطی و یا بوسینسک توسعه یافته را حل می کند. TOPICS قابلیت ایجاد تغییرات سطح و سرعت اولیه ذرات آب را داشته و به عنوان شرایط اولیه برای مدل های انتشار سونامی استفاده می گردد. TOPICS برای هر یک از مکانیسم های تولید موج سونامی، از روش بخصوصی استفاده می کند. در این مدل عددی هفت نوع منبع ایجاد سونامی پیش بینی شده است به طوری که در حالت جابه جایی بستر دریا بر اثر زلزله از حل نیم صفحه (Okada, 1985) برای جابه جایی شستگی الاستیک استفاده شده و طول موج و دامنه موج ارائه می گردد. مدل عددی FUNWAVE، انتشار و پیشروی موج را بر اساس معادلات غیرخطی آب کم عمق و یا کاملاً غیرخطی بوسینسکی مدل سازی می کند. این مدل، قابلیت شبیه سازی امواج با طول موج های متفاوت را دارد. قابلیت

می باشد در حالی که به استفاده از مدل های غیرخطی در مناطق ساحلی تاکید شده است (Grilli et al., 2012).

در این تحقیق به منظور محاسبه دقیق انتشار و پیشروی امواج سونامی مکران، علاوه بر مدل بزرگ مقیاس، مدل محلی ریز مقیاس با شبکه های مکانی ریز در مدلسازی سناریوهای سونامی مکران در نظر گرفته می شود. به این صورت که در ابتدا در مدل سراسری که محدوده آن تقریباً سرتاسر قلمرو گسل مکران را پوشش می دهد، تولید امواج سونامی و سپس انتشار آن ها به سمت سواحل شبیه سازی می شود (با حل معادلات غیرخطی آب کم عمق)؛ سپس پیشروی امواج در منطقه نزدیک ساحل و در آستانه برخورد آن ها با ناحیه ساحلی اجرای مدل سراسری متوقف شده و مدل سازی محلی آغاز می شود (با حل معادلات کاملاً غیرخطی بوسینسکی). مدل محلی در محدوده خلیج چابهار تعریف می شود که مهم ترین ناحیه دارای جمعیت ساحلی ایران در سواحل دریای عمان بوده و چندین بندر حائز اهمیت از جمله بندر چابهار، کنارک و پزم در اطراف آن جای گرفته است. با اجرای مدل محلی، الگوی پیشروی امواج در داخل خلیج چابهار و نیز ارتفاع بالاروی و محدوده آب گرفتگی، که اصلی ترین داده ها در برآورد ابعاد و اثرات سونامی هستند، در نقاط مختلف خلیج چابهار برای سناریوهای متفاوت وقوع زلزله و سونامی در ناحیه مکران محاسبه می شوند.

در این مطالعه، با توجه به قابلیت های معادلات غیرخطی بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق در مقایسه با معادلات آب کم عمق خطی، از هر دو مدل غیرخطی مذکور استفاده می گردد. مدل بوسینسکی نسبت به مدل های آب کم عمق دارای قابلیت های بیشتری است از جمله اینکه: (۱) در زمان انتشار و بالاروی امواج سونامی، برخلاف مدل آب کم عمق که توزیع مؤلفه های افقی سرعت در عمق را مقدار ثابت فرض می کنند، توزیع مؤلفه های افقی سرعت در عمق بر اساس مدل غیرخطی بوسینسکی غیریکنواخت در نظر گرفته می شود، (۲) مدل های بوسینسکی توانایی شبیه سازی پیشروی امواج در حوضه اقیانوسی تا بالا روی امواج و آب گرفتگی را به صورت یکپارچه دارا هستند. این معادلات، یک مدل کامل برای مطالعه دوره تکامل موج سونامی را فراهم می کنند (Wei et al., 1995)، (۳) تعیین ترتیب ارتفاع امواج در قطار موج سونامی حاصل از پراکندگی، در فواصل طولانی ضروری است. مدل های کاملاً غیرخطی بوسینسکی، امکان پیش بینی دقیق تر سری زمانی قله های موج در قطار پراکنای امواج سونامی را افزایش می دهد. اغلب مرگ و میرهای ناشی از سونامی ۱۹۶۰ شیلی در هاوایی با امواجی به ارتفاع ۲۵ متر (زمانی که سامانه هشدار نصب شده و در حال استفاده بود)، واکنش به اولین موج حاصل و عدم آمادگی برای بزرگ ترین موج در قطار امواج، یعنی موج سوم بود که ۲ ساعت بعد رسید. مراحل انجام این تحقیق در شکل ۲ نشان داده شده است. در مرحله اول، آنالیز تعیین سونامی انجام گرفته و سپس ارزیابی سونامی و پردازش داده ها صورت می گیرد.

همچنان امکان‌پذیر نیست. زمین‌لرزه احتمالی می‌تواند در هر نقطه‌ای از امتداد گسل مکران با بزرگی و ابعاد مختلف رخ دهد. از این رو ضروری است تا وقوع سناریوهای گوناگون رخداد زمین‌لرزه تعریف شده و ارزیابی گردد. روش‌های متفاوتی برای محاسبه بحرانی‌ترین سناریوی برای شرایط تکتونیکی گوناگون وجود دارد. جهت تعیین چنین سناریویی در نواحی فرورانش، یک روش که بر پایه تلفیق مفاهیم ارائه شده توسط (Plafker, 1972)، (Ando, 1975) و (Okal and Synolakis, 2008) قرار دارد، وجود دارد. این روش توسط (Okal and Synolakis, 2008) در مطالعه سونامی دوردست اقیانوس هند به کار برده شد و سپس (Heidarzadeh et al., 2009) مشابه آن‌ها، بحرانی‌ترین زلزله‌های ناحیه مکران را تخمین زدند. (Heidarzadeh et al., 2009) گزارش کردند که به هنگام دو سناریوی بحرانی زلزله مکران، تمامی و نیمی از ناحیه فرورانش مکران دچار گسیختگی می‌شوند که این وقایع به ترتیب معادل زلزله‌هایی با بزرگی گشتاوری ۹ و ۸/۶ هستند.

از سوی دیگر نتایج تحقیق (Smith et al., 2013) بر اساس مدل‌سازی حرارتی ناحیه مکران، حاکی است که این ناحیه پتانسیل ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی گشتاوری بین ۸/۷ تا ۹/۲ را داراست. بنابراین در این تحقیق زلزله‌های تا بزرگی ۹/۱ به عنوان بزرگترین زلزله‌های احتمالی در سناریوهای موردنظر تعیین می‌شوند. به منظور در نظر گرفتن تمامی سونامی‌های مکران، زلزله‌های کوچکتر نیز در سناریوهای موردنظر وارد شده و مدل‌سازی می‌شوند. با توجه به ماهیت تصادفی موقعیت زلزله‌های تعیین شده و این که مشخص نیست به هنگام وقوع زلزله بخش غربی یا شرقی ناحیه مکران گسیخته شود، وقوع هر یک از زلزله‌ها در هر دو بخش غربی و شرقی ناحیه مکران در سناریوها در نظر گرفته می‌شود (مرکز زلزله در زلزله‌های غربی مکران ۵۹/۷۲ و ۲۴/۷۵ درجه و در زلزله‌های شرقی آن ۶۴/۰۰ و ۲۴/۷۶ درجه فرض می‌شود). البته با توجه به این که به هنگام رخداد زلزله با بزرگی ۹/۱ تمام طول گسل مکران گسیخته می‌شود، بنابراین برای بزرگی ۹/۱ تنها یک سناریو وجود خواهد داشت. به منظور تخمین ابعاد ناحیه گسیخته در هر سناریو، روابط تجربی (Wells and Coppersmith, 1994) که بر اساس مشاهدات ۲۴۴ زلزله تاریخی حاصل شده و مقدار طول، عرض و لغزش ناحیه گسیخته را به بزرگی زلزله مرتبط می‌کند، استفاده می‌شود. البته در مقادیر حاصله از این روابط، اندکی اصلاحات به گونه‌ای صورت می‌گیرد تا رابطه بین بزرگی و گشتاور نیز تأمین شود. در نهایت با توجه به مطالب بیان شده می‌توان تمامی سناریوهای مورد نظر را که در ادامه توضیح داده خواهد شد، جمع‌بندی کرد؛ که این سناریوها به روشی که در ادامه بیان می‌گردد، شبیه‌سازی می‌شوند.

۱-۲-۱ تعیین پارامترهای گسل برای سناریوهای مختلف

برای مدل‌سازی سونامی در مدل عددی GEOWAVE، موقعیت رخداد زلزله، بزرگی و پارامترهای گسل باید مشخص گردند. پارامترهای گسل

انتشار امواج به‌وسیله تئوری امواج غیرخطی آب کم عمق از طریق اعمال ضریب صفر در برخی از جملات معادلات بوسینسکی امکان‌پذیر است.

Wei و همکاران با ارتقاء معادلات بوسینسک ارائه شده توسط Nwogu (Nwogu, 1993)، معادلات بوسینسک کاملاً غیرخطی که عبارت‌های پراکنای غیرخطی مبسوط تری در بر می‌گرفت را ارائه کردند (Wei et al., 1995). این معادلات در آب‌های با عمق متوسط نیز کاربرد داشته و برای شبیه‌سازی انتشار امواج با تأثیرات غیرخطی زیاد استفاده می‌گردد. البته در نظر گرفتن پدیده‌هایی مثل شکست موج، بالاروی، زبری بستر و غیره باعث می‌گردد که عبارت‌هایی به معادلات مدل اضافه شوند. مدل FUNWAVE، معادلات بوسینسک کاملاً غیرخطی Wei و همکاران را به‌عنوان معادلات انتشار موج در نظر می‌گیرد. معادلات پیوستگی و ممنتوم در حالت کلی به‌صورت زیر ارائه می‌شود:

$$\eta_t + \nabla \cdot M = 0$$

$$M = (h + \eta) \left[u_a + \left(z_a + \frac{1}{2}(h - \eta) \right) \nabla (\nabla \cdot (hu_a)) + \left(\frac{1}{2} z_a^2 - \frac{1}{6}(h^2 - h\eta + \eta^2) \right) \nabla (\nabla u_a) \right] \quad (1)$$

$$u_{a,t} + (u_a \cdot \nabla) u_a + g \nabla \eta + z_a \left\{ \frac{1}{2} z_a \nabla (\nabla u_a) + \nabla (\nabla \cdot (hu_a)) \right\} + \nabla \cdot \left\{ \frac{1}{2} (z_a^2 - \eta^2) (u_a \cdot \nabla) (\nabla u_a) + \frac{1}{2} [\nabla \cdot (hu_a) + \eta \nabla u_a] \right\} + \nabla \cdot \left\{ (z_a - \eta) (u_a \cdot \nabla) (\nabla \cdot (hu_a)) - \eta \left[\frac{1}{2} \eta \nabla u_a + \nabla \cdot (hu_a) \right] \right\} = 0 \quad (2)$$

در این معادلات، η تراز سطح آزاد، h عمق آب ساکن، u_a بردار سرعت افقی در عمق $z = z_a = -0.531h$ می‌باشند. معادلات بوسینسک توسعه یافته برای امواج ناشکنا معتبر بوده و به تنهایی در منطقه‌ی خیزاب ساحلی معتبر نیستند. روشی که بتواند شکل شکست موج را شبیه‌سازی کند، مکانیسم استهلاک موج را باید در نظر بگیرد. مدل FUNWAVE، رابطه‌ی لزجت گردابه‌ای شبیه رابطه Zelt که قادر به مدل کردن استهلاک موج است را به کار می‌برد (Zelt, 1991). در این مدل، عبارت‌هایی از نوع لزجت گردابه‌ای (v) به معادله‌ی بقای جرم افزوده می‌شوند تا استهلاک انرژی ناشی از شکست موج را مدل کنند. در این مدل، از روش بستر نفوذپذیر که توسط Tao ارائه شد، استفاده می‌شود (Tao, 1983). در این معادلات فرض می‌شود که ساحل متخلخل بوده و مجراهای باریکی دارد، لذا این امکان برای تراز آب به وجود می‌آید تا زیر تراز خشکی قرار گیرد. همچنین مدل FUNWAVE، یک مدل زیر شبکه‌ی نوع Smagorinsky جهت در نظر گرفتن اثر لزجت گردابه‌ای حاصله مورد استفاده قرار می‌گیرد و عبارت‌هایی به معادلات تکانه افزوده می‌شوند.

۱-۲-۱ مدل‌سازی سناریوهای سونامی

با توجه به اینکه تعیین موقعیت دقیق زلزله و میزان شدت آن امکان‌پذیر نمی‌باشد لذا بررسی سناریوهای مختلف زلزله با در نظر گرفتن مختصات وقوع، بزرگی و ابعاد آن در شبیه‌سازی‌های عددی امری ضروری است. با وجود پیشرفت دانش بشری، تخمین دقیق موقعیت و شدت زمین‌لرزه‌ها

دریا، عیناً و بلافاصله به سطح آزاد آب منتقل شده و موج اولیه سونامی را پدید می‌آورد. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، مقدار طول، عرض و لغزش گسل با توجه به بزرگی زلزله در سناریوهای مختلف متغیر است؛ ضمن اینکه زاویه راستای گسل نیز در سناریوها با توجه به موقعیت وقوع زلزله در امتداد گسل مکران تغییر می‌کند که چگونگی این تغییرات در جدول بالا نشان داده شده است. با توجه به تغییر زاویه راستای گسل مکران در بخش شرقی و غربی (Byrne et al., 1992)، برای سناریوی نخست که سراسر طول گسل مکران گسیخته می‌شود، گسیختگی در ۲ بخش مجزا با زوایای راستای متفاوت در نظر گرفته می‌شود. سایر پارامترهای لرزه‌ای، یعنی زوایای شیب و لغزش و عمق گسل در سناریوهای مختلف ثابت بوده و مطابق تخمین (Byrne et al., 1992) از پارامترهای لرزه‌ای مکران انتخاب می‌شوند (جدول ۲).

جدول ۲: پارامترهای لرزه‌ای ثابت در سناریوهای وقوع زمین‌لرزه و سونامی

زاویه‌ی شیب (°)	زاویه‌ی لغزش (°)	عمق گسل (km)
۳	۹۰	۲۵

۲-۲-۱ مدل‌سازی سناریوهای مختلف سطح آزاد اولیه

این روش با استفاده از روابط تحلیلی تنش‌کنشی و با در اختیار داشتن پارامترهای زلزله از قبیل طول گسل (L)، عرض گسل (W)، میزان لغزش بر روی سطح گسیختگی (u)، زاویه‌ی شیب گسل (δ)، زاویه‌ی راستای گسل با جهت شمال جغرافیایی در سطح زمین (θ)، زاویه‌ی میل یا لغزش (φ) و عمق گسل از سطح دریا (H)، تغییر شکل بستر دریا محاسبه می‌شود (جدول ۳). علاوه بر موارد فوق، مقادیر پارامترهای $R50\%$ و $d1\%$ با توجه به میزان لغزش و طول گسل در هر سناریو مشخص می‌گردد ($d1\%=5u$ ، $R50\%=1.1L$).

از آن‌جا که هدف اصلی این تحقیق بررسی سونامی در سواحل جنوبی ایران و خلیج چابهار است، تنها مواردی از ترکیب‌های مختلف گسیختگی بلوک‌ها برگزیده می‌شوند که مرکز زلزله تقریباً روبروی سواحل جنوبی ایران قرار گیرد (جدول ۴). شکل ۳ سناریوهای مختلف سطح آزاد اولیه با احتساب پارامترهای زمین‌شناسی برای منابع مستعد سونامی لرزه‌ای در منطقه فروانش مکران را نشان می‌دهد.

۳-۲-۱ مدل‌سازی سناریوهای انتشار و پیشروی امواج

نحوه انتشار و پیشروی امواج سونامی تحت تأثیر ژرفاسنجی و توپوگرافی محدوده مورد مطالعه است. برای مدل‌سازی انتشار موج در آب عمیق می‌توان از داده‌های ژرفاسنجی با درشت‌نمایی در مرتبه‌ی کیلومتر استفاده کرد ولی برای مدل‌سازی این امواج در مناطق نزدیک ساحل و پیشروی امواج در خشکی، باید از داده‌های با درشت‌نمایی در مرتبه‌ی چند ده متر استفاده نمود تا اثرات توپوگرافی و هیدروگرافی در پیشروی امواج به‌طور کامل لحاظ گردد. در این مطالعه، شبیه‌سازی انتشار و پیشروی امواج سونامی در دو حالت مدل کلی و مدل محلی به صورت زیر انجام می‌گیرد: (۱) مدل کلی

شامل مقادیر طول، عرض گسل و میزان لغزش حداکثر که پارامترهای وابسته به شدت زمین‌لرزه بوده و بر اساس روابط ارائه شده توسط محققان مختلف قابل محاسبه است، می‌باشد. در این مطالعه همان‌گونه که اشاره شد از روابط ارائه شده توسط (Wells and Coppersmith, 1994) برای تعیین پارامترهای گسل استفاده شده است. در این روش رابطه بین طول، عرض گسل و میزان حداکثر لغزش بر اساس بزرگی زلزله توسط روابط زیر بیان می‌شود:

$$\log(L) = -3.22 + 0.69M \quad (۳)$$

$$\log(W) = -1.01 + 0.32M \quad (۴)$$

$$\log(u) = -4.80 + 0.69M \quad (۵)$$

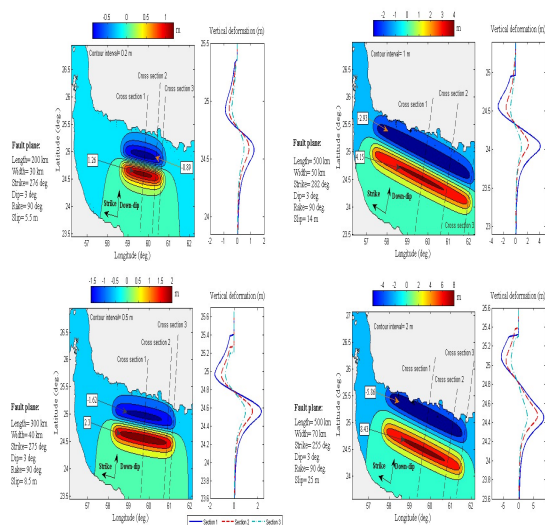
که در آن L و W به ترتیب طول و عرض گسل، u لغزش گسل و M بزرگی زلزله می‌باشند. مقادیر حاصله از این روابط در جدول ۱ برای سناریوهای مختلف نشان داده شده است.

جدول ۱: سناریوهای مختلف وقوع زلزله

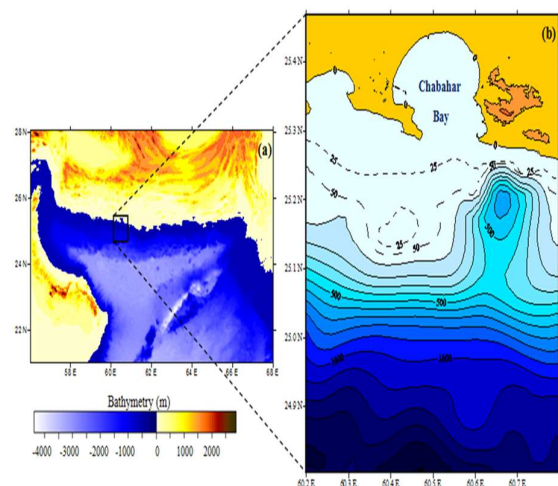
بزرگی گشتاور زلزله از رابطه*	گشتاور زلزله راستا (N.m)	ابعاد ناحیه گسیخته			موقعیت ناحیه گسیخته	بزرگی گشتاور زلزله (فرضی)	شماره سناریو
		طول (km)	عرض (km)	جابه‌جایی (m)			
$1.0^{2.2} \times 4/72$	۲۵۵	۵۰۰	۷۰	۲۵	سراسر مکران	۹/۱	۱
		۴۰۰	۷۰	۲۵			
$1.0^{2.2} \times 1/0.5$	۲۸۲	۵۰۰	۵۰	۱۴	مکران غربی	۸/۷	۲
		۵۰۰	۵۰	۱۴	مکران شرقی	۸/۷	۳
$1.0^{2.1} \times 3/0.6$	۲۷۵	۳۰۰	۴۰	۸/۵	مکران غربی	۸/۳	۴
		۳۰۰	۴۰	۸/۵	مکران شرقی	۸/۳	۵
$1.0^{2.0} \times 9/90$	۲۷۶	۲۰۰	۳۰	۵/۵	مکران غربی	۸	۶
		۲۰۰	۳۰	۵/۵	مکران شرقی	۸	۷
$1.0^{2.0} \times 1/50$	۲۷۷	۱۰۰	۲۰	۳	مکران غربی	۷/۵	۸
		۱۰۰	۲۰	۳	مکران شرقی	۷/۵	۹

$$* M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6$$

طبق روند رایج مدل‌سازی سونامی، شبیه‌سازی‌های سناریوهای تعریف‌شده شامل سه مرحله اصلی تولید، انتشار و بالاروی (آب‌گرفتگی) امواج است. خروجی اصلی مرحله تولید، اغتشاش ابتدایی پدید آمده در تراز سطح دریا یا همان موج اولیه سونامی است. به هنگام مدل‌سازی سونامی‌های ناشی از زلزله معمولاً فرض می‌شود که تغییرات به وجود آمده در اثر وقوع زلزله در بستر



شکل ۳: سناریوهای مختلف سطح آزاد اولیه برای منابع مستعد سونامی لرزه ای در منطقه فروانش مکران



شکل ۴. محدوده و ژرفاسنجی مدل‌های سراسری (a) و محلی (b)

داده‌های ژرفاسنجی مورد نیاز مدل سراسری از داده‌های GEBCO با درشت‌نمایی ۱ دقیقه‌ای (تقریباً ۱۸۰۰ متری) فراهم می‌گردد. داده‌های ژرفاسنجی با درشت‌نمایی بسیار بیش‌تر که برای مدل‌سازی محلی استفاده خواهد شد، با درشت‌نمایی ۳ ثانیه‌ای (۹۰ متری) است که این داده‌ها از طریق بانک داده‌های مدل (Community Model Interface) ComMIT (for Tsunami) و همچنین داده‌های ژرفاسنجی برداشت شده در داخل خلیج چابهار توسط سازمان بنادر و دریانوردی، قابل دسترسی است.

داده‌های توپوگرافی رادار شاتل Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌ی توپوگرافی رقومی سطوح

یا سراسری: داده‌های ژرفاسنجی در این مدل، محدوده‌ی نسبتاً وسیعی از ناحیه‌ی ایجاد سونامی تا خشکی را در بر می‌گیرد. اجرای مدل کلی تنها برای مدت زمان پیشروی سونامی تا رسیدن امواج به منطقه مورد نظری که از آن به بعد باید شبکه بندی ریزتری برای مطالعه موج در نظر گرفته شود، ادامه پیدا می‌کند (شکل ۴)، (۲) مدل محلی: اجرای مدل محلی با اتمام شبیه‌سازی کلی شروع می‌گردد. خروجی‌های سطح تراز آب و مؤلفه‌های سرعت به‌دست آمده در آخرین گام زمانی شبیه‌سازی مدل کلی، به عنوان شرایط اولیه به مدل محلی اعمال می‌شود. محدوده‌ی جغرافیایی و درشت‌نمایی داده‌های خروجی از مدل کلی جهت استفاده در مدل محلی باید به ترتیب کاهش و افزایش یابد (شکل ۴).

جدول ۳: پارامترهای گسل برای ۵ سناریوی زلزله انتخاب شده در این مطالعه

Magnitude* (M _w)	η ₀ (m)	Slip Δu(m)	Width W(km)	Length L(km)	Area A(km ²)	Moment M ₀ (N.m)	Magnitude (M _w)
9.11	-	25.0	70	500	35,000	4.72x10 ²²	9.1
8.68	-	14.0	50	500	25,000	1.05x10 ²²	8.7
8.32	-	8.50	40	300	12,000	3.06x10 ²¹	8.3
8.00	-	5.50	30	200	6,000	9.90x10 ²⁰	8.0

$$* M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6$$

جدول ۴: پارامترهای زمین‌شناسی برای منابع مستعد سونامی لرزه ای در منطقه فروانش مکران

Depth (km)	Rake (Deg.)	Dip (Deg.)	Strike (Deg.)	Epicenter (Deg.)	Magnitude (M _w)
25	90	3	255	24.76 N 64.00 E (FM)	9.1
25	90	3	282	24.75 N 59.72 E (FM)	9.1
25	90	3	282	24.74 N 59.72 E (WM)	8.7
25	90	3	275	24.74 N 59.72 E (WM)	8.3
25	90	3	276	24.74 N 59.72 E (WM)	8.0

عنوان شرایط اولیه، محدوده جغرافیایی آن‌ها به محدوده مدل محلی کاهش و درشت‌نمایی داده‌های آن‌ها به میزان درشت‌نمایی مدل محلی ارتقا می‌یابد. مدل محلی که محدوده آن بر خلیج چابهار متمرکز شده است، دارای $۵۷۳,۰۴۳ (۷۱۹ \times ۷۹۷)$ نقطه محاسباتی با درشت‌نمایی ۳۰ ثانیه‌ای (۹۰ متری) است که داده‌های ژرفاسنجی آن از طریق بانک داده مدل ComMIT و برداشت‌های میدانی موجود، فراهم می‌شود. در نهایت با حل معادلات FUNWAVE در گام‌های زمانی مدل محلی، برخورد امواج سونامی‌های مکران به سواحل خلیج چابهار و بالاروی آن ثبت و محاسبه می‌شود. گام زمانی مدل محلی با توجه به شرط پایداری عددی کورانت مقدار $۰/۲۰۷$ ثانیه محاسبه می‌شود که از گام زمانی مدل سراسری ($۲/۴۳$ ثانیه) بسیار کمتر است. علت این مقدار اندک به کوچکی شبکه‌های مکانی مدل محلی (در مقایسه با مدل سراسری) مربوط می‌شود. شکل ۵ نمونه‌ای از تصاویر لحظه‌ای شبیه‌سازی سونامی در مدل کلی و محلی در زمان‌های مختلف پیشروی امواج برای زلزله $MW=9.1$ را نشان می‌دهد.

نتایج و بحث

مدل‌سازی‌های محلی تنها برای سناریوهایی صورت می‌گیرد که در مدل سراسری آن‌ها، ارتفاع امواج سونامی در مجاورت خلیج چابهار از یک مقدار حداقلی ($۰/۵$ متر) برخوردار بوده و امواج سونامی پتانسیل برخورد و بالاروی در این خلیج را دارا باشند. نتایج مدل‌سازی‌های سراسری نشان می‌دهند که سناریوهای ۱، ۲، ۳، ۴ و ۶ در جدول ۱ از این ویژگی برخوردارند که در میان آن‌ها تنها سناریوی ۳ به وقوع زلزله در بخش شرقی ناحیه مکران مربوط می‌شود (با بزرگی $۸/۷$) و سناریوهای ۲، ۴ و ۵ بیانگر وقوع زلزله در بخش غربی مکران هستند (به ترتیب با بزرگی‌های ۸، $۸/۳$ و $۸/۷$)، سناریوی ۱ نیز بحرانی‌ترین سناریوی احتمالی است که در خلال آن زلزله با بزرگی $۹/۱$ سراسر طول گسل مکران را گسیخته می‌کند.

۱) انتشار و پیشروی امواج

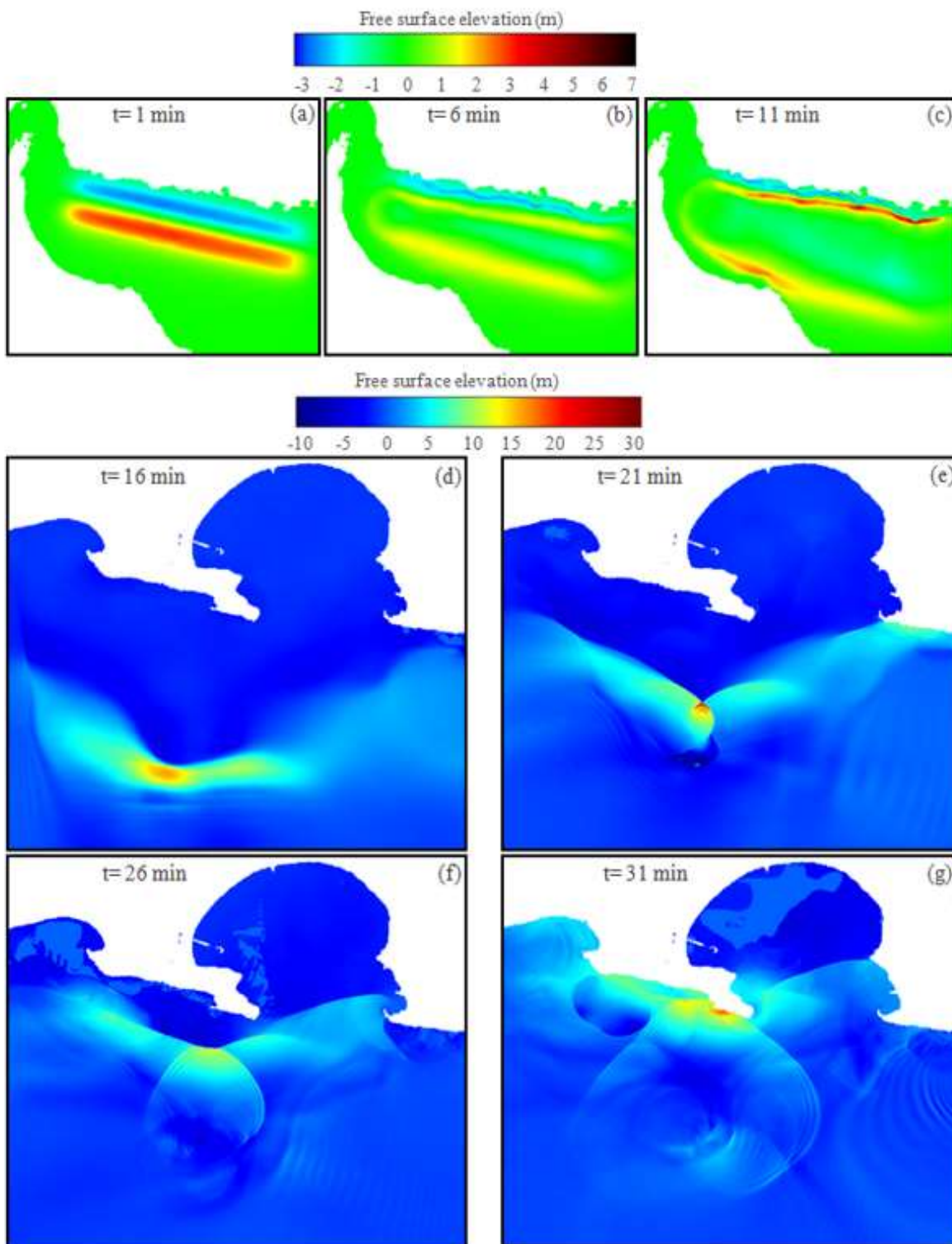
نتایج مربوط به انتشار و پیشروی امواج سونامی برای سناریوهای مختلف و در زمانهای ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰ و ۵۰ دقیقه بعد از وقوع زمین لرزه و همچنین ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ ساعت بعد از وقوع زمین لرزه در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. بررسی نتایج شبیه‌سازی پیشروی امواج سونامی نشان می‌دهد که نحوه انتشار امواج سونامی در سناریوهای مختلف مشابه است؛ به این صورت که همان‌گونه که در این اشکال قابل مشاهده است، ارتفاع موج سونامی در ابتدا و پس از آغاز انتشار، با دور شدن از منشأ کاهش پیدا می‌کند؛ اما ارتفاع امواج با نزدیک شدن به سواحل و کاهش عمق در اثر پدیده ژرفاکاستگی مجدداً بیشتر می‌شود.

خشکی زمین را در فواصل مکانی ۳ آرک ثانیه (تقریباً ۹۰ متر) ایجاد نموده است. به نظر می‌رسد این میزان درشت‌نمایی اطلاعات توپوگرافی تا حد مناسبی جهت محاسبه‌ی بالاروی احتمالی سونامی در مدل محلی دقیق باشد. بنابراین داده‌های SRTM به‌عنوان اطلاعات توپوگرافی برای مدل محلی در نظر گرفته شده است. در نهایت با فراهم آمدن داده‌های توپوگرافی و ژرفاسنجی در فواصل ۹۰ متری در مجاورت خلیج چابهار، این داده‌ها با یکدیگر ادغام شده و برای مدل‌سازی استفاده می‌گردد.

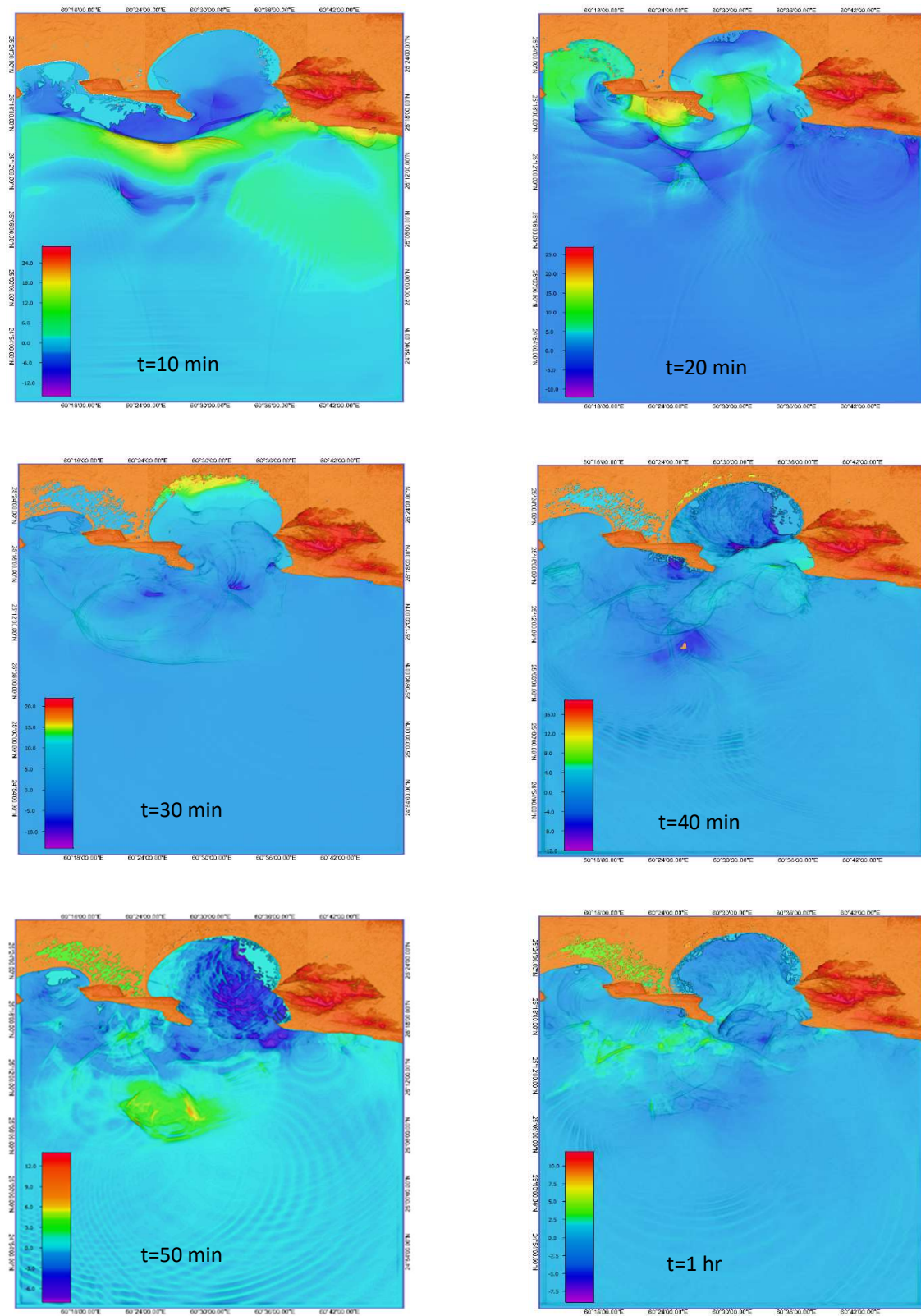
در این مدل‌سازی، تراز سطح آزاد آب به دست آمده از بخش شبیه‌سازی تولید سونامی به عنوان شرایط اولیه به معادلات بخش انتشار معرفی می‌شوند. همچنین، مدل FUNWAVE جهت شبیه‌سازی انتشار و بالاروی امواج سونامی به کار برده می‌شود. معادلات اصلاح شده و کامل مدل FUNWAVE در نقاط محاسباتی، ابتدا در محدوده سراسری و سپس در محدوده مدل محلی در نظر گرفته شده حل می‌شوند. مدل سراسری دارای $۸۲۳,۳۳۳ (۷۲۱ \times ۴۶۳)$ نقطه محاسباتی با درشت‌نمایی ۱ دقیقه‌ای است که داده‌های ژرفاسنجی آن از GEBCO فراهم شده است. چنین درشت‌نمایی، با توجه به طول موج بسیار زیاد سونامی‌های لرزه‌ای به هنگام تولید و انتشار، برای مدل‌سازی این مراحل معتبر است. در آستانه رسیدن و برخورد امواج سونامی به سواحل خلیج چابهار، مدل سراسری متوقف شده و موج سونامی به مدل محلی انتقال می‌یابد.

تعیین صحیح و دقیق زمان توقف مدل سراسری در محاسبات بالاروی بسیار حائز اهمیت است؛ در صورتی که این زمان دیرتر از لحظه مناسب برگزیده شود، امواج سونامی در مدل سراسری داخل خشکی نفوذ می‌کنند که این میزان بالاروی با توجه به درشت‌نمایی کم مدل سراسری برای محاسبه بالاروی دقیق نیست؛ در نتیجه در محاسبه بالاروی نهایی توسط مدل محلی، که بر پایه خروجی‌های مدل سراسری استوار است، خطا پدید می‌آید. از سوی دیگر در صورتی که مدل سراسری زودتر از لحظه مطلوب متوقف شود، امواج سونامی به‌صورت کامل و حقیقی به مدل محلی منتقل نمی‌شوند و میزان بالاروی کمتر از مقدار واقعی محاسبه می‌شود. بنابراین گام زمانی پایانی مدل سراسری به‌گونه‌ای تعیین می‌شود که موج سونامی در آن لحظه از یک طرف به شکل کامل (به همراه قله خود) به محدوده آبی مدل محلی رسیده باشد و از طرف دیگر به شکل قابل توجهی در مناطق خشک محدوده مدل محلی وارد نشده باشد. طبیعتاً هر قدر محدوده مدل محلی گسترده‌تر باشد، شرایط فوق آسان‌تر فراهم می‌شود.

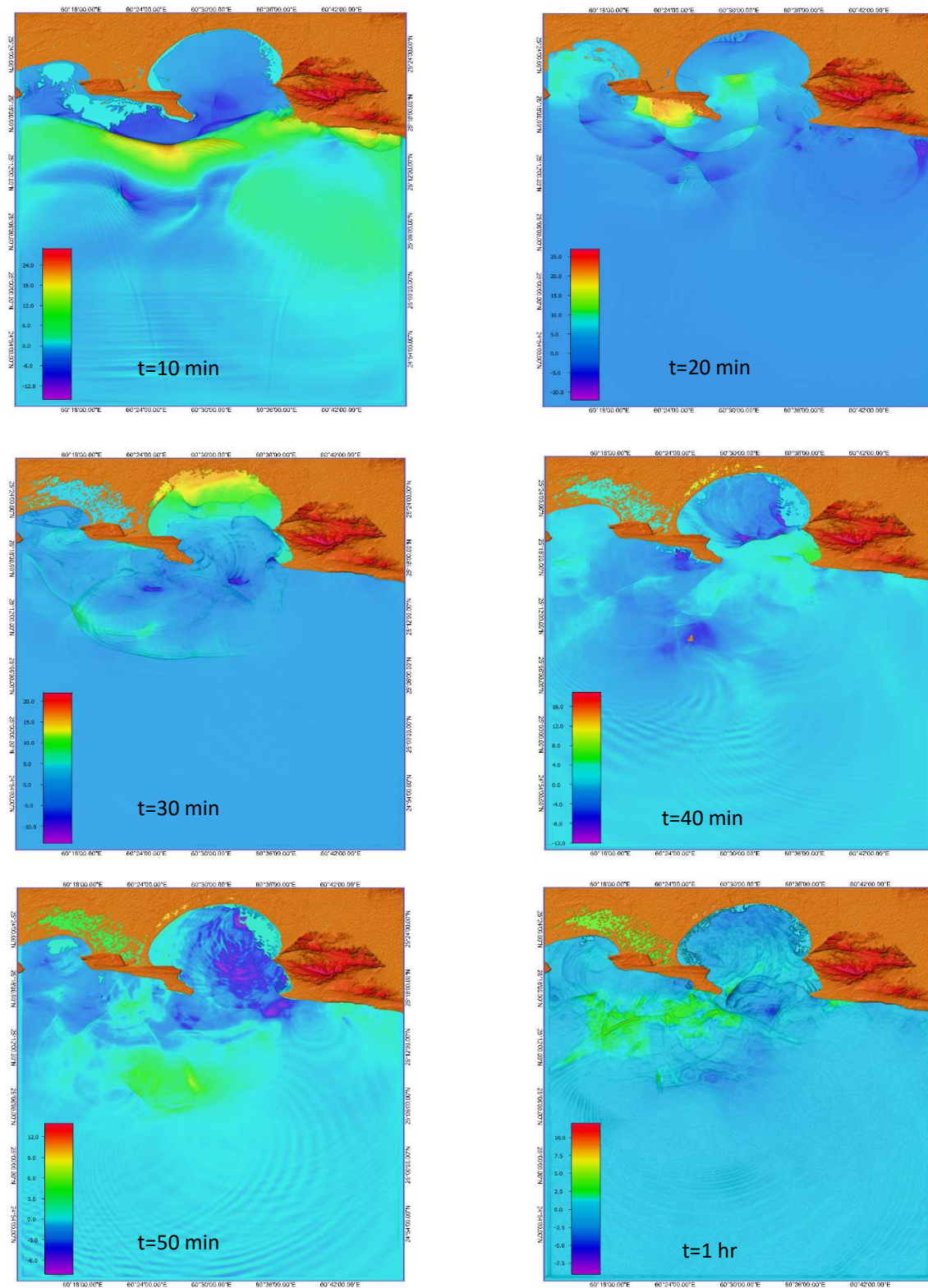
در لحظه توقف مدل سراسری، تراز سطح آزاد و سرعت‌های افقی (در دو جهت) در گام زمانی پایانی مدل سراسری ثبت شده و شرایط اولیه معادلات بوسینسکی مدل محلی را فراهم می‌کنند. قبل از به‌کارگیری این موارد به



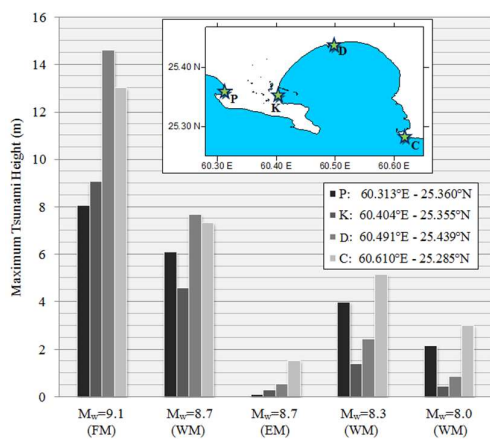
شکل ۵: تصاویر شبیه‌سازی سونامی در مدل کلی و محلی در زمان‌های مختلف پیشروی برای زلزله $M_w=9.1$



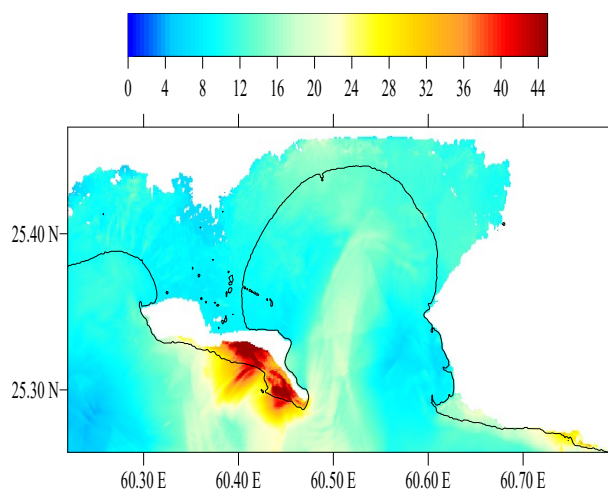
شکل ۶: تصاویر لحظه ای سطح تراز آب در گام های زمانی ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ دقیقه برای سناریوی زلزله $M_w = 8.7$ در مدل NSW



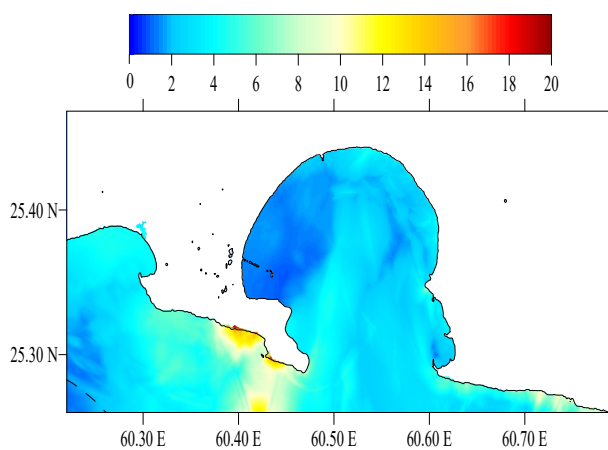
شکل ۷: تصاویر لحظه ای سطح تراز آب در گام های زمانی ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ دقیقه برای سناریوی زلزله Mw=9.1 در مدل BW



شکل ۸: توزیع حداکثر ارتفاع سونامی محاسبه شده در ایستگاه های مختلف سواحل مکران بر اثر زلزله های $M_w=8\sim 9.1$ در مناطق فرورانش مکران غربی (WM)، مکران شرقی (EM) و تمام طول مکران (FM)



شکل ۹: توزیع حداکثر ارتفاع موج برای سناریوی زلزله $M_w=9.1$



شکل ۱۰: توزیع حداکثر ارتفاع موج برای سناریوی زلزله $M_w=8.3$

با توجه به این که امواج سونامی به طور عمود در راستای گسل، یعنی تقریباً در راستای شمالی و جنوبی، منتشر می شوند، هنگامی که زلزله در بخش غربی ناحیه مکران رخ می دهد، امواج سونامی بسیار اندک به سواحل بخش شرقی مکران می رسند و بالعکس. نکته دیگر قابل مشاهده در انتشار امواج این است که در سمت سواحل شمالی ناحیه مکران، مثل سواحل پاکستان و ایران، در ابتدا حوض موج سونامی (موج منفی) مشاهده و سطح دریا پایین می رود و پس از آن امواج مثبت سونامی می رسند؛ در حالی که در سمت سواحل جنوبی، مثل سواحل عمان، در همان ابتدا سطح دریا بالا رفته و امواج اصلی سونامی (موج مثبت) دریافت می شوند. علت این موضوع به عملکرد گسل مکران مربوط است که سبب می شود در لحظه نخست پس از زلزله، فرورفتگی ایجاد شده در سطح آزاد دریا در سمت شمال گسل قرار گیرد.

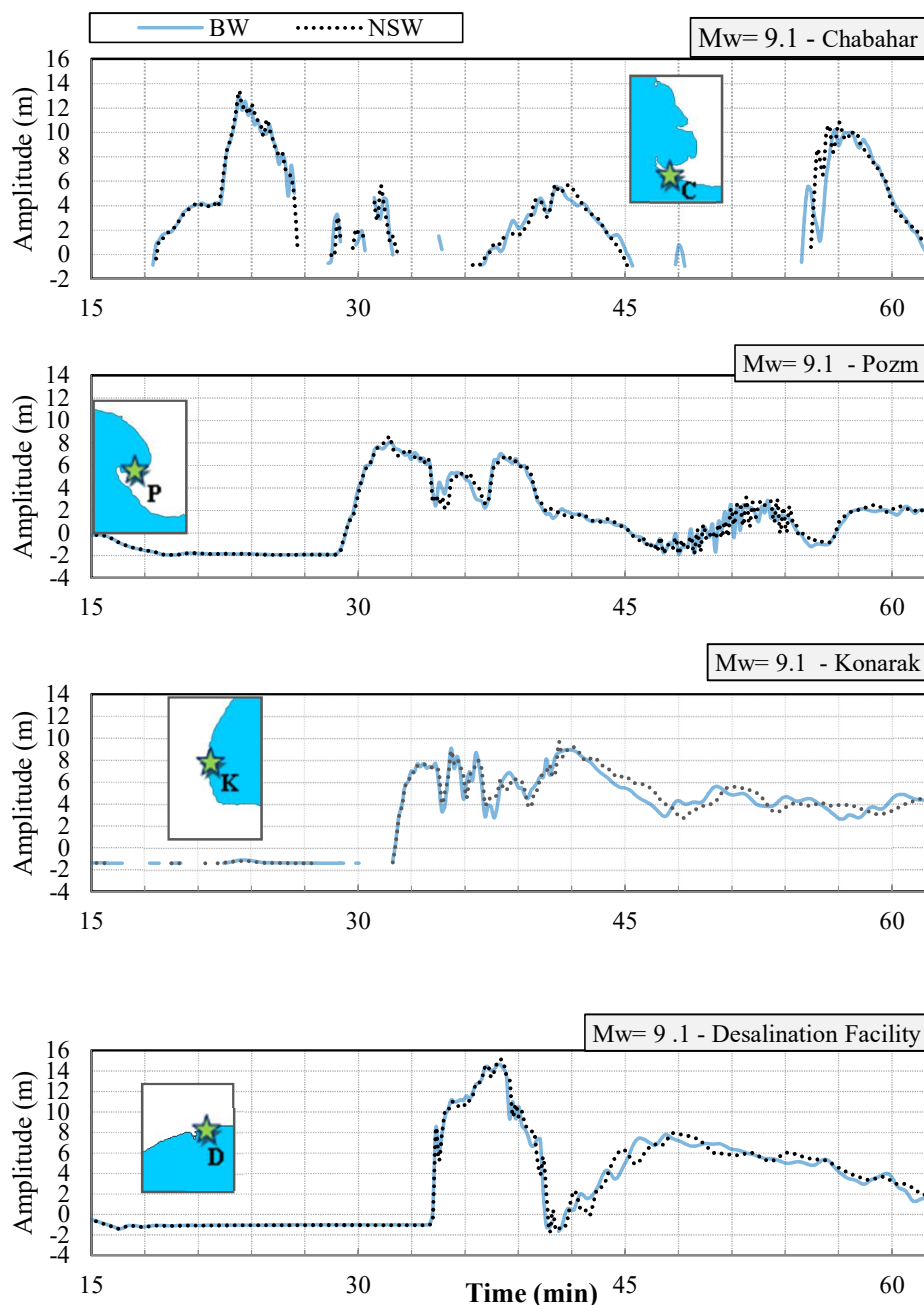
۲) ارتفاع امواج

با اجرای مدل های محلی، ورود امواج سونامی به خلیج چابهار و برخورد آن ها با سواحل این خلیج مدل سازی می شود. شکل ۸ تغییرات حداکثر ارتفاع موج محاسبه شده سونامی را در سناریوهای منتخب برای سه بندر اصلی اطراف خلیج چابهار یعنی بنادر چابهار، کنارک و پزم نشان می دهد. هر چند مطابق انتظار با افزایش بزرگی زلزله در سناریوهای مختلف حداکثر ارتفاع موج سونامی نیز افزایش می یابد، اما مشاهده می شود موقعیت وقوع زلزله در ناحیه مکران تأثیر بیشتری از بزرگی آن در ارتفاع امواج سونامی در خلیج چابهار دارد و ارتفاع سونامی ناشی از زلزله با بزرگی $8/7$ در مکران شرقی (سناریوی ۳) از ارتفاع سونامی های ناشی از زلزله های کوچک تر مکران غربی کمتر است (سناریوهای ۴ و ۶). شکل ۸ نشان می دهد که در سناریوهای یکسان، ارتفاع امواج سونامی در بندر چابهار از بنادر کنارک و پزم بیشتر است؛ زیرا امواج سونامی این بندر را مستقیماً مورد هجوم قرار می دهند، در حالی که بنادر کنارک و پزم در پشت دماغه های ساحلی واقع شده و امواج سونامی را مستقیماً دریافت نمی کنند. به گونه ای که حداکثر ارتفاع موج سونامی سناریوی ۳ در بندر پزم حتی از 10 سانتیمتر کمتر است و به همین علت مقدار آن در شکل ۸ قابل رویت نیست. حداکثر ارتفاع امواج سونامی ناشی از وقوع زمین لرزه با بزرگی $9/1$ و $8/3$ که در مدل محلی ثبت شده است، در محدوده خلیج چابهار بترتیب در شکل ۹ و شکل ۱۰ نمایش داده شده است. با بررسی شکل ۹ می توان دریافت که ارتفاع امواج سونامی ناشی از زمین لرزه با بزرگی $9/1$ در سواحل داخلی خلیج چابهار تقریباً مشابه مقدار ارتفاع امواج در بندر چابهار است (بین 10 الی 15 متر). دماغه غربی خلیج با توجه به تراز بالای ساحل در آن ناحیه به مانند دیواره مرتفعی در مقابل امواج سونامی عمل می کند و این امر سبب می شود حداکثر ارتفاع امواج سونامی در این نواحی شکل گیرد (حدود 40 متر). شکل ۱۰ نیز حداکثر ارتفاع موج 20 متری در دهانه غربی خلیج برای سناریوی $8/3$ را نشان می دهد. در این حالت، حداکثر ارتفاع موج ثبت شده در داخل خلیج حدوداً 4 متر محاسبه شده است.

۳) نوسانات تراز آب

پزم و کنارک، اولین موج سونامی ناشی از زلزله ۹/۱ به ترتیب در حدود ۳۰ و ۳۲ دقیقه می‌باشد. امواج سونامی با ارتفاع حداکثر، ۲۳ دقیقه پس از زلزله ۹/۳ به بندر چابهار وارد می‌شوند. این فاصله زمانی نسبتاً زیاد بین رسیدن امواج سونامی به بندر چابهار و بندر پزم و کنارک به سرعت کم انتشار امواج سونامی در این نواحی مربوط می‌شود؛ با توجه به طول موج زیاد امواج سونامی این امواج در گروه امواج آب کم عمق (امواج بلند) شمرده می‌شوند و در نتیجه با فرض تئوری موج خطی، سرعت فازی این امواج با جذر عمق اقیانوس متناسب خواهد بود؛ $c = \sqrt{gh}$.

سری زمانی امواج سونامی ناشی از وقوع زمین‌لرزه در مدل محلی برای زلزله به بزرگی ۹/۱، در شکل ۱۱ ارائه شده است؛ موقعیت مکانی ایستگاه‌های ثبت تراز آب در سواحل بندر چابهار، کنارک و پزم و آب شیرین کن در نظر گرفته شده است. همان‌گونه که سری‌های زمانی نشان می‌دهند، امواج سونامی در ایستگاه ساحلی بندر چابهار زودتر از سایر ایستگاه‌ها ظاهر می‌شود؛ زمان رسیدن اولین موج سونامی (با تراز مثبت) به سواحل بندر چابهار ۱۹ دقیقه پس از وقوع هر دو زمین‌لرزه است در حالی که در بندر



شکل ۱۱: سری زمانی امواج سونامی در ایستگاه بندر چابهار، کنارک، پزم و آب شیرین کن ناشی از Mw=9.1

خلیج چابهار است که این اختلاف به بالای ۱۰ درصد در سواحل پزم می‌رسد.

جدول ۵: مقایسه حداکثر ارتفاع موج سونامی به دست آمده از معادلات بوسینسک توسعه یافته و معادلات غیرخطی آب کم عمق در سناریوی $Mw=9.1$ برای ایستگاه‌های بنادر چابهار (C)، آب‌شیرین‌کن (D)، کنارک (K) و پزم (P)

شدت زمین لرزه، $Mw=9.1$				
ایستگاه‌ها	مدل عددی / حداکثر ارتفاع (متر)		مدل عددی / زمان رسیدن (ثانیه)	
	NSW	BW	NSW	BW
C	12.991	1118.08	13.411	1128.45
D	14.597	2051.16	15.148	2061.53
K	9.075	1926.75	9.663	1926.75
P	8.061	1760.87	8.571	1771.24

جدول ۶: مقایسه زمان رسیدن موج سونامی به دست آمده از معادلات بوسینسک توسعه یافته و معادلات غیرخطی آب کم عمق در سناریوی $Mw=8.3$ برای ایستگاه‌های بنادر چابهار (C)، آب‌شیرین‌کن (D)، کنارک (K) و پزم (P)

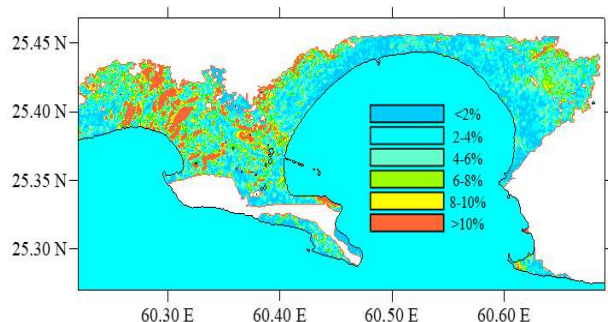
شدت زمین لرزه، $Mw=8.3$ (غربی)				
ایستگاه‌ها	مدل عددی / حداکثر ارتفاع (متر)		مدل عددی / زمان رسیدن (ثانیه)	
	NSW	BW	NSW	BW
C	5.147	1215.07	5.136	1215.07
D	2.428	2749.02	2.237	2966.74
K	1.377	2137.78	1.313	2148.14
P	3.971	1868.22	3.852	1888.96

بنابراین به دلیل عمق کم آب در محدوده بین بنادر چابهار و بنادر پزم و کنارک، سرعت امواج سونامی در این نواحی کاهش یافته و این امر فاصله زمانی زیاد مذکور را توجیه می‌نماید. همان‌طور که پیش‌تر نیز بیان شد، مشاهده می‌شود که ارتفاع امواج سونامی در بندر چابهار از بنادر کنارک و پزم بیشتر است (مقدار حداکثر امواج سونامی برای زلزله ۹/۱ در بنادر چابهار، کنارک و پزم به ترتیب حدود ۱۳، ۹ و ۸ متر می‌باشد)؛ که علت آن به موقعیت ویژه قرارگیری بنادر کنارک و پزم برمی‌گردد.

همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، پس از انتشار سونامی در سواحل ایران، ابتدا حوضیض موج مشاهده شده و تراز سطح آب پایین می‌رود که سری زمانی‌های امواج نیز این امر را تأیید می‌نمایند. این کاهش تراز سطح آب سبب می‌شود در مناطقی که دریا عمق چندانی نداشته باشد (عمق آب از میزان این کاهش تراز سطح آزاد کمتر باشد) خشکی رخ داده و اصطلاحاً دریا عقب نشینند. در نقاط خروجی مدل نیز که در مجاورت خط ساحلی هستند و عمق چندانی ندارند، این پدیده مشاهده شده و در هنگامی که کاهش تراز سطح آب از عمق بستر در نقطه خروجی تجاوز می‌کند، سری زمانی امواج منقطع می‌شود. ساکنان مناطق ساحلی می‌توانند از این مورد به عنوان یک هشدار طبیعی استفاده کنند و با مشاهده عقب‌نشینی دریا از در راه بودن امواج سونامی مطلع شوند.

۴) مقایسه نتایج مدل‌های بوسینسکی (BW) و غیرخطی آب کم عمق (NSW)

در این بخش از مطالعه، نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های انجام گرفته برای زلزله‌های با قدرت ۸/۳ و ۹/۱ در دو حالت استفاده از مدل‌های بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق، برای ایستگاه‌های بنادر چابهار (C)، آب‌شیرین‌کن (D)، کنارک (K) و پزم (P) مطابق جدول و جدول ارائه شده است. مقایسه نتایج مربوط به ارتفاع امواج و زمان رسیدن اولین موج برای زلزله ۹/۱ نشان می‌دهد که مدل BW، اغلب مقادیر کمتری نسبت به مدل NSW دارد در حالی که همین مقایسه برای زلزله ۸/۳ برعکس بوده و اغلب مقادیر حاصل از مدل NSW بیشتر از مدل BW می‌باشد. شکل ۱۲ و شکل ۱۳، به ترتیب درصد تفاوت بین حداکثر ارتفاع سطح آزاد (متر) محاسبه شده توسط مدل‌های BW و NSW برای زلزله‌های ۸/۳ و ۹/۱ را نشان می‌دهد. نتایج زلزله ۸/۳ نشان می‌دهد که این اختلاف اکثراً در بازه ۱۵ تا ۲۵ درصد بوده و در برخی مناطق داخل خلیج به ۴۰ درصد هم رسیده است (شکل ۱۲) که بیانگر تأثیر مهم استفاده از مدل‌های BW و NSW در مدل‌سازی سونامی می‌باشد. برای زلزله ۹/۱ نیز اختلاف نتایج حاصل از دو حالت مدل‌سازی اغلب در بازه ۵ تا ۱۰ درصد بوده و در برخی مناطق که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، به ۴۰ درصد نیز رسیده است. شکل درصد اختلاف بین حداکثر ارتفاع سطح آزاد (متر) در منطقه سیلاب گرفتگی، محاسبه شده توسط مدل‌های BW و NSW برای زلزله $Mw=9.1$ را نشان می‌دهد. نتایج بیانگر اختلاف حداکثر تا ۱۰ درصد در سواحل پیرامونی داخل

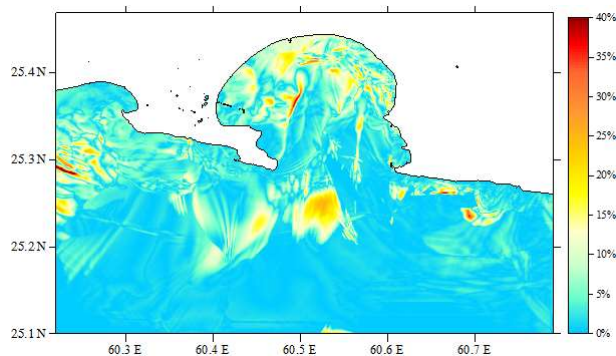


شکل ۱۴: درصد اختلاف بین حداکثر ارتفاع سطح آزاد (متر) در منطقه سیلاب گرفتگی، محاسبه شده توسط مدل های BW و NSW برای زلزله Mw=9.1

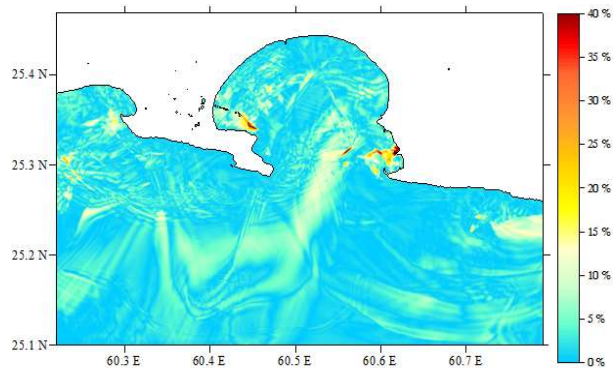
نتیجه‌گیری

در این مطالعه، مدل‌سازی سونامی با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف و با استفاده از مدل‌های بوسینسکی و غیرخطی آب کم عمق انجام گرفت. نتایج حاصل بیانگر اختلاف حائز اهمیت در استفاده از مدل‌های BW و NSW می‌باشد به طوری که برای زلزله‌های پایین‌تر مثل ۸/۳ این درصد اختلاف خیلی بیشتر از زلزله‌های بزرگتری مثل ۹/۱ است. این اختلاف بیشتر در زلزله ۸/۳ می‌تواند به دلیل راهیابی امواج سونامی به داخل خلیج و شکست امواج در داخل خلیج باشد که در این حالت مدل BW قادر به شبیه‌سازی دقیق‌تری از شکست موج نسبت به NSW می‌باشد. در حالی که برای زلزله ۹/۱ به علت ارتفاع بسیار زیاد امواج، اکثر امواج قبل از ورود به داخل خلیج شکسته و امواج به‌صورت توده آب وارد خلیج می‌شوند و شکست امواج کمتری نسبت به سناریوی زلزله ۸/۳ در داخل خلیج را شاهد هستیم.

اولین نکته مشاهده شده در انتشار سونامی‌های مکران این است که در سمت سواحل پاکستان و ایران در ابتدا حوضیض موج سونامی مشاهده و سطح دریا پایین می‌رود و پس از آن امواج مثبت سونامی می‌رسند؛ که ساکنان مناطق ساحلی می‌توانند از این مورد به عنوان یک هشدار طبیعی استفاده کنند. طبق نتایج حاصله، سونامی‌های مکران غالباً در راستای شمالی و جنوبی منتشر می‌شوند و بنابراین هنگامی که زلزله در بخش غربی ناحیه مکران رخ می‌دهد، امواج سونامی بسیار اندک به سواحل بخش شرقی مکران می‌رسند (و بالعکس). این امر سبب می‌شود در سواحل و بنادر خلیج چابهار، ارتفاع امواج سونامی ناشی از زلزله با بزرگی ۸/۷ در مکران شرقی از ارتفاع سونامی‌های ناشی از زلزله‌های کوچک‌تر مکران غربی کمتر باشد. از سوی دیگر در سناریوهای یکسان، ارتفاع امواج سونامی در بندر چابهار از بندر کنارک و پزم بیشتر است؛ زیرا بندر کنارک و پزم در پشت دماغه‌های ساحلی واقع شده و مستقیماً مورد یورش امواج سونامی قرار نمی‌گیرند. در عظیم‌ترین سونامی ناشی از زلزله با بزرگی ۹/۱، مقدار ارتفاع امواج سونامی در بندر چابهار، کنارک و پزم به ترتیب حدود ۱۳، ۹ و ۸ متر است. ضمن اینکه زمان رسیدن امواج سونامی به سواحل بندر چابهار تنها ۱۹ دقیقه پس از وقوع زمین‌لرزه است؛ در حالی که در بندر پزم و کنارک اولین امواج



شکل ۱۲: درصد اختلاف بین حداکثر ارتفاع سطح آزاد (متر) محاسبه شده توسط مدل های BW و NSWMw=8.3 (WM)



شکل ۱۳: درصد اختلاف بین حداکثر ارتفاع سطح آزاد (متر) محاسبه شده توسط مدل های NSW و BW Mw=9.1

پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی در انجام این پروژه تقدیر و تشکر می‌گردد.

تعارض منافع

این مقاله بر اساس «تعارض حرفه‌ای و مالکیت فکری: ارتقای سازمانی و نظریات تخصصی شخصی اینجانب به‌عنوان نویسنده مسئول گردآوری شده است.»

منابع

- [1] Akbarpour Jannat, M.R., 2021. Tsunami modeling in the Chabahar Bay-Iran from worst-case Makran seismic scenarios: new insights into spectral characterization, separation of the continental shelf, and topography effects. *Arab. J. Geosci.*, 14, 1-21.
- [2] Akbarpour Jannat, M.R., 2021. Tsunami modeling in the Chabahar Bay-Iran from worst-case Makran seismic scenarios: new insights into spectral characterization, separation of the continental shelf, and topography effects. *Arab. J. Geosci.*, 14, 1-21.
- [3] Ando, M., 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, 27(2), 119-140.
- [4] Byrne, D.E., Sykes, L.R., Davis, D.M., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 449-478.
- [5] Grilli, S., Harris, J., Tajali-Bakhsh, T., Tappin, D., Masterlark, T., Kirby, J., Shi, F., Ma, G., 2012. Recent progress in the nonlinear and dispersive modeling of tsunami generation and coastal impact: application to Tohoku 2011. *Proceedings of the 13th Journées Hydrodynamiques Chatou France*, 21-23.
- [6] Heck, N.H., 1947. List of seismic sea waves*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 37(4), 269-289
<https://doi.org/10.1785/bssa0370040269>
- [7] Heidarzadeh, M., Pirooz, M.D., Zaker, N.H., Synolakis, C.E., 2008. Evaluating Tsunami Hazard in the Northwestern Indian Ocean. *Pure Appl. Geophys.*, 165(11), 2045-2058.
- [8] Heidarzadeh, M., Pirooz, M.D., Zaker, N.H., Yalciner, A.C., 2009. Preliminary estimation of the tsunami hazards associated with the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean. *Nat Hazards*, 48, 229-243.
- [9] Heidarzadeh, M., Satake, K., 2017. A combined earthquake-

سونامی به ترتیب در حدود ۳۰ و ۳۲ دقیقه پس از زلزله مشاهده می‌شوند. این فاصله زمانی نسبتاً زیاد بین رسیدن امواج سونامی به بندر چابهار و بنادر پزم و کنارک از سرعت کم انتشار امواج سونامی در این نواحی نشأت می‌گیرد.

نتایج به دست آمده همچنین نشان دادند ارتفاع امواج سونامی ناشی از زمین‌لرزه با بزرگی ۹/۱ در سواحل داخلی خلیج چابهار تقریباً مشابه مقدار ارتفاع امواج در بندر چابهار است. با این وجود میزان آب‌گرفتگی در بندر چابهار نسبت به نواحی داخلی خلیج چابهار بسیار کمتر است. در بندر چابهار حداکثر طول آب‌گرفتگی حدود ۱/۶ کیلومتر است، در حالی طول آب‌گرفتگی در شمال غربی خلیج چابهار به بیش از ۶ کیلومتر می‌رسد؛ از سوی دیگر اگرچه حداکثر ارتفاع امواج سونامی در دماغه غربی خلیج چابهار مشاهده می‌شود، با این وجود میزان آب‌گرفتگی در این نواحی نیز با توجه به ارتفاع امواج چندان زیاد نیست (حدود ۱/۵ کیلومتر). تغییرات میزان آب‌گرفتگی بین سواحل نواحی مختلف خلیج چابهار به میزان شیب و وضعیت توپوگرافی سواحل مربوط می‌شود؛ بنابراین مشاهده شد تغییرات توپوگرافی و هیدروگرافی ساحلی در مقدار ارتفاع بالاروی و طول آب‌گرفتگی سونامی به شدت اثرگذار است و هر قدر داده‌های توپوگرافی و هیدروگرافی مدل‌سازی دقیق‌تر باشد، نتایج مدل‌سازی سونامی قابل اطمینان‌تر خواهد بود. در نتیجه برای ارزیابی سونامی‌های ناحیه مکران هرگز نباید به مدل‌سازی‌های بزرگ‌مقیاس با شبکه‌های مکانی بزرگ اکتفا کرد.

طبق نتایج به دست آمده، به غیر از سونامی ناشی از زلزله با بزرگی ۹/۱ که سراسر طول ناحیه مکران را در بر گرفته و گسیخته می‌کند، تنها امواج سونامی‌های ناشی از زلزله‌های ناحیه غربی مکران با بزرگی ۸/۳ و ۸/۷، می‌توانند در نواحی خشکی اطراف خلیج چابهار نفوذ کنند و هیچ یک از زلزله‌های مکران شرقی، حتی با بزرگی ۸/۷، در اطراف خلیج چابهار آب‌گرفتگی را به همراه ندارند. بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که در میزان شدت و تهدید سونامی در سواحل خلیج چابهار (و همین‌طور سایر بخش‌های سواحل مکران)، موقعیت وقوع زلزله مکران به طور مساوی و شاید حتی بیشتر از بزرگی زلزله تأثیرگذار است.

مشارکت نویسندگان

مفهوم‌سازی، اعتبارسنجی: محمودرضا اکبرپورجنت و احسان راست گفتار، نگارش-بررسی و تدوین: محمودرضا اکبرپورجنت و احسان راست گفتار؛ نگارش-اصل پیش نویس: محمودرضا اکبرپورجنت؛ نظارت و مدیریت پروژه: محمودرضا اکبرپورجنت؛ همه نویسندگان نسخه منتشر شده نسخه خطی را خوانده و با آن موافقت کرده‌اند.

تشکر و قدردانی (اختیاری)

این مقاله مستخرج از طرح شماره ۰۱-۰۱۰-۰۱-۰۲۱-۳۹۴ مورد حمایت پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی می‌باشد. بدینوسیله از حمایت

- [17] Rashidi, A., Shomali, Z.H., Dutykh, D., Keshavarz Farajkhah, N., 2020. Tsunami hazard assessment in the Makran subduction zone. *Natural Hazards*, 100(2), 861-875 .
- [18] Rastgoftar, E., Soltanpour, M., 2016. Study and numerical modeling of 1945 Makran tsunami due to a probable submarine landslide. *Nat Hazards*, 83, 929-945 .
- [19] Schellart, W.P., Rawlinson, N., 2013. Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 225, 41-67 .
- [20] Smith, G.L., McNeill, L.C., Wang, K., He, J., Henstock, T.J., 2013. Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 40 .۱۵۳۳-۱۵۲۸ ,(۸)
- [21] Tao, J., 1983. Numerical modeling of wave runup and breaking on the beach. *Acta Oceanologica Sinica*, Beijing, 6, 692-700 .
- [22] 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. *Journal of fluid mechanics*, 294, 71-92 .
- [23] Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002 .
- [24] Zelt, J., 1991. The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves. *Coastal Engineering*, 15(3), 205-246.
- landslide source model for the Tsunami from the 27 November 1945 M w 8.1 Makran earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 107(2), 1033-1040 .
- [10] Hoechner, A., Babeyko, A., Zamora, N., 2015. Probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran region with focus on maximum magnitude assumption. *Natural Hazards & Earth System Sciences Discussions*, 3 .(۹)
- [11] Momeni, P., Goda, K., Heidarzadeh, M., Qin, J., 2020. Stochastic analysis of tsunami hazard of the 1945 Makran subduction zone Mw 8.1–8.3 earthquakes. *Geosci. J.*, 10(11), 452 .
- [12] Nwogu, O., 1993. Alternative form of Boussinesq equations for nearshore wave propagation. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 119(6), 618-638 .
- [13] Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4), 1135-1154 .
- [14] Okal, E.A., Fritz, H.M., Hamzeh, M.A., Ghasemzadeh, J., 2015. Field survey of the 1945 Makran and 2004 Indian Ocean tsunamis in Baluchistan, Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 3343-3356 .
- [15] Okal, E.A., Synolakis, C.E., 2008. Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean. *Geophys. J. Int.*, 172(3), 995-1015 .
- [16] Plafker, G., 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 901-925 .

AUTHOR(S) BIOSKETCHES

Akbarpour Jannat, M., Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science (INIOAS), Tehran, Iran, No. 3, Etemad Zadeh St., Fatemi Ave., P.C.: 1411813389

✉ akbarpour@inio.ac.ir

 0000-0003-1850-9617

Rastgoftar, E., Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science (INIOAS), Tehran, Iran, No. 3, Etemad Zadeh St., Fatemi Ave., P.C.: 1411813389

✉ e.rastgoftar@inio.ac.ir

 0009-0004-4623-1565

این قسمت توسط نشریه تکمیل می‌گردد:



HOW TO CITE THIS ARTICLE

Citation (Vancouver) Akbarpour Jannat, M.R., Rastgoftar, E., (2024). Numerical Study of the Effect of Nonlinear Parameters in Tsunami Wave Modeling: Case Study: Chabahar Bay. *J. of Oceanography, Spring 2024; ??(?): ?-?*.

 <http://doi.org/10.52547/joc.14.55.10>

 <http://joc.inio.ac.ir/article-1-1779-fa.html>

 <https://orcid.org/0000-0003-1850-9617>



COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.